



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

GEOMORFOLOGÍA Y TENDENCIA EVOLUTIVA DEL RÍO TINGUIRIRICA ASOCIADA A  
LA DINÁMICA DE USO DE SUELO EN LA COMUNA DE NANCAGUA, REGIÓN DE  
O'HIGGINS, ENTRE LOS AÑOS 2006-2022.

Memoria para optar al título de Geógrafa

FRANCISCA ANDREA GONZÁLEZ DÍAZ

Profesora Guía: María Victoria Soto Bäuerle

SANTIAGO – CHILE

2023

## **AGRADECIMIENTOS**

En primer lugar, agradezco a mis padres, Valeria y Raúl, por su amor sin límites y apoyo incondicional. A mi madre, agradezco su paciencia en los momentos difíciles; a mi padre, sus consejos en los momentos más inesperados; y a mi Gaspito, por habernos entregado doce años de compañía y cariño inigualables.

También agradecer a la profesora María Victoria Soto, por su buena disposición, sus observaciones, consejos y, en especial, por su paciencia.

De igual manera, agradezco a todas las personas que me ayudaron y fueron parte fundamental de este proceso, entre ellos, mi tío Chita y mi tata, quienes me ayudaron con el trabajo de terreno. A mis amigos de carrera, con quienes compartí buenos momentos y que me apoyaron en más de una ocasión, y de alguna u otra forma, en el transcurso del desarrollo de esta memoria. Finalmente, a mi amiga de toda la vida, Ormeño. A todos, gracias.

## ÍNDICE DE CONTENIDO

CAPÍTULO I: PRESENTACIÓN .....	1
1.1. Introducción .....	1
1.2. Planteamiento del problema.....	2
1.3. Área de estudio.....	6
1.3.1. Aspectos generales.....	6
1.3.2. Clima.....	8
1.3.3. Vegetación .....	8
1.3.4. Hidrografía .....	9
1.3.5. Geomorfología.....	10
1.3.6. Geología.....	11
1.4. Objetivos.....	13
1.4.1. Objetivo general .....	13
1.4.2. Objetivos específicos.....	13
CAPÍTULO II: MARCO CONCEPTUAL.....	14
2.1. Estado del asunto de investigaciones realizadas en el área de estudio ..	14
2.2. Geomorfología fluvial .....	14
2.3. Sistema fluvial.....	15
2.4. La erosión, transporte y depositación.....	17
2.5. Morfologías resultantes de los procesos fluviales.....	20
2.6. Formas de canales aluviales.....	23
2.7. Planicies aluviales y terrazas fluviales.....	27
2.7.1. Planicies aluviales .....	27
2.7.2. Terrazas fluviales .....	29
2.8. Cambios y factores desencadenantes.....	31
2.8.1. Variables que impulsan cambios .....	32
2.8.2. Condiciones del entorno que facilitan o restringen cambios .....	33
2.8.3. Inundaciones y su efectividad geomorfológica .....	35
2.8.4. Cambios antrópicos como causante del desbalance entre agua y sedimentos y como agente alterador de las condiciones de entorno ..	36
CAPÍTULO III: METODOLOGÍA.....	39
3.1. Procedimientos .....	39
3.1.1. Identificar y caracterizar el lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 en el área de estudio.....	39
3.1.2. Analizar la tendencia evolutiva del lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 durante los años 2006 y 2022 .....	40

3.1.3. Identificar los cambios de uso de suelo asociados al lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 durante los años 2006 y 2022.....	43
CAPÍTULO IV: RESULTADOS.....	44
4.1. Características y estado actual del lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1....	44
4.1.1. Caracterización de la terraza T1.....	44
4.1.2. Caracterización del lecho fluvial (T'/T°) .....	46
4.1.3. Caracterización del lecho fluvial por subtramos.....	49
4.2. Evolución del lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 durante los años 2006 y 2022.....	58
4.2.1. Análisis cuantitativo de la tendencia evolutiva del lecho fluvial (T'/T°) y superficies de cambio.....	58
4.2.2. Precipitación y caudales.....	61
4.2.3. Tendencia evolutiva del lecho fluvial (T'/T°) por subtramos .....	63
4.2.4. Tendencia evolutiva de la terraza T1 y tendencia general del lecho fluvial (T'/T°).....	74
4.3. Cambios de uso de suelo asociados al lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 .	77
CAPÍTULO V: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	84
5.1. Discusión .....	84
5.1.1. Características y estado actual del lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 84	
5.1.2. Tendencia evolutiva del lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 durante el período 2006-2022 .....	85
5.1.3. Cambios de uso de suelo en el lecho fluvial y la terraza T1 .....	87
5.2. Conclusión .....	90
BIBLIOGRAFÍA .....	92



## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Área de estudio, comuna de Nancagua, Región de O'higgins.....	7
Figura 2: Subcuencas Tinguiririca Alto y Bajo. ....	10
Figura 3: Carta hidrogeológica de Chile 1:250.000, Hoja de Rancagua. Comuna de Nancagua. ....	13
Figura 4: Zonas del sistema fluvial.....	16
Figura 5: Diagrama que ilustra las zonas del sistema fluvial y la analogía de la cinta transportadora. ....	17
Figura 6: Tipos de lechos.....	22
Figura 7: Continuo de formas de canales.....	23
Figura 8: Tipos de bancos en canales trenzados. ....	26
Figura 9: Terrazas fluviales.....	31
Figura 10: Línea central y transectos para el cálculo del ancho medio. ....	42
Figura 11: Paleocanales en ribera norte. ....	44
Figura 12: Desnivel de T1 respecto del lecho. ....	45
Figura 13: Perfil longitudinal río Tinguiririca-Rapel.....	46
Figura 14: Banco central esporádico y canal Nancagua aguas arriba del puente La Gloria. ....	47
Figura 15: Banco central esporádico aguas abajo del Puente La Gloria. ....	48
Figura 16: Escarpe de T'.....	48
Figura 17: Caracterización del lecho fluvial, subtramo 1. ....	50
Figura 18: Trabajos realizados al interior del lecho. ....	51
Figura 19: Terraza estacional sector Puente La Gloria. ....	52
Figura 20: Caracterización del lecho fluvial, subtramo 2. ....	53
Figura 21: Caracterización del lecho fluvial, subtramo 3. ....	55
Figura 22: Carta geomorfológica.....	57
Figura 23: Ancho medio de la T° del río Tinguiririca en la comuna de Nancagua.....	58
Figura 24: Cambio de superficies entre 2006 y 2022. ....	60
Figura 25: Precipitación mensual (mm/mes) durante los años 1998-2020 a partir de datos registrados por la estación Bajo Los Briones. ....	61
Figura 26: Caudales diarios (m <sup>3</sup> /s) durante los años 1998-2020 a partir de datos registrados por la estación Bajo Los Briones.....	62

Figura 27: Caudales máximos y mínimos (m <sup>3</sup> /s) durante los años 1998 y 2020 a partir de datos registrados por la estación Bajo Los Briones.....	62
Figura 28: Cambios subtramo 1.....	64
Figura 29: Canal Cunaco y trabajos de encauzamiento.....	65
Figura 30: Sector con mayor cambio de superficies entre 2006 y 2022, subtramo 1.....	66
Figura 31: Cambios subtramo 2.....	68
Figura 32: Sector con mayor cambio de superficies entre 2006 y 2022, subtramo 2.....	69
Figura 33: Cambios subtramo 3.....	71
Figura 34: Desviación del río, subtramo 3.....	72
Figura 35: Sector con mayor cambio de superficies entre 2006 y 2022, subtramo 3.....	72
Figura 36: Variación porcentual del ancho medio de la T°, tramo total y subtramos. ....	74
Figura 37: Erosión terraza principal. ....	74
Figura 38: Tendencia evolutiva del lecho fluvial y la terraza T1 entre los años 2006 y 2022. ....	76
Figura 39: Erosión banco con uso agrícola.....	77
Figura 40: Avance del uso agrícola entre los años 2006 y 2013, sector medio. ....	78
Figura 41: Avance del uso de suelo agrícola hacia la T' entre los años 2006 y 2022, sector puente La Gloria. ....	80
Figura 42: Avance del uso de suelo agrícola hacia la T' entre los años 2006 y 2022, sector medio.....	81
Figura 43: Avance del uso de suelo agrícola sobre la T1 entre los años 2006 y 2022, sector medio.....	81
Figura 44: Cambio uso de suelo 2006-2022. ....	83

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Materiales utilizados en el objetivo 1 .....	39
Tabla 2: Imágenes satelitales utilizadas en el objetivo 2. ....	41
Tabla 3: Área de la T° y la T' para los años 2006, 2013 y 2022. ....	59
Tabla 4: Variación porcentual del área de la T° y T'.....	59
Tabla 5: Superficie no cambiada, erosionada y abandonada. ....	59
Tabla 6: Ancho medio de la T° por subtramos y tramo completo. ....	73
Tabla 7: Uso de suelo en hectáreas año 2006.....	77
Tabla 8: Uso de suelo en hectáreas año 2013.....	78
Tabla 9: Uso de suelo en hectáreas año 2022.....	79
Tabla 10: Uso de suelo total área de estudio.....	82

## RESUMEN

El propósito de esta investigación se enmarca en el análisis de la geomorfología fluvial del río Tinguiririca a través de su tendencia evolutiva entre los años 2006 y 2022, y su relación con la dinámica de uso de suelo en la comuna de Nancagua. Para ello, se llevó a cabo una caracterización de la geomorfología actual del río, centrada en el estado de la terraza T1 y el lecho fluvial (T' y T°), además de su tendencia evolutiva mediante un análisis multitemporal y mediciones efectuadas sobre el lecho, considerando los cambios de uso de suelo en torno al río. Los resultados mostraron una evidente intervención humana sobre la morfología del río, que, junto con la disminución de las precipitaciones y caudales, han generado un aumento en extensión de la T' (lecho mayor episódico) a expensas de la reducción de la T° (lecho mayor periódico), situación que ha detonado una progresiva expansión de los usos agrícolas hacia el lecho fluvial. Por último, se concluyó que el río Tinguiririca evidencia un proceso de simplificación y constricción que obedecen, por un lado, a un déficit de precipitaciones que ha generado el aumento y maduración de la cobertura vegetal y, por otro, a la intervención humana, lo cual podría significar un escenario de riesgo para la población y sus medios de subsistencia.

**Palabras claves:** Geomorfología fluvial, lecho fluvial, lecho mayor periódico, lecho mayor episódico, cambios geomorfológicos, cambio de uso de suelo, río trenzado, superficies de cambio.

# CAPÍTULO I: PRESENTACIÓN

## 1.1. Introducción

Los sistemas fluviales se caracterizan por estar en constante evolución producto de la interacción de procesos geomorfológicos y ecosistémicos (James & Marcus, 2006; Li, Yang, Pu, & Liu, 2017; en Brandolini *et al.*, 2020), constituyendo sistemas sensibles a los cambios en la disponibilidad de agua y sedimentos, y en la cantidad y frecuencia en la que estos están disponibles (Andreoli *et al.*, 2012). Por lo tanto, los ríos se encuentran en un equilibrio dinámico constante (Chorley y Kennedy, 1971 en Ollero *et al.*, 2006).

Es sabido que los ríos aportan a la humanidad recursos y servicios, tales como alimentos y agua para uso agrícola, doméstico e industrial, materiales destinados a la construcción (extracción de áridos), energía eléctrica, espacios para uso recreacional y, además, entregan un valor paisajístico (Andreoli *et al.*, 2012).

Debido al gran potencial que poseen, durante los últimos decenios, se ha visto afectada la dinámica natural de muchos ríos producto de la intervención humana en la forma de cambio de uso de suelo, urbanización, canalización, construcción de embalses y extracción de áridos, lo cual ha generado cambios importantes en el régimen de agua y sedimentos (Surian & Rinaldi, 2003).

En el caso de Chile, según Andreoli *et al.* (2012), a pesar de que la intervención antrópica ha ocupado un corto período en comparación con otros ríos a nivel mundial, actualmente muchos ríos del país están viviendo perturbaciones antrópicas de diferentes escalas e intensidades que han afectado su morfología y dinámica, generando a su vez la reducción del valor ecológico y biológico de los ríos y, se prevé, que se verán aún más amenazados.

Asimismo, las distintas perturbaciones humanas que han generado constantes ajustes en la forma de los canales debido a las inestabilidades verticales y laterales han traído consecuencias sobre la población circundante que ha ocupado las áreas adyacentes a los ríos (Rinaldi, 2003). Ocupación que obedece a las condiciones favorables de clima y suelo existente en torno a los ríos y que se ha manifestado a lo largo de la historia (Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres (EIRD), 2004).

En el caso del río Tinguiririca, los episodios de desborde registrados han generado repercusiones sobre los asentamientos humanos y sus principales actividades económicas, que responden a un patrón de poblamiento asociado a la disponibilidad de agua para desarrollar actividades agrícolas. Por consiguiente, son susceptibles a los riesgos de inundación por desborde fluvial y el retroceso de márgenes (Plan de Desarrollo Comunal (PLADECO), 2020). Esto ha generado la progresiva instalación de infraestructuras de protección fluvial con el propósito de resguardar la actividad agrícola, la cual representa la principal fuente de empleo de la comuna y la región, posicionándola como una potencia agroalimentaria (PLADECO, 2020). En este sentido, de acuerdo con el Plan Regulador Comunal (PRC) de Nancagua (2018), gran parte de los suelos de la comuna están destinados al uso agrícola, muchos de ellos concentrándose a orillas del lecho mismo.

Por ello, el propósito de esta investigación es analizar la geomorfología del río Tinguiririca mediante su tendencia evolutiva y su relación con la dinámica de uso de suelo, tanto en el lecho como en la terraza principal, en la comuna de Nancagua, durante los años 2006 y 2022. Dicho esto, y teniendo en cuenta que las investigaciones sobre geomorfología fluvial en Chile no han recibido mucha atención hasta recientemente (Andreoli *et al.*, 2012), con este trabajo se busca aportar al conocimiento de la dinámica fluvial, los procesos involucrados y su comportamiento pasado y actual. Además, se debe tener en consideración que este estudio se enmarca en un período de sequía que se ha prolongado por catorce años consecutivos (Ministerio del Medio Ambiente (MMA), 2022).

Los estudios centrados en los cambios históricos permiten contar con una apreciación de la estabilidad histórica de los ríos y su sensibilidad frente a las intervenciones humanas (Downward *et al.*, 1994), estableciendo así un contexto sobre el cual basar los distintos planes de manejo enfocados en ambientes fluviales (Block, 2014).

Para llevar a cabo el objetivo del presente trabajo, en primer lugar se realizó una caracterización de la geomorfología actual del río, específicamente del estado de la terraza T1 y el lecho fluvial (T' y T°) en base a una revisión bibliográfica de distintos autores. En segundo lugar, se realizó un análisis de la tendencia evolutiva de la terraza T1 y el lecho fluvial, asociada a las principales causas detrás de los cambios evidenciados. Tercero, estos cambios fueron relacionados con los cambios de uso de suelo en torno al río.

## **1.2. Planteamiento del problema**

A nivel mundial, según la Base de Datos de Eventos de Emergencia (EM-DAT) del Centro de Investigación sobre la Epidemiología de los Desastres, entre 1980 y 1999 se registraron 4.212 desastres originados por fenómenos geofísicos, hidrológicos, meteorológicos y climáticos, los cuales durante los siguientes 20 años han incrementado drásticamente, registrándose un total de 7.348 desastres que ocasionaron 1,23 millones de muertes, 4,03 billones de afectados y cerca de 2,97 trillones de dólares en pérdidas económicas (United Nations Office for Disaster Risk Reduction (UNDRR) & Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED), 2020).

No obstante, durante las últimas décadas, los impactos económicos ocasionados por desastres geofísicos se han mantenido estables en comparación con el constante aumento de las pérdidas económicas generadas por eventos relacionados con el clima (Food and Agriculture Organization (FAO), 2018). Esto se debe a que entre 2000 y 2019 los eventos de origen climático se duplicaron con relación al período entre 1980 y 1999, registrándose 6.681 y 3.656 eventos climáticos, respectivamente (UNDRR & CRED, 2020).

Incluso, según el reciente informe del Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2021) al sobrepasar el umbral de 1,5°C sobre los niveles preindustriales establecido en el acuerdo de París, se prevé que cada región experimentará los impactos del cambio climático. Esto se traduciría en temperaturas extremas, sequías de mayor duración y aumento en la frecuencia, cantidad e intensidad de las precipitaciones, generando un incremento de las amenazas por inundación (UNDRR, 2019; IPCC, 2021).

Al respecto, de acuerdo con UNDRR & CRED (2020), entre los eventos relacionados al clima, las inundaciones han merecido especial atención puesto que conforman el 44% de los desastres ocurridos a nivel global durante los años 2000 y 2019, con un promedio anual de 163 eventos y un total de 1,6 billones de afectados, siendo la región de Asia la que concentra el 41% de inundaciones y el 93% de la población afectada, seguida por África y América. En relación con esta última, cabe mencionar que entre 1970 y 2019, en América del Sur, el 48% de los desastres fueron inundaciones (Bello *et al.*, 2020).

Por su parte, debido a su ubicación geográfica, Chile se caracteriza por ser un territorio dinámico, frecuentemente afectado por fenómenos naturales extremos, tales como erupciones volcánicas, sismos, tsunamis, sequías y lluvias intensas que han generado inundaciones y aluviones (Comisión Económica para América Latina y el Caribe (CEPAL), 2012). De hecho, en Chile, entre 1906 y 2014, fenómenos naturales de carácter hidrometeorológico como geológico han dejado más de 12 millones de personas afectadas, cerca de 45.000 personas fallecidas y 70.860 millones de dólares en pérdidas económicas, lo que equivale al 70% del PIB de la región Metropolitana del año 2012 (Camus *et al.*, 2016).

Ahora bien, durante los últimos 50 años han tomado gran importancia fenómenos hidrometeorológicos que han dado origen a amenazas localizadas tales como inundaciones y remociones en masa (Camus *et al.*, 2016). Rojas *et al.* (2014), realizaron una revisión de las inundaciones fluviales ocurridas durante el período 1547-2012, concentrándose el 60% durante 1900-2012, de las cuales el 68% estarían asociadas a lluvias intensas, mientras que el 14% a inundaciones de origen nival y glacial.

Es así como durante abril del año 2016, se registraron precipitaciones correspondientes a un período de retorno de 50 años, lo que tuvo como consecuencia el desborde de los ríos Mapocho, Cachapoal y Tinguiririca (Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior y Seguridad Pública (ONEMI) & Díaz Labbé, 2017). Así mismo, las inundaciones ocurridas durante el sistema frontal de julio de 2006 que afectó a nuestro país entre las regiones V a la X (ONEMI, 2006), son algunos de los acontecimientos que reflejan la relevancia de los eventos hidrometeorológicos en Chile.

La alta sensibilidad del territorio chileno ante eventos de origen hidrometeorológico, producto de la variabilidad climática dada por su extensión latitudinal, la gran diferencia altitudinal dentro de pocos kilómetros y la influencia oceánica que ejerce el anticiclón del Pacífico, el frente polar y la corriente de Humboldt (European Civil Protection and Humanitarian Aid Operations (ECHO), 2012), sumado al escenario mundial y las tendencias del cambio climático contribuirían a generar eventos extremos más frecuentes tales como sequías, inundaciones costeras y fluviales, poniendo en riesgo no solo a la población sino que también sus medios de subsistencia (CEPAL, 2012).

Según cifras emitidas por la FAO (2018), el sector agrícola (incluyendo ganadería, pesca, acuicultura y silvicultura), concentró el 23% de pérdidas y daños generados por desastres de mediana y gran escala durante el decenio 2006-2016 a nivel mundial, no

obstante, la cifra asciende al 26% si se consideran sólo los desastres de origen climático (inundaciones, sequías y tormentas) e incluso, considerando únicamente las pérdidas y daños sobre la agricultura por sí sola, vale decir, sobre cultivos, dos tercios de estas fueron causadas por inundaciones.

En este sentido, las circunstancias de clima y suelo favorables, característicos de algunas regiones, han condicionado patrones de asentamiento acorde con las principales actividades económicas que han conducido a la ocupación de llanuras de inundación (EIRD, 2004). Tal es el caso de la zona central del país, la cual ha sido la más afectada frente a las inundaciones ocurridas, puesto que concentra una gran densidad poblacional, generalmente ubicada próxima a los cauces fluviales, sumado al manejo indebido de las riberas (Rojas *et al.*, 2014).

De acuerdo con Salgado (1976 en Aldunce Ide & González, 2009), la disminución de la capacidad de los cauces y la falta de preparación de las infraestructuras podrían provocar inundaciones de mayor magnitud, generando el desborde de cauces en zonas donde se concentra la actividad agrícola y una gran densidad de población, como lo es la zona centro de Chile. En efecto, las proyecciones acerca del cambio climático podrían significar una alteración de los parámetros existentes para la medición del riesgo y las amenazas, pudiendo sobrepasar la capacidad de los mecanismos de respuesta, transferencia y mitigación del riesgo actuales (UNDRR, 2019), y en el caso de las inundaciones, estas podrían superar los períodos de retorno para los cuales están previstos los mecanismos de defensa fluvial (Alfieri *et al.*, 2017 en IPCC, 2018).

Es así como, a principios de siglo, las inundaciones que afectaron a Canadá, Francia, Alemania, Polonia, Estados Unidos y el Reino Unido demostró que los desastres también afectan a países que aparentemente se encontraban bien preparados, lo cual llevó a reevaluar la efectividad de las medidas estructurales existentes (EIRD, 2004).

Por ello, es necesario considerar que los ríos, independientemente del tamaño de sus cuencas, se caracterizan por ser sistemas dinámicos supeditados a un régimen hidrológico y de transporte de sedimentos, por lo tanto, su forma y principales parámetros se enfrentan a incesantes cambios (Leopold *et al.*, 1964 en Rubio & Hernández, 1990). Estos cambios son fundamentales para el equilibrio de los sistemas fluviales, sin embargo, perturbaciones climáticas, hidrológicas o antrópicas podrían generar una ruptura de este equilibrio, reflejado en la morfología del sistema (Schumm, 1977 en García *et al.*, 2008). Es más, al estar compuestos por material no consolidado, los canales aluviales son más susceptibles a los procesos de erosión (Huggett, 2007) y, por lo tanto, más volubles a los cambios en la fisonomía regional, variaciones de descarga de agua y carga de sedimentos, ajustando, en consecuencia, su geometría y patrón (Nanson & Knighton, 1996).

Así, según afirma Huggett (2007), los ambientes fluviales significan un desafío para la humanidad. Esto surge a raíz de la percepción que se tiene del sistema fluvial, que conlleva a su alteración con el propósito de mejorar su coexistencia con la población ante



posibles amenazas o bien, potenciar actividades económicas (Charlton, 2008). Sin embargo, de acuerdo con Rubio & Hernández (1990) y Li *et al.* (2007), alteraciones antrópicas tales como la construcción de embalses, extracción de sedimentos y revestimiento de riberas generan cambios en el cauce y la respuesta hidrológica. Un ejemplo de ello es la reducción de los cauces debido a la construcción de defensas fluviales (Winterbottom, 2000), provocando una alteración del régimen hidrológico y la capacidad de transporte de este, trayendo consigo consecuencias ambientales y sociales, tales como inundaciones (Li *et al.*, 2007).

Asimismo, cambios en la distribución de las precipitaciones también pueden gatillar respuestas geomorfológicas importantes (Soto *et al.*, 2017; 2022; Surian, 1999), puesto que, la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos extremos “*son el mayor exponente del dinamismo del río, y uno de los principales agentes de cambio morfológico en el cauce y sus márgenes*” (Najes *et al.*, 2019, p.48), dado que dentro de un corto período, de días e incluso horas, pueden generar intensos cambios en el trazado, sección transversal y pendiente del río (Conesa, 1999), además del peligro que significan para la población.

El río Tinguiririca ha presentado crecidas a lo largo de la historia, tal como ocurrió en los temporales de 1978, 1982, 1984, 1986, 1987, 1991, 1992, 1993, 1994, 1997, 1998, 2000 y 2002 (IRH consultores Ltda., 2010) y recientemente en 2006 (ONEMI, 2006). Y, a pesar de que durante el 2022 se cumplió un período de catorce años consecutivos de sequía en Chile (MMA, 2022), también se registraron eventos importantes en el 2008 (ONEMI, 2009), 2009 (ONEMI, 2010) y 2016 (ONEMI & Díaz Labbé, 2017), cuyas consecuencias sobre los asentamientos humanos responden a un patrón de poblamiento conexas a la disponibilidad de agua y, por lo tanto, supeditado a riesgos de inundación y el retroceso de los márgenes de los ríos (PLADECO, 2020). De hecho, en el año 2016 se produjo un sistema frontal con isoterma cero por sobre lo normal que conllevó a la crecida del río, generando daños estructurales y un caudal que superó los 500 m<sup>3</sup>/s de acuerdo con la estación fluviométrica Bajo Los Briones (Catchment Attributes and Meteorology for Large-sample Studies-Chile (CAMELS-CL), 2022).

Una de las comunas afectadas es Nancagua, cuyo crecimiento ha dejado en evidencia nuevas necesidades en cuanto a planificación territorial, entre las que destaca resguardar la actividad agrícola, lo que ha generado la instalación de infraestructuras de protección fluvial (IRH consultores Ltda., 2010). En efecto, según datos poblacionales expuestos en el PLADECO (2020), la comuna de Nancagua, circundante al área de estudio, para el año 2002 contaba con 15.634 habitantes, mientras que el año 2017 fueron censadas un total de 17.833 personas, de las cuales el 36% corresponde a población rural (cerca de diez puntos porcentuales sobre el promedio regional) y para el año 2020 se estimó que serían 19.141, es decir, una variación del 7,33%.

Además, cerca del 65,8% de los trabajadores se concentra en el sector agrícola, constituyendo la principal fuente de empleo y, por otro lado, las condiciones óptimas de clima y suelo del valle del río Tinguiririca han posicionado a la región como una potencia

agroalimentaria (PLADECO, 2020). Por consiguiente, gran parte de los suelos de la comuna está destinado al uso agrícola, siendo el 53% de ellos cultivos anuales y permanentes (PRC, 2018). Esto conlleva un tema de gran interés desde el punto de vista geomorfológico debido a la constante ocupación de suelos próximos al cauce del río Tinguiririca y, por consiguiente, de la llanura de inundación, limitando el espacio fluvial y aumentando la exposición de los medios de subsistencia de la población.

A raíz de lo expuesto, es importante tener en cuenta la dinámica fluvial y su evolución histórica como una herramienta para la planificación territorial y un manejo adecuado del espacio fluvial, puesto que, de acuerdo con Kondolf (1994), la comprensión del pasado es esencial para contextualizar las condiciones presentes y es la mejor guía para el comportamiento futuro del río, esclareciendo los factores determinantes de su comportamiento actual. De esta manera, el estudio de los procesos históricos desde una perspectiva geomorfológica permite no sólo evaluar las condiciones naturales del río, sino que también los efectos de la intervención humana en el sistema fluvial para así mitigar posibles alteraciones de los procesos naturales y efectos sobre la población y sus medios de subsistencia (Surian, 1999).

Consecuentemente, el propósito de este trabajo es caracterizar los procesos geomorfológicos históricos y actuales del río Tinguiririca en la comuna de Nancagua, identificando los cambios más significativos, tales como las transformaciones en la configuración y reducción de áreas naturales de origen fluvial, a expensas de la expansión agrícola. Con esta investigación se espera poder proporcionar información útil para la gestión territorial.

### **1.3. Área de estudio**

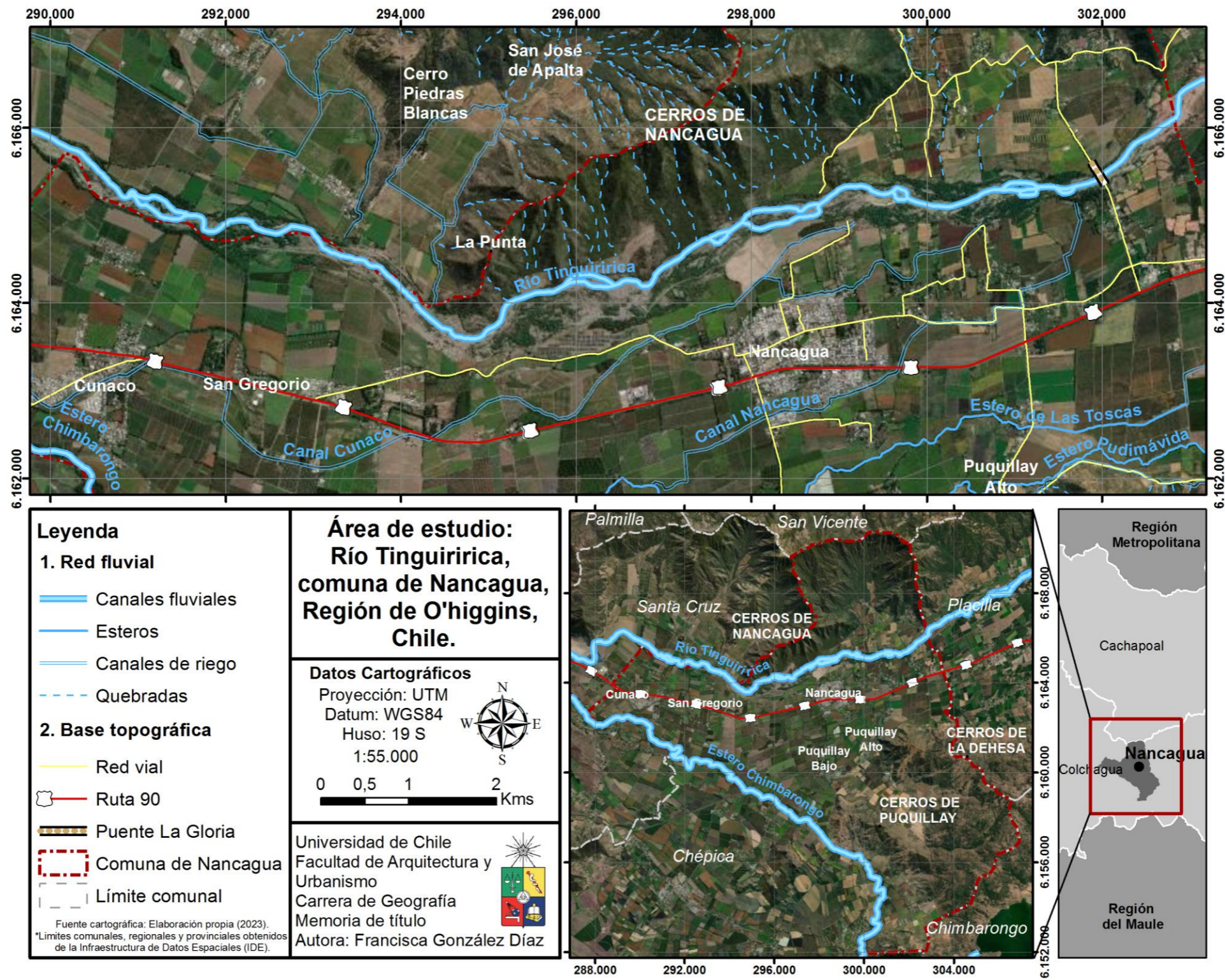
#### **1.3.1. Aspectos generales**

El área de estudio corresponde al tramo del río Tinguiririca comprendido entre los límites oeste y este de la comuna de Nancagua, la cual se ubica en la VI región del Libertador Bernardo O'Higgins, siendo una de las diez comunas que conforman la provincia de Colchagua. Se sitúa geográficamente entre las coordenadas 6.152.000 y 6.172.000 N, y 288.000 y 308.000 E (Figura 1). Su superficie es de 151,57 km<sup>2</sup> y entre sus límites se encuentra la comuna de San Vicente de Tagua-Tagua por el norte, Santa Cruz por el oeste, al sur la comuna de Chépica, y las comunas de Placilla y Chimbarongo por el este (PLADECO, 2020).

Las principales vías de acceso son la ruta 90 que conecta directamente con San Fernando, Santa Cruz y Pichilemu y, por otro lado, las rutas I-82 e I-810 hacia Chépica (PRC, 2018). La primera, además de ser un eje que conecta a la comuna con el resto de la región y el país, genera discontinuidad de la trama urbana de las principales localidades de la comuna, Nancagua y Cunaco, lo cual ha ocasionado serios problemas de segregación (PRC, 2018).



Figura 1: Área de estudio, comuna de Nancagua, Región de O'higgins.



Fuente: Elaboración propia (2023).



### 1.3.2. Clima

El relieve generado por las unidades morfoestructurales, vale decir, la Cordillera de la Costa, el Valle Central y la Cordillera Principal, genera franjas climáticas que se distribuyen de oeste a este (Dirección Meteorológica de Chile (DMC), 2001). A raíz de esto, a nivel regional es posible distinguir zonas con climas áridos, polares y templados, siendo este último el predominante y al cual pertenece el área de estudio (Sarricolea *et al.*, 2017).

De acuerdo con la clasificación actualizada de Köppen-Geiger, la comuna de Nancagua se ubica en una zona de clima mediterráneo con veranos cálidos (Csb), presentando variaciones termales en altura (Csb(h)), específicamente en los cerros de Yáquil (Sarricolea *et al.*, 2017).

Las temperaturas medias anuales fluctúan entre los 12° y 14°C y las precipitaciones medias anuales varían entre los 600 y 850 mm, las cuales se acentúan hacia el oriente de la región (Hauser, 1990).

Por otro lado, de acuerdo con la representación climática efectuada por el Centro de Agricultura y Medioambiente (AGRIMED) (2017), el área de estudio se ubica en un distrito climático con un régimen de humedad semi-árido, por lo que presenta un período seco entre octubre y abril, y un período húmedo de cuatro meses entre mayo y agosto, durante los cuales se distribuye la mayor parte de las precipitaciones, lo que demuestra la ocurrencia de eventos pluviométricos importantes durante dicho período.

### 1.3.3. Vegetación

Debido a las condiciones de clima mediterráneo, gran parte de la vegetación corresponde a una formación mediterránea de matorral claro esclerófilo mesomórfico, la cual se distribuye a media montaña tanto en los cordones costeros y la precordillera entre los valles del río Aconcagua y Maule (Quintanilla, 1985). En zonas de mayor humedad, generalmente laderas de exposición sur de la Cordillera de la Costa, una escasa intervención humana ha permitido la existencia de “*renovales y densos matorrales arborescentes esclerófilos en una matriz de matorrales más abiertos, también esclerófilos*” (Serey *et al.*, 2007, p.133-134).

Este es el caso de los cerros de Yáquil, Nancagua, Puquillay y La Dehesa, en donde predominan especies tales como *Lithraea caustica*, *Quillaja saponaria* y *Schinus latifolius*, en conjunto con una vegetación herbácea con tendencia xerófila; así como también *Peumus boldus*, *Cryptocaria alba*, *Drimys winteri*, *Crinodendron patagua* y *Persea lingue* en sectores de mayor humedad y altura, generalmente acompañados de epífitas (PLADECO, 2008).

Esta formación, si bien es abundante en zonas de difícil acceso, se distribuye escasamente en sectores planos de la comuna. Es así como en ciertas zonas ribereñas es posible encontrar de forma dispersa algunas de las especies que forman parte del bosque esclerófilo (PLADECO, 2008), además de formaciones espinosas mediterráneas de *Acacia caven* bajo los 300-400 metros (Quintanilla, 1985; Pliscoff & Luebert, 2018).

Esta escasa distribución tiene su origen en el grado de intervención presente en Chile central, puesto que las condiciones climáticas favorables y fertilidad de los suelos han propiciado el desarrollo de asentamientos humanos y una intensa actividad agrícola, sustituyendo a las comunidades vegetales presentes anteriormente (Quintanilla, 1985). Así mismo, en la comuna de Nancagua, las condiciones climáticas, la presencia del río Tinguiririca y suelos con pocas limitaciones agrícolas han generado el desarrollo de extensas áreas de explotación agrícola en torno a este, además de la introducción de especies exóticas de flora y fauna, que han “antropizado” el paisaje (PLADECO, 2008).

#### **1.3.4. Hidrografía**

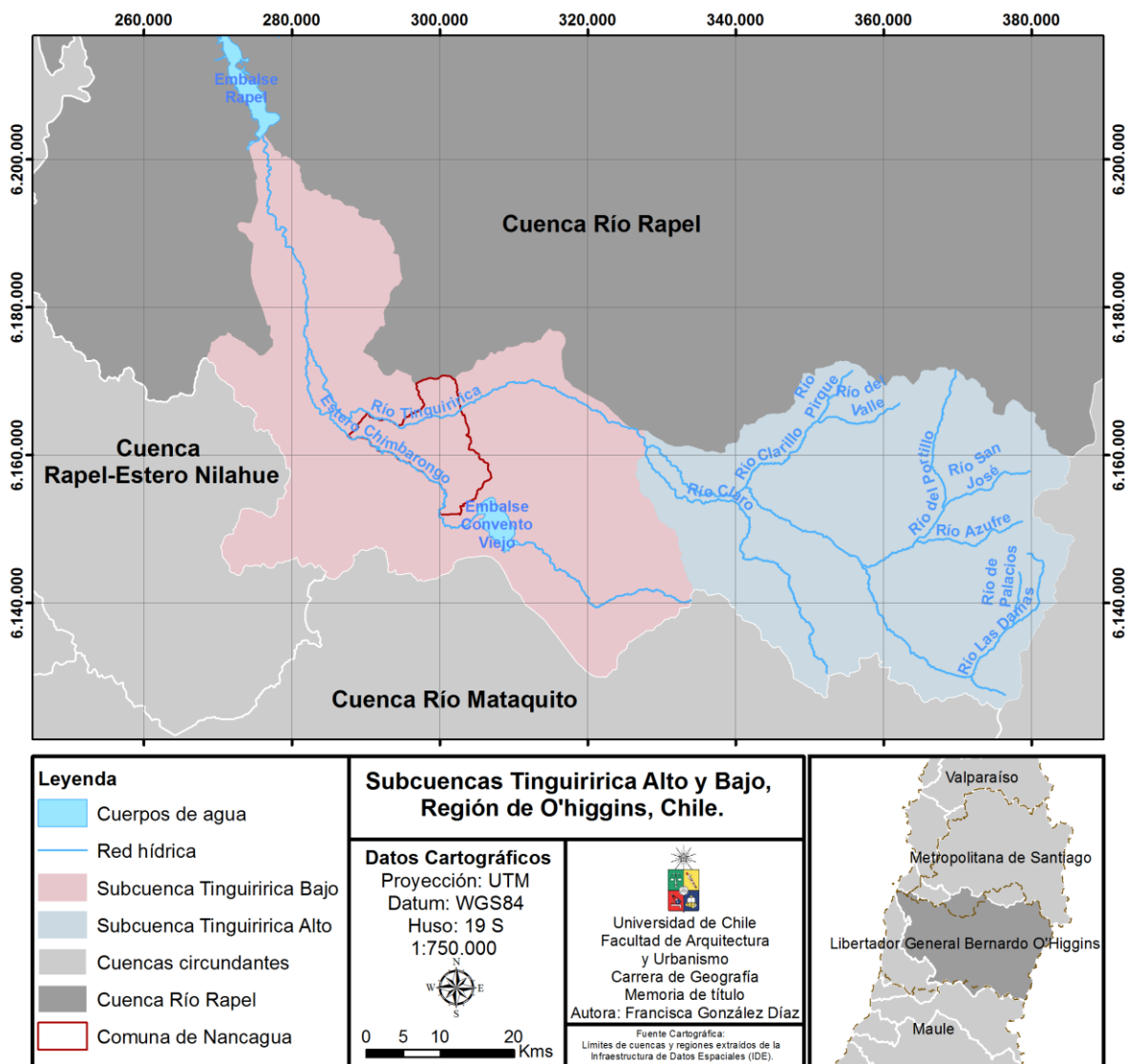
La comuna de Nancagua se encuentra marcada por la presencia de esteros, quebradas y el río Tinguiririca, los cuales juegan un rol importante en la morfología del paisaje. En primer lugar, se encuentra el Estero Chimbarongo que, además de formar parte del límite suroeste de Nancagua, separándola de la comuna del mismo nombre, constituye un efluente de los esteros Las Toscas, Pudimávida y Trucalemu, los cuales fluyen en dirección Este-Oeste al sur de Nancagua urbano (PLADECO, 2008).

En segundo lugar, dividiendo los cerros, existen una serie de quebradas activas (habitualmente durante el invierno) que generan escurrimiento de agua superficial, así como también aporte de materiales, las cuales desembocan principalmente en el río Tinguiririca (PLADECO, 2008; PRC, 2018). Este último es el principal curso de agua de la zona y se inserta dentro de la gran cuenca de Rapel, drenando a su vez, las subcuencas de Tinguiririca Alto y Tinguiririca Bajo (Figura 2), con una superficie de 1.843 km<sup>2</sup> y 2.089 km<sup>2</sup>, respectivamente (Dirección General de Aguas (DGA), 2014).

A partir de su nacimiento gracias a la confluencia de los ríos Las Damas y Azufre, en la Cordillera de los Andes, el río Tinguiririca fluye en dirección WNW y en su recorrido de 167 km, considerando el río Azufre (DGA, 2004), se une con el río Claro en Puente Negro dando origen a la Isla de Briones, una planicie interfluvial (Hauser, 1990). Posteriormente se le une el estero Chimbarongo en la comuna de Santa Cruz para, finalmente, dar origen al embalse Rapel en el sector de La Junta por medio de su confluencia con el río Cachapoal (DGA, 2004).

El río Tinguiririca posee un régimen mixto, puesto que la subcuenca de Tinguiririca Alto otorga influencias mayormente nivales debido a su régimen nivo-pluvial, generando caudales de deshielo, mientras que la subcuenca de Tinguiririca Bajo posee un régimen pluvio-nival (DGA, 2004). Por consiguiente, registra episodios de caudales máximos tanto en los meses primaverales como también en invierno (PRC, 2018), sin embargo, las crecidas se concentran generalmente en los períodos invernales (PLADECO, 2008). Estas se deben a intensas lluvias que ocasionan respuestas rápidas a nivel de cuenca, sobrepasando la capacidad de los lechos e inundando amplios sectores ribereños, así como también acarreando una gran cantidad de sedimentos, causando un aumento de la capacidad de excavación del río (Hauser, 1990).

Figura 2: Subcuencas Tinguiririca Alto y Bajo.



Fuente: Elaboración propia (2023).

### 1.3.5. Geomorfología

El área de estudio se emplaza entre dos cordones montañosos que forman parte de una unidad morfológica conocida como Serranías Intermedias, la cual, de acuerdo con Hauser (1990), forma parte de un desmembramiento de la Cordillera de la Costa, cuya prolongación hacia el este tiende a quitar continuidad al Valle Central. En estas latitudes, la Cordillera de la Costa presenta un relieve más bien suave, con alturas que no superan los 1.200 metros y un ancho que varía entre los 90 y 100 kilómetros (Charrier & Lillo, 1973).

Estos cordones montañosos corresponden, por el norte, a los cerros de Nancagua, los cuales alcanzan una altura máxima de 769 metros, y los cerros de Yáquil, de entre los

cuales destaca el cerro Rucatalca con una altura de 1.214 metros, mientras que, al sur, los cerros de Puquillay y La Dehesa no superan los 900 metros (PLADECO, 2008).

Por lo general, estas cadenas de cerros asociadas a las Serranías Intermedias poseen laderas abruptas, vegetadas y con depósitos piedemontanos asociados; además, se encuentran disectadas por abundantes quebradas, en cuyas cabeceras se alzan afarellonadas laderas (Hauser, 1990).

No obstante, la mayor parte de la comuna, y el área de estudio propiamente tal, se sitúa sobre un sector llano correspondiente al valle inscrito por el río Tinguiririca, el cual cumple un rol de control estructural de las Serranías Intermedias y, por consiguiente, de la Cordillera de la Costa (Charrier & Lillo, 1973; Hauser, 1990). Este valle está constituido a partir de depósitos de origen fluvial y fluvio-aluvional, que se encuentran formando terrazas antiguas y subactuales en torno al río Tinguiririca (Hauser, 1990).

Este último, de acuerdo con Hauser (1990), en el tramo comprendido entre el Puente Panamericana y la localidad de Cunaquito, sector donde se sitúa el área de estudio, posee una pendiente de 0,09%, lo cual propicia la formación de un lecho mayormente trezado, pobremente encauzado y, por consiguiente, susceptible a episodios de desborde por lluvias o deshielos; situación que contrasta bastante si se considera el tramo de 81,5 kms entre su punto de descarga al Valle Central y su confluencia con el río Cachapoal, cuya pendiente media es de 0,43%.

### **1.3.6. Geología**

La descripción de las unidades geológicas presentes en el área de estudio se basa principalmente en la Carta Hidrogeológica realizada por Hauser (1990), información que fue complementada a partir del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) (2003). A continuación se detallan dichas unidades (ilustradas en la Figura 3):

- Depósitos fluviales en cauces actuales; Holoceno-Actual (Qfa): Forman parte del cauce activo, terrazas subactuales y llanura de inundación del río Tinguiririca y su principal afluente, el estero Chimbarongo (Hauser, 1990; SERNAGEOMIN, 2003). De acuerdo con la carta hidrogeológica, en este sector los cauces generalmente se encuentran pobremente encauzados, facilitando su divagación y la formación de bancos arenosos producto del aumento repentino de los caudales. Corresponden a depósitos no consolidados, con escasa matriz, conformados por arenas y rodados volcanoclásticos, generalmente redondeados a bien redondeados, uniformes y muy pulimentados, característicos de un largo transporte fluvial (Hauser, 1990).

- Depósitos gravitacionales; Holoceno-Actual (Qg): Sedimentos asociados a la Formación Lo Valle, los cuales, producto de la fragmentación superficial de rocas, forman conos de deyección, escombros de faldas y coluvios al pie de laderas y quebradas de gran pendiente (25°-35°) de los cerros de Nancagua y Puquillay, a raíz de procesos hídricos y gravitacionales (Hauser, 1990).

Estos depósitos se componen de una mezcla caótica de fragmentos heterocomposicionales, de forma y tamaño variado, contenida dentro de una matriz

limoarcillosa, en cuyas zonas distales predominan sedimentos finos, a diferencia de las zonas apicales dónde es posible hallar mayor cantidad de bloques (Hauser, 1990).

- Depósitos fluviales y fluvio-aluvionales; Pleistoceno Inferior-Holoceno (Qf-Qfal): Estos sedimentos se distribuyen ampliamente en el Valle Central y las Serranías Intermedias, sin contar con un límite claramente definido entre ambos materiales, similares en litología y geomorfología (Hauser, 1990), ocupando gran parte de las planicies de la comuna, en torno al cauce del río Tinguiririca.

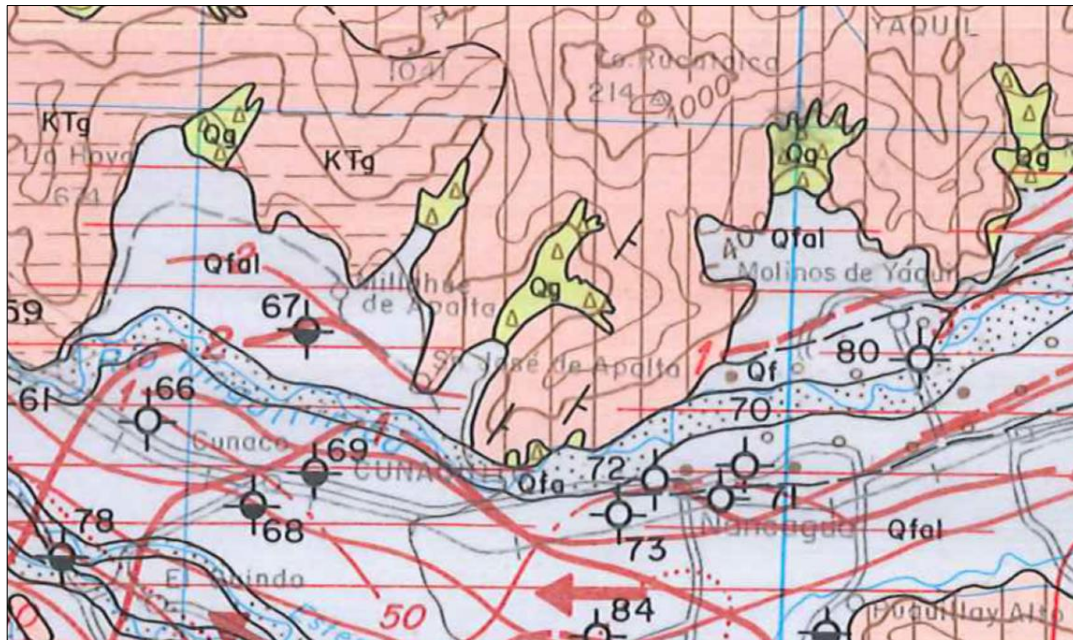
- a) *Facies fluviales (Qf):* Compuestas por elementos finos, entre los que se hallan bolones, ripios, gravas y gravas arenosas de gran porosidad y, por lo tanto, muy permeables, que conforman antiguos lechos y flancos de ríos principales, tales como Cachapoal, Tinguiririca, Teno y Mataquito (Hauser, 1990).
- b) *Facies fluvio-aluvionales (Qfal):* Materiales asociados a flujos torrenciales, que fueron capaces de invadir amplios territorios adyacentes al cauce, generados por ríos y quebradas de pendiente fuerte, proporcionando una granulometría gruesa de gravas y gravas arenosas de compacidad moderada, con frecuentes niveles compuestos por bolones y rocas de 0,5 a 1,5 metros de diámetro, además de niveles arcillosos que le atribuye una baja permeabilidad (Hauser, 1990).

En la zona central de Chile, estos depósitos forman abanicos mixtos de depósitos aluviales y fluvio-glaciales con intercalación de depósitos volcanoclásticos (SERNAGEOMIN, 2003) producto del aporte sedimentario generado por el relieve andino, originando depósitos muy profundos, llegando a superar los 200 metros (Hauser, 1990).

- Formación Lo Valle; Cretácico Superior (KTlv): Según Drake *et al.* (1982 en Hauser, 1990), corresponde a una secuencia volcanoclástica que aflora y forma parte de las Serranías Intermedias. Dentro del área de estudio, es posible asociar esta formación a los cordones montañosos que rodean las planicies de la comuna de Nancagua. Además, esta unidad se caracteriza por presentar coladas andesíticas, riolíticas y dacíticas, con variedades clásticas de tobas arenosas cerca de Pelequén y San Fernando (Hauser, 1990).



Figura 3: Carta hidrogeológica de Chile 1:250.000, Hoja de Rancagua. Comuna de Nancagua.



Fuente: Hauser (1990).

## 1.4. Objetivos

### 1.4.1. Objetivo general

Analizar la geomorfología fluvial del río Tinguiririca a través de su tendencia evolutiva y su relación con la dinámica de uso de suelo en el lecho y terraza principal, en la comuna de Nancagua, entre los años 2006 y 2022.

### 1.4.2. Objetivos específicos

1. Identificar y caracterizar el lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 en el área de estudio.
2. Analizar la tendencia evolutiva del lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 durante los años 2006 y 2022.
3. Identificar los cambios de uso de suelo asociados al lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 durante los años 2006 y 2022.

## **CAPÍTULO II: MARCO CONCEPTUAL**

### **2.1. Estado del asunto de investigaciones realizadas en el área de estudio**

Los trabajos realizados en el área de estudio son escasos, sin embargo, IRH consultores Ltda. (2010) en su estudio realizado con el fin de proponer la instalación y mejora de defensas fluviales y bocatomas, la regulación de extracción de áridos, además de proponer medidas no estructurales para así evitar o reducir los efectos que las crecidas pudieran generar en la población y sus medios de subsistencia; realiza un diagnóstico del estado geomorfológico del río Tinguiririca. En este se describen las principales características morfológicas del río, el cual, en su paso por la comuna de Nancagua, presenta una gran erosión de sus riberas, se caracteriza por ser un río principalmente trezado y presenta una disminución de su pendiente de un 0,2% entre el inicio y término del tramo.

A partir de una modelación hidráulica y entrevistas a lugareños, el estudio concluye que, el tramo comprendido dentro de la comuna presenta sectores críticos asociados a inundaciones, como San Gregorio y Cunaco (Población Ana Luisa II), además de La Gloria, Callejones y Cura Montero, cuyas causas se asocian, primero, a la instalación desigual de defensas, dejando el tramo aguas abajo desprotegido; segundo, a las bocatomas que actúan como propagadoras de inundaciones; tercero, la extracción de áridos que genera la desviación del cauce; cuarto, a la acumulación de basura y escombros y, por último, a la geomorfología propia del río (IRH consultores Ltda., 2010).

Posteriormente, el estudio de riesgos del Plan Regulador Comunal de Nancagua (en formulación), aborda las inundaciones fluviales a partir de una revisión bibliográfica en base al trabajo citado anteriormente. Sin embargo, muchos sectores inundables no son zonificados como zonas de riesgos, puesto que se encuentran fuera del límite urbano, limitando estas zonas a los sectores circundantes a los canales de regadío (PRC, 2018).

### **2.2. Geomorfología fluvial**

Desde un punto de vista amplio, la Geomorfología se dedica al estudio de la superficie terrestre y sus características físicas (Huggett, 2007). Pedraza (1996), quien realiza una definición más detallada, sugiere que la Geomorfología es una ciencia que estudia las formas del relieve modeladas a partir de mecanismos de transferencia de energía, más bien conocidos como agentes de la dinámica terrestre, que pueden ser tanto endógenos como exógenos.

La Geomorfología Fluvial, tal como su nombre lo sugiere, se encarga de estudiar las interacciones entre procesos y formas fluviales, dentro de una amplia variedad de escalas temporales y espaciales (Charlton, 2008). Esta relación entre proceso y forma sugiere lo que Richards (1987) plantea como el principal objetivo de la Geomorfología Fluvial, o sea, explicar la relación entre las propiedades físicas del flujo de un lecho móvil, sus mecanismos de transporte de sedimentos y las formas de los canales aluviales, estas últimas configuradas como consecuencia de la interacción de las primeras.

Considerando lo anterior, la Geomorfología Fluvial se ocupa de los ríos y su constante evolución como respuesta a diferentes perturbaciones. En efecto, uno de los tópicos de investigación de esta, concierne a la susceptibilidad de los ríos a los cambios morfológicos (Rhoads, 1994), siendo el transporte de sedimentos la principal causa de estos cambios debido a su capacidad de almacenamiento y organización, que evolucionan constantemente (Reid & Dunne, 2016).

No obstante, el estudio de la Geomorfología Fluvial no sólo es importante en el contexto de la estabilidad de los canales, sino que también es esencial para entender y desarrollar el manejo de ríos, ya que constituye un marco en el cual existen diferentes hábitats, operan procesos ecológicos y se propagan inundaciones (Piégay *et al.*, 2016).

### **2.3. Sistema fluvial**

De acuerdo con Piégay (2016), el concepto de Sistema forma parte importante dentro de la Geomorfología Fluvial, integrando disciplinas tales como la geomorfología, ecología, hidrología, geografía humana, y el manejo de ríos con el fin de generar un marco que integre procesos y formas geomorfológicas en escalas espaciales y temporales amplias y a su vez, implementando un concepto de desarrollo sostenible.

Charlton (2008), define el concepto de Sistema como un conjunto de elementos y los procesos que los relacionan entre sí. Ahora bien, una definición más completa indica que un Sistema constituye un conjunto de elementos interrelacionados y conectados que forman un todo complejo, transfiriendo energía y materia entre sí (Piégay, 2016).

Esta definición proporciona una aproximación al concepto de Sistema Fluvial propiamente dicho, el cual se define como un sistema abierto, jerárquico, en el que los distintos elementos que lo componen incluyen la red de canales, llanuras de inundación y laderas, los cuales se encuentran conectados a través de los procesos que mueven agua y sedimentos entre ellos (Charlton, 2008). Por consiguiente, el Sistema Fluvial presenta una gran variabilidad ante los distintos cambios medioambientales que desencadenan estos procesos (Gutiérrez, 2008); dichos cambios pueden ser de origen tectónico, climático e incluso antrópico (Huggett, 2007).

Además, el Sistema Fluvial constituye un sistema de proceso-respuesta, a su vez conformado por los sistemas morfológico y en cascada (Piégay, 2016). El sistema morfológico, se refiere a la forma de cada elemento, la cual está al mismo tiempo estrechamente relacionada con la forma de los otros elementos; mientras que el sistema en cascada alude a los procesos llevados a cabo, es decir, al flujo de agua y sedimentos a través de los cuales se relacionan los componentes del sistema morfológico (Charlton, 2008).

Por su parte, el sistema proceso-respuesta integra los fenómenos de autorregulación y retroalimentación y, además, se encarga de interrelacionar los procesos de cada zona (Pedraza, 1996). En este sistema de proceso-respuesta, ambos sistemas descritos anteriormente interactúan entre sí de manera bidireccional, puesto que los

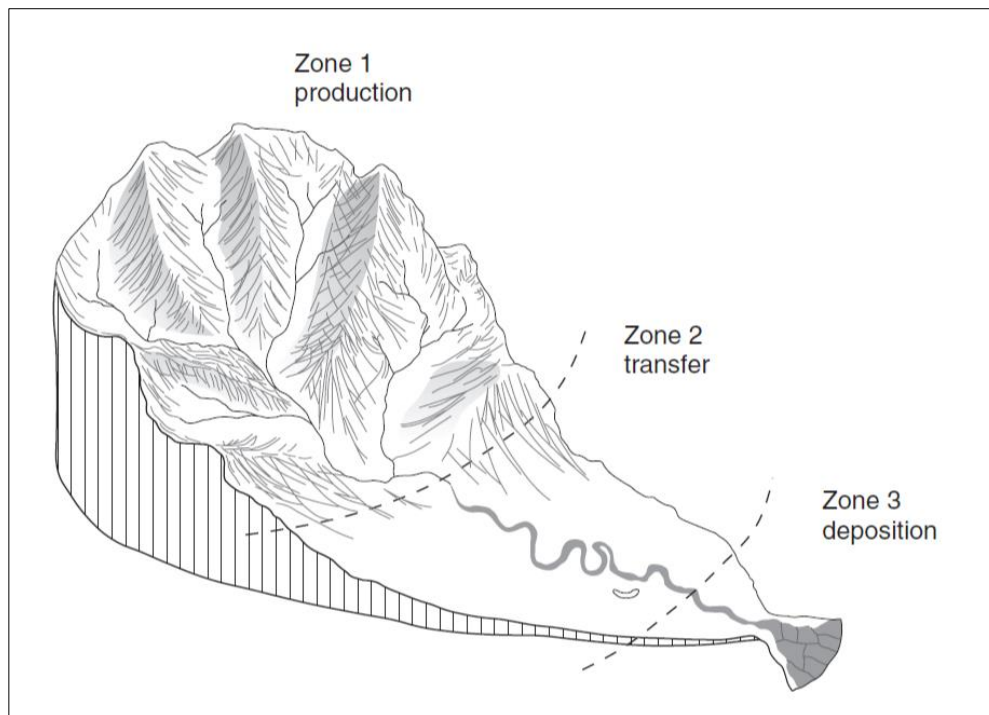
procesos del sistema en cascada ajustan las formas correspondientes al sistema morfológico y viceversa (Charlton, 2008).

Considerando lo anterior, el Sistema Fluvial es especialmente sensible a los cambios inducidos por intervenciones humanas en la forma de cambio de uso de suelo, extracción de áridos, alteración del clima, urbanización y construcción de represas; los cuales modifican los procesos de erosión y sedimentación, y este, al ser un sistema continuo y de proceso-respuesta, facilita que la alteración de dichos procesos se propague a distancias considerables, alterando su estado de equilibrio para acomodarse a estos cambios (Park, 1981).

Ante la complejidad del Sistema Fluvial y con el fin de facilitar su estudio, este se divide en tres zonas ampliamente conocidas en la literatura de acuerdo con el esquema de la Figura 4 y, según Charlton (2008), cada una de ellas es un sistema de proceso-respuesta, caracterizadas por tener sus propios *inputs* y *outputs* de materia y energía. Este esquema demuestra el rol que cumple el río en el transporte del material erosionado, desde las partes elevadas de la cuenca hasta su depositación en el océano (Kondolf, 1994).

Cabe destacar que, si bien los ríos llevan a cabo procesos de erosión, transporte y depositación a lo largo de todo su recorrido, esta división se realiza puesto que en cada una de ellas predomina el proceso que le da su respectivo nombre (Gutiérrez, 2008).

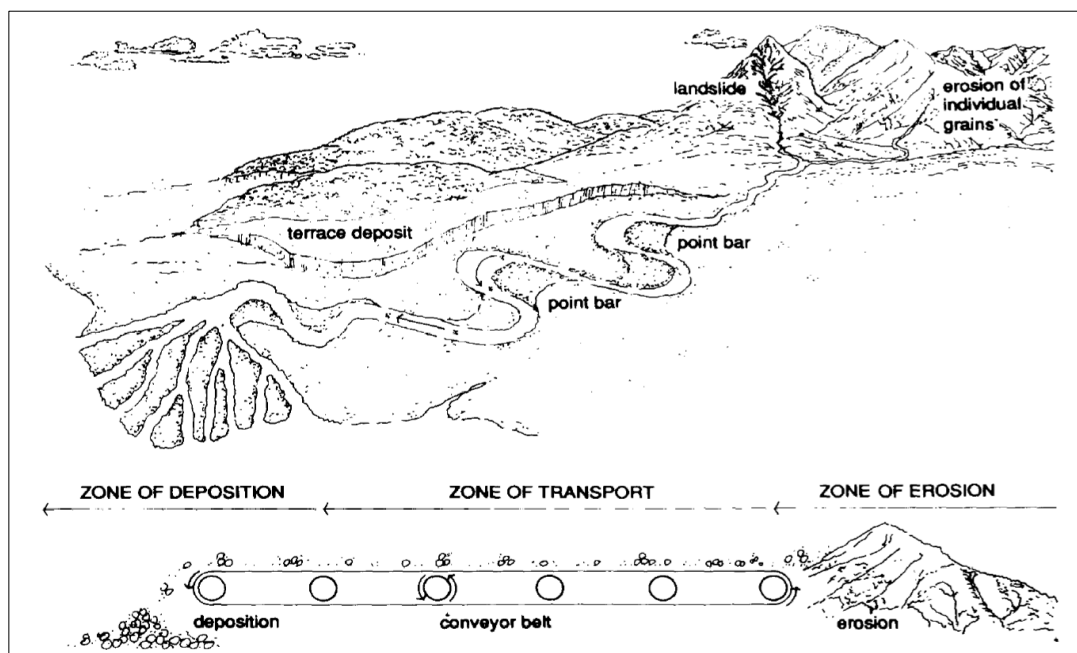
Figura 4: Zonas del sistema fluvial.



Fuente: Adaptado de Schumm (1977) en Huggett (2007).

En primer lugar, la zona de producción de sedimentos corresponde al área superior de la cuenca, en donde se origina la escorrentía y la mayor parte de los sedimentos a partir del material rocoso meteorizado (Charlton, 2008; Gutiérrez, 2008). En segundo lugar, en la zona de transferencia de sedimentos, la producción de sedimentos disminuye y se produce la conexión entre canales y laderas, generándose el transporte de sedimentos a través de la red de canales (Charlton, 2008). En esta zona, de acuerdo con Kondolf (1994), el río se asemeja a una cinta transportadora (Figura 5), moviendo, agregando y sustrayendo sedimentos desde los diferentes sitios de almacenamiento temporal, ya sea bancos, llanuras y terrazas. Finalmente, a medida que se reduce el gradiente y el río se aproxima al océano, se restringe la energía disponible para el transporte de sedimentos, dando paso a la zona de depositación (Charlton, 2008).

Figura 5: Diagrama que ilustra las zonas del sistema fluvial y la analogía de la cinta transportadora.



Fuente: Kondolf (1994).

## 2.4. La erosión, transporte y depositación

La erosión, transporte y depositación son las principales acciones llevadas a cabo por una corriente fluvial, consideradas por Pedraza (1996) como fenómenos paradigmáticos. Sin embargo, para que ocurran dichas acciones se necesita escorrentía y suministro de sedimentos.

En primer lugar, la escorrentía se define como un componente del balance de las aguas superficiales (Huggett, 2007) y se genera a partir de la concentración de la precipitación (ya sea en forma de lluvia, nieve, granizo, aguanieve y rocío) que no es interceptada por la vegetación y posteriormente evaporada (Charlton, 2008).

Entonces, la fracción que no es retenida puede infiltrarse y generar un flujo subsuperficial más lento en el que el agua viaja a través del suelo de forma paralela a la superficie según la pendiente (Pedraza, 1996); o bien, comienza a moverse en función del gradiente de las laderas hacia la red de canales mediante un flujo superficial generado, por un lado, cuando la intensidad de la precipitación excede la velocidad en la que el agua es infiltrada, es decir, la capacidad de infiltración (flujo hortoniano) y, por el otro, puede ocurrir que el suelo se satura completamente y se produce un flujo superficial por exceso de saturación (Charlton, 2008). En cualquier caso, la escorrentía superficial puede moverse como flujo laminar o, con mayor frecuencia, de manera concentrada a través de microcanales (Pedraza, 1996).

En segundo lugar, el otro factor a considerar corresponde al suministro de sedimentos, el cual varía en el espacio y tiempo y, generalmente, se origina a partir de la meteorización de rocas, procesos de remoción en masa y erosión fluvial, eólica o glacial; acciones que muchas veces pueden ser iniciadas o aceleradas por tormentas, terremotos e incendios forestales (Charlton, 2008). La interacción conjunta de escorrentía y sedimentos determina los procesos de erosión, transporte y depositación.

Pedraza (1996) define la erosión fluvial como el arranque y desgaste de los materiales a partir de la acción del agua por sí sola, o bien, con ayuda de la carga de sedimentos que moviliza. En la primera, el autor distingue dos modalidades en que esta se lleva a cabo; por un lado, la erosión producto de la tensión ejercida por el flujo (acción hídrica) y, por otro, la cavitación, la cual se refiere a las ondas de choque generadas por la liberación de aire, provocando un martilleo sobre el conducto.

Así mismo, la carga de sedimentos transportada, en conjunto con el agua, puede generar, en primer lugar; corrosión producto de la meteorización química de los materiales del lecho y, en segundo lugar, el desgaste o rotura de los materiales mediante el impacto de las partículas y las paredes del conducto, originando lo que se conoce como corrosión o abrasión (Huggett, 2007; Pedraza, 1996), el cual constituye el principal mecanismo de erosión en canales rocosos (Strahler & Strahler, 1989).

Ahora bien, la erosión fluvial puede ser tanto lateral como vertical. Esta última ocurre de manera distinta en canales aluviales y rocosos. En un canal aluvial la erosión vertical se genera cuando existe una extracción neta de gravas y arenas del lecho, mientras que, en canales rocosos, esta es causada por el desgaste generado por la carga de fondo sobre el lecho (Huggett, 2007), pudiendo traer consigo la incisión del canal (Gutiérrez, 2008). Por su parte, la erosión lateral se produce debido al desgaste de las paredes del canal y como resultado se produce su ensanchamiento (Gutiérrez, 2008).

La erosión lateral es especialmente importante en canales aluviales, puesto que es responsable de las migraciones de un río. Esta se lleva a cabo a partir de la erosión de las paredes del lecho, involucrando diferentes procesos y factores que determinan el grado de debilitamiento de estas, entre ellos la variación del contenido de humedad, cambios de temperatura y presencia de vegetación (Charlton, 2008); que conducen, finalmente, a su inestabilidad generando caídas o deslizamientos (Gutiérrez, 2008). Estos procesos actúan de acuerdo con las características del material que conforma las paredes, a saber,

materiales cohesivos y no cohesivos que responden de forma diferenciada a los procesos descritos anteriormente (Charlton, 2008).

La carga de sedimentos corresponde al “*volumen total de masa no ácuea que desplaza una corriente en un momento determinado*” (Pedraza, 1996, p. 210). Su transporte está estrechamente relacionado con el balance entre la fuerza ejercida por el fluido y la fuerza de resistencia de las partículas; siendo de gran importancia el tamaño de estas, puesto que existen diferentes umbrales de velocidad a partir de los cuales pueden ser puestas en movimiento y luego transportadas (Charlton, 2008).

En relación con esto, es de esperar que la velocidad necesaria para transportar distintos materiales sea directamente proporcional a su tamaño. En efecto, los granos de arena (cuyo diámetro es de 0,2 mm a 0,7 mm) son los más fáciles de poner en movimiento y a medida que aumenta el tamaño de las partículas se requiere una mayor velocidad de flujo, sin embargo, el espectro de partículas menores a 0,2 mm, la relación es inversa, puesto que la fuerza de cohesión de partículas tales como arcilla y limo tienden a incrementar la fuerza requerida para ser puestas en movimiento, no obstante necesitan una baja velocidad para ser desplazadas (Charlton, 2008).

Por lo tanto, en vista de lo anterior, existen tres maneras distintas en las que se produce el transporte de sedimentos. En primer lugar, los ríos también transportan iones y moléculas procedentes de la meteorización química, además de algunas sustancias orgánicas disueltas, conformando la carga en disolución, cuya composición depende de factores climáticos, geológicos, topográficos y vegetacionales (Huggett, 2007). En segundo lugar, la carga en suspensión se compone de partículas sólidas pequeñas y ligeras, generalmente limo y arcilla, movilizadas por turbulencia, aunque, en ocasiones, fuertes corrientes e inundaciones pueden movilizar arena y grava fina, respectivamente (Gutiérrez, 2008). En tercer lugar, la carga de fondo, tal como su nombre lo indica, se mueve a través del lecho por medio del arrastre o rodadura de gravas, cantos y bloques, sin embargo, si la corriente es lo suficientemente fuerte, puede ocasionar pequeños saltos (Gutiérrez, 2008; Huggett, 2007).

Esto tiene relación con los conceptos de competencia y capacidad de transporte. Ya que, si bien puede existir una gran cantidad de material, es importante la disponibilidad de sedimentos de un calibre que pueda ser transportado de acuerdo con las características del flujo. En otras palabras, que este tenga la habilidad para transportar partículas de determinado tamaño, lo que se conoce como competencia; a diferencia de la capacidad que corresponde al volumen total de sedimentos que pueden ser transportados (Charlton, 2008).

A medida que se reduce la competencia y capacidad de transporte, el material erosionado y transportado por un río comienza a depositarse acorde con distintos umbrales relacionados con su tamaño, es decir, una vez que la velocidad de caída de la partícula supera la velocidad de la corriente (Gutiérrez, 2008). Por consiguiente, la deposición fluvial es un proceso selectivo, tanto vertical como horizontalmente, en el cual los sedimentos gruesos son depositados en primer lugar (Charlton, 2008).

Este proceso se lleva a cabo a lo largo de todo el recorrido de un río (Huggett, 2007). Ahora bien, Charlton (2008) reconoce que existen ciertas condiciones que facilitan la sedimentación, entre las cuales se encuentran la reducción de la descarga por infiltración o evaporación, disminución de la pendiente, incremento de la resistencia al flujo producto de un aumento en la sección transversal, divergencia del flujo, presencia de vegetación y, por último, obstrucciones ocasionadas por grandes bloques, afloramientos rocosos, islas, detritos leñosos y estructuras artificiales tales como puentes, represas y mecanismos para el control de inundaciones.

Por lo demás, Huggett (2007) identifica cuatro tipos de depósitos fluviales: depósitos de canales; depósitos de margen de canal, los cuales corresponden a depósitos de acreción lateral producto principalmente de las migraciones de canales; depósitos de desborde, generalmente sedimentos finos provenientes de la carga en suspensión de las aguas que desbordan hacia la llanura de inundación durante episodios de crecidas; y de margen de valle, los cuales corresponden a remociones en masa que normalmente siguen el curso de los canales y ocupan parte de sus llanuras y también depósitos de taludes provenientes de los flancos del valle circundante.

Estos depósitos a su vez conforman unidades depositacionales que pueden ser de pequeña o gran escala. Un ejemplo de depósitos a pequeña escala son los bancos, encontrados generalmente al interior de curvas de meandros o en canales trenzados; mientras que los depósitos a gran escala corresponden a abanicos aluviales, deltas, llanuras de inundación (Charlton, 2008) y terrazas (Chorley *et al.* 1984 en Gutiérrez, 2008).

## **2.5. Morfologías resultantes de los procesos fluviales**

Si bien cauce, canal y lecho son conceptos generalmente empleados como sinónimos, existen algunas diferencias con respecto a su función dentro del dominio del río. El cauce, según Pedraza (1996, p. 222), se define como *“el dominio completo de terreno que cualquier corriente utiliza, ha utilizado y utilizará para evacuar el agua según unos períodos de retorno característicos o propios”*. Mientras que el canal constituye una franja dentro del cauce cuyo rol es servir de conducto habitual de las aguas, independiente del nivel del agua asociado a la estacionalidad, ya sea como canal de crecida (lo que se conoce como *bankfull*) o bien, como canal de estiaje o aguas bajas (Pedraza, 1996).

Es decir, el cauce constituye el conducto habitual de las aguas más una franja potencial, o conducto transitorio, disponible para contener crecidas excepcionales; de esta manera, el cauce comprende el canal y la zona entre el primer escarpe o terraza actual (Pedraza, 1996). No obstante, los términos cauce y canal son equivalentes y frecuentemente se usan indistintamente para aludir al conducto por el cual se desplaza el agua (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Así mismo, el concepto de lecho se define como el fondo o perímetro del cauce o canal (Tarbuck & Lutgens, 2005). En otras palabras, este alude a la parte sólida de la franja que divide la interfase sólido-líquida, por lo que es equivalente a canal, aunque este último implica también la parte líquida (Pedraza, 1996).



En el caso del concepto de lecho, a menudo se hace referencia a lecho menor y lecho mayor (Pedraza, 1996). Araya Vergara (1965) y Christofolletti (1980), realizan la distinción entre lecho mayor episódico, lecho mayor periódico y lecho menor. De acuerdo con los autores, el lecho mayor episódico comprende toda la caja fluvial ocupada por crecidas excepcionales, aunque, en ocasiones pueden llegar a ocupar todo el fondo de valle. Por su parte, el lecho mayor periódico refiere a la franja ocupada por las crecidas invernales, generalmente se asocia al mayor micro acantilado cuya función es contener este nivel de aguas normales. Finalmente, el lecho menor abarca las aguas en época de estiaje, incluyendo el canal de sequía (Figura 6).

En términos de Soto *et al.* (2022), tanto lecho mayor episódico como lecho mayor periódico corresponden a las terrazas actuales, del Holoceno, T' y T°, respectivamente, las cuales constituyen el lecho de inundación (Figura 6).

Si bien la transición entre una y otra terraza está dada por la presencia de un pequeño escarpe, este, generalmente es irregular y posee un cambio de gradiente constante (Pedraza, 1996), a diferencia del lecho menor, el cual posee márgenes bien definidos (Christofolletti, 1980). Además, dado que los límites de los ríos trenzados no están tan bien definidos como en el caso de los meandranes, en ocasiones se dificulta la distinción entre los distintos lechos.

Ante esto, Mandarino, *et al.* (2020), Nelson *et al.* (2013), Surian (1999) y Winterbottom (2000) proponen una franja activa que engloba los canales de aguas bajas (estiaje), así como también zonas desprovistas de vegetación o escasamente vegetadas, para evitar confusiones e inconsistencias al momento de realizar investigaciones que involucren el análisis de fotografías aéreas e imágenes satelitales capturadas en diferentes fechas (Winterbottom, 2000).

De esta manera, la transición entre la franja que alberga las crecidas recurrentes y los episodios excepcionales estaría determinada por la presencia o ausencia de vegetación. Debido a la recurrencia con la que ocurren las crecidas invernales que impiden la colonización de vegetación madura, la superficie propuesta equivale a lo que se define como lecho mayor periódico o T°.

El propósito de realizar esta distinción entre T° y T' es que la franja más activa desprovista de vegetación o T° constituye un elemento importante dentro de la morfología del río puesto que se ajusta rápidamente a los cambios en el régimen de este (Surian, 1999) y es un indicador importante de la posición y extensión de la zona de sedimentación actual (Macklin & Lewin, 1989).

Por otro lado, dentro del lecho, es posible hallar unidades geomorfológicas que determinan el funcionamiento de procesos hidráulicos e incluso, actúan como hábitat para diferentes especies, las cuales pueden ser tanto depositacionales como erosionales (Charlton, 2008). Entre ellas se encuentran bancos e islas.

Los bancos corresponden a formas generadas a partir de la acumulación de material sedimentario, conformado por roca, grava, arena o limo (Charlton, 2008). Por lo general,

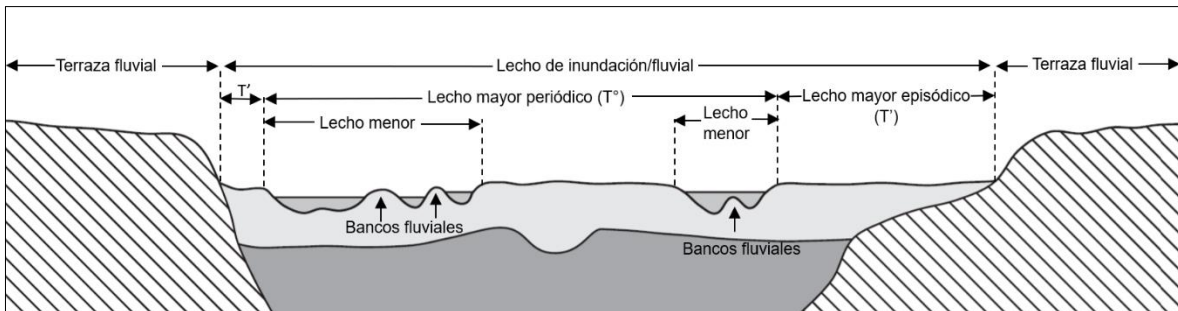
estas estructuras separan las láminas de agua al interior de un canal, emergiendo durante los períodos de aguas bajas o estiajes (Figura 6) y, debido a que son formas susceptibles de modificarse, pueden estabilizarse; o bien, desaparecer como consecuencia de crecidas o variaciones estacionales del caudal (Pedraza, 1996).

Existen distintos tipos de bancos, los cuales pueden ser clasificados según el proceso de formación predominante (Charlton, 2008), o bien, de acuerdo con su ubicación dentro del canal (Pedraza, 1996). Dentro de esta última, el autor los agrupa en dos categorías; a saber, bancos centrales, incluyendo longitudinales, transversales y diagonales, y bancos marginales o laterales.

Las islas, a diferencia de los bancos, son formas estables y de carácter permanente, frecuentemente bien vegetadas (Charlton, 2008) que permanecen emergidas durante las crecidas estacionales o nivel de *bankfull* (Brice, 1964). Por lo general, son terrenos que se asemejan en elevación a la llanura, por lo que podrían ser inundadas por crecidas de baja frecuencia (Pedraza, 1996).

Su origen se debe tanto a procesos de erosión como de depositación. Así, en primer lugar, las islas pueden ser cortadas directamente en la llanura de inundación existente mediante procesos de avulsión (Huggett, 2007; Nanson & Knighton, 1996) o bien, pueden formarse dentro del canal a partir de bancos sucesivamente colonizados y estabilizados por la vegetación; dando origen a islas que incluso, podrían formar parte de la llanura de inundación a medida que el río migra lateralmente (Brice, 1964).

Figura 6: Tipos de lechos.



Fuente: Modificado de Butzer (1976) en Huggett (2007), elaborado en base a Araya Vergara (1965) y Christofolletti (1980).

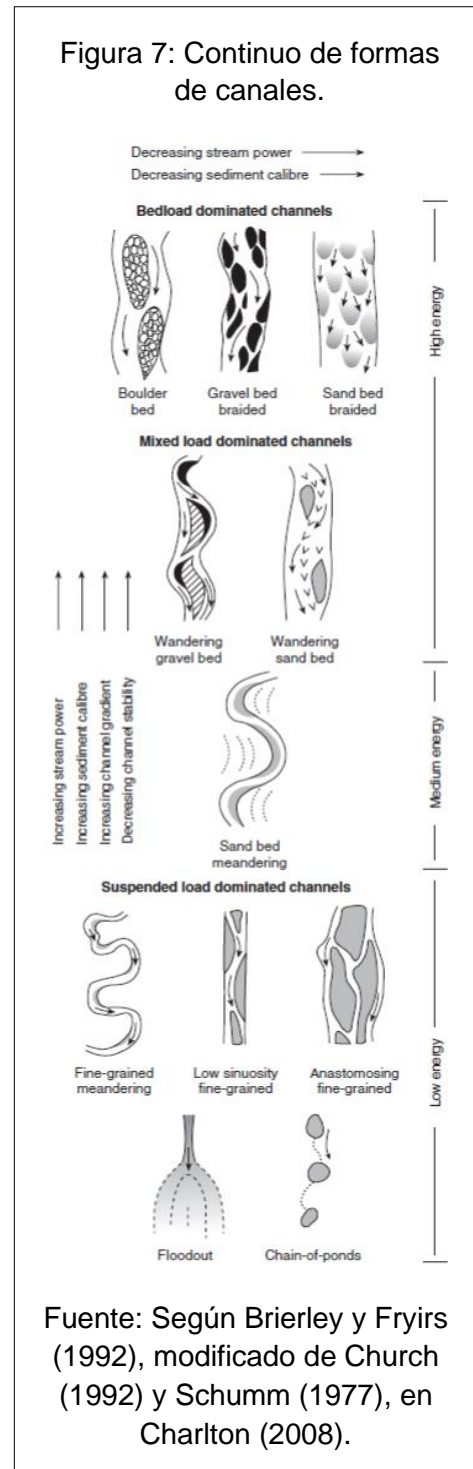
## 2.6. Formas de canales aluviales

El material en el que se forman los canales se conoce como sustrato. Este puede originar canales rocosos, formados en roca; y canales aluviales, formados en depósitos dejados previamente por el río, los cuales se componen de partículas inconsolidadas, tales como bloques, gravas, arenas, limos y arcillas (Charlton, 2008). Así, es posible encontrar una amplia variedad de morfologías, las cuales dependen, tanto directa como indirectamente, del régimen de flujo y sedimentos, las características del valle, el sustrato y la vegetación (Charlton, 2008). Sumado a estos factores, Lane (1957 en Brice, 1964) menciona también la intervención humana.

En conjunto, estos factores determinan la morfología del canal en cuanto a profundidad, ancho, velocidad de flujo, descarga, rugosidad de los materiales, carga de sedimentos y tamaño de sedimentos (Leopold *et al.*, 1964 en Rosgen, 1994). De esta manera, se establecen las condiciones y umbrales ante los cuales se desarrollan los distintos tipos de canales o bien, ocurre la transición de una forma a otra, como se muestra en la Figura 7, en la que se observan distintas morfologías de acuerdo con el tamaño de sedimentos, la energía de la corriente, el transporte de sedimentos, la pendiente y el grado de estabilidad.

Estos factores, al formar parte del sistema natural son continuos e interactúan entre sí, por consiguiente, es de esperar que las distintas formas que puede adoptar un canal también sean parte de un continuo, por lo tanto, es posible encontrar una amplia gama de patrones (Leopold & Wolman, 1957; Ward *et al.*, 2002). Además, de acuerdo con Rosgen (1994) una alteración en uno de estos factores repercute en el comportamiento de otros, los cuales se acomodan a la situación actual mediante ajustes que conllevan a un cambio en la morfología del canal.

Debido a la naturaleza del sustrato, los canales aluviales responden a dichos cambios ajustando su geometría hidráulica y, por consiguiente, su patrón (Nanson & Knighton, 1996). Este último se define como la vista en planta de un tramo de determinado río, como si fuese visto desde un avión (Leopold & Wolman, 1957). En este sentido, es una configuración bidimensional (Makaske, 2001).



Los distintos tipos de patrones o morfologías encontrados en la literatura corresponden a rectilíneo, sinuoso, meandrante, trenzado o *braided*, *anabranching* y anastomosado (Charlton, 2008). De los cuales, pueden hallarse más de uno a lo largo de un mismo río. De hecho, es poco probable encontrar un río con un patrón determinado en toda su extensión; al contrario, generalmente se adecúan a las distintas condiciones ambientales con las que se van encontrando en su trayecto (Brice, 1982). Inclusive, siguiendo con la idea de este continuo, no se restringen a categorías bien definidas como las ya mencionadas, sino que, usualmente existen transiciones más bien graduales de un tipo a otro, generando un rango ininterrumpido de formas (Leopold & Wolman, 1957; Charlton, 2008) y lo normal es que se presenten formas intermedias y características asociadas a más de un tipo, aunque no significa que no pueda haber ciertos tramos en los que predomine un patrón claramente definido (Charlton, 2008).

Dicho esto, Leopold & Wolman (1957) afirman que en un canal identificado como trenzado, sus canales individuales pueden tener, al mismo tiempo, características meandranteras. Este es un claro ejemplo de que la morfología de un río es un asunto complejo y las clasificaciones tienden a simplificar los diferentes patrones. Sin embargo, a su vez, estas proporcionan información sobre las propiedades físicas de un río y su comportamiento, pudiendo revelar la dinámica actual del sistema fluvial (Schumm, 1985 en Nanson & knighton, 1996). Es decir, posibilita establecer una relación entre carga sedimentaria y régimen de descarga para determinado tipo de canal, elaborar un marco de referencia a partir de la recolección de información de un tramo específico que pueda ser aplicado a otro de similares características, e incluso, organizar los tipos de canales y su posible evolución de un estado a otro (Rosgen, 1994).

En síntesis, las definiciones de los tipos de ríos debe fundamentarse, en primer lugar, en un número limitado de características visuales asociadas a los patrones del canal y la geomorfología de la llanura de inundación, permitiendo un reconocimiento rápido mediante fotografías aéreas o trabajo de campo; y, en segundo lugar, debe posibilitar la distinción de un grupo de ríos con una génesis similar y características hidráulicas y sedimentológicas semejantes (Makaske, 2001). A continuación, se definen únicamente los patrones o tipos de ríos presentes en el área de estudio.

#### **a) Canales rectilíneos:**

Según lo planteado por Leopold & Wolman (1957), los canales naturalmente rectilíneos son muy inusuales; en efecto, pueden hallarse en pequeños tramos, sin embargo, es poco frecuente encontrar tramos rectos que excedan una distancia diez veces mayor al ancho del canal. Ahora bien, generalmente se encuentran sujetos a controles estructurales, en el caso de valles muy confinados, o bien, corresponden a canales artificiales (Huggett, 2007).

Por lo general, el criterio utilizado para distinguir canales rectilíneos y sinuosos es el índice de sinuosidad, el cual se calcula dividiendo el largo del canal por el largo del valle, así, una sinuosidad menor a 1,1 corresponde a un canal rectilíneo, entre 1,1 y 1,5 se considera sinuoso y mayor a 1,5 se habla de una canal meandrante; no obstante, esta clasificación es considerada arbitraria al no contemplar las características físicas del río

(Charlton, 2008). Es más, a pesar de las paredes rectilíneas de un canal, al interior de estas, el flujo tiende a seguir un patrón sinuoso (Leopold & Wolman, 1957), serpenteando de lado a lado e incluso mostrando secciones más y menos profundas adquiriendo cierta similitud a un canal trenzado (Huggett, 2007).

#### **b) Canales trenzados:**

Tal como su nombre lo sugiere, una de las características más singulares de los canales trenzados es su forma vista desde el aire, dado que esta tipología está compuesta por canales aluviales que se unen y dividen alrededor de bancos e islas, otorgándole su característico aspecto entrelazado (Lane, 1957 en Brice, 1964). De acuerdo con Charlton (2008), este aspecto es generado por patrones de flujo complejos, determinados por zonas diferenciadas de erosión y depositación que, como consecuencia, hacen que el flujo diverja y converja en una serie de sub-canales.

Al igual que en los tipos de ríos mencionados anteriormente, un patrón trenzado se desarrolla bajo ciertas condiciones que facilitan la formación de bancos. Entre ellas se encuentran una descarga variable (Charlton, 2008; Gutiérrez, 2008); un gran suministro de sedimentos provenientes desde laderas, tributarios o glaciares que a su vez propicien una granulometría favorable para una abundante carga de fondo (Huggett, 2007); márgenes fácilmente erosionables (Charlton, 2008; Huggett, 2007); y, por último, una pendiente acusada que garantice una alta energía, sin embargo, esta característica no es imperativa para todos los ríos trenzados (Charlton, 2008).

La formación de bancos se sustenta en los procesos elementales de depositación y erosión (Charlton, 2008). Con el fin de responder a la interrogante sobre cómo se desarrollan los patrones trenzados, estos procesos han sido abordadas por Leopold & Wolman (1957) y Ashmore (1991a).

Por un lado, Leopold & Wolman (1957) establecen que, debido a condiciones locales de un tramo determinado, parte de la carga de fondo no puede ser transportada, acumulándose al centro del canal y formando un banco central incipiente. La mayoría de las partículas finas se mueven por encima, pero una parte es atrapada entre la fracción más gruesa y, debido a que la velocidad sobre el banco se mantiene estable, este comienza a crecer a causa de la adición sucesiva de material en su extremo aguas abajo y alrededor de sus márgenes, generando a su vez, el retroceso de las paredes del canal.

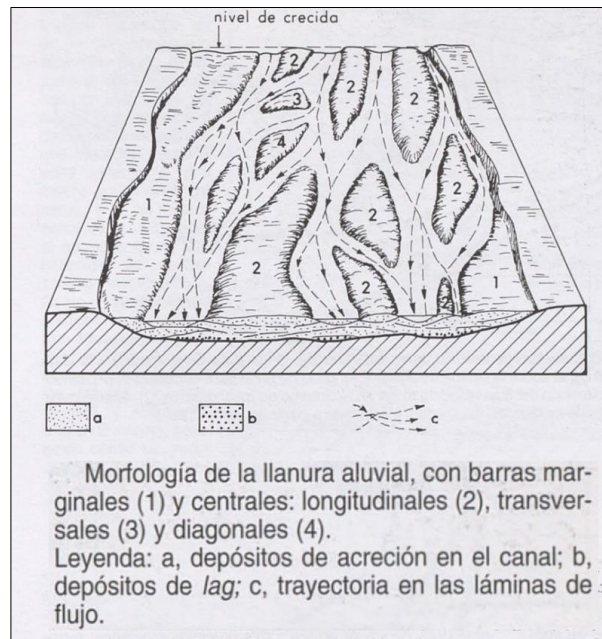
Por otro lado, Ashmore (1991a), explica que, además de la formación de un banco central, existen otros tres mecanismos, los cuales dependen de las características de flujo, sedimentos, la geometría del conducto y la simetría de las formas del lecho. El primero de ellos se origina mediante procesos de *chute cut-off* a partir de *point bars*, características de canales sinuosos; mientras que los otros dos comprenden la disección, a través de la divergencia del flujo, de bancos transversales y de múltiples bancos.

De acuerdo con Leopold & Wolman (1957), la formación de bancos centrales y, por consiguiente, de un canal trenzado, está supeditada a una mayor pendiente, una descarga variable y un canal amplio, lo que lo diferencia de un tramo rectilíneo. No obstante, los

experimentos desarrollados por Ashmore (1991b) demuestran que la formación de bancos puede ocurrir en descargas constantes y a partir de canales relativamente estrechos en los que predomina la disección de *point bars*, por ejemplo. Esto ilustra la complejidad de establecer esquemas de clasificación acotados.

Además, debido al origen diverso de los bancos en canales trenzados, como se aprecia en la Figura 8, presentan distintos tipos de bancos, tanto centrales como laterales.

Figura 8: Tipos de bancos en canales trenzados.



Fuente: Pedraza (1996).

Es claro que los ríos trenzados son muy dinámicos y están sujetos a ajustes en cortos períodos de tiempo, acaecidos principalmente a partir del aumento en la descarga que facilitan la formación de nuevos canales o la recuperación de canales abandonados, generando, al mismo tiempo, la migración del río (Charlton, 2008). Tal como sugiere Huggett (2007) la ocurrencia de descargas altamente variables contribuye a la generación de fases de degradación y agradación del canal, lo que dificulta la estabilización del río mediante la proliferación de la vegetación.

Es importante considerar que, si bien esta tipología de río es frecuentemente asociada con procesos de acreción, el proceso de trenzado en sí no es consecuencia de esta. Es decir, la agradación puede ocurrir sin que haya un trenzado como resultado, aun cuando la carga excede la capacidad de transporte, ya que para que ocurra el segundo, debe existir de por medio un proceso selectivo (Leopold & Wolman, 1957).

Por otro lado, autores como Leopold & Wolman (1957) utilizan indistintamente los términos *braided* y anastomosado, definiendo, en términos generales, un río *braided* o trenzado como aquel que fluye en dos o más canales anastomosados, en torno a islas

aluviales. Es decir, como bien clarifica Pedraza (1996), el término *braided* supone el carácter, y anastomosado, la cualidad. Sin embargo, Nanson & Knighton (1996) señalan que ambos conceptos se utilizan para describir distintas morfologías.

De acuerdo con este último autor, los ríos anastomosados son un subtipo de los anabranching. Estos, se generan en ambientes de muy baja energía asociada a una escasa pendiente y presentan mayoritariamente una carga en suspensión con sedimentos cohesivos que, a su vez, originan márgenes muy estables (Charlton, 2008). Esto último, junto con la presencia de vegetación y la baja energía, suscita una escasa movilidad lateral (Kleinhans *et al.*, 2012). Por lo tanto, estos ríos son considerados un sistema estable, en los que predomina la acreción vertical, en la forma de material depositado sobre sus márgenes, dando paso a la formación de diques naturales (Charlton, 2008; Schumm 1968 en Makaske, 2001).

Esta configuración en una red de canales angostos, profundos y sin obstrucciones es un mecanismo que se encarga de reducir la resistencia al flujo y mejorar o mantener la circulación del agua y sedimentos, sin embargo, para que esto ocurra, el material de sus márgenes debe ser resistente (Nanson & Knighton, 1996), de lo contrario la inestabilidad genera el ensanchamiento del canal (Charlton, 2008). Así mismo, Makaske (2001) afirma que los canales trenzados o *braided*, al igual que los meandranes y rectilíneos son el resultado de procesos llevados a cabo dentro del canal, como por ejemplo acreción lateral o formación de bancos, contrario a los ríos anastomosados, en los cuales los procesos de formación ocurren fuera del canal, es decir, a partir de la desviación del flujo que lleva a cabo la formación de nuevos canales en la llanura (avulsión) y formación de diques naturales o *levees*.

Por su parte, Brice (1982), señala que los ríos ramificados o *anabranching*, se caracterizan por una predominancia de islas en lugar de bancos, en cambio, en ríos trenzados predominan los segundos.

Sin embargo, para efectos de esta investigación ambos términos (trenzado y anastomosado) se consideran conceptos homólogos, puesto que lo esencial es que, por definición, consisten en un curso de agua conformado por una red de canales interconectados (Tarbuck & Lutgens, 2005) y, en suma, sus características bidimensionales son similares.

## **2.7. Planicies aluviales y terrazas fluviales**

### **2.7.1. Planicies aluviales**

A través de los años, sólo una pequeña porción del material producido dentro de una cuenca que logra llegar a la red fluvial es transportada a lo largo de un río, mientras que la mayor parte es almacenada en antiguos depósitos aluviales o bien en planicies o llanuras aluviales contemporáneas (Nanson & Croke, 1992).

El término llanura aluvial, se refiere a las "*planicies sedimentarias fluviales sin implicar, en principio, ninguna edad ni posición*" (Pedraza, 1996, p. 223). De acuerdo con el autor, constituye un concepto morfosedimentario, por lo que el término "contemporáneo"

hace alusión a lo actual o funcional, según si existe desplazamiento de los materiales, así, tanto una terraza como un abanico aluvial son considerados planicies aluviales que actualmente se encuentran abandonadas o colgadas (Pedraza, 1996; Christofolletti, 1980) y que se formaron bajo regímenes de flujo anteriores (Nanson & Croke, 1992).

En definitiva, Nanson & Croke (1992) definen una planicie de inundación como una forma de relieve aluvial adyacente a un canal, separada de este por sus márgenes y construida a partir de sedimentos transportados por el régimen de flujo actual; vale decir, es contemporánea a las actuales condiciones hidroclimáticas. Su principal característica es que suele inundarse con frecuencia (Gutiérrez, 2008), durante caudales extraordinarios, puesto que equivale a las terrazas actuales Holocénicas, formando parte del dominio del cauce (Pedraza, 1996).

Su formación no es azarosa, sino que está supeditada a ciertas condiciones que la facilitan. Según Jain *et al.* (2008), el punto de inicio de una planicie de inundación está determinado por la transición de un valle confinado a uno parcialmente confinado, es decir, dónde la tasa de incisión es excedida por la tasa de erosión de las paredes del valle y en donde comienza a haber suficiente espacio para la sedimentación; aunque en este tipo de valles se generan pequeñas llanuras discontinuas, al pasar luego a un valle no confinado comienzan a establecerse llanuras continuas a lo largo de ambos lados del canal. Además, en este punto, asociada a un descenso de la energía, se produce una disminución en la capacidad de transporte permitiendo la depositación del material disponible.

Por lo demás, “*el desarrollo de llanuras de inundación es independiente del sistema de canales*” (Bridge, 2003 en Gutiérrez, 2008, p. 304). Es decir, pueden ser construidas por ríos de cualquier tipo o tamaño (Wolman & Leopold, 1957), a diferencia de lo que generalmente se pensaba en relación con la predominancia de la acreción lateral y la formación de *point bars* como principal proceso involucrado en el desarrollo de planicies de inundación (Jackson, 1978; Lewin, 1983; Brakenridge, 1987; en Nanson & Croke, 1992). Por consiguiente, es de esperar que la gran mayoría de los ríos se encuentren rodeados por esta área moderadamente plana, con excepción de ríos montañosos (Huggett, 2007).

Entonces, teniendo en cuenta lo anterior, las planicies de inundación son formadas mediante una serie de procesos que involucran depositación, retrabajo y erosión, llevados a cabo por un río (Charlton, 2008). Considerando que la depositación es el predominante, de acuerdo con Nanson & Croke (1992), es posible hallar seis diferentes mecanismos comprometidos en la formación de planicies de inundación, de los cuales los principales y más frecuentes corresponden a la acreción lateral a partir de barras de meandro (*Lateral point-bar accretion*), acreción vertical a partir de depósitos de desborde (*Overbank vertical accretion*) y acreción en canal trenzado (*Braid-channel accretion*).

Este último se genera cuando bancos de canales trenzados previamente abandonados pasan a formar parte de la planicie de inundación (Charlton, 2008) o de la terraza T'. Según Nanson & Croke (1992), esto puede ocurrir a partir de tres escenarios diferentes:



- 1) Mediante la migración de un canal hacia otra parte del valle, abandonando y permitiendo la estabilización de esa área anteriormente activa.
- 2) Luego de un episodio de agradación local seguido de una posterior incisión.
- 3) Como consecuencia de una gran inundación que origina bancos elevados estables, quedando estos fuera del alcance de inundaciones más frecuentes.

No obstante, la formación de una planicie no involucra tipos de acreción por sí solos, sino que está supeditada al equilibrio existente entre, por un lado, la potencia específica de la corriente, es decir, la capacidad de transporte por unidad de área, determinada por la pendiente, régimen de flujo y grado de confinamiento del valle; y por el otro, la resistencia de los materiales a la erosión (Charlton, 2008). Ambas partes, en conclusión, juegan un rol importante en el tipo de acreción que va a predominar en la formación de una planicie aluvial.

Finalmente, los procesos depositacionales que dan origen a las planicies de inundación generan, al mismo tiempo, distintas unidades morfológicas. Entre ellas, es posible encontrar canales abandonados que actúan como coadyuvantes ante episodios de crecidas; y también se hallan los paleocanales (*palaeochannels*), cuya forma está asociada al patrón del canal en el momento en que estuvo activo y pueden contribuir a la construcción de la planicie a medida que son rellenados por sedimentos, aunque, esto depende de su antigüedad, geometría y posición relativa a eventos de inundación (Charlton, 2008).

### **2.7.2. Terrazas fluviales**

Una terraza, en términos simples, se define como “*una llanura de inundación abandonada*” (Leopold et al., 1964 en Gutiérrez, 2008, p. 320). Su origen se debe a la incisión del río en la antigua planicie de inundación, generando un escarpe que separa la superficie de la planicie aluvial original de la planicie actual emplazada debajo de este (Figura 9a) (Charlton, 2008). Además de encontrarse a una mayor altura que la planicie o terrazas actuales, la principal característica de una terraza fluvial es que su superficie ya no tiene una relación normal con el canal, es decir, debido a la incisión, esta antigua planicie de inundación ya no experimenta los efectos de las inundaciones anuales (Wolman & Leopold, 1957).

Si bien, existen terrazas formadas a partir de la erosión del substrato rocoso, conocidas como terrazas erosivas o rocosas (*bedrock or strath terraces*) (Gutiérrez, 2008), frecuentemente, y en el caso particular del área de estudio, una terraza es asociada a la erosión de los depósitos dejados por una planicie de inundación primitiva, por lo que se denominan terrazas aluviales (Christofolletti, 1980).

Pedraza (1996) establece que existen distintos tipos de terrazas, cuya formación obedece tanto a los ritmos climáticos, asociados a los avances y retrocesos de los hielos entre dos máximos consecutivos; como también a la dinámica diferencial que ocurre según el gradiente predominante en cada tramo del río, ya sea inferior, intermedio o superior.

En primer lugar, en el curso bajo o inferior, debido a la baja energía presente, predomina la sedimentación (*fill*), y el desarrollo de terrazas está regulado por el nivel de

base, generando terrazas eustáticas. En segundo lugar, en el curso medio o intermedio, al ser un nivel de transición, existen procesos de excavación, transporte y sedimentación, generando fases alternadas de sobreexcavación y relleno (*cut and fill*), reguladas por las precipitaciones, aunque, pueden hallarse influencias del nivel de base, generando tanto terrazas climáticas como mixtas eustático-climáticas. Y, en tercer lugar, en el curso alto o superior, predomina una sobreexcavación (*cut*) permanente a causa del exceso de energía, formando terrazas erosivas (Pedraza, 1996).

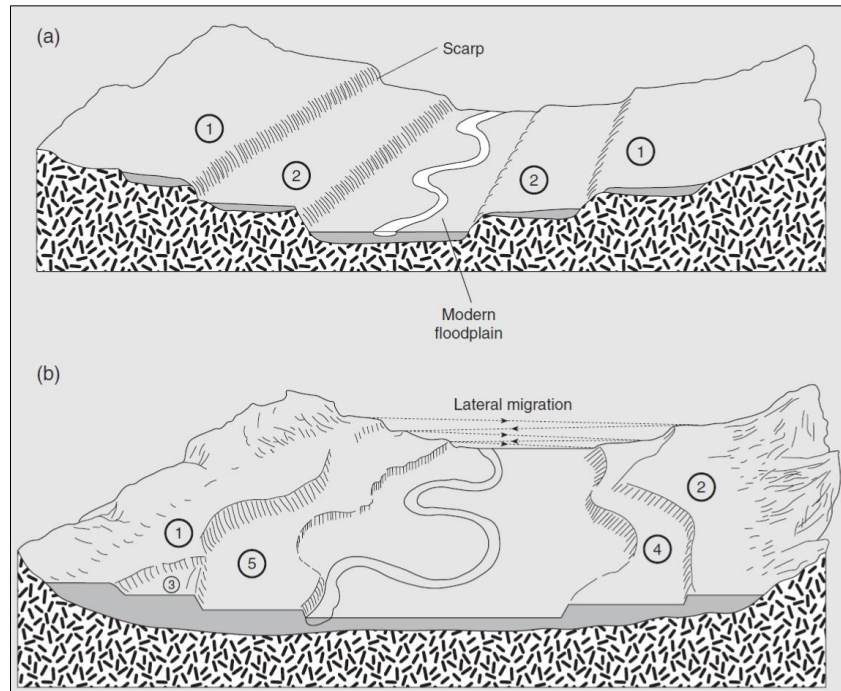
En resumen, entre las principales causas de la formación de terrazas se encuentran, en primer lugar, un descenso en el nivel de base, local o regional, producto de alzamientos tectónicos o isostáticos, o bien, un descenso del nivel del mar; en segundo lugar, la incisión puede generarse a partir de un incremento de la energía de la corriente o la disminución de la carga de sedimentos (Charlton, 2008). No obstante, como es posible observar, estas variaciones, afectan de manera diferenciada al perfil longitudinal del río, asociado con las distintas dinámicas presentes en cada sector. Además, es importante tener en cuenta factores como la tectónica, que genera cambios locales en la distribución energética, pudiendo desplazar aguas abajo el dominio del curso alto; y factores antrópicos que producen ajustes en el nivel de base o alteran los ritmos climáticos (Pedraza, 1996).

Wolman & Leopold (1957) enfatizan que, de no producirse cambios naturales o antrópicos sobre las condiciones estructurales, climáticas o fisiográficas que afecten el régimen de un río, no es posible la formación de terrazas. Por lo tanto, debido a esta amplia gama de factores que influyen en su formación, estas frecuentemente se asocian a procesos complejos que involucran varias fases de acumulación, excavación y erosión lateral, formando una secuencia de terrazas a modo de escalones (Huggett, 2007) que reflejan los diferentes cambios en la descarga y suministro de sedimentos que ha experimentado el río a lo largo del tiempo (Harden, 2004 en Gutiérrez, 2008).

Asimismo, los procesos de agradación y degradación juegan un importante rol en la formación de terrazas aluviales. De acuerdo con Strahler & Strahler (1989), cambios en el clima y las características superficiales de la cuenca conllevan a reajustes en el cauce, tal como ocurre durante los procesos de glaciación, así, un exceso de carga producto del avance glaciario, genera procesos de agradación. Ahora bien, al reducirse la carga de fondo como resultado del retroceso de los glaciares y el aumento de la cobertura vegetal, la corriente dispone de una buena cantidad de agua, pero escasa carga de sedimentos, generando la incisión del río, es decir, su degradación y con ello, la formación de terrazas.

Cuando la incisión es más rápida que la migración lateral, se originan terrazas apareadas (*paired terraces*), las cuales se encuentran a ambos lados del valle y a la misma altura (Figura 9a); de lo contrario, si la tasa de migración lateral excede a la incisión, se generan terrazas no apareadas (*unpaired terraces*) (Charlton, 2008; Gutiérrez, 2008; Huggett, 2007; Pedraza, 1996), tal como se aprecia en la Figura 9b, en la cual las flechas indican la migración del río a través de la llanura.

Figura 9: Terrazas fluviales.



(a) Terrazas apareadas. (b) Terrazas no apareadas. Numeración de las terrazas de acuerdo con el orden en que fueron formadas.

Fuente: Modificado de Huggett (2003) en Charlton (2008).

## 2.8. Cambios y factores desencadenantes

Considerando la gran cantidad de procesos que interactúan dentro del sistema fluvial, Charlton (2008) plantea que la escala espacial es fundamental en el estudio de la geomorfología fluvial. Así, según la autora, a gran escala se consideran los procesos relacionados con la cuenca, seguida de una escala intermedia a nivel de canal, la cual puede considerar un tramo con un determinado patrón, y luego, pueden hallarse escalas más pequeñas que consideran, por ejemplo, una curva de meandro, un banco y su estructura sedimentaria. Sin embargo, al considerar escalas pequeñas, estas no deben aislarse del resto del sistema; así, un tramo de un río debe ser contextualizado en relación con los procesos históricos de la cuenca (Charlton, 2008).

De acuerdo con Piégay (2016), el sistema fluvial cambia a lo largo del tiempo geológico, como resultado de los procesos de erosión, transporte y depositación que, a su vez, responden a los cambios en el clima, tectónica, nivel de base y actividad humana. A nivel de cuenca, estos factores constituyen variables externas encargadas de controlar el régimen de sedimentos y sus fluctuaciones en volumen y tamaño, así como también el régimen de flujo (Charlton, 2008). Sin embargo, al considerar un tramo de un río, estas

últimas pasan a ser variables independientes o externas, puesto que determinan la morfología del canal; incluyendo geometría, forma y perfil longitudinal, las que, a su vez constituyen variables dependientes o internas (Gutiérrez, 2008).

En consecuencia, los procesos elementales de erosión, transporte y depositación a mediana escala, están supeditados tanto a los cambios externos a la cuenca, como también a cualquier perturbación ocurrida aguas arriba del tramo, que altere la disponibilidad de agua y sedimentos, responsables de los continuos ajustes de canales. Por ello, según Charlton (2008), a escala de canal, la disponibilidad de agua y sedimentos son consideradas variables que impulsan o promueven los cambios que ocurren en los ríos (*driving variables*); no obstante, estos ajustes pueden ser restringidos o facilitados por las condiciones del entorno (*boundary conditions*).

### **2.8.1. Variables que impulsan cambios**

Como se detalló anteriormente, la disponibilidad de agua es determinada en respuesta a los inputs de precipitación que definen el régimen de flujo de un río, sujeto a variaciones estacionales, duración de caudales bajos e inundaciones, las cuales cumplen un rol importante en los ajustes morfológicos del canal (Charlton, 2008).

El régimen de flujo, en su rol de transporte, está estrechamente relacionado con la transferencia de sedimentos hacia los canales, involucrando la entrada de sedimentos desde las laderas y su posterior transporte valle abajo (Macklin & Lewin, 1989). Al ingresar a un determinado tramo, parte de la carga sedimentaria es almacenada al interior del canal y en la llanura de inundación, sin embargo, el resto es transportada a lo largo de este y a su vez puede ser usada para re TRABAJAR y liberar sedimentos previamente almacenados (Charlton, 2008).

Si la potencia es suficiente para transportar la carga sedimentaria, ambas están en balance, por lo tanto, no hay predominancia de erosión ni depositación (Charlton, 2008). Sin embargo, cambios en el clima y características superficiales de la cuenca modifican la descarga y la carga de sedimentos (Strahler & Strahler, 1989). Así, si se produce un aumento del volumen de la carga sedimentaria en relación con la potencia disponible para transportarla, el exceso es depositado generándose agradación, caso contrario, si la potencia excede lo que debe transportar, el exceso de energía es usado para erosionar y se genera degradación (Charlton, 2008). Cabe destacar que los procesos de agradación y degradación pueden afectar a canales, llanuras o ambos a la vez (Huggett, 2007).

Este desbalance entre la disponibilidad de agua y sedimentos puede ser de origen natural, como por ejemplo la ocurrencia de remociones en masa o variaciones estacionales de los caudales; sin embargo, actividades humanas como el cambio de uso de suelo, urbanización, construcción de represas o extracción de áridos, han modificado la cantidad de sedimentos que existe dentro de una cuenca, su transferencia y almacenamiento, afectando la forma del canal y su comportamiento (Charlton, 2008). A esto se suma el cambio climático, que durante el transcurso del siglo XX y XXI ha generado la modificación del régimen, frecuencia y magnitud de las inundaciones (Knox, 1993; Feng *et al.*, 2011; en Kiss & Blanka, 2012).

## 2.8.2. Condiciones del entorno que facilitan o restringen cambios

Así como existen factores que desencadenan cambios en el sistema fluvial, existen variables que se encargan de facilitar o restringir dichos cambios. Charlton (2008) plantea que dichas variables dependen de las condiciones locales que constituyen el entorno sobre el cual se desenvuelve un río y determinan su capacidad de cambio o grado de libertad. Estas condiciones están dadas por las características del valle, es decir, su grado de confinamiento y pendiente; el sustrato y la disponibilidad de vegetación, los cuales son detallados a continuación.

Las características del valle establecen el grado de libertad que posee un río, su relación con aportes sedimentarios provenientes de las laderas y su capacidad para formar una llanura de inundación. Así, un valle confinado, generalmente asociado a zonas montañosas, permite la entrada directa de materiales desde las laderas, sin embargo, sus paredes restringen los ajustes del canal; por su parte un valle parcialmente confinado, permite el desarrollo de pequeñas llanuras discontinuas y migración lateral; mientras que, en valles no confinados, asociados a tramos bajos, sus laderas no tienen influencia sobre el río (Charlton, 2008), permitiendo la formación de llanuras extensas que bordean el canal (Jain *et al.*, 2008).

Por otro lado, la pendiente del valle, determinada por la tectónica, geología, y los procesos históricos de erosión y sedimentación, define la energía potencial disponible en un tramo, generando diferentes tipos de canales y morfologías de llanuras, asociados a ambientes de alta, media y baja energía, ante los cuales, el canal se adecúa para, por ejemplo, incrementar su velocidad de flujo (Charlton, 2008). Así, en valles de mayor gradiente y alta energía es posible hallar canales trenzados, vinculados a una menor estabilidad, mientras que a menor pendiente y, por lo tanto, mayor estabilidad, se encuentran canales rectilíneos (Gutiérrez, 2008).

El sustrato determina la resistencia de un canal ante la fuerza erosiva del agua (Charlton, 2008). Según Brice (1964), uno de los factores más importantes en la morfología de un canal es la erodabilidad de sus márgenes, la cual está determinada por el tamaño de las partículas y la presencia de vegetación. Así, canales compuestos por materiales finos, tales como limo y arcilla, son más estables, ya que sus partículas son difíciles de poner en movimiento debido a la fuerza de cohesión que las mantiene juntas (Charlton, 2008). A partir de esto, Gutiérrez (2008) afirma que la estabilidad de los canales aumenta a medida que existe una mayor proporción de sedimentos finos o bien, disminuye la relación carga de fondo/carga total, generando frecuentemente canales rectilíneos con márgenes estables.

Sin embargo, en el caso de materiales no cohesivos, como arenas y gravas, sus partículas son fácilmente removidas, facilitando su ajuste y generando secciones transversales amplias y poco profundas (Charlton, 2008), por lo tanto, su resistencia a la erosión incrementa a medida que aumenta el tamaño de las partículas (Brice, 1981). Por su parte, en un sustrato rocoso, cualquier ajuste está supeditado a controles geológicos (Charlton, 2008).

Por otro lado, la vegetación ripariana juega un rol importante otorgando estabilidad y controlando la forma del canal de diversas maneras (Charlton, 2008). En primer lugar, existe un incremento de la resistencia al flujo mediante la colonización de la vegetación en riberas, lechos y llanuras (Charlton, 2008; Hickin, 1984), así como también mediante la presencia de detritos leñosos que ingresan al canal (Charlton, 2008). Estos elementos incrementan el coeficiente de rugosidad (Thorne, 1990 en Block, 2014; Brice, 1981), generando un descenso de la velocidad de flujo (Brice, 1981) favoreciendo, a su vez, la depositación de sedimentos (Thorne, 1990 en Block, 2014).

En segundo lugar, la vegetación provee un tejido de raíces que incrementa la resistencia a la erosión (Brice, 1981) y fortalece las paredes del canal debido a sus propiedades para aglutinar el material (Hickin, 1984). De acuerdo con el trabajo realizado por Smith (1976), la tasa de erosión en márgenes vegetadas es considerablemente menor a la tasa de erosión en márgenes sin vegetación. En otras palabras, márgenes cuya estructura se encuentra fortificada por raíces, ofrecen mayor resistencia a la erosión lateral que márgenes sin vegetación expuestas a las mismas fuerzas erosivas (Hickin, 1984).

De esta manera, la resistencia ejercida por la presencia de vegetación también va a determinar el tipo de canal. Brice (1964) mediante el ejemplo del río Calamus, sugiere que a lo largo del río existen zonas de mayor o menor erosionabilidad determinada por la presencia de vegetación, así, tramos donde la resistencia a la erosión es moderada, se desarrolla un patrón meandrante y moderadamente angosto; al aumentar la vegetación y con ella la resistencia a la erosión, tiende a desarrollarse un canal rectilíneo y angosto; de lo contrario, si la cobertura vegetal es escasa, disminuye la resistencia a la erosión, entonces, el río desarrolla un canal ancho, poco profundo y con un patrón trezado.

En tercer lugar, si bien no necesariamente es precursora para la acumulación de sedimentos y posterior formación de bancos, una vez formado este, la vegetación actúa como una red para atrapar sedimentos finos, ocasionando la evolución de su relieve y alterando la textura de la capa superficial del banco, importante para promover una vegetación bien establecida, siendo ambos procesos recíprocos (Hickin, 1984; Leopold & Wolman, 1957). Esto es esencial en la formación de islas y su estabilización, generando un sistema relativamente estable frente a perturbaciones tales como inundaciones (Brice, 1964; Winterbottom, 2000). En cambio, la predominancia de bancos sin vegetación, sugieren actividad latente producto de frecuentes inundaciones, depositación y retrabajo (Wishart *et al.*, 2008).

Por último, la incorporación de detritos leñosos al canal puede generar obstáculos que, por medio de su formación o su destrucción, propician procesos de avulsión (Hickin, 1984).

Es decir, la ausencia o remoción de la vegetación puede conllevar a la inestabilidad del canal y alterar su forma (Charlton, 2008), debido a orillas inestables y taludes verticales (Vizcaíno *et al.*, 2003). En este sentido, si las paredes no están estabilizadas, el canal de un río está sujeto a ajustes constantes, cuya magnitud depende del material predominante (Leopold & Wolman, 1957).

Además, es importante considerar que la pérdida de vegetación no solo produce efectos a nivel morfológico, sino que también puede generar la pérdida de hábitats, entre otros impactos ecológicos (Kondolf, 1994).

### **2.8.3. Inundaciones y su efectividad geomorfológica**

Las inundaciones o crecidas fluviales corresponden a episodios, periódicos o excepcionales, de caudales anormalmente altos ocurridos en un tramo de un río, cuya importancia geomorfológica se manifiesta en los posibles ajustes que generan a su paso sobre la morfología de los canales o disposición de sus unidades geomorfológicas (Pedraza, 1996).

Al incrementarse la velocidad de la corriente durante una crecida, se produce un aumento de la capacidad para transportar carga de fondo, por consiguiente, es de esperar que durante el transcurso de estos fenómenos se produzcan muchos cambios dentro del cauce e incluso, procesos de migración lateral (Strahler & Strahler, 1989). Esto, sumado a la necesidad de contener mayores caudales durante un corto tiempo, genera la modificación de las características hidráulicas del conducto, aumentando sus dimensiones; aunque también es posible la ocupación de zonas fuera del cauce (Pedraza, 1996).

Estos cambios pueden presentarse a diferentes escalas dentro de un río. Es decir, pueden producirse dentro del cauce producto del cambio en intensidad y distribución de los procesos de erosión, transporte y sedimentación o bien, pueden generar cambios en el patrón del canal, cortas de meandro, avulsiones, formación de unidades geomorfológicas e incluso procesos gravitacionales en márgenes como consecuencia de la erosión (Pedraza, 1996).

La efectividad geomorfológica de las crecidas está dada por la relación magnitud-frecuencia. Huggett (2007) sugiere que grandes crecidas tienen efectos más duraderos sobre las formas. Sin embargo, es necesario considerar la naturaleza excepcional de estos fenómenos de gran magnitud, puesto que, si bien pueden llevar a cabo un mayor trabajo, los episodios de moderada magnitud y alta frecuencia tienen una mayor efectividad geomorfológica debido a un efecto acumulativo (Charlton, 2008). Según Wishart *et al.* (2008), inundaciones de alta frecuencia y una magnitud capaz de retrabajar bancos y canales, previene la colonización de la vegetación, generando un canal ancho y trenzado, de lo contrario, al disminuir la frecuencia de estos eventos, aumenta la colonización de vegetación y se reduce el ancho del canal. A esto se suma la importancia de la duración de la crecida, puesto que Kondolf & Curry (1986) demostraron un mayor trabajo geomorfológico en un episodio que excedió los 57 m<sup>3</sup>/s durante seis días que un episodio con dos días de duración y, más aún, con un *peak* de descarga mayor.

A pesar de que en diferentes ambientes pueden hallarse intensidades de precipitaciones y descargas similares, la efectividad geomorfológica es menor en regiones templadas y presentan un proceso de recuperación de meses o años, mientras que en regiones semiáridas el regreso a las condiciones previamente establecidas o hacia un nuevo estado de equilibrio puede durar décadas o más (Wolman & Gerson, 1978 en Block, 2014). Incluso, la escasa vegetación asociada a zonas áridas o semiáridas propician una

baja resistencia de sus márgenes, generando que estos ríos sean más vulnerables a los procesos erosivos de las crecidas (Charlton, 2008) y, por lo tanto, los ajustes son más considerables debido a la friabilidad de los materiales (Leopold & Wolman, 1957).

En suma, considerando lo expuesto anteriormente, la importancia de una crecida no puede medirse en términos de intervalos de recurrencia o magnitud, sino que su efectividad geomorfológica debe determinarse de acuerdo con las condiciones medioambientales, incluyendo características climáticas y vegetacionales (Wolman & Gerson, 1978 en Block, 2014).

#### **2.8.4. Cambios antrópicos como causante del desbalance entre agua y sedimentos y como agente alterador de las condiciones de entorno**

##### **a) Alteraciones antrópicas en las variables impulsoras de cambio:**

El impacto de los ajustes de canal depende de una serie de condiciones determinadas por su capacidad de cambio, sin embargo, también es importante considerar cuán sensible es un río frente a los cambios (Charlton, 2008). La sensibilidad al cambio de los ríos se manifiesta según la escala en la cual se generan dichos cambios, desde grandes desplazamientos y alteraciones de la forma hasta cambios más sutiles al interior de los canales; así mismo, también depende de la escala temporal durante la cual ocurren, ya sea dentro de unos cuantos meses e incluso cientos de años (Hooke & Redmond, 1989).

De acuerdo con Charlton (2008), la sensibilidad está determinada por la interacción entre las variables que impulsan el cambio y las características del entorno. En consecuencia, la perturbación en los procesos de descarga o producción de sedimentos, que promueven una serie de respuestas por parte de las condiciones ambientales del río.

Si bien, el clima, tectónica y variaciones en el nivel de base han sido las principales causas de cambio a lo largo de la historia de los ríos que han generado importantes episodios de agradación y degradación, además de la formación de terrazas; durante los últimos cinco mil años, la actividad humana ha tenido una creciente influencia (Charlton, 2008).

Según Hooke & Redmond (1989), muchas de las investigaciones realizadas en ríos del Reino Unido, han demostrado que la mayor parte de los cambios se deben a actividades antrópicas tales como la construcción de presas, urbanización y cambios de uso de suelo. De hecho, el autor distingue tres principales causas de cambio, de las cuales, dos son ocasionadas por la intervención antrópica, ya sea indirecta, o directa y deliberada. La tercera causa puede ser producto de cambios propios del río o naturales, incluyendo migración o cortas de meandro.

Dentro de los cambios indirectos realizados sobre la cuenca se encuentra el cambio de uso de suelo con fines agrícolas y el desarrollo de áreas urbanas. El primero, involucra la deforestación y pérdida de la capa superficial de suelo, incrementando la erosión y el aporte de sedimentos a la red de canales, junto con un aumento de la escorrentía; mientras que el segundo, en su proceso de construcción provee grandes cantidades de sedimentos, seguido de una disminución una vez que esta finaliza, sin embargo, se produce una



alteración permanente del régimen de flujo, aumentando la escorrentía producto de la impermeabilización (Charlton, 2008).

Por su parte, una de las causas directas de cambio en la forma del canal es la construcción y operación de represas, las cuales alteran el régimen de flujo, homogenizando su distribución estacional y disminuyendo el *peak* de inundaciones, y, además, sirven como barrera al transporte de sedimentos, generando la degradación del río aguas abajo debido a la ausencia de la carga de sedimentos que produce un exceso de energía y, por consiguiente, la incisión del canal (Charlton, 2008).

Por otro lado, los depósitos aluviales son de gran importancia económica como suministro de sedimentos para la construcción (Gutiérrez, 2008). Esto se debe a que el transporte de los ríos selecciona naturalmente los materiales, eliminando los materiales más débiles por medio de la abrasión, generando depósitos de mayor calidad, bien seleccionados y redondeados (Kondolf, 1994).

Debido a que la extracción de áridos implica la remoción de arenas y gravas, alterando tanto la geometría del canal como también la elevación del lecho, esta podría contribuir a disminuir los efectos de inundaciones y controlar la estabilidad en canales con tendencia a la agradación, sin embargo, esta condición no es muy frecuente (Kondolf, 1994). Así, en la mayoría de los casos, la extracción de áridos genera procesos de degradación y la modificación de la pendiente (Charlton, 2008), debido a que se altera el balance entre disponibilidad de agua y sedimentos (Kondolf, 1994).

Dentro de sus principales efectos se encuentran la incisión, socavación de estructuras, alteración del tamaño de sedimentos predominantes (Kondolf, 1994), inestabilidad del canal producto de la alteración de su geometría (Collins & Dunne, 1990 en Kondolf, 1994), y pérdida de la biodiversidad producto del incremento de la turbidez del agua, la eliminación de la vegetación y el ruido y tráfico de la maquinaria utilizada (Kondolf, 1994).

#### **b) Alteraciones antrópicas en las condiciones del entorno:**

Hasta este punto, las intervenciones antrópicas revisadas generan la modificación del suministro de sedimentos y disponibilidad de agua. Ahora bien, existen causas directas de cambio que alteran las condiciones de entorno.

Entre ellas se encuentran la construcción de defensas para controlar inundaciones, la instalación de estructuras para evitar la erosión de márgenes, así como también la profundización del canal para facilitar la navegación. Esto genera una alteración en la tasa de migración natural del río e impide la interacción entre el canal y el resto del sistema fluvial (Charlton, 2008).

Por ejemplo, en el río Yangtze, producto del incremento en la descarga se generó un ensanchamiento del canal, luego, con el fin de frenar la erosión de sus márgenes se instalaron una serie de diques que, si bien ayudó a mantener la forma del canal y sus paredes estables, generó la incisión del lecho debido a que este es más vulnerable que las paredes protegidas (Li *et al.*, 2007). Esto da cuenta de que la erosión de márgenes es un

proceso natural que contribuye a la correcta evolución de los sistemas fluviales (Mandarino *et al.*, 2020) y al presentar algún grado de confinamiento, buscará la forma de adaptarse a la disponibilidad de agua y sedimentos. Incluso, el cambio en la capacidad de un canal debido a la construcción de estructuras puede afectar los cálculos para la estimación de inundaciones (Holmes & Dinicola, 2010 en Block 2014).

Otra modificación que involucra la alteración de las condiciones de entorno es la eliminación de la vegetación por parte de prácticas antrópicas. Hickin & Nanson (1984 en Hickin, 1984) demuestran que a medida que la vegetación autóctona que bordea un canal es eliminada o reemplazada por cultivos, se duplica la tasa de erosión, proporcionando mayor libertad al río para migrar lateralmente a través de su llanura.

De esta manera, un río desprovisto de su vegetación ripariana, aumenta su sensibilidad o predisposición a la erosión ante episodios de crecidas (Charlton, 2008), más aún si es un río cercano al umbral de cambio entre un patrón meandriforme y trezado.

## CAPÍTULO III: METODOLOGÍA

### 3.1. Procedimientos

#### 3.1.1. Identificar y caracterizar el lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 en el área de estudio

En primer lugar, con el fin de realizar una primera aproximación a los componentes fluviales y formas características, se utilizó la revisión bibliográfica realizada, a partir de la cual se identificaron estructuras tales como bancos, lecho mayor periódico (T°), lecho mayor episódico (T'), terraza principal (T1) y también los tipos de ríos predominantes a lo largo del tramo en estudio.

En segundo lugar, esta identificación de formas se realizó a partir de una fotointerpretación de una imagen Google Earth con fecha 12/10/2022 con la finalidad de identificar y caracterizar la geomorfología actual de la sección del río en estudio. Luego, se utilizó el software ArcGIS 10.4, por medio del cual se digitalizaron las estructuras identificadas, las cuales fueron corroboradas en terreno, llevado a cabo en abril del 2023.

Para ello, se contó con dos cartas topográficas escala 1:50.000, además de dos planchetas escala 1:25.000 (Tabla 1), que facilitaron la delimitación de escarpes. Estas fueron georreferenciadas por medio de una serie de puntos de control obtenidos de las intersecciones de la grilla y, a partir de los mismos puntos de control, previamente proyectados, se realizó la georreferenciación de la imagen Google Earth para así obtener una mejor precisión entre ambos materiales (Downward *et al.*, 1994).

También se utilizó como apoyo la carta hidrogeológica y una imagen Sentinel-2, la cual ya viene georreferenciada, con la que se realizó una composición de bandas para facilitar la identificación de bancos y terrazas actuales (Tabla 1).

Tabla 1: Materiales utilizados en el objetivo 1

Material	Escala/ Resolución Espacial	Fuente	Año
Imagen Satelital Google Earth	-	Google Earth	2022
Imagen Satelital Sentinel-2	10 m	European Space Agency	2021
Mosaico regional DEM ALOS PALSAR (Regiones V, VI, VII y RM)	12,5 m	CIREN	2016
Carta Topográfica Santa Cruz	1:50.000	IGM	1968
Carta Topográfica Chimbarongo	1:50.000	IGM	1967
Plancheta Nancagua	1:25.000	IGM	1930
Plancheta Cunaco	1:25.000	IGM	1930
Carta Hidrogeológica Hoja de Rancagua	1:250.000	Hauser	1990

Fuente: Elaboración propia (2023).

Por último, con el fin de contextualizar el tramo en estudio, se generó un perfil topográfico longitudinal por medio de la herramienta *3D Analysis* de ArcGIS a partir de mosaicos regionales de Modelos de Elevación Digital (DEM por sus siglas en inglés) ALOS PALSAR, obtenido de la Infraestructura de Datos Geoespaciales (IDE) (Tabla 1).

Como resultado se obtuvo una cartografía geomorfológica escala 1:50.000, realizada en base a la propuesta de leyenda de Peña Monné (1997). Se definió una escala de trabajo local puesto que permite entender el impacto de los cambios inducidos por la actividad antrópica (Brandolini *et al.*, 2020).

### **3.1.2. Analizar la tendencia evolutiva del lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 durante los años 2006 y 2022**

El análisis de la tendencia evolutiva del lecho fluvial y la terraza T1 durante el período seleccionado, se desarrolló principalmente en base a las metodologías empleadas por Najes *et al.* (2019), Ollero *et al.* (2006), Rinaldi (2003), Surian (1999), Winterbottom (2000), Vizcaíno *et al.* (2003) y Mandarino *et al.* (2020), a partir de las cuales se realizó un análisis comparativo de imágenes satelitales.

Primero, con el propósito de contextualizar los cambios del río, se identificaron los procesos que interfieren en la condición dinámica del sistema fluvial. En este sentido, mediante un análisis de datos pluviométricos registrados en la estación Bajo Los Briones, obtenidos de CAMELS-CL (<https://camels.cr2.cl/>), se identificaron los cambios en la distribución de las precipitaciones que pudieran gatillar respuestas morfológicas antes y durante el período en estudio. Para ello, se elaboraron gráficos que ilustran la distribución de la precipitación mensual para el período comprendido entre 1998 y 2020, una década antes del comienzo de los catorce años de sequía consecutivos (MMA, 2022) más los años correspondientes al período en estudio, sin embargo, los datos disponibles llegan al 2020.

Posteriormente, se realizó un análisis de los datos de caudales obtenidos de la misma fuente, los cuales, a su vez fueron comparados con la distribución de las precipitaciones. Además, se graficaron los caudales mínimos y máximos, ya que ambos extremos juegan roles distintos en cuanto a trabajo geomorfológico. Los caudales mínimos se encargan de depositar sedimentos y mantienen los ecosistemas riparianos, mientras que los máximos son susceptibles de llevar a cabo un trabajo geomorfológico (Surian, 1999). Si bien no se cuenta con un registro completo de caudales, presentando una gran cantidad de vacíos, es posible visualizar una tendencia que funciona para los efectos de este trabajo.

Luego, se seleccionaron tres imágenes satelitales detalladas en la Tabla 2, extraídas de Google Earth, cada una de ellas asociada a la disponibilidad y los años de mayor pluviosidad, para así relacionar los cambios observados en el lecho con la distribución de estos datos. Estas imágenes fueron georreferenciadas de acuerdo con el método utilizado en el objetivo 1. Cabe mencionar que el RMS obtenido de la georreferenciación es de 1,08 metros, por lo que se consideran como relevantes los cambios mayores a 1 metro.

Tabla 2: Imágenes satelitales utilizadas en el objetivo 2.

<b>Imagen Satelital</b>	<b>Fecha</b>	<b>Temporada</b>
Google Earth	12.10.2022	Primavera
Google Earth	15.10.2013	Primavera
Google Earth	12.02.2006	Verano

Fuente: Elaboración propia (2023).

Además, a partir del trabajo realizado por IRH consultores (2010) y con apoyo de las imágenes satelitales, se identificaron intervenciones antrópicas realizadas históricamente sobre el cauce, vale decir, extracción de áridos, estructuras de protección y desviaciones importantes, con el fin de recopilar antecedentes que pudieran propiciar cambios morfológicos distintos del comportamiento natural del río. Este análisis se sustentó en los trabajos desarrollados por Kiss & Blanka (2012), Najes *et al.* (2019) y Surian (1999).

Segundo, para ilustrar la tendencia evolutiva del río Tinguiririca, se utilizó el software ArcGIS 10.4 a partir del cual se delimitó y digitalizó el lecho mayor periódico ( $T^{\circ}$ ) y el lecho mayor episódico ( $T'$ ) para cada fecha a partir de las formas reconocidas en el primer objetivo, considerando la presencia de zonas activas (sin vegetación) y estabilizadas (con vegetación). Luego, se dividió el tramo estudiado en tres subtramos, según el curso del río, de acuerdo con la identificación de nodos estables mediante la superposición de las capas (Winterbottom, 2000). Además, la ubicación de las divisiones se sustenta en el grado de confinamiento del río con respecto a los cerros que rodean la comuna. Con ello, se obtuvo una cartografía escala 1:60.000 que ilustra los cambios evidenciados en cada uno de los tres años y cuya leyenda fue establecida en base a Peña Monné (1997).

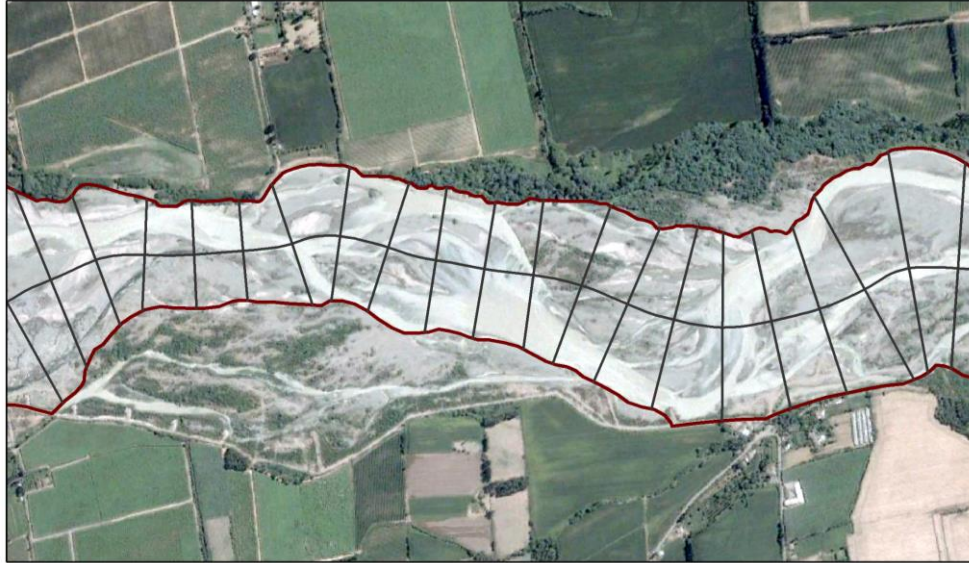
Para cada subtramo, y para el tramo completo, se realizó una comparación de la configuración bidimensional para cada año seleccionado y se llevó a cabo un análisis comparativo entre los distintos años con el fin de establecer la evolución del río.

Por otro lado, también se analizó cuantitativamente la variación de la  $T^{\circ}$  y  $T'$  para el período seleccionado. Para realizar dicho análisis se comparó el área de ambos lechos para cada año y, además se extrajo la línea central del polígono resultante del lecho mayor periódico ( $T^{\circ}$ ) a partir de la cual se realizaron una serie de transectos cada 100 metros, perpendiculares a esta línea central (Figura 10), los cuales permitieron estimar el ancho medio del tramo y para cada subtramo. A partir de estos procedimientos se realizaron las mediciones detalladas a continuación, las cuales fueron aplicadas para cada año, graficadas y comparadas:

- a) Ancho medio de la  $T^{\circ}$ : Se calculó a partir de la suma del ancho tomado a intervalos de 100 m, dividido por el número total de mediciones (Winterbottom, 2000; Rinaldi, 2003). Así, se obtuvo el promedio para cada subtramo y para el tramo de estudio.
- b) Porcentaje de variación del ancho medio de la  $T^{\circ}$ : Se obtuvo a partir de la diferencia del ancho medio de la  $T^{\circ}$  del año más antiguo y el más reciente, dividida por el ancho medio de la  $T^{\circ}$  del año más reciente, multiplicado por cien (Mandarino *et al.*, 2020).

Este se calculó para cada par de años, para el año más reciente y el más antiguo, y para el tramo general y cada uno de los subtramos.

Figura 10: Línea central y transectos para el cálculo del ancho medio.



Fuente: Elaboración propia (2023).

Posteriormente, mediante la superposición de las imágenes satelitales del año más reciente y antiguo, y para cada par de años, se obtuvieron las siguientes superficies:

- a) Superficie no cambiada: Área de la porción de la  $T^{\circ}$  que se mantuvo estable entre los años 2006 y 2022 (Mandarino *et al.*, 2020).
- b) Superficie de erosión lateral: Áreas incluidas en la  $T^{\circ}$  en el año 2022, pero que no lo estaban en años anteriores. Es decir, son áreas de la  $T'$  que pasan a formar parte de la  $T^{\circ}$  (Mandarino *et al.*, 2020; Li *et al.*, 2007).
- c) Superficie abandonada o de acreción lateral: Áreas que constituyen la  $T^{\circ}$  en el año 2006, pero que posteriormente pasan a formar parte de la  $T'$  (Mandarino *et al.*, 2020; Li *et al.*, 2007).

Todas las superficies fueron extraídas a partir de la digitalización de los distintos estadios de la  $T^{\circ}$  para cada una de las imágenes seleccionadas, a los cuales se les aplicó la herramienta *Intersect* y *Erase* de ArcGIS 10.4 para obtener así las superficies de cambio. Posteriormente se utilizó la herramienta *Calculate geometry* para obtener el área de cada uno de los parámetros mencionados. Adicionalmente, se elaboró una cartografía escala 1:50.000, que representa las áreas de cambio para los años 2006 y 2022.

### **3.1.3. Identificar los cambios de uso de suelo asociados al lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 durante los años 2006 y 2022**

Para llevar a cabo este objetivo se realizó un análisis multitemporal de las imágenes satelitales usadas en el objetivo anterior (Tabla 2), pero enfocado en los cambios de uso de suelo, con el fin de analizar las intervenciones sobre el lecho y la terraza T1. Por lo que, mediante el uso del software ArcGIS 10.4, se generó un buffer de 100 metros en torno a la T' y T° con el fin de establecer los cambios de uso de suelo dentro de estas y sobre los 100 metros más cercanos de la T1. La elección de esta distancia se debe a que esta última se encuentra ocupada por terrenos agrícolas casi en su totalidad con excepción de algunos sectores cercanos al lecho para los años más antiguos.

Para identificar los cambios de uso de suelo y determinar la progresiva ocupación del lecho fluvial y la terraza T1, se emplearon los métodos desarrollados por Ollero *et al.* (2006), a partir de los cuales se realizó un análisis comparativo del avance de los usos agrícolas para cada año. Para ello, mediante el Software ArcGIS 10.4, se digitalizaron los distintos usos de suelo dentro de la T', T° y dentro del buffer, así, se identificaron cinco tipos de usos, a saber, agrícola, forestal, suelo descubierto o depósitos fluviales, vegetación natural o ribereña y otros usos. Posteriormente, se calculó el área asociada a estos para cada año considerado en hectáreas, puesto que es la principal unidad de medida agrícola.

## CAPÍTULO IV: RESULTADOS

### 4.1. Características y estado actual del lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1

#### 4.1.1. Caracterización de la terraza T1

El tramo en estudio se ubica en el curso medio del río Tinguiririca, en su paso por las serranías intermedias. Estas, al ser un desmembramiento de la cordillera de la costa, dan origen a un valle amplio, delimitado por una serie de cordones montañosos, pertenecientes a una secuencia volcanoclástica (Formación Lo Valle (KTlv)). Estos, en general, no ejercen mucha influencia sobre el río y han permitido el desarrollo de planicies aluviales bastante extensas, sobre las cuales además se emplazan una serie de depósitos gravitacionales y aluviales originados por las laderas de estos cordones montañosos. No obstante, en el caso particular del área de estudio, los cerros de Nancagua, asociados a esta secuencia, se encargan de limitar las migraciones del río hacia la ribera norte, otorgándole cierto grado de confinamiento, además de servir como control natural de inundaciones en ese lado del río.

De acuerdo con Hauser (1990), en el fondo de valle se emplazan en su mayoría depósitos fluviales y fluvio-aluvionales del pleistoceno inferior-holoceno (Qf-Qfal), asociados a depósitos marginales de antiguos cursos del río Tinguiririca, así como también a antiguos flujos torrenciales, por lo que están conformados por facies de depósitos finos de bolones, ripios, gravas y gravas arenosas, y materiales gruesos, entre los que se hallan grandes bloques con niveles arcillosos.

Al excavar el río en la llanura, estos depósitos ahora forman parte de la terraza principal. Una evidencia de ello es que en su superficie es posible visualizar una serie de paleocanales (Figura 11), con un patrón trenzado que dan cuenta de su formación y anterior posición con respecto al río.

Figura 11: Paleocanales en ribera norte.



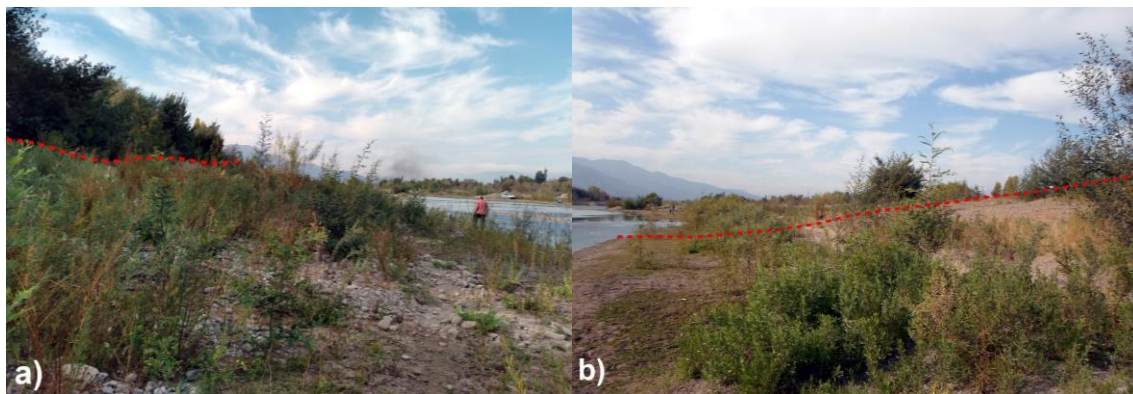
Fuente: Google Earth (2021).



Esta se caracteriza por ser una terraza fluvial baja apareada, cuya escasa altura permite que pueda ser trabajada o erosionada por la acción del cauce actual, además de ser susceptible a episodios de inundaciones (IRH consultores Ltda., 2010). A la altura del puente La Gloria, la altura de la terraza principal es de unos 4 metros, sin embargo, no presenta su escarpe característico, puesto que existe una gran intervención antrópica que ha contribuido a la removilización del material para llevar a cabo labores de extracción de áridos y para proteger los predios agrícolas que han ganado terreno al río y han generado un avance de la T1 por causas antrópicas (IRH consultores Ltda., 2010).

En la Figura 12a se observa que la línea de los árboles corresponde a la altura de la T1 a partir de la cual se ha generado un talud colonizado por vegetación incipiente y no presenta un escarpe, la misma situación se observa en la ribera sur (Figura 12b). No obstante, la línea de los árboles no constituye el límite natural de la T1, sino que esta se encuentra unos metros por detrás según la carta topográfica (IGM, 1967). Esto se debe al avance de los terrenos agrícolas en esta sección del río (IRH consultores Ltda., 2010), puesto que esa franja, que corresponde a la T', fue rellenada igualando la altura de la T1.

Figura 12: Desnivel de T1 respecto del lecho.



Fuente: Fotografía propia (2023).

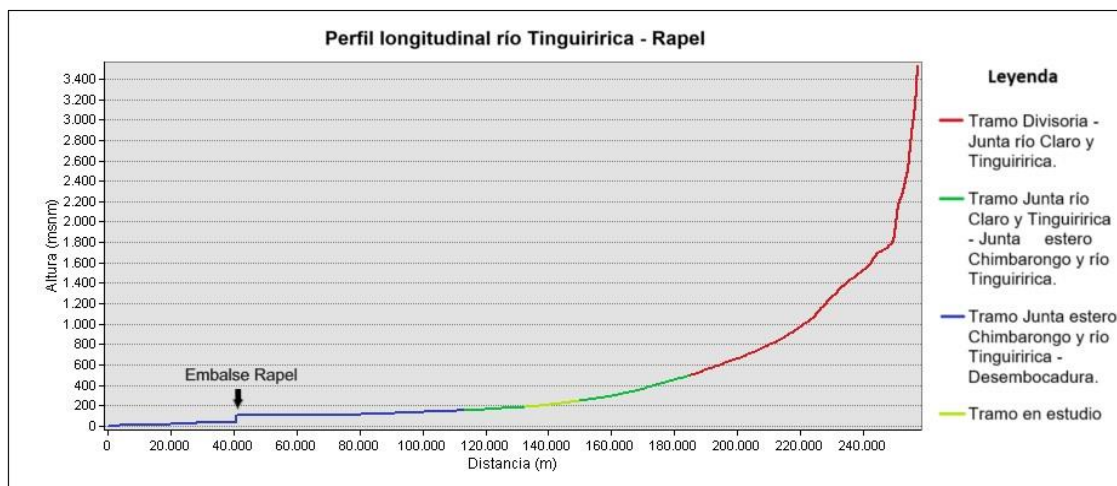
En relación con esto, en el área de estudio, la terraza T1 está ocupada en su totalidad por terrenos agrícolas y carece de superficies naturales, por lo que, se infiere, presenta suelos bien desarrollados. Incluso, es posible observar la presencia de predios agrícolas que limitan directamente con el lecho mayor periódico (T°), donde no hay o existe escasa presencia de T', por lo que se encuentran muy expuestos a inundaciones que las medidas de protección no puedan mitigar.

Por lo demás, esta constituye una terraza que se extiende varios kilómetros en la ribera sur del río, sin embargo, al observar la ribera norte, esta se extiende alrededor de 1 kilómetro e incluso menos, producto de la presencia de los cerros de Nancagua y sus depósitos de ladera asociados, que generan un aumento de la pendiente, limitando los depósitos dejados por el río. De hecho, cabe destacar el sector medio del tramo, en donde el río se encuentra bordeando la ladera misma, impidiendo el desarrollo de una llanura y, por consiguiente, de una terraza.

#### 4.1.2. Caracterización del lecho fluvial (T'/T°)

En el tramo comprendido en la comuna de Nancagua, el río presenta una baja pendiente, lo cual favorece la depositación del material transportado, formando un lecho pobremente encauzado que facilita los procesos naturales de migración (Hauser, 1990). Si se tiene en cuenta la Figura 13, es una pendiente bastante suave en comparación con el recorrido total que realiza el río desde su divisoria hasta la costa, en donde el río pierde competencia y comienza a depositar.

Figura 13: Perfil longitudinal río Tinguiririca-Rapel.



Fuente: Elaboración propia (2023).

El lecho está constituido por depósitos fluviales actuales (Qfa), los cuales se componen de materiales no consolidados. En cuanto a su selección, son moderadamente seleccionados, puesto que están compuestos por arena, gravas y bolones redondeados a bien redondeados, uniformes y pulimentados.

La naturaleza volcanoclástica de los depósitos, da cuenta de las características de la cuenca, cuyas influencias nivales y glaciales proveen de gran cantidad de sedimentos para su transporte y depositación. Esto, junto con la baja pendiente, la carencia de bordes bien definidos y terrazas erosionables favorecen el desarrollo de un patrón trenzado.

Así, es posible apreciar una serie de bancos, tanto centrales como laterales, propios de este tipo de canales, cuya formación es un claro indicador de la gran disponibilidad de sedimentos que ya no pueden ser transportados y, en consecuencia, se forma esta trama. Sin embargo, como se detalla a continuación, se advierte un gran grado de intervención al interior del lecho fluvial producto de la existencia de estos almacenamientos naturales de sedimentos que sirven de insumo para la construcción. Por lo tanto, los tramos en donde es posible diferenciar bancos son limitados.

En la Figura 14a, se observa un banco central esporádico que divide al río en dos canales. Pese a que se han realizado obras sobre la T° en la ribera norte para rectificar el curso del río, este tiende a desarrollar su característico patrón. Además, es posible observar la disección de la T° en la ribera sur para desviar parte del flujo y dar origen al canal Nancagua que sigue su trayectoria a través de la comuna del mismo nombre (Figura 14b). Se observa que la T° seccionada mide alrededor de 50 centímetros de alto en el centro y está compuesta de bloques, gravas y arena, además de sedimentos más finos, como limo y arcilla (ver detalle en Figura 14c). En general el depósito es moderadamente seleccionado, y es posible observar que hay depósitos recientes alojados al comienzo de esta fracción de T°; no obstante, en la parte central hay suelo desarrollado, con una buena cantidad de raíces que contribuyen a dar estabilidad, y presencia de vegetación incipiente (Figura 14b).

Figura 14: Banco central esporádico y canal Nancagua aguas arriba del puente La Gloria.



a) Vista frontal banco central esporádico (BCE) y desviación del curso del río por el canal Nancagua. b) Vista desde arriba del banco central esporádico.

Fuente: Fotografía Propia (2023).

Aguas abajo del puente La Gloria, también se observa un banco central esporádico (ver Figura 15), el cual apenas es perceptible en la imagen satelital. Además, es posible apreciar bancos laterales que forman parte de la T°; y, a la izquierda de la Figura 15, se ve una porción de la T', ocupada principalmente por bosques de eucaliptos.



Figura 15: Banco central esporádico aguas abajo del Puente La Gloria.



Fuente: Fotografía propia, 2023.

La altura de la T' es de aproximadamente 1 metro. En el sector del puente La Gloria no fue posible medirla con exactitud debido a la presencia de este talud, sin embargo, aguas abajo, a la altura de Nancagua urbano, se midió la T' con una altitud de 80 centímetros sobre la T° (ver Figura 16). Esta muestra una socavación en la parte baja, dejando las raíces expuestas y flotantes, que dan cuenta de la condición latente de trabajo geomorfológico producto de crecidas (Díez-Herrero *et al.*, 2008).

Además, también indican la capacidad del tejido de raíces para oponer resistencia a la erosión lateral (Hickin, 1984) que impide el retroceso de este escarpe, sin embargo, debido a la condición de ataque a los pies del escarpe, es probable que se debilite y colapse con el tiempo.

Figura 16: Escarpe de T'.



Fuente: Fotografía propia (2023).

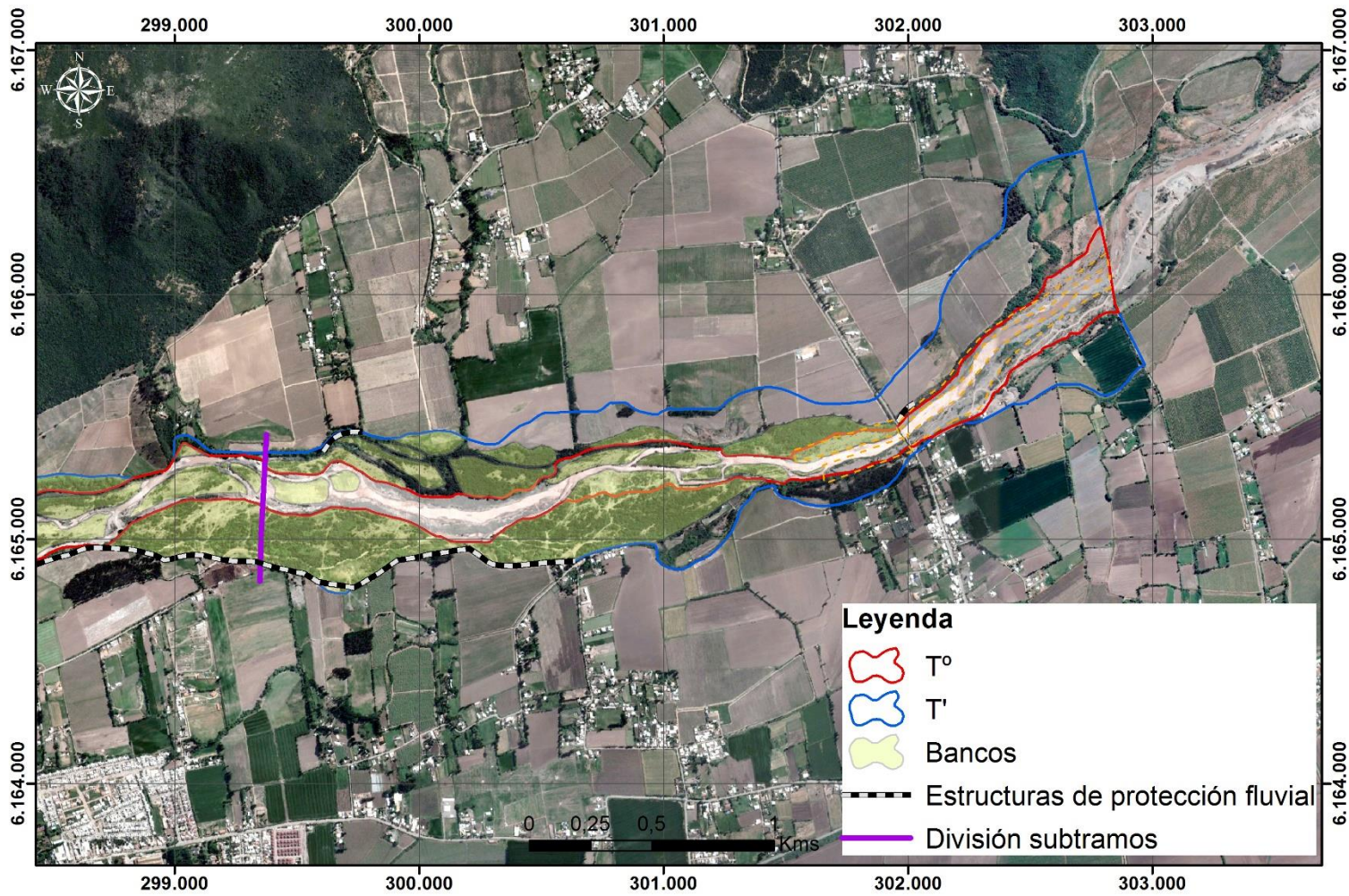
#### **4.1.3. Caracterización del lecho fluvial por subtramos**

El primer subtramo se caracteriza por la presencia del puente La Gloria y muros de enrocados que se encargan de proteger los asentamientos emplazados en la ribera sur. En cuanto a morfología, tiene un patrón trenzado, sin embargo, aguas arriba se observa una tendencia hacia un patrón rectilíneo producto de trabajos realizados sobre el lecho para encauzar el río, indicados dentro de la línea punteada color naranja de la Figura 17, cuyo detalle se muestra en la Figura 18, en donde es posible apreciar las marcas paralelas dejadas por el trabajo de maquinarias y la diferencia en la cobertura vegetal que indica un trabajo reciente.

Cabe destacar que, en el trabajo de terreno se pudo observar marcas que indican la altura máxima alcanzada por el río (Figura 19), que generó una pequeña terraza estacional, consecuencia de un período de crecida y aluvionamiento, seguido por un período de estiaje y encajamiento del río (Pedraza, 1996), propio del verano. La vegetación indica que no se ha sobrepasado dicha altura recientemente y de continuar de esta manera este micro escarpe podría indicar una inminente formación del escarpe correspondiente a la transición entre la  $T^{\circ}$  y la  $T'$ .



Figura 17: Caracterización del lecho fluvial, subtramo 1.



Fuente: Elaboración propia (2023).

Figura 18: Trabajos realizados al interior del lecho.



a) Vista desde el puente La Gloria. b) Vista a nivel del suelo.

Fuente: Fotografía propia (2023).



Figura 19: Terraza estacional sector Puente La Gloria.



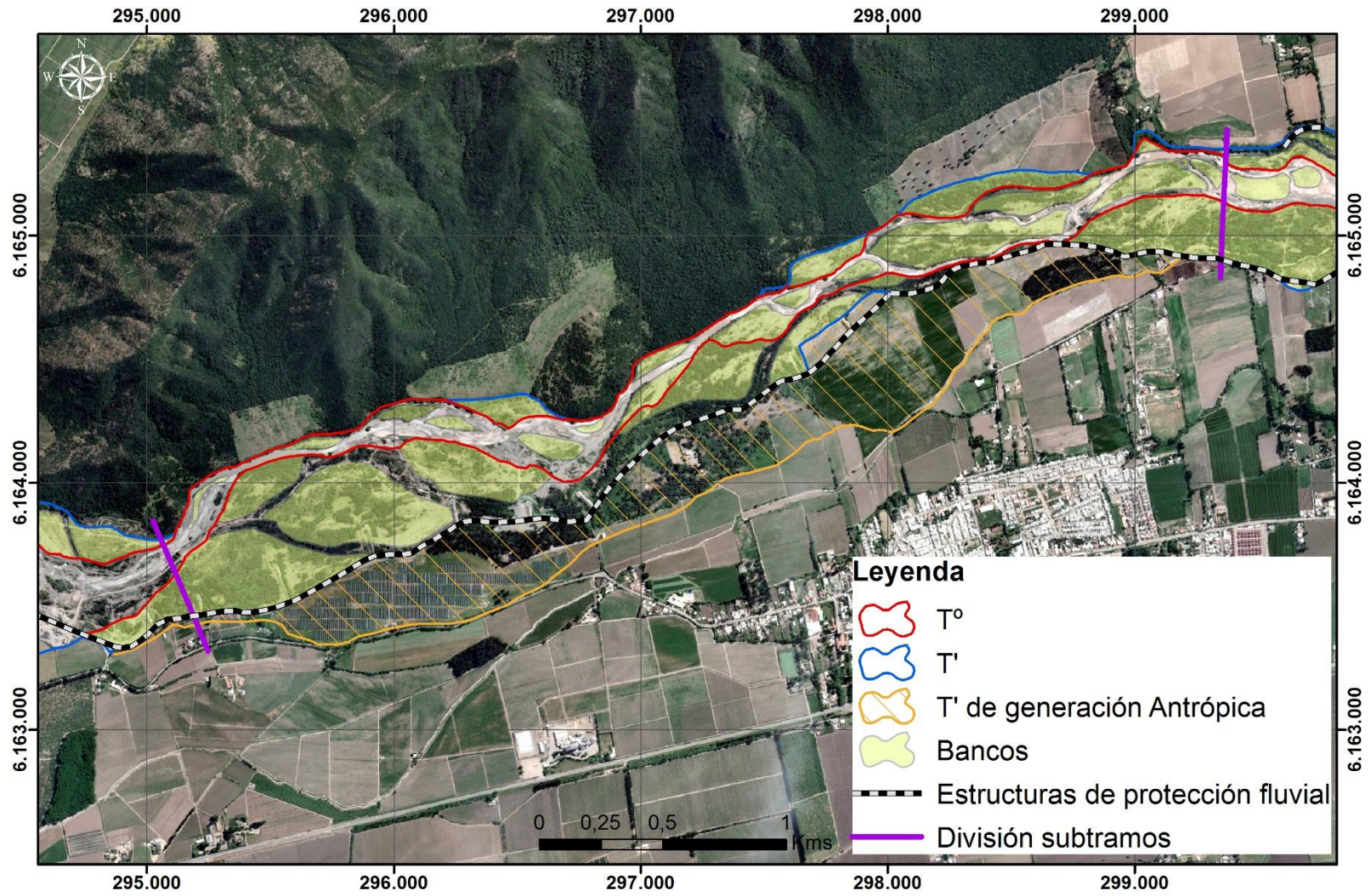
Fuente: Fotografía propia (2023).

Por su parte, en el subtramo 2 o intermedio se observa un sector donde se realizan trabajos de extracción de áridos y la presencia de muros de enrocados emplazados a lo largo de toda la ribera sur. Sin embargo, en cuanto a forma, este tramo, también trenzado, presenta un patrón más natural con respecto a los otros dos, exhibiendo bancos claramente definidos, entre los cuales se distinguen bancos centrales y laterales, en su mayoría bien vegetados y estabilizados (Figura 20). Algunos de ellos, actualmente forman parte de la T', no obstante, es posible distinguir los antiguos canales que dieron forma a estas estructuras.

Otro aspecto importante de este subtramo es que se caracteriza por estar dominado por el cordón montañoso en la ribera norte, el cual, de acuerdo con su morfología, presenta algunas salientes que tienden a desviar el curso del río hacia el sur, y se encarga de impedir mayores migraciones del río hacia el norte.



Figura 20: Caracterización del lecho fluvial, subtramo 2.



Fuente: Elaboración propia (2023).

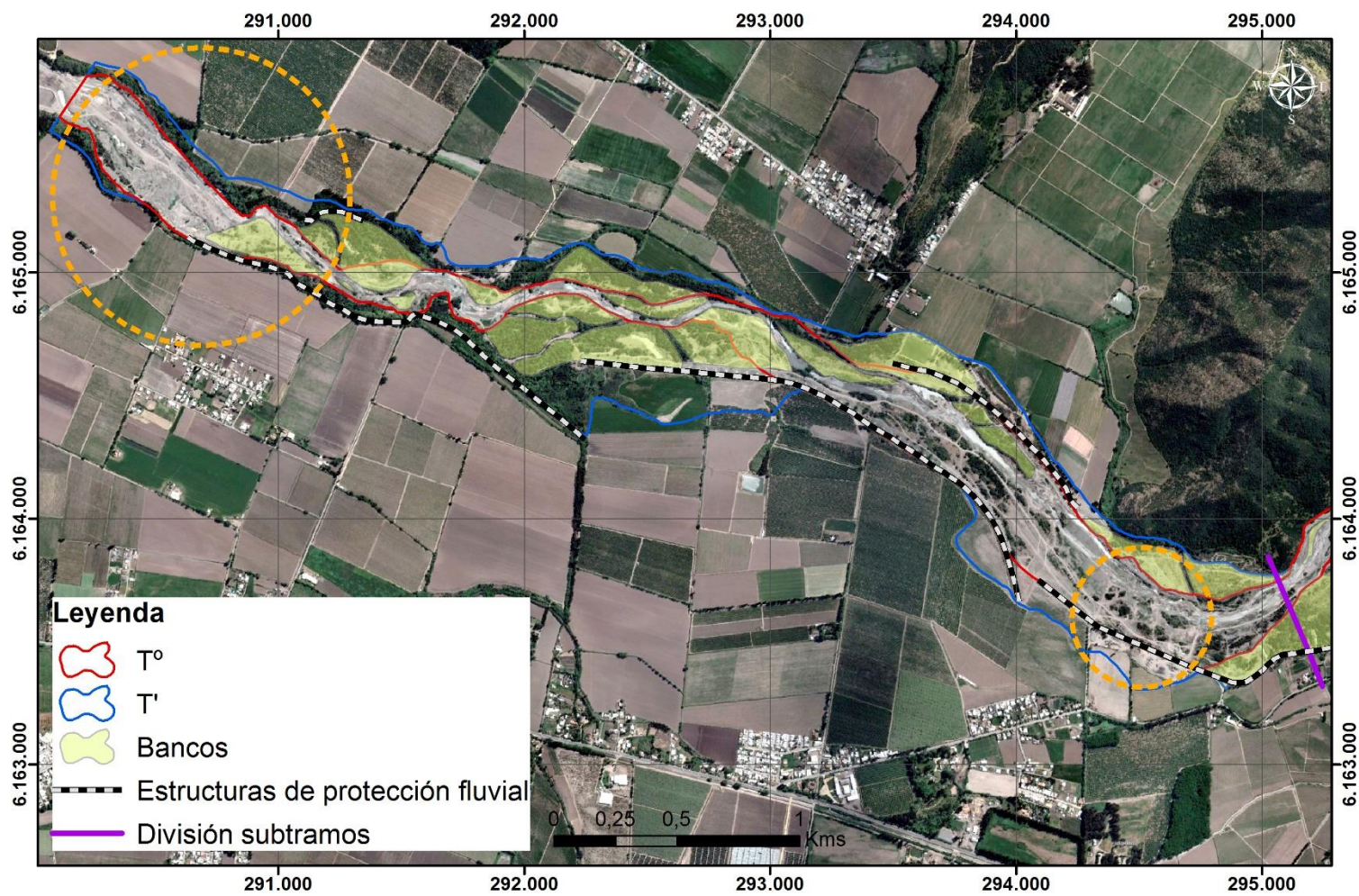
El tercer subtramo, que inicia al término de los cerros de Nancagua y se extiende hasta el final del tramo de estudio, se encuentra muy intervenido. De acuerdo con la Figura 21, es posible visualizar una red de caminos para el uso de maquinaria pesada, además de canteras y piscinas, vestigios de las actividades de extracción de áridos llevadas a cabo al interior, indicados dentro del círculo anaranjado, lo que ha generado la pérdida de un patrón natural producto de la movilización de sedimentos.

Además, se distinguen una serie de infraestructuras de protección fluvial tanto en la ribera norte como también en la ribera sur (Figura 21).

Pese al grado de intervención que presenta el tramo en estudio, como se pudo observar en la descripción anterior, este subtramo presenta sectores con bancos claramente definidos, entre los cuales es posible distinguir bancos centrales al interior de la T° con abundante vegetación, indicador de un estado morfológico estable.



Figura 21: Caracterización del lecho fluvial, subtramo 3.



Fuente: Elaboración propia (2023).

Finalmente, y considerando el tramo en toda su extensión, la Figura 22 resume el contexto morfológico del área de estudio. En primer lugar, las formas asociadas a los depósitos aluviales de base de ladera pertenecientes al sistema de vertientes, como se aprecia en la cartografía geomorfológica, ejercen un control natural frente a posibles migraciones del río, generando que este desarrolle una concavidad.

En segundo lugar, se aprecia la diferencia en extensión de la terraza principal tanto en la ribera norte como en la ribera sur. En el caso de la primera, de acuerdo con lo observado en la Figura 22, se ve que, a la derecha de los cerros de Nancagua, la terraza alcanza una extensión mayor que la sección ubicada aguas abajo de los cerros, esto se debe también a la influencia de las salientes de estos que impiden la depositación del material transportado por el río. No obstante, al final del tramo, se aprecia que vuelve a ganar extensión debido al cese de la influencia del cordón montañoso.

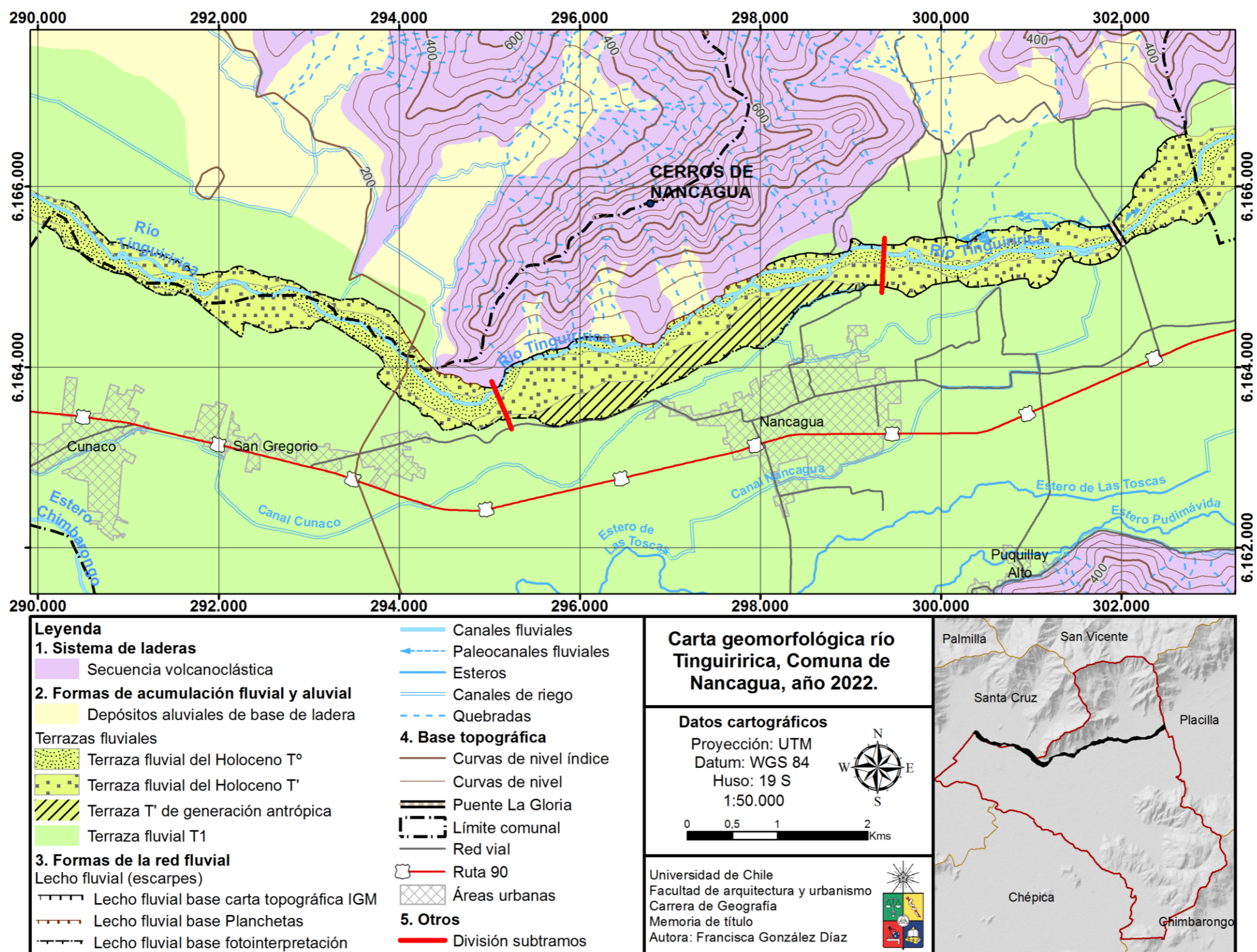
En tercer lugar, las terrazas actuales, o lechos fluviales, se encuentran bien definidas. Como es posible observar en la Figura 22, se distinguen las terrazas T° y T', las cuales en proporción son muy distintas. La franja correspondiente a las crecidas recurrentes o T°, es más angosta que la correspondiente a las crecidas excepcionales o lecho mayor episódico (T').

En cuanto a la T', esta se caracteriza por presentar una abundante vegetación natural, bien establecida, que da cuenta de un largo período sin crecidas importantes; principalmente matorral espinoso de *Acacia caven* y *Acacia dealbata*, además de otras especies adaptadas a áreas inundadas como el mimbre y sauces.

En sectores localizados, es posible apreciar la ocupación de la T' por predios agrícolas. Tal es el caso del subtramo 2, en el cual se distingue una porción de la T' con características antrópicas (ver Figura 22), que fue desvinculada del resto producto de la instalación de estructuras de protección fluvial y fue estabilizada completamente, quedando exenta de formar parte nuevamente del lecho mayor periódico en un futuro, al menos con un mayor grado de dificultad.



Figura 22: Carta geomorfológica.



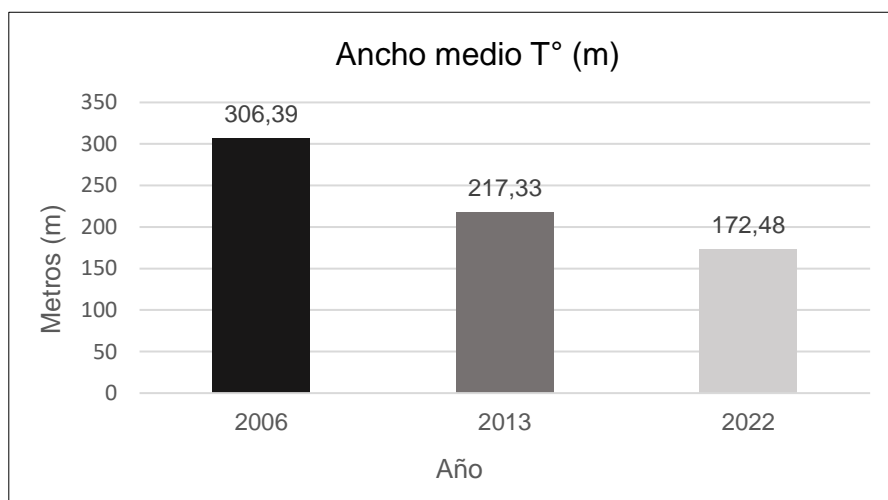
Fuente: Elaboración propia (2023).

## 4.2. Evolución del lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 durante los años 2006 y 2022

### 4.2.1. Análisis cuantitativo de la tendencia evolutiva del lecho fluvial (T'/T°) y superficies de cambio

Al observar los datos representados en la Figura 23, es posible advertir una clara tendencia hacia la progresiva reducción de la T°. En el año 2006, el ancho promedio de la T° es de 306,39 metros, mientras que el 2013 se reduce a 217,33 metros, para llegar finalmente a 172,48 metros al final del período considerado.

Figura 23: Ancho medio de la T° del río Tinguiririca en la comuna de Nancagua.



Fuente: Elaboración propia (2023).

Situación que se confirma al comparar las superficies ocupadas por cada lecho o terraza actual. Puesto que para el año 2006, el área total de la T° es de 4,39 km<sup>2</sup>, mientras que la T' abarca 2,92 km<sup>2</sup> (Tabla 3). En el 2013, el área de la T° es de 3,16 km<sup>2</sup> (Tabla 3), por lo que se redujo en un 27,96% (Tabla 4). No obstante, esta disminución va acompañada de un aumento de la T', que pasa a ocupar una superficie de 4,16 km<sup>2</sup> (Tabla 3), es decir, una variación porcentual del 42,63% (Tabla 4).

Por su parte, en el año 2022, continúa esta tendencia a la expansión de la T' a expensas de la reducción del lecho mayor periódico, sin embargo, entre el 2013 y el 2022, la reducción fue solo de un 20,96% (Tabla 4), alcanzando una superficie de 2,50 km<sup>2</sup> (Tabla 3), mientras que el lecho mayor episódico alcanzó un área de 4,85 km<sup>2</sup>, con un 16,53% más de superficie.

Si se consideran los años 2006 y 2022 de la Tabla 3, es posible apreciar que a través de los años se invierte la predominancia de cada terraza actual en cuanto a superficie, ya que, mientras la T° se reducía, crecía en extensión la T', pasando de ocupar un área de 2,92 km<sup>2</sup> en el año 2006 a 4,85 km<sup>2</sup> en el 2022. De esta manera, considerando

los dieciséis años de estudio, el área de la T° se redujo en un 43,06% de acuerdo con la Tabla 4, cifra muy cercana a la mitad y en el caso de la T', esta aumentó en un 66, 21% la superficie que ocupaba en el año 2006.

Tabla 3: Área de la T° y la T' para los años 2006, 2013 y 2022.

<b>Año</b>	<b>Área T° (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Área T' (km<sup>2</sup>)</b>
2006	4,39	2,92
2013	3,16	4,16
2022	2,50	4,85

Fuente: Elaboración propia (2023).

Tabla 4: Variación porcentual del área de la T° y T'.

<b>Año</b>	<b>Variación área T° (%)</b>	<b>Variación área T' (%)</b>
2006-2013	-27,96	42,63
2013-2022	-20,96	16,53
2006-2022	-43,06	66,21

Fuente: Elaboración propia (2023).

Al analizar las superficies de cambio de la T° (Figura 24), es posible dilucidar una tendencia a la acreción, puesto que las áreas abandonadas por el río superan la erosión ejercida por este, es decir, si se compara el estado del río en el 2006 y el 2022, un total de 2,10 km<sup>2</sup> fueron abandonados, mientras que sólo 0,21 km<sup>2</sup> fueron erosionados e incluidos al lecho mayor periódico (Tabla 5). Asimismo, es posible afirmar que la mayor cantidad de áreas que fueron abandonadas se concentra en los años 2006 y 2013, mientras que entre el 2013 y el 2022, disminuyen las áreas abandonadas y aumentan las erosionadas, lo cual podría ser consecuencia del evento de precipitación del año 2016.

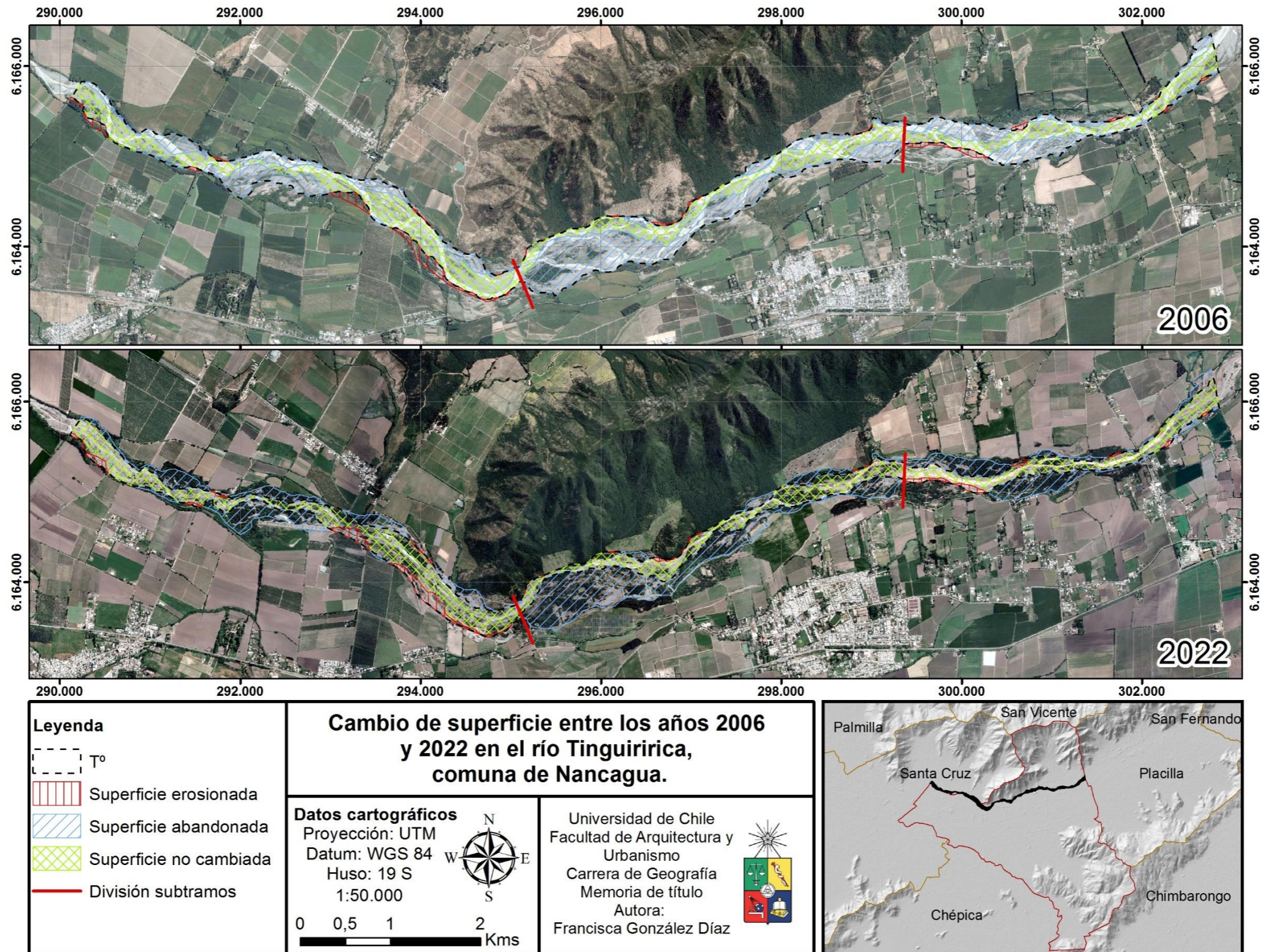
Tabla 5: Superficie no cambiada, erosionada y abandonada.

<b>Parámetro</b>	<b>2006-2013 (km<sup>2</sup>)</b>	<b>2013-2022 (km<sup>2</sup>)</b>	<b>2006-2022 (km<sup>2</sup>)</b>
Superficie no cambiada	3,07	2,22	2,29
Superficie erosionada	0,09	0,28	0,21
Superficie abandonada	1,32	0,95	2,10

Fuente: Elaboración propia (2023).



Figura 24: Cambio de superficies entre 2006 y 2022.



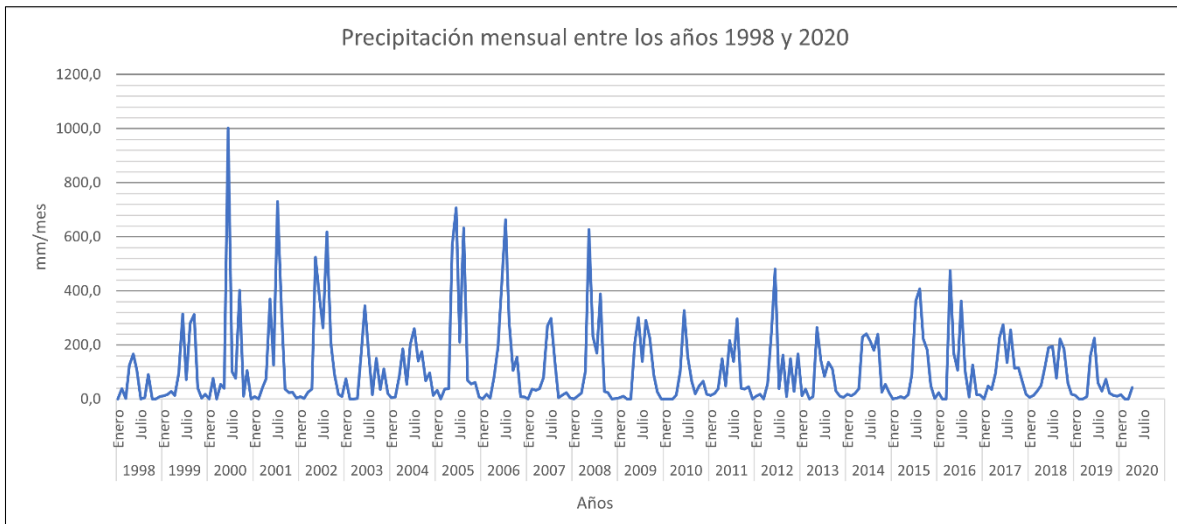
Fuente: Elaboración propia (2023).



#### 4.2.2. Precipitación y caudales

Si bien, gran parte del período de estudio está comprendido dentro de los catorce años de sequía consecutivos que ha enfrentado Chile, se tiene registro de episodios de abundantes precipitaciones que han generado un aumento en el caudal del río Tinguiririca, tal es el caso de los años 2008, 2012, 2015 y 2016 (Figura 25), de entre los cuales destaca el año 2016 por ser el evento más reciente e importante. Sin embargo, la tendencia es clara; puesto que, en el gráfico, es posible distinguir la distribución de las precipitaciones mensuales, las cuales tienden a disminuir a partir del año 2009 en adelante.

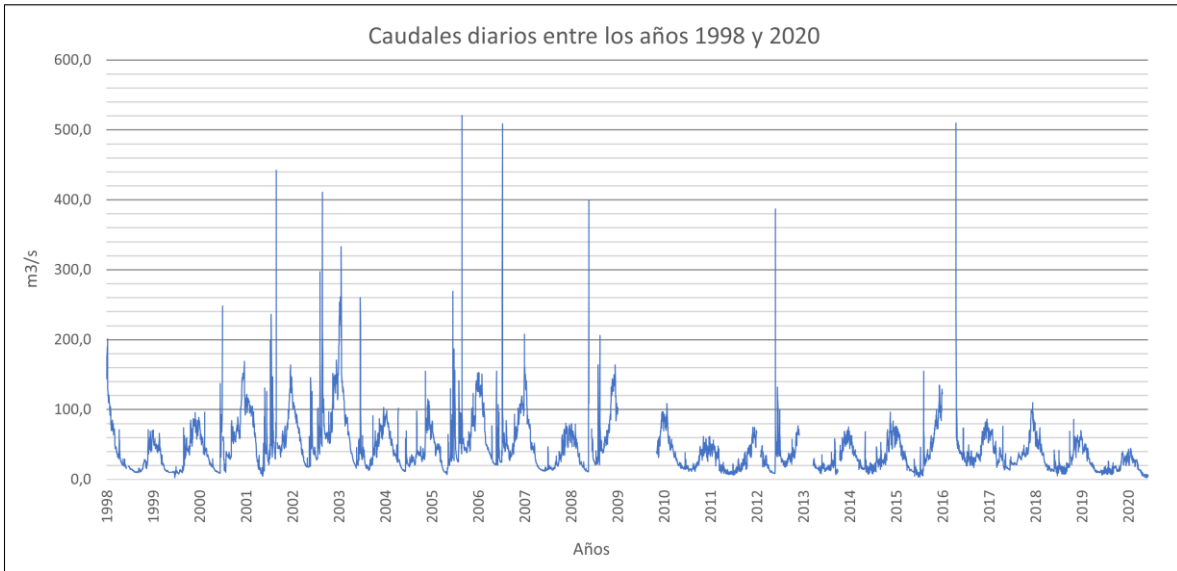
Figura 25: Precipitación mensual (mm/mes) durante los años 1998-2020 a partir de datos registrados por la estación Bajo Los Briones.



Fuente: CAMELS-CL (<https://camels.cr2.cl/>).

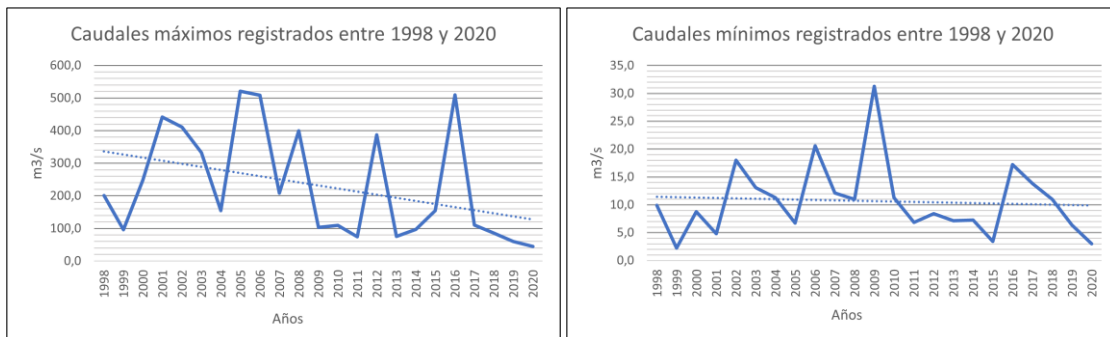
Esta situación también se ve reflejada en los caudales, ya que, pese a la falta de datos que genera estos vacíos en la representación, es posible apreciar también una tendencia a la baja, tanto en los caudales de verano como en los de invierno (Figura 26). Asimismo, los caudales máximos registrados también demuestran una disminución a través de los años, lo cual se acentúa a partir de los años 2008-2009 (Figura 27), demostrando la poca ocurrencia de eventos importantes de precipitación que desencadene crecidas significativas. Por su parte, los caudales mínimos se han mantenido estables, con una leve tendencia a la baja (Figura 27).

Figura 26: Caudales diarios ( $m^3/s$ ) durante los años 1998-2020 a partir de datos registrados por la estación Bajo Los Briones.



Fuente: CAMELS-CL (<https://camels.cr2.cl/>).

Figura 27: Caudales máximos y mínimos ( $m^3/s$ ) durante los años 1998 y 2020 a partir de datos registrados por la estación Bajo Los Briones.



Fuente: CAMELS-CL (<https://camels.cr2.cl/>).

Teniendo en cuenta el período en estudio, antes del 2006, existe un registro de precipitaciones abundantes que podrían haber desencadenado respuestas geomorfológicas sobre el río, como ocurrió en el año 2000, 2002 y 2005, manteniendo un patrón trenzado bien definido, con bancos desprovistos de vegetación, que demuestran una dinámica asociada a un abundante caudal que impide la colonización de la vegetación.

No obstante, posterior al año 2006, existe una clara tendencia que indica una disminución de las precipitaciones mensuales, lo cual tiene estrecha relación con el período de sequía que comenzó en el año 2008, que ha generado una reducción de los caudales invernales y, por consiguiente, del trabajo geomorfológico del río, conllevando a la

instalación de una cobertura vegetal bien establecida y a la estabilización del río y ampliación del lecho mayor episódico (T').

#### **4.2.3. Tendencia evolutiva del lecho fluvial (T'/T°) por subtramos**

##### **a) Subtramo 1**

En el caso del primer subtramo, en el año 2006 existe escasa intervención antrópica al interior del lecho, sin embargo, a partir del año 2013, es posible apreciar trabajos para rectificar el cauce, así como también vestigios de movilización de sedimentos para extracción de áridos (Figura 28). Asimismo, se puede observar para cada año la posición de la desviación del cauce que da origen al canal Cunaco, pero, debido a los cambios naturales del río, la desviación del curso también ha sufrido modificaciones.

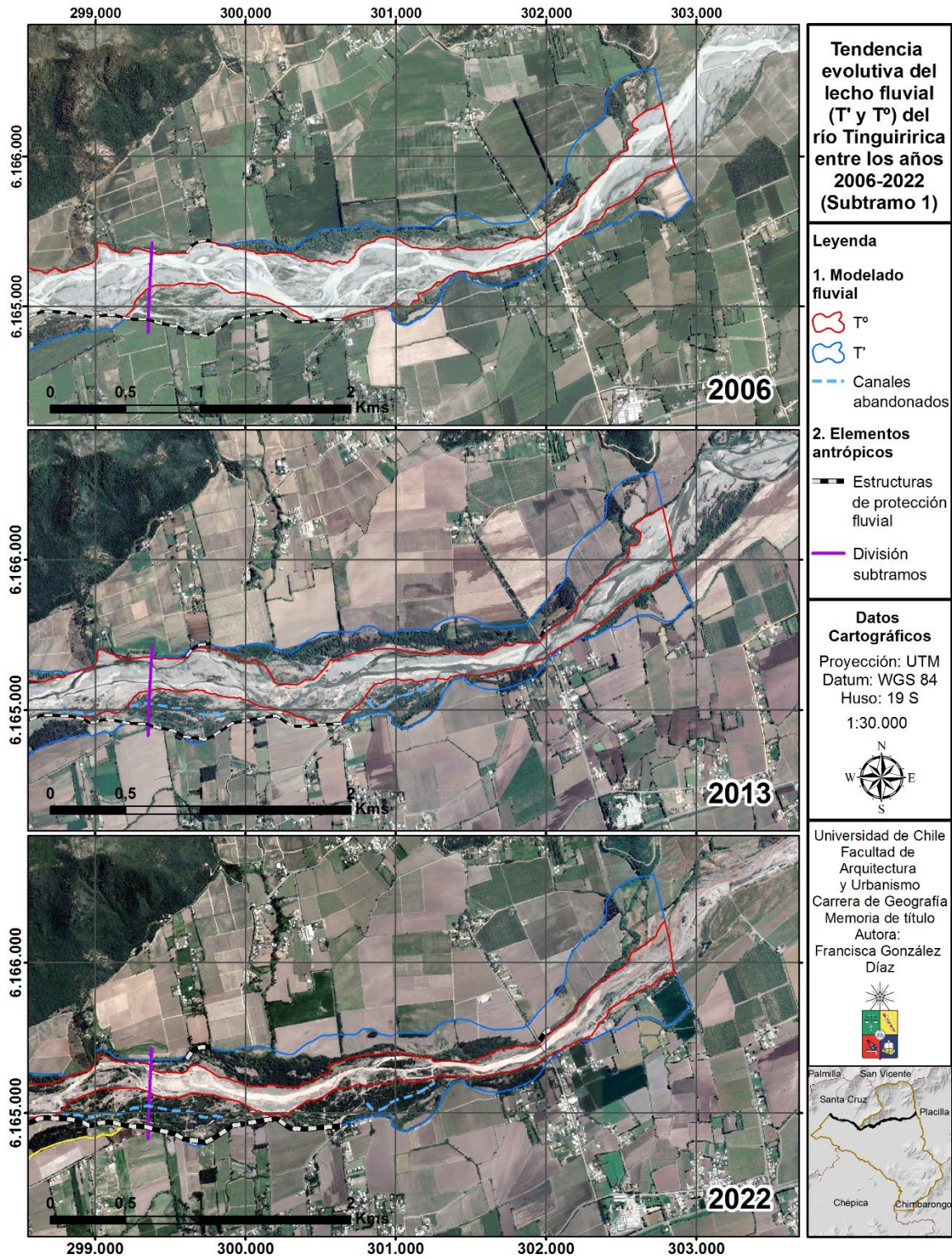
Para el año 2022, se observa una marcada simplificación del cauce, puesto que se intensifican los trabajos realizados para el encauzamiento del río con maquinaria, generando un patrón con tramos rectilíneos (Figura 28). Como muestra la Figura 29a y 29b, es posible observar un dique que forma parte de estos trabajos que se encargan de encauzar el lecho natural del río. Sin embargo, en la Figura 29c se ve en el mismo sector, la ubicación actual de la desviación, la cual, pese a las medidas tomadas mediante los trabajos de encauzamiento, podría actuar como propagadora de inundaciones en un futuro.

También destaca la transición de un lecho con escasa cobertura vegetal a uno bien estabilizado y con vegetación bien establecida. Esto tiene relación con la progresiva disminución de la T° y el aumento de la T', destacando el sector ilustrado en la Figura 30, el cual presentó el mayor cambio durante el período 2006-2022.

Se observa una delgada franja que representa el área no cambiada, es decir, que ha permanecido estable en su rol de lecho mayor periódico, y una predominancia del área abandonada por la dinámica recurrente del río, la cual para el año 2022, se encuentra colonizada por abundante vegetación. Por el contrario, las superficies erosionadas son escasas, situación que se extiende a lo largo del río, siendo algunos casos puntuales en donde es posible observar erosión lateral (ver Figura 24).



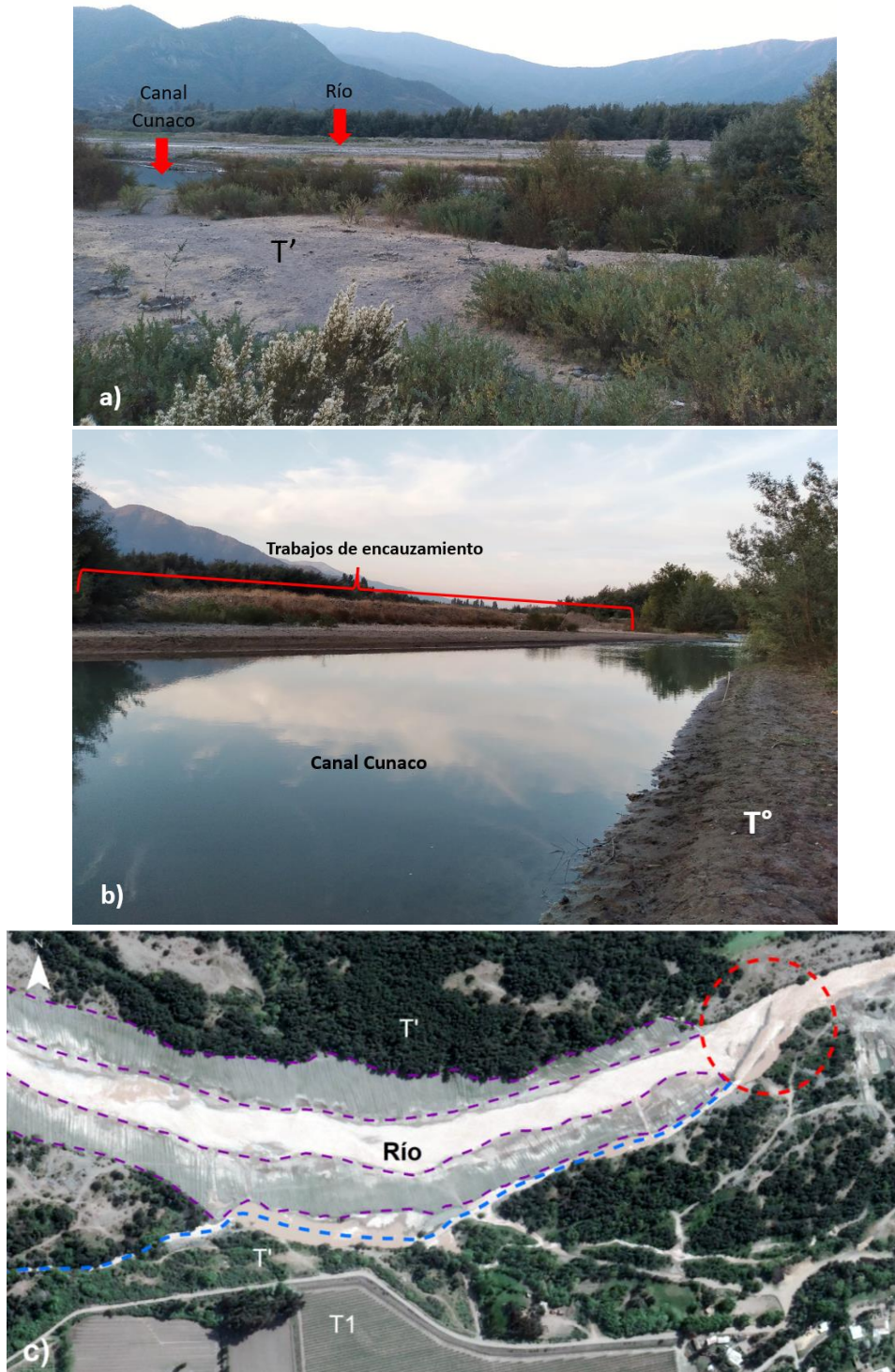
Figura 28: Cambios subtramo 1.



Fuente: Elaboración propia (2023).

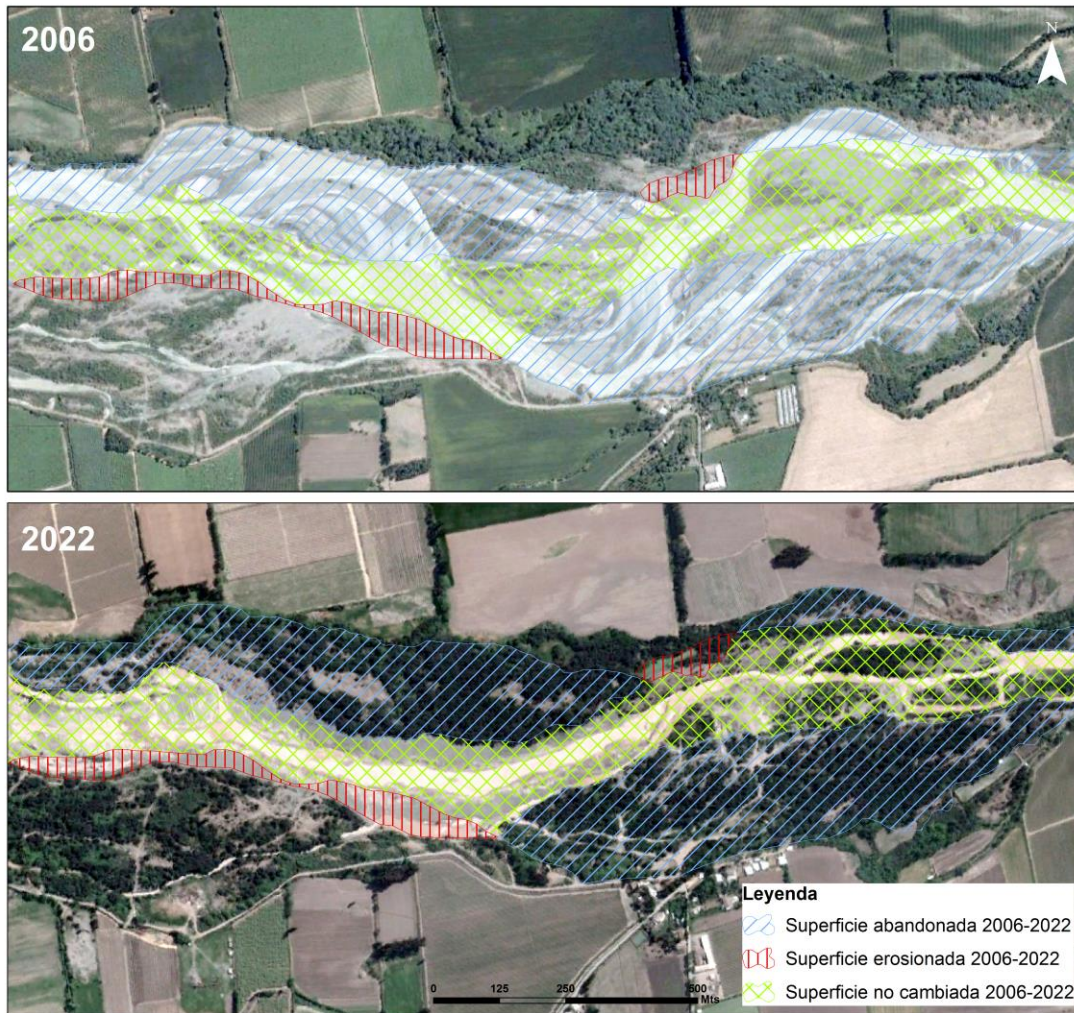


Figura 29: Canal Cunaco y trabajos de encauzamiento.



a) y b) Canal Cunaco y trabajos de encauzamiento del río vistos desde la T1 y T°, respectivamente. (Fotografía propia, 2023). c) Vista satelital. (Google Earth, 2023).

Figura 30: Sector con mayor cambio de superficies entre 2006 y 2022, subtramo 1.



Fuente: Elaboración propia (2023).

## b) Subtramo 2

Tal como se aprecia en la Figura 31, al igual que en el tramo anterior, en el año 2006 se observa una escasa vegetación, en su mayoría incipiente. Hacia el final del subtramo se aprecian algunos bancos con una vegetación que comienza a establecerse, los cuales progresivamente pasan a formar parte de la T'. Al observar los tres años es posible advertir que, en el 2006 los bancos se encuentran bien definidos y separados por canales. Para el año 2013, se observa que algunos de estos bancos fueron integrados a la T', y se encuentran cubiertos por una densa capa de vegetación, quedando uno de los canales abandonados. Y, por último, ya el 2022 se observa la integración del último banco generando otro canal abandonado (Figura 31).

De esta manera, en el año 2022, la T' adquiere mayor extensión a expensas de la reducción de la T°, presentando una vegetación abundante y bien establecida, proceso facilitado y potenciado por la extensión de las estructuras de protección fluvial, que incluso facilitó el establecimiento de una T' con características antrópicas (Figura 31), es decir, una terraza actual cultivable, estabilizada y protegida ante posibles procesos erosivos.

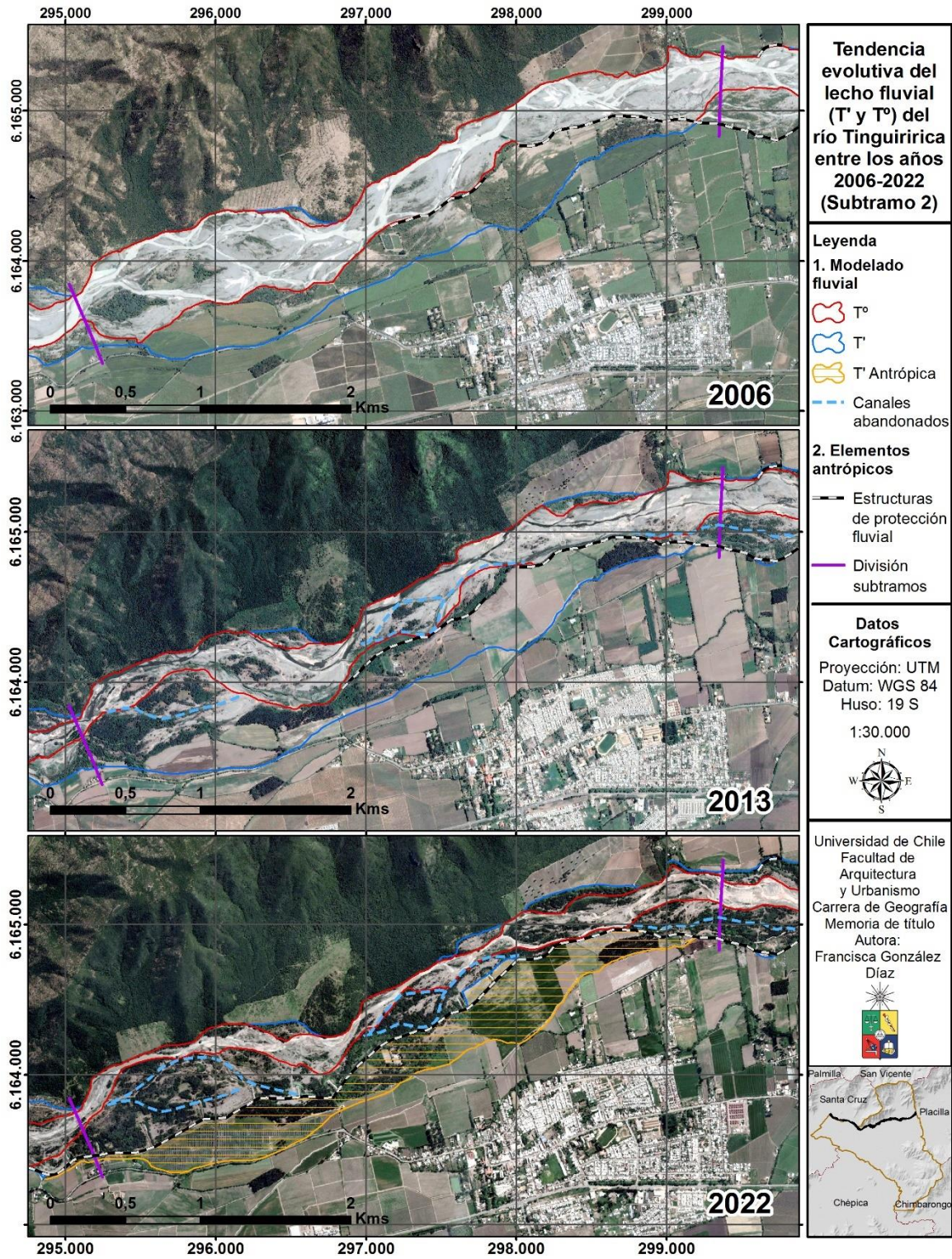
Otro aspecto importante es la ubicación de este subtramo, puesto que su ribera norte se encuentra delimitada por el cordón montañoso; en consecuencia, las variaciones hacia ese lado están restringidas por la presencia de estos cerros. A esto, se suma la progresiva instalación de estructuras de protección en la ribera sur, que para el 2022 cubre todo el largo de este subtramo y genera una especie de encajonamiento del río, desplazándolo hacia la ribera norte e impidiendo mayores migraciones y disminuyendo su capacidad para contener grandes crecidas.

Por su parte, la Figura 32 muestra las dimensiones de las áreas abandonadas que pasan a formar parte del lecho mayor episódico. Situación que contrasta con las pequeñas porciones que fueron incluidas nuevamente al lecho mayor periódico, es decir, las áreas erosionadas (ver Figura 24). Se destacó este sector que muestra los bancos incorporados a la T' puesto que pueden ser un indicador de una fase de agradación considerando el rol de la vegetación como almacenadora y facilitadora de la depositación de sedimentos (Block, 2014).

Si bien en la Figura 32, en la parte superior derecha se observa la acreción de una porción de T' entre el 2006 y 2022; se esperaría que con el avance de terrenos ganados por la T' en la ribera sur producto de la instalación de las defensas, el río, en su búsqueda de espacio para moverse, erosione esas superficies.



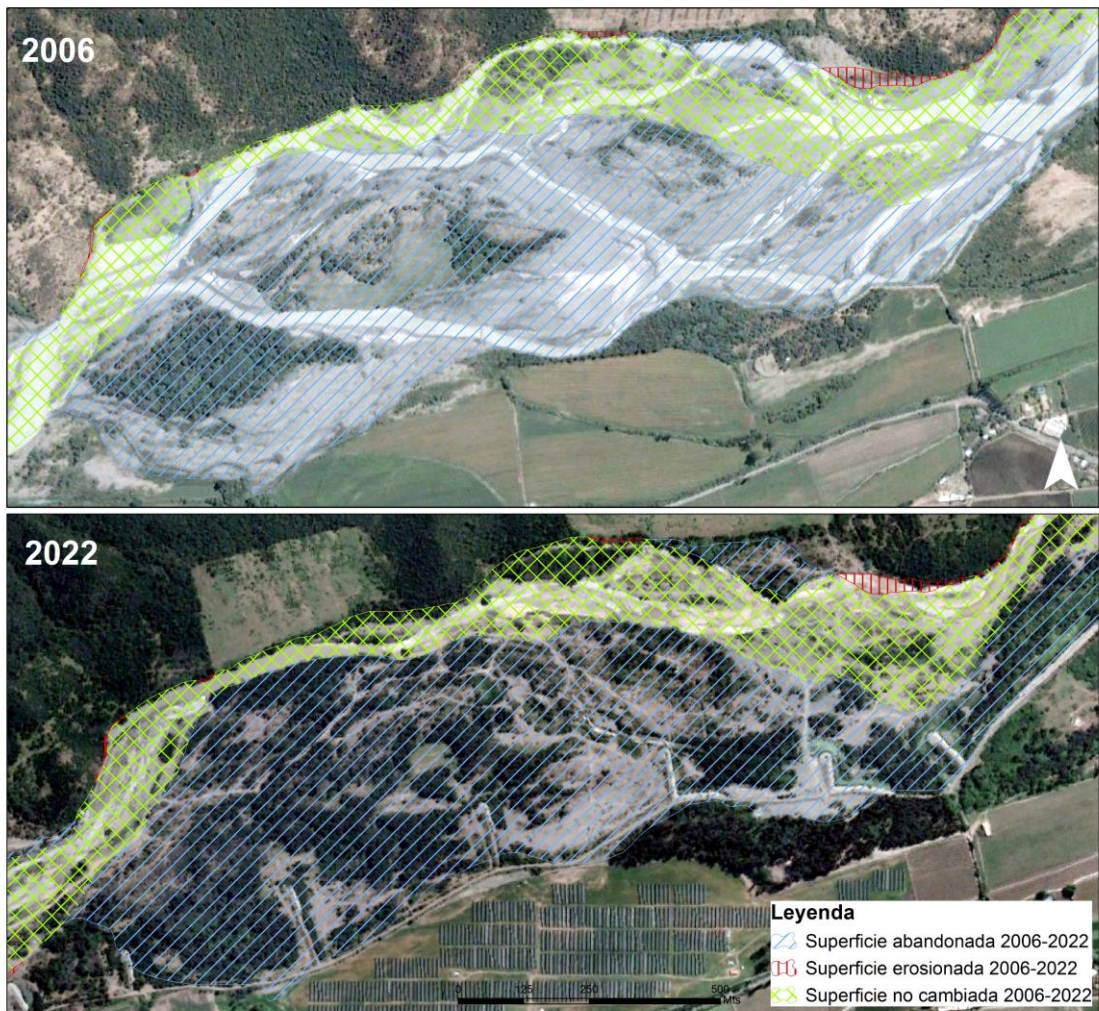
Figura 31: Cambios subtramo 2.



Fuente: Elaboración propia (2023).



Figura 32: Sector con mayor cambio de superficies entre 2006 y 2022, subtramo 2.



Fuente: Elaboración propia (2023).

### c) Subtramo 3

El último subtramo es el que presenta un mayor cambio. Si bien no evidenció una variación significativa en cuanto al ancho de la T°, este mostró un cambio considerable en su morfología. Al igual que en los dos subtramos anteriores, en el año 2006, presenta un patrón sin duda trenzado. Sin embargo, en el año 2013, la progresiva intervención antrópica, ya sea mediante la extracción de áridos o la instalación de estructuras de protección, favorecieron la reducción de su cauce y el desarrollo de un patrón más bien rectilíneo, tal como se observa en el principio de este subtramo en la Figura 33.

Esta intensa intervención responde a la condición de erosión presente en la ribera sur, la cual es posible apreciar en la imagen del año 2006 (Figura 33), situación que ya está corregida en el año 2013 con la instalación de muros de enrocados.

Además, al final del tramo, es posible observar una tendencia hacia el desarrollo de un patrón meandriforme, pudiendo identificarse vestigios de procesos de acortamiento de meandro y posterior desplazamiento, mostrando una forma transicional (Charlton, 2008).

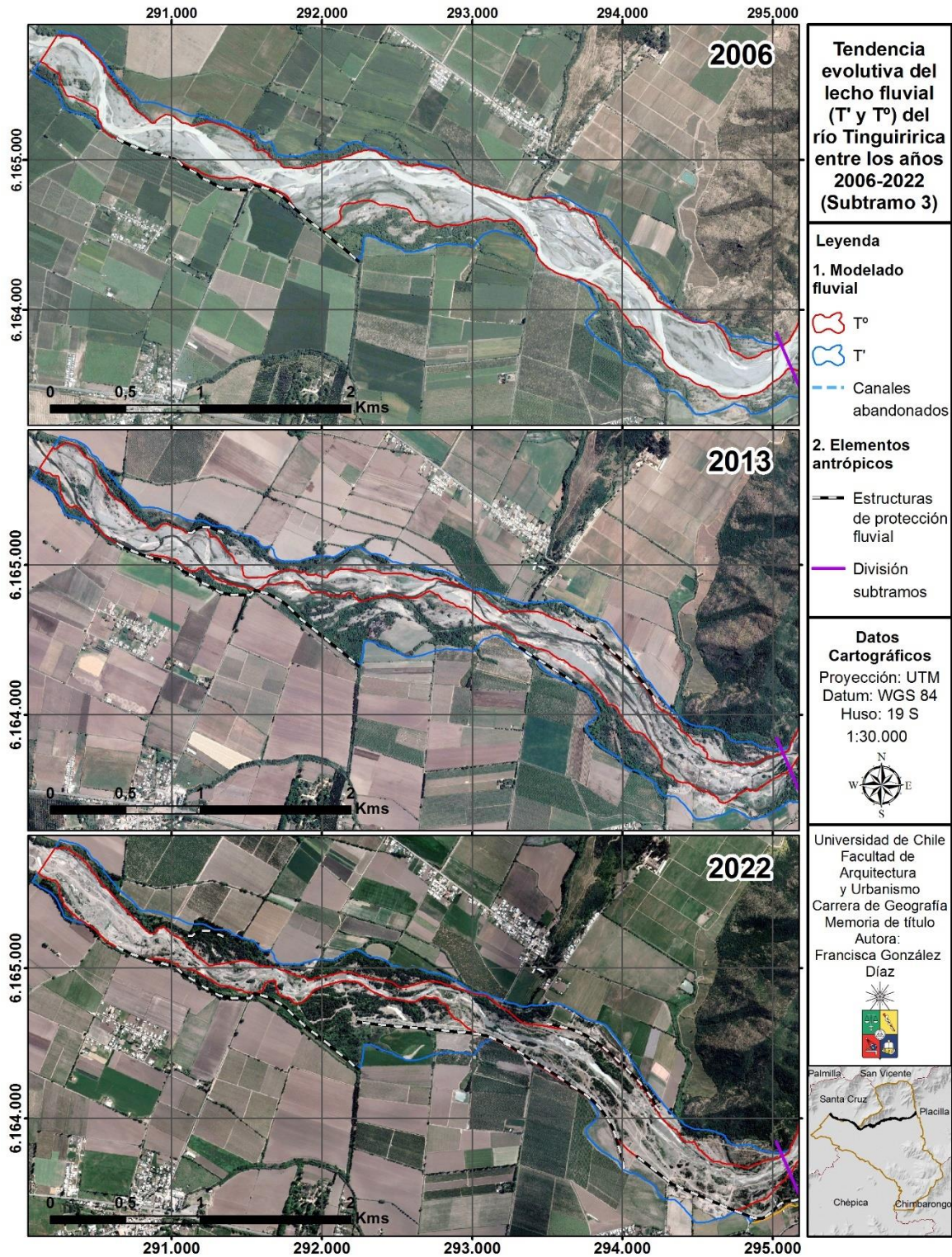
Finalmente, para el año 2022, se aprecia la extensión aún más acentuada de las estructuras de protección fluvial, lo cual, se infiere ocurrió en respuesta a la crecida del año 2016, y que ha generado una estabilización mucho más sólida del lecho, protegiendo de futuras erosiones tanto a la T' como a la T1, inclusive.

Al comparar las imágenes satelitales, se observa un cambio de posición del río hacia la ribera derecha, el cual es ilustrado con mayor detalle en la Figura 34. Este cambio está lejos de ser natural, puesto que fue a causa de una desviación del cauce mediante la construcción de un dique. Si bien se desconocen las razones de esta desviación, en la segunda imagen se observan vestigios de extracción de materiales, ya sea con el fin de aumentar la capacidad del cauce o bien, con el propósito de extraer materiales para la construcción; no obstante, esto da cuenta de la magnitud de las modificaciones efectuadas sobre el cauce.

Este subtramo, presenta una particularidad que lo diferencia de los otros dos subtramos, y es que, es aquí donde se observa la mayor actividad erosiva del río, como se aprecia en la Figura 35. Si bien la superficie erosionada sigue siendo en proporción mucho menor a la superficie abandonada, es considerablemente amplia y conllevó a instalar medidas estructurales para prevenir el avance de la erosión, lo cual estaba afectando directamente a los cultivos agrícolas situados en la ribera sur.



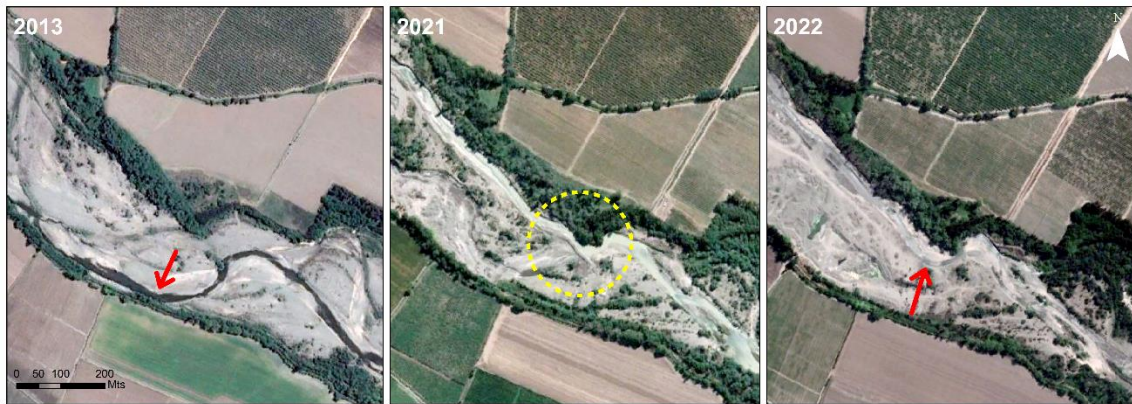
Figura 33: Cambios subtramo 3.



Fuente: Elaboración propia (2023).

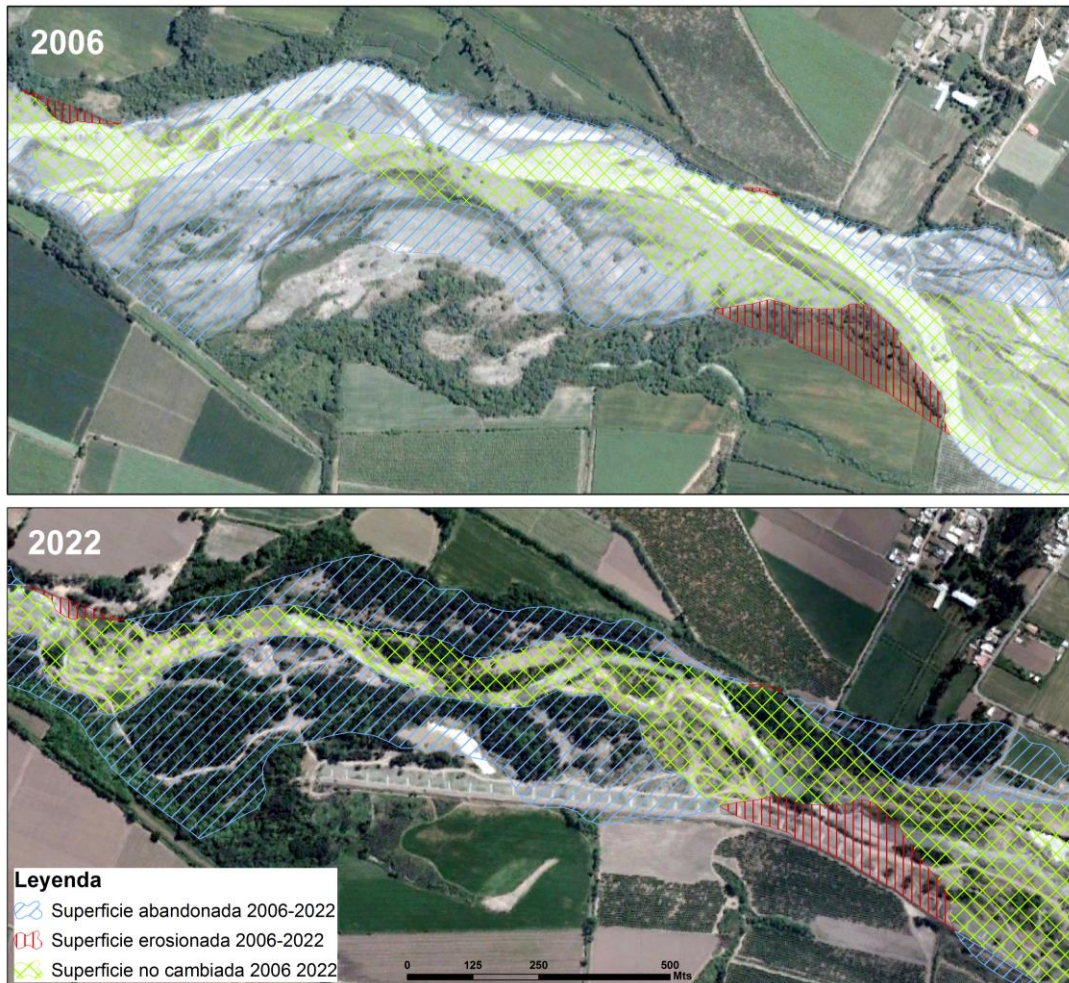


Figura 34: Desviación del río, subtramo 3.



Fuente: Elaboración propia (2023).

Figura 35: Sector con mayor cambio de superficies entre 2006 y 2022, subtramo 3.



Fuente: Elaboración propia (2023).

Finalmente, en relación con la evolución del ancho de la T° por subtramos, de acuerdo con los datos mostrados en la Tabla 6, el ancho del lecho mayor periódico del subtramo 1 se redujo de 259,67 metros en promedio a 158,33 metros, es decir, se produjo una reducción de 101,35 metros entre los años 2006 y 2022.

Por su parte, el subtramo 2 tuvo un cambio muy significativo, puesto que se redujo 123,47 metros entre el 2006 y el 2013, pasando de 378,15 a 254,68 metros, mientras que para el 2022 el ancho medio se redujo a 144,59 metros; es decir, más de la mitad de lo que era originalmente en el año 2006.

Por último, en el subtramo 3, entre el 2006 y 2013 pasó de tener un ancho promedio de 278,36 metros a 185,93 metros, es decir, una disminución de 92,4 metros. No obstante, entre el 2013 y 2022 se observa un crecimiento, alcanzando un ancho promedio de 205,64 metros.

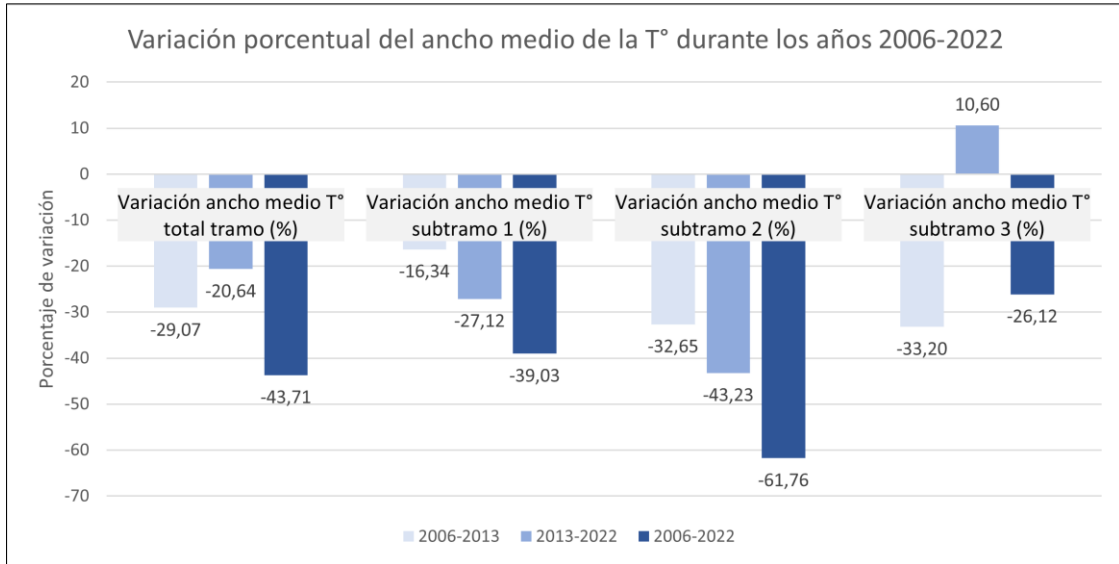
De acuerdo con la Figura 36, al comparar la evolución en porcentajes de los subtramos, el subtramo 2, es decir la sección media, es la que presenta una mayor variación con respecto a la T°, la cual disminuyó su ancho medio en un 61,76% entre el 2006 y el 2022, superando el porcentaje reducido por la totalidad del tramo en dicho período. Por su parte, el subtramo 3, es el que presentó una menor variación, presentando incluso un aumento del 10,6% de la T° durante el 2013 y el 2022.

Tabla 6: Ancho medio de la T° por subtramos y tramo completo.

<b>Año</b>	<b>Ancho medio T° subtramo 1 (m)</b>	<b>Ancho medio T° subtramo 2 (m)</b>	<b>Ancho medio T° subtramo 3 (m)</b>	<b>Ancho medio total T° (m)</b>
2006	259,67	378,15	278,36	306,39
2013	217,24	254,68	185,93	217,33
2022	158,32	144,59	205,64	172,48

Fuente: Elaboración propia (2023).

Figura 36: Variación porcentual del ancho medio de la T°, tramo total y subtramos.



Fuente: Elaboración propia (2023).

#### 4.2.4. Tendencia evolutiva de la terraza T1 y tendencia general del lecho fluvial (T'/T°)

En el caso de la T1, durante el período considerado, no presentó gran variación, con excepción de un tramo en particular (Figura 37), donde se observa en el estadio inicial del 2006 una concavidad en la terraza que indica una condición de ataque por parte del río, situación que fue revertida mediante la instalación de un muro de enrocados con espigón con el fin de proteger la erosión de terrenos agrícolas situados sobre la T1 y la T'. Posteriormente, para el año 2022, la defensa se encuentra extendida y presenta más espigones para mitigar posibles crecidas que pudieran afectar a la población Ana Luisa II.

Figura 37: Erosión terraza principal.



Fuente: Elaboración propia (2023).



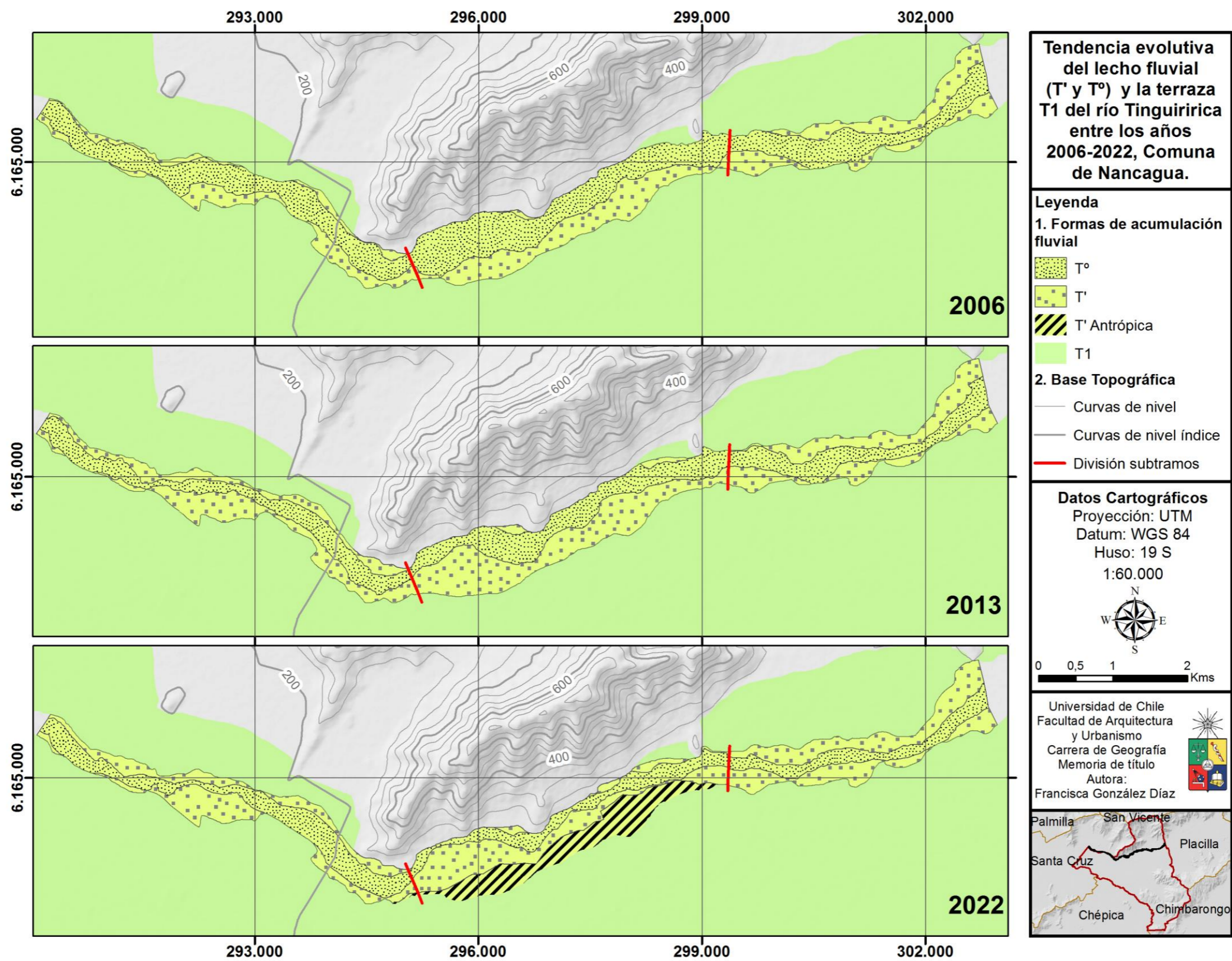
Por último, al considerar el tramo en estudio en toda su envergadura es posible apreciar a simple vista una considerable variación del lecho durante los años (ver Figura 38). En el caso del lecho mayor periódico o  $T^\circ$ , presenta una marcada tendencia a la disminución. Esto se debe a que, en el año 2006, el río Tinguiririca presenta un patrón trenzado bien definido, con gran presencia de bancos escasamente vegetados, que sugieren actividad latente producto de un abundante caudal que impide la colonización de la vegetación y genera depositación y retrabajo, por lo tanto, la  $T^\circ$  es amplia. Caso contrario, en el año 2013, se observa una disminución de la  $T^\circ$  y una progresiva expansión de la  $T'$ , que alcanza su mayor expresión en el año 2022 y se encuentra bastante colonizada por vegetación.

La Figura 38 ilustra las proporciones del cambio en cada uno de los lechos y la superficie ocupada por cada uno en los tres años de estudio, indicando claramente la tendencia a la reducción del lecho mayor periódico que se encarga de albergar las crecidas recurrentes, junto con el crecimiento del lecho mayor episódico, potenciado por la progresiva colonización de la vegetación. Si bien no hay una traslación de la  $T^\circ$ , esta tiende a quedar desplazada hacia el norte producto de la expansión de la  $T'$ .

Además, es posible apreciar las diferencias en el cambio de los diferentes lechos para cada subtramo, siendo el intermedio el que presentó una variación más notoria a simple vista, inclinada hacia la reducción de la  $T^\circ$ . Caso contrario, el tercer subtramo muestra un aumento del ancho de la  $T^\circ$ . Al observar la Figura 38, es posible dar cuenta de este aparente ensanchamiento, sin embargo, y considerando lo expuesto en el análisis por tramo, este obedece a causas antrópicas asociado a la extensión de los muros de enrocados y la extracción de materiales, por lo que no constituye un cambio natural. En cuanto al primer subtramo, si bien su reducción no es tan marcada como en el intermedio, se observa un angostamiento del lecho mayor periódico, aunque las causas de este obedecen a un trabajo de rectificación y no a una estabilización progresiva de la  $T'$ .

Otro aspecto por destacar involucra nuevamente al subtramo intermedio, el cual junto con el aumento de la  $T'$  en detrimento de la  $T^\circ$ , presenta la particularidad de que desarrolló una  $T'$  con características antrópicas. Si bien esta comenzó a estabilizarse progresivamente producto de la densificación de la vegetación, este proceso fue acelerado producto del emplazamiento de estructuras de protección fluvial.

Figura 38: Tendencia evolutiva del lecho fluvial y la terraza T1 entre los años 2006 y 2022.



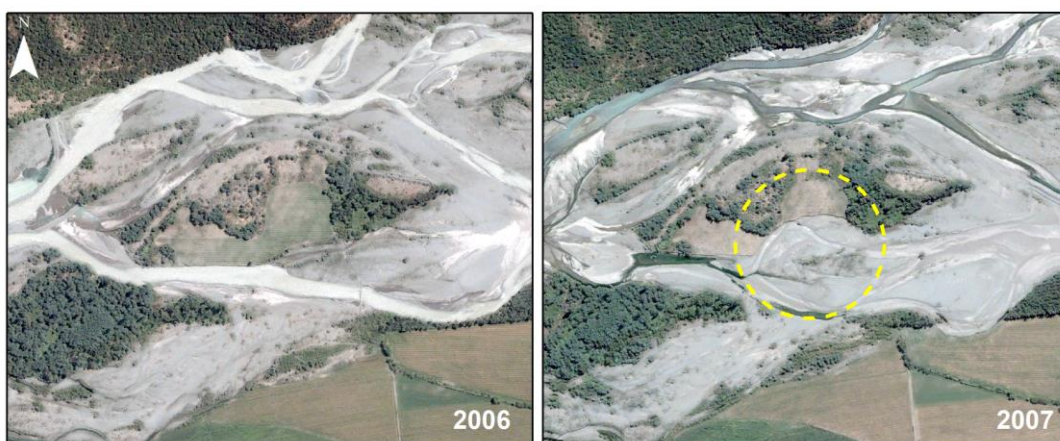
Fuente: Elaboración propia (2023).



#### 4.3. Cambios de uso de suelo asociados al lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1

En primer lugar, en el año 2006, el suelo descubierto o zonas donde predomina la presencia de gravas formaban parte de casi la totalidad de la T°, con excepción de algunos bancos vegetados que, al observarlos de cerca, llama la atención la presencia de una pequeña área destinada a la plantación agrícola emplazada entre la vegetación natural sobre uno de los bancos, sin embargo, posteriormente fue abandonada luego de que se generara la erosión del banco, como se muestra en la Figura 39, en la cual para el año 2007 se encuentra erosionado.

Figura 39: Erosión banco con uso agrícola.



Fuente: Google Earth (2023).

Con relación a la T', esta se encuentra ocupada por algunos usos agrícolas y plantaciones forestales, además de áreas con vegetación natural. Tal como se observa en la Tabla 7, los usos agrícolas representan 81,5 hectáreas, las plantaciones forestales 18,4 Ha y la vegetación ribereña un total de 147,3 Ha. También, es posible hallar una pequeña porción de otros usos correspondiente a una planta de tratamiento de aguas servidas.

Por su parte, en la terraza principal, en el primer año de estudio ya hay una gran presencia de suelo agrícola que ocupa casi la totalidad de las 257,4 Ha consideradas para el análisis (Tabla 7).

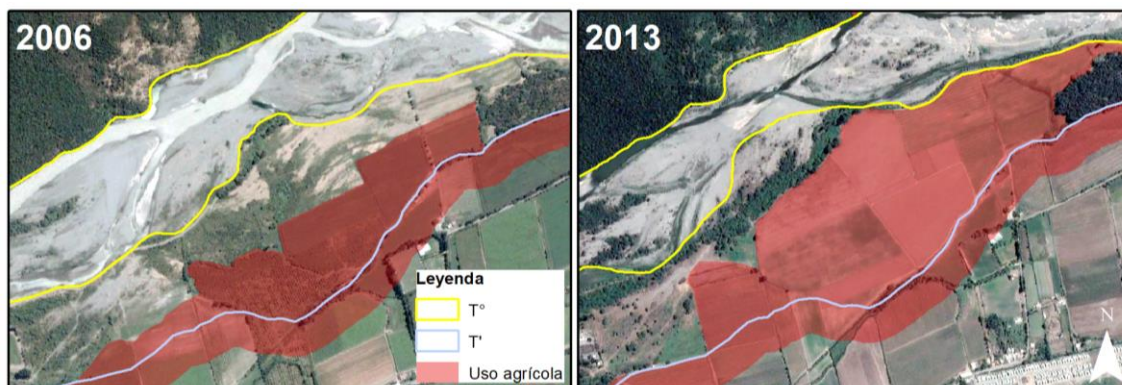
Tabla 7: Uso de suelo en hectáreas año 2006.

Uso de suelo 2006 (Ha)	T°	T'	T1
Agrícola	2,428	81,473	247,176
Forestal	0,000	18,418	0,105
Suelo descubierto/Depósitos fluviales	423,488	42,487	2,091
Vegetación natural/Ribereña	13,192	147,308	8,018
Otros	0,000	1,836	0,000
TOTAL	439,109	291,523	257,390

Fuente: Elaboración propia (2023).

En segundo lugar, en el año 2013, se observa un progresivo aumento del suelo agrícola dentro de la T' que tiende a extenderse hacia el interior del lecho, como se observa en la Figura 40 correspondiente a un sector de la zona media del río, en el cual, los predios agrícolas alcanzan los límites de la T°. Este uso de suelo, de acuerdo con la Tabla 8, ocupa 106,3 Ha de un total de 415,8 Ha de T'.

Figura 40: Avance del uso agrícola entre los años 2006 y 2013, sector medio.



Fuente: Elaboración propia (2023).

En el caso de la T°, como se ha visto anteriormente, presenta una disminución de su extensión. Con ello, se presenta también una disminución del suelo descubierto o con presencia de gravas, pasando de 423,5 Ha a 308,2 Ha. Además, se observa la desaparición del uso de suelo agrícola dentro de esta, puesto que ya no se utiliza el banco con fines agrícolas.

Por otro lado, con respecto a la T1, no hay mayor variación en cuanto a uso de suelo agrícola, pasando de 247,2 Ha en el 2006 a 248,8 Ha en el 2013 (Tabla 8).

Tabla 8: Uso de suelo en hectáreas año 2013.

Uso de suelo 2013 (Ha)	T°	T'	T1
Agrícola	0,000	106,347	248,752
Forestal	0,001	16,168	0,924
Suelo descubierto/Depósitos fluviales	308,144	63,403	0,466
Vegetación natural/Ribereña	8,192	228,365	5,912
Otros	0,000	1,526	0,000
TOTAL	316,338	415,808	256,054

Fuente: Elaboración propia (2023).

En tercer lugar, para el año 2022 se acentúa la reducción de áreas descubiertas, incluyendo la reducción de la T°, dentro de la cual además es posible ver crecimiento de vegetación natural, la cual pasa de tener un área de 8,2 Ha en 2013 a 28,3 Ha en 2022 (Tabla 9).

Por su parte, a medida que la T' alcanza su mayor extensión, comienza a ser colonizada por más vegetación natural y también por cultivos agrícolas. Estos últimos en el año 2013 abarcaban un total de 106,3 Ha pertenecientes a la T' (Tabla 8), mientras que en 2022 pasan a ocupar 154,6 Ha, considerando tanto T' y T' antrópica (Tabla 9), es decir, cerca del doble de los terrenos agrícolas pertenecientes a la T' en el 2006 (Tabla 7).

En el caso de la T1, al igual que el período anterior, esta no presenta mayor variación. No obstante, llama la atención un leve crecimiento en los usos de suelo agrícola que pasan a ocupar 250,75 Ha, es decir, un aumento de dos hectáreas que resulta significativo teniendo en cuenta que la T1 estaba ocupada casi en su totalidad por cultivos agrícolas al inicio del período en estudio.

Tabla 9: Uso de suelo en hectáreas año 2022.

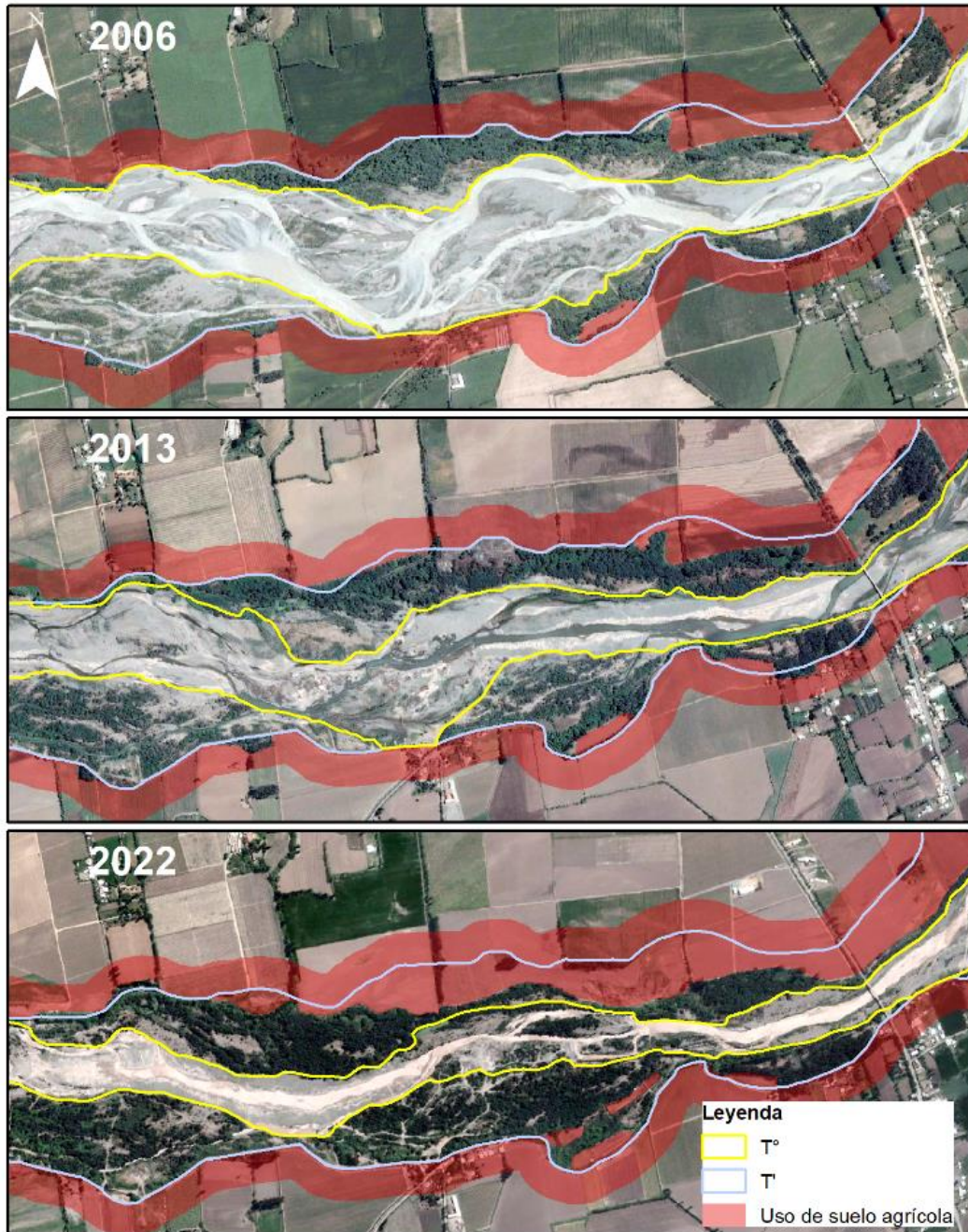
<b>Uso de suelo 2022 (Ha)</b>	<b>T°</b>	<b>T'</b>	<b>T' Antrópica</b>	<b>T1</b>
Agrícola	0,494	79,400	75,206	250,754
Forestal	0,000	5,817	4,486	0,000
Suelo descubierto/Depósitos fluviales	221,238	19,738	0,000	0,002
Vegetación natural/Ribereña	28,295	270,154	26,873	3,244
Otros	0,000	1,337	1,526	0,000
<b>TOTAL</b>	<b>250,027</b>	<b>376,446</b>	<b>108,091</b>	<b>254,000</b>

Fuente: Elaboración propia (2023).

Considerando lo expuesto, existe un cambio notable en determinados sectores del extremo aguas arriba del tramo, en la zona media y al final, asociados a la expansión agrícola. En el primer caso, como se muestra en la Figura 41, entre los años 2006 y 2013 no hubo gran cambio, sin embargo, la diferencia se aprecia al observar la imagen del 2022, en la cual se distingue claramente la completa ocupación de lo que era la T' durante el 2013, reemplazando la vegetación ribereña por cultivos.



Figura 41: Avance del uso de suelo agrícola hacia la T' entre los años 2006 y 2022, sector puente La Gloria.



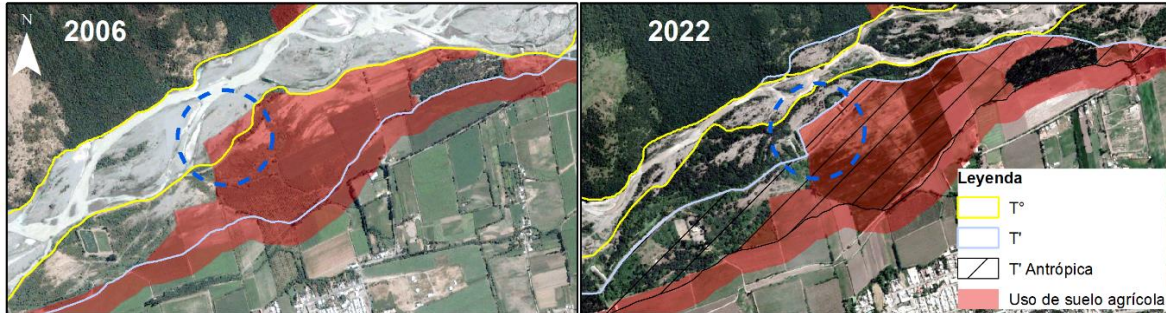
Fuente: Elaboración propia (2023).

En el caso del tramo medio, además de densificarse la vegetación natural, ocurren varios procesos. Primero, la instalación de defensas fluviales que permite la estabilización de zonas ribereñas pertenecientes a la T' y T° y que generan una estabilización permanente de una porción de la T'. Segundo, y como consecuencia, los predios agrícolas se extienden hacia esas zonas ahora estabilizadas y protegidas, generando así el cambio de uso de



suelo y ocupando incluso pequeñas porciones que en el año 2006 formaban parte activa de la terraza T° (Figura 42).

Figura 42: Avance del uso de suelo agrícola hacia la T' entre los años 2006 y 2022, sector medio.



Fuente: Elaboración propia (2023).

Por su parte, aguas abajo cabe destacar una pequeña variación de la T1, la cual en el año 2006 se encuentra erosionada (Figura 43), sin embargo, en el 2013 se observa una estabilización de esta zona, la cual fue ocupada por terrenos agrícolas, como muestra la tercera imagen del 2022 de la Figura 43.

Figura 43: Avance del uso de suelo agrícola sobre la T1 entre los años 2006 y 2022, sector medio.



Finalmente, considerando todo el tramo en estudio (Tabla 10), es posible observar que entre los años 2006 y 2022 se redujeron las áreas correspondientes a suelo descubierto o depósitos de gravas de 468,07 Ha a 240,98 Ha, lo cual está estrechamente relacionado con la progresiva disminución de la T°. Asimismo, a medida que esta se reducía, aumentaban las áreas con vegetación natural o ribereña en un total de 154,7 Ha entre 2006 y 2022, y también las de uso agrícola, que al final del período constituyen 419,3 Ha de un total de 1.037 Ha consideradas dentro del análisis de uso de suelo, aumentando un total de 79,6 Ha durante los dieciséis años de estudio. Por su parte, el uso forestal adquiere cada vez menor presencia.

Tabla 10: Uso de suelo total área de estudio.

<b>Uso de suelo total (Ha)</b>	<b>2006</b>	<b>2013</b>	<b>2022</b>
Agrícola	339,73	359,92	419,30
Forestal	18,52	17,09	10,30
Suelo descubierto/Depósitos fluviales	468,07	372,01	240,98
Vegetación natural/Ribereña	209,45	286,98	364,12
Otros	1,84	1,53	2,86

Fuente: Elaboración propia (2023).

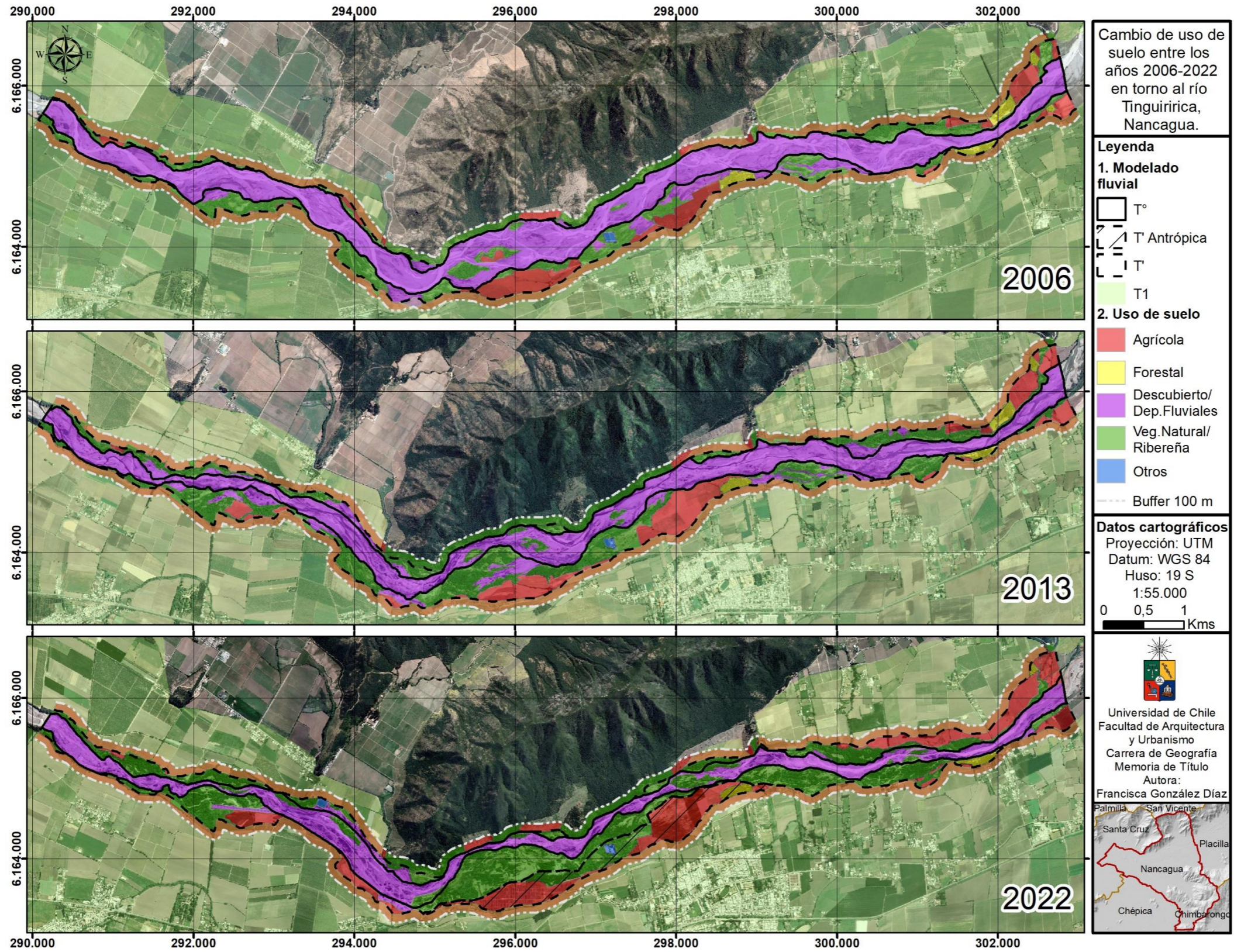
Estos cambios se aprecian en la cartografía de cambio de uso de suelo (Figura 44), en la cual es posible notar a simple vista la reducción del suelo descubierto o zonas donde predomina la presencia de gravas y el aumento del uso de suelo agrícola.

Por lo demás, si bien no es parte de las terrazas actuales o de la terraza principal del río, es importante señalar la expansión agrícola hacia las laderas de los cerros en la ribera norte del río (Figura 44), lo cual explica el aumento que presentó este uso entre el año 2013 y 2022.

Por otra parte, también cabe destacar una leve variación con respecto a la categoría de otros usos de suelo, puesto que, si bien no se observó un gran cambio a lo largo del período considerado, un hecho particular y que llama la atención es la construcción de una cancha de fútbol al interior de la T' aguas abajo del tramo en estudio, ribera norte (ver Figura 44), que da cuenta no sólo de la expansión de terrenos agrícolas, sino que también de sitios de uso recreacional.



Figura 44: Cambio uso de suelo 2006-2022.



Fuente: Elaboración propia (2023).



## CAPÍTULO V: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

### 5.1. Discusión

#### 5.1.1. Características y estado actual del lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1

Si bien el tramo en estudio se ubica en un sector de baja pendiente que favorece la depositación y migración lateral, la gran cantidad de infraestructuras de protección fluvial restringen estos procesos naturales del río. Sin embargo, los resultados demuestran un intento por parte del río de recuperar su morfología con la presencia de bancos esporádicos.

Además, y pese al grado de intervención, es posible identificar en su mayoría bancos vegetados al interior de la T° o bien, bancos que actualmente forman parte de la T', dejando una serie de canales abandonados que dan cuenta del estado geomorfológico del río, es decir, con poca dinámica fluvial y con tendencia a la estabilización, dentro del período de estudio considerado.

Por su parte el desarrollo de terrazas es limitado hacia la ribera norte producto de la pendiente asociada a los cerros de Nancagua que impiden la depositación del material transportado por el río. Además, al ser una terraza baja, permite que esté propensa a recibir los efectos de las crecidas de acuerdo con los resultados obtenidos por IRH consultores Ltda. (2010), suponiendo un riesgo para la población debido a las pérdidas económicas asociadas. Esto se demuestra en la gran cantidad de trabajos realizados para mitigar los posibles efectos de las crecidas, desde la instalación de muros de enrocados, hasta el encauzamiento del río mediante el uso de maquinaria, lo cual, a su vez, conlleva a la pérdida de las características naturales del río, como la ausencia de escarpes.

Asimismo, otro factor que genera una alteración de la forma natural del río es la disección de las terrazas actuales para alimentar canales de riego, situación que implica movilización de materiales.

Los resultados se relacionan con lo propuesto por Jain *et al.* (2008) acerca del rol que cumplen las laderas sobre el confinamiento de los ríos, puesto que, en la ribera norte, el desarrollo de llanuras de inundación, y por ende de terrazas, está supeditado a la presencia de los cerros de Nancagua. Así, en dicha ribera del subtramo medio no se identificó la presencia de terrazas a partir del trabajo de fotointerpretación; hecho que no pudo ser comprobado en terreno debido a la dificultad de acceder a la caja del río.

Esto último constituyó un alcance metodológico, puesto que, debido a la gran cantidad de terrenos agrícolas que se encuentran en torno al río y que han privatizado el acceso a este, o bien zonas de difícil acceso, no se pudo realizar un trabajo de campo completo. Sólo se pudo acceder al sector del puente La Gloria y unos kilómetros aguas abajo de este sitio. Situación que limitó los resultados obtenidos y la corroboración de las estructuras identificadas en el trabajo de fotointerpretación.



### 5.1.2. Tendencia evolutiva del lecho fluvial (T'/T°) y la terraza T1 durante el período 2006-2022

Al comparar las imágenes satelitales, además del aumento de la vegetación, se ve también un cambio en la configuración del río, puesto que en el año 2006 se aprecia un patrón trenzado bien definido, con una gran presencia de gravas descubiertas y bancos con vegetación incipiente, que indican una actividad latente, sin embargo, a partir del 2013, se observa un cambio en el patrón del río, el cual se vuelve más estable e incluso presenta una tendencia hacia un estado de transición entre trenzado y meandriforme hacia el final del tramo. Finalmente, para el 2022 el río tiende a simplificarse, es decir, se observa una disminución de canales en las áreas con menor intervención y una transformación a canal rectilíneo por las modificaciones efectuadas al lecho mismo. Esto se evidencia más claramente en el tercer subtramo, que pasó a formar un canal rectilíneo producto de la desviación de su curso y la extracción de sedimentos, que generó, al mismo tiempo, la desaparición de sus característicos bancos.

Además, existe una diferencia en la distribución de los cambios en los tres subtramos en que se dividió el tramo en estudio, ya que, en el primero y tercero, los cambios se distribuyeron a ambos lados del río, mientras que, en el segundo subtramo, los cambios más significativos se concentraron en la ribera sur, concentrándose la instalación de la cobertura vegetal e infraestructuras de protección que actuaron como coadyuvante del desarrollo de la primera. Esto se explica por la escasez de asentamientos humanos en la ribera norte y la pendiente como control natural de inundaciones, por lo que se ha intervenido sólo la parte sur.

El trabajo de Vizcaíno *et al.* (2003) en el río Jarama en España, muestra una evidente pérdida de los elementos asociados a su dinámica natural, puesto que se encuentra delimitado y disminuido por estructuras de protección fluvial que ha generado problemas de incisión producto de la incapacidad para moverse lateralmente. Asimismo, el crecimiento de la vegetación ha propiciado el proceso de simplificación del río.

Esto último se asemeja a la situación evidenciada en el río Tinguiririca, puesto que uno de los cambios más notorios a simple vista, constituye el aumento de la vegetación. Esta ha sido parte fundamental en la transición de un río trenzado, con múltiples canales en el año 2006, a un río, si bien trenzado, con menos canales, más estrecho y con tramos rectilíneos en el año 2022. Teniendo en cuenta que la vegetación se encarga de oponer resistencia a la erosión y propicia que las zonas vegetadas aumenten su capacidad de retención de sedimentos (Vizcaíno *et al.*, 2003), el aumento en su densidad ha generado que estas zonas pasen a formar parte de la T', producto de la progresiva acumulación de sedimentos, que genera que esta porción se encuentre más elevada que la T°.

Kiss & Blanka (2012), en su estudio del río Hernád en Hungría, afirmaron que la escasez de crecidas recurrentes permitió la colonización y maduración de la vegetación, la cual es lo suficientemente fuerte como para sobrevivir crecidas importantes. De acuerdo con los resultados obtenidos con respecto al análisis de datos de precipitaciones y caudales, se observa una tendencia general a la disminución de las precipitaciones y los caudales invernales. Sin embargo, esto también repercute en una disminución de los

caudales de verano, que muestran una leve disminución asociada a un período de deshielo con déficit de precipitaciones invernales. Como consecuencia, se produce un cambio en la cantidad de agua disponible que genera dos efectos sobre el trabajo geomorfológico del río.

Por un lado, teniendo en cuenta que la mayor parte de las crecidas del río se concentran en invierno, la disminución de los eventos de precipitación importantes genera una disminución en los caudales máximos registrados que podrían llevar a cabo un trabajo geomorfológico y en consecuencia producir un cambio. Por el otro, la leve tendencia a la disminución de los caudales mínimos sugiere un estado ideal para mantener la vegetación riverense y estabilizar el sistema (Surian, 1999). Por lo tanto, la transición de un lecho escasamente vegetado a uno estabilizado y la disminución de la T°, está relacionado con una tendencia a la reducción de los eventos pluviométricos recurrentes, cuyos efectos acumulativos se encargan de llevar a cabo un cambio geomorfológico del río (Wishart *et al.*, 2008) impidiendo la maduración de la vegetación.

Esto se vio reflejado en el episodio de precipitación importante ocurrido en el año 2016 que, si bien generó daños a la población e infraestructuras, no tuvo la capacidad de generar cambios sustanciales, con excepción de la modificación en la distribución de los canales y sitios puntuales donde hubo erosión.

Como se ha visto, la vegetación cumple un rol importante en el trabajo geomorfológico llevado a cabo por el río. Situación que también se evidenció en la progresiva incorporación de bancos fluviales a la T', puesto que de acuerdo con Hickin (1984) y Leopold & Wolman (1957), la vegetación actúa como una red para atrapar sedimentos generando así la evolución del relieve, promoviendo la maduración de esta, que, a su vez, va acumulando aún más cantidad de sedimentos.

Asimismo, el ancho medio y la superficie de la T° han disminuido de manera vertiginosa a lo largo del período en estudio, acompañado de una creciente colonización de vegetación natural al interior del lecho. No obstante, durante el segundo período (2013-2022) disminuye en menor medida que el período anterior (2006-2013), con sólo un 20% menos. Esto podría sugerir un proceso de estabilidad, es decir, que el río ha encontrado su estado ideal ante el nuevo régimen de precipitaciones, sin embargo, cabe tener en consideración la crecida del 2016. Para corroborar este hecho es necesario un estudio en mayor profundidad y con una escala temporal más amplia que la abordada en este trabajo.

En cuanto a los cambios en la T1, pese a ser una terraza baja, no se aprecian grandes variaciones, con excepción del tramo puntual expuesto en los resultados y que fue controlado inmediatamente mediante la instalación de muros de enrocados, medida que fue extendida a lo largo del tramo y que a futuro impediría la erosión lateral y posibles migraciones. Aunque la tendencia de la disponibilidad de agua indique lo contrario y considerando el escenario de cambio climático, es posible que, ante una eventual crecida, el río vuelva a ocupar lo que antes era parte del territorio fluvial y, sin embargo, ya no cuenta con la capacidad para contener grandes crecidas debido a la constricción que ha sufrido, sobrepasando las medidas estructurales existentes.

Por otro lado, de acuerdo con el trabajo realizado por IRH consultores Ltda. (2010), en el cual se analizan los cambios ocurridos en el río Tinguiririca entre los años 1978 y 2009; en el tramo comprendido en la comuna de Nancagua, se observa una tendencia a la erosión del río, observándose sitios donde el río erosiona terrenos con cultivos agrícolas tanto en la T' como en la T1.

Al comparar dichos cambios con lo que ocurre durante el 2006 y 2022 se observa que la tendencia es inversa. Por un lado, existe una estabilización de los sectores anteriormente erosionados mediante la colonización de vegetación natural densa. Y, por el otro, luego de la progresiva estabilización de esos terrenos al ser abandonados por el río, se volvieron a ocupar con fines agrícolas.

Esto es comparable con el trabajo de Brice (1964), en el río Calamus en Estados Unidos, dentro del cual existen zonas diferenciadas por la presencia de vegetación, generando una erosión diferencial, es decir, en tramos donde la vegetación es abundante, aumenta la resistencia a la erosión y se desarrolla un canal rectilíneo y angosto, mientras que donde la cobertura vegetal es escasa, se reduce la resistencia a la erosión y por lo tanto se desarrolla un canal ancho, poco profundo y trezado.

Así mismo, en el trabajo propuesto por Kondolf & Curry (1986) en el curso bajo del río Carmel (Estados Unidos), la pérdida de vegetación riverena debido a una disminución del nivel freático como consecuencia del aumento de la población y de la demanda de agua, generó un ensanchamiento del canal ante episodios de crecidas de baja magnitud que actuaron sobre sus márgenes desprovistas de cubierta vegetal y, por lo tanto, muy susceptibles a la erosión; a diferencia de tramos bien vegetados que permanecieron estables y angostos.

Es decir, en el caso del río Tinguiririca, anterior al 2006, en un lecho desprovisto de vegetación predominaba la erosión, generando un canal amplio, mientras que posterior al 2006, la colonización de la vegetación generó un angostamiento de la T° y una simplificación del patrón.

Por lo tanto, existe una relación entre los cambios geomorfológicos del río y el período de sequía de catorce años consecutivos que ha experimentado Chile, puesto que los datos de precipitaciones muestran una tendencia significativa, reflejada también en la distribución de los caudales. De acuerdo con Surian (1999), la identificación de los cambios ocurridos en el río permite establecer la relación entre las variables de control, es decir, la disponibilidad de agua, y las condiciones del entorno que involucran las características del canal, la presencia de vegetación y las modificaciones efectuadas por la intervención humana. Esta relación establece una base para predecir los comportamientos del río a futuro.

### **5.1.3. Cambios de uso de suelo en el lecho fluvial y la terraza T1**

En cuanto a los resultados obtenidos con respecto al cambio de uso de suelo en torno al río Tinguiririca, estos son comparables con lo planteado por Ollero *et al.* (2006) en el río Ebro en España, quienes concluyeron que la construcción de represas y el avance

del uso de suelo agrícola han generado una disminución de la dinámica natural del río y su capacidad de cambio, debido a la reducción del cauce por la edificación de infraestructuras de protección fluvial para resguardar la actividad agrícola, más la escasa renovación de sedimentos y el debilitamiento de las crecidas. Esto se ha reflejado en una maduración de la vegetación natural, lo cual a su vez ha conducido al descenso de la superficie ocupada por el canal inundado y gravas sin vegetación, aletargando aún más la dinámica del río.

En el caso del río Tinguiririca, dentro del período estudiado se observa una disminución de su dinámica natural, generando, al igual que en el caso antes mencionado, una reducción de las zonas activas, vale decir, del lecho mayor periódico que alberga las crecidas recurrentes, a costa del avance de la vegetación madura y la T'. Tal como se expuso anteriormente, este proceso se asocia con el período de sequía de catorce años que, por consiguiente, ha generado una disminución del trabajo geomorfológico ejercido por el río, y si bien se desconoce el verdadero impacto que ejercen, ya que poseen derechos no consuntivos sobre el río, cabe tener en consideración el comienzo de las operaciones de las centrales hidroeléctrica de pasada La Higuera y La Confluencia, ubicadas aguas arriba del río Tinguiririca.

Junto con el avance de la vegetación natural, también es evidente el cambio a un uso de suelo agrícola, debido a la presencia de suelo bien desarrollado que ha permitido el asentamiento de esta vegetación y que ha llevado a la progresiva ocupación de la T'. Este proceso podría definirse en lo que Ollero *et al.* (2006) llaman antropización del sistema, lo cual tiene relación con la idea de ganar terreno al río para la instalación de cultivos agrícolas que, en el caso del río Tinguiririca dio paso a la transformación de una T' a una T' de generación antrópica, completamente ocupada por suelo agrícola y resguardada ante crecidas y posible erosión lateral.

Además de esta transformación, este subtramo del área de estudio, es decir, el subtramo medio o número dos, es de especial interés; puesto que por el norte se encuentra limitado por la presencia de los cerros de Nancagua y por el sur, se encuentra completamente protegido por estructuras de protección fluvial, encajonando el cauce e impidiendo la migración por parte del río, ya sea hacia la ribera norte o sur. Esto supone una preocupación de los efectos que esto pudiera generar a futuro ya que, según Vizcaíno *et al.* (2003) el río Jarama ha perdido su espacio fluvial, impidiendo cualquier tipo de migración lateral por lo que comenzó a generar problemas de incisión.

Asimismo, si bien el primer subtramo no cuenta con una gran extensión de infraestructuras de protección fluvial, existe mucha presión antrópica producto de la ocupación de la T' en la ribera norte, aguas arriba del tramo. Ante esto, es de esperar que exista algún daño material producto de posibles crecidas futuras, por lo que podrían extenderse hacia ese lado la instalación de muros de enrocados para proteger estos nuevos cultivos agrícolas, generando la constricción de este sector.

Por otro lado, de acuerdo con Kiss & Blanka (2012), el río Hernád presentó una reducción del ancho producto del ajuste de este a las descargas más bajas, sin embargo, esto supone un riesgo de inundación puesto que la capacidad del cauce se ve disminuida. De acuerdo con la tendencia de disponibilidad de agua descrita anteriormente, se asemeja



al estado actual del río Tinguiririca, el cual redujo el ancho disponible para almacenar crecidas periódicas, dejando un área estabilizada que ha sido utilizada por el avance de los usos de suelo agrícola. No obstante, el avance de estos supone un peligro para la población ante posibles crecidas futuras.

Por otra parte, si bien el avance de otros usos de suelo con fines recreacionales (como es el caso de la construcción de una cancha de fútbol), no supone ningún peligro directo para la población y mayores pérdidas económicas ante episodios de crecidas, sí participa de la saturación del espacio fluvial, de su constricción y puede significar el principio de la ampliación a futuro de otros usos con fines similares, dando cuenta de la percepción del río adoptada por la población; una percepción arraigada en la estabilidad del río y en la ocupación de suelos que están aparentemente en desuso por parte del río y que no están siendo aprovechados.

Debido a que la dinámica natural del río Tinguiririca se ha visto muy reducida, es necesario tomar acciones para revertir la sobreexplotación del río y así impedir mayores problemas a futuro mediante planes de manejo que pongan en balance el desarrollo de las principales fuentes de empleo y el mantenimiento de una dinámica geomorfológica y ecológica del río sustentable y lo más natural posible, permitiendo su adaptación morfológica a las condiciones actuales.

Tal como sugiere Andreoli *et al.* (2012), una gestión sostenible debe buscar un equilibrio entre los servicios directos proporcionados por el río, vale decir, suministro de agua para riego, generación de energía eléctrica, entre otros, y los servicios indirectos que proporciona un ambiente natural no sobreexplotado, tales como el valor paisajístico, servicios turísticos y ambientales. Así, una restauración supondría una inversión a futuro que mejoraría los ecosistemas y la minimización de los riesgos (Ollero *et al.*, 2006), trayendo consigo una mejora en la calidad de vida de las personas.

## 5.2. Conclusión

El presente trabajo contribuye a actualizar y complementar el conocimiento de la dinámica actual del río Tinguiririca en la comuna de Nancagua durante los años 2006 y 2022 y su relación con la dinámica de usos de suelo.

En relación con esto, se concluyó que el estado actual del lecho fluvial y la terraza principal dista de ser completamente natural debido a las intervenciones llevadas a cabo que han generado una pérdida de características naturales del río y de espacio fluvial.

Los principales cambios ocurridos en el río corresponden a un retroceso de la T°, acompañado de un incremento de las dimensiones de la T' y la transición de un río claramente trenzado, con escasa vegetación y una gran cantidad de canales a un río con abundante vegetación en bancos y terrazas del Holoceno, con una menor cantidad de canales y con una tendencia a desarrollar un patrón rectilíneo, a nivel de los subtramos e insertos en un sistema trenzado general.

Estos cambios son en su mayoría provocados por intervención humana. En primer lugar, la instalación de infraestructuras de protección fluvial ha generado un angostamiento y limitación del río producto del avance del uso de suelo agrícola. Segundo, si bien se desconoce el impacto de la extracción de áridos sobre la cantidad de sedimentos disponibles, la actividad por sí sola ha generado una alteración de la morfología del canal.

Por otra parte, la disminución de las precipitaciones han generado una reducción de los caudales que ha permitido un incremento de la cobertura vegetal sobre el lecho, contribuyendo a expandir la franja destinada al lecho mayor episódico (T'), mediante la acumulación de sedimentos y la protección natural que ejerce la vegetación ante la erosión en episodios de crecidas.

En este sentido, los cambios morfológicos del río también han potenciado el cambio de uso de suelo en cuanto al avance de áreas colonizadas por vegetación natural en detrimento de las superficies descubiertas indicadoras de una dinámica geomorfológica. Además, la tendencia a la estabilización del sistema provocada por la maduración de la vegetación ha generado a su vez, un avance de los usos de suelo agrícola, que se extendieron desde la T1 hacia la T', ocupando zonas que, en el año 2006, estaban ocupadas por canales activos; o bien zonas que fueron erosionadas, generando una pérdida de plantaciones agrícola, han sido ocupadas nuevamente con el mismo fin.

Así, el avance del uso agrícola ha acelerado las medidas tomadas para resguardar los bienes de las personas, sin embargo, también se observó que, pese a la instalación de estructuras de protección fluvial, existen zonas en donde se sobrepasan dichos límites, emplazando los cultivos delante de estas en la T'.

Todo ello ha influido en la dinámica del río, generando cambios geomorfológicos y la disminución de su capacidad ante futuras crecidas, constituyendo una amenaza para la población, considerando el avance de los cultivos agrícolas sobre el lecho. Esto se demostró en el evento registrado en el año 2016 que, si bien no generó grandes cambios a nivel morfológico, sí constituyó daños materiales y a la población circundante, lo cual da

cuenta de que es posible que se detonen procesos naturales a pesar de que la dinámica haya disminuido, sobre todo ante el escenario de cambio climático que contribuiría a generar fenómenos excepcionales. Además, este evento, evidenció una capacidad de cambio persistente.

Por otro lado, uno de los aspectos no abordados en esta investigación y que serían de gran utilidad e importancia es analizar el impacto de las actividades de extracción de áridos sobre la disponibilidad de sedimentos y su variación a lo largo del lecho, así como también posibles incisiones debido a una disminución de la carga de estos y su depositación.

Finalmente, es necesario considerar un control de las intervenciones antrópicas a futuro que pudieran generar una saturación aún mayor del sistema fluvial y la limitación de la dinámica natural. La gran cantidad de propiedades agrícolas emplazadas alrededor del río, dan cuenta de la presión sobre el río y su constricción, restringiendo los cambios naturales efectuados por este para regular el espacio necesario para llevar a cabo sus procesos y mantener un equilibrio. Además, la expansión del uso de suelo agrícola supone un escenario de riesgo para la población y sus medios de subsistencia.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aldunce Ide, P. & González, M. (2009). *Desastres asociados al clima en la agricultura y medio rural en Chile*. Santiago, Chile: Autor. 117p.
- Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P., Boisier, J., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J. & Ayala, A. (enero de 2022). *Catchment Attributes and Meteorology for Large Sample Studies, Chile Dataset (CAMELS-CL)*. Obtenido de: <https://camels.cr2.cl/>
- Andreoli, A., Mao, L., Iroumé, A., Arumí, J. L., Nardini, A., Pizarro, R., Caamaño, D., Meier, C. & Link, O. (2012). The need for a hydromorphological approach to Chilean river management. *Revista Chilena de Historia Natural*, (85): 339-343.
- Araya Vergara, J. (1965). Investigaciones morfológicas y cartográficas en lechos fluviales de la Cordillera de la Costa (Chile central - Hoya del Huenchullami). *Informaciones Geográficas*, (15): 61-80.
- Ashmore, P. (1991a). How do gravel-bed rivers braid? *Canadian Journal of Earth Sciences*, (28): 326-341.
- Ashmore, P. (1991b). Channel Morphology and Bed Load Pulses in Braided, Gravel-Bed Streams. *Geografiska Annaler*, 73(1): 37-52.
- Bello, O., Bustamante, A.. & Pizarro, P. (2020). *Planificación para la reducción del riesgo de desastres en el marco de la Agenda 2030 para el Desarrollo Sostenible*. Santiago, Chile: Comisión Económica para América Latina y el Caribe (CEPAL). 59p.
- Block, D. (2014). *Historical Channel-Planform Change of the Little Colorado River near Winslow, Arizona*. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2014-5112.
- Brandolini, F., Reynard, E. & Pelfini, M. (2020). Multi-temporal mapping of the Upper Rhone Valley (Valais, Switzerland): fluvial landscape changes at the end of the Little Ice Age (18th–19th centuries). *Journal of Maps*, 16(2): 212-221.
- Brice, J. (1964). *Channel Patterns and Terraces of the Loup Rivers in Nebraska*. Geological Survey Professional Paper 422-D, 1-41.
- Brice, J. (1981). *Stability of Relocated Stream Channels*. Washington, D.C: U.S. Geological Survey.
- Brice, J. (1982). *Stream Channel Stability Assessment*. Washington, D.C: U.S. Geological Survey.
- Camus, P., Arenas, F., Lagos, M. & Romero, A. (2016). Visión histórica de la respuesta a las amenazas naturales en Chile y oportunidades de gestión del riesgo de desastre. *Revista de Geografía Norte Grande*, (64): 9-20.
- Centro de Agricultura y Medioambiente (AGRIMED). (2017). *Atlas Agroclimático de Chile: Regiones de Valparaíso, Metropolitana, O'higgins y del Maule*. Santiago, Chile: Centro



Agricultura y Medioambiente, Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de Chile. 124p.

Comisión Económica para América Latina y el Caribe (CEPAL). (2012). *La economía del cambio climático en Chile*. Santiago, Chile: Naciones Unidas-CEPAL. 363p.

Charlton, R. (2008). *Fundamentals of fluvial geomorphology*. New York: Routledge. 234p.

Charrier, R. & Lillo, F. (1973). *Geología regional y geoquímica del drenaje de las provincias de O'Higgins y Colchagua*. Instituto de Investigación de Recursos Naturales. Santiago, Chile: Impresores Sociedad de Artes Gráficas CEPCO Ltda. 87p.

Christofolletti, A. (1980). *Geomorfología* (2da ed.). Sao Paulo: Edgard Blücher. 189p.

Centro de Información de Recursos Naturales (CIREN). (2016). DEM Alos Palsar Regiones de Valparaíso, O'Higgins, Metropolitana y Maule.

Conesa, C. (1999). Cambio ambiental y equilibrio dinámico de los cauces. *Papeles de Geografía*, (30): 31-46.

Díez-Herrero, A., Laín-Huerta, L. & Llorente-Isidro, M. (2008). *Mapas de peligrosidad por avenidas e inundaciones: Guía metodológica para su elaboración*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, Serie: Riesgos Geológicos/Geotecnia N°1. 190p.

Dirección General de Aguas (DGA). (2004). *Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del río Rapel*. Santiago, Chile: Gobierno de Chile, Ministerio de Obras Públicas. 184p.

Dirección General de Aguas (DGA). (2014). *Inventario de cuencas, subcuencas y subsubcuencas de Chile*. Santiago, Chile: Gobierno de Chile, Ministerio de Obras Públicas, División de Estudios y Planificación. 54p.

Dirección Meteorológica de Chile (DMC). (2001). *Climatología Regional*. Santiago, Chile: Departamento de Climatología y Meteorología. 45p.

Downward, S. R., Gurnell, A. M. & Brookes, A. (1994). A methodology for quantifying river channel planform change using GIS. *Variability in Stream Erosion and Sediment Transport*, (224): 449-456.

European Space Agency (ESA). (2021). Imagen Satelital Sentinel-2.

Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres (EIRD). (2004). *Vivir con el riesgo: Informe mundial sobre iniciativas para la reducción de desastres*. Ginebra, Suiza: Naciones Unidas-EIRD. 134p.

European Civil Protection and Humanitarian Aid Operations (ECHO). (2012). *Análisis de Riesgos de Desastres en Chile: VII Plan de Acción DIPECHO en Sudamérica 2011-2012*. Santiago, Chile: Dirección General de Ayuda Humanitaria y Protección Civil de la Comisión Europea (DG ECHO). 118p.

Food and Agriculture Organization (FAO). (2018). *The impact of disasters and crises on agriculture and food security*. Roma, Italia: Food and Agriculture Organization of the United Nations. 143p.

García Martínez, B., Carbone, M., Píccolo, C. & Perillo, G. M. (2008). Incidencia de la variabilidad hidrológica en la morfología de cauces del arroyo Claromecó (Buenos Aires, Argentina). *Geographicalia*, (54): 61-83.

Gutiérrez, M. (2008). *Geomorfología*. Madrid, España: Pearson Educación, S.A. 898p.

Hauser, A. (1990). Carta hidrogeológica de Chile. Hoja Rancagua VI Región. Escala 1:250.000. SERNAGEOMIN.

Hickin, E. (1984). Vegetation and river channel dynamics. *The Canadian Geographer*, XXVIII(2): 111-126.

Hooke, J., & Redmond, C. (1989). River-Channel Changes in England and Wales. *Water and Environmental Journal*, 3(4): 328-335.

Huggett, R. (2007). *Fundamentals of geomorphology*. Second ed. London & New York: Routledge. 466p.

Instituto Geográfico Militar (IGM). (1930). *Cunaco, Departamento de San Fernando*. Chile: Ejército de Chile. Escala 1:25.000.

Instituto Geográfico Militar (IGM). (1930). *Nancagua, Departamento de San Fernando*. Chile: Ejército de Chile. Escala 1:25.000.

Instituto Geográfico Militar (IGM). (1967). *Carta Topográfica Chimbarongo*. Chile: Ejército de Chile. Escala 1:50.000.

Instituto Geográfico Militar (IGM). (1968). *Carta Topográfica Santa Cruz*. Chile: Ejército de Chile. Escala 1:50.000.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2018). Global Warming of 1.5°C. En: *An IPCC Special report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development* [Masson-Delmotte, V., P.... Waterfield, T. (eds.)] Ginebra, Suiza.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2021). Summary for Policymakers. En: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P...Zhou, B. (eds.)]. Ginebra, Suiza.

IRH consultores Ltda. (2010). *Diagnóstico, proposición de defensas fluviales y plan de manejo en río Tinguiririca. tramo: puente Talcaehue hasta puente Errázuriz, región de O'higgins*. Santiago, Chile: Ministerio de Obras Públicas, Dirección de Obras Hidráulicas.

- Jain, V., Fryirs, K. & Brierley, G. (2008). Where do floodplains begin? The role of total stream power and longitudinal profile form on floodplain initiation processes. *Geological Society of America Bulletin*, 120(1-2): 127–141.
- Kiss, T. & Blanka, V. (2012). River channel response to climate- and human-induced hydrological changes: Case study on the meandering Hernád River, Hungary. *Geomorphology*, (175-176): 115-125.
- Kleinhaus, M., de Haas, T., Lavooi, E. & Makaske, B. (2012). Evaluating competing hypotheses for the origin and dynamics of river anastomosis. *Earth Surface Processes and Landforms*, (37): 1337–1351.
- Kondolf, G. M. (1994). Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining. *Landscape and Urban Planning*, (28): 225-243.
- Kondolf, G. M. & Curry, R. R. (1986). Channel erosion along the Carmel River, Monterey County, California. *Earth Surface Processes and Landforms*, (11): 307-319.
- Leopold, L. & Wolman, M. (1957). River channel patterns: straight, meandering, and braided. *Geological Survey Professional Paper 282-B*: 39-85.
- Li, L., Lu, X. & Che, Z. (2007). River channel change during the last 50 years in the middle Yangtze River, the Jianli reach. *Geomorphology*, (85): 185-196.
- Macklin, M. & Lewin, J. (1989). Sediment transfer and transformation of an alluvial valley floor: the river South Tyne, Northumbria, U.K. *Earth Surface Processes and Landforms*, (14), 233-246.
- Makaske, B. (2001). Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews*, (53): 149-196.
- Mandarino, A., Pepe, G., Maerker, M., Cevasco, A. & Brandolini, P. (2020). Short-Term GIS Analysis for the Assessment of the Recent Active-Channel Planform Adjustments in a Widening, Highly Altered River: The Scrivia River, Italy. *Water*, 12(2): 514-535.
- Ministerio del Medio Ambiente (MMA). (9 de Noviembre de 2022). *Cambio climático: Chile sumará 14 años consecutivos de sequía y proyectan aumento en olas de calor*. Obtenido de: <https://mma.gob.cl/cambio-climatico-chile-sumara-14-anos-consecutivos-de-sequia-y-proyectan-aumento-en-olas-de-calor/>
- Najes, L., Ollero, A. & Sánchez, M. (2019). Evolución y dinámica geomorfológica actual del río Ebro en la Reserva Natural Dirigida de los Sotos y Galachos (Zaragoza). *Cuaternario y Geomorfología*, 33(1-2): 47-64.
- Nanson, G. & Croke, J. (1992). A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4(6): 459-486.
- Nanson, G. & Knighton, D. (1996). Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, (21): 217-239.

- Nelson, N., Erwin, S. & Schmidt, J. (2013). Spatial and temporal patterns in channel change on the Snake River downstream from Jackson Lake dam, Wyoming. *Geomorphology*, (200): 132–142.
- Ollero, A., Ballarín, D. & Mora, D. (2006). Cambios en el cauce y el llano de inundación del río Ebro (Aragón) en los últimos 80 años. *Geographicalia*, (50): 87-109.
- Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior y Seguridad Pública (ONEMI). (2006). *Informe Sistema Frontal 10 al 13 de julio 2006*. Santiago, Chile: ONEMI.
- Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior y Seguridad Pública (ONEMI). (2009). *Sistema Frontal 17 al 24 de mayo 2008: Valparaíso a Los Lagos*. Santiago, Chile: ONEMI.
- Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior y Seguridad Pública (ONEMI). (2010). *Sistema frontal 6 de septiembre 2009 Región Metropolitana*. Santiago, Chile: ONEMI.
- Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior y Seguridad Pública (ONEMI), & Díaz Labbé, F. (2017). *Perspectivas de riesgo hidrometeorológico para Chile durante el verano 2017, conforme a la evolución del sistema océano-atmósfera del pacífico ecuatorial*. Santiago, Chile: ONEMI.
- Park, C. C. (1981). Man, river systems and environmental. *Progress in Physical Geography*, (5): 1-31.
- Pedraza, J. (1996). *Geomorfología: Principios, métodos y aplicaciones*. Madrid: Editorial Rueda. 414 p.
- Peña Monné, J. (1997). *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Logroño: Geoforma Ediciones. 227p.
- Piégay, H. (2016). System approaches in fluvial geomorphology. En: M. Kondolf, & H. Piégay, *Tools in Fluvial Geomorphology*. Second edition ed. Chichester & Hoboken: JohnWiley & Sons, Ltd. Pp. 77-102.
- Piégay, H., Kondolf, G. & Sear, D. (2016). Integrating geomorphological tools to address practical problems in river management and restoration. En: G. Kondolf, & H. Piégay, *Tools in Fluvial Geomorphology*. Second edition ed. Chichester & Hoboken: JohnWiley & Sons, Ltd. Pp. 507-532.
- Plan de Desarrollo Comunal (PLADECO). (2008). *Plan de Desarrollo Comunal de Nancagua 2008-2012*. Ilustre Municipalidad de Nancagua.
- Plan de Desarrollo Comunal (PLADECO). (2020). *Plan de Desarrollo Comunal de Nancagua (PLADECO) 2019-2022*. Ilustre Municipalidad de Nancagua.
- Pliscoff, P. & Luebert, F. (2018). Ecosistemas terrestres de Chile. En: Ministerio del Medio Ambiente, *Biodiversidad de Chile. Patrimonio y Desafíos, Tomo II*. Tercera ed. Santiago de Chile. Pp. 13-27.



Plan Regulador Comunal (PRC). (2018). *Plan Regulador Comunas Ilustre Municipalidad de Nancagua*.

Quintanilla, V. (1985). Carta fitogeográfica de Chile mediterráneo. *Contribuciones científicas y tecnológicas*, N°70: 5-29.

Reid, L., & Dunne, T. (2016). Sediment budgets as an organizing framework in fluvial geomorphology. En: G. M. Kondolf, & H. Piégay., *Tools in Fluvial Geomorphology*. Second ed. Chichester & Hoboken: JohnWiley & Sons, Ltd. Pp. 541.

Rhoads, B. (1994). Fluvial Geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 18(4): 558-608.

Richards, K. (1987). Fluvial Geomorphology. *Progress in Physical Geography*, (11): 432-457.

Rinaldi, M. (2003). Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany, Central Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, (28): 587-608.

Rojas, O., Mardones, M., Arumí, J. L. & Aguayo, M. (2014). Una revisión de inundaciones fluviales en Chile, período 1574-2012: causas, recurrencia y efectos geográficos. *Revista de Geografía Norte Grande*, (57): 177-192.

Rosgen, D. (1994). A classification of natural rivers. *Catena*, (22): 169-199.

Rubio, V. & Hernández, C. (1990). La evolución reciente del cauce del río Ara. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, (16): 99-108.

Sarricolea, P., Herrera-Ossandon, M. & Meseguer-Ruiz, Ó. (2017). Climatic regionalisation of continental Chile. *Journal of Maps*, 13(2): 66-73.

Serey, Í., Smith-Ramírez, C., De la Barrera, F., Moraga, S., Ricci, M., Lobos, P. & González, T. (2007). Sitios Prioritarios de la Región de O'Higgins. En: Serey, I., Ricci, M. & C. mith-Ramírez, *Libro rojo de la Región de O'Higgins : prospección del estado de conservación de la flora y fauna nativa de la Región del Libertador Bernardo O'Higgins*. Santiago, Chile: CONAF. Pp. 206.

Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). (2003). Mapa Geológico de Chile: versión digital. Santiago, Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital No.4.

Smith, D. (1976). Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacier meltwater river. *Geological Society of America Bulletin*, (87): 857-860.

Soto, M., Arriagada, J., Cabello, M., Molina, M. & Maerker, M. (2022). Geoamenazas Hidro-Geomorfológicas en subcuencas de los Andes Costeros de Chile Semiárido. *Revista de Estudios Latinoamericanos sobre Reducción del Riesgo de Desastres (REDER)*. 6(2): 47-59.

- Soto, M., Sarricolea, P., Sepúlveda, S., Rodolfi, G., Cabello, M. & Maerker, M. (2017). Assessment of hydro-geomorphological hazard potentials in the Chilean semiarid coastal range and its impacts on La Serena city, Coquimbo Region. *Nat Hazards*, (88): 431–452.
- Strahler, A., & Strahler, A. (1989). *Geografía física*. Barcelona, España: Ediciones Omega. 552p.
- Surian, N. (1999). Channel changes due to river regulation: the case of the Piave river, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, (24), 1135-1151.
- Surian, N. & Rinaldi, M. (2003). Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*. (50): 307-326.
- Tarbut, E. & Lutgens, F. (2005). *Ciencias de la tierra*. Madrid: Pearson Educación S. A. 686p.
- United Nations Office for Disaster Risk Reduction (UNDRR). (2019). *Informe de Evaluación Global sobre la Reducción del Riesgo de Desastres (GAR)*. Ginebra, Suiza: Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres (UNDRR). 423p.
- United Nations Office for Disaster Risk Reduction (UNDRR) & Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED). (2020). *The human cost of disasters: an overview of the last 20 years (2000-2019)*. Estados Unidos: United Nations Office for Disaster Risk Reduction (UNDRR). 28p.
- Vizcaíno, P., Magdaleno, F., Seves, A., Merino, S., González del Tánago, M. & García de Jalón, D. (2003). Los cambios geomorfológicos del río Jarama como base para su restauración. *Limnetica*, 22(3-4): 1-8.
- Ward, J., Tockner, K., Arscott, D. & Clare, C. (2002). Riverine landscape diversity. *Freshwater Biology*, (47): 517–539.
- Winterbottom, S. J. (2000). Medium and short-term channel planform changes on the Rivers Tay and Tummel, Scotland. *Geomorphology*, (34): 195-208.
- Wishart, D., Warburton, J. & Bracken, L. (2008). Gravel extraction and planform change in a wandering gravel-bed river: The River Wear, Northern England. *Geomorphology*, (94): 131–152.
- Wolman, M., & Leopold, L. (1957). River flood plains: Some observations on their formation. *Geological Survey Professional Paper 282-C*: 87-107.