



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

GEOMORFOLOGÍA DE LA SECCIÓN DISTAL DE LA CUENCA DE
VODUDAHUE: ANÁLISIS DE GRUPOS DE FORMAS Y RELACIÓN CON LOS
PROCESOS DE LA CUENCA ANDINA DE SUSTENTACIÓN.

Memoria para optar al título de Geógrafa

JAVIERA ALEXANDRA MORA QUIROZ

Profesora Guía: María Victoria Soto Bäuerle

SANTIAGO – CHILE

2018

GEOMORFOLOGÍA DE LA SECCIÓN DISTAL DE LA CUENCA DE VODUDAHUE: ANÁLISIS DE GRUPOS DE FORMAS
Y RELACIÓN CON LOS PROCESOS DE LA CUENCA ANDINA DE SUSTENTACIÓN.

Un millón de abrazos al cielo...

Agradecimientos

En primera instancia, agradezco a mi profesora guía, María Victoria Soto, por dejarme de ser parte de este proyecto que me ha entregado nuevos conocimientos enriquecedores, y porque me ha permitido conocer un poco más de este país tan bello. Gracias los consejos, sugerencias y por la paciencia que me ha tenido.

También agradezco a mis compañeros de laboratorio, especialmente a Misael Cabello y a Ignacio Ibarra, por la ayuda y el apoyo prestados tanto en la etapa de práctica profesional como en la realización de esta memoria. Además, a quienes día a día entregaron una buena conversación, compañía y amistad.

A mi gran grupo universitario, las geoniñas preciosas, por acompañarme y permitirme caminar junto a ellos durante toda la carrera, por la paciencia y cariño entregados durante los últimos cinco años, y porque a pesar de las diferencias de opinión y encontronazos, supimos llevar adelante una bonita relación de compañerismo y amistad.

A mis amigas reales y virtuales, que soportaron cada desahogo conmigo, y celebraron cada logro que tuve. Gracias por escucharme, aconsejarme, distraerme y acompañarme durante tantos años. Especialmente a Constanza, por revisar esta memoria y ayudarme a corregirla.

A mi compañero de vida durante todo este período, por estar en todas conmigo, apoyarme en cada momento y, por sobre todo, por amarme como lo hace. A Ricardo, por dejarme ser parte de su vida. Y a su familia, por el apoyo, el aliento y el cariño que me brindaron desde el comienzo.

A mi familia, por creer en mí desde el minuto 1, por todo el soporte que me han brindado, por el orgullo que han sentido, por estar pendientes y por quererme tanto. A mis hermanos, para que vean que sí se puede. Y, especialmente, a mi madre, quien ha dejado la vida en el trabajo para que a nosotros no nos faltara nada sin excusas ni descansos, quien ha aguantado lo inaguantable para darnos un hogar, quien me otorgó la educación y la formación y quien, a costa de muchos sacrificios, ha logrado que hoy sea quien soy.

Finalmente, agradezco a mis angelitos, que a pesar de no lograr estar conmigo en estos momentos, se que desde el cielo están orgullosos de este gran paso. A mi tita, quien no alcanzó a verme graduarme de enseñanza media, pero que se admiraba de mis logros. A mi buelichecha, quien no alcanzó a verme entrar a Geografía, pero quien sabía que estaba hecha para esto. A mi tata Víctor, quien me dejó en medio de mi carrera, pero me quiso hasta el último momento. A mi tatita, quien me dejó a comienzos de mi práctica profesional, pero estaba dichoso y orgullosísimo de que su primera nieta estuviera en la Universidad. Finalmente, a mi tío Rubén, quien el destino me quitó bruscamente poco antes del término de este proceso, y por cuyo dolor me hice un poquito más fuerte.

Por siempre en mi corazón.

Resumen

El propósito de este estudio es el conocimiento de la geomorfología presente en la sección distal de la cuenca de Vodudahue, Región de Los Lagos. Se identifica y caracteriza la geomorfología, analizando los procesos fluviales actuales que afectan la zona, como también la dinámica y tendencia evolutiva. La metodología utilizada es la fotointerpretación de imágenes satelitales y fotografías aéreas, identificando formas fluviales como llanuras de inundación y terrazas de acuerdo a Tarbuck, Lutgens & Tasa (2005) y Huggett (2007); formas fluvio-marinas como fan delta de acuerdo a McPHERSON *et al.* (1987), NEMEC (1990) y BIRD (2008); laderas de acuerdo a Gutierrez (2008) y procesos de remoción en masa según Hauser (1993); y formas aluviales como abanicos aluviales de acuerdo a Tarbuck, Lutgens & Tasa (2005), Huggett (2007) y Gutierrez (2008), geomorfologías características de los valles fluviales desarrolladas durante el Pleistoceno. En el Reciente, operan sólo las acciones erosivas y depositacionales, principalmente en forma lateral. En la actualidad, el río presenta una morfología meándrica en la desembocadura, pero paleo canales dan cuenta que el curso se presentaba de forma trenzada (*braided*) y paleo bancos presentan distintas etapas evolutivas del fan delta y de los meandros. La cuenca no sufre cambios sustanciales en cortos periodos de tiempo.

Palabras clave: Geomorfología Fluvial, Procesos Fluviales, Ambiente de Fiordos.

Abstract

The purpose of this study is to know the geomorphology present in the distal section of the Vodudahue basin, Los Lagos Region. Geomorphology is identified and characterized by analyzing the current fluvial processes that affect the area, as well as the dynamics and evolutionary tendency. The methodology used is the photointerpretation of satellite images and aerial photographs, identifying fluvial forms such as floodplains and terraces according to Tarbuck, Lutgens & Tasa (2005) and Huggett (2007); fluvial-marine forms as fan delta according to McPherson *et al.* (1987), Nemeč (1990) and Bird (2008); hillsides according to Gutierrez (2008) and mass removal processes according to Hauser (1993); and alluvial forms such as alluvial fans according to Tarbuck, Lutgens & Tasa (2005), Huggett (2007) and Gutierrez (2008), characteristic geomorphologies of the river valleys developed during the Pleistocene. In the Recent, only erosive and depositary actions operate, mainly laterally. At present, the river presents a meandering morphology at the mouth, but paleo channels show that the course was presented in a braided form and paleo banks have different evolutionary stages delta fan and meanders. The basin does not undergo substantial changes in short periods of time.

Keywords: Fluvial Geomorphology, Fluvial Processes, Fjord Environment.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

| | |
|---|----|
| CAPÍTULO 1: PRESENTACIÓN | 11 |
| 1.1 Introducción | 11 |
| 1.2 Planteamiento del problema | 12 |
| 1.3 Área de Estudio | 13 |
| 1.3.1 Aspectos generales | 13 |
| 1.3.2 Aspectos físicos | 15 |
| 1.3.2.1 Clima | 15 |
| 1.3.2.2 Vegetación | 16 |
| 1.3.2.3 Geología..... | 19 |
| 1.4 Objetivos | 22 |
| 1.4.1 Objetivo General | 22 |
| 1.4.2 Objetivos Específicos | 22 |
| 1.5 Hipótesis | 22 |
| CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO | 23 |
| 2.1 Glaciación Llanquihue | 23 |
| 2.2 Historia y evolución de la geomorfología fluvial | 25 |
| 2.3 Acciones fundamentales de un canal fluvial | 26 |
| 2.4 Evolución de un canal fluvial | 27 |
| 2.5 Morfologías debido a los canales fluviales | 28 |
| 2.5.1 Morfología Fluvial..... | 28 |
| 2.5.2 Morfología Fluviomarina..... | 29 |
| 2.5.3 Morfología de Laderas | 30 |
| 2.5.4 Morfología Aluvial | 31 |

| | |
|--|----|
| CAPÍTULO 3: PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO | 32 |
| 3.1 Identificar y caracterizar la geomorfología en la sección distal de la cuenca de Vodudahue | 33 |
| 3.1.1 Fuente de Información | 33 |
| 3.1.2 Instrumentos y Método..... | 34 |
| 3.2 Analizar los procesos fluviales actuales que afectan la zona distal de la cuenca de Vodudahue | 35 |
| 3.2.1 Fuente de Información | 35 |
| 3.2.2 Instrumentos y Método | 36 |
| 3.3 Analizar la dinámica y tendencia evolutiva (de cambios morfológicos) en la sección distal de la cuenca de Vodudahue | 36 |
| 3.3.1 Fuente de Información | 36 |
| 3.3.2 Instrumentos y Método | 37 |
| CAPÍTULO 4: RESULTADOS | 38 |
| 4.1 Geomorfología de la sección distal de la cuenca de Vodudahue | 38 |
| 4.1.1 Aspectos generales..... | 38 |
| 4.1.2 Morfología Fluvial..... | 43 |
| 4.1.2.1 Llanura de inundación | 43 |
| 4.1.2.2 Terrazas fluviales | 45 |
| 4.1.3 Morfología Fluviomarina..... | 49 |
| 4.1.3.1 Fan delta | 49 |
| 4.1.4 Morfología de Laderas | 51 |
| 4.1.4.1 Análisis de laderas en base a componente geológica | 51 |
| 4.1.4.2 Remoción en masa | 54 |
| 4.1.5 Morfología Aluvial..... | 55 |
| 4.1.5.1 Abanico aluvial (caótico)..... | 55 |

| | |
|---|----|
| 4.2 Procesos fluviales actuales que afectan la zona distal de la cuenca de Vodudahue | 58 |
| 4.2.1 Proceso erosivo | 58 |
| 4.2.1 Proceso de sedimentación | 60 |
| 4.3 Dinámica y tendencia evolutiva en la desembocadura de la cuenca de Vodudahue | 61 |
| 4.3.1 Dinámicas fluviales pasadas | 62 |
| 4.3.1.1 Paleo bancos..... | 64 |
| 4.3.1.2 Paleo canales | 64 |
| 4.3.2 Análisis comparativo entre los años 1984 y 2016..... | 66 |
| 4.3.3 Tendencia evolutiva | 69 |
| CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES | 71 |
| 5.1 Discusión | 71 |
| 5.2 Conclusiones | 73 |
| BIBLIOGRAFÍA | 74 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1: Área de Estudio | 14 |
| Figura 2: Sección distal de la cuenca de Vodudahue..... | 15 |
| Figura 3: Cobertura Vegetacional, sección distal, cuenca de Vodudahue..... | 16 |
| Figura 4: Altura Vegetacional, sección distal, cuenca de Vodudahue. | 17 |
| Figura 5: Tipo de Vegetación, sección distal, cuenca de Vodudahue..... | 18 |
| Figura 6: Estructura de la Vegetación, sección distal, cuenca de Vodudahue..... | 19 |
| Figura 7: Lineamiento de falla, cuenca de Vodudahue..... | 20 |
| Figura 8: Geología sección distal, cuenca de Vodudahue..... | 21 |
| Figura 9: Distribución de perfiles transversales y figuras en sección distal, cuenca de Vodudahue | 33 |
| Figura 10: Geomorfología sección distal, cuenca de Vodudahue..... | 39 |
| Figura 11: Perfil 1 cuenca de Vodudahue | 40 |
| Figura 12: Perfil 2 cuenca de Vodudahue | 40 |
| Figura 13: Perfil 3 cuenca de Vodudahue | 41 |
| Figura 14: Perfil 4 cuenca de Vodudahue | 41 |
| Figura 15: Perfil 5 cuenca de Vodudahue | 42 |
| Figura 16: Perfil 6 cuenca de Vodudahue | 42 |
| Figura 17: Banco lateral río Vodudahue, cuenca de Vodudahue | 44 |
| Figura 18: Bancos medios en estero Maruco, afluente del río Vodudahue, cuenca de Vodudahue | 44 |
| Figura 19: Corte terraza baja, cuenca de Vodudahue | 46 |
| Figura 20: Terraza baja, cuenca de Vodudahue | 47 |
| Figura 21: Corte terraza alta, cuenca de Vodudahue | 47 |
| Figura 22: Escarpe de terraza alta, cuenca de Vodudahue..... | 48 |
| Figura 23: Escarpe de terraza alta, escala humana, cuenca de Vodudahue..... | 48 |

| | |
|--|----|
| Figura 24: Terraza alta, cuenca de Vodudahue | 49 |
| Figura 25: Fan delta del río Vodudahue, cuenca de Vodudahue..... | 50 |
| Figura 26: Laderas en rocas intrusivas y rocas metamórficas, de derecha a izquierda en la sección frontal, cuenca de Vodudahue..... | 52 |
| Figura 27: Laderas en rocas intrusivas, cuenca de Vodudahue | 53 |
| Figura 28: Laderas en rocas intrusivas, cuenca de Vodudahue | 53 |
| Figura 29: Remoción en masa, cuenca de Vodudahue..... | 54 |
| Figura 30: Perfil de abanico aluvial (caótico), cuenca de Vodudahue | 55 |
| Figura 31: Corte de abanico aluvial (caótico), cuenca de Vodudahue..... | 56 |
| Figura 32: Subcuencas tributarias de la cuenca de Vodudahue, determinantes del abanico aluvial (caótico)..... | 57 |
| Figura 33: Erosión lateral del río Vodudahue, cuenca de Vodudahue..... | 58 |
| Figura 34: Erosión lateral del estero Troliguán, afluente del río Vodudahue, cuenca de Vodudahue | 59 |
| Figura 35: Sección de terraza cortada en el estero Troliguán, afluente del río Vodudahue, cuenca de Vodudahue..... | 60 |
| Figura 36: Depositación de material en forma de banco lateral, cuenca de Vodudahue .. | 61 |
| Figura 37: Paleo formas en sección distal, cuenca de Vodudahue | 63 |
| Figura 38: Perfil de paleo canales en patrón trenzado, cuenca de Vodudahue | 65 |
| Figura 39: Patrón trenzado (<i>braided</i>), remanente de paleo canales en terraza baja, escala humana, cuenca de Vodudahue | 65 |
| Figura 40: Patrón trenzado (<i>braided</i>), remanente de paleo canales en terraza baja, cuenca de Vodudahue. La vegetación evidencia los paleo canales y bancos | 66 |
| Figura 41: Distribución espacial de zonas de análisis temporal en sección distal, cuenca de Vodudahue | 67 |
| Figura 42: Comparativo temporal en zonas A y B, sección distal, cuenca de Vodudahue | 68 |
| Figura 43: Comparativo temporal en zonas C y D, sección distal, cuenca de Vodudahue | 69 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|--|----|
| Tabla 1: Formaciones geológicas | 21 |
| Tabla 2: Imágenes y fotografías utilizadas para la fotointerpretación de la sección distal de la cuenca de Vodudahue | 35 |

CAPÍTULO 1: PRESENTACIÓN

1.1 Introducción

La cuenca de Vodudahue se encuentra inserta en un sistema de fiordos, en la Región de Los Lagos. Esto es de suma importancia, dado que la región de los fiordos chilena es una de las más grandes del mundo, junto a Noruega y Nueva Zelanda y también presenta una marcada incidencia de la estructura y la tectónica asociada a la condición genética de Los Andes. Sin embargo, la misma costa patagónica chilena es una de las regiones menos conocidas y estudiadas (FUNDACION SAN IGNACIO DEL HUINAY, 2014).

El poco conocimiento de los fiordos chilenos es una gran limitante, debido a que es en Chile en donde se puede estudiar estos relieves y naturaleza en su estado más puro, prístino y primitivo (FUNDACION SAN IGNACIO DEL HUINAY, 2015), por lo que estudiar la zona patagónica debiese ser incentivado y aprovechado en cuanto a la riqueza de la información que la misma cuenca entrega.

Tener el conocimiento de la estructura y condiciones de una cuenca en ambientes de dominio glacial, periglacial y de fiordos permite una correlación e interpretación del estado de alguna otra cuenca en condiciones similares. Al respecto, el comprender las transiciones en el carácter y comportamiento de los ríos, en cuando la morfología de los canales va evolucionando y dejando huellas reconocibles a lo largo de su recorrido en el sistema, es esencial para la geomorfología fluvial (JAIN *et al.*, 2008 en ELLIOTT, 2010).

Bajo este marco, el presente informe se basa en la generación de información referente a la geomorfología fluvial de la sección distal de la cuenca de Vodudahue. Para ello, en una primera instancia se identifica y caracteriza la geomorfología en el área de estudio; luego, se analizan los procesos fluviales actuales que afectan dicha zona como también, la dinámica y tendencia evolutiva en la sección distal.

Este estudio corresponde a una memoria para optar al título profesional de Geógrafa de la Escuela de Geografía de la Universidad de Chile, en el marco del proyecto FONDECYT N° 1151087.

1.2 Planteamiento del problema

El conocimiento de la geomorfología es fundamental para comprender las formas y procesos que han operado en el paisaje y cuáles pueden ser las tendencias de cambio dinámico de las mismas.

La incidencia de la variabilidad climática en este tipo de estudios es importante en cuanto cualquier modificación en el sistema climático puede modificar la distribución espacial y temporal del recurso hídrico condicionando entonces los procesos de erosión, transporte y depositación de materiales a lo largo de la cuenca y, con ello, las formas presentes en la misma (FIGUEROA, 2008).

Además, hay que considerar que la cuenca de estudio corresponde a una cuenca alto andina, cuyas latitudes se cubrieron de hielo durante la Glaciación Llanquihue, que corresponde a la última glaciación registrada en la zona, proceso que también fue condicionante del relieve imperante y, con ello, de los procesos que modelan los paisajes mencionados anteriormente que operan en la actualidad en la zona.

Este tipo de investigación es importante debido al escenario actual y futuro de variabilidad y cambio climático que traería consigo la ocurrencia de fenómenos físicos poco frecuentes o, incluso, no conocidos en la zona, a lo que se suma la incipiente creación de un tramo de la Carretera Austral en el tramo Leptepu-Vodudahue, que impulsaría cambios en las dinámicas socio demográficas, económicas y naturales del área. Esta ruta podría traer otros efectos, ya sea la creación de servicios asociados a esta, tanto de provisión o de esparcimiento y recreación, como el fomento del turismo en el sector, insertando en la zona nuevas formas de ocupación y uso del territorio.

Conocer las características morfológicas de una cuenca interna en una zona de fiordo, incluyendo la morfología de los canales, la topografía y la batimetría, es esencial para comprender la dinámica glacial y con ello, tener control en cuanto a la cantidad, el tipo y la localización de los depósitos sedimentarios (SERAMUR *et. al.*, 1997 en VIEIRA & CARDIA, 2006).

Lo anterior es de suma importancia en cuanto estudios en Noruega, zona de fiordos de condiciones y latitudes similares a los presentes en la región de estudio, mencionan que se han presentado irregularidades en la distribución temporal de los eventos que se han registrado en dicho país, los que serían causados por motivos más antrópicos que

naturales (DECAULNE, 2007), por lo que si la zona comienza un poblamiento futuro, las posibles modificaciones que pudiera sufrir el territorio variarían.

Por último, y en relación a lo antes expuesto, los cambios que se puedan producir en la cuenca andina de sustentación, ya sean de origen antrópico, de origen geológico o de variabilidad climática, podrían incidir en los procesos o la tendencia evolutiva de los grupos de formas a lo largo de esta y en su desembocadura.

1.3 Área de Estudio

1.3.1 Aspectos generales

El área de estudio comprende la sección distal de la cuenca del río Vodudahue (ver Figura 1). La cuenca se localiza en el Fiordo Comau o Leptepu, en la comuna de Hualaihué, provincia de Palena, Región de Los Lagos.

Según la información otorgada por la FUNDACION SAN IGNACIO DEL HUINAY (2015), el Fiordo Comau es parte de una falla estructural longitudinal que se extiende de norte a sur, profundamente remodelada con el paso de los glaciares continentales durante las glaciaciones del período Cuaternario. El hielo que cubrió el fiordo fue tallando el valle a grandes profundidades y luego, con el tiempo, este se ha ido llenando parcialmente de sedimentos; aun así, el fiordo presenta paisajes de laderas con fuertes pendientes, las cuales incluso persisten debajo del nivel del mar, con montañas que se elevan sobre los 2000 m y aguas de hasta 500 metros de profundidad y con una extensión marina de 46 km de largo y anchos que varían de 1 a 3 km (FUNDACION SAN IGNACIO DEL HUINAY, 2015).

La zona distal de la cuenca, que desemboca en el fiordo, se asocia a un ambiente de mar interior en donde el borde costero a las condiciones macro mareales de amplitudes de mareas de hasta 7,5 metros (FUNDACION SAN IGNACIO DEL HUINAY, 2015) que junto a otros factores conforman un territorio complejo de alta complejidad y con la presencia de variadas formas (ALBORNOZ, 2017).

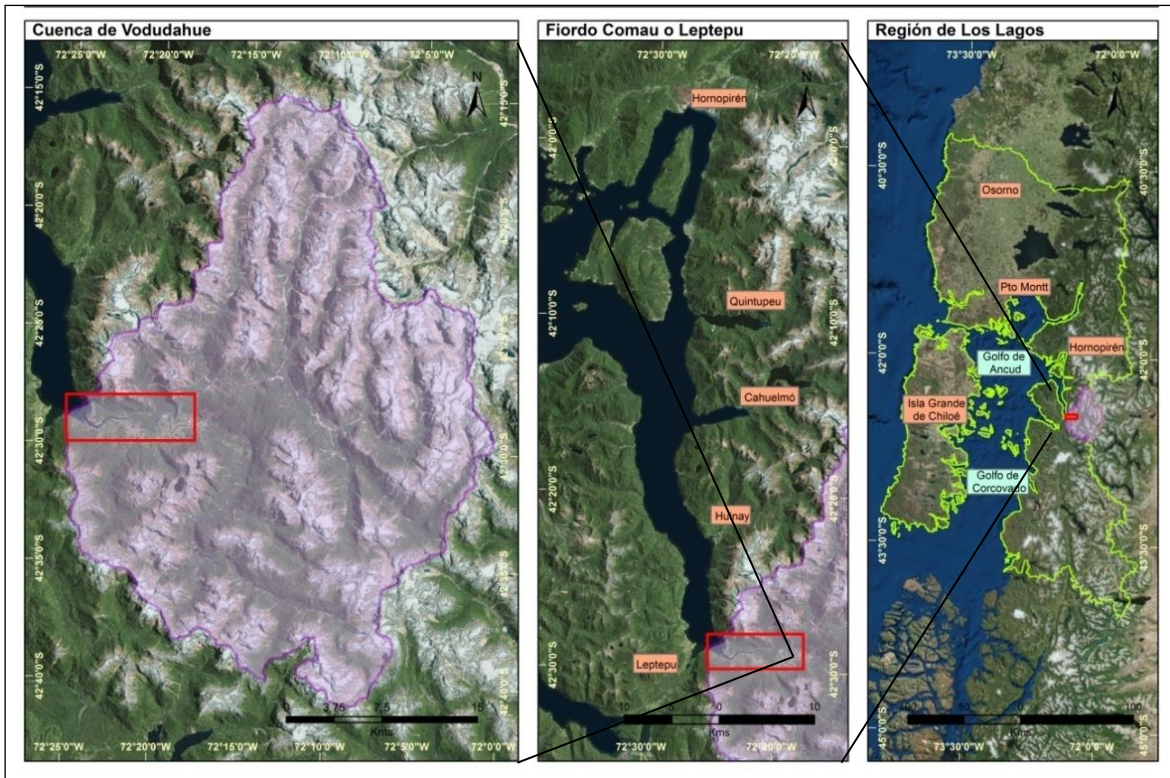


Figura 1: Área de Estudio.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.

La sección distal de la cuenca de Vodudahue presenta las características propias mencionadas con anterioridad, dado que se caracteriza por la presencia de un valle glacial rellenado durante el Cuaternario, con laderas que circundan este valle de distintas formaciones geológicas y de altas pendientes y la presencia de ríos que fluyen por la cuenca (ver Figura 2).

La cuenca, además, presenta uno de los cursos fluviales más importantes del área del fiordo, dado que corresponde a una cuenca de 940 km² que se extiende por 47 km, con un drenaje de tipo dendrítico que mediante el aporte fluvial de una serie de tributarios da origen a un río principal que finalmente desemboca en el Fiordo Comau, que constituye además el nivel base de equilibrio de la cuenca (NIEMEYER, 1980 en ALBORNOZ, 2017). El río principal, Vodudahue, se presenta con algunas zonas meándricas. El río Barceló presenta algunas difluencias en la sección más oriental en el área de estudio y características meándricas cercanas a la zona de confluencia con el río Vodudahue. Por último, el estero Troliguán también presenta condiciones meándricas a lo largo de su recorrido.

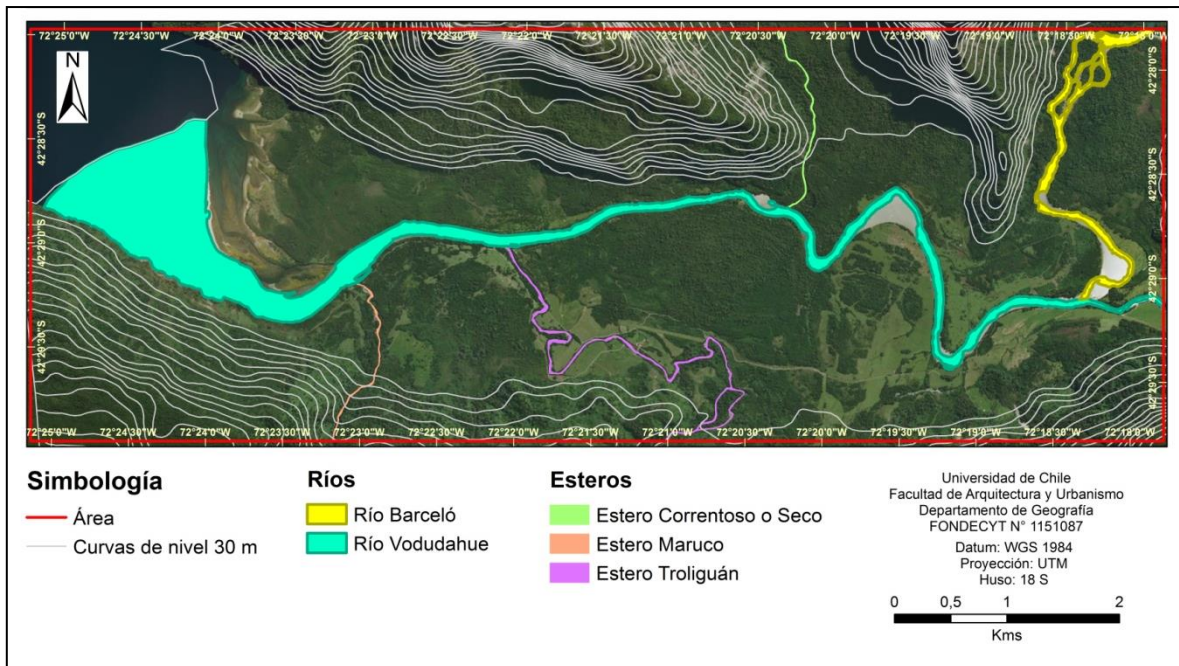


Figura 2: Sección distal de la cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.

1.3.2 Aspectos físicos

1.3.2.1 Clima

La cuenca se encuentra bajo la influencia de un clima templado y húmedo, con abundantes precipitaciones a lo largo del año (HAUSSERMANN & FORSTERRA, 2009) y sin estación seca (FITZEK, 2014). Sin embargo, datos registrados en el Centro Científico de la Fundación San Ignacio del Huinay dan cuenta de que en la zona hay posibilidad de 2 a 3 meses generalmente secos en verano (ALBORNOZ, 2017). El promedio de lluvias en un año sobrepasa los 6000 mm (FUNDACION SAN IGNACIO DEL HUINAY, 2015).

La temperatura anual promedio registra 10,5° C, y la temperatura diaria es variable y depende de factores como la nubosidad, el viento y la hora del día (FUNDACION SAN IGNACIO DEL HUINAY, 2015). Presenta una humedad relativa anual promedio de 88,9%, oscilando entre 83% en el mes de diciembre y 93% en los meses de junio y julio (FITZEK, 2014). Las velocidades del viento varían entre los 5,4 km/h en días claros y cálidos en donde se producen corrientes de convección en las montañas aledañas, hasta los 65 km/h en días con ráfagas de viento (FUNDACION SAN IGNACIO DEL HUINAY, 2015).

1.3.2.2 Vegetación

La vegetación en la zona se caracteriza por ser nativa prístina, modificada en algunos sectores por actividades antrópicas tanto para desforestación, agricultura, ganadería y vivienda, como por la explotación forestal, y/o por perturbaciones geológicas, como la sismicidad. QUINTANILLA (1999) menciona que el sector costero fue muy explotado para la extracción de madera durante el siglo pasado.

Las condiciones climáticas mencionadas anteriormente son favorables para el desarrollo de una vegetación espesa, en cuanto las lluvias persistentes en la zona durante todo el año determinan la presencia de los más densos y diversos bosques templado-lluviosos, tipos Valdiviano, Nordpatagónico y Subantártico (SCHMITHÜSEN, 1956 en SOTO & FLORES, 2011).

El sector presenta una vegetación espesa o densa y semidensa, de variadas alturas que alternan desde 2 a 32 m distribuidas en la zona (ver Figuras 3 y 4), y con especies predominantes correspondientes al Bosque Siempreverde y al Ciprés de las Guaitecas (*Pilgerodendron uviferum*) (QUINTANILLA, 1999).

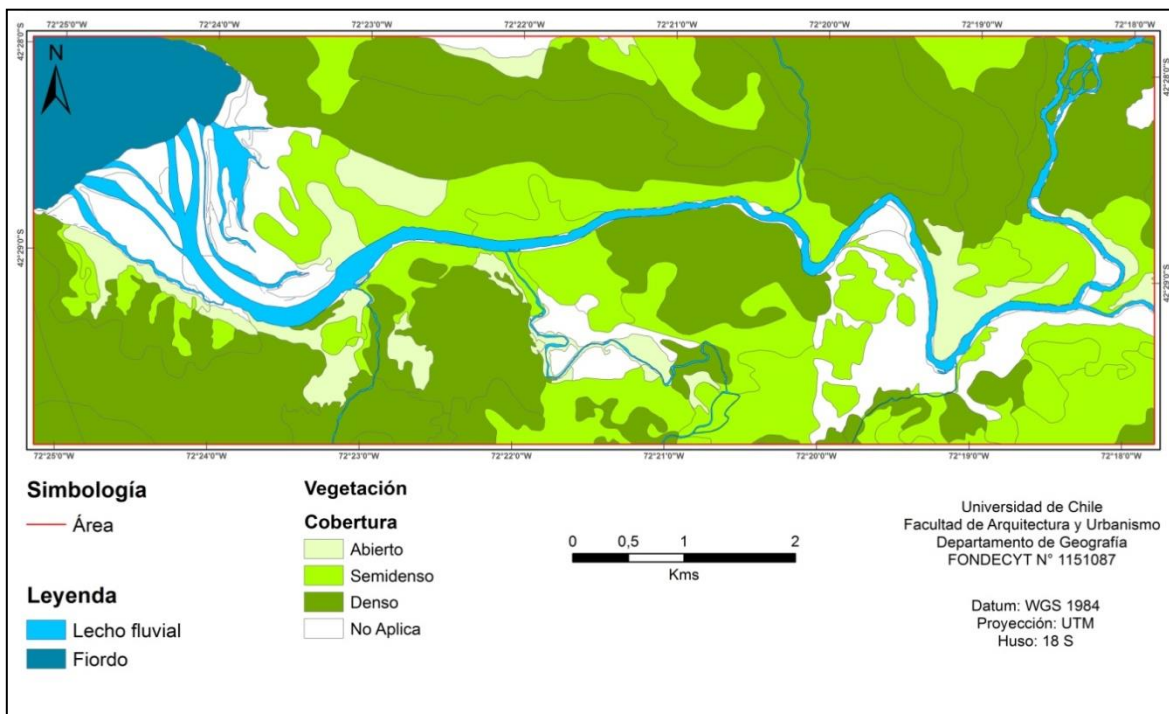


Figura 3: Cobertura Vegetacional, sección distal, cuenca de Vodudahue.
Fuente: CORPORACIÓN NACIONAL FORESTAL (2016).

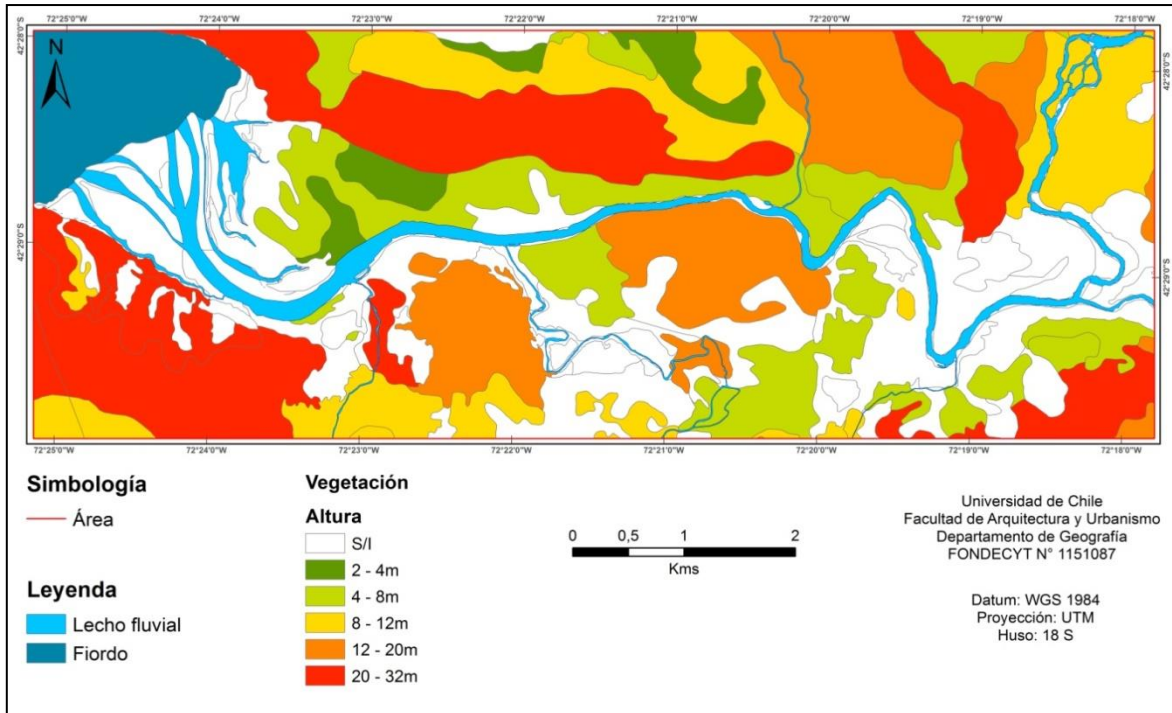


Figura 4: Altura Vegetacional, sección distal, cuenca de Vodudahue.

Fuente: CORPORACIÓN NACIONAL FORESTAL (2016).

El tipo forestal Bosque Siempreverde se sitúa dentro de la región fitogeográfica de la pluviselva valdiviana, según la clasificación fisionómica-ecológica de los bosques del sur de Chile, con asociaciones vegetales de *Luzuriago polyphyllae* - *Nothofagetum nitidaeo* “Bosque de coihue de Chiloé”, desde el nivel del mar hasta los 600 m, y *Laurelio philippianae* – *Weinmanietum trichospermae* o “Bosque de tepa-tineo”, desde el nivel del mar hasta los 470 m. Además, se encuentran los tipos forestales Bosque de Coníferas, con la asociación vegetal *Fitzroyetum cupressoidis* o “Bosque de Alerce”, entre los 600 y 1000 m de altitud, y Bosque Caducifolio de variante achaparrado, con asociaciones vegetales de *Nothofagus pumilio* y *Nothofagus antártica* sobre los 1100 m (OBERDORFER, 1960; VEBLEN & SCHLEGEL, 1982; AMIGO, RAMIREZ & QUINTANILLA, 2004 en SOTO & FLORES, 2011).

A partir de la Figura 5, se distingue que en la zona estudiada predomina la vegetación de tipo Siempreverde, tanto en el valle como en las laderas, con algunos sectores en donde predominan el Coihue (*Nothofagus dombeyi*), Raulí (*Nothofagus alpina*) y Tepa (*Laureliopsis philippiana*). A medida que aumenta la altura, se encuentran asociaciones de Alerce (*Fitzroya cupressoides*), Coihue de Magallanes (*Nothofagus betuloides*) y Lenga (*Nothofagus pumilio*).

Además, según la Figura 6 se visualiza que en las laderas predomina la vegetación de estructura adulta, con excepción de algunos puntos más elevados en donde se encuentra vegetación de tipo achaparrada. En cuanto al valle, predomina la vegetación de estructura achaparrada, adulta/renoval y renoval, con algunas zonas en donde se puede encontrar vegetación adulta y perenne.

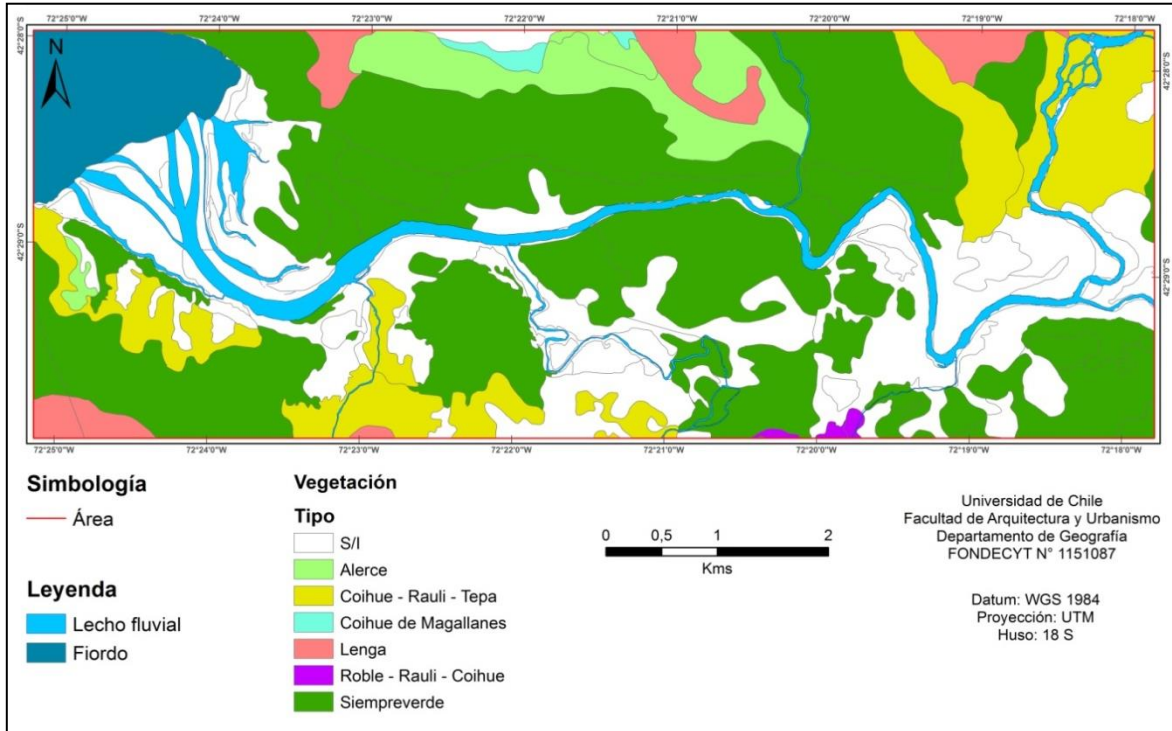


Figura 5: Tipo de Vegetación, sección distal, cuenca de Vodudahue.

Fuente: CORPORACIÓN NACIONAL FORESTAL (2016).

La Sinopsis Bioclimática y Vegetal de LUEBERT & PLISCOFF (2006) proyectada en la zona es definida por FITZEK (2014) de acuerdo a tres formaciones boscosas que reflejan los gradientes del bioclima desde el tipo hiper oceánico hacia uno de tipo continental.

La primera formación corresponde al Bosque Siempreverde en la franja costera y en los valles. Luego, se presenta un Bosque Resinoso en ciertas alturas de los cerros occidentales. Por último, a mayor altura y hacia el interior se presenta un Bosque Caducifolio. En las altas cumbres se presenta la roca pura y campos de nieve eterna, por lo que no hay presencia de vegetación en estas alturas (GONZALEZ, 2016).

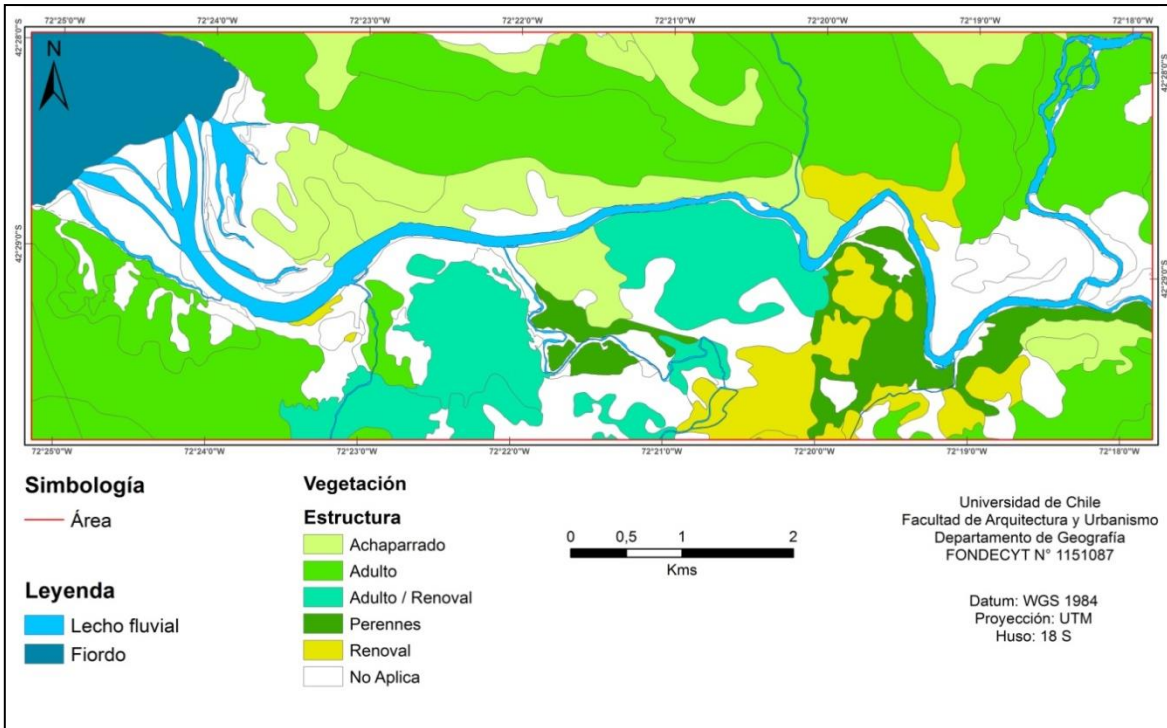


Figura 6: Estructura de la Vegetación, sección distal, cuenca de Vodudahue.
Fuente: CORPORACIÓN NACIONAL FORESTAL (2016).

1.3.2.3 Geología

Durante el Cenozoico, entre los 36° S y la península de Taitao, la actividad del sistema de fallas Liquiñe-Ofqui caracterizó a las cuencas (ver Figura 7), en parte marinas y metamorfizadas, y dispuso plutones miocenos en la zona occidental. En la zona oriental las cuencas acumularon principalmente depósitos fluviales, con una intercalación marina durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, entre el Paleoceno Superior y el Mioceno-Plioceno (SERNAGEOMIN, 2003).

El sur de Chile tuvo un importante modelado del territorio durante el Cuaternario debido, además de los procesos volcánicos y tectónicos, a las glaciaciones que cubrieron de hielo hasta incluso la zona costera, caracterizado hoy en día por una compleja red de canales y fiordos que entran en el continente (RIOS & CISTERNAS, 1998). Además, la estructura tectónica tuvo una gran influencia en el desarrollo de los canales y fiordos, dado que es un factor clave para activar los procesos de denudación y depositación sedimentaria subsecuentes y, con ello, la generación de nuevas formas y procesos (DELGADO & VIEIRA, 2007). En la zona estudiada se pueden identificar las unidades morfológicas Golfo de Ancud y Cordillera de los Andes (PANKHURST & HERVÉ, 2007 en ALBORNOZ, 2017).



*Figura 7: Lineamiento de falla, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*

El Golfo de Ancud corresponde a la continuación sur del valle central del Chile, por lo que es una depresión cubierta por el mar en esta zona (HERVÉ & OTA, 1993). La Cordillera de los Andes se presenta cerrada y abrupta, constituida por rocas intrusivas, graníticas, con un 80% fuertemente disectado y rebajado por la erosión glacial y periglacial, efluente de enormes volúmenes de hielo y sedimentos en dirección hacia la depresión central (FERRANDO, 1975 en GONZALEZ, 2016).

El área de estudio se encuentra en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), la que de acuerdo a HERVÉ (1994) corresponde a una importante estructura de deslizamiento dextral que se extiende desde las inmediaciones del Istmo de Ofqui a lo largo de Los Andes por más de 1100 km hacia la región de Los Lagos. Su origen se relaciona con la subducción oblicua por debajo del margen continental.

La estructura de deslizamiento ha estado activa al menos desde finales del Oligoceno en su extremo norte, y todavía se encuentra activa en su extremo sur, en cuanto la falla ha estado activa durante el Cuaternario, controlando además el acceso de los magmas a la superficie en la cadena actual. Las actividades sísmicas en la zona se asocian a esta falla (NAQUIRA, 2009 en ALBORNOZ, 2017).

GEOMORFOLOGÍA DE LA SECCIÓN DISTAL DE LA CUENCA DE VODDAHUE: ANÁLISIS DE GRUPOS DE FORMAS Y RELACIÓN CON LOS PROCESOS DE LA CUENCA ANDINA DE SUSTENTACIÓN.

En el área de estudio, las laderas se constituyen según las siguientes formaciones geológicas (ver Figura 8 y Tabla 1, respectivamente):

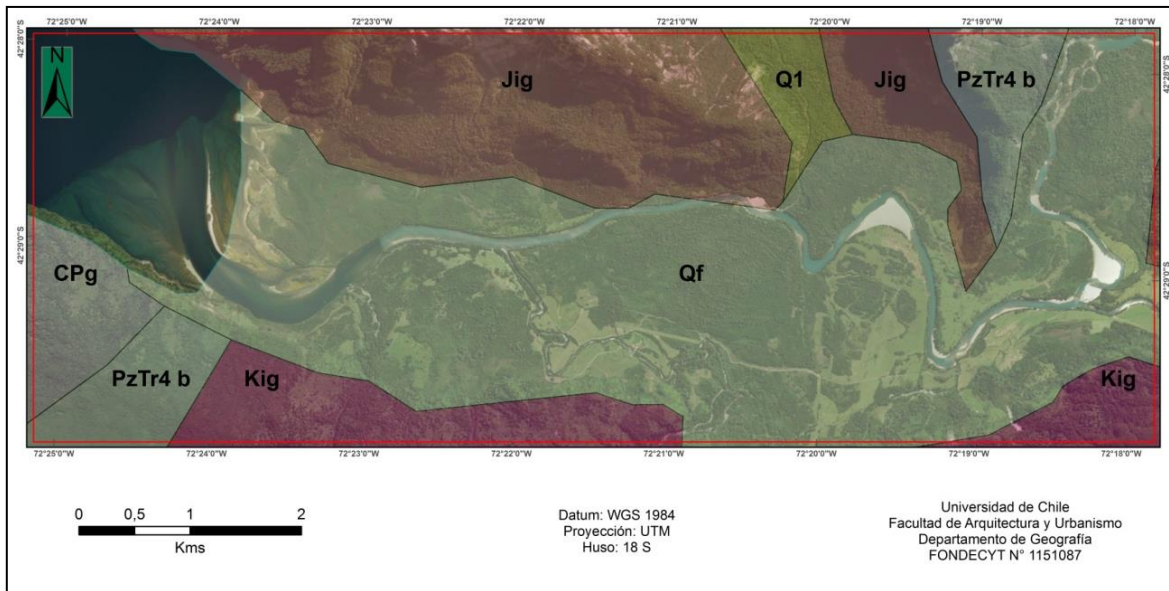


Figura 8: Geología sección distal, cuenca de Vodudahue.
Fuente: SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (2003).

Tabla N° 1: Formaciones Geológicas

| CÓDIGO GEOLÓGICO | ÉPOCA | ERA | PERIODO | COMPOSICIÓN | RANGO DE ROCA | LITOSTRATIGRAFÍA | LITOLOGÍA |
|------------------|----------------------|------------|-------------|--------------------------|-----------------|---|--|
| CPg | Carbonífero-Pérmico | Paleozoico | Carbonífero | Rocas intrusivas | Batolito | Rocas plutónicas del Carbonífero Pérmico | Granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas, de hornblenda y biotita, localmente de muscovita. En la Cordillera Principal, regiones X y XI: Batolito Panguipulli-Riñihue y "Stock" Leones. |
| PzTr4 b | Paleozoico Triásico | Paleozoico | Pérmico | Rocas metamórficas | Complejo | Metabasitas Paleozoico-Triásico | Metapelitas, metacherts, metabasitas y, en menor proporción, neises y rocas ultramáficas con protolitos de edades desde el Devónico al Triásico y metamorfismo del Pérmico al Jurásico. En la Cordillera Principal, región X: esquistos y anfibolitas, en menor proporción, rocas metamórficas ultramáficas (b). |
| Jig | Jurásico Inferior | Mesozoico | Jurásico | Rocas intrusivas | Unidad | | Dioritas, gabros y monzodioritas de piroxeno, dioritas cuarcíferas y granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita. |
| Kig | Cretácico Inferior | Mesozoico | Cretácico | Rocas intrusivas | Batolito | Granitoides del Cretácico Inferior | Granitos, granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita. En la Cordillera Principal, regiones VIII a XI: Grupo Plutónico Gualletué, archipiélago de los Chonos y borde oriental del Batolito Norpatagónico. |
| Qf | Pleistoceno-Holoceno | Cenozoico | Cuaternario | Secuencias sedimentarias | Unidad informal | Depósitos fluviales | Depósitos fluviales: gravas, arenas y limos del curso actual de los ríos mayores o de sus terrazas subactuales y llanuras de inundación. |
| Q1 | Pleistoceno-Holoceno | Cenozoico | Cuaternario | Secuencias sedimentarias | Unidad informal | Depósitos aluviales; coluviales; remociones en masa | Depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa; en menor proporción fluvio-glaciales, deltaicos, litorales o indiferenciados. |

Fuente: SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (2003).

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo General

Analizar los grupos de formas en la sección distal de la cuenca del río Vodudahue y la relación con los procesos de la cuenca andina de sustentación.

1.4.2 Objetivos Específicos

- Identificar y caracterizar la geomorfología en la sección distal de la cuenca de Vodudahue.
- Analizar los procesos fluviales actuales que afectan la zona distal de la cuenca de Vodudahue.
- Analizar la dinámica y tendencia evolutiva en la sección distal de la cuenca de Vodudahue.

1.5 Hipótesis

La dinámica geomorfológica actual de la sección distal de la cuenca de Vodudahue presenta formas que responden a procesos heredados del Pleistoceno, sobre todo en las manifestaciones asociadas a las glaciaciones, que se evidencian en las terrazas fluviales, paleo canales y lechos del Holoceno. El paisaje del heredado en contexto de fiordo meso mareal, expone un valle fluvial limitado por las altas pendientes de las laderas que la circundan y con morfologías fluviales meándricas, que responden a un estado de equilibrio vinculados a la acción fluvial de la cuenca, de alimentación glacio-nivo-pluvial.

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

Con la finalidad de entender los procesos y formas actuales presentes en la sección distal de la cuenca de Vodudahue es pertinente comprender, además, los procesos evolutivos que influenciaron la zona, sobre todo en lo concerniente a la última glaciación registrada en el área. Además, es necesario volver a la historia de la geomorfología, en cuanto a su evolución, para comprender los procesos asociados a la construcción de un paisaje fluvial y, con ello, el trabajo sobre las formas geomorfológicas resultantes.

2.1 Glaciación Llanquihue

Autores como CABALLERO *et. al.* (2010) sitúan el Último Máximo Glacial entre 22.000 y 18.000 años A.P. en América del Norte, mientras que GARCÍA RUIZ *et. al.* (2010) determinan que el Último Máximo Global ocurrió entre 20.000 y 18.000 años A.P. en Europa, con condiciones muy frías, considerando que posiblemente este máximo no se hubiera alcanzado a la vez en todo el planeta. Además, reparan en que no todos los glaciares del mundo responden de igual manera a las fluctuaciones del clima, debido a factores como tamaño, exposición o posición latitudinal y longitudinal de los mismos, por ejemplo. SALINGER (1981) en VILLAGRAN (1995) detalla que “los cambios climáticos cuaternarios no han sido estrictamente simétricos entre ambos hemisferios debido a la desigual distribución de océanos y continentes”. Entonces, en Chile el Último Máximo Glacial habría tenido lugar entre 19.000 y 18.000 años A.P. (VILLAGRAN, 1995).

En la Patagonia, se han detectado al menos seis avances glaciares o períodos de fuerte enfriamiento, los cuales “han sido progresivamente menos intensos desde la Gran Glaciación Patagónica (GGP), ocurrida hace 1 millón de años A.P.” en donde los hielos alcanzaron la costa atlántica en el Estrecho de Magallanes (CORONATO, *et al.*, 2007). La extensión de los glaciares fue máxima en el sur de Chile cerca de 73.000 años A.P., con dos avances menos intensos entre 21.000 y 18.000 A.P., y entre 15.000 y 14.000 años A.P., avances contemporáneos con eventos en el Hemisferio Norte (VILLAGRAN, 1995)

El campo de hielo durante el Último Máximo Glacial (LGM) se extendió entre los 36°S y 56°S, con “el límite occidental alcanzando el borde de la plataforma continental y llegando al Océano Pacífico” (McCULLOCH & MORELLO, 2009) teniendo un carácter interno hasta los 37°S, desde donde las lenguas de hielo comenzaron a transgredir el umbral montañoso progresivamente hasta alcanzar el litoral en la mitad de la Isla Grande de

Chiloé, desde donde transgredió los márgenes continentales (FERRANDO, 2002), con condiciones climáticas más frías y lluviosas que las actuales (VILLAGRAN, 1995). Entonces las regiones de Aisén y Magallanes, en conjunto con Chiloé continental y el noreste y sur de la Isla Grande y las islas aledañas en la región de Los Lagos, y los Andes de la zona centro-sur de Chile, fueron afectadas por glaciares “durante el período tardío de la última glaciación, denominada Llanquihue (GLL), fechado entre 29.400 y 14.450 ¹⁴C años A.P.” (VILLAGRAN & HINOJOSA, 2005).

“Por definición, todos los fiordos ya fueron influenciados por el hielo durante largos períodos de su historia” (SYVITSKI *et al.*, 1987 en VIEIRA & CARDIA, 2006). Al respecto, la cuenca de Vodudahue estuvo bajo la extensión del glaciar Comau, el cual avanzó hasta la costa oriental de la isla Grande de Chiloé, “recorriendo unos 80 km hacia el WNW del frente montañoso andino” (FERRANDO, 2002).

Debido a las glaciaciones ocurre un fenómeno glacio-eustático, o de equilibrio hidrológico, que corresponde al descenso del nivel de los océanos como consecuencia de la acumulación de agua en estado sólido en los glaciares continentales, con su consecuente ascenso durante la desglaciación, a lo que se le añade el fenómeno diastro-eustático, en cuanto la tierra experimenta una deformación isostática producto de la distribución desigual de los glaciares (VILLAGRAN, 1995).

Los márgenes del hielo patagónico retrocedieron producto del calentamiento global ocurrido en la transición Tardiglacial/Holoceno (McCULLOCH & MORELLO, 2009). Se estima que la edad de retroceso de los glaciares del sur de Chile fue entre 14.600 y 14.300 ¹⁴C años A.P. (McCULLOCH *et al.*, 2000 en PEREZ, RIQUELME & CEMBRANO, 2009), con condiciones climáticas más húmedas y aumento de las temperaturas promedio anuales de 4-5°C, por lo que los glaciares retrocedieron rápidamente (VILLAGRAN, 1995), revelando la “magnitud de la disección provocada en los relieves ya arrasados por las glaciaciones anteriores, producto de lo cual se presenta un territorio compuesto por archipiélagos, canales y fiordos” (FERRANDO, 2002).

El comienzo del Holoceno (alrededor de 10.000 años A.P.) en la región se produjo con condiciones climáticas relativamente más cálidas y secas en el área (VILLAGRAN, 1995). La fase regresiva para alcanzar los niveles actuales del nivel del mar en la Patagonia comenzó alrededor de los 5.000 años A.P. (CORONATO, *et al.*, 2007).

En los Andes Patagónicos se ha determinado la ocurrencia de una serie de períodos fríos durante el Holoceno, acontecidos entre 8.200 años A.P., 4.700 y 3.300 años A.P., antes de 2.500 años A.P y entre 2.500 y 1.300 años A.P., además de tres avances glaciares en los últimos 3.000 años, antes de 3.036 años A.P., antes a 940 años A.P. y entre los 940-675 años A.P. (VILLALBA *et al.*, 1990 en CORONATO, *et al.*, 2007). CLAPPERTON (1990) y MERCER (1968, 1970, 1984) en VILLAGRÁN (1995) establecen dos períodos de máximo avance glacial en Los Andes, entre 4.600 años A.P. y 2.700-2.000 años A.P.

Por último, es importante rescatar que los cambios climáticos y de nivel del mar acontecidos durante las épocas geológicas recientes han dado lugar a importantes modificaciones en los sistemas de canales (GUTIERREZ, 2008).

2.2 Historia y evolución de la geomorfología fluvial

La geomorfología fluvial es la encargada de la acción de los cursos fluviales, uno de los agentes modeladores que erosiona, transporta y deposita materiales ya sea minerales u orgánicos, tanto en la superficie como bajo el suelo (STRAHLER, 1994), y tiene como objetivo la explicación de las relaciones entre tres elementos: los procesos físicos del flujo en los cursos fluviales, la mecánica del transporte de sedimentos forzada por el flujo, y las formas de los canales aluviales creadas por el transporte de sedimentos (RICHARDS, 1987 en GUTIERREZ, 2008).

Las ideas de HUTTON (1788, 1795) en SALA (1984) sentaron las bases de la geología científica moderna y, con ello, las de la geomorfología, al considerar que “debía partirse de la realidad observable para encontrar una explicación comprensible de los rasgos del relieve y de su evolución”; además consideró que la evolución del relieve es algo sin vestigios de un comienzo y sin perspectivas de un fin, dado que la circulación de la materia en un paisaje se realiza mediante el ciclo de meteorización, erosión, transporte y depositación, el que a su vez es renovado por levantamientos tectónicos.

El sistema fluvial está compuesto de subsistemas: los subsistemas morfológicos, relacionados con la formas; los subsistemas de procesos o de flujos, en donde las formas están interconectadas por el flujo de agua y de sedimentos del sistema; y los subsistemas de respuesta al proceso, en donde los procesos que formativos y las formas resultantes van a influenciar la manera en que los procesos van a operar (velocidad e intensidad), por

lo que hay una retroalimentación bidireccional entre el proceso y la forma (CHARLTON, 2008).

Este sistema también cambia con el tiempo, producto de los procesos erosivos y de sedimentación; además, las modificaciones también se producen porque el sistema responde a los cambios climáticos, a las modificaciones del nivel de base, a la tectónica cuaternaria y a las actividades humanas (PARK, 1981 en GUTIERREZ, 2008).

2.3 Acciones fundamentales de un canal fluvial

El modelado de los lechos fluviales se produce debido a tres acciones fundamentales de un canal fluvial, erosión, transporte y sedimentación (HUAICO, 2004). El canal fluvial erosiona el lecho de manera vertical y de manera lateral, provocando la incisión y ensanchamiento del canal, respectivamente (GUTIERREZ, 2008), por lo que éste cambia sustancialmente debido a que no es capaz de resistir la erosión en gran medida (HUGGETT, 2007).

El material que extrae o cae en la corriente debido a la erosión fluvial es transportado por el canal, generalmente en suspensión los limos y arcillas y como carga de fondo las arenas, gravas y cantos rodados. El transporte exige la existencia de una pendiente que la corriente constantemente ajusta. Entonces, los ríos erosionan el lecho en sus períodos de crecidas, mientras que depositan la carga cuando el caudal es bajo (STRAHLER, 1994) en discontinuidades topográficas, además como rellenos de valle o como depósitos marginales (GUTIERREZ, 2008).

Las modificaciones en el caudal y en los sedimentos transportados y depositados no producen un cambio inmediato en el canal, sino que el cambio puede tardar mucho tiempo (GUTIERREZ, 2008). La distribución espacial de estos procesos, tanto en las laderas como en el canal mismo, no es homogénea. Las condiciones particulares del flujo van a incidir en la intensidad y en la duración de los procesos locales de erosión, transporte y sedimentación, lo que a su vez determinará la configuración de la morfología fluvial (ELLIOTT, 2010). Cambios drásticos de carácter local en intervalos acortados de tiempo son interpretados como producto de fluctuaciones climáticas, actividades agrícolas y destrucción de la vegetación natural (GUTIERREZ, 2008).

2.4 Evolución de un canal fluvial

De acuerdo a HUGGETT (2007), los canales fluviales pueden cortar rocas y sedimentos, y muchos canales forman una combinación entre canales aluviales y canales del lecho rocoso, en cuanto el lecho rocoso se puede alternar con rellenos aluviales gruesos, o puede estar debajo de una fina capa de depósito aluvial. Los canales del lecho rocoso se erosionan en la roca, son resistentes a la erosión y tienden a persistir durante largos periodos. Por otro lado, los canales aluviales se van formando en el sedimento que está siendo transportado por el agua que fluye.

Los canales fluviales son muy diversos y dependen de los agentes modeladores mencionados previamente, además del tamaño del grano predominante del depósito aluvial. SCHUMM (1977) en HUAICO (2004) plantea que los ríos tienen distintas morfologías que responden a un *continuum* que varía desde recto, meandriforme hasta trezado. HUGGETT (2007) menciona que comúnmente los canales se presentan en cuatro formas básicas que representan una serie graduada: recto, meándrico, trezado y anastomosado.

De acuerdo a HUGGETT (2007), los canales rectos son poco comunes, dado que directamente se deben al control estructural del valle e, incluso en una corriente recta, el *talweg* va de lado a lado y el perfil muestra una serie de bancos y surcos que van migrando. El canal no deriva, las pendientes son principalmente bajas y los materiales transportados son principalmente limos y arcillas (GUTIERREZ, 2008).

GUTIERREZ (2008) indica que los ríos se van ensanchando y profundizando durante las inundaciones, y estrechando posteriormente por la sedimentación e invasión de la vegetación, lo que conlleva hacia el desarrollo de meandros que corresponden a “acumulaciones de arena y grava en forma de cuarto creciente” (TARBUCK, LUTGENS & TASA, 2005) cuyo patrón fomenta la erosión y socavación en el exterior de las curvas y la depositación y formación de barras al interior de estas (HUGGETT, 2007). Esto va a dar origen a los canales meándricos (HUGGETT, 2007), en donde el meandro crece lateralmente y se desplaza valle abajo, aumentando la sinuosidad. Canales cuya relación anchura/profundidad se encuentra entre los valores 15 y 120 de cociente son más proclives a la formación de meandros, además de aquellos cuya pendiente es media (se encuentra entre los canales rectos y trezados) (GUTIERREZ, 2008).

El ajuste de canales meandriformes a trenzados es más rápido que de trenzados a meandriformes. Comienza a predominar la carga de sedimentos de gravas, cantos y arenas, hay poca profundidad del lecho y altas gradientes. El canal es inestable, dado que las barras y el *talweg* derivan dentro de la corriente (GUTIERREZ, 2008). El flujo comienza a dividirse en una serie de trenzas separadas por islas (bancos vegetados) y bancos de sedimentos acumulados. Debido a la pendiente elevada, la energía del canal es más alta (HUGGETT, 2007).

Los canales anastomosados se asemejan a los canales trenzados, pero la diferencia radica en que los canales trenzados se desvían alrededor de obstáculos en la corriente, mientras que los anastomosados son corrientes interconectadas separadas por el lecho rocoso o por depósitos aluviales estables (HUGGETT, 2007).

2.5 Morfologías debido a los canales fluviales

Los cambios climáticos y del nivel del mar ocurridos durante épocas geológicas recientes han dado lugar a importantes modificaciones en los sistemas de canales (GUTIERREZ, 2008), como lo ha sido la Glaciación Llanquihue en el centro sur del territorio nacional y, en lo que concierne a esta investigación, en el Fiordo Comau. En la cuenca de estudio se presentan las siguientes tipos de morfologías.

2.5.1 Morfología Fluvial

Se define como canal o lecho fluvial a una incisión lineal en el terreno con paredes laterales claramente definidas, al interior de las cuales ocurre el flujo de agua concentrado y el transporte de sedimentos (DIETRICH Y DUNNE, 1993 en ELLIOTT, 2010). Las corrientes fluviales en ambiente de fiordos se encuentran controladas principalmente por los deshielos y, a su vez, los fondos blandos se encuentran mediados por una compleja combinación entre el caudal, los deshielos, las mareas, las corrientes mareales, el oleaje y las fuentes sedimentarias (RIOS & CISTERNAS, 1998).

Inmediata al lecho fluvial se encuentra la llanura de inundación, correspondiente a la parte del valle que se anega durante una inundación. Abarcan desde pocos metros a muchos kilómetros (TARBUCK, LUTGENS & TASA, 2005), siendo el ancho es proporcional a la descarga del río, dado que se forman a partir de los detritos depositados mientras la zona está inundada (HUGGETT, 2007).

Una de las primeras formas depositacionales que se generan y constituyen la llanura de inundación son los bancos, que corresponden a depósitos de material dentro del cauce, compuestos principalmente por sedimentos finos como arena fina, limo y arcilla (GUTIERREZ, 2008). En ambientes costeros de fiordos los materiales finos se localizan a mayor profundidad que los materiales más gruesos, los cuales tienden a ubicarse a profundidades inferiores a 15 m (PIPER *et al.*, 1983 en RIOS & CISTERNAS, 1998). Tal como se mencionaba en la sección anterior, los bancos son indicadores morfológicos de distintos tipos de corrientes fluviales, como las corrientes trezadas o meándricas.

Ahora bien, los remanentes de una llanura de inundación previa (o llanura de inundación abandonada) en forma de superficies planas van a constituir las terrazas fluviales (TARBUCK, LUTGENS & TASA, 2005), las cuales se encuentran situadas en los lados del valle después del descenso del río (HUGGETT, 2007).

En ambientes de fiordos las cuencas son rellenadas por espesas capas de sedimentos estratificados en forma de terrazas (DELGADO & VIEIRA, 2007), y se encuentran formadas por un rellano y por un escarpe (definido por GOUDIE (2014) como el borde empinado de un terreno elevado), buzan suavemente hacia aguas abajo siempre que no estén afectadas por procesos tectónicos (HARDEN, 2004 en GUTIERREZ, 2008), pero no necesariamente en el mismo nivel que la llanura de inundación activa. Si el descenso vertical del río es más rápido que la migración lateral del canal del río, se forman terrazas pareadas; en cambio, si el desplazamiento lateral es más rápido que la incisión vertical, las terrazas se van a formar a medida que se vaya cortando cada lado del valle, constituyendo entonces terrazas no pareadas (HUGGETT, 2007).

2.5.2 Morfología Fluviomarina

Los deltas están formados por depósitos de material fluvial/torrencial en las desembocaduras de los ríos, cuando la velocidad de provisión de sedimentos del río es más rápida que la velocidad de remoción y transporte de los procesos marinos, e incluyen una sección superficial y una sección submarina que son diferentes para cada delta dado que dependen de varios factores, principalmente de procesos marinos como el oleaje, las mareas y las corrientes oceánicas (PAVLOPOULOS, K., EVELPIDOU, N. & VASSILOPOULOS, A., 2009).

En cuanto a la forma del fan delta, según McPHERSON *et al.* (1987), la característica fundamental de esta forma es que se trata de un abanico aluvial que se va depositando y propagando hacia el agua (mar o lago). La componente sub aérea se encuentra compuesta de facies de material aluvial principalmente, seguida de un flujo de detritos y depósitos de canales trenzados, y los depósitos están constituidos de granos generalmente gruesos con clastos de gran tamaño, poco clasificados, con una baja porosidad y permeabilidad. NEMEC (1990) coincide con lo anterior, en cuanto considera que la característica principal del fan delta es que está construido por abanicos aluviales.

Por otro lado, BIRD (2008) se refiere a una clasificación deltaica basada en la acción que domina los procesos dentro del sistema, diferenciando deltas dominados por mareas y deltas dominados por el oleaje. Al respecto, los deltas dominados por mareas se subclasifican de acuerdo al rango mareal imperante en la zona, distinguiendo entonces deltas micromareales, deltas mesomareales y deltas macromareales. Estos últimos tienen una forma particular de embudo en la desembocadura del río producto del flujo y reflujos de las corrientes mareales.

En la zona patagónica de Chile, los deltas son generalmente pequeños, de no más de 5 km de línea litoral. Para la mayor parte de estos, se desconoce su grado de estabilidad. La presencia de estos deltas en ambientes de fiordos se explica debido a fenómenos tales como la existencia de ríos proglaciales con aportes importantes y la condición de aguas tranquilas que se genera en el seno de los fiordos (ARAYA VERGARA, 1982).

Además, el material más grueso en estas formas se explica debido a que en ambientes de fiordos las mareas y el oleaje realizan un trabajo selectivo del material particulado fino, removiéndolo y enviándolo fuera de la línea de costa (CLIFTON, 1982 en RIOS & CISTERNAS, 1998).

2.5.3 Morfología de Laderas

Las laderas son un componente fundamental del relieve y del área estudiada, y están constituidas de roca, que corresponde al material consolidado y coherente afecto a los planos de fisibilidad como la estratificación, la esquistosidad y diaclasas, que la debilitan y fomentan la fragmentación y disgregación, y de suelo, que corresponde a material no consolidado, con una débil resistencia mecánica y de mayor porosidad (GUTIERREZ, 2008).

Los fenómenos de remoción en masa corresponden intrínsecamente a procesos gravitatorios, dado que una porción de terreno se desplaza hasta una cota o nivel inferior al original. Son procesos de transporte de material en los cuales se moviliza lenta o rápidamente un determinado volumen de suelo, roca o ambos, cuya génesis se debe a diversos factores (HAUSER, 1993).

Los deslizamientos corresponden a movimientos descendientes y rápidos de una masa de suelo o roca, de forma rígida y, aunque puede haber fragmentación, el deslizamiento se produce en un bloque único (IRIGARAY & CHACON, 1991). Generalmente, el movimiento comienza en zonas donde se generan fallas locales, y es en superficies de cizalle definidas en donde se formará el escarpe principal de deslizamiento (SEPÚLVEDA & LARA, 2008). Además, a mayor pendiente mayor componente de cizalle y, con ello, frecuencia en los deslizamientos (HAUSER, 1993). El deslizamiento puede ser rotacional o traslacional; a su vez, este último puede ser en bloque o en cuña (LARA, 2007).

En cambio, los desprendimientos se refieren a los movimientos de suelo o roca que en gran parte de su trayectoria caen en caída libre, ya sea en bloques individualizados o de manera masiva (IRIGARAY & CHACON, 1991).

2.5.4 Morfología Aluvial

En la cuenca se producen fenómenos de sedimentación de depósitos provenientes de cuencas tributarias, con la consecuente formación de un abanico aluvial. Un abanico aluvial es un cuerpo en forma de cono que se forma cuando una corriente que fluye de las montañas desemboca en una llanura (HUGGETT, 2007), extendiéndose los sedimentos de forma radial ladera abajo desde el lugar en donde el curso de agua abandona el área montañosa (BULL, 1968 en GUTIERREZ, 2008). El material grueso generalmente se deposita cerca del ápice del abanico mientras que el material fino es transportado hacia la base de este depósito (TARBUCK, LUTGENS & TASA, 2005).

CAPÍTULO 3: PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO

El propósito fundamental de esta investigación es el análisis de los grupos de formas en la sección distal de la cuenca del río Vodudahue, y la relación con los procesos de la cuenca andina de sustentación. Para ello, el eje central corresponde a un levantamiento geomorfológico del área estudiada, para un posterior análisis de las formas en relación a los procesos gestados en la cuenca teniendo en cuenta una condición de fiordo y mar interior.

Esta investigación se subdividió en tres objetivos específicos mencionados anteriormente, y en función del desarrollo de estos y, por ende, la resolución del objetivo general, se realizó una serie de métodos y procesos que sustentaron cada objetivo. Para ello, se requirió de información primaria y secundaria y se utilizó métodos principalmente cualitativos con el fin de llevar a cabo el desarrollo de los mismos.

El método principal de esta investigación se basó en la fotointerpretación de fotografías aéreas, además del análisis inductivo y comparativo de distintas imágenes de la sección distal de la cuenca de Vodudahue para un análisis temporal de las formas.

El trabajo en terreno consistió en una visita a la Fundación San Ignacio de Huinay durante el mes de noviembre de 2017, desde donde se trasladó a la cuenca de Vodudahue, adjunta a la cuenca de Huinay. Allí se realizó un trabajo comparativo y corroborativo en relación a una cartografía geomorfológica de la zona realizada con anterioridad por medio de la fotointerpretación tanto de fotografías aéreas como de imágenes en *Google Earth Pro* 2016, en donde se pudo verificar o modificar las formas distinguidas. Además, se realizó la toma de una serie de fotografías que representan las formas trabajadas en este informe. También se realizaron una serie de perfiles transversales para describir las diferencias altitudinales de las principales formas identificadas (ver Figura 9).

Finalmente, la información fue trabajada en los Sistemas de Información Geográfica (SIG), en donde se creó, procesó y modificó la información geomorfológica de la sección distal de la cuenca, además de la complementación con otra información pertinente mediante el uso de diversas capas de información en los mismos sistemas, y la complementación con la información levantada en terreno y obtenida mediante revisión bibliográfica, para dar resultado a los objetivos planteados y, con ello, a la hipótesis antes descrita.

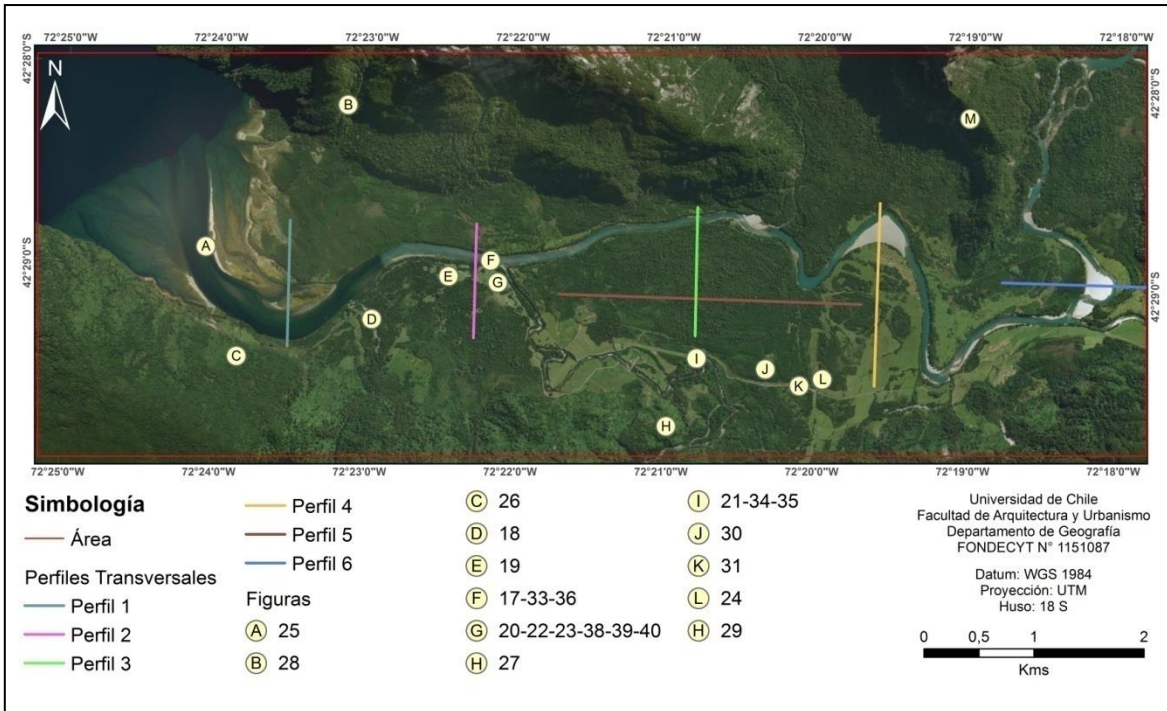


Figura 9: Distribución de perfiles transversales y figuras en sección distal, cuenca de Vodudahue.
Fuente: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087.

3.1 Identificar y caracterizar la geomorfología en la sección distal de la cuenca de Vodudahue

Para la identificación y caracterización de la geomorfología en la sección distal se trabajó con fotointerpretación, tanto de imágenes aéreas como de *Google Earth Pro 2016* y bibliografía respectiva que sustentara la interpretación.

3.1.1 Fuente de información

Se distinguió la evolución de la morfología de canales fluviales (STRAHLER, 1994). Al respecto, se distinguieron cuatro tipos (SHUMM, 1977 en HUAICO, 2004; HUGGETT, 2007): canales rectos (HUGGETT, 2007; GUTIERREZ, 2008), meándricos (TARBUCK, LUTGENS & TASA, 2005; HUGGETT, 2007; GUTIERREZ, 2008), trenzados o *braided* (HUGGETT, 2007; GUTIERREZ, 2008) y anastomosados (HUGGETT, 2007).

Las morfologías resultantes de la acción de los canales fluviales se subdividió en cuatro ambientes geomorfológicos: ambiente fluvial, ambiente fluvio-marino, ambiente de

laderas y ambiente aluvial, dentro de los cuales se distinguieron las siguientes formas geomorfológicas en la sección distal de la cuenca de Vodudahue.

Para el ambiente geomorfológico fluvial, se distinguió canal fluvial (RIOS & CISTERNAS, 1998; ELLIOTT, 2010), llanura de inundación (TARBUCK, LUTGENS & TASA, 2005; HUGGETT, 2007), bancos (RIOS & CISTERNAS, 1998; GUTIERREZ, 2008) y terrazas fluviales y escarpes (TARBUCK, LUTGENS & TASA, 2005; DELGADO & VIEIRA, 2007; HUGGETT, 2007; GUTIERREZ, 2008; GOUDIE, 2014).

En cuanto al ambiente geomorfológico fluvio-marino, se distinguió la forma delta / fan delta (ARAYA VERGARA, 1982; McPHERSON *et al.*, 1987; NEMEC, 1990; RIOS & CISTERNAS, 1998; BIRD, 2008; PAVLOPOULOS, EVELPIDOU & VASSILOPOULOS, 2009).

En lo correspondiente al ambiente geomorfológico de laderas, se distinguió formas y procesos como laderas (GUTIERREZ, 2008) y remoción en masa (HAUSER, 1993). Dentro de esta última se hizo una diferenciación entre deslizamientos (IRIGARAY & CHACON, 1991; HAUSER, 1993; LARA, 2007; SEPÚLVEDA Y LARA, 2008) y desprendimientos (IRIGARAY & CHACON, 1991).

Finalmente, en lo referente a la morfología aluvial se distinguió la forma de abanico aluvial (TARBUCK, LUTGENS & TASA, 2005; HUGGETT, 2007; GUTIERREZ, 2008).

3.1.2 Instrumentos y método

Para la realización de este objetivo se realizó un trabajo de fotointerpretación previo y post terreno, con el fin de llegar a terreno con una visualización previa y un conocimiento antecedente del territorio analizado.

El proceso de fotointerpretación se realizó en una escala de 1:25.000 utilizando el *basemap* otorgado por el programa *ArcMap* de ESRI, en conjunto con imágenes de *Google Earth Pro 2016*, y *SASPlanet* (cuyo origen también es ESRI). Además, se realizó un trabajo estereoscópico con fotografías aéreas del Servicio Aerofotogramétrico (SAF) a escala 1:50.000 que, en su conjunto, facilitaban la visión estereoscópica de la sección distal. Las imágenes y fotografías se detallan a continuación, en la Tabla 2.

Tabla 2: Imágenes y fotografías utilizadas para la fotointerpretación de la sección distal de la cuenca de Vodudahue

| Tipo | Número | Fuente | Año |
|------------------|--------|-----------------------|------|
| Imagen Satelital | - | Google Earth Pro 2016 | 2016 |
| | - | ESRI et. al. | 2017 |
| Fotografía aérea | 029250 | SAF | 1982 |
| | 029251 | SAF | 1982 |
| | 029196 | SAF | 1982 |
| | 029197 | SAF | 1982 |

Fuente: Elaboración propia. FONDECYT 1151087

Además, se realizó una serie de seis perfiles transversales de zonas distribuidas a lo largo del área de estudio con la finalidad de describir y caracterizar altitudinalmente las principales formas identificadas, mediante el uso de *Google Earth Pro 2016* y de curvas de nivel de 10 m de equidistancia, pertenecientes al proyecto.

Finalmente, la información procesada se transmite en una cartografía de la geomorfología de la zona mencionada, con la correspondiente descripción de las formas identificadas, apoyadas de material fotográfico obtenido en terreno.

3.2 Analizar los procesos fluviales actuales que afectan la zona distal de la cuenca de Vodudahue

Para el análisis de los procesos fluviales que afectan a la zona distal de la cuenca de Vodudahue, se analizaron las acciones fluviales de una corriente fluvial y además se trabajó con el material anteriormente generado, en conjunto de la bibliografía respectiva.

3.2.1 Fuente de información

Se analizaron los procesos fluviales de lechos y canales (STRAHLER, 1994; HUAICO, 2004; HUGGETT, 2007; GUTIERREZ, 2008; ELLIOTT, 2010). Principalmente, se trabajó con el proceso de erosión fluvial (HUGGETT, 2007; GUTIERREZ, 2008) y de sedimentación fluvial (GUTIERREZ, 2008).

3.2.2 Instrumentos y método

La información obtenida bibliográficamente fue analizada en base a la información geomorfológica previamente generada, con el fin de verificar que las formas actuales identificadas correspondan a los procesos que se generan en la cuenca, considerando la condición de una cuenca de sustentación alto andina, en un ambiente de fiordos y de mar interior. Además, se utilizó fotografías generadas en terreno a modo de ejemplificar ciertos procesos.

3.3 Analizar la dinámica y tendencia evolutiva en la sección distal de la cuenca de Vodudahue

Con el fin de analizar la dinámica y tendencia evolutiva en la sección distal se trabajó con fotointerpretación de la zona, en base a imágenes con distinta temporalidad en conjunto con la información recopilada anteriormente. Primeramente, se interpretaron los cursos que habría seguido el río Vodudahue antiguamente, con respecto a la posición de paleo bancos y paleo canales identificados. Luego, se analizaron los cambios respecto de los bancos y el fan delta, en base a dos temporalidades (una más reciente, correspondiente a 2016, y una más antigua, correspondiente a 1984). Finalmente, se identificó una posible tendencia evolutiva que tendría ocurrencia en la sección distal de la cuenca.

3.3.1 Fuente de información

Se utilizó la información anteriormente recopilada y detallada, sobre todo en lo concerniente a la morfología y evolución de las corrientes (STRAHLER, 1994, SHUMM, 1977 en HUAICO, 2004; TARBUCK, LUTGENS & TASA, 2005; HUGGETT, 2007, GUTIERREZ, 2008), a los bancos fluviales (RIOS & CISTERNAS, 1998; GUTIERREZ, 2008) y al fan delta (ARAYA VERGARA, 1982; McPHERSON *et al.*, 1987; NEMEC, 1990; RIOS & CISTERNAS, 1998; BIRD, 2008; PAVLOPOULOS, EVELPIDOU & VASSILOPOULOS, 2009). En cuanto los productos de los objetivos anteriores, estos también se convierten en insumos para la realización de este objetivo.

3.3.2 Instrumentos y método

Para incurrir en los cursos que ha tenido el río Vodudahue, se realizó una cartografía con la ubicación de paleo bancos y paleo canales identificados en el área mediante la fotointerpretación. La cartografía se realizó mediante el uso del programa *ArcMap* de ESRI, utilizando además los archivos previamente creados.

En cuanto al análisis temporal, se utilizaron imágenes satelitales de *Google Earth Pro* 2016, años 1984 y 2016. De estas imágenes, se realizaron cuatro esquemas en donde se plasman los cambios principalmente en los bancos fluviales en distintos sectores del área estudiada, y del fan delta, en la desembocadura.

Finalmente, para determinar la tendencia evolutiva, se trabajó con el material generado en los pasos anteriores.

CAPITULO 4: RESULTADOS

4.1 Geomorfología de la sección distal de la cuenca de Vodudahue

4.1.1 Aspectos generales

La cuenca de Vodudahue tiene una extensión de 931,82 km². Su cauce principal recorre la cuenca por 53,3 km, y durante su recorrido confluyen en él centenas de cauces tributarios que configuran la red hidrológica de esta cuenca. Esta cuenca alto andina desemboca en el fiordo Comau.

La sección distal representa la desembocadura de la cuenca. En dicha sección se presenta un valle fluvial definido por la presencia del río Vodudahue, además de la presencia de una llanura de inundación en la forma de bancos, sin mayor extensión lateral. Inmediatamente sobre el lecho y/o la llanura se presenta sobre un escarpe la terraza baja que presenta en diversas zonas formas como paleo canales y paleo bancos. Sobre esta terraza se alza una terraza alta, en cuya zona sur se presenta sobre ella un abanico aluvial caótico, mientras que en la zona norte se dispone un desprendimiento proveniente de la ladera adjunta. Todos estos depósitos corresponderían a la época del Holoceno, período Cuaternario.

En el contacto del río Vodudahue con el Fiordo Comau se desarrolla un fan delta que se cubre o queda al descubierto en distintos horarios a lo largo del día debido a los cambios macro mareales de la zona. Este corresponde a un depósito principalmente de gravas.

El valle se encuentra limitado por altas y escarpadas laderas que se alzan en la zona, propias y características de ambientes de fiordos, formadas en distintos tiempos geológicos. En el área, aún hay remanentes de laderas desarrolladas durante el Paleozoico, tanto en el período Carbonífero (rocas intrusivas) como en el período Pérmico (rocas metamórficas). Sin embargo, las laderas que predominan en la zona corresponden a rocas intrusivas de edades del Mesozoico, de los períodos Jurásico y Cretácico.

Los cuatro tipos de morfologías presentes en la zona, morfología fluvial, morfología fluvio marina, morfología de laderas y morfología aluvial, se detallan a continuación en la Figura 10.

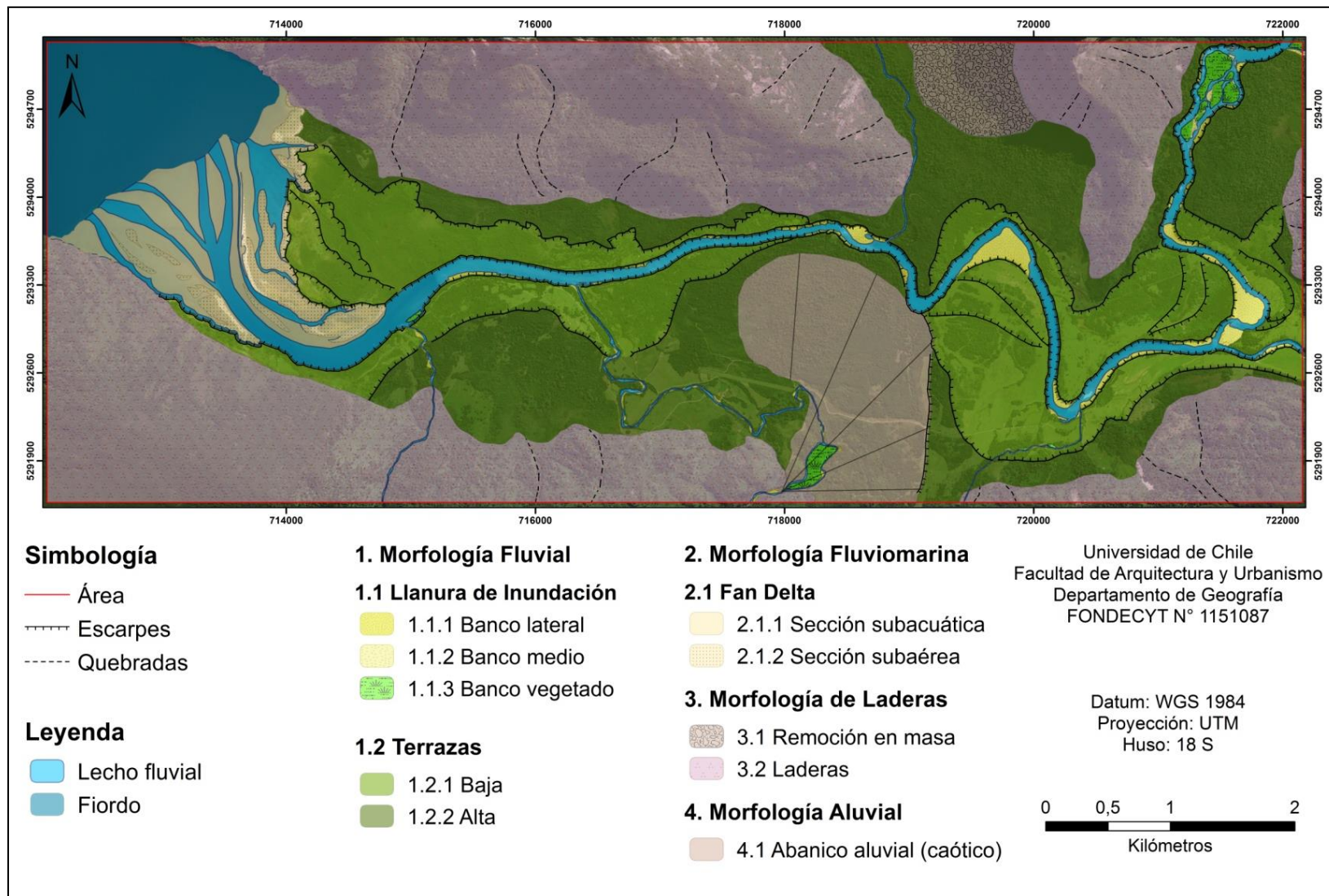


Figura 10: Geomorfología sección distal, cuenca de Vodudahue.
Fuente: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087.

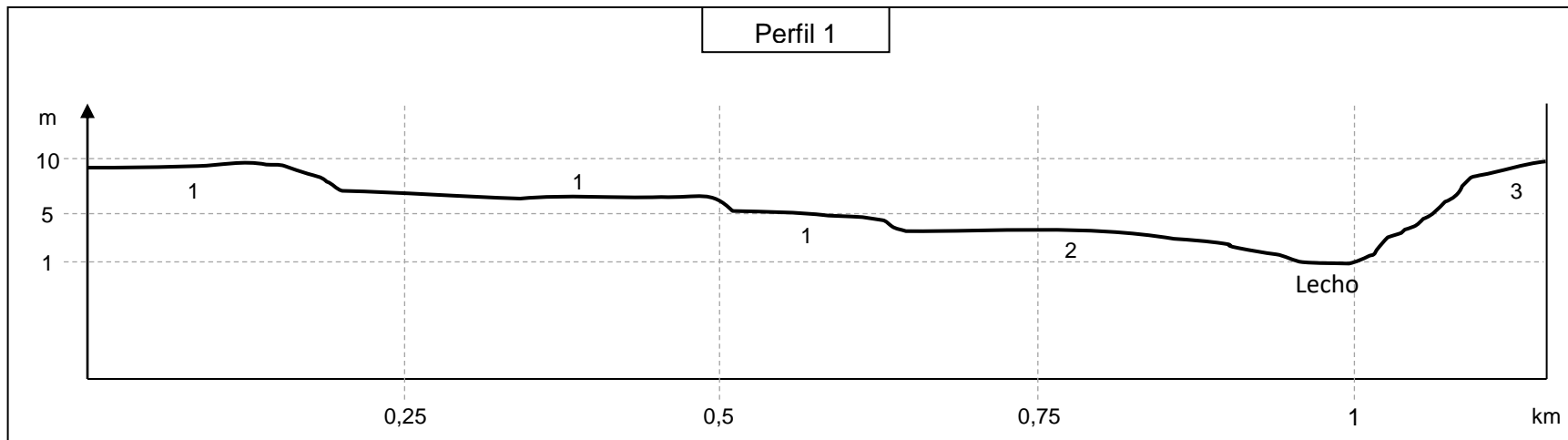


Figura 11: Perfil 1 cuenca de Vodudahue. 1: Paleo banco. 2: Fan Delta. 3: Terraza Baja.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.

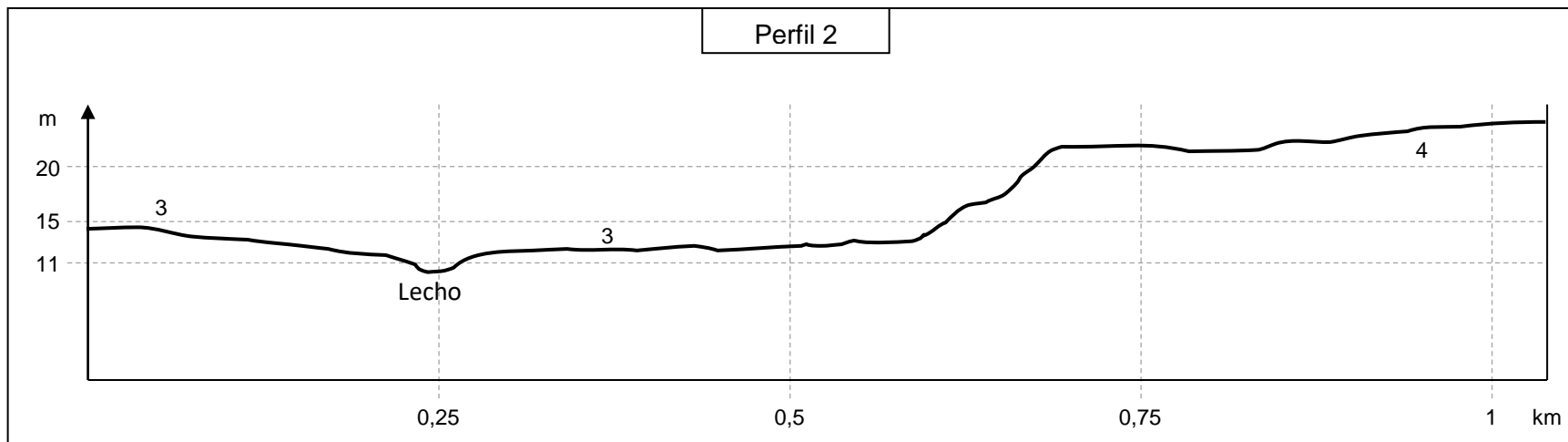


Figura 12: Perfil 2 cuenca de Vodudahue. 3: Terraza Baja. 4: Terraza Alta.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.

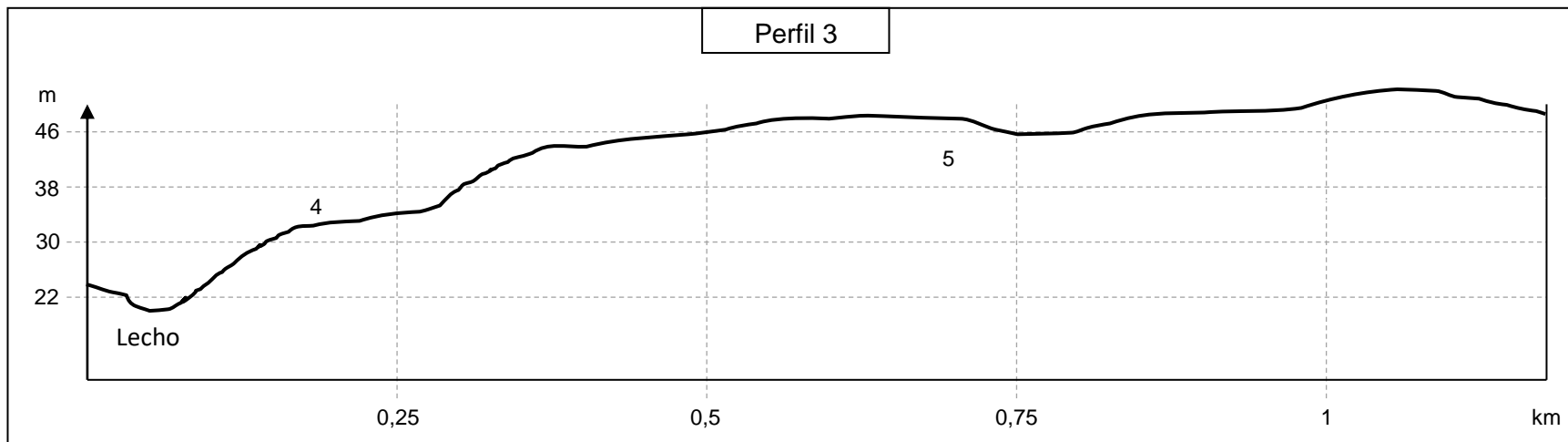


Figura 13: Perfil 3 cuenca de Vodudahue. 4: Terraza Alta. 5: Abanico Aluvial (caótico).
Fuente: FONDECYT N° 1151087.

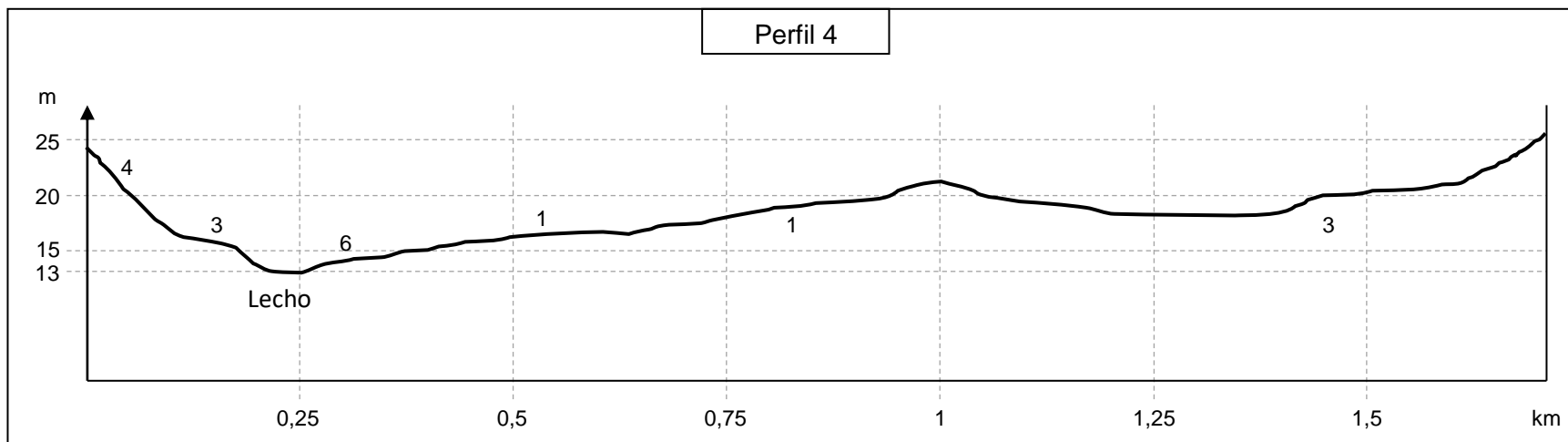


Figura 14: Perfil 4 cuenca de Vodudahue. 1: Paleo banco. 3: Terraza Baja. 4: Terraza Alta. 6: Banco Lateral.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.

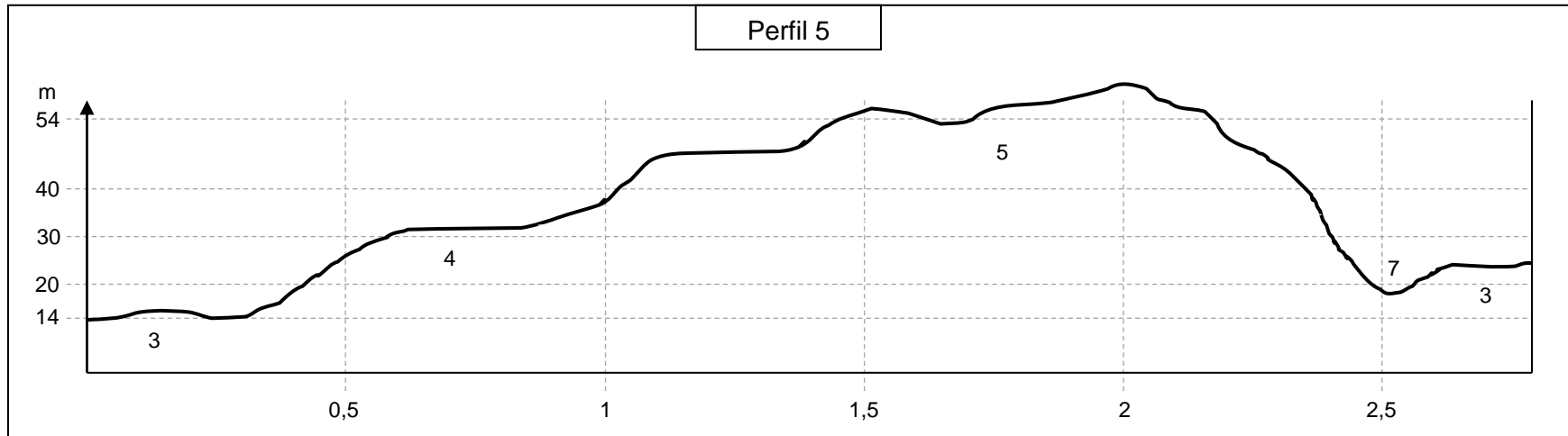


Figura 15: Perfil 5 cuenca de Vodudahue. 3: Terraza Baja. 4: Terraza Alta. 5: Abanico Aluvial (caótico). 7: Paleo canal.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.

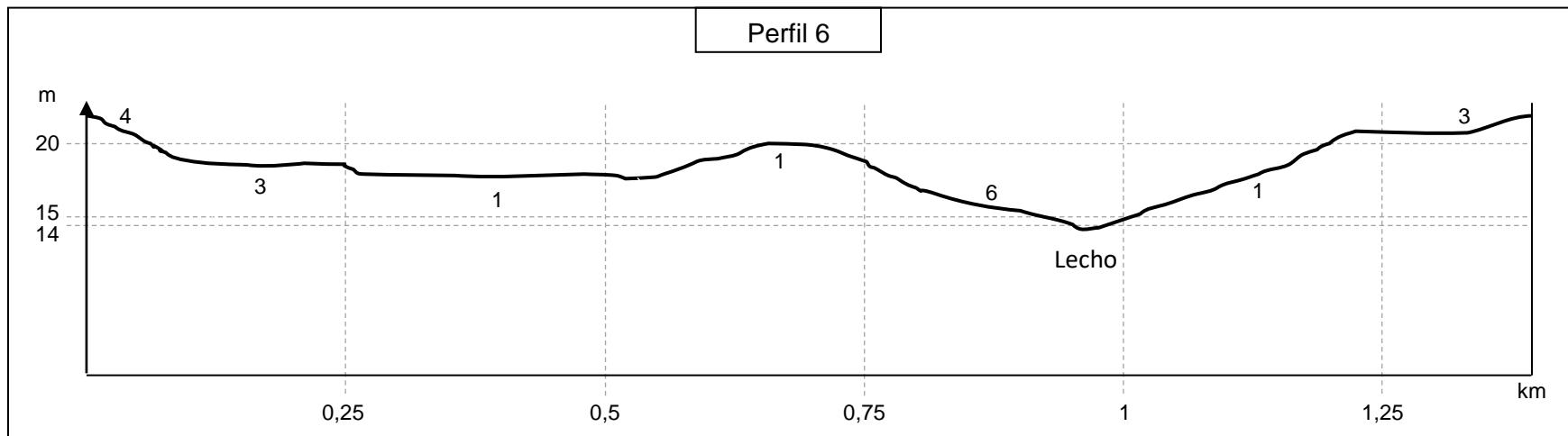


Figura 16: Perfil 6 cuenca de Vodudahue. 1: Paleo banco. 3: Terraza Baja. 4: Terraza Alta. 6: Banco Lateral.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.

4.1.2 Morfología Fluvial

4.1.2.1 Llanura de inundación

Su formación se establece en el período Cuaternario, época del Holoceno. Se compone de secuencias sedimentarias de depósitos fluviales, con una litología de grava, arena y limo del curso actual de los ríos mayores de la cuenca. En el área de estudio, esta formación se constituye de bancos (ver Figura 10) compuestos principalmente de gravas y rodados, encontrándose a lo largo del río Vodudahue tanto en sus zonas meándricas como en las partes más lineales, y en su afluente, el río Barceló, el cual presenta difluencias del lecho. Se pudo distinguir los siguientes tipos de bancos.

- a) Banco lateral: esta forma se encuentra presente a lo largo del lecho, ya sea en partes lineales de este como en las zonas meándricas. Su perfil es creciente desde el contacto con el río hasta el contacto con la terraza baja, con diferencias de altitud entre uno y tres metros (ver Figura 14 y 16). En los meandros, este banco presenta una gran dimensión, tanto en extensión como en amplitud (ver Figura 17), y protegen de la erosión fluvial a la terraza colindante. En las zonas lineales, esta forma se extiende en mayores proporciones en la dirección longitudinal del río que transversalmente. Este tipo de banco es relativamente estable en el tiempo, en donde varían levemente los bordes de la forma debido a la erosión propia del río, pero que principalmente recibe material que se va depositando.

- b) Banco medio: esta forma se encuentra presente en las difluencias del área de estudio (ver Figura 18), principalmente en el lecho del río Barceló y en afluentes al río Vodudahue, como el estero Maruco. Corresponde a bancos de proporciones menores, con perfiles convexos debido a la acumulación de material y, en el río Barceló, se encuentran depositados bordeando los bancos vegetados. Este tipo de bancos es menos estable temporalmente, dado que el material se encuentra expuesto a cambios en las condiciones del río que, al aumentar su caudal y/o capacidad de carga pudiera transportar este tipo de material. El hecho de que los bancos identificados no se encuentren vegetados es otro indicador de esta baja estabilidad temporal, dado que la vegetación es una colonizadora importante y eficaz, que proporciona condiciones de estabilidad pero que también necesita cierto grado de esta.



*Figura 17: Banco lateral río Vodudahue, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*



*Figura 18: Bancos medios en estero Maruco, afluente del río Vodudahue, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*

- c) Banco vegetado: al igual que el banco medio, esta forma se encuentra en el lecho del río Barceló, en al área de difluencias. Corresponde a una evolución del banco medio, en cuanto se describe como un banco medio con presencia de vegetación o, en otras palabras, un banco estabilizado. La vegetación es un indicador de esta estabilización, dado que para que esta crezca el banco debe estar estable, sin erosión o deposición. Esta estabilización no es reciente, dado que se trata de una vegetación densa, con alturas entre 8 y 12 metros de estructura adulta, por lo que estos bancos en esta zona han sido estables durante un gran período de tiempo.

4.1.2.2 Terrazas fluviales

Su formación dataría del período Cuaternario, época del Pleistoceno. Se componen de secuencias sedimentarias de depósitos fluviales formados por gravas, arenas y limos. En el área de estudio se distinguen dos niveles de terrazas fluviales (ver Figura 10), diferenciadas según su posición altimétrica.

- a) Terraza Baja: se extiende a lo largo del río Vodudahue en el área estudiada, cuyo escarpe cae directamente en el lecho fluvial o en los bancos laterales. La diferencia altitudinal dentro de la misma terraza es entre 2 y 4 metros, y mientras que a lo largo del perfil longitudinal del río, esta terraza se encuentra sobre los 12-14 metros en la zona próxima a la desembocadura (ver Figura 12), en zonas más interiores se encuentra entre los 14-16 metros y 20-22 metros (ver Figura 15).

En esta terraza se logró diferenciar al menos dos horizontes bajo el suelo. El primer horizonte posee una extensión altitudinal de, al menos, 50 cm, y se encuentra constituido principalmente de arenas y limos. El segundo horizonte, en cambio, tiene una extensión altitudinal de al menos 120 cm, y está constituido principalmente de gravas redondeadas y arenas (ver Figura 19).

Esta terraza posee una cobertura vegetal que varía de abierta a semidensa, con altura de la vegetación que alcanza incluso los 4 metros de altura en algunos sectores (ver Figura 20).



*Figura 19: Corte terraza baja, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*

La estructura de la vegetación incluye especies de tipo achaparrada, con algunos sectores renovales. Sobre esta terraza se encuentran vestigios de antiguos canales (paleo canales), encontrando incluso evidencias de paleo canales con patrón trenzado, indicando formas anteriores que siguió el río.

- b) Terraza Alta: se extiende por sobre la terraza baja. La diferencia altitudinal dentro de la misma terraza es entre 4 y 6 metros, mientras que a lo largo del perfil longitudinal del río, esta terraza se encuentra sobre los 20-24 metros en la zona próxima a la desembocadura (ver Figura 12), y que en las zonas más alejadas se encuentra entre los 30-36 metros (ver Figuras 13 y 15).

De esta terraza se logró apreciar al menos dos horizontes bajo el suelo. El primer horizonte posee una extensión altitudinal de, al menos, 80 cm, y está constituido principalmente de arenas y limos. El segundo horizonte se extiende altitudinalmente por al menos 80 cm y se encuentra constituido de gravas y arenas, presentando algunas secuencias de material más fino intercaladas a estos materiales más gruesos (ver Figura 21). Se presenta sobre un escarpe suavizado de al menos dos metros (ver Figuras 15, 22 y 23), y en algunas zonas este escarpe es superior a 5 metros (ver Figura 12).



*Figura 20: Terraza baja, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*



*Figura 21: Corte terraza alta, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*

Esta terraza tiene una cobertura vegetal que varía de semidensa a densa, con alturas que van desde los 4 a los 12 metros de altura, con sectores que alcanzan incluso alturas entre los 20 y 32 metros. La estructura de la vegetación

es principalmente adulta y adulta/renoval, dentro del tipo de vegetación Siempreverde y, en algunos sectores, Coihue, Rauli y Tepa (ver Figura 24).



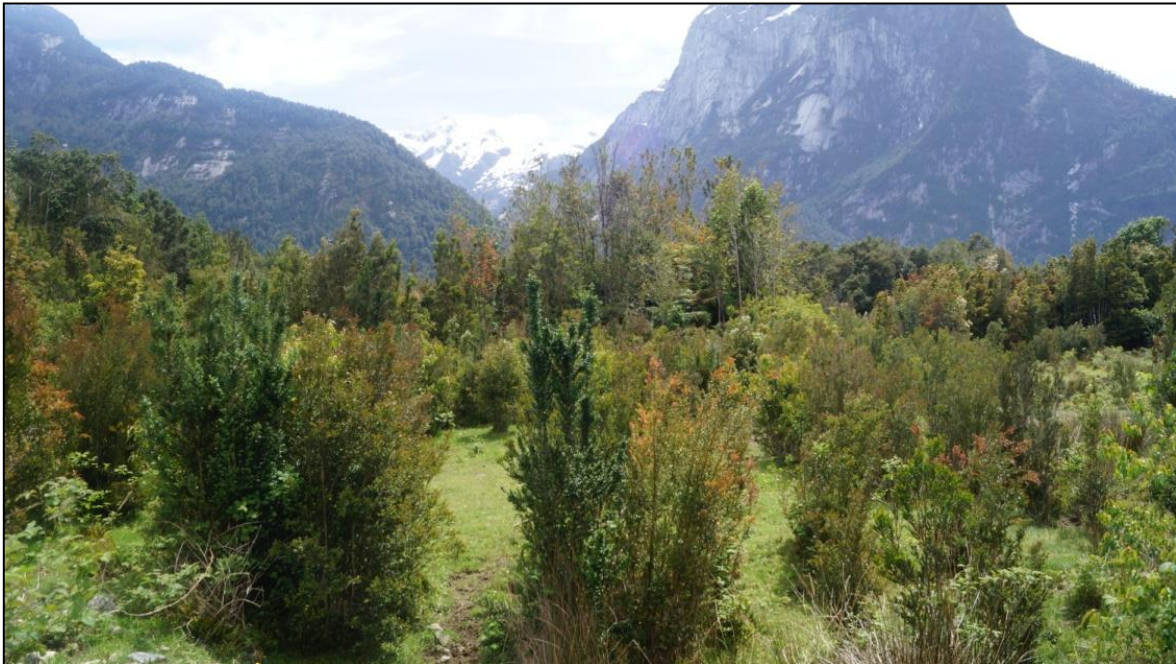
*Figura 22: Escarpe de terraza alta, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*



*Figura 23: Escarpe de terraza alta, escala humana, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*

Sobre esta terraza se han depositado materiales provenientes de un desprendimiento, en el sector norte de la zona estudiada, los cuales se encuentran actualmente cubiertos de vegetación densa del tipo siempreverde, de estructura adulta y con alturas entre los 12 y 20 metros.

Además, en el sector sur del río, se han depositado y aterrazado materiales de tipo aluvio-coluvial en forma de abanico aluvial caótico, y actualmente se encuentran cubiertos de vegetación (ver Figuras 13 y 15).



*Figura 24: Terraza alta, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*

4.1.3 Morfología Fluvio-marina

4.1.3.1 Fan delta

Esta forma se desarrolla en la desembocadura, en donde el abanico aluvial se va depositando y propagando (ver Figura 10). Además, el fan delta posee una forma de embudo en la desembocadura debido al flujo y reflujo de las corrientes de marea. Este delta se compone principalmente por rodados y materiales provenientes de los deshielos de las altas cumbres de la cuenca (actualmente), y de los deshielos ocurridos a partir del fin de la Glaciación Llanquihue, y presenta las siguientes variantes:

- a) Componente subaéreo: compuesto de material principalmente aluvial y flujo de detritos, corresponde a un depósito de granos gruesos muy poco clasificados, con una baja porosidad y permeabilidad (ver Figura 25). Se encuentra por sobre el nivel medio del mar, con baja altura, de hasta 3 metros (ver Figura 11), y no presenta vegetación. Se extiende en la desembocadura del río con formas lobuladas, hasta el contacto del fondo del lecho con el fiordo.



*Figura 25: Fan delta del río Vodudahue, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*

- b) Componente subacuático: compuesto de material principalmente aluvial, flujo de detritos y depósitos de corrientes, corresponde a un depósito de granos generalmente gruesos con clastos de gran tamaño muy poco clasificados, con una baja porosidad y permeabilidad. Estos materiales se encuentran sumergidos con marea alta y expuestos a condiciones atmosféricas con marea baja, en forma de lóbulos influenciados por el canal de marea.

Destaca la presencia de paleo bancos, los cuales serán descritos más adelante, pero que dan cuenta de una formación tipo embudo característica de los fan delta presente en distintas épocas en esta cuenca.

4.1.4 Morfología de Laderas

4.1.4.1 Análisis de laderas en base a componente geológica

En la sección distal de la cuenca se encuentran laderas (ver Figura 10) con distintas componentes geológicas. Principalmente, se encuentran cubiertas de vegetación densa, de estructura adulta y del tipo Siempreverde y, a partir de cierta altitud, la vegetación se vuelve semidensa, de tipo alerce. En la zona sur del área, desde el sector occidental al sector oriental, se encuentran laderas de las siguientes componentes geológicas:

- a) CPg: de la era Paleozoico, período Carbonífero, se presume que esta ladera se estableció entre los 328-235 Ma. Se compone de rocas intrusivas, con una litoestratigrafía de rocas plutónicas de la época Carbonífero-Pérmico, con un rango de roca batolito. La litología se constituye de granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas, de hornblenda y biotita. Actualmente, esta ladera se encuentra densamente vegetada, con vegetación de estructura adulta que alcanza alturas que fluctúan entre 20 y 32 metros (ver Figura 26).
- b) PzTr4 b: de la era Paleozoico, período Pérmico, se compone de rocas metamórficas, con una litoestratigrafía de metabasitas de la época Paleozoico-Triásico, con un rango de roca complejo. La litología se constituye de metapelitas, metacherts, metabasitas y, en menor proporción, de neises y rocas ultramáficas con protolitos de edades desde el devónico al Triásico y metamorfismo del Pérmico al Jurásico. Además, se distinguen esquistos, anfibolitas y, en menor proporción, rocas metamórficas ultramáficas. Actualmente, esta ladera se encuentra densamente vegetada, con vegetación de estructura adulta que alcanza alturas que fluctúan entre 20 y 32 metros.
- c) Kig: de la era Mesozoico, período Cretácico, se presume que esta ladera se estableció entre los 144-90 Ma. Se compone de rocas intrusivas, con una litoestratigrafía de granitoides de la época Cretácico Inferior, con un rango de rocas batolíticas. La litología se constituye de depósitos de granitos, granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita. Actualmente, estas laderas varían su cobertura vegetal desde densa a semidensa desde el occidente al oriente, con vegetación de estructura adulta y adulta/renoval que alcanza alturas que fluctúan entre 4 y 12 metros (ver Figura 27).

En la zona norte del área, desde el sector occidental al sector oriental, se encuentran laderas de las siguientes componentes geológicas:

- d) Jig: de la era Mesozoico, período Jurásico, se presume que esta ladera se estableció entre los 202-178 Ma., en la época Jurásica Inferior. Se compone de rocas intrusivas, con un rango de rocas unitaria. La litología se constituye de dioritas, gabros, monzodioritas de piroxeno, dioritas cuarcíferas y granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita. Actualmente, esta ladera se encuentra densamente vegetada, con vegetación de estructura adulta que alcanza alturas que fluctúan entre 20 y 32 metros.

Además, presenta algunas quebradas y desprendimientos, en cuyos sitios la cara de la ladera se encuentra expuesta, con escasa vegetación (ver Figura 28). El material desprendido, en cambio, se encuentra cubierto de vegetación densa.

Luego, se encuentra una ladera de composición geológica Jig en su vertiente occidental y de composición geológica PzTr4 b en su vertiente oriental, cuyas características ya fueron mencionadas, con similares condiciones vegetacionales.

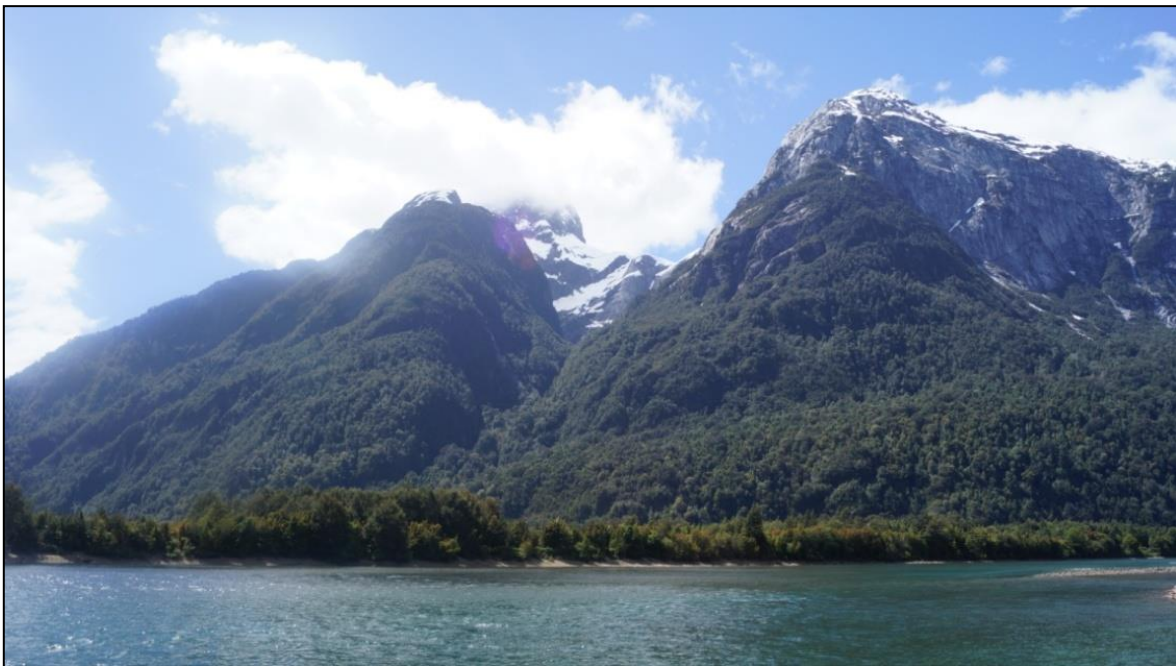


Figura 26: Laderas en rocas intrusivas y rocas metamórficas, de derecha a izquierda en la sección frontal, cuenca de Vodudahue.

Fuente: FONDECYT N° 1151087.



*Figura 27: Laderas en rocas intrusivas, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*



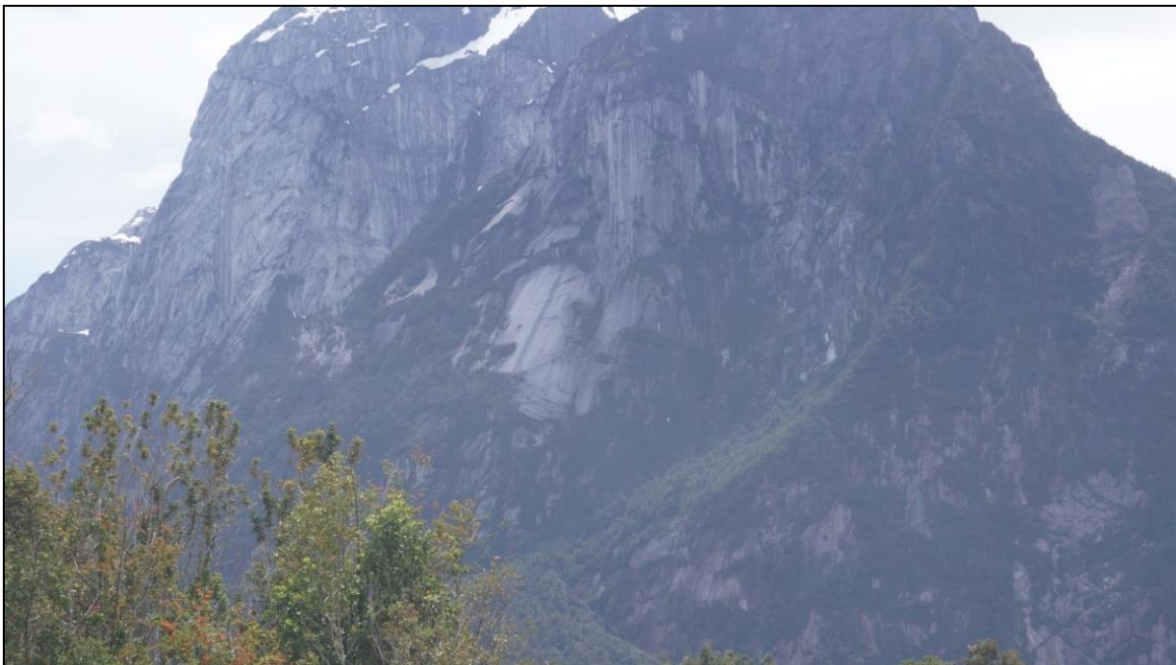
*Figura 28: Laderas en rocas intrusivas, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*

4.1.4.2 Remoción en masa

Eventos de remoción en masa son distinguibles en la zona estudiada. Sin embargo, el que tuvo mayor preponderancia y distinción dentro de la fotointerpretación y, posteriormente, en el trabajo de visualización en terreno, corresponde a un deslizamiento cuya zona de fisibilidad se encuentra claramente reflejada en la Figura 29.

- a) Deslizamiento: Esta forma está presente en la sección norte, al interior de un valle tributario del río Vodudahue (ver Figura 10). Este valle se encuentra compuesto de depósitos fluviales depositados durante el Pleistoceno-Holoceno, y debido a la correlación altimétrica de estos depósitos se infiere que se trata de una Terraza Alta. El valle se constituye de depósitos aluviales, coluviales y remociones en masa y, como parte de estas remociones en masa, se identifica este desprendimiento de material que actualmente se encuentra aterrizado y cubierto de vegetación densa del tipo Siempreverde, de estructura adulta y con alturas entre los 12 y 20 metros.

La ladera de la cual se habría desprendido este material también se encuentra actualmente cubierta de vegetación, por lo que actualmente no genera este tipo de remociones (ver Figura 29).



*Figura 29: Remoción en masa, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*

4.1.5 Morfología Aluvial

4.1.5.1 Abanico aluvial (caótico)

Esta forma está presente en la zona sur (ver Figura 10), y corresponde a un depósito aluvio-coluvial debido a uno o varios flujos de detritos que se aterrazó en forma de cono caótico de remoción en masa en la terraza alta. A partir de la Figura 32 se distingue la subcuenca 1 y los drenes pertenecientes a esta, cuenca tributaria de la cuenca de Vodudahue, cuyos drenes influenciaron en la formación de este abanico de acuerdo al flujo de detritos antes descrito.

Presenta un perfil convexo, con un ligero patrón trenzado por donde escurriría el agua posterior a los eventos aluviales (ver Figura 30). Es caótico, dado a que el relleno se compone de una serie de materiales, desde arcillas hasta gravas y bloques, sin ningún orden aparente (ver Figura 31) y con un perfil combado (ver Figuras 13 y 15). Actualmente se encuentra cubierto de vegetación semidensa y densa del tipo Siempreverde, con una estructura que varía de adulto/renoval a renoval y con alturas entre los 4 y 8 metros en la zona proximal, y entre 12 y 20 metros en la zona distal.

Esta remoción posteriormente fue modelada por el lecho fluvial, aparentemente en un evento de crecida, en su sección oriental, presentando un pronunciado escarpe (ver Figura 15). Presumiblemente, este corte se produjo por un evento de vaciamiento de alguno, o ambos, lagos glaciares que se encuentran en el valle tributario que drena hacia esta zona, que en la Figura 32 corresponde a la subcuenca 2, tributaria en la cuenca de Vodudahue.



*Figura 30: Perfil de abanico aluvial (caótico), cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*



*Figura 31: Corte de abanico aluvial (caótico), cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*

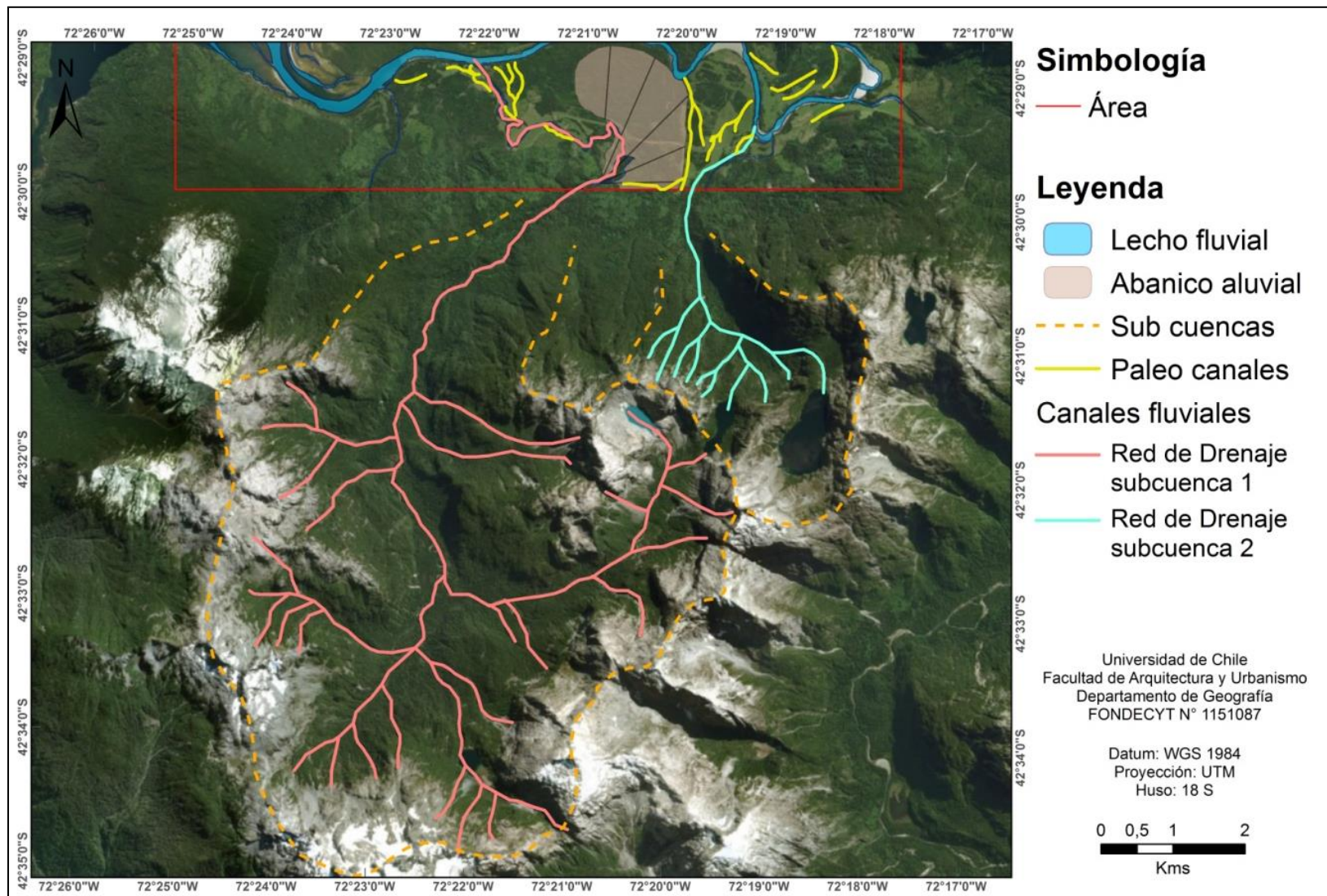


Figura 32: Subcuencas tributarias de la cuenca de Vodudahue, determinantes del abanico aluvial (caótico).

Fuente: FONDECYT N° 1151087.

4.2 Procesos fluviales actuales que afectan la zona distal de la cuenca de Vodudahue

Los procesos fluviales que fueron identificados en el trabajo de terreno en la sección distal de la cuenca del río Vodudahue fueron el proceso de erosión y el proceso de sedimentación, los que al encontrarse operando en la actualidad modelan los lechos fluviales y condicionan las modificaciones de las formas identificadas, principalmente aquellas pertenecientes a la llanura de inundación, los escarpes de las terrazas y el fan delta dado que tienen contacto directo con el lecho fluvial.

4.2.1 Proceso erosivo

El curso de agua en su paso por el lecho, erosiona el fondo del mismo, además de las paredes de las terrazas y con mayor evidencia morfológica, las curvas cóncavas de los meandros. En la Figura 33 se muestra el río Vodudahue erosionando una pared lateral de la terraza baja de la zona norte del área estudiada, y se aprecia como el río, al ir erosionando, ha ido derribando vegetación que se evidencia en forma de troncos y ramas orilladas en la zona de contacto entre río y terraza, por lo que el río no se lleva consigo solo sedimentos, sino que también arrasa con la vegetación reinante.



Figura 33: Erosión lateral del río Vodudahue, cuenca de Vodudahue.

Fuente: FONDECYT N° 1151087.

La erosión vertical profundiza el lecho fluvial, acentuando los escarpes de terraza. Además, la erosión lateral ensancha el lecho mediante la socavación de las paredes del mismo. Las paredes se deslizan o caen sobre la corriente, aportando el material que se transporta y sedimenta aguas abajo.

En la Figura 34 se muestra la erosión que efectúa el estero Troliguán, afluente del río Vodudahue. Aquí se presenta una erosión lateral en la terraza alta, y también se aprecia la caída de algunos árboles debido a la pérdida del terreno debido a la caída de material producto de los socavones. De hecho, en la Figura 35 se distingue este proceso, en cuanto la erosión comienza desde el borde inferior de la terraza, arrancando material hasta que, por acción gravitacional, el material superior se desprende y cae al río.

Sin embargo, el caudal es bajo y no presenta grandes turbulencias, por lo que la capacidad actual de erosión no es tan efectiva como lo puede ser cuando las condiciones son contrarias a las actuales, por lo que el proceso que actualmente se está dando en la sección distal de la cuenca corresponde a la depositación principalmente. Destaca que en los eventos de crecidas es cuando la corriente tiene una mayor fuerza erosiva.



*Figura 34: Erosión lateral del estero Troliguán, afluente del río Vodudahue, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*



Figura 35: Sección de terraza cortada en el estero Troliguán, afluente del río Vodudahue, cuenca de Vodudahue.

Fuente: FONDECYT N° 1151087.

4.2.2 Proceso de sedimentación

Debido a las condiciones actuales del lecho fluvial, el cual presenta una corriente con caudales y velocidades bajos, sin turbulencias de las aguas, este proceso de sedimentación es el que se encuentra operando. Las formas actuales de sedimentación más visibles son los bancos fluviales. Como se describió anteriormente, los bancos fluviales corresponden a depósitos de material, previamente transportado, que se instala generalmente en los bordes del lecho debido a que en esta zona es donde la velocidad del flujo se ralentiza, debido a la fricción que se genera entre el río y el borde del lecho y de las terrazas (ver Figura 36).

En el caso de los meandros, el curso fluvial disminuye la velocidad al pasar por la curva convexa (y aumenta en la cóncava, donde erosiona), facilitando la depositación de material e incrementando las dimensiones del mismo.

Finalmente, el material que llega a la desembocadura puede depositarse en el fan delta como repositorio distal de la cuenca del río Vodudahue. El régimen macro mareal y de oleaje del fiordo mantiene un balance de progradación del fan delta.



*Figura 36: Depositación de material en forma de banco lateral, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*

4.3 Dinámica y tendencia evolutiva en la sección distal de la cuenca de Vodudahue

La cuenca se encuentra expuesta a una dinámica constante de movimientos y transformaciones debido a procesos endógenos y exógenos. En la cuenca de Vodudahue se encuentran algunos vestigios de estas transformaciones, por lo que mediante distintos análisis se pretende evidenciar la dinámica y la tendencia evolutiva de la cuenca.

En primer lugar se analizarán las dinámicas fluviales pasadas basadas en las evidencias de paleo canales y paleo bancos para identificar las dinámicas pasadas a largo plazo; luego, se hará un análisis comparativo entre los años 1984 y 2016 mediante el uso de imágenes satelitales, enfocado en las transformaciones que la tenido la llanura de inundación de la sección distal en el corto plazo para, finalmente, inferir en la posible tendencia evolutiva de la cuenca.

4.3.1 Dinámicas fluviales pasadas

Como una primera aproximación al estado de la cuenca en un tiempo histórico se analizan las huellas de paleo canales y paleo bancos, los cuales serían un remanente de la trayectoria de la corriente del río Vodudahue en el pasado.

Lo que en tiempos pasados correspondía a bancos, constituyentes de la anterior llanura de inundación, hoy son parte la actual terraza baja. La migración fluvial indujo a un cambio en el curso mismo y producto de procesos de incidencia vertical en el lecho, movimientos tectónicos y/o isostasia, la llanura se alzó y los materiales pasaron a constituirse como parte de la terraza.

A partir de la Figura 37 se aprecia que tanto el fan delta como los distintos meandros han tenido una serie de etapas evolutivas. En cuanto a los paleo bancos constituyentes del fan delta, se distingue cómo la corriente fue depositando el material aluvial generando en una primera instancia distintos depósitos de formas lobuladas, y luego continuó depositando siguiendo la forma pre existente. Por otro lado, en lo concerniente a los paleo bancos que constituyeron meandros, las curvas convexas de depositación han tenido distintas etapas evolutivas de acreción.

Además, se sigue el curso de la corriente mediante la identificación de paleo canales. Al respecto, se distingue en cierta zona del área (ver Figura 37) la presencia de paleo canales con un carácter trenzado, comprobado en la actividad de terreno.

A continuación se revisan las zonas antes descritas, debido a que éstas son las más características del área estudiada.

GEOMORFOLOGÍA DE LA SECCIÓN DISTAL DE LA CUENCA DE VODUDAHUE: ANÁLISIS DE GRUPOS DE FORMAS Y RELACIÓN CON LOS PROCESOS DE LA CUENCA ANDINA DE SUSTENTACIÓN.

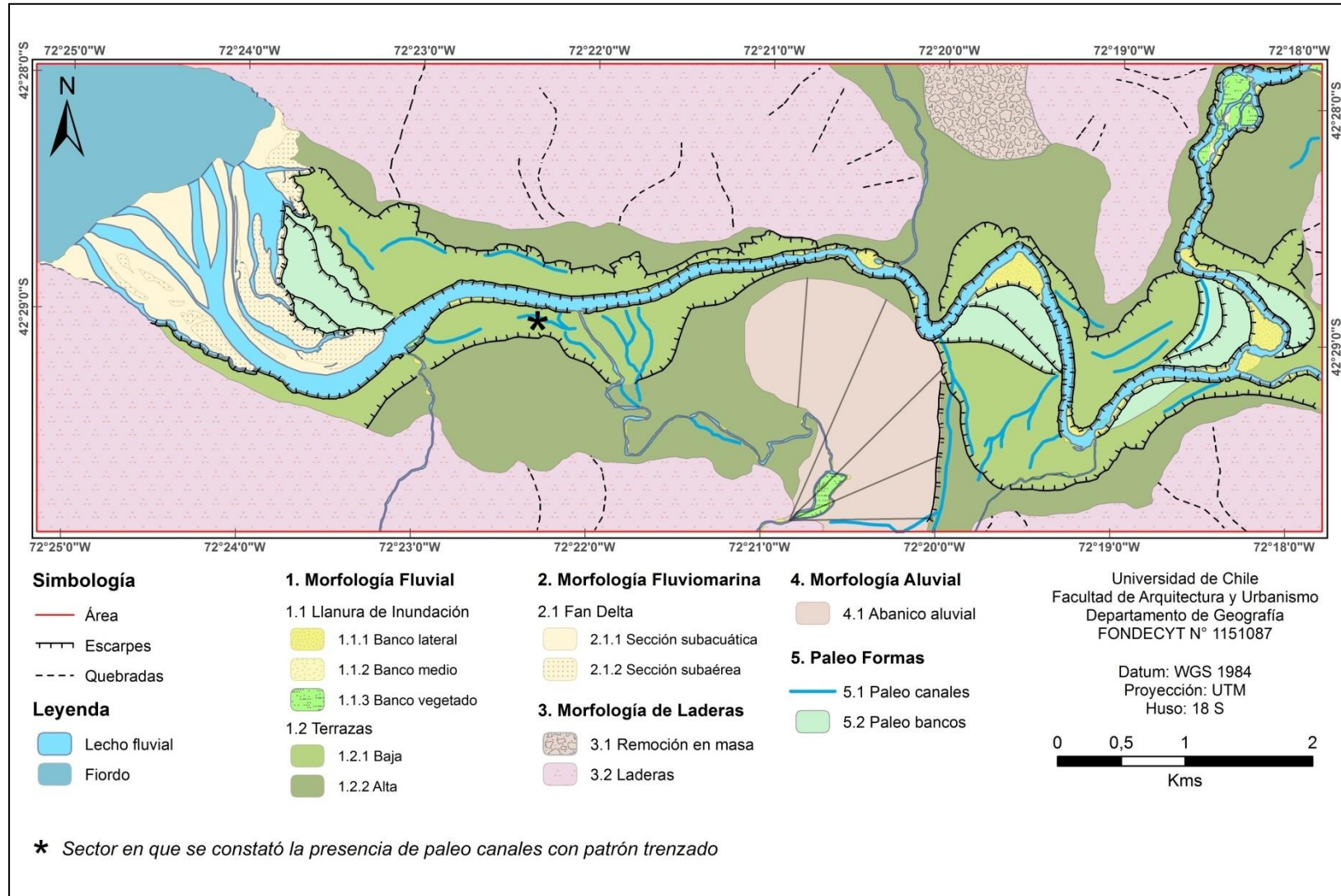


Figura 37: Paleo formas en sección distal, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.

4.3.1.1 Paleo bancos

Esta forma se encuentra en diversas zonas de la sección distal de la cuenca (ver Figura 37). Por una parte, esta forma está presente en la desembocadura del lecho fluvial, en la sección norte, y corresponde a antiguos lóbulos del fan delta que se han alzado con el tiempo debido al trabajo erosivo del río, así como también presumiblemente por acción de la tectónica en el área, encontrando en la zona hasta tres niveles distintos según sus escalones escarpados (ver Figura 11). Debido a que no están afectados a la erosión fluvial, actualmente se encuentran vegetados, con vegetación de estructura achaparrada del tipo Siempreverde, configurando una cobertura que varía de abierta a semidensa, con alturas que alcanzan incluso los 8 metros en algunas zonas.

Por otra parte, se constata la presencia de antiguos paleo bancos en las secciones meándricas del lecho que corresponderían a distintas etapas evolutivas del meandro, dependientes de antiguos cursos del lecho fluvial (ver Figuras 14 y 16). Se puede apreciar que los escarpes en estas formas presentan esa forma de media luna, característica de los meandros. Actualmente, al no estar afectados a la acción fluvial se encuentran con una cobertura vegetal semidensa del tipo Siempreverde, con una estructura de tipo renoval y perenne con alturas entre 4 y 8 metros.

4.3.1.2 Paleo canales

Se distinguió una serie de paleo canales presentes en la terraza baja, que dan cuenta de antiguos cursos del río Vodudahue y sus tributarios, además de ser estos los que se activan en periodos de crecidas o de lluvias en donde el agua escurre por estos canales debido a que su sistema de drenaje permite que las aguas se encaucen nuevamente en los cursos principales.

Respecto al seguimiento del curso del río, se puede apreciar claramente en la Figura 37 que algunos paleo canales, además, siguen los contornos de los paleo bancos. Por otro lado, también hay evidencias del curso que siguen las corrientes durante las crecidas, como lo es el caso del estero Troliguán, el cual se ramifica en una sección del mismo hasta finalmente tributar en el río Vodudahue. Destaca la presencia de un paleo banco colindando la sección de corte del abanico aluvial caótico, dado que es un indicador del curso que siguió el flujo que realizó dicho evento, explicado en apartados anteriores.

En cuanto a la zona en la que se evidenció la presencia de paleo canales con un patrón trenzado, en la terraza baja se encuentran evidencias de esta morfología que se extiende en una sección específica (ver Figura 37) como un vestigio del tipo de corriente imperante en la zona. El terreno se presenta ondulado, debido a la antigua forma de bancos y surcos característica de este tipo de morfologías (ver Figuras 38 y 39). En algunos sectores, los paleo canales presentan vegetación propia de zonas húmedas o más deprimidas (ver Figura 40).

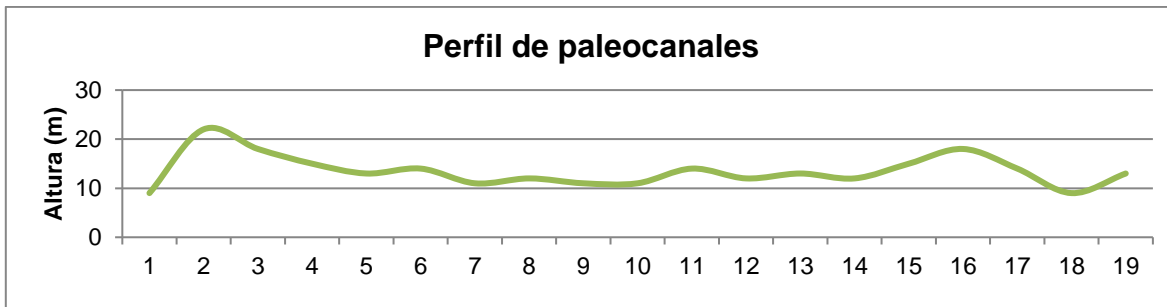


Figura 38: Perfil de paleo canales en patrón trenzado (braided), cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.



Figura 39: Patrón trenzado (braided), remanente de paleo canales en terraza baja, escala humana, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.



Figura 40: Patrón trenzado (braided), remanente de paleo canales en terraza baja, cuenca de Vodudahue. La vegetación evidencia los paleo canales y bancos.

Fuente: FONDECYT N° 1151087.

4.3.2 Análisis comparativo entre los años 1984 y 2016

Debido a que Vodudahue corresponde a una cuenca de difícil acceso y que las fotografías aéreas son más bien una tecnología relativamente reciente, el comparativo se realiza entre el período más antiguo y más reciente del que se tenga registro.

Cabe destacar que los cambios tanto en la corriente como en los sedimentos transportados pueden durar mucho tiempo, y que cambios significativos en un corto intervalo de tiempo son producto de otros factores, como por ejemplo las fluctuaciones climáticas y/o la destrucción de la vegetación natural.

A pesar de que entre 1984 y 2016 han transcurrido apenas 32 años, se aprecian algunas diferencias sobre todo en lo referente a formas presentes en los bancos y el fan delta. Debido a que estas formas se encuentran en contacto directo con el río y por ende, son las más expuestas a los procesos fluviales, se entiende que sean precisamente éstas las que han evidenciado algunos cambios

Entonces, se analizan cuatro zonas dentro del área de estudio (ver Figura 41), en donde existió un cambio más notorio en la temporalidad establecida. Es preciso recordar que la distribución espacial de los cambios no es homogénea, y hay una serie de condiciones

que van a incidir en la intensidad y en la duración de los procesos locales erosivos, de transporte y de sedimentación.

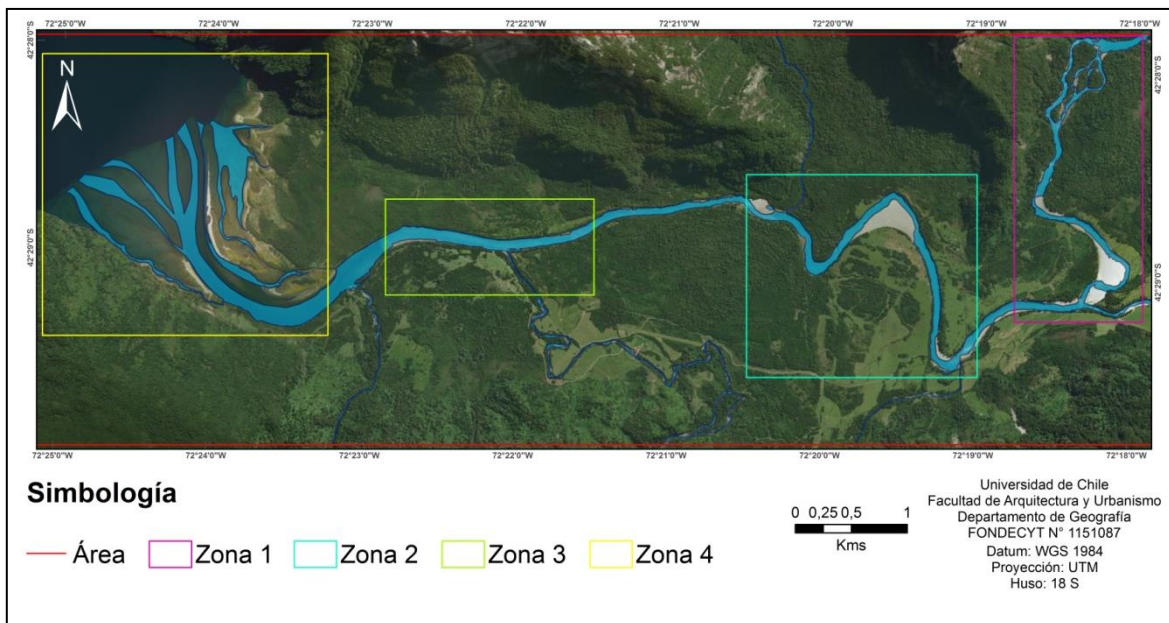


Figura 41: Distribución espacial de zonas de análisis temporal en sección distal, cuenca de Vodudahue.

Fuente: FONDECYT N° 1151087.

Entonces, a partir de las secciones presentadas en la Figura 41 se especifican los siguientes cambios.

En la Zona 1 (ver Figura 42) se detalla que algunos bancos laterales lineales han disminuido, siendo erosionados por la corriente; por el contrario, el banco lateral principal en forma de meandro ha acumulado más material en estos 32 años, por lo que se ha configurado con una forma más redondeada y balanceada. Al irse rellenando este banco, la corriente ha variado su curso, provocando que el banco que se encuentra justo en frente también cambie su forma a medida que la corriente erosiona en él. Los bancos vegetados no presentan mayores perturbaciones en el periodo estudiado.

En la Zona 2 (ver Figura 42) también se puede apreciar cómo el banco lateral principal constituyente de meandros ha ido acumulando mayor cantidad de material, obteniendo un crecimiento visible. Los bancos laterales lineales han mantenido la cantidad de material en el periodo de tiempo y, por ende, su forma, aunque se distingue que en estos 32 años se ha ido acumulando material para constituir un nuevo banco lateral lineal.

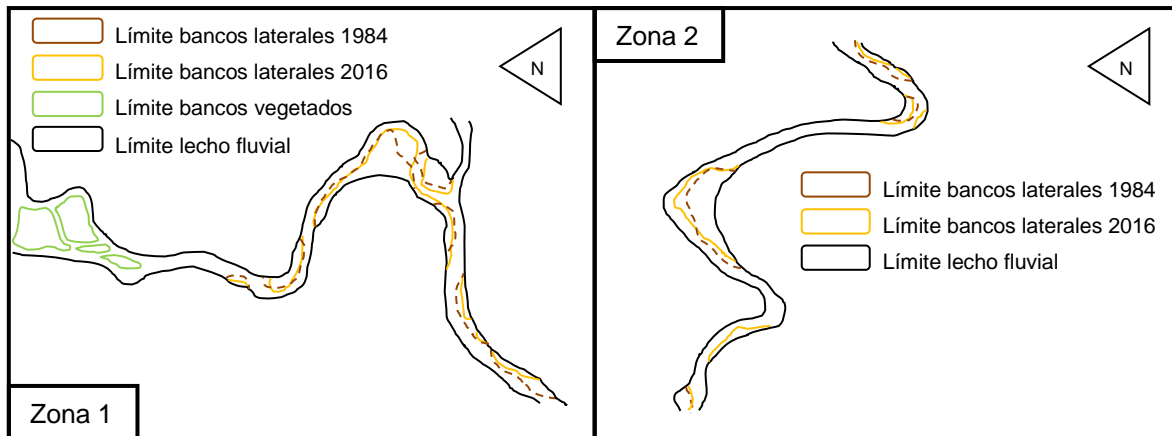


Figura 42: Comparativo temporal en zonas A y B, sección distal, cuenca de Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En la Zona 3 (ver Figura 43), los bancos laterales han ido perdiendo material y sus formas se han ido reduciendo y retrocediendo hacia la terraza. Además, al igual que en el caso anterior, se ha ido acumulando material en una zona en la que anteriormente no existía la presencia de un banco lateral lineal. El banco vegetado en esta zona no ha tenido mayores perturbaciones.

La Zona 4 (ver Figura 43) representa una zona de fan delta, el cual no sólo depende de las fluctuaciones del río, sino que también se encuentran sometidos a las fuerzas marinas de marea, con la condicionante de encontrarse en el interior de un fiordo, lo que explicaría los cambios en la zona de contacto entre el curso fluvial y el fiordo. Además, hay que considerar que la zona se encuentra sometida a un régimen macromareal, por lo que las imágenes pueden representar distintos estados de marea y, por ende, los cambios no serían representativos a un cambio en el período de tiempo analizado, sino más bien a un cambio mareal.

Sin embargo, a modo de análisis se distingue que la sección sub acuática ha mantenido sus márgenes, aunque quizás en 1984 se proyectaba un poco más hacia el fiordo. En cuanto a la sección sub aérea, esta pareciera haber tenido mayor cantidad de material acumulado hace 32 años pero, se reitera, estos cambios pudieran deberse sólo a cambios macro mareales y no a verdaderos cambios en los límites de la forma.

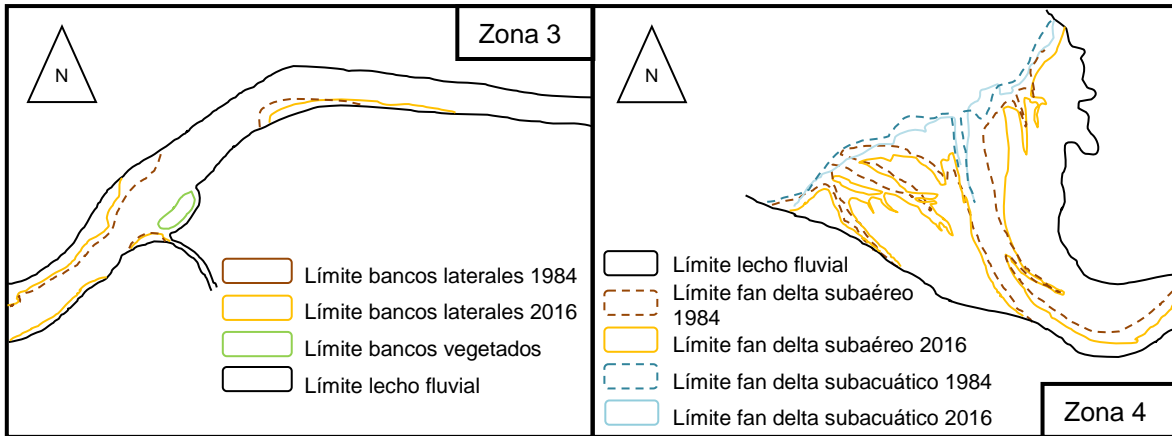


Figura 43: Comparativo temporal en zonas C y D, sección distal, cuenca de Vodudahue.

Fuente: FONDECYT N° 1151087.

4.3.3 Tendencia evolutiva

Se estima que, a corto plazo, la llanura de inundación sería la más afectada debido a la acción fluvial. Como ya se ha mencionado en los apartados anteriores, en el caso de los meandros estos seguirán acumulando sedimentos en su curva cóncava y erosionando en su curva convexa. Esta dinámica puede derivar en algún evento de estrangulación del meandro, logrando que el río siga un curso más lineal y dejando un meandro abandonado u *oxbow*, o que un evento de grandes magnitudes, como un deshielo importante o un desagüe de aguas estancadas en las cabeceras provoque que aumente la capacidad de carga del canal y erosione el material depositado.

En los bancos podrían darse condiciones similares a las de los meandros, en cuando un alzamiento del terreno o la incidencia de río pudieran alzar su nivel de altura y ocasionar que estos dejaran de estar sometidos a los procesos fluviales. En caso de que esto no ocurra, podrían continuar acumulando material sedimentario o bien, este podría seguir siendo erosionado por el río, trasladándolo aguas abajo. En caso de que el banco se logre estabilizar, este comenzaría a vegetarse, y la misma vegetación lo protegería del proceso erosivo del río.

El fan delta continuará con su proceso sedimentario aunque controlado por el canal de marea, generando que algunos lóbulos subacuáticos se conviertan en lóbulos subaéreos, y que otros de estos últimos pasen a convertirse en paleo bancos, constituyendo parte de la terraza baja o como un nuevo nivel de terraza.

En las laderas pudieran producirse eventos de remoción en masa en algunas zonas inestables, ya sea debido a esta misma inestabilidad, o a una conjunción con eventos climáticos o tectónicos, por ejemplo, depositándose el material removido sobre las terrazas fluviales.

Ahora bien, a pesar de que las terrazas fluviales no sufrirían cambios a corto plazo más que la erosión que el río genera en las orillas de éstas, el hecho de que el hombre llegue a poblar esta zona implicaría cambios en ellas. El que se esté construyendo un tramo de la Carretera Austral en la zona distal de la cuenca, implicaría con ello un impacto antrópico sobre las terrazas en cuanto un fácil acceso implica un interés turístico, comercial y, posiblemente, residencial en estos parajes prístinos, explotando los recursos de la zona y erosionando las terrazas, ya sea por trabajos forestales, agrícolas o ganaderos, cambiando a configuración vegetal del sector y, con ello, las características de las mismas.

Por último, cambios en el nivel de base del río podrían ocasionar cambios en las características de éste, en cuanto un alzamiento del nivel implicaría menores velocidades del flujo, mayor erosión lateral y mayores formas sedimentarias, junto con la predominancia de formas meandriformes, mientras que una subsidencia del mismo implicaría mayores velocidades del flujo y, con ello, una mayor incisión vertical y una división de los canales que conllevaría a un trenzamiento del mismo.

CAPITULO 5: CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN

5.1 Discusión

La geomorfología fluvial es algo que se ha estudiado por largo tiempo en varias partes del mundo. Diversos autores han aportado en esta temática, creando entonces un primer acercamiento a la temática que contribuye a cualquier investigación en estos tópicos.

El hecho que se trate de una cuenca alto andina, de grandes proporciones y además se inserte en una condición de fiordo y de altas latitudes dificultó la obtención de información perteneciente a esta zona específica, debido a que el foco investigativo parece centrarse en los lugares poblados o de cierto interés económico y/o productivo. Es por ello que este tipo de investigación depende del material generado por científicos que tienen un interés en estas zonas, o por empresas que tengan cierto interés productivo en el sector y genere líneas base, y por esta razón este informe contribuye a la generación de información en la cuenca de Vodudahue.

En cuanto a lo anterior, los principales estudios encontrados relacionados con el Fiordo Comau pertenecen a ARAYA VERGARA (1982) en lo referente a los procesos y formas dominantes de la línea litoral chilena, HERVÉ (1994) en relación con la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, VILLAGRÁN (1995) en cuanto a la Glaciación Llanquihue, RIOS & CISTERNAS (1998) en lo concerniente a los ambientes de canales y fiordos cercanos a Campos de Hielo Sur, FERRANDO (2002) tratando las glaciaciones cuaternarias en el país, VILLAGRÁN & HINOJOSA (2005) acerca de biogeografía en el fiordo, DELGADO & VIEIRA (2007) en cuanto a los canales y fiordos de Nordpatagonia, entre otros, los cuales a pesar de estar orientados de manera general en el Fiordo Comau, entregan algún tipo de indicio acerca de lo que ocurrió o está aconteciendo en la cuenca de Vodudahue.

Actualmente, la Fundación San Ignacio del Huinay se encuentra realizando un trabajo de investigación científica constante en la zona, lo que facilitó la obtención de información primaria acerca de características climáticas, vegetacionales y territoriales de la cuenca de Huinay (aledaña a Vodudahue y de condiciones similares) y de introducción a la cuenca de Vodudahue.

Debido a la accesibilidad de la zona, para el reconocimiento de la cuenca se debió realizar un trabajo de fotointerpretación, el cual también fue limitado. Las imágenes satelitales de la cuenca no abundan, poseen una antigüedad menor a 40 años y, la

mayoría de ellas, cuenta con una baja resolución y escalas no muy óptimas, con casi ninguna posibilidad de acercamiento o mayor detalle, lo que sumado a que la zona se encuentra densamente vegetada dificultó en una primera instancia la identificación de las formas y, por consiguiente, el límite de las mismas, lo que significó un continuo trabajo de ensayo y error hasta que la zona pudo ser visitada en terreno, en donde se comprobó sólo visualmente las formas identificadas y mediante el uso de GPS se obtuvieron algunas alturas que permitieron la corrección de ciertas morfologías en el trabajo fotointerpretativo.

En cuanto al trabajo en terreno, debido a que como se mencionaba anteriormente la zona es de difícil acceso, no se recorrió en plenitud el área de estudio, llegando sólo hasta donde el transporte pudo llegar. La densidad de la vegetación fue un limitante visual, en cuanto fue un obstáculo para visiones más panorámicas. Sin embargo, este acercamiento a la zona estudiada clarificó algunos aspectos que la fotointerpretación dejó inconclusos.

Destaca que el estudio de morfología fluvial pudo realizarse en la zona distal de una cuenca que presenta un valle fluvial desarrollado, encontrando diversas morfologías interesantes de identificar como meandros, terrazas y fan deltas, por ejemplo. Además, el hecho de que tenga un origen glacial produjo un interés debido a que se pudo profundizar en las condiciones glaciales que afectaron al país, y a las características propias de las cuencas afectadas por estas condiciones.

Finalmente, destaca que en el marco del proyecto FONDECYT N° 1151087, una serie de licenciados en Geografía realizaron sus memorias de título investigando distintos aspectos de la cuenca y en los alrededores, como la geodinámica de las laderas en el Fiordo Comau; la dinámica de laderas, los registros de retroceso glacial en la cuenca y los servicios ecosistémicos en la propia cuenca de Vodudahue; estudios acerca de la vegetación y morfología del fan delta en la cuenca aledaña de Huinay; entre otros. Todos estos estudios son contribuciones al estado general de estas cuencas, lo que podría impulsar el comienzo de otros estudios en cuencas de similares características.

5.2 Conclusiones

El propósito de esta investigación fue el análisis de los grupos de formas en la sección distal de la cuenca del río Vodudahue y la relación con los procesos de la cuenca andina de sustentación. Se concluye que el área estudiada presenta formas propias de un paisaje fluvial, limitadas en su crecimiento por las laderas abruptas que circundan el valle las cuales, sin embargo, también aportan material al valle debido a fenómenos de meteorización, procesos de destrucción de las vertientes como remociones en masa y aguas de escorrentía.

Se analizaron los procesos fluviales que actualmente se encuentran operando en la zona. Al respecto, se identificó la acción fluvial de erosión lateral en las riveras del río, sobre todo en la remoción de sedimentos de los bancos y en las curvas cóncavas de los meandros, además de la acción de sedimentación tanto en las curvas convexas de estos últimos, como en algunos bancos laterales de forma más lineales a lo largo del cauce, además de los depósitos en el fan delta presente en la desembocadura.

La dinámica y tendencia evolutiva en la zona da cuenta de la presencia de paleo bancos y paleo canales que son huellas acerca de distintas etapas evolutivas del valle en cuanto el cauce tenía diferentes recorridos y morfologías, que actualmente es meándrica y antiguamente fue trezada, y los meandros también han tenido distintas etapas progresivas. Un análisis comparativo entre los años 1984 y 2016 evidenció que en un periodo corto de tiempo los cambios operan principalmente en la llanura de inundación (bancos) y en los límites del fan delta, que corresponde a las formas que se encuentran directamente expuestas a las acciones fluviales de erosión y sedimentación. Se plantea una tendencia evolutiva de la sección distal de la cuenca, que en un corto plazo implicaría cambios que se verían en la llanura de inundación y en el fan delta debido a que, como se mencionaba anteriormente, son las formas más expuestas a las acciones fluviales de erosión y sedimentación.

Se corrobora que las formas que se encuentran presentes en el área estudiada son producto de los procesos que operaron durante el Pleistoceno, y que en la actualidad las acciones fluviales que operan en él son menos intensas, principalmente de erosión y sedimentación lateral que no influyen a corto plazo de gran manera en las formas identificadas.

Bibliografía

- ALBORNOZ, F. (2017).** *Geodinámica de laderas en el Fiordo Comau, región de Los Lagos, Chile.* Tesis para optar al grado de Magíster en Geografía, mención Recursos Territoriales. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 95 págs.
- ARAYA VERGARA, J. (1982).** *Análisis de la localización de los procesos y formas predominantes de la línea litoral de Chile: observación preliminar.* Revista Informaciones Geográficas, N° 29, 35-55.
- BIRD, E. (2008).** *Deltas. Coastal Geomorphology: An Introduction, Second Edition,* 332-347.
- CABALLERO, M.; LOZANO-GARCIA, S.; VASQUE-SELEM, L. & ORTEGA, B. (2010).** *Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, volumen 62, N° 3, 359-377.
- CHARLTON, R. (2008).** *Fundamentals of Fluvial Geomorphology.* Routledge Fundamentals of Physical Geography. London and New York.
- CORONATO, A.; BORROMEI, A. & RABASSA, J. (2007).** *Paleoclimas y Paleoescenarios en la Patagonia Austral y en Tierra del Fuego durante el Cuaternario.* Boletín Geográfico de la Universidad Nacional del Comahue. Número especial Jornadas sobre Calentamiento Global, Neuquén, 18-28.
- DECAULNE, A. (2007).** *Facteurs de déclenchement des dynamiques de versant dans les fjords islandais depuis la fin du petit âge glaciaire. Approche historique. Du continent au bassin versant.* Théories et pratiques en géographie physique (Hommage au Professeur Alain Godard), 283-292.
- DELGADO, S. & VIEIRA, R. (2007).** *Análisis comparativo de las zonas de pinning point en fiordos de Norpatagonia y Patagonia Central, Chile.* Anales de la Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas, 21-28
- ELLIOTT, S. (2010).** *El río y la forma. Introducción a la geomorfología fluvial.* RiL editores.
- FERRANDO, F. (2002).** *Las Glaciaciones Cuaternarias en Chile: Visión General.* Revista Geográfica de Chile Terra Australis, N° 47, 129-165.

FIGUEROA, R. (2008). *Efectos del cambio climático en la disponibilidad de recursos hídricos a nivel de cuenca – implementación de un modelo integrado a nivel superficial y subterráneo.* Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería, mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile, 291 págs.

FITZEK, R. (2014). *Restauración Ecológica de Bosque Siempreverde Templado Andino y de Bosques de Fitzroya Cupressoides y Pilgerodendron Uviferum en Huinay, Región de Los Lagos, Chile.* Tesis de magister, Facultad de Ciencias Forestales y Recursos Naturales. Universidad Austral de Chile. Valdivia, 206 págs.

FUNDACIÓN SAN IGNACIO DEL HUINAY (2014). *Memoria Anual.* Fundación San Ignacio del Huinay.

FUNDACION SAN IGNACIO DEL HUINAY (2015). *El Fiordo Comau: Entorno marino y terrestre.* [en línea] Disponible en: <<http://www.huinay.cl/site/sp/investigacion.html#fiordocomau>> [Consulta: 13 octubre 2017]

GONZALEZ, N. (2016). *Análisis y caracterización temporo-espacial de la morfología fan-delta en la localidad de Huinay, Fiordo Comau, región de Los Lagos.* Memoria para optar al título de Geógrafa. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 127 págs.

GOUDIE, A. (2014). *Alphabetical Glossary of Geomorphology.* International Association of Geomorphologists.

GUTIERREZ, M. (2008). *Geomorfología.* Pearson Educación, S. A. Madrid, 898 págs.

HAUSER, A. (1993). *Remociones en masa en Chile.* Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Boletín N° 45, 7-29.

HAUSSERMANN, V. & FORSTERRA, G. (2009). *Fauna marina Bentónica de la Patagonia Chilena.* Nature in Focus. Puerto Montt, 1000 págs.

HERVÉ, F. (1994). *The Southern Andes Between 39° and 44°S Latitude: The Geological Signature of a Transpressive Tectonic Regime Related to a Magmatic Arc.* Tectonics of the Southern Central Andes. Springer, Berlín, Heidelberg, 243-248.

HERVÉ, F. & OTA, Y. (1993). *Fast Holocene uplift at the Andes of Chiloé, southern Chile.* Revista Geológica de Chile. Vol. 20, N° 1, 15-23.

HUAICO, A. (2004). *Areas de inundaciones recurrentes del estero Puangue y caracterización socioeconómica de las áreas vulnerables en la comuna de María Pinto.* Memoria para optar al título de Geógrafa. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 90 págs.

HUGGETT, R. (2007). *Fundamentals of Geomorphology.* Second Edition. Routledge Fundamentals of Physical Geography, London and New York.

IRIGARAY, C. & CHACON, J. (1991). *Los movimientos de ladera en el sector de Colmenar (Málaga).* Revista Sociedad Geológica de España, 4, 203-214.

LARA, M. (2007). *Metodología para la evaluación y zonificación de Peligro de Remociones en Masa con Aplicación en la quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana.* Tesis para optar al Grado de Magíster en Ciencias, mención Geología y Minería, para optar al título de Geólogo. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Santiago.

McPHERSON, J., SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R. (1987). *Fan deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas.* Geological Society of America Bulletin, vol. 99, 331-340.

McCULLOCH, R. & MORELLO, F. (2009). *Evidencia glacial y paleoecológica de ambientes tardiglaciales y del holoceno temprano. Implicaciones para el poblamiento temprano de Tierra del Fuego.* En: Arqueología de la Patagonia – Una mirada desde el último confín. 15 págs.

NEMEC, W. (1990). *Deltas – remarks on terminology and classification.* Spec. Publs int. Ass. Sediment, 10, 3-12.

PAVLOPOULOS, K.; EVELPIDOU, N. & VASSILOPOULOS, A. (2009). *Mapping Geomorphological Environments.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

PEREZ, P.; RIQUELME, R. & CEMBRANO, J. (2009). *Contribución de la tectónica en el modelado del paisaje glacial holoceno en la zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Fiordo Puyuhuapi (44°S).* XII Congreso Geológico Chileno. Santiago, 22-26 de noviembre.

QUINTANILLA, V. (1999). *Fitogeografía y carta vegetal de Chile Austral*. Revista de Contribuciones Científicas y Técnicas, N° 82 año XIX. Universidad de Santiago, Santiago.

RIOS, F. & CISTERNAS, M. (1998). *Uso de parámetros sedimentológicos en el reconocimiento de ambientes hidrodinámicos en los canales y fiordos adyacentes a <<Campos de Hielo Sur>>*. Revista Investigaciones Marinas, Vol. 26, 21-30. Valparaíso.

SALA, M. (1984). *Geomorfología actual: guía conceptual, temática y bibliográfica*. Revista de Geografía, Vol.: 18 N° 1-2, pp. 209-248.

SEPÚLVEDA, S. & LARA, M. (2008). *Remociones en masa*. Aporte curso Remociones en Masa, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

SERNAGEOMIN (2003). *Mapa Geológico de Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Base Geológica escala 1:1.000.000.

SOTO, R. & FLORES, L. (2011). *Estudio fitosociológico de la vegetación boscosa de Huinay, provincia de Palena (región de Los Lagos, Chile)*. Lazaroa vol. 32, 137-151. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

STRAHLER, A. N. & STRAHLER, A. H. (1994). *Geografía Física*. Ediciones Omega, S. A. Barcelona, 552 págs.

TARBUCK, E.; LUTGENS, F. & TASA, D. (2005). *Ciencias de la Tierra*. Pearson Educación S. A. Madrid.

VIEIRA, R. & CARDIA, J. (2006). *Costa de fiordes da Patagônia central, Chile, morfologia submarina e fácies acústicas*. Revista Brasileira de Geofísica, Vol. 24, N°1. Sao Paulo.

VILLAGRAN, C. (1995). *El Cuaternario en Chile: evidencias de cambio climático*. Capítulo 11. En: Cambios cuaternarios en América del Sur. J. Argollo & Ph. Mourguiart (eds), 191-214.

VILLAGRAN, C. & HINOJOSA, L. F. (2005). *Esquema Biogeográfico de Chile*. Capítulo 33. En: Regionalización Biogeográfica en Iberoamérica y tópicos afines. Jorge Llorete Bousquets & Juan J. Morrone, (eds). Ediciones de la Universidad Nacional Autónoma de México, Jiménez Editores, 551-577.