

**UNIVERSIDAD DE ATACAMA
FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**



**ESTUDIO DE LA GEOMORFOLOGÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y
CONSECUENCIAS DE LOS EVENTOS DE REMOCIÓN EN MASA (25M Y
10M) EN LA COMUNA DE TIERRA AMARILLA, REGIÓN DE ATACAMA,
CHILE.**

OMAR BELISARIO GÓMEZ SOTO

2023

**UNIVERSIDAD DE ATACAMA
FACULTAD DE INGENIERIA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**



**ESTUDIO DE LA GEOMORFOLOGÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y
CONSECUENCIAS DE LOS EVENTOS DE REMOCIÓN EN MASA (25M Y
10 M) EN LA COMUNA DE TIERRA AMARILLA, REGIÓN DE ATACAMA,
CHILE**

Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título
de GEÓLOGO

Profesor Guía: Dr. Wolfgang Griem

Profesor Co-Guía: Milton Montenegro Leiva

OMAR BELISARIO GÓMEZ SOTO

2023

RESUMEN

El valle de Copiapó (región de Atacama, Chile) presenta una dinámica geomorfológica que refleja la interacción de procesos exógenos recientes entre sustrato rocoso y la cuenca del río Copiapó, esto está dominado por un encajonamiento de tipo fluvial y un relleno sedimentario. Paralelo a aquello, existen eventos hidrometeorológicos ocasionales torrenciales que generan grandes cambios en las geoformas, activando los depósitos del cauce del río, quebradas y sistemas de drenaje, los cuales generan escorrentía de alto caudal y capacidad de carga. En la zona, esto da lugar a eventos de remoción en masa de tipo flujo de barro (mudflow) y flujo de detritos (debris flow).

Dentro del área de estudio, se encuentran geoformas fluvio/aluviales conformadas por el cauce principal del río Copiapó, compuesta por gravas, arenas gruesas a finas, limos y arcillas. Adyacente a ésta, se encuentra la llanura de inundación compuesta de depósitos de arenas finas, limos y arcillas. El sustrato rocoso está definido por unidades intrusivas del Cretácico Inferior; Diorita La Brea, Monzodiorita San Gregorio y Formación Punta del Cobre. Al Este del área de estudio, yacen Formaciones Abundancia y Nantoco asociadas a la extensión y regresión de la cuenca, pertenecientes al Grupo Chañarcillo, el cual está fuertemente modelado por procesos morfogenéticos, donde destaca el desarrollo de la Quebrada Meléndez (al Este) y la presencia de las Gravas de Atacama (Mioceno medio) cuya relación geomorfológica se vincula con el desarrollo de la formación de abanicos aluviales antiguos. Localmente, dicha quebrada es el principal afluente del río Copiapó, acompañado de una densa red de drenaje y diferentes geoformas, las que llegan al piedemonte de la serranía, depositando materiales en forma de abanicos aluviales. Las geoformas de tipo gravitacionales (coluviones), están compuestas de depósitos activos no consolidados constituidos por bloques, gravas y arenas, acumuladas al piedemonte de laderas de alta pendiente y escarpes rocosos. Estos depósitos están ubicados al SW del área de estudio (Sierra El Bronce) y al NW (Quebrada Meléndez).

En la región de Atacama el registro de eventos aluvionales e inundaciones tiene un período de retorno que va entre 80 a 100 años. Los principales factores que condicionan estos eventos están relacionados a características de la cuenca, factores meteorológicos (Fenómeno de El Niño) e Isoterma 0°C. Es por esto que se proponen zonas de peligro geológico; Peligro Muy Alto: (1) áreas inmediatamente cercanas al río, en donde el cauce generó varios puntos de desbordes y viviendas afectadas (2015 y 2017) y (2) la Quebrada Meléndez por presentar elementos potencialmente riesgosos como la pendiente y la naturaleza de sus depósitos aluviales.

En los últimos 30 años han sucedido diversos eventos aluvionales en Chile y, sin duda, las catástrofes que mayormente afectaron a la población fueron los eventos de Atacama (2015), Antofagasta (1991) y Santiago (1993). Los elementos en común fueron; la alta intensidad de

precipitación, la altura de la isoterma y el control que tiene el Fenómeno de El Niño en las variables climáticas habituales. Estos eventos dejaron miles de damnificados y decenas de víctimas fatales a lo largo del país.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

1	Introducción	1
1.1	Trabajos anteriores	2
1.2	Problema de investigación	4
2	Objetivo General	6
2.1	Objetivos Específicos.....	6
3	Hipótesis de Trabajo.....	7
4	Marco Teórico	8
4.1	Definición.....	8
4.1.1	Flujos.....	9
4.1.2	Deslizamientos	11
4.1.3	Desprendimientos (caídas de rocas).....	12
4.1.4	Conos de derrubios.....	13
4.1.5	Subsidencia y hundimientos	14
4.2	Factores generadores de eventos de remoción en masa	15
4.2.1	Agentes Hidrometeorológicos.....	15
4.2.2	Agentes gravitatorios.....	16
4.2.3	Consideraciones hidrometeorológicas.....	18
4.3	Análisis teórico de los Sistemas fluviales y aluviales	19
4.3.1	Geomorfología fluvial	19
4.3.2	Sistema fluvial-aluvial.....	20
4.3.3	Morfologías	20
4.3.4	Evolución de los sistemas fluviales.....	26
4.4	Efectos geomorfológicos asociados a eventos de remoción en masa.....	27
4.4.1	Descripción de fases de inundación, según Zwolinski (1922)	28
4.5	Gestión territorial de riesgos de desastres e instituciones competentes	35
4.5.1	Eventos ocurridos en Copiapó y quebradas locales	40
4.5.2	Eventos ocurridos en la subcuenca Quebrada Paipote	43
4.5.3	Eventos originados en la subcuenca río Copiapó.....	45
4.5.4	Caso Socavón de Mina Alcaparrosa, Candelaria. Julio 2022.....	47
4.5.5	Casos extremos de remoción en masa en Chile (Antofagasta, 1991 – Santiago, 1993 – Chañaral, 2015).	49
5	Área de Estudio	54
5.1	Ubicación y accesos	54
5.2	Clima.....	55
5.3	Factores climáticos y gravitacionales asociados a eventos de remoción en masa.....	57

5.3.1	Topografía y relieve	57
5.4	Factor climático en la ocurrencia de Eventos de Remoción en Masa	62
5.5	Evolución tectono-sedimentaria y estructural	65
5.6	Geología Regional.....	67
5.7	Geología Local.....	68
5.7.1	Rocas estratificadas	68
5.7.2	Unidad intrusiva	69
5.7.3	Depósitos aluviales y/o depósitos fluviales.....	70
5.8	Geomorfología de la Región de Atacama	72
5.8.1	Geomorfología general de ambiente fluviales en zonas hiperáridas	75
5.9	Evolución geomorfológica regional del Cenozoico en el Norte de Chile	75
5.10	Contexto Hidrológico.....	78
6	Metodología	81
6.1	Etapa de gabinete I.....	81
6.2	Etapa de terreno.....	81
6.3	Etapa de gabinete II.....	82
7	RESULTADOS.....	84
	Mapeo geomorfológico de la comuna de Tierra Amarilla, Atacama Chile	84
7.1	Basamento y Sustrato.....	84
7.2	Modelado Morfoestructural.....	84
7.3	Modelado Morfogenético.....	89
7.3.1	Formas fluviales y aluviales	89
7.3.2	Formas gravitacionales.....	102
7.3.3	Formas antrópicas	104
7.4	Formaciones Superficiales	105
7.4.1	Depósitos fluviales y aluviales	105
7.4.2	Depósitos gravitacionales.....	115
7.5	Geomorfología evento aluvional 2015 y 2017	116
7.5.1	Evento año 2015.....	116
7.5.2	Evento año 2017.....	123
7.6	Análisis territorial según geomorfología y peligrosidad del área de estudio	133
7.6.1	Propuesta de mapa de peligrosidad y riesgo	133
8	Discusiones	138
9	Conclusiones y recomendaciones.....	143
10	Bibliografía	146

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ilustración de un flujo de detritos canalizado originado en montaña y depositado topográficamente en zonas llanas. (Extraído y modificado de Landslide Handbook USGS):	9
Figura 2: Ilustración de flujo de barro no canalizado denotando sus partes más importantes; Área fuente, vía principal y su área deposicional. (Extraído y modificado de Landslide Handbook USGS).	10
Figura 3: Ilustración de proceso de reptación lenta (Creep). Las principales características son la presencia de árboles curvados y la torsión de los estratos hacia abajo (ondulaciones en el suelo) cuya evidencia es la presencia de ripples, afectando genéricamente a la masa superficial. Extraído y modificado de Landslide Handbook USGS	11
Figura 4: Ilustración de un deslizamiento rotacional identificando sus partes importantes. Extraído y modificado de Landslide Handbook USGS).	12
Figura 5: Ilustración de las partes de un desprendimiento o caída de rocas. Extraído de PMA (2008)	13
Figura 6: Ilustración de algunos procesos gravitacionales y sedimentarios que forman conos de derrubios o abanicos coluviales. a) Deslizamientos de detritos seco. b) Caída de rocas. c) Flujos de detritos cohesivos. Con Bsl: brechas sin matriz, clasto soportadas planares. Bsi: brechas sin matriz, clasto soportados e imbricación. Bsm: brechas clasto soportados macizos. Bmm: brechas de matriz soportadas macizas. Bml: brecha matriz soportada planares. Bcm: brechas clasto soportada con participación de matriz. Tomado de Suriano y Limarino (2009).	14
Figura 7: Ilustración de la generación de un socavón en un ambiente kárstico. A) Entorno freático con delimitación de una incipiente cueva kárstica. B) disolución y desprendimientos de rocas y fragmentos. C) colapso del techo y formación inicial de socavón. D) a ampliación del socavón a través de grietas y fracturas en sus bordes y límites. E) relleno con depósitos continentales y descenso del flujo de agua. F) nuevos socavones y hundimientos de menor proporción debido al asentamiento de los depósitos de relleno. Extraído de Delle Rose et al (2004).	15
Figura 8: Fotografía aérea de un abanico aluvial. En A) y en B) punteado en rojo se ve la morfología radial característica de un abanico aluvial una vez que ha abandonado la zona de confinamiento montañosa (Modificado de Blair, 2009).	21
Figura 9: Ilustración de la formación de un abanico aluvial naciendo desde una topografía montañosa. A) acumulación de sedimentos cuyo origen tiene una cota topográfica en altura. B). Nuevo evento de acumulación detrítica, generando una ampliación del abanico hacia zonas distales o más alejadas de su origen. Extraído y modificado de Lustig (1965).	22
Figura 10: Ilustración esquemática de la vista en planta de un abanico aluvial identificando sus 3 zonas; Zona proximal o ápice, zona media y zona distal. (Modificado de Blair, 2009).	22
Figura 11: Ilustración de una superficie de llanura de inundación. En A) Curso fluvial de tipo meandro no inundada, B) escenario de desborde del cauce, inundando la superficie de la llanura de inundación. (Extraído de Tarbuck et al., 2005).	23
Figura 12: Ilustración de las etapas y evolución de una terraza. Las dos secuencias de eventos dan lugar a la misma geometría superficial. (Extraído de Flores, 2020).	25
Figura 13: Ilustración esquemática de un modelo evolutivo de un sistema de terrazas fluviales (Extraído de Flores, 2020).	26
Figura 14: Ilustración de una llanura aluvial en un tipo sistema de canalización trenzado. Modificado de Allen (1970).	30
Figura 15: Ilustración de una llanura aluvial en un tipo sistema de canalización meandriforme. Modificado de Allen (1970).	30
Figura 16: Esquema de un flujo tipo debris con vista, de izquierda a derecha; en perfil (izquierda), en planta (medio) y su sección transversal (derecha). Se indican también los depósitos laterales (al margen) y depósitos al medio del canal. Las oleadas representan nuevos pulsos de flujo que se agregan al depósito ya existente. Extraído de Gutiérrez (2008).	31
Figura 17: En la imagen (zona norte del área de estudio) las cárcavas desembocan perpendicularmente hacia las zonas de cultivos de parras (viñas). Las cárcavas (o regueros) son similares a canales pequeños presentes generalmente en geoformas de relleno aluvial	32
Figura 18: Modelo de erosión de una cuenca hidrográfica local en un período de tormenta. Las flechas verde y morada indican el aumento y la optimización de la conectividad longitudinal y lateral dentro de la cuenca proporcionado por la tormenta. El color celeste indica la disponibilidad sedimentaria y el color azul oscuro, la removilización del sedimento por procesos de deslizamientos. Extraído y modificado de Cabré et al (2020)	33
Figura 19: Modelo de acoplamiento de sedimentos desde un abanico aluvial al río, durante un episodio de tormenta extrema el 25M del 2015 (Caso de estudio: Río Huasco y sus abanicos aluviales). El aporte sedimentario baja desde pendientes altas, activando canales del abanico aluvial, incide en el cauce del río, generando una zona estancada y encajona el cauce principal. Extraído y modificado de Cabré et al (2020).	33
Figura 20: Esquema de un flujo deslizante por colapso de material. Extraído de Gutiérrez (2008).	34
Figura 21: Evolución de un canal y su incisión inicial debido a erosión. A) y B) incisión y ensanchamiento lateral, C) y D) agradación y mayor modificación lateral afectando a la llanura de inundación y su eventual relleno D). Modificado de Piégay y Schumm (2003).	35

Figura 22: Mapa de la Cuenca de Copiapó. El mayor registro de datos pluviométricos, se correlaciona con la instalación de mayor cantidad de estaciones meteorológicas en la subcuenca Copiapó, mientras que en la subcuenca Paipote el mayor registro lo tiene solo una estación. Extraído de Fernández & Espinoza, 2020.	39
Figura 23: Fotografía de la crecida del río Copiapó en julio del año 1987, sector Planta Hochschule. Tomado de Atacama '59 (2011).	42
Figura 24: Fotografías de las inundaciones y consecuencias de las bajadas de quebradas en distintos puntos de la ciudad de Copiapó. A) Colapso de barrera protectora en río Copiapó. B) Inundación en plena avenida. C) y D) Bajada de las quebradas (agua/fango) en sector alto de la ciudad. E) y F) Inundaciones en el sector bajo y céntrico de la ciudad. Extraído de Flores, 2020.	43
Figura 25: Fotografías de las calles de Copiapó durante la inundación en marzo del 2015. A) Sector rural (Callejones, hacia el E de la ciudad). B) Sector céntrico Entre Puentes, Avenida Copayapu con Chacabuco. C) Avenida Los Carrera con Van Buren. D) Centro de la ciudad, Calle Los Carrera con Chacabuco. Imágenes extraídas de Izquierdo et al. 2016.	45
Figura 26: Sector Sur del poblado de Tierra Amarilla (Punta de Bateas). Se evidencia la altura de inundación en este sector (aprox. 1,2 m) (Extraído de SERNAGEOMIN, 2015).	47
Figura 27: Socavón ubicado en la entrada norte de la Comuna de Tierra Amarilla. La cavidad cilíndrica tiene un diámetro de 36-38 m con una profundidad de 64 m, totalizando un volumen de 65.100 m ³ aproximadamente. Extraído de bbc.com.	48
Figura 28: Mapa de ubicación del Socavón Mina Alcaparrosa. Se distancia 550 m de la población Luis Uribe.	48
Figura 29: Mapa de Antofagasta evidenciando los flujos aluvionales (en color negro) y el área afectada (en color gris) provenientes de las quebradas. 1) Qbda. La Chimba. 2) Qbda. Salar del Carmen. 3)Qbda. La Cadena y 4)	50
Figura 30 : Mapa del sector oriental de Santiago, identificando las áreas afectadas con remociones en masa de tipo flujo de detritos y barro (en color negro). En líneas segmentadas están las activaciones de quebradas secundarias de la cuenca de drenaje de la Sierra San Ramón. Extraído de Sepúlveda et al. (2006).....	52
Figura 31: A) Imagen satelital de Chañaral. La superficie delimitada en color café, corresponde a la extensión del aluvión. B) Fotografías tomadas el 26 de marzo (2015) desde helicóptero. Extraído y modificado de Grijalba (2016).	53
Figura 32: A) Ubicación de la región de Atacama (en negro) B) Imagen satelital que muestra el recorrido desde la Plaza de Armas de Copiapó hasta la comuna de Tierra Amarilla (Modificado Google Earth).	54
Figura 33: Mapa climático de la región de Atacama, según la clasificación de Köppen. La comuna de Tierra Amarilla y el área de estudio, se enmarcan dentro de un rango climático que va entre "Desértico transicional y Desértico frío de montaña" (unidad amarilla en figura). Extraído y modificado de Juliá et. al, 2008.	56
Figura 34: Delimitación de Subcuenca Copiapó según altitud geográfica. Se destaca que esta subcuenca se compone mayormente de una gran superficie cordillerana que está por sobre los 3000 msnm, que es donde nacen los principales ríos y que dan origen al Río Copiapó. El área de estudio se enmarca de color rojo (geoprocesado con ArcGis 10.8 en base a un DEM de 12.5 m).	58
Figura 35: Mapa de ubicación de alteraciones minerales. Las áreas de color naranja y amarillo son las alteraciones que aportan proporcionalmente mayor contenido de arcilla y limo (alteración argílica y argílica avanzada) y las líneas negras discontinuas representan fallas inferidas y lineamientos. Extraído de srgis.com – índices espectrales ASTER 2022..	59
Figura 36: Mapa de pendientes de laderas. El área de estudio está enmarcada en color negro. Se evidencia mayor densidad de pendientes y red de drenaje en el sector oriental del área. Imagen generada por software ArcGis 10.3...	61
Figura 37: Carta sinóptica en circunstancias climáticas normales indicando la zona de influencia del Anticiclón del Pacífico Sur Oriental (APSO) (en rojo), y la Corriente de Humboldt (en azul). Fuente: Dirección meteorológica de Chile.....	63
Figura 38: Imagen del tramo central de la Cordillera de Los Andes. Se observan los regímenes de circulación atmosférica de humedad y precipitación. En el Este, la humedad y el aire "reciclado" del Atlántico, y por el Oeste la Corriente fría de Humboldt. El recuadro indica un rango de latitudes entre 24° y 28°. Extraído y modificado de Haselton et al (2002).	64
Figura 39: A) Representación de los principales sistemas estructurales del área de estudio. B) Mapa geológico. C) secciones del área de Tierra Amarilla. Extraído de Riquelme (2019).	66
Figura 40: Columna estratigráfica representativa del Distrito Punta del Cobre con las edades geocronológicas. Modificado de Del Real et al. (2018).	69
Figura 41: Mapa Geológico del área de estudio indicado en color rojo. Confeccionado en base a la Geología de la Cuenca del río Copiapó: Carta Copiapó y Carta Los Loros, Escala 1:100.000 – SERNAGEOMIN Fm. Punta del Cobre (Jurásico;JKpc) lo corta falla normal, en zona este del área de estudio. Fallas de rumbo, al oeste. Intrusivos; Diorita La Brea (Kidbl), Monzodiorita San Gregorio (Kimsdg) y Microgranitos de cuerpos tabulares, diques y sills (Kigrpc) (Contacto por intrusión). Del Cretácico afloran las secuencias concordantes del Grupo Chañarillo; Fm. Abundancia (Kia), Fm. Nantoco (Kin) (cruzada por una falla inversa), y Fm. Pabellón (Kip). Las Gravas de Atacama (Mga), flanco este del cauce del río Copiapó. Depósitos aluviales activos correspondiente a depósitos aluviales y fluviales (Qac). (cuenca del río Copiapó, altura Tierra Amarilla; Quebradas El Buite y Meléndez) (Extraído y modificado de Arévalo, 2005).	71

Figura 42: Modelo de elevación digital del segmento de los Andes Centrales. La región de Atacama está demarcada en línea negra. La línea discontinua de color negro, indica la división entre las dos grandes unidades geomorfológicas sugeridas por Aguilar (2010). (Fuente: U.S. Geological Survey's Center for Earth Resources Observation and Science -EROS).....	73
Figura 43: Mapa Geomorfológico de la región de Atacama. Modificado de Borgel (1983).	74
Figura 44: Evolución del paisaje durante el Neógeno al norte de la Región de Atacama. A) Relleno durante el Mioceno de los profundos sistemas de drenaje originados en el Oligoceno. B) Erosión del Mioceno en la Depresión Central en Precordillera. C) Deposición aluvial del Mioceno Superior sobre la Depresión Central. D) Incisión vertical aguas arriba de la Depresión Central ocurrida en el Mioceno Superior. Extraído y modificado de Riquelme et al. (2007).	77
Figura 45: Mapa hidrográfico de la Cuenca Río Copiapó junto con sus subcuencas. Extraído de DGA (2004).	78
Figura 46: Extracto del Perfil Geoelectrico que va desde el Embalse Lautaro hasta el sector Piedra Colgada. Valle del Río Copiapó. El rectángulo en color rojo indica el perímetro urbano de la comuna de Tierra Amarilla. Extraído de Aguirre (1999).	80
Figura 47: Principales quebradas y sierras del Sector Norte del área de estudio. Líneas verdes oscuro corresponden a incisiones en laderas y línea verde claro, las quebradas que circundan el área. En amarillo, el perímetro urbanizado. 85	85
Figura 48: Principales sierras y sectores relevantes del área de estudio, Sector Sur. En color verde oscuro están delineadas las incisiones en laderas y en amarillo se demarca el perímetro urbano.	85
Figura 49: Principales relieves y quebradas del área de estudio y separando en dos dominios el sector; al oeste, por la presencia mayoritaria de rocas intrusivas y al este por rocas estratificadas. En color amarillo se encuentran las edificaciones urbanas. (Modificado de Google Earth Pro).....	86
Figura 50: Vista general hacia el NW con los principales elementos geomorfológicos en el sector norte del área de estudio (modificado de Google Earth Pro).	87
Figura 51: Vista general hacia el SW destacando la red hidrográfica local y principales relieves. En color amarillo el casco urbano (Modificado de Google Earth Pro).	87
Figura 52: Visión general hacia el este. Destacando en línea segmentada de color amarillo la marcada arista interfluvial de la Sierra "Distrito Punta del Cobre". En color rojo el trazado de una falla normal del sector. Geformas más comunes y representativas del área de estudio (Modificado de Google Earth Pro).....	88
Figura 53: Incisiones lineales (en color verde) sobre el sustrato rocoso de la Sierra "Distrito Punta del Cobre" (Fm. Punta del Cobre) y presencia de abanicos aluviales antiguos (Gravas de Atacama).	90
Figura 54: Visión general del sector NE del área de estudio. En línea segmentada color rojo se identifica la Quebrada Meléndez. En línea segmentada de color negro/amarillo, las incisiones lineales del relieve. En achurado amarillo, el conjunto urbano perteneciente a la Población Luis Uribe. Modificado de Google Earth Pro.	90
Figura 55: Vista hacia el N de la llanura de inundación y el emplazamiento mayoritario de población.	91
Figura 56: Escarpe fluvial y límite entre el cauce principal y la llanura de inundación en el sector sur del área de estudio.	92
Figura 57: Imagen satelital de dos sectores del área de estudio. A) Sector sur. B) Sector norte (población Luis Uribe). Ambos sectores y en ambas formas (abanicos aluviales antiguos) se observa la generación de cárcavas (línea amarilla). La línea azul indica la dirección del río. Extraído y modificado de Google Earth Pro.	93
Figura 58: Vista hacia el E y en línea amarilla un trazado para visualizar un perfil esquemático geomorfológico donde se muestran las siguientes unidades; sustrato, abanico aluvial antiguo, llanura de inundación y el cauce del Río Copiapó.	94
Figura 59: Imagen satelital de la unidad geomorfológica Abanico Aluvial Actual (superficie cubierta de color celeste). En línea continua de color rojo, está construido el muro (borde distal del abanico) en la cota 486 msnm (Modificado de Google Earth Pro).	95
Figura 60: Fotografía panorámica del muro (obra civil) construido en el borde distal del abanico aluvial actual, sobre la cual está emplazada la población Luis Uribe.	95
Figura 61: A) Imagen satelital del sector población Luis Uribe y la ubicación de obra de mitigación: Piscina Aluvional. B) Imagen editada destacando la ubicación del Abanico aluvial antiguo, Abanico aluvial actual (población Luis Uribe), la desembocadura de la Quebrada Meléndez (línea discontinua de color rojo) y la superficie de la piscina aluvional (color celeste). Modificado de Google Earth Pro.	97
Figura 62: Río Copiapó en el sector rotonda de Tierra Amarilla (Centro del área de estudio).....	98
Figura 63: Vista general hacia el sur del sector meridional del área de estudio y en donde se presenta el angostamiento de la llanura de inundación por parte de la Sierra "El Bronce" y de las ramificaciones de los abanicos aluviales antiguos. En línea de color azul, se identifica el Río Copiapó. Modificado de Google Earth Pro.	99
Figura 64: Corte Geomorfológico esquemático transversal al río Copiapó exponiendo las unidades de Terraza fluvial y Llanura de inundación. Sector Norte del área de estudio	99
Figura 65: Reconstrucción de la red de drenaje del área de estudio en base al DEM. Se observa una mayor densidad de canalización (quebradas e incisiones) hacia el oriente, en donde la Sierra "Distrito Punta del Cobre" actúa como zona naciente de circulación del drenaje. La Quebrada Meléndez posee una magnitud considerable de redes de drenaje, producto de quebradas adyacentes. La superficie urbana está delimitada de color morado (geoprocesado con ArcGis 10.8 en base a un DEM de 12.5 M).	101
Figura 66: Coluvios formados al pie de la ladera de "Sierra El Bronce"	102

Figura 67: Desprendimiento de material en la ladera y remoción de material por socavamiento producido el año 2013 (Sánchez, 2016), con dimensiones de 20 m de diámetro y 30 m de profundidad, ubicado en los depósitos aluviales del abanico antiguo (terrenos pertenecientes a PUCOBRE). Se observa una serie de caminos y rutas, que corresponden al trayecto que realiza maquinaria minera. Imagen Modificada de Google Earth.....	103
Figura 68: Ubicación del socavón, y depósitos del abanico aluvial actual (tachado en líneas amarillas), de la población Luis Uribe y de la Quebrada Meléndez (línea gris). Se deja en evidencia la cercanía del socavón con la población (alrededor de 400 m). Modificado de Google Earth Pro.	103
Figura 69: Mapa del área de estudio en donde se muestra la ubicación de residuos, botaderos y/o pasivos mineros, así como también la extracción de áridos al norte del área, en la entrada hacia el sector urbano de la comuna	105
Figura 70: Imágenes en donde se identifica el depósito de fondo de valle. A) depósitos de gravas presente en el cauce del río Copiapó, ubicado en el sector norte del área de estudio. B) depósitos que representan el cauce en general del Copiapó, ubicado en el sector céntrico del área de estudio. C) Cauce del río Copiapó en la parte Sur del área de estudio.	106
Figura 71: Depósito de la terraza fluvial, ubicado en el cauce del sector norte del área de estudio cuya fotografía también se orienta hacia el norte. El paquete posee una altura de 2 metros aproximadamente. La línea segmentada en color amarillo/rojo indica la separación del sustrato superior acuñándose y perdiendo potencia a mano izquierda de la fotografía.....	107
Figura 72: Depósito de terraza fluvial ubicada en la ladera oeste del cauce principal. A) Se observan dos dominios de muro a techo; alrededor de 18 cm de un paquete con estructuras sedimentarias de laminación paralela de arenas finas indicando un evento de baja energía en el cauce. El otro dominio, de alrededor de 15 cm, de tipo erosivo. Depósito de cantos, guijarros y arenas finas (flujo energético de tipo aluvional. B) Se observa acuñamiento de la estructura lenticular compuesto de sedimento tipo arena fina.	108
Figura 73: Depósito de terraza fluvial en el sector de extracción de áridos al norte del área de estudio. Altura estimada: 5 metros. Gravas polimícticas con abundante presencia de arenas.....	108
Figura 74: Imágenes que muestran los depósitos de llanura de inundación ubicados en el centro del área de estudio. A) extensión amplia y carácter uniforme del depósito. B) presencia de vegetación arbustiva típica del sector. C) grietas de desecación indicando presencia de un evento de inundación.	109
Figura 75: Depósitos de Fondo de Quebrada ubicados al NE del área de estudio (Quebrada Meléndez). A) Se observa un encajonamiento al llegar a la desembocadura de la quebrada. B) gravas polimícticas y arenas gruesas propias del depósito.....	110
Figura 76: A) Imagen satelital (Google Earth); en línea roja esta la ubicación de la Quebrada Meléndez y en azul, el cauce del río Copiapó cruzando el poblado de Tierra Amarilla. B) vista general hacia aguas arriba de la Quebrada Meléndez.....	111
Figura 77: Depósito del abanico aluvial actual en su sector proximal, ubicado en el límite de la desembocadura de la Quebrada Meléndez y la periferia del emplazamiento de la población Luis Uribe.	112
Figura 78: Abanico aluvial antiguo en el sector oriente del área de estudio. Se evidencia la altura del abanico aluvial antiguo de aproximadamente de 6,50 m. B) Relleno característico del depósito; gravas subredondeadas con presencia de bloques y cantos dispuestos en una matriz arenosa. El tamaño medio de los clastos llega a los 10 cm.....	113
Figura 79: Imagen del depósito de terrazas aluviales ubicada en la Quebrada Meléndez. En A) la imagen sin editar y en B) se muestra en color rosado el depósito de las terrazas aluviales que bordean el cauce y la dirección de éste. Se precisa dirección de flujo con flecha negra.	114
Figura 80: Depósito de terraza aluvial ubicado en Quebrada Meléndez. Se observa la alternancia de capas con gravas de matriz arenosa y gravas sin matriz. Los clastos más grandes promedian unos 10 cm. La potencia en este punto del depósito tiene una altura de 2,63 m. En color amarillo/rojo se indica la separación de las siguientes unidades: MT1: unidad de arenas gruesas y gravas medianas dispuestas en matriz soportada. CL1: unidad de gravas (finas a gruesas) dispuesto en clastos soportados. MT2: unidad de arenas y gravas finas en matriz soportada. CL2: unidad de arenas gruesas y gravas finas y gruesas dispuesto en una matriz clasto soportada. AL: unidad aluvial compuesta de limo, arenas finas a gruesas y gravas dispuestas de forma caótica y pobremente seleccionadas.	114
Figura 81: Depósitos de coluvios al pie de la ladera en el cauce de la Quebrada Meléndez con una moderada pendiente (aproximadamente de 45°).	115
Figura 82: Distribución espacial de los flujos de detritos y de barro en la confluencia del Río Copiapó y la Quebrada Carrizalillo del evento aluvional del año 2015, según los datos de mapeo del análisis de SERNAGEOMIN (mayo, 2015).	117
Figura 83: Sector Puente Cerrillos (zona de confluencia) de la ruta C-35. Se observa material detrítico y árboles apilados al margen de la carretera, provenientes de la quebrada Carrizalillo y del cauce del río lo que generó el entrapamiento de materiales. Extraído de SERNAGEOMIN (2015).	118
Figura 84: Imágenes satelitales extraídas de Google Earth Pro. Sector Embalse Lautaro. A) Imagen correspondiente al mes de junio del año 2014. B) Imagen correspondiente al mes de abril del año 2015, se aprecia variación en el límite SE del embalse y el aporte procedente aguas arriba (zona café claro).	119
Figura 85: Imagen satelital de Google Earth Pro de la ubicación de la piscina aluvional como obra de mitigación y prevención de la activación de la Quebrada Meléndez. A) Imagen correspondiente a febrero del 2015. B) Imagen	

correspondiente a abril del 2015, evidenciando un funcionamiento adecuado de la piscina contenedora de los depósitos procedentes de la quebrada.	120
Figura 86: Inundaciones en el sector Norte del área de estudio. A) se observa material sedimentario fino en un predio agrícola con una altura de depósito post-inundación de alrededor de 0,3 m. B) Casa afectada con alturas de inundación que alcanzó los 0,90 a 1 m (línea segmentada color naranja) cuyo espesor de sedimento, tiene una altura aproximada de 0.3 m (línea segmentada color rojo). Extraído de SERNAGEOMIN (2015).	120
Figura 87: Casa afectada por la inundación en el sector Punta de Bateas en donde se distinguen dos marcas; línea segmentada color naranja indica la altura más alta de inundación y de color rojo (debajo), indica la altura del depósito. Extraído y modificado de SERNAGEOMIN (2015).	121
Figura 88: Mapa de inundación producto (delimitado en color azul) del evento aluvional del año 2015 dentro del área de estudio en base a información y datos medidos del SERNAGEOMIN (2015). Los puntos de máxima inundación en el área urbana corresponden a la visita en terreno realizada por la institución.	122
Figura 89: Vista aérea hacia el sur del punto 1. Se indican con flechas las direcciones de flujos que avanzan en dirección al norte (al poblado de Tierra Amarilla) de manera paralela al cauce del río Copiapó. Extraído y modificado de Eltierramarillano.cl (agosto,2023).	124
Figura 90: Imagen aérea por dron en el sector extremo sur del área de estudio. Este sector es el punto 1 de desborde (sector Algarrobo), en donde se indica con línea de color rojo la flexura del cauce, cuyo flujo desbordó en esa curva inundando a las viviendas alejadas a la ribera. Extraído y modificado de Eltierramarillano.cl (agosto 2023).	124
Figura 91: Vista aérea con vista al norte en cercanías del Punto 3 (sector sur). En línea blanca se indica la extensión de la llanura de inundación casi en su totalidad con presencia del flujo aluvional producto del desborde e inundación. Extraído y modificado de Eltierramarillano.cl (agosto, 2023).	125
Figura 92: Sector Punta de Bateas (centro-sur área de estudio). En A) y en B) se identifican grandes depósitos aluviales. B) línea segmentada color naranja indica la altura de la inundación en este sector, y la línea segmentada color rojo indica la altura del depósito. Extraído y modificado de SERNAGEOMIN (2017).	126
Figura 93: Puente Calle Ojancos (Rotonda Cristo). En la calzada del puente se observa la presencia de ramas y barro como evidencia del desborde en este punto. Extraído de SERNAGEOMIN (2017).	127
Figura 94: Mapa de inundación del sector centro-norte del área de estudio (delimitado en color azul), en base a los datos e información del análisis del SERNAGEOMIN (2017) con puntos de máxima inundación en el área urbana.	128
Figura 95: Mapa de inundación del sector centro-sur del área de estudio (delimitado en color azul), en base a los datos e información del análisis del SERNAGEOMIN (2017) con puntos de máxima inundación en el área urbana.	129
Figura 96: Imagen aérea del sector centro captada el año 2018, en donde se identifica, en color rojo el depósito acumulado de material como medida de mitigación (barreras longitudinales) en ambos flancos del cauce, ante desbordes del río. Extraído y modificado de Eltierramarillano.cl (agosto, 2023).	130
Figura 97: Vista hacia el norte desde el sector Puente de Av. Ignacio Carrera Pinto (sector sur). Extraído y modificado de Eltierramarillano.cl (agosto, 2023).	131
Figura 98: Imagen del cauce principal del río Copiapó correspondiente al mes de junio del 2019 en sector norte de la zona de estudio. Se destaca la presencia de vegetación, barreras de mitigación para estabilizar los márgenes del cauce y barras e islas fluviales alargadas dentro del cauce y en dirección del río. Extraído y modificado de Eltierramarillano.cl (agosto, 2023).	132
Figura 99: Propuesta de mapa de peligrosidad en base a criterios geomorfológicos y eventos recientes para el área de estudio. Nivel de peligrosidad Muy Alta: zona del cauce principal del río Copiapó. (forma más activa y recorre toda el área de estudio); Peligrosidad Alta: zona inmediata al cauce, terrazas fluviales y algunas superficies de la llanura de inundación. Peligrosidad baja: sectores de alto topográfico (abanicos aluviales y laderas de relieves laterales).	137

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Clasificación de tipos de remociones en masa. Extraído y modificado de Varnes (1978).	8
Tabla 2: Influencia de diferentes factores en las condiciones de los materiales y de las laderas. Tomado de González de Vallejo (2002).	17
Tabla 3: Resumen de eventos de precipitación que causaron remociones en masa en la cuenca Copiapó registrados desde el año 1900 al 2019 (Ciudad de Copiapó y alrededores; Paipote, Tierra Amarilla, Nantoco, Los Loros)	38
Tabla 4: Gráfico ENOS con datos de variación de la temperatura mensual superficial del mar, correspondiente a SST 3.4 (línea naranja, eje vertical izquierdo, °C), eventos de remociones en masa tipo flujo catastrados (puntos rojos) y precipitación acumulada mensual para la ciudad de Copiapó (eje vertical derecha, mm). Periodo 1900-2019. Datos obtenidos de WGSP (2020).....	38
Tabla 5: Registro de precipitaciones en la estación Copiapó (DGA) que desencadenaron eventos de remoción en masa tipo flujo. Con Ppd (precipitación diaria) y Ppa (precipitación acumulada). Desde el año 1900 al 1940 no existía el registro de precipitación diaria ni acumulada eventual, solo mensual.....	40
Tabla 6: Eventos de remoción en masa tipo flujo registrados en la subcuenca Paipote, con datos de precipitaciones diarias (Ppd) y acumuladas por evento (Ppa) de la estación meteorológica Pastos Grandes (DGA).....	44
Tabla 7: Precipitaciones acumuladas anuales de los últimos 10 años, promediando 34,9 mm, registrados en la estación meteorológica Embalse Lautaro (DGA) ubicada a 70 km aguas arriba del poblado de Tierra Amarilla. En el año 2015 y 2017 se registran precipitaciones que triplican la media anual. Extraído de DGA (www.dga.cl)	55
Tabla 8: Precipitaciones acumuladas anuales para la serie temporal 1991 y 2021. Registro de estación meteorológica DGA Estación Embalse Lautaro, ubicado a 70 km al SE del perímetro urbano de Tierra Amarilla. Extraído de DGA (www.dga.cl).....	57
Tabla 9: Volúmenes de sedimento por quebrada. Extraído de EIC Ingenieros (2015).....	116
Tabla 10: Nivel de peligrosidad para las formaciones superficiales y depósitos asociados a procesos geológicos peligrosos dentro del contexto de la evaluación y descripción del área de estudio.	135
Tabla 11: Resumen de las características de los eventos aluvionales de la región de Atacama (años 2015 y 2017), Antofagasta (1991) y Santiago (1993):	139

1 Introducción

Las actividades humanas pueden ser afectadas directa o indirectamente por procesos geodinámicos que naturalmente dan lugar a movimientos de superficie o de terreno, y es esto que, en diferente magnitud y característica, constituye un riesgo geológico para la población (González de Vallejo *et al*, 2002).

En el año 1987, 22 países de la Asamblea General de Naciones Unidas se reunieron con el objetivo de atender diferentes investigaciones de la comunidad científica en torno a desastres socio-naturales y el cómo estos fenómenos afectaban a la población en distintos puntos del planeta (resolución 42/169 de Organización de Naciones Unidas, 1987). En esta investigación se realizó el valor del conocimiento acerca de terremotos, tsunamis, inundaciones, volcanismo, etc. El año 2015, la Asamblea General creó un nuevo Marco para la Reducción de Riesgos por Desastres 2015-2030, en el que se tomaron medidas para la mitigación y capacidad de adaptación al cambio climático, resiliencia ante el impacto de fenómenos naturales y prácticas para la gestión integral de los riesgos de desastres en todos los niveles sociales y político-administrativos.

Históricamente, Chile se ha enfrentado a diferentes catástrofes naturales, las cuales han impactado directamente a la actividad humana que han sido principalmente terremotos, erupciones volcánicas y remociones en masa, entre otros fenómenos. Es por esto que en Chile durante el año 2021 fue publicada la ley N° 21.364, que da origen al Sistema Nacional de Prevención y Respuesta ante Desastres (SINAPRED), entidad que tiene por objeto elaborar distintos instrumentos de planificación territorial, ya sea a nivel comunal como regional, de modo de afrontar de una forma más preventiva y proactiva, la exposición de la población a los peligros geológicos antes mencionados.

En el presente estudio se realizará un mapeo general de las geoformas existentes en la localidad de Tierra Amarilla -Atacama, Chile-, con principal enfoque en la búsqueda de evidencias de elementos geomorfológicos que permitan identificar zonas intervenidas por eventos aluvionales (depósitos característicos, geoformas erosivas propias de flujos tractivos, entre otros eventos). Asimismo, a partir de la identificación de estas geoformas, permitirá saber qué zonas están más expuestas ante un nuevo evento de remoción en masa y cuales no; esto tanto en el casco urbano como en los alrededores de la comuna de Tierra Amarilla. Por otro lado, se hará un estudio detallado de los depósitos asociados a estas geoformas, para así comprender y anticipar el tipo de flujo sedimentario que podría contener un proceso de remoción en masa venidero. Se hará un estudio general de las circunstancias hidrometeorológicas tipo que puedan desencadenar y hayan desencadenado estos procesos aluvionales y de remoción en masa. Finalmente, con todos estos elementos, esta investigación proporcionará una evaluación

del riesgo mediante la creación y utilización de cartografía temática de las principales geoformas y depósitos asociados a dicha área de estudio, de modo de identificar claramente las zonas de mayor riesgo aluvional, respecto de las de menor riesgo y, además, identificar las zonas de mayor acumulación de sedimentos, que ciertamente puedan ser un abastecedor de material aluvional sobre el área de estudio.

Finalmente, el estudio de estos desastres naturales toma suma importancia en cuanto a la gestión territorial a nivel mundial a través de un acuerdo pactado por la ONU de gestionar y discutir este tipo de eventos, y en Chile a través del SINAPRED, ya que, ante un advenimiento de estos fenómenos, además de las pérdidas humanas, existe una pérdida en infraestructura urbana y material significativa. Asimismo, una buena planificación urbana podrá, por un lado, aminorar la cantidad de pérdidas humanas ante estos desastres, y de la misma forma, aminorar el deterioro de ciudades enteras, con todo el costo político-económico que trae consigo estos eventos. Para el caso del presente estudio, la gestión de riesgos ante procesos aluvionales en zonas áridas toma vital importancia luego de lo sucedido el 25 de marzo del año 2015 y el 10 de mayo de 2017, donde ciudades enteras fueron enterradas por material aluvial. Situación que llama a prepararse ante un nuevo fenómeno aluvional. Y es precisamente dando respuesta a este objetivo, que ante una buena zonificación y una efectiva detección de zona de riesgos geológicos (aluvionales), esto permitirá realizar proyectos urbanos con conocimiento, lo cual se traducirá fiablemente a mejores decisiones en cuanto a ubicación de zonas de inversión e infraestructura.

1.1 Trabajos anteriores

González de Vallejo (2000) elaboró un libro titulado "Ingeniería Geológica", el cual contiene fundamentos de geotecnia, mecánica de rocas, hidrogeología y riesgos geológicos; con principal atención a conceptos de ingeniería geológica, métodos de investigación de terreno, conocimientos geotécnicos asociados a la peligrosidad, vulnerabilidad y procedimientos para identificar propiedades geomecánicas de los materiales frente a sismos como a movimientos de ladera y su estabilización; énfasis en prevención, mitigación y control de peligros a través de la elaboración de mapas de peligrosidad y riesgos.

Hauser (2000) realizó un estudio identificando y caracterizando los principales procesos de remociones en masa que han ocurrido en Chile. Definió y describió conceptos asociados a dichos procesos, así como sus factores condicionantes y mecanismos desencadenantes. Proporciona, además, una temática para aumentar el conocimiento de los riesgos geológicos en Chile, el diseño y ejecución de obras civiles, en términos de mitigación y gestión del riesgo a partir de desastres por remociones en masa.

Abad, Izquierdo (2015) investigaron las causas y efectos que tuvo el evento del 25M de 2015 en la ciudad de Copiapó, a través de un mapeo de las inundaciones provocadas por el flujo de barro y detritos. Midieron alturas de barro acumulado en distintos puntos de la ciudad, realizaron una caracterización sedimentológica, estimando finalmente el volumen total de sedimento acumulado en dicho evento.

Aguilar, Cabré, Gualta, González, Ortega, Carretler, Riquelme y Comte (2015) estudiaron los depósitos generados en algunos tramos de la cuenca del valle del Huasco, durante las lluvias torrenciales del 25 de marzo del 2015, de modo de identificar, caracterizar y cuantificar la relevancia que cumplen estos eventos extremos, en la transferencia de aporte sedimentario hacia las cuencas andinas semiáridas en la conformación de estos valles.

Fuentes, Coloma, Ferrando y Merino (2015) Elaboraron mapas de seguridad en el perímetro urbano de la comuna de Tierra Amarilla y sectores aledaños, definiendo zonas afectadas por los eventos de remoción en masa (flujo de barro y detritos, desbordes y crecidas aluvionales) ocurridos entre el 24 y 26 de marzo del 2015. En los mapas de seguridad se definen áreas destinadas para evacuación, acopio y campamento, utilizando criterios y verificaciones validadas en terreno.

SERNAGEOMIN (2015) elaboró un informe sobre las principales cuencas afectadas en el evento meteorológico del 25M, realizando un análisis espacial de precipitaciones, cobertura de nieve producto de la tormenta y una cronología de los flujos aluvionales.

EIC Ingenieros (2015) realizaron estudio asociado al evento de crecida aluvional del 25M en tres líneas de investigación, la generalidad del evento hidrometeorológico, aspectos técnicos hidrológicos y una revisión de los costos multidimensionales que provocaron estos daños a la comuna de Copiapó, Tierra Amarilla y localidades aledañas, con sugerencias y una propuesta de soluciones en base a los problemas detectados en ambas comunas.

Valdés-Pineda, Valdés y García-Chevesich (2017) modelaron la crecida aluvional en las localidades de Copiapó y Tierra Amarilla ocurrida por el evento 25M (2015), utilizando el software RAMSS (*Rapid Mass Movement Simulation*) mediante datos de las características topográficas de la zona, mediciones de altura captados durante el evento de inundación para ambas comunas y datos hidrográficos y pluviométricos de la cuenca del río Copiapó.

Abad, Izquierdo y Fernández (2018) Realizaron un análisis sedimentológico y morfoestratigráfico de los rellenos cuaternarios de la Quebrada del Buitre (Tierra Amarilla) y examinando su actividad durante eventos de crecidas y flujos torrenciales. Además, realizaron una elaboración de un modelo deposicional que permite la evaluación de áreas de riesgo en conjunto con estrategias de mitigación.

Vargas, Pérez y Aldunce (2018) realizaron un estudio multidisciplinario acerca de los eventos aluvionales que han azotado a la región de Atacama, creando una comisión de investigadores y académicos luego del aluvión del 25M (2015), para complementar conocimientos, contribuir al desarrollo de la región y potenciar la resiliencia en la comunidad. Este libro expone diversas investigaciones asociadas a las causas y efectos de los aluviones en Atacama, aspectos que van desde lo técnico y científico de este desastre, y estudios sociales que exponen vulnerabilidad, territorio y la compleja relación que existe entre comunidad, educación, asentamientos humanos y fenómenos naturales.

Aguilar, Cabré, Fredes y Villela (2020) realizaron un cálculo de las tasas de erosión producto del evento de precipitaciones del 25M (2015) en la cuenca del valle del río Huasco, al sur del desierto de Atacama. Esto, en relación a los periodos de retorno en el registro geológico reciente, y a las descargas de sedimentos en la zona de estudio. En este estudio además se identificaron procesos de transporte y la fuente de estos sedimentos.

Flores (2020) realizó un trabajo de tesis de pregrado titulado "Evaluación de la expansión urbana de Copiapó y sus efectos sobre la configuración de los sistemas fluvio – aluviales circundantes. Modelización y análisis del evento de junio del 1997". Aquí investigó sobre la evolución urbana de la ciudad y sus consecuencias en temas de exposición y vulnerabilidad de la población ante peligros geológicos, además, realizó un levantamiento de información para modelar en software "SWIFT" el evento hidrometeorológico ocurrido en junio del 1997 contrastando esta información para un nuevo evento de similares características.

Abad, Izquierdo (2021) realizaron las características de la inundación en la ciudad de Copiapó debido al evento hidrometeorológico ocurrido el 25 de marzo (2015), y relaciona los impactos físicos que provocaron los flujos de barro, determinando la vulnerabilidad y el riesgo social y ponderando el daño en las construcciones habitacionales de la ciudad. Esto utilizando la base de datos del Ministerio de Vivienda y Urbanismo (MINVU).

1.2 Problema de investigación

La acelerada expansión demográfica ha generado que las ciudades requieran cubrir una mayor área para la construcción de obras con fines habitacionales, recreacionales, construcción de obras civiles y/o estratégicas, entre otras; a lo largo del país. Uno de los principales problemas que se enfrenta la población en general, es la falta de información relacionada a los riesgos geológicos a los cuales una ciudad está expuesta (llámese aluviones, inundaciones, entre otros). Paralelo a esto, se suma el continuo crecimiento de las construcciones habitacionales caracterizadas por escasa planificación y ordenamiento, lo que ha llevado a habitar sitios en territorios fuera del alcance regulatorio comunal donde la

tendencia es ocupar áreas cercanas a laderas de cerros, quebradas, zonas inundables y que, comúnmente presentan potenciales peligros de derrumbe, inundaciones o deslizamiento, provocados principalmente por eventos hidrometeorológicos o por colapsos gravitacionales respectivamente. Todos estos eventos conllevan un daño directo a las personas y sus recursos.

La comuna de Tierra Amarilla, ubicada en la Provincia de Copiapó, al sureste de la Región de Atacama, vivió una catástrofe natural reciente, ocasionándose un proceso de remoción en masa de tipo flujo de barro y detritos (mudflow y debris flow), lo que provocó un gran impacto y daño a la población en cuanto a vidas humanas y daños de infraestructura urbana y agrícola. Este evento ocurrió entre el 24 y 26 de marzo del 2015 producto de un núcleo frío en altura que se posicionó sobre las regiones de Antofagasta, Atacama y Coquimbo, coincidiendo con el inicio del fenómeno del Niño (ENSO) 2015; dejando precipitaciones extremas por sobre los 90 mm en el tramo Antofagasta – Atacama en tres días y, por sobre los 22 mm de agua acumulados en la estación pluviométrica Copiapó en 6 horas (DGA, 2015, Fuentes et al, 2015; Rondanelli et al, 2018). Los procesos de remoción que impactaron a esta zona, no solo fueron flujo de barro y detritos, también generaron desbordes e inundaciones en gran parte del valle, afectando a conjuntos habitacionales del núcleo urbano, predios de agricultura y áreas destinadas a labores de la industria minera en localidades dentro de la misma comuna (Fuentes et al, 2015).

Desde el año 2015 los estudios geológicos relacionados con este problema de investigación, se han enfocado en aspectos como; la caracterización de las inundaciones en el área urbana de la ciudad de Copiapó debido al evento 25M del 2015 (Izquierdo *et al.*, 2015). Por otro lado, se analizaron los procesos de erosión por flujos de detritos y susceptibilidad de la carga sedimentaria en la cuenca del río Copiapó (año 2015 y 2017) (Aguilar *et al.*, 2020). Finalmente, Izquierdo *et al.* (2021) hicieron un análisis integrado de vulnerabilidad, caracterizando la inundación y el daño que provocó el flujo de barro en las construcciones habitacionales del centro de la ciudad de Copiapó, analizando el comportamiento reológico y las consecuencias en la población de este tipo de flujo.

La escasa información local asociada a los eventos de remoción en masa, específicamente relacionado al evento hidrometeorológico que causó el aluvión del 25 de marzo de 2015 en la zona urbana de Tierra Amarilla, significó que, frente a la expansión urbana este tipo de precipitaciones desencadenaran un impacto negativo en las personas y sus recursos. Adicionalmente, la geomorfología producto de este evento catastrófico sin duda se modificó después del 25M, lo que conduce a analizar sus depósitos y sus áreas de afectación con el fin de minimizar estos impactos sobre la población de modo de identificar geoformas asociadas a los fenómenos aluvionales, y sus depósitos.

2 Objetivo General

Delimitar zonas de peligro geológico que puedan significar un peligro hacia las vidas de las personas o daños materiales dentro de la zona urbana de Tierra Amarilla, asociados a fenómenos de remoción en masa de tipo flujo de barro y/o detritos -crecidas aluvionales, desbordamientos e inundaciones.

2.1 Objetivos Específicos

- Definir los principales elementos geomorfológicos existentes en el sector de estudio.
- Caracterizar los depósitos asociados a cada geoforma y contrastar la información granulométrica con los flujos aluvionales, determinando así las posibles geoformas que funcionaron como fuente de material detrítico.
- Identificar los factores de origen natural que condicionan y desencadenan remociones en masa en la zona de estudio.
- Evaluar la peligrosidad de procesos de remoción en masa que constituya una amenaza directa hacia la población.

3 Hipótesis de Trabajo

La geomorfología árida del radio urbano de la comuna de Tierra Amarilla y alrededores, dan cuenta de un registro histórico de eventos de remociones en masa e inundaciones, lo cual resulta alarmante ante la posibilidad de un futuro evento de remoción en masa tipo flujo asociado a eventos hidrometeorológicos torrenciales, lo cual afectaría directamente a la comunidad de Tierra Amarilla tanto a nivel de generar daños humanos como materiales.

En los recientes eventos de remoción en masa que tuvieron lugar en Atacama (años 2015 y 2017) se conjugaron factores meteorológicos, geológicos y antrópicos. La extrema tormenta que afectó a la cuenca del Río Copiapó, intensificado por el Fenómeno de El Niño, condujo a tener precipitaciones por sobre los 78 mm en Estación Manflas (en Cordillera) y sumado a la elevada disponibilidad de sedimentos no consolidados en la cuenca del Copiapó, desplazaron estos volúmenes de sedimentos, facilitados por el aporte hídrico de las lluvias, el cual circularon a través del cauce principal, quebradas principales y canales río abajo. Sumado a lo anterior, el factor antrópico pudo haber influido en el impacto ya sea por la configuración actual de la zona urbana en donde la ocupación del territorio y el emplazamiento y/o exposición de las viviendas aledañas al río, a lo largo del cauce en la localidad de Tierra Amarilla, se vieran fuertemente afectadas por este intenso episodio hidrometeorológico.

Desarrollar esta información es sumamente útil ya que permite identificar qué zonas fueron más golpeadas por el aluvión e inundación. Además, se podrá evaluar el posicionamiento de diferentes afluentes como quebradas y la cuenca misma del río Copiapó, de modo de proyectar zonas de riesgos ante un próximo evento aluvional. Asimismo, la elaboración de herramientas como mapas de riesgo geológico, así como la identificación de geoformas y tipos de depósitos asociados a esas geoformas, permitirán aportar en la toma de decisiones de la planificación territorial y en la mitigación de riesgos geológicos ante eventos de estas características en el corto, mediano y largo plazo.

4 Marco Teórico

Este capítulo definirá los conceptos que se utilizarán en la presente investigación. La revisión bibliográfica de diferentes autores y la recopilación de principales conceptos y procesos relacionados e involucrados a la remoción en masa.

4.1 Definición

Los autores Cruden & Varnes (1996) conceptualizaron el término "Remoción en Masa" y lo definieron como un proceso gravitatorio, lento o rápido, de un volumen determinado en diferentes proporciones de suelo y/o roca que son originados por varias circunstancias y pueden ser peligrosos o catastróficos. Hauser (2000) reafirma que estas alteraciones o movimientos de remoción en masa recaen estrictamente en procesos gravitacionales, ya que una cantidad del terreno se moviliza por una pendiente, desde una cota superior a otra inferior y divide estos movimientos en; (1) internos caracterizados por el tipo de material removido (sus propiedades físicas, litología, comportamientos hidrogeológicos, estados tenso-deformativos) y definen el mecanismo y estilo de ruptura o remoción, y (2) externos, que dependen de condiciones hidrogeológicas, factores climáticos o de la alteración de la configuración de taludes y que controlan proporcionalmente los volúmenes involucrados en las remociones.

Varnes (1978) propone una separación entre el tipo de movimiento y el tipo de material asociado. Así existe una variada gama de remociones en masa en que el material involucrado permite diferenciarlos.

Tipo de Movimiento		Tipo de Material		
		Roca	Grueso	Suelos Fino
Caídas		Caída de rocas	Caída de detritos	Colada de barro
Deslizamientos	Rotacional	Deslizamiento de rocas	Deslizamiento de detritos	Deslizamientos de barro
	Traslacional			
Flujos		Flujo de rocas	Flujo de detritos	Flujo de barro
			Reptación de Suelo / Soil Creepin	
Dinámico (Complex)		Combinación de dos o más tipos principales de movimientos		

Tabla 1: Clasificación de tipos de remociones en masa. Extraído y modificado de Varnes (1978).

4.1.1 Flujos

Los flujos son un tipo de deslizamiento espacialmente continuo de una porción de materiales sólidos particulados (lodo, arenas, cantos, bloques, etc.) cuyo control principal es la gravedad. Es un tipo de remoción en masa donde un material no consolidado toma la forma de un flujo seco o húmedo, que dinámicamente por su velocidad (lento o rápido) se asemeja bastante a la de un fluido viscoso (Cruden & Varnes, 1966; Varnes, 1978). Los flujos de detritos (Figura 1) son una mezcla de material no consolidado cuya composición contiene alto porcentaje de fragmentos gruesos que fluyen debido a la saturación de agua por cauces o canales (Varnes, 1978).

Pierson y Costa (1987) (en Hauser, 2000) realiza una subcategoría de los flujos de detritos denominada Flujos de barro (mudflow) (Figura 2) que le correspondería, composicionalmente, a menos del 50% de partículas tamaño limo, arcilla y arena, y es una mezcla de material cuya humedad hace plausible que fluya de manera rápida, sin embargo, la misma mezcla seca, también es capaz de fluir (Highland, 2004). Este tipo de flujo ocurre en pendientes de rocas arcillosas y/o en moderadas condiciones de saturación. Los cambios reológicos en el comportamiento del flujo, de acuerdo a su composición, se observan en la tabla 1 (Anexos).

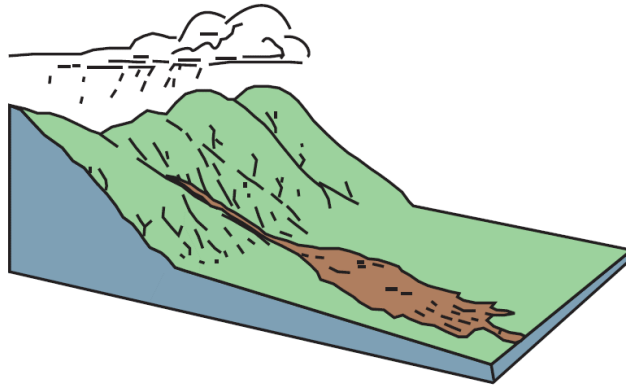


Figura 1: Ilustración de un flujo de detritos canalizado originado en montaña y depositado topográficamente en zonas llanas. (Extraído y modificado de *Landslide Handbook USGS*).:

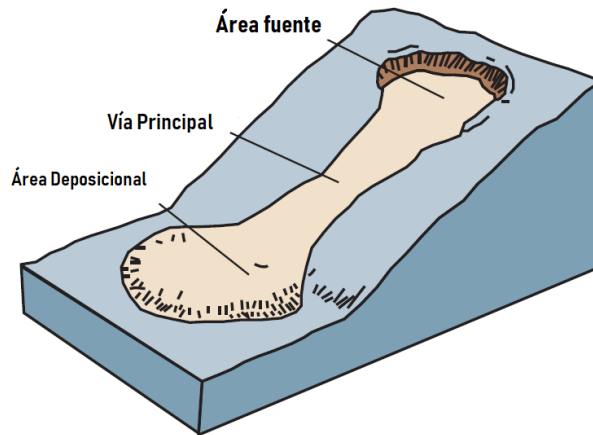


Figura 2: Ilustración de flujo de barro no canalizado denotando sus partes más importantes; Área fuente, vía principal y su área deposicional. (Extraído y modificado de *Landslide Handbook USGS*).

Según Sepúlveda (1998) para que se produzca un flujo de detritos tienen que verse involucrados factores como; (1) la geología: que otorga el contexto natural y estructural como las fallas o fracturas que constituyen zonas de debilidad contribuyendo al desgaste de los cuerpos rocosos y así proveyendo de material a ser removido, (2) la pendiente del relieve mayor a 25°: debido a la inestabilidad por gravedad que se genera en las laderas y con ello, se aporta material removible al flujo, y (3) el clima y la vegetación: debido al desarrollo de suelo y capacidad de resistencia de este a ser alterado.

Otro tipo de flujos son los "Flujos Laharicos" cuyo concepto fue proporcionado por Van Bemmelen (1949) y lo definió como un "*flujo de barro conteniendo detritos y bloques angulares de origen mayoritariamente volcánico*". Los lahares son flujos de alta velocidad compuestos de agua y detritos de un volcán (detritos de flujos piroclásticos, derrubios, glaciares, coluvios, etc.), que, de acuerdo a otros factores como temperatura, velocidad y granulometría, adquiere variaciones en las características físicas del mismo, pudiendo definirse como hiperconcentrados o flujos de detritos (Cronin *et al*, 2009).

La solifluxión es un movimiento lento en donde el agua actúa en la porosidad de las formaciones con materiales finos (limo, arcilla) y de bajo espesor. La plasticidad que adquiere estas formaciones es debido a la absorción del agua y gracias a ello se debe la fluidez de estas masas y la reptación lenta (Creep), que es un proceso de deformación superficial (Figura 3) que posteriormente podría dar lugar a movimientos tipo solifluxión (Hauser, 2000).

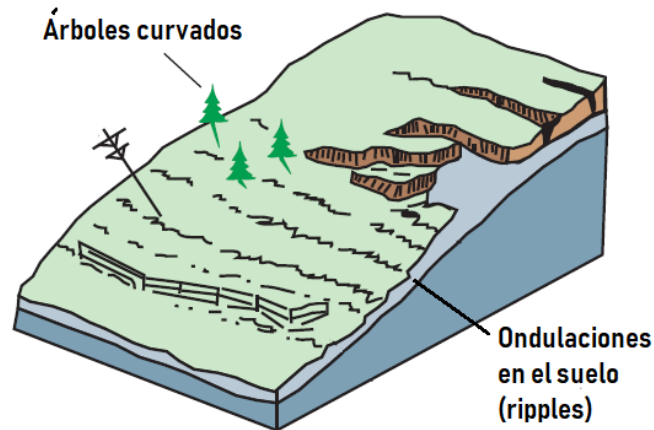


Figura 3: Ilustración de proceso de reptación lenta (*Creep*). Las principales características son la presencia de árboles curvados y la torsión de los estratos hacia abajo (ondulaciones en el suelo) cuya evidencia es la presencia de ripples, afectando genéricamente a la masa superficial. Extraído y modificado de *Landslide Handbook USGS*

4.1.2 Deslizamientos

En definición de Cruden (1991) el deslizamiento (*slide*) es "un movimiento de una masa de rocas, detritos o tierras hacia abajo de una ladera". Por otro lado, González de Vallejo (2000), conceptualiza y agrega que los deslizamientos son movimientos de materiales (masas, suelo o rocas) cuyo volumen se desliza por sobre el sustrato debido a la rotura en el interior de estas superficies.

Los deslizamientos rotacionales (*slumps*) (Figura 4) ocurren en suelos cohesivos u homogéneos, de roca o suelo, donde la rotura, ya sea superficial o profunda de característica estructural, como el desarrollo de fallas lístricas, genera la inestabilidad permitiendo que esta masa se "despegue" y fluya; generando concavidad en el sustrato base y una zona de acumulación o depósitos como resultado del material deslizado. Las condiciones propicias son laderas con bloques fracturados o con grandes espesores de suelo o regolito, laderas sin vegetación, sustratos rocosos estratificados y socavones producto de oleaje, ríos y actividades antrópicas de excavación (Buma y van Asch, 1996).

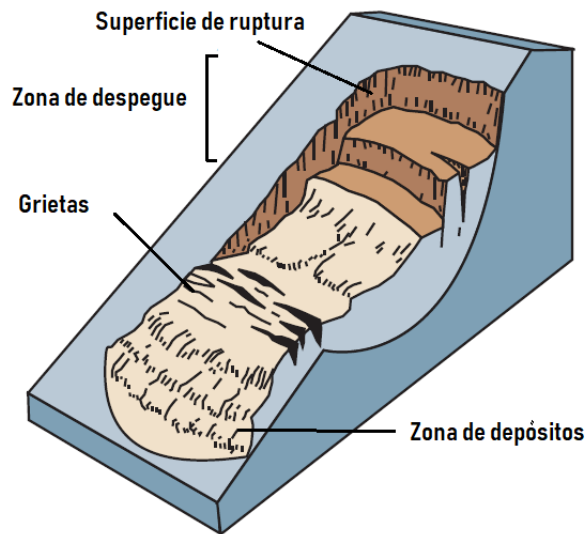


Figura 4: Ilustración de un deslizamiento rotacional identificando sus partes importantes. Extraído y modificado de *Landslide Handbook USGS*).

Hauser (2000) define deslizamientos traslacionales como remociones de volúmenes de suelo, detrito o roca; que son deslizados como láminas o mantos a lo largo de una superficie, a favor de planos de discontinuidad rocosa tales como; estratificación, fallas o diaclasas, generando que la masa avance hacia fuera y abajo.

Los deslizamientos de detritos son roturas en material no consolidado cuyos fragmentos se rompen conforme dicho deslizamiento avanza por la ladera (Gutiérrez, 2008).

4.1.3 Desprendimientos (caídas de rocas)

Gutiérrez (2008) lo define como una masa de rocas que se desprenden de un talud abrupto o muy escarpado por medio de una superficie de corte pequeña (Figura 5). Se clasifica como; *desprendimiento de rocas o detritos* si contiene en 20-80% de partículas mayores a 2 mm, y *desprendimiento de suelos* si la masa contiene más del 80% de partículas menores a 2 mm. Si el talud es subvertical, los fragmentos descienden en caída libre o saltando si el ángulo es menor, si las laderas tienen ángulos menores a 45° las partículas se movilizan rodando. (Cruden y Varnes, 1996). Los factores que provocan desprendimientos son la erosión y la disminución del apoyo de los bloques sueltos, grietas, agua y movimientos sísmicos (González de Vallejo, 2002). Cuando estos desprendimientos se producen en laderas con gran pendiente y están acompañados de hielo y nieve, se denominan avalanchas rocosas.



Figura 5: Ilustración de las partes de un desprendimiento o caída de rocas. Extraído de PMA (2008).

4.1.4 Conos de derrubios

Los conos de derrubios o abanicos coluviales son conos empinados generalmente pequeños (menores a 0,5 km) que constituyen un ambiente deposicional en el piedemonte montañoso (Suriano y Limarino, 2009), y que según Bilkra y Nemeč (1998) los flujos de detritos serían uno de los principales mecanismos de transporte y deposición de sedimentos, incluyendo proporciones de caídas de rocas (Figura 6).

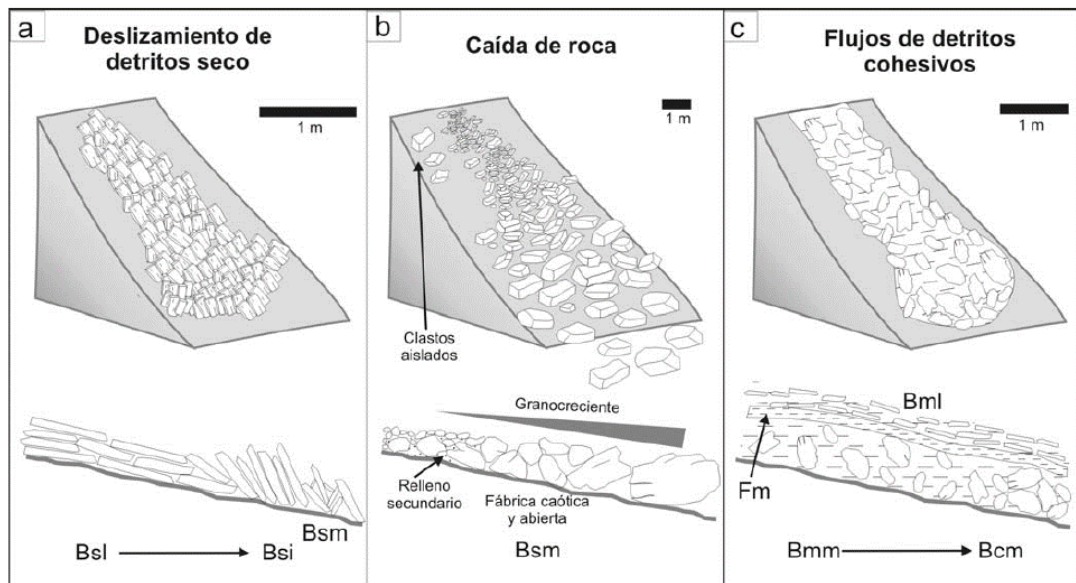


Figura 6: Ilustración de algunos procesos gravitacionales y sedimentarios que forman conos de derrubios o abanicos coluviales. a) Deslizamientos de detritos seco. b) Caída de rocas. c) Flujos de detritos cohesivos. Con Bsl: brechas sin matriz, clasto soportadas planares. Bsi: brechas sin matriz, clasto soportados e imbricación. Bsm: brechas clasto soportados macizos. Bmm: brechas de matriz soportadas macizas. Bml: brecha matriz soportada planares. Bcm: brechas clasto soportada con participación de matriz. Tomado de Suriano y Limarino (2009).

4.1.5 Subsistencia y hundimientos

La subsidencia implica un hundimiento y descenso de la superficie del terreno y puede afectar grandes extensiones, creando fisuras en el suelo. Se estima que gran parte de estos problemas se asocian a la extracción excesiva de agua subterránea (Hu *et al.*, 2004), en donde estos tipos de terrenos, ya sea superficiales como subterráneos, pueden verse afectados.

Una consecuencia física directa de la subsidencia es el desarrollo de un agujero circular en un terreno; un socavón, que es una depresión superficial que se desarrolla por la disolución de rocas carbonatadas (piedra caliza, dolomitas, yeso, rocas carbonatadas) producto del aumento del nivel de las aguas subterráneas (natural o antrópico), ya sea como fugas de agua, drenaje o sistemas de alcantarillado y suponen un peligro con daños muy graves al medio antropogénico ya que sus colapsos ocurren en un intervalo de tiempo relativamente rápido (Delle Rose *et al.*, 2004).

En ambientes rocosos carbonatados o Kársticos, la circulación de agua es capaz de desarrollar cuevas y generar fracturas (Figura 7) debido a la disolución de rocas y este mecanismo es desencadenante para futuros colapsos y generación de socavones y hundimientos (Williams, 2008).

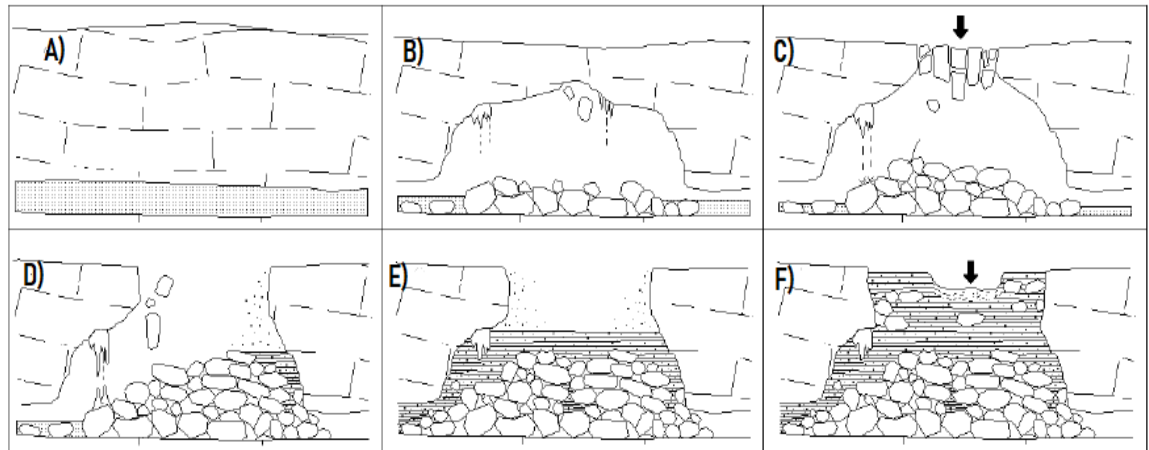


Figura 7: Ilustración de la generación de un socavón en un ambiente kárstico. A) Entorno freático con delimitación de una incipiente cueva kárstica. B) disolución y desprendimientos de rocas y fragmentos. C) colapso del techo y formación inicial de socavón. D) a ampliación del socavón a través de grietas y fracturas en sus bordes y límites. E) relleno con depósitos continentales y descenso del flujo de agua. F) nuevos socavones y hundimientos de menor proporción debido al asentamiento de los depósitos de relleno. Extraído de Delle Rose et al (2004).

4.2 Factores generadores de eventos de remoción en masa

4.2.1 Agentes Hidrometeorológicos

Las lluvias como factor desencadenante de remociones en masa están vinculadas a aspectos como su intensidad, distribución espacial y tiempo de duración del evento de precipitación (González de Vallejo, 2002). Reichenbach *et al.* (1998) afirman que los deslizamientos de tierra e inundaciones son muy perjudiciales y que la tasa de pérdidas (víctimas y recursos) es mucho mayor que otro tipo de catástrofes relacionadas a la naturaleza, además, atribuyen un alto protagonismo a remociones en masa de tipo flujo de detritos y deslizamientos superficiales las cuales han sido inducidas por lluvias. Además, González de Vallejo (2002) argumenta que una de las formas de poder predecir, o bien, estimar intervalos de ocurrencia de este tipo de eventos, es analizando los períodos de retorno de lluvias extremas por considerarse un factor desencadenante de deslizamientos. También postula que, en eventos de lluvias extremas o intensas, estas aumentan la escorrentía superficial erosionando laderas y canales preexistentes generando y removiendo material orgánico e inorgánico, dando inicio a un proceso remoción en masa.

Sepúlveda *et al.* (2006) sostienen que generalmente los procesos de remoción en masa, específicamente los flujos de barro y detrito, son activados por eventos hidrometeorológicos anómalos (ej: una baja segregada con anomalía cálida de temperatura superficial del mar). Las precipitaciones son un agente protagonista en provocar remociones en masa de tipo flujo de

barro y detritos, ya que actúan en la pérdida de la resistencia de los materiales lo que provee de movilización en forma de flujo de agua y detritos (Varnes, 1978). Los deslizamientos de suelo y detritos y las inundaciones van de la mano ya que ambos están relacionados con precipitación, escorrentía y saturación del suelo por agua, además, los flujos de barro y detrito que generalmente se originan en canales (incisiones, quebradas) pequeños y empinados generan inundaciones que a menudo ocurren en la misma área (Highland, 2004).

4.2.2 Agentes gravitatorios

La ladera de un relieve está constantemente siendo sometida a esfuerzos de cizalla y a la fuerza de la gravedad, promoviendo que los materiales del relieve sean removidos y transportados ladera abajo por consecuencia de estas fuerzas desestabilizadoras externas (Gutiérrez, 2008). Aunque los efectos de la gravedad aumenten con la pendiente, aspecto común en relieves montañosos, también ocurre que en zonas de acantilados de baja altura la remoción de materiales se vea influido por la fuerza de gravedad, debido a que el macizo presenta discontinuidades, fisuras o planos de debilidad y, en donde prácticamente la remoción se produce en caída libre (Highland, 2004).

Hauser (2000) afirma que los movimientos de remoción en masa son intrínsecamente procesos gravitacionales, ya que una porción del terreno se va desplazando desde una cota superior a otra inferior, además, este proceso es desencadenado por varios factores, entre ellos la influencia del estado tensional de la superficie o suelo. Las tensiones naturales son relevantes para la estabilidad de un macizo o de una estructura de suelo que tenga cierto ángulo, ya sea semi horizontal o semi vertical. González de Vallejo (2002) afirma que los efectos gravitatorios y meteorizaciones en un macizo rocoso (cerro, montaña) o ladera que hayan sido afectados por cargas dinámicas (como sismos naturales o inducidos), contribuyen a la reducción de su resistencia, a la inestabilidad y por consecuencia a la individualización de fragmentos, fracturas en el macizo, caída de bloques y pérdida de comportamiento resistente. En estas condiciones, los efectos gravitatorios suelen producir roturas, presiones desfavorables para el equilibrio y comportamiento desestabilizador en relieves topográficamente inclinados.

FACTORES		EFECTOS
Condicionantes	Relieve (pendientes)	Distribución del peso del terreno
	Litología	Densidad, resistencia.
	Estructura geológica	Comportamiento del macizo. Zonas de debilidad
	Prop. geomecánicas	Comportamiento hidrológico. Resistencia
	Deforestación	Erosión. Modifica el balance hídrico
	Meteorización	Cambios físicos y químicos. Erosión y generación de zonas de debilidad
Desencadenantes	Precipitaciones y aportes de agua	Saturación de suelos y erosión.
	Aplicación de cargas	Cambio en el estado de tensión de la ladera
	Cambio morfológico de ladera	Variación de esfuerzos y tensión de la ladera
	Erosión del pie de ladera	Variación de esfuerzos y tensión de la ladera
	Acciones climáticas	Saturación de agua en terreno, generación de grietas, planos de debilidad y menor resistencia.

Tabla 2: Influencia de diferentes factores en las condiciones de los materiales y de las laderas. Tomado de González de Vallejo (2002).

4.2.3 Consideraciones hidrometeorológicas

En Chile los deslizamientos y flujos detríticos son causados generalmente por precipitaciones intensas, aunque la cantidad de agua caída requerida para iniciar este fenómeno varía según el régimen climático y la latitud. Chile es un país que se caracteriza por su franja longitudinal extensa y por su variedad climática de norte a sur; desde un clima tropical seco en el norte (Arica) hasta la tundra en el extremo sur (Magallanes). El norte grande presenta condiciones extremadamente secas teniendo un promedio anual de precipitaciones de 2 mm (lo que caracteriza al desierto más árido del mundo, Desierto de Atacama), luego presenta un clima de estepa de tipo mediterráneo en la zona de Chile Central (32° - 38°S) con promedio anual de precipitaciones de 300 mm a 1000 mm llegando a la región de Los Ríos (Ciudad de Valdivia). En el sector Centro Sur (Los Lagos) se tienen precipitaciones anuales promedio de 1000 – 2000 mm que se clasifica como templado lluvioso (DGA, 2005). Según Sepúlveda *et al.* (2006) en los últimos 20 años varias localidades a lo largo del país han sufrido la ocurrencia de remociones en masa tipo flujo de detritos y barro asociado a eventos intensos de precipitaciones.

Las relaciones entre eventos de remoción en masa de tipo flujo de detritos y barro están históricamente vinculadas a anomalías climáticas anuales, masas de aire cálidas (que provocan el desplazamiento de la isoterma 0° C hacia cotas geográficas más altas) y el fenómeno de El Niño (ENSO) y su comportamiento a lo largo de Chile (Hauser, 1997; Garreaud & Rutllant, 1996; Sepúlveda *et al.*, 2006). El desarrollo del fenómeno de El Niño en fase de invierno austral para el hemisferio sur, guarda relación con un bajo Índice de Oscilación del Sur (SOI), es decir, las aguas superficiales del Océano Pacífico Tropical aumentan de temperatura (aguas más cálidas).

Según afirman Garreaud & Rutllant (1996) y Sepúlveda *et al.* (2006) los factores climáticos más relevantes para la ocurrencia de flujos de detritos en el centro y sur de Chile son; la alta intensidad del evento meteorológico (precipitaciones), la abundante lluvia antecedente y la ocurrencia de masas de aire cálidas en la troposfera, ya que esto último eleva la isoterma 0° C en las cadenas montañosas lo que aumenta el área de captación de precipitaciones líquidas.

En el norte de Chile hay variaciones climáticas que inducen precipitaciones anómalas (extremas) relacionadas con el fenómeno de El Niño (ENSO). Una de estas variaciones suele ser el debilitamiento del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental (APSO), que desplaza las tormentas convectivas hacia zonas subtropicales (hacia el sur del Ecuador). Según Garreaud & Rutllant (1996), Garreaud *et al.* (2003) y Garreaud *et al.* (2010) casi todos los eventos de flujos de detritos y de barro que ha sufrido la región de Antofagasta, han sido

causados por dicha anomalía climática; Fenómeno de El Niño (ENSO) potenciado por el debilitamiento del APSO.

En el caso de ambientes áridos e hiperáridos, como el norte de Chile, generalmente los flujos de detrito y barro se desencadenan tras 24 a 48 horas del evento de precipitación extremas y las lluvias que se producen en el primer día, o las primeras horas, es llamada la "lluvia antecedente" e implica una saturación de suelos ya que ayuda a crear desestabilizaciones en las presiones intersticiales (Garreaud & Rutllant, 1996). Según Hauser (2000) este factor ha sido desencadenante para la generación de muchos eventos de deslizamientos y remoción en masa tipo flujo en Chile. Sumado a lo anterior, en ambientes áridos, la generación de estos flujos de detritos no necesariamente ocurre en años de anomalías climáticas anuales, sino que el factor más importante también se debe a la precipitación diaria o incluso la tasa horaria y su peak de intensidad, lo que es llamado "lluvia desencadenante". En algunos casos la "lluvia antecedente" puede ser mucho más importante que la "lluvia desencadenante" y viceversa, y esto se debe a que resulta necesario analizar y estudiar factores geológicos y geomorfológicos del área.

Paralelo a lo anterior, en superficies impermeables (urbanas y rurales) donde las capas de suelo son delgadas, como en ambientes, desérticos áridos y semiáridos, el agua de las precipitaciones escurre superficialmente ya que la capacidad de que el suelo absorba la lluvia es baja, caso diferente ocurre en regiones húmedas donde esta escorrentía no es tan superficial, sino que hay mayor movimiento vertical o subvertical, y el agua tiene un mayor tiempo de permanencia hasta alcanzar la saturación del terreno.

4.3 Análisis teórico de los Sistemas fluviales y aluviales

4.3.1 Geomorfología fluvial

Muchas formas y procesos fluviales tienen una relación intrínseca con la naturaleza sedimentológica, y por esta razón es que la geomorfología fluvial se ha relacionado tan estrechamente con los sistemas sedimentológicos fluviales (Hickin, 1993). La geomorfología fluvial viene a traducir las relaciones entre el desarrollo físico de un flujo en los cauces y canales, el transporte de sedimentos debido a la fuerza del mismo flujo y las formas que toman estos cauces y canales aluviales que resultan del transporte de sedimentos (Richards, 1987). Chorley (1969) enuncia que la cuenca de drenaje es un elemento que topográficamente e hidrológicamente está bien definido y que geomorfológicamente es una unidad fundamental, ya que aquí es donde se tienen los resultados de todas las interacciones del (los) flujo (s).

4.3.2 Sistema fluvial-aluvial

Un sistema fluvial involucra canales de corriente, redes de drenaje, zonas de depósitos de sedimentos, como los deltas o los abanicos aluviales, y las fuentes de escorrentía y sedimentos de las laderas (Piégay y Schumm, 2003). De todos los factores anteriores, Morisawa (1968) y Knighton (1998) afirman que la escorrentía y el flujo de los ríos son los procesos geológicos más importantes que actúan en la superficie terrestre, ya que da origen y modifica gran parte del paisaje formando, por ejemplo, las zonas de depósito como las llanuras de inundación. Gran parte de las precipitaciones que caen sobre la superficie terrestre, drenan hacia zonas más bajas topográficamente, formando cursos de agua y alcanzando su desagüe en el océano, sin embargo, cuando la cantidad de agua no es suficiente y el flujo se agota antes de llegar al mar, o a condiciones hídricas estables, se forman los abanicos aluviales de zonas áridas (Friend, 1978).

La escorrentía, que es el agua que fluye sobre la superficie, da origen a la incisión fluvial, que es capaz de arrastrar detritos y debido al carácter variable del flujo del río, la incisión o el canal se ajustará a la acción de esta fuerza para mantener una estructura adecuada (Gutiérrez, 2008). La morfología de los canales fluviales depende de la dinámica entre el flujo y los materiales erosionables que forman el lecho de aquel canal, además de las escalas espaciales y temporales y las distintas fuerzas por las que el canal va ajustando su forma (Gutiérrez, 2008).

La depositación guarda relación con el material que el río o el flujo arranca y transporta aguas abajo, a lo largo de los valles, en los bordes al pie de los altos topográficos hasta alcanzar las llanuras costeras. Según Morisawa (1985), los sedimentos se depositan en;

- a) Quebradas del relieve (discontinuidades topográficas) y es donde se originan los abanicos aluviales.
- b) Rellenos de valle, que dan lugar a llanuras de inundación y terrazas.
- c) Depósitos marginales, que son resultado del depósito de un flujo muy baja energía (como deltas).

En cuanto a las inundaciones, esto puede ser producto de las crecidas del río y desbordes de canales fluviales o por acumulaciones extremas de precipitaciones. Chow (1956) define inundación como "un flujo relativamente alto que sobrepasa el canal natural por el que discurre la escorrentía" durante las crecidas.

4.3.3 Morfologías

4.3.3.1 Abanicos aluviales

Un abanico aluvial corresponde a una acumulación de sedimentos de material detrítico cuyo transporte se debe a la gravedad y se distinguen por ser cuerpos sedimentarios de forma cónica

visto en planta (Figura 8). Estos se encuentran generalmente en zonas de debilidad litológica (zona de desarrollo de quebradas) e integran materiales de granulometría gruesa cuya distribución es radial y su alcance y superficie puede alcanzar decenas de metros a kilómetros (Colombo, 2010).

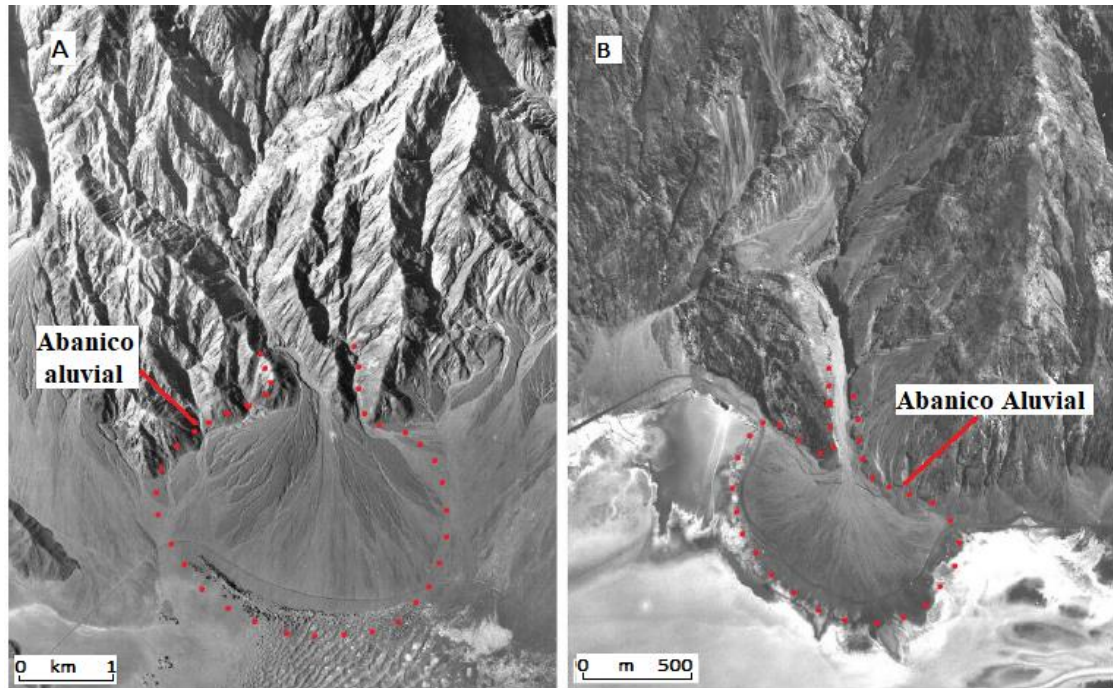


Figura 8: Fotografía aérea de un abanico aluvial. En A) y en B) punteado en rojo se ve la morfología radial característica de un abanico aluvial una vez que ha abandonado la zona de confinamiento montañosa (Modificado de Blair, 2009).

En ocasiones, los cursos de agua que recogen sedimentos y drenan hacia zonas más bajas topográficamente, no tienen suficiente agua ni energía para seguir su curso, quedando estancados en las cercanías más planas del pie de ladera o de un frente montañoso constituyendo así, los abanicos terminales de zonas áridas (Friend, 1978). Según McGowen (1979) los flujos de detritos dan origen, en zona áridas y semiáridas, a abanicos aluviales ya que el ambiente de escasa vegetación, episodios de intensa precipitación en lugares con fuerte pendiente de agua y escorrentía, dan lugar a elevadas velocidades de transporte de sedimentos.

En el relieve montañoso es común que un flujo se vea encajonado, debido a la incisión del sustrato, y que el material detrítico se desplace en el flujo hacia zonas más llanas, y en el punto en que éste pierde confinamiento (abandonando la zona montañosa), dichos materiales se acumulan dispersándose radialmente (Figura 9), perdiendo velocidad y capacidad de transporte, generando estos cuerpos de depositación (Bull, 1968).

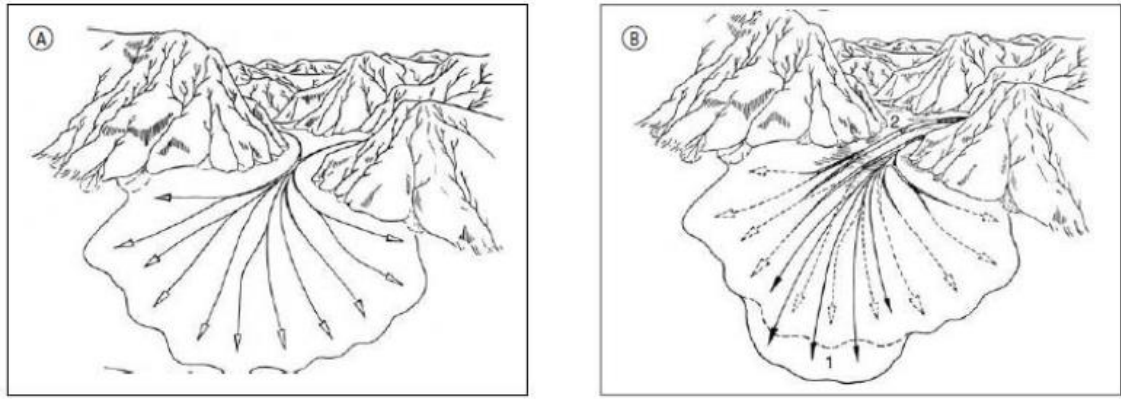


Figura 9: Ilustración de la formación de un abanico aluvial naciendo desde una topografía montañosa. A) acumulación de sedimentos cuyo origen tiene una cota topográfica en altura. B). Nuevo evento de acumulación detrítica, generando una ampliación del abanico hacia zonas distales o más alejadas de su origen. Extraído y modificado de Lustig (1965).

En los abanicos aluviales se distinguen 3 zonas (Figura 10); 1) zona proximal o cabecera, que se encuentra en el área del ápice y presenta, por lo general, una granulometría más gruesa, 2) zona media, ubicada entre la cabecera y superficies al pie del abanico, de granulometría intermedia y 3) zona distal, de granulometría más fina y situada desde el pie del abanico hacia zonas alejadas (Blissenbach, 1954).

La cuenca de drenaje actúa como fuente de recursos (escorrentía y materiales detríticos, sedimentos, etc.) que a través de los canales de desagüe y canales de incisión ocurre transporte hasta la zona proximal del abanico e incluso llegando a zonas intermedias (Blissenbach, 1954).

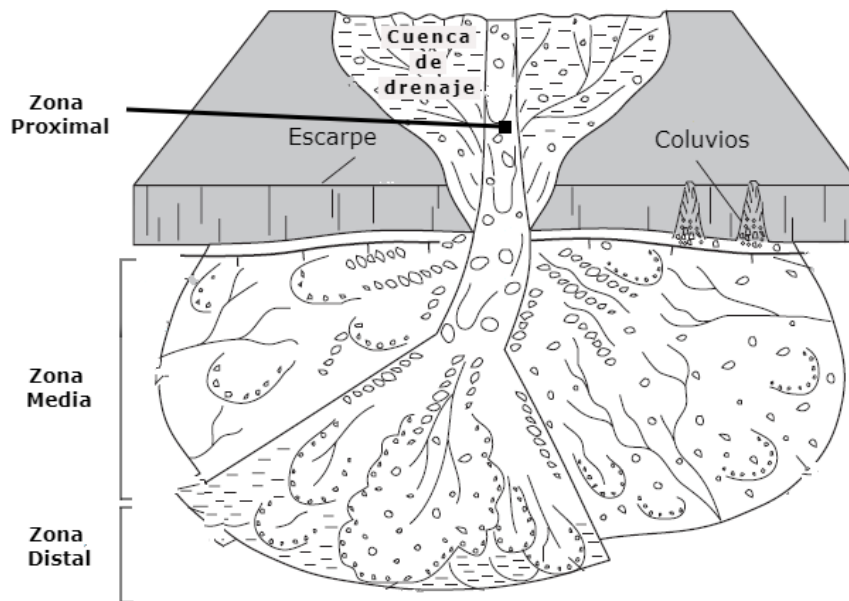


Figura 10: Ilustración esquemática de la vista en planta de un abanico aluvial identificando sus 3 zonas; Zona proximal o ápice, zona media y zona distal. (Modificado de Blair, 2009).

Los factores influyentes para la generación de abanicos aluviales según Harvey (2002), son; a) el factor topográfico, que direcciona los materiales detríticos, b) el factor litológico, como principal proveedor de materiales, el tipo de roca y las características sedimentológicas que le otorga al desarrollo del abanico, c) el factor climático y la disponibilidad de agua le dará al flujo la energía (intensidad, duración, capacidad) ya que influirá en la eficiencia o ineficiencia de meteorización y transporte de sedimentos. La morfología de cada abanico refleja las características de estos factores y de la cuenca de drenaje (área fuente), ya que ese es el lugar de donde proviene el suministro.

En los abanicos aluviales, las inundaciones se relacionan con grandes descargas a través del canal de desagüe y a partir de la zona proximal (ápice) pierden su confinamiento, por el que fluyen a través de la superficie del abanico aluvial (Gutiérrez, 2008).

4.3.3.2 Llanuras de inundación

Bridge (2003) define a una llanura de inundación (Figura 11) como una superficie aluvial adyacente a un curso fluvial y que frecuentemente se inunda. Los depósitos constituyentes son los mismos materiales que los cursos de agua (ríos) transportan por erosión (excavación) de los canales o migración lateral. Casi todos los cursos fluviales están flanqueados por una llanura de inundación en donde su ancho varía para cada caso en particular, que puede ir de algunos metros a un par de kilómetros y principalmente se desarrolla entre el río y los márgenes del valle (Tarbuck *et al*, 2005).

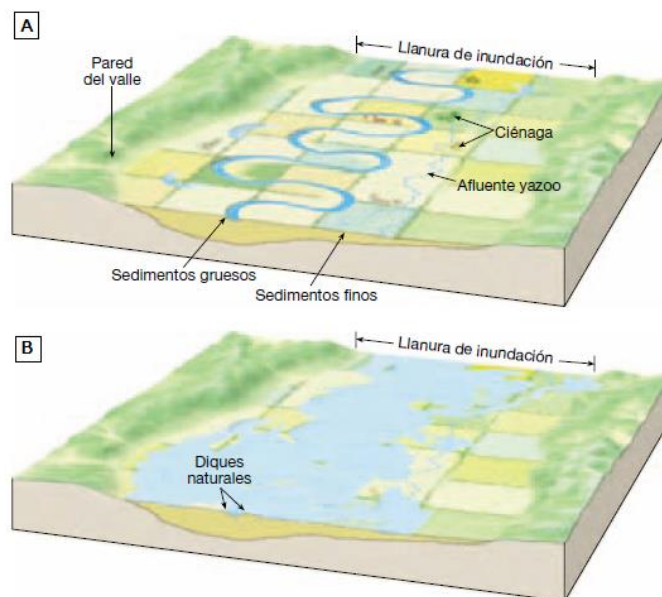


Figura 11: Ilustración de una superficie de llanura de inundación. En A) Curso fluvial de tipo meandro no inundada, B) escenario de desborde del cauce, inundando la superficie de la llanura de inundación. (Extraído de Tarbuck *et al.*, 2005).

Los depósitos de llanura de inundación fueron posados y dispersados durante el momento en que el agua desbordó su cauce durante una inundación, y van desde gravas a arenas gruesas y sedimentos compuestos por arenas finas, limos y arcillas (Tarbuck *et al.*, 2005). La llanura de inundación aparece cuando el flujo del canal comienza a tener una alimentación hídrica subterránea, el valle se ensancha (acreción lateral) a partir de la deriva lateral de los canales y la acreción vertical se produce por crecimiento vertical o sedimentación vertical debido a la disposición y acumulación de las partículas en suspensión (Leopold *et al.*, 1964). En un ambiente árido a semiárido la capacidad de infiltración es baja y los episodios de inundación repentina, producto de los eventos meteorológicas, son normales (intensas lluvias, tormentas, etc.), en relación con lo anterior, la escorrentía en la llanura de inundación aumenta ya que la cantidad de precipitación sobrepasa la capacidad de infiltración del terreno. Leopold (1968) afirma que el riesgo de inundaciones en la llanura aumenta debido a la utilización del suelo para fines agrícolas, y en zonas urbanizadas, la hidrología de las cuencas se ve modificada por la impermeabilidad de las obras viales incrementando la frecuencia de las inundaciones.

4.3.3.3 Terrazas fluviales

Una terraza es una superficie plana de inundación cuyo nivel de base se ve modificado por una perturbación climática o tectónica, en donde el río aumenta su capacidad erosiva sobreexcavando su mismo cauce dando origen a un nuevo nivel por el que circulan las aguas y dejando en una cota topográfica más alta la llanura de inundación primitiva (Pedraza, 1996), (Figura 12).

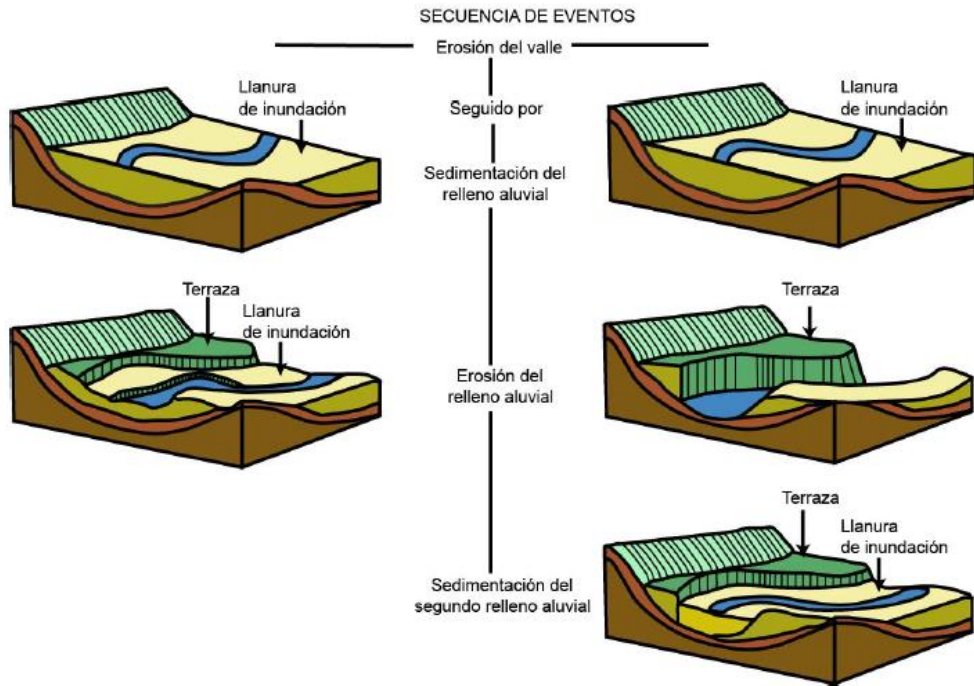


Figura 12: Ilustración de las etapas y evolución de una terraza. Las dos secuencias de eventos dan lugar a la misma geometría superficial. (Extraído de Flores, 2020).

Cuando se alternan los procesos de excavación y agradación, se tiene una secuencia de terrazas (Figura 13) que proporcionan un registro de los cambios del nivel de base, del flujo de los ríos y del sedimento suministrado a lo largo del tiempo (Harden, 2004). Además, se realiza una diferenciación entre terrazas que erosionan el sustrato rocoso (terrazas degradacionales o erosivas) y terrazas que están formadas por material aluvial (terrazas agradacionales, de acumulación o constructivas) (Gutiérrez, 2008).

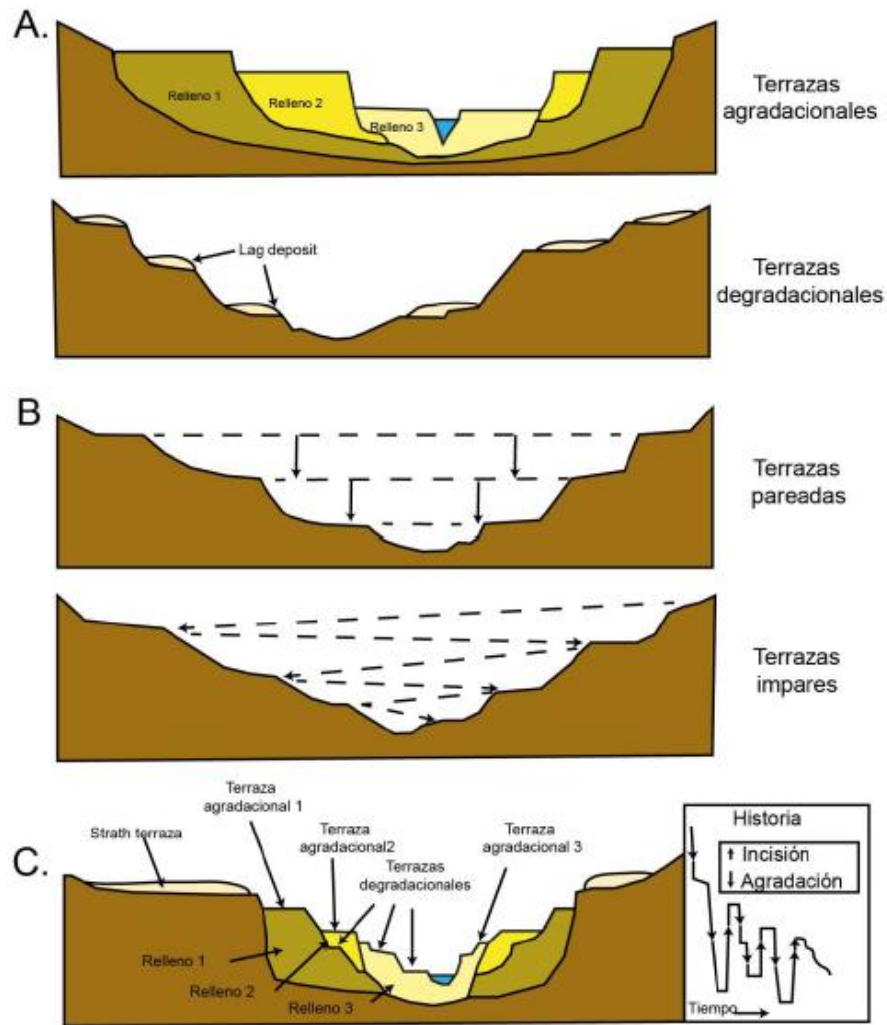


Figura 13: Ilustración esquemática de un modelo evolutivo de un sistema de terrazas fluviales (Extraído de Flores, 2020).

Burbank y Anderson (2001) afirman que las terrazas agradacionales se originan por el encajamiento del sistema fluvial en sus propios sedimentos transportados por el flujo del río, luego la erosión de este relleno produce una superficie horizontal apartada topográficamente con respecto al cauce, el cual se identifica por ser el techo de las capas de los depósitos fluviales más antiguos. La terraza degradacional se origina en los sistemas fluviales con bajas tasas de acumulación sedimentaria y en donde predomina la erosión lateral, la cual deja una superficie abandonada que se diferencia del cauce activo del río.

4.3.4 Evolución de los sistemas fluviales

El sistema fluvial cambia a través del tiempo debido; al factor climático y sus consecuencias en los procesos erosivos y los cursos fluviales (en un evento extremo de tormenta), y al factor tectónico, que tiene como resultado un cambio en el nivel de base (el menor punto al cual una corriente puede erosionar su cauce), debido a posibles movimientos sísmicos y de fallas

tectónicas, ya que cualquier cambio en este nivel hará que una corriente erosione o se produzca sedimentación de material en el cauce (Tarbuck *et al.*, 2005).

El factor climático tiene una influencia importante en cuanto a los procesos de meteorización y erosión de los relieves de gran magnitud y en las morfologías ya constituidas, por ejemplo, la precipitación influye en la meteorización de los cuerpos rocosos y también en el transporte de sedimentos, estos a su vez son depositados fundamentalmente en discontinuidades topográficas (abanicos aluviales), rellenos de valle (llanuras de inundación y terrazas) y depósitos marginales (deltas y depósitos de playa) (Colombo, 2010; Chorley *et al.*, 1984).

Ambos factores siempre estarán relacionados al tiempo y sus escalas, es decir, a medida que se gatilla un evento de precipitación intensa o se tiene una manifestación tectónica, las modificaciones en el sistema fluvial, al menos en su mayoría, no se producen en el tiempo inmediato. El canal, el flujo y el material sedimentario de un río obedece a que tan frecuente experimenta perturbaciones vinculadas a los factores mencionados anteriormente (clima y tectónica). Los ríos pueden ensancharse y profundizarse si grandes cantidades de material de carga de fondo se movilizan a través de los canales durante las inundaciones o, al contrario, si las tasas de inundaciones se mantienen bajas, la tendencia será un desarrollo de meandros, quietud y estabilización (Chorley *et al.*, 1984).

4.4 Efectos geomorfológicos asociados a eventos de remoción en masa

Las regiones con alto relieve, fuertes pendientes y abundante humedad, aportan sedimentos de manera continua y variables en el tiempo. Esto se refleja en los sedimentos y materiales depositados en los canales de transporte y en las superficies de las cuencas; es esta asociación la que proporciona el vínculo entre la geomorfología y la sedimentación (Leopold *et al.*, 1964).

Los factores que modelan y dan acción a la geomorfología, dependen también de principios como el levantamiento tectónico, subsidencia, pendiente, energía y clima, en esto último, las diferentes condiciones climáticas producen diferentes productos de meteorización/erosión (sedimentos) que, a su vez, pueden ser transportados o redistribuidos por diferentes agentes y así formar diferentes tipos de depósitos. Por ejemplo, para dar origen a una geoforma, no basta con el material transportado por un solo evento (por ej: tormenta), sino que es la suma de eventos de este tipo los que son responsables de la formación de características específicas del paisaje, como el ensanchamiento del fondo de valle, el incremento de la altura en las laderas, así como en las terrazas fluviales adyacentes (zonas de inundación), destrucción de ecosistemas a lo largo de la traza del río (parques fluviales, humedales, etc.). Finalmente, estos fenómenos traen consigo, una fuerte afectación en cultivos, ya sea en zonas de inundación,

como en los mismos abanicos aluviales, que son frecuentemente cultivados (terrazas, llanura, abanicos aluviales, etc.) (Leopold *et al.*, 1964; Gutiérrez, 2008).

Según Leopold *et al.* (1964) aspectos como la densidad del drenaje, la pendiente de ladera y el patrón de los ríos, pueden estar relacionados con eventos que ocurren recurrentemente, como las precipitaciones o inundaciones menores, pero que no tienen por qué coincidir con eventos extremos como los de remociones en masa de gran magnitud. En este sentido, la carga sedimentaria será mayor y la geomorfología del paisaje (del sistema fluvial) se verá modificada si estos eventos extremos se repiten a una determinada frecuencia, por otro lado, en términos hídricos, las inundaciones si proporcionan grandes descargas de agua y sedimento, pero no contribuye al sistema fluvial de manera relevante (en términos hídricos) como si lo hacen los caudales menores o permanentes.

El proceso de inundación, Allen (1970) afirma que se puede describir en 4 episodios según el nivel del agua con respecto al tiempo y la relación entre erosión y depósito del sedimento en la llanura de inundación. De igual caso, otro autor, Zwolinski (1922) dividió el mismo episodio en 6 fases más detalladas. En el caso de inundaciones, según Allen (1970) y Zwolinski (1992), se pueden establecer ciertas comparaciones descritas en la Tabla 3 (Ver Anexos).

Fases de la inundación según Allen (1970):

1. Desde el canal principal el agua se derrama hacia la llanura de inundación.
2. La llanura de inundación queda en estado de anegamiento hasta el punto en que se produce una circulación por casi toda el área de esta llanura.
3. Evacuación y vaciado de las aguas de la llanura de inundación.
4. Secado de la superficie y modificación de los depósitos previos e instauración de la nueva capa de sedimento.

4.4.1 Descripción de fases de inundación, según Zwolinski (1922)

- Fase 1: Elevación del nivel de agua superficial en el canal y en la llanura, lo que genera procesos erosivos en desmedro de los bancos de los canales sometiéndolos a un estado de mayor vulnerabilidad ante desbordes e inundaciones. Se transporta material aluvial del río hacia la llanura. Los sedimentos más gruesos se encuentran en el fondo y los sedimentos más finos son desplazados en suspensión.
- Fase 2: Las aguas invaden la llanura junto al transporte de sedimento que luego es depositado en esta misma superficie. La fuente de los sedimentos son el canal principal, canales tributarios y la llanura (Bridge, 2003).
- Fase 3: Se produce una extensión máxima de inundación y transporte del sedimento en donde la corriente de desbordamiento se ajusta a la forma de la llanura y un

equilibrio entre erosión, transporte y acumulación. El transporte continúa dominando a lo largo de canales y el cauce principal.

- Fase 4: Desciende el nivel de agua y provoca cambio en la dirección de las corrientes y la intensidad de la erosión disminuye. Se produce un máximo de acumulación de sedimentos.
- Fase 5: Cese del desbordamiento y del depósito final. Se concreta la decantación del material transportado por disminución de la velocidad del flujo y la cantidad de sedimentos disponibles. Las corrientes de retorno tienen una capacidad erosiva que puede modificar el material depositado anteriormente.
- Fase 6: Los depósitos tienden a transformarse mientras el agua se agota por infiltración o evaporación. Se generan, por ejemplo, de grietas de desecación.

Allen (1970) diferencia entre llanuras aluviales de sistema trenzado y meandriformes, ya que se puede desarrollar en ambas, pero con diferentes elementos a considerar en un evento de inundación. En el sistema de canal trenzado (Figura 14) no hay continuidad de llanura aluvial, ya que son las barras que dividen el flujo de corriente. Las llanuras aluviales de sistema meandriforme (Figura 15) toman mayor relevancia debido a la continuidad y desarrollo de su superficie. En general los cambios entre un sistema y otro obedecen a causas como el volumen, el tiempo y el tipo de flujo de sedimento disponible, la naturaleza del fondo de cauce y sus bancos (Brown, 1997).

En cada evento de inundación se deposita una capa de sedimentación, y en el tiempo, en múltiples episodios de inundación se registrarán sucesivas capas, lo que elevará la altura de la llanura, y por consecuencia, la capacidad de su cauce. Con esto, la capacidad del cauce se refuerza y cada vez se necesitará una mayor magnitud de inundación para que se produzca un desborde (Moody *et al.*, 1999; Moody & Troutman, 2000). Los factores hidrológicos, así como aspectos morfológicos de los cauces de los ríos y la cuenca son especialmente relevantes al momento en que se originan y se desarrollan los episodios de inundación.

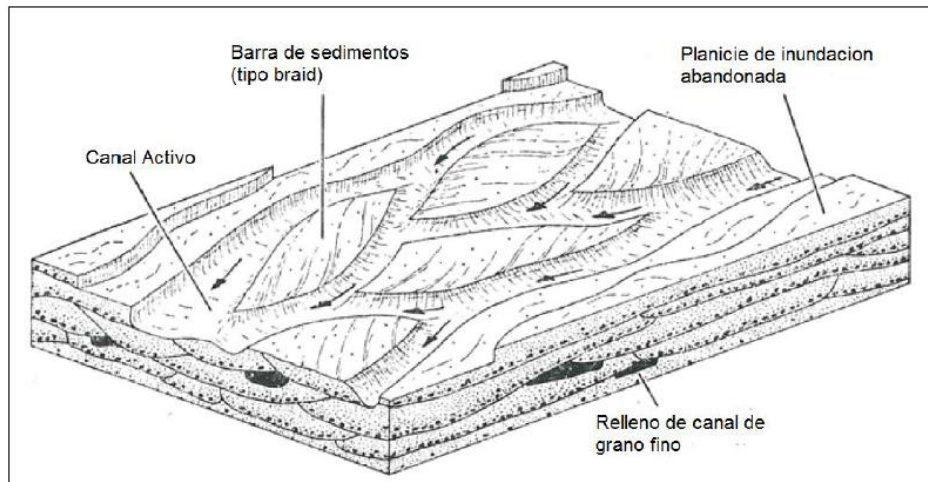


Figura 14: Ilustración de una llanura aluvial en un tipo sistema de canalización trenzado. Modificado de Allen (1970).

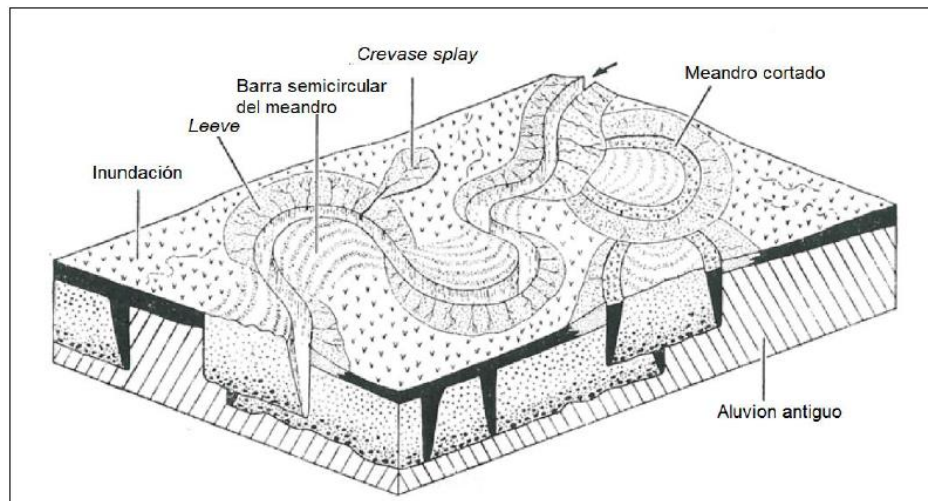


Figura 15: Ilustración de una llanura aluvial en un tipo sistema de canalización meandriforme. Modificado de Allen (1970).

Ahora en el caso de los flujos de detritos (*debris flow*) cuyo flujo de sedimentos es una mezcla de fragmentos gruesos inmersos en una matriz de partículas finas con un contenido de agua en su interior (Gutiérrez, 2008), éstos pueden ser destructivos y además desplazarse grandes distancias. Dichos flujos erosionan y modifican los canales debido a su gran volumen y viscosidad, que a su vez producen diques o *levees*, en los bordes del canal debido al desbordamiento (Figura 16). Caso contrario, si la viscosidad es muy elevada y se desplazan por canales y llanuras extensas, los diques (o *levees*) resultantes, serán pequeños, ya que la capacidad de erosión en este tipo de superficies es menor.

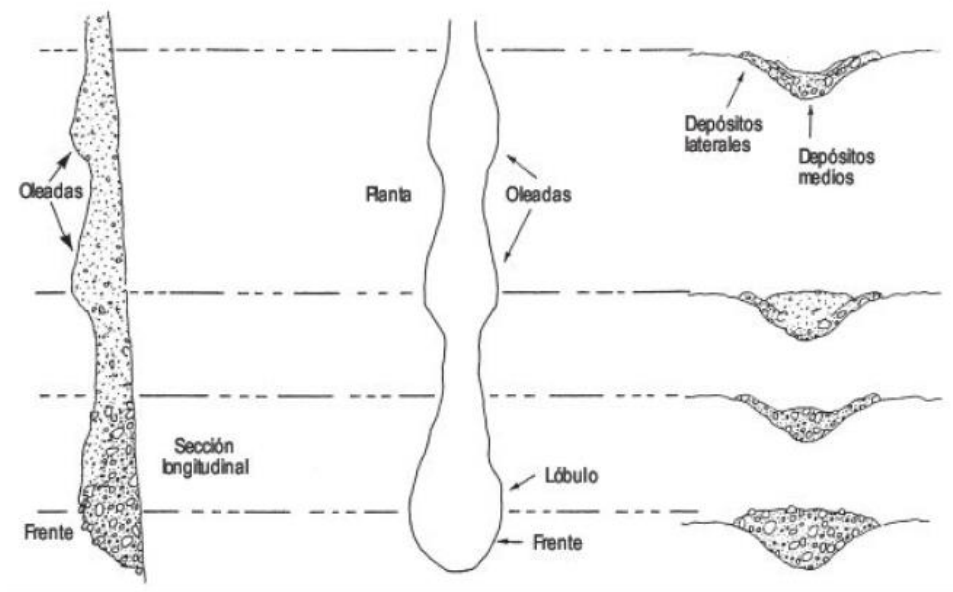


Figura 16: Esquema de un flujo tipo debris con vista, de izquierda a derecha; en perfil (izquierda), en planta (medio) y su sección transversal (derecha). Se indican también los depósitos laterales (al margen) y depósitos al medio del canal. Las oleadas representan nuevos pulsos de flujo que se agregan al depósito ya existente. Extraído de Gutiérrez (2008)

Uno de los cambios geomorfológicos que facilitan el encajonamiento del cauce fluvial en donde la sinuosidad disminuye con el tiempo y forma un cauce casi 100% lineal, es la formación de levees (depósitos laterales al margen del cauce).

Cuando el flujo de detritos se forma y se desencadena en una ladera de alta pendiente ($> 35^\circ$) y es mayormente fluido o más líquido, los depósitos se ordenarán aguas abajo de esta ladera con una cierta estratificación cuyas formas es muy frecuente en las zonas proximales de los abanicos aluviales de ambientes desérticos (Gutiérrez, 2008). A medida que el flujo desciende por la pendiente de la ladera, va agregando sedimentos sueltos aumentando su volumen y erosionará la parte proximal de la ladera (abanicos, coluviones, etc.) creando canales de baja profundidad y hacia la zona distal del abanico se acumulará de depósitos masivos engranando con depósitos fluviales preexistentes, o con la siguiente geofoma disponible en zonas más llanas.

En resumen, los flujos tipo debris se originan por precipitaciones intensas, cuando existe abundante material disponible y se movilizan a través de canales y de abanicos aluviales (Johnson & Rodine, 1984) para depositarse en zonas de baja pendiente. Según Cabré *et al* (2020) este tipo de flujos, en su primera oleada, erosionan profundizando canales o creando incisiones en superficies aluviales (como los abanicos) y en sus etapas posteriores se caracterizan por la depositación de sedimentos coincidiendo con la finalización del evento de precipitación y con la ausencia del flujo. En zonas semi áridas muchas veces cortan y

modifican canales o erosionan y los profundizan y, en otras ocasiones, bajan por pendientes creando cárcavas o regueros por encima de la superficie de los abanicos y en sus zonas escarpadas (Figura 17).



Figura 17: En la imagen (zona norte del área de estudio) las cárcavas desembocan perpendicularmente hacia las zonas de cultivos de parras (viñas). Las cárcavas (o regueros) son similares a canales pequeños presentes generalmente en geoformas de relleno aluvial

En estudios del mismo autor (Cabré *et al*, 2020) se destaca la importancia de los abanicos aluviales como uno de las mayores fuentes de aportes sedimentarios laterales, que controlan la agradación de valles áridos y semiáridos debido al acoplamiento geomorfológico de la cuenca y la producción de sedimentos hacia los abanicos y posteriormente hacia los ríos en escalas temporales de décadas, hasta siglos. Un evento de gran magnitud como el evento hidrometeorológico del 25M (2015) en Atacama, es capaz de desencadenar erosión superficial de la cuenca hidrográfica representada por canales, quebradas e incisiones además de una erosión de carga de fondo de sedimentos en los canales principales (ríos) (Figura 18).

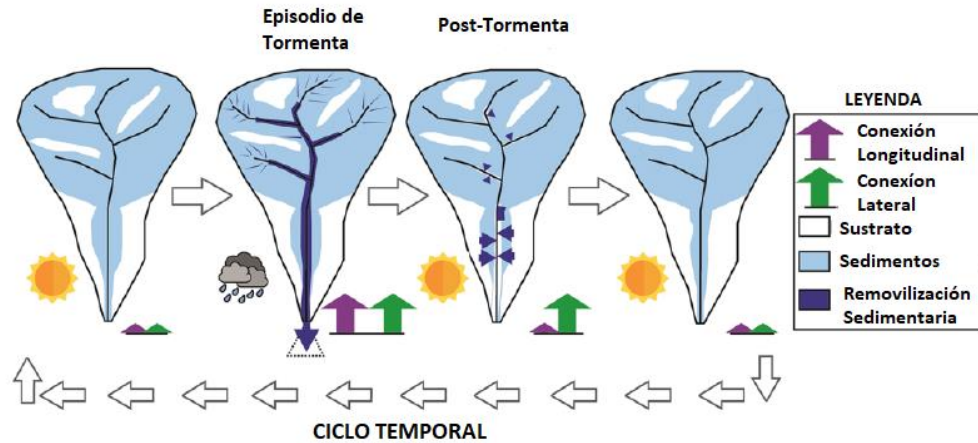


Figura 18: Modelo de erosión de una cuenca hidrográfica local en un período de tormenta. Las flechas verde y morada indican el aumento y la optimización de la conectividad longitudinal y lateral dentro de la cuenca proporcionado por la tormenta. El color celeste indica la disponibilidad sedimentaria y el color azul oscuro, la removilización del sedimento por procesos de deslizamientos. Extraído y modificado de Cabré et al (2020)

Según Cabré et al. (2022) los procesos hidrometeorológicos extremos de alta magnitud y de baja frecuencia en las zonas áridas proporcionan la escorrentía para arrastrar sedimentos desde áreas de origen, lo que genera modificaciones en el cauce principal generándose una relación entre ladera y cauce (o canales) pudiendo ser los causantes de la transición hacia un canal más lineal y menos sinuoso, debido a su impacto erosivo (Figura 19) y también una zona estancada, propiciando los depósitos sedimentarios.

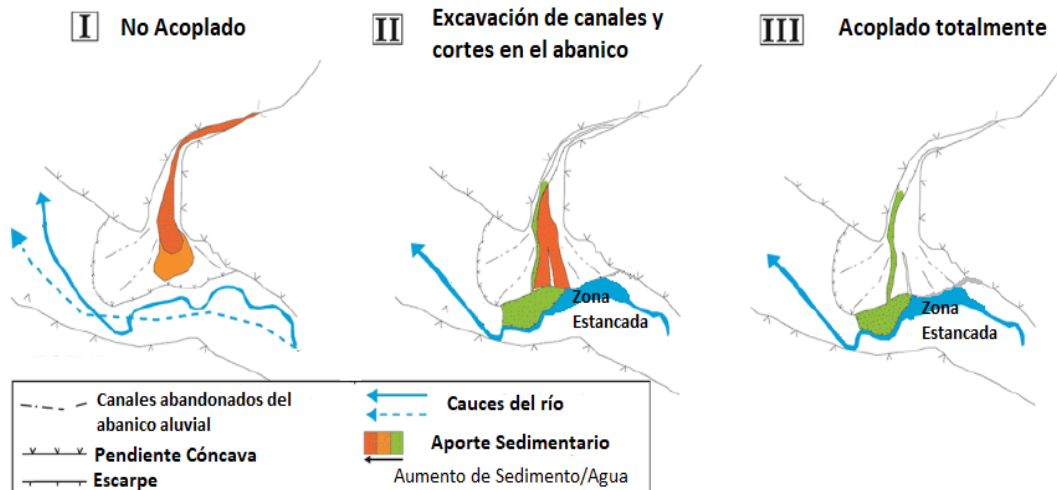


Figura 19: Modelo de acoplamiento de sedimentos desde un abanico aluvial al río, durante un episodio de tormenta extrema el 25M del 2015 (Caso de estudio: Río Huasco y sus abanicos aluviales). El aporte sedimentario baja desde pendientes altas, activando canales del abanico aluvial, incide en el cauce del río, generando una zona estancada y encajona el cauce principal. Extraído y modificado de Cabré et al (2020)

Según Gutiérrez (2008) el fenómeno erosivo de movimiento de masa (Figura 20), puede modificar incluso cauces de ríos, canales de quebradas y un cambio local de la red de drenaje. Otra consecuencia es que, al someter una superficie a estas acciones erosivas, se va creando una mayor disponibilidad de área para la escorrentía superficial.

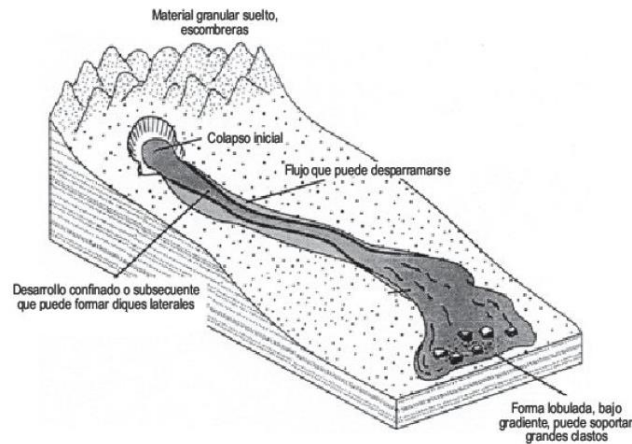


Figura 20: Esquema de un flujo deslizante por colapso de material. Extraído de Gutiérrez (2008).

Paralelo a todo lo anterior, es relevante destacar las variables independientes y dependientes de un sistema natural, por ejemplo, en el sistema fluvial, las variables independientes son el clima, la geología y el tiempo y las dependientes, son la vegetación, el relieve, la hidrología y las dimensiones del valle (Chorley & Schum, 1984). En cuanto a los valles y ríos, las modificaciones de las descargas de agua y sedimentos, la morfología y dimensiones de sus cauces (ancho, pendiente) y el tipo de descarga y características del flujo (velocidad, turbulencia, etc.) son variables que cambian visiblemente en un rango corto de tiempo. Según Gutiérrez (2008) las características fluviales aguas arriba y abajo determinarán la capacidad erosiva, sus aportes de sedimentos, etc. Por ejemplo, aguas abajo, un descenso en el nivel de base produce una erosión en el lecho aguas arriba, debido a los cambios sufridos en la dinámica del agua por la transferencia y velocidad. Así los procesos y cambios geomorfológicos durante múltiples eventos de inundación y/o flujos estarán modificando el cauce de manera lateral y vertical (Figura 21). La dimensión vertical produce degradación o agradación del canal y la dimensión lateral genera una influencia en el almacenamiento de sedimento (y/o material) y en la morfología de las geoformas aledañas al cauce principal de un río, ya sea, generando incisión en la llanura y sus bordes o acentuando la profundización del canal y encajonando el sistema fluvial. En general las geoformas de tipo aluvial cambiarán con el tiempo ya que están construidas sobre sedimentos erosionables.

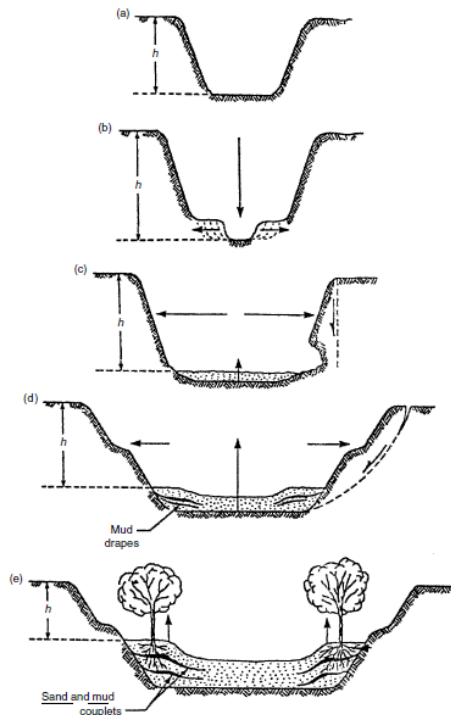


Figura 21: Evolución de un canal y su incisión inicial debido a erosión. A) y B) incisión y ensanchamiento lateral, C) y D) agradación y mayor modificación lateral afectando a la llanura de inundación y su eventual relleno D). Modificado de Piégay y Schumm (2003).

4.5 Gestión territorial de riesgos de desastres e instituciones competentes

La gestión territorial o planificación es un elemento que contempla estudios y el desarrollo de mapas, análisis de datos (económicos, ambientales, sociales, etc.). Estudia las amenazas y la formulación de decisiones a diferentes escalas administrativas. La gestión territorial considera la mitigación y la reducción del riesgo, al orientar o desmotivar asentamientos y construcciones de instalaciones estratégicas (hospitales, centros educativos, entidades gubernamentales, industrias, rutas de servicio y transporte, etc.) en zonas propensas a las amenazas naturales relacionadas a la acción del hombre (antropogénicas).

La política nacional para la Reducción del Riesgo de Desastres y el plan estratégico 2020-2030 proponen avanzar en la descentralización del modelo de gobernanza de la gestión del riesgo de desastres, esto es, a través de las direcciones regionales creando plataformas de trabajo para la reducción del riesgo de desastres (Ministerio del Interior, 2021). Las plataformas nacionales o regionales según ONU (2009) es un término genérico para los mecanismos de coordinación y de orientación sobre la reducción del riesgo de desastres, que deben ser multisectorial e interdisciplinario (sector público y privado). La Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior (ONEMI) era la institución que asesoraba, coordinaba y planificaba las actividades de gestión de riesgos de desastres, y fue reemplazada desde el 01 de enero del 2023, por el Servicio Nacional de Prevención y Respuesta ante

Desastres, SENAPRED, que está a cargo de planificar y coordinar los recursos públicos y privados destinados a la prevención y atención de emergencias y desastres de origen natural o provocados por la acción humana. Esta entidad moviliza y proporciona a Ministerios, Gobernaciones, Municipios y Organismos de Protección Civil a nivel Nacional, Regional, Provincial y Comunal, modelos y planes de gestión para la prevención y respuesta ante emergencias, desastres y catástrofes. En cuanto a lineamientos mundiales en este ámbito, la ONU tiene a disposición la Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres, UNDRR, el cual coordina las acciones para el desarrollo de comunidades resilientes.

En el 2009 la ONU completa la actualización de la terminología internacional sobre la reducción de desastres con el propósito de promover el entendimiento y utilización de conceptos en común. A continuación, las siguientes definiciones clave (ONU, 2009);

- Amenaza natural: un fenómeno o proceso natural, actividad humana o condición peligrosa que pueden ocasionar la muerte, lesiones u otros impactos a la salud, recursos, servicios y propiedades de las personas y daños ambientales. Se caracterizan por su magnitud, intensidad y velocidad. Algunos ejemplos son los fenómenos hidrometeorológicos, amenazas de fuentes de origen geológicas, como los terremotos, emisiones volcánicas y desprendimientos de masas, además de las amenazas de origen biológica, como las epidemias y plagas.
- Riesgo: es la combinación de la probabilidad de que se produzca un evento y sus consecuencias negativas. El riesgo de desastres son las posibles pérdidas que ocasionaría un desastre en términos de vidas, condiciones de salud, medios de sustento y bienes y servicios que podrían ocurrir en una comunidad. Ayala (1987) introdujo un concepto en términos de probabilidad: la peligrosidad, que se entiende como la probabilidad de que un área se vea afectada por un peligro en un intervalo de tiempo y de la cantidad de elementos susceptibles de ser afectados. También utilizó el termino riesgo geológico como todo proceso o situación que ocurra en el medio geológico natural, que genera un daño para la comunidad. Ahora, el peligro geológico es el evento que se genera gracias a la dinámica terrestre que podría causar daños a la sociedad. Para disminuir estos peligros geológicos es necesario considerarlos dentro del ordenamiento territorial por medio de obras de mitigación, estudios, análisis del paisaje y otras medidas.

En una zona se puede definir un peligro geológico si se consideran los eventos que ya han ocurrido en el pasado y que tienen un potencial de ocurrencia en el presente y futuro, bajo ciertas condiciones. Ahora, la prevención de estos peligros geológicos se detalla y se representa en un mapa de peligros por medio de la cartografía, zonificando

y otorgándole grados o niveles de peligro, según el tipo de peligrosidad geológica determinada (SERNAGEOMIN, 2015).

- Vulnerabilidad: son características y circunstancias de una comunidad, sistema o bien material, que los hacen susceptibles a los efectos dañinos de una amenaza. Como, por ejemplo, el diseño inadecuado o construcción deficiente de edificios, falta de información y un no reconocimiento oficial del riesgo. Esto varía con el tiempo y dentro de una comunidad.

Con el conocimiento sobre las amenazas existentes y potenciales, sobre el desarrollo social y económico de una comunidad, se puede evaluar y desarrollar mapas de riesgo de desastres en términos generales. Las entidades responsables de gestionar los riesgos de desastres, en el caso de Chile, es principalmente el gobierno a través del SINAPRED (Sistema Nacional para la Prevención y Respuesta ante Desastres (creado el 01 de enero del 2023)). Eventos históricos de remoción en masa en la región de Atacama

El catastro histórico de eventos de remoción en masa de tipo flujo y de inundaciones ha sido un trabajo que realizó SERNAGEOMIN en el año 2020, cuya investigación se dividió en dos secciones; 1) sin un registro pluviométrico de la DGA (Dirección General de Aguas) que va desde los años 1665 – 1967, y 2) con un registro pluviométrico de la DGA que va desde el año 1968 – 2020.

Las fuentes de información corresponden a archivos de la DGA, archivos históricos regionales, de los trabajos de Almeyda (1948), de Bowman (1924) y fuentes locales de principios del siglo XX. Con ayuda de los registros pluviométricos del año 1869, que provenían de una única estación meteorológica en la ciudad de Copiapó y casi 60 años más tarde, se integran nuevas estaciones en las localidades de Los Loros, Nantoco, Pabellón, laguna del Negro Francisco y embalse Lautaro. No obstante, los datos pluviométricos disponibles para análisis son los que datan del año 1960 en adelante (Fernández & Espinoza, 2020).

Considerando que los datos del año 1900 en adelante, se registraban mensualmente y que las precipitaciones diarias solo están disponibles para los últimos 47 años, y precipitación horaria solo desde el 2015, SERNAGEOMIN (2020) catastró y realizó una revisión de eventos de remoción en masa en el periodo 1900-2019 (Tabla 3) en la cuenca del río Copiapó gracias a las estaciones meteorológicas oficiales públicas de la DGA. En la tabla N° 3, de acuerdo con los datos de los autores Fernández y Espinoza (2020), están los eventos que causaron remociones en masa productos por deshielos y/o precipitaciones en la cuenca de Copiapó; en la ciudad de Copiapó y localidades del valle del Copiapó y de la Quebrada de Paipote.

<u>N° de Eventos</u>	<u>Gatillantes</u>	<u>Temporada</u>
4	Deshielo/Precipitaciones	Verano
8	Precipitaciones	Otoño
20	Precipitaciones	Invierno
0	Precipitaciones	Primavera

Tabla 3: Resumen de eventos de precipitación que causaron remociones en masa en la cuenca Copiapó registrados desde el año 1900 al 2019 (Ciudad de Copiapó y alrededores; Paipote, Tierra Amarilla, Nantoco, Los Loros)

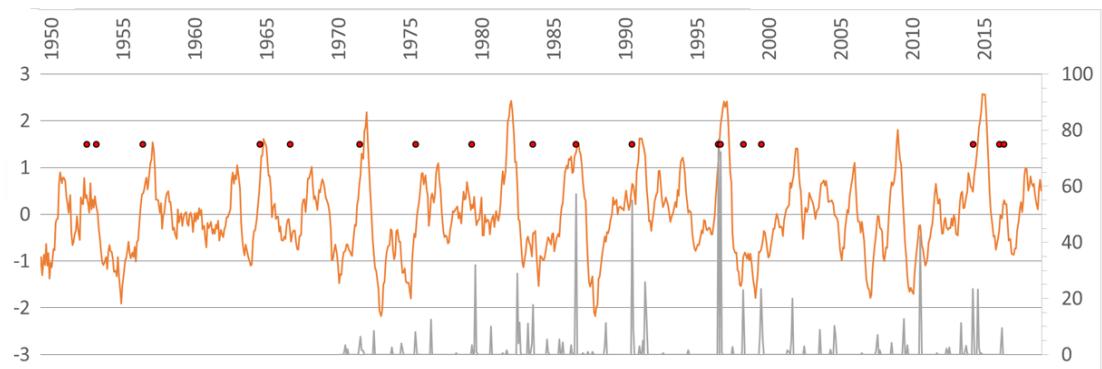
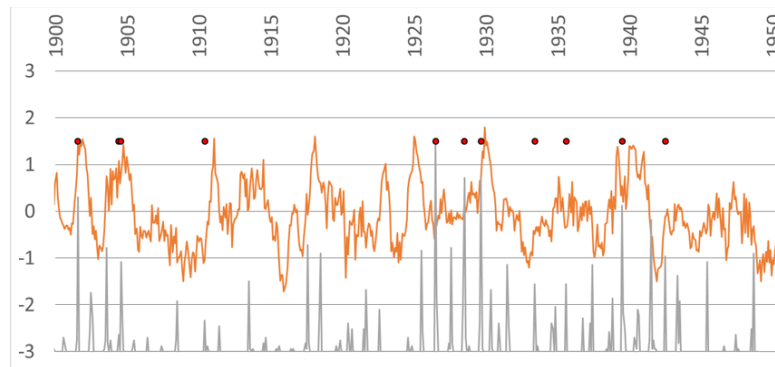


Tabla 4: Gráfico ENOS con datos de variación de la temperatura mensual superficial del mar, correspondiente a SST 3.4 (línea naranja, eje vertical izquierdo, °C), eventos de remociones en masa tipo flujo catastrados (puntos rojos) y precipitación acumulada mensual para la ciudad de Copiapó (eje vertical derecha, mm). Período 1900-2019. Datos obtenidos de WGSP (2020)

El gráfico anterior muestra una variación de temperatura superficial del mar (SST) para la Región Niño 3.4 que indica cuanto ha subido la temperatura en esa zona del pacífico. La Región Niño 3.4 es un área específica ubicada en el Océano Pacífico Ecuatorial (5°N-5°S, 120°O-170°O), cuyo índice está basado en la medición térmica del mar y que confirma la presencia del fenómeno de El Niño para el Océano Pacífico Oriental. Los efectos meteorológicos de El Niño influyen directamente en casi toda la costa oeste del continente sudamericano, y en Chile existe una correlación directa de eventos de remoción en masa (tipo flujo) que son gatillados por precipitaciones y, específicamente, en la cuenca del río Copiapó (Figura 22), ya que la mayoría de los eventos aluvionales en esta cuenca han sucedido por efecto de las intensas lluvias que ha dejado este fenómeno (Robles *et al.*, 2008; Fernández & Espinoza, 2020).

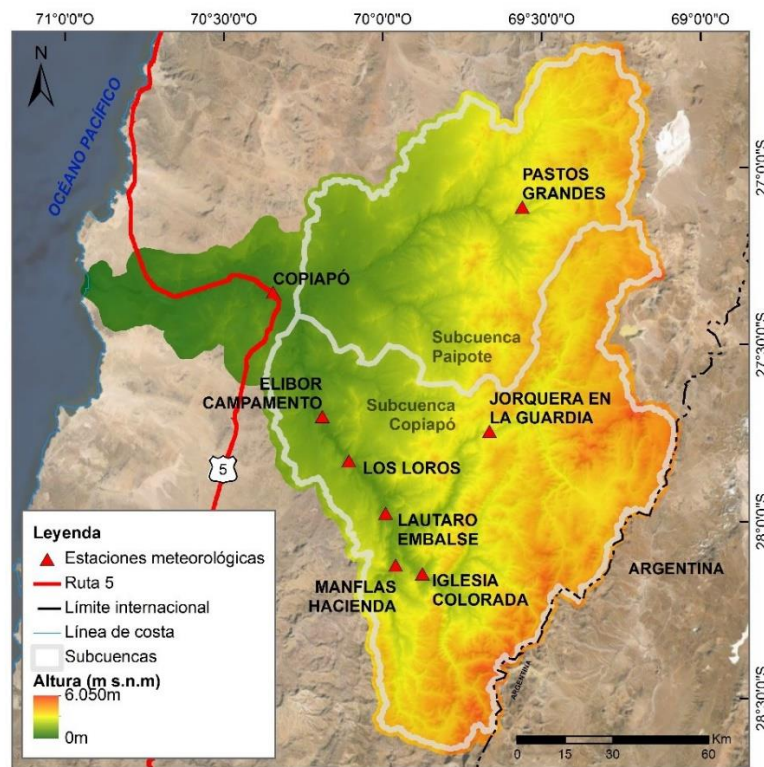


Figura 22: Mapa de la Cuenca de Copiapó. El mayor registro de datos pluviométricos, se correlaciona con la instalación de mayor cantidad de estaciones meteorológicas en la subcuenca Copiapó, mientras que en la subcuenca Paipote el mayor registro lo tiene solo una estación. Extraído de Fernández & Espinoza, 2020.

La mayor concentración de datos pluviométricos (que va del 1968 – actualidad) los registran las estaciones meteorológicas instaladas en el Valle del Río Copiapó cuyas mediciones apoyan la información y análisis de eventos hidrometeorológicos extremos, construcción de umbrales de precipitación y fuente de consulta técnica para corroborar datos.

Del trabajo de Fernández & Espinoza (2020) se obtiene que de los 34 eventos de remociones en masa tipo flujo (entre 1900 – 2019) el 56% ocurrió en pleno fenómeno de El Niño, el 22%

durante La Niña y 22% en un período de transición entre ambos fenómenos. Dichos eventos tuvieron su origen en diferentes áreas de la cuenca; gran parte de ellos ocurrieron y se originaron en la subcuenca Paipote, en la subcuenca río Copiapó o tuvieron lugar en la zona urbana de la ciudad de Copiapó y quebradas locales.

4.5.1 Eventos ocurridos en Copiapó y quebradas locales

De los eventos de remoción en masa ocurridos en la Cuenca Copiapó, 6 de estos tienen registro de precipitaciones en la estación meteorológica Copiapó (DGA) (subcuenca río Copiapó Bajo), es decir, en pleno perímetro urbano de Copiapó, los cuales presentaron activaciones de quebradas (remociones en masa tipo flujo y/o detrito) afectando la ciudad y sus recursos. Dichos eventos van desde el 01 de octubre del 1971 hasta el 31 de diciembre del 2019, sin contar con la información de precipitaciones importantes que tuvo lugar en mayo del 2017, en el que también se registraron activaciones en quebradas locales aledañas al perímetro urbano de Copiapó, sin embargo, no se pudo registrar la precipitación diaria ni acumulada para esta estación.

Fecha	Ppd Copiapó	Ppa Copiapó
21-08-1900	-	-
10-07-1902	-	-
03-06-1927	-	-
20-06-1929	-	-
08-1930	-	-
12-06-1940	-	-
25-07-1987	15,7	38,5
17-06-1991	32,7	36,4
18-06-1991	18,7	55,1
12-06-1997	68,3	72,5
17-08-1997	21,6	23
12-05-2017	-	-

Tabla 5: Registro de precipitaciones en la estación Copiapó (DGA) que desencadenaron eventos de remoción en masa tipo flujo. Con Ppd (precipitación diaria) y Ppa (precipitación acumulada). Desde el año 1900 al 1940 no existía el registro de precipitación diaria ni acumulada eventual, solo mensual

- Los eventos de los años 1900 y 1902, según Ortlieb & Vargas (2015) y Bowman (1924), se produjeron en invierno y generaron crecidas bastantes rápidas de flujos de barro e inundaciones que afectaron la ciudad completa; predios agrícolas y destrucción de viviendas. En zonas cordilleranas también hay registros de inundaciones. La precipitación acumulada mensual es de 23,5 mm (julio del año 1900) y 54,4 mm (julio del año 1902).
- El 01 de junio del año 1927 bajó desde la quebrada Paipote un aporte importante de material detrítico que inundó parte de la ciudad y sus terrenos de cultivo. El historiador Naveas Droguet (2017), plantea que aquel año cayeron abundantes precipitaciones a gran altura y al interior del valle de Copiapó, en donde las aguas del cauce arrasaron con los poblados de San Antonio, Hornitos, Nantoco, Tierra Amarilla, Paipote y gran parte de la ciudad de Copiapó. Almeyda (1948) asegura que las precipitaciones acumuladas del mes de junio para el año 1927 fueron de 75 mm.
- Según Meza *et al.* (1992) el 20 de junio del año 1929 las lluvias se dejaron caer en sectores de casi toda la región de Atacama y que nuevamente ocurrieron activaciones de las quebradas aledañas al cauce en sectores como Puquios, Carrera Pinto, San Antonio. La población de Tierra Amarilla fue la más afectada con el desborde del río. Almeyda (1948) reportó un total de 62 mm de precipitación acumulada para ese mes en la estación Copiapó.
- Un año más tarde, en 1930, habrían ocurrido eventos donde los sectores más afectados fueron en Copiapó; sector La Chimba, Alameda, pueblo de San Fernando y estación Paipote. Según los registros, en agosto de 1930 se acumularon 65 mm en Copiapó y casi 100 mm en Embalse Lautaro.
- Según Larrondo (2017), en julio del año 1987 el río se desbordó en el sector donde hoy está construido el centro comercial Mall Plaza Copiapó. El 25 de julio de 1987 en el río Copiapó hubo un aumento del caudal de casi diez veces más de lo normal que sobrepasó el cauce en los sectores de Paipote, Viñita Azul y la zona de Entrepuentes (Figura 23).



Figura 23: Fotografía de la crecida del río Copiapó en julio del año 1987, sector Planta Hochschule. Tomado de *Atacama '59* (2011).

- Hauser (1997) publica que las precipitaciones del 17 de junio del año 1991 provocaron graves daños por inundaciones y flujos en la ciudad de Copiapó. Según la DGA que cataloga dicho año como un periodo particularmente lluvioso en donde las precipitaciones ocurrieron en junio se concentraron más al sur de la cuenca, en torno al valle del río Copiapó.
- El mes de junio del año 1997 tuvieron presencia los mayores índices de precipitaciones registradas históricamente en la ciudad de Copiapó (Griem, 2018) registrándose 68,3 mm caídos en 24 horas en la estación Copiapó (DGA). Producto de estas precipitaciones, el 12 de junio también ocurrieron aluviones en prácticamente todas las quebradas alrededor de la ciudad (Figura 24) con flujos de detrito y fango de velocidad considerable (Fernández & Espinoza, 2020; Flores, 2020). Las lluvias se concentraron a lo largo al valle del río Copiapó, y en menor densidad en la subcuenca de Paipote.

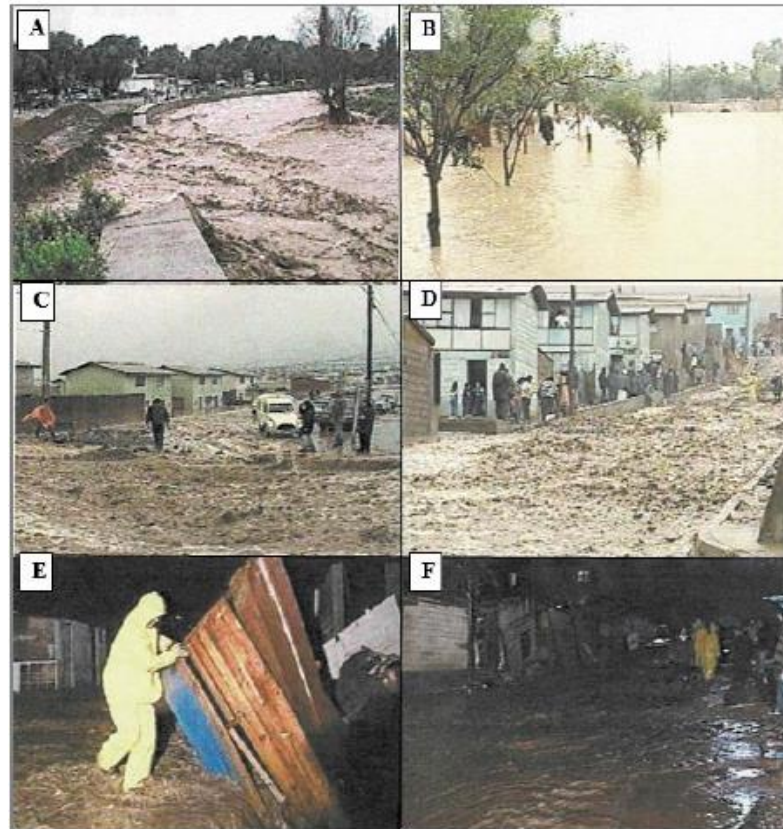


Figura 24: Fotografías de las inundaciones y consecuencias de las bajadas de quebradas en distintos puntos de la ciudad de Copiapó. A) Colapso de barrera protectora en río Copiapó. B) Inundación en plena avenida. C) y D) Bajada de las quebradas (agua/fango) en sector alto de la ciudad. E) y F) Inundaciones en el sector bajo y céntrico de la ciudad. Extraído de Flores, 2020

- Según la DGA en agosto del 1997 cayeron 21,6 mm en la ciudad de Copiapó, aunque no se encontraron registros claros de la ocurrencia de eventos aluvionales, pero si se activaron las quebradas laterales al cauce principal en plena ciudad de Copiapó, con anegamientos de calles principales, una crecida importante del río Copiapó y quebradas con depósitos detríticos (Fernández & Espinoza, 2020).

4.5.2 Eventos ocurridos en la subcuenca Quebrada Paipote

El registro de precipitaciones corresponde a la estación meteorológica Pastos Grandes (DGA). En la Tabla 6, se muestran los datos de los 7 eventos de remociones en masa de tipo flujo y/o detríticos que se originaron en el área de esta subcuenca.

Fecha	Ppd	Ppa
	Pastos Grandes	Pastos Grandes
05-04-1980	22	22
12-06-1997	38	38
17-08-1997	50	50
24-03-2015	30,5	50,5
25-03-2015	15,2	65,7
12-05-2017	15	20,2
13-05-2017	25,8	46

Tabla 6: Eventos de remoción en masa tipo flujo registrados en la subcuenca Paipote, con datos de precipitaciones diarias (Ppd) y acumuladas por evento (Ppa) de la estación meteorológica Pastos Grandes (DGA).

- Ortlieb y Vargas (2015) informan que el 5 y 6 de abril del año 1980 ocurrió un aluvión en el Valle de Copiapó y que las quebradas Cerro Blanco y Potrero Seco se habrían activado, aumentando el caudal del río Copiapó. Las consecuencias fueron diversas activaciones de quebradas con flujos de barro y detrito que en su bajada destruyó casas, anegamientos de vías principales y carreteras cortadas.
- Las lluvias del año 1997 según Fernández & Espinoza (2020) para la estación Pastos Grandes, ubicada en la Subcuenca Paipote, el día 03 de junio se registraron 9 mm de precipitación y ningún reporte de flujos de barro por la quebrada. El día 12 de junio se reportaron 38 mm de agua caída para dicha estación, sin embargo, tampoco se encontraron indicios claros de eventos de remoción en masa en esta área que pudiesen afectar a la parte baja de la cuenca Copiapó (ciudad de Copiapó).
- Entre el 23 y 26 de marzo del año 2015 una tormenta afectó a gran parte del Norte Chico. Según Olea y Arce (2015), esto fue producto de un núcleo frío o baja segregada potenciada con la presencia del fenómeno de El Niño y por corrientes atmosféricas que introdujeron aire húmedo y cálido del Pacífico Tropical. Este evento hidrometeorológico fue de alta intensidad y dejó precipitaciones por sobre los 80 mm acumulados en los 3 días que duró esta tormenta, más de 15.000 damnificados, inundaciones por crecida del río Copiapó, destrucción de viviendas, 31 muertos y 16 desaparecidos (ONEMI, 2015). El río Copiapó actuó como un colector de las quebradas aguas abajo del embalse Lautaro (tales como las quebradas Amolanas, San Antonio, Los Loros, Majadita, Cinchado y Cerrillos). Los principales aportes de

materiales detríticos se originaron a cotas entre los 2.500 a 3.500 msnm y, además, los aportes de la quebrada Paipote no descargaron directamente al río Copiapó, sino que el flujo, bloqueado por obras civiles, escombros y angostamiento del cauce, sobrepasó las defensas e inundó cubriendo de barro una extensa zona urbana de Copiapó, alcanzando los depósitos de barro alturas superiores a los 2 m y alturas de inundación sobre los 4 m (Figura 25) (EIC Ingenieros, 2015).



Figura 25: Fotografías de las calles de Copiapó durante la inundación en marzo del 2015. A) Sector rural (Callejones, hacia el E de la ciudad). B) Sector céntrico Entre Puentes, Avenida Copayapu con Chacabuco. C) Avenida Los Carrera con Van Buren. D) Centro de la ciudad, Calle Los Carrera con Chacabuco. Imágenes extraídas de Izquierdo et al. 2016

- Entre los días 20 y 30 de enero del año 2017 un sistema frontal de lluvias estivales provocó que, en la zona cordillerana de la región de Atacama, se presentaran flujos e inundaciones en la quebrada Paipote y al sur de la región, en quebrada Chollay ubicada en la comuna de Alto del Carmen. Según los datos de Opazo y Alfaro (2017), en Copiapó se produjeron flujos de detríticos que bajaron de las quebradas El Hielo, Cortadera hasta converger con el flujo de la quebrada Paipote y canalizarse por esta, hasta alcanzar las localidades de Pastos Grandes, El Bolo, La Puerta y Paipote en los que dejaron depósitos que alcanzaron el metro de espesor. Dichas precipitaciones afectaron mayormente la parte alta de la cuenca Copiapó (Fernández & Espinoza, 2020).

4.5.3 Eventos originados en la subcuenca río Copiapó

Para identificar estos eventos se utilizaron los datos de las estaciones DGA Los Loros, Embalse Lautaro, Hacienda Manflas, Iglesia Colorada y La Guardia (Tabla N° 2, Ver Anexos),

donde se detallan precipitaciones diarias y acumuladas mensuales para estas 5 estaciones meteorológicas; cabe destacar que estas estaciones se encuentran instaladas entre los 800 y 2000 msnm.

- El informe de PNUMA (2009), indica que, a fines de mayo (entre el 26 y 30) del año 1976 el Norte Chico se vio afectado por un sistema frontal que generaron crecidas de río al interior del Valle del Copiapó y al norte de la cuenca, en el río Salado. Esto tuvo origen en la parte media – alta de la cuenca y fue en ese sector donde se presentaron flujos de detrito y crecidas, sin embargo, se reflejó en inundaciones para la zona urbana de Copiapó.
- En 1984 se reporta otro sistema frontal en el Norte Chico que generó la crecida de los ríos Salado y Copiapó en la parte media de la cuenca. El desborde del río Copiapó provocó daños en las inmediaciones urbanas de la ciudad de Copiapó y también en poblados al interior del valle (destrucción de viviendas, caminos y puentes cortados y bajas de material provenientes algunas quebradas). Este evento, según ONEMI de la época, dejó 39 fallecidos, 40 desaparecidos y más de 30.000 damnificados. La DGA anunció una precipitación acumulada mensual de 68 mm en Embalse Lautaro, 79 mm en Los Loros y 17 mm en Copiapó.
- En julio del año 1987 se activaron ciertas quebradas en la parte media de la subcuenca del río Copiapó (Embalse Lautaro, Los Loros, Manflas) registrando ese mes precipitaciones sobre 75 mm en todas estas estaciones, según la DGA.
- En junio del año 1991 el frente climático afectó a gran parte del norte del país, y en esta parte de la cuenca las precipitaciones se concentraron principalmente en el sector alto (1400 msnm) en la estación meteorológica Hacienda Manflas y según la DGA se registró una precipitación mensual acumulada de 82 mm para ese mes. También se registraron activaciones de quebradas en caseríos aledaños al cauce principal y crecida del río.
- En invierno del año 1997 el sistema frontal causó el desborde del río Copiapó; en Tierra Amarilla, la población aledaña al río tuvo que evacuar y algunos grupos de pobladores que viven en las cercanías de las quebradas se vieron fuertemente afectados por la activación y el material que bajaba de estas mismas (Fernández & Espinoza, 2020). Las precipitaciones fueron bastante intensas en la parte alta de la cuenca con casi 28 mm al día según la DGA. El 17 de agosto del mismo año, precipitaron 101 mm en Los Loros, registrándose algunas ocurrencias de aluviones en el mismo sector (depósitos detríticos) y una crecida importante del río Copiapó a lo largo del valle (Fernández & Espinoza, 2020).

- En marzo del año 2015 el poblado de Tierra Amarilla y Nantoco se vio fuertemente afectado por el escurrimiento de la crecida de la quebrada Cerrillos, afluente directo del río Copiapó en ese sector y por la crecida del río, con alturas que superaron los 1,2 m en los lugares más afectados. El flujo de detritos y barro arrasó con el sector sur de Tierra Amarilla (Figura 26) destruyendo casas e inundando campamentos y predios agrícolas a lo largo de todo el poblado. Aluviones (flujos de detritos) bajaron directamente a los caseríos de Los Loros, Amolanas y San Antonio (Ferrando *et al.*, 2015).



Figura 26: Sector Sur del poblado de Tierra Amarilla (Punta de Bateas). Se evidencia la altura de inundación en este sector (aprox. 1,2 m) (Extraído de SERNAGEOMIN, 2015).

- En la zona cordillerana del año 2017, un 11 de mayo, comenzaron intensas lluvias lo que gatilló una rápida crecida del río Copiapó al día siguiente y con ello, un desborde en las localidades de Los Loros y Tierra Amarilla, afectando gravemente casas, predios agrícolas e inmediaciones urbanas ya que la altura de inundación alcanzó más de 1 m en algunos sectores. Esto tuvo como consecuencia un total de 120 damnificados, 500 albergados y casi 500 casas destruidas (Fernández & Espinoza, 2020).

4.5.4 Caso Socavón de Mina Alcaparrosa, Candelaria. Julio 2022.

A fines de julio del 2022 en el sector norte del área de estudio se produjo un nuevo evento de subsidencia en las inmediaciones de la Mina Alcaparrosa (Figura 27) a 199 m de la ribera oeste del río Copiapó y a 550 m de distancia del sector residencial Luis Uribe (Figura 28). El hundimiento está emplazado en la unidad geomorfológica de la llanura de inundación cuyo relleno y naturaleza agradacional de esta secuencia aluvial se vio vulnerada a las

deformaciones, colapsos interiores y deterioro geomecánico del material de sobrecarga producto presuntamente por laboreos en galerías mineras subterráneas y/o sobre excavación. Cabe señalar también, que las subsidencias se desencadenan por actividades sísmicas y por la dinámica hidrogeológica local.



Figura 27: Socavón ubicado en la entrada norte de la Comuna de Tierra Amarilla. La cavidad cilíndrica tiene un diámetro de 36-38 m con una profundidad de 64 m, totalizando un volumen de 65.100 m³ aproximadamente. Extraído de *bbc.com*.

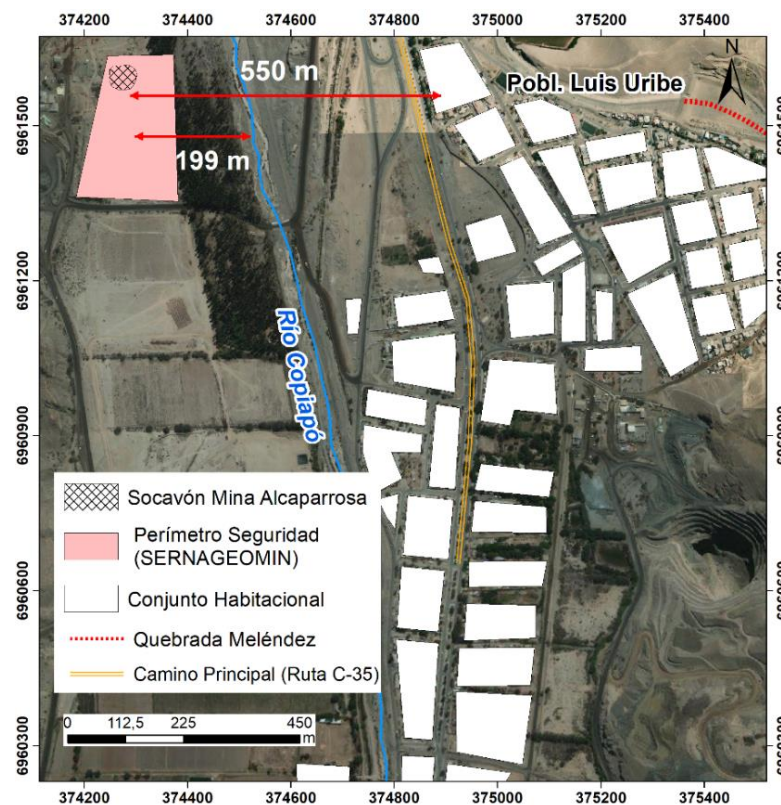


Figura 28: Mapa de ubicación del Socavón Mina Alcaparrosa. Se distancia 550 m de la población Luis Uribe. Elaboración propia.

4.5.5 Casos extremos de remoción en masa en Chile (Antofagasta, 1991 – Santiago, 1993 – Chañaral, 2015).

Antofagasta (junio, 1991), Norte Grande de Chile (23,5° S).

La ciudad de Antofagasta está situada en una angosta franja costera (alrededor de 3 km de ancho) entre la línea de costa y el escarpe costero, que es el límite occidental de la Cordillera de la Costa, cuyas elevaciones llegan casi a los 1000 msnm y se encuentra adyacente a la ciudad. Climáticamente es de tipo árido ya que el promedio de precipitación anual es de 4 mm. Esta unidad geomorfológica (franja costera) se caracteriza por estar drenada por varias quebradas con esporádicos eventos aluvionales cuyo entorno favorece la generación de detritos y sedimentos no consolidados que sirven de fuente removible en casos extremos de precipitaciones en esta área (Sepúlveda *et al.*, 2006). La geología del sector occidente de la Cordillera de la Costa se caracteriza por rocas volcánicas del Jurásico (Fm. La Negra) y hacia el sur de la ciudad, por conglomerados cretácicos (Fm. Coloso).

Las principales cuencas de drenaje de la ciudad están asociadas con las quebradas de Salar del Carmen y La Negra con áreas de captación de 33 y 43 km², respectivamente. Otras quebradas importantes son La Cadena y La Chimba. El gradiente de la pendiente de las quebradas, de este a oeste, varía de 4° en zona de montañas a 9° en zona costera, lo que da cuenta del nivel de escarpe en que está emplazada una parte de la ciudad. La disponibilidad de material es producto de la alta densidad de fracturas en las rocas volcánicas de la Fm. La Negra y de los conglomerados de Fm. Coloso. La erosión eólica en las cuencas de drenaje en la base del escarpe costero aumenta el porcentaje de material no consolidado para un evento aluvional.

El último evento aluvional tipo flujos de detritos ocurrió en junio del año 1991 afectando a gran parte de la ciudad (Figura 29), dejando 91 víctimas fatales, 19 desaparecidos y cerca de 70.000 personas damnificadas. Según Garreaud & Rutllant (1996), la ocurrencia de precipitaciones extremas en esta área estuvo asociadas a una serie de anomalías climáticas que favorecieron la precipitación intensa y tormentas convectivas, influenciadas por el Anticiclón Subtropical y por el Fenómeno de El Niño (ENSO). El registro de precipitaciones marcó un peak de 24 mm/h con una acumulación de 42 mm en 3-4 horas.

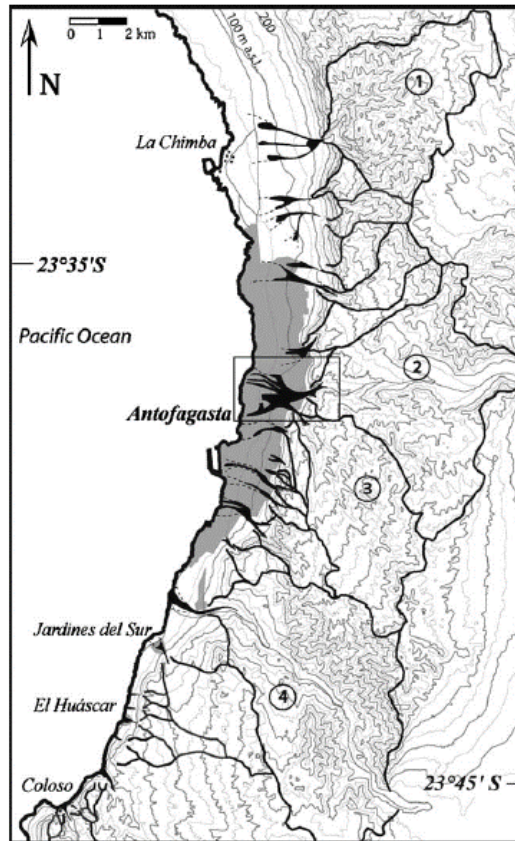


Figura 29: Mapa de Antofagasta evidenciando los flujos aluviales (en color negro) y el área afectada (en color gris) provenientes de las quebradas. 1) Qbda. La Chimba. 2) Qbda. Salar del Carmen. 3) Qbda. La Cadena y 4) Qbda. El Huáscar.

Santiago (mayo, 1993), Chile Central (33,5° S).

La ciudad de Santiago se ubica en un valle relleno de sedimentos fluviales y aluviales del río Maipo y del río Mapocho. Tiene un clima mediterráneo con precipitación principalmente en invierno, en donde la nieve suele caer desde los 1500 msnm hacia arriba, y el promedio anual de lluvias oscila entre 312 y 350 mm. La franja Este de la ciudad está delimitada de una cadena montañosa de dirección N-S (Cordillera de Los Andes) cuya mayor altitud la tiene el Cerro El Plomo (5424 msnm). Esta cordillera forma una gran densidad de quebradas y una red de drenaje que desemboca directo en la ciudad cuyos gradientes varía de los 15° a los 40° en ciertas zonas. Las principales quebradas que desembocan a la ciudad son Quebrada San Ramón y Quebrada de Macul, con cuencas de 38 y 29 km² de captación respectivamente. Esta área formada de rocas volcánicas y sedimentarias (Fm. Abanico del Paleógeno) presenta importantes fallas y pliegues que a su vez crean procesos de meteorización y generan considerables depósitos coluviales. Estos materiales son transportados gradualmente por el sistema de drenaje y se acumulan en quebradas y áreas de confluencia donde pueden ser removidos como flujos de detritos durante fuertes episodios de precipitación. Las principales quebradas desembocan en abanicos aluviales ubicados al borde oriental del valle de la ciudad,

compuesto por materiales aluviales y de remociones en masa de eventos pasados que cada vez más están siendo ocupados por la población.

El 3 de mayo del año 1993 una serie de flujos de detritos se originaron en las quebradas de la Sierra San Ramón (Quebrada San Ramón y Quebrada Macul) que bajaron al sector oriente de Santiago (Figura 30), dejando 26 personas fallecidas, 8 desaparecidas y cerca de 32.646 personas damnificadas. Esto fue provocado por un sistema frontal de fuertes lluvias sobre la precordillera andina de Chile Central influenciado por condiciones cálidas de la tropósfera durante la fase de El Niño (ENSO) (Naranjo & Varela, 1996; Sepúlveda & Rebolledo, 2000; Garreaud & Rutllant, 1996). El total diario de precipitaciones fue en torno a los 30 mm, la máxima intensidad alcanzó los 12 mm/h en el oriente de Santiago., que según Garreaud & Rutllant (1996) tiene un período de retorno de 25 años. La noche anterior se registraron 10 mm.

Debido al control orográfico la precipitación media en las cuencas de las quebradas de San Ramón y Macul fue de 67 mm/día con intensidades de hasta 18 mm/h (Lara, 1996) que, según Hauser (2000), este índice coincide con la precipitación gatillante ("lluvia desencadenante") de remociones en masa establecido para la precordillera andina en las latitudes de Santiago. Otro factor relevante fueron las anómalas condiciones troposféricas asociadas a las masas cálidas de aires que condujeron a tener una isoterma de 0°C a una altitud de alrededor entre 2600 y 4000 msnm, cuyo periodo de retorno son de 10 años (Garreaud & Rutllant, 1996).

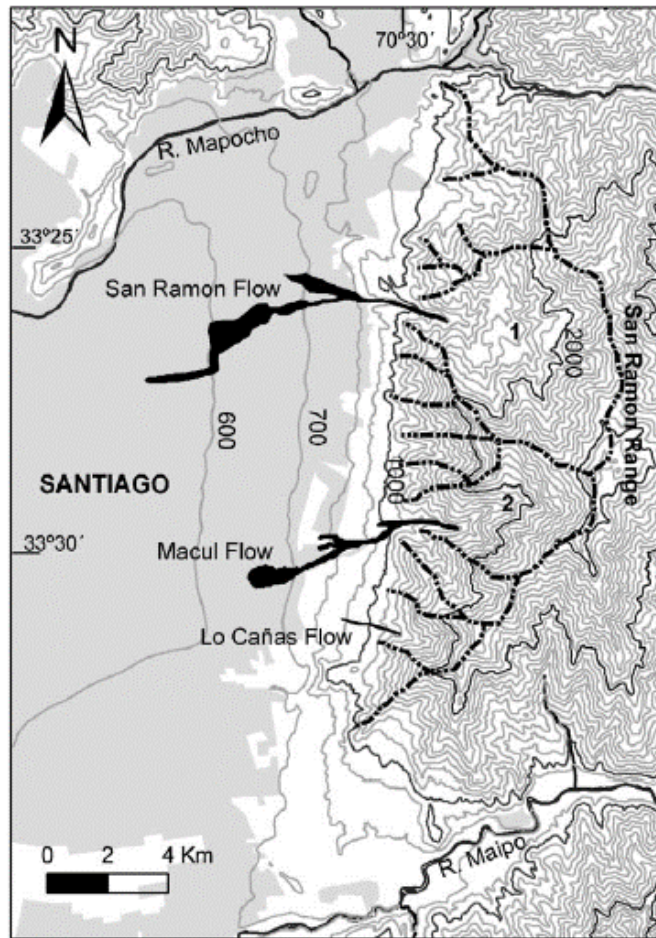


Figura 30 : Mapa del sector oriental de Santiago, identificando las áreas afectadas con remociones en masa de tipo flujo de detritos y barro (en color negro). En líneas segmentadas están las activaciones de quebradas secundarias de la cuenca de drenaje de la Sierra San Ramón. Extraído de Sepúlveda et al. (2006)

Chañaral (marzo, 2015), Norte Chico (26,5 °S)

La ciudad costera de Chañaral se ubica a 167 km al norte de Copiapó (región de Atacama) y se encuentra emplazada en la desembocadura de la quebrada del Río Salado sobre sus depósitos aluviales.

El 24 y 25 de marzo se registró una tormenta convectiva provocada por una baja segregada bajo un contexto climático controlado fuertemente por el fenómeno de El Niño (Rondanelli *et al.*, 2018), generando precipitaciones intensas e inusuales en estas regiones. Este evento generó un aluvión y una gran crecida del río Salado (Figura 31) que afectó a las localidades de Diego de Almagro, El Salado y Chañaral. Se registraron 21 personas fallecidas y 25 desaparecidos en estas localidades. La gran cantidad de agua caída, sobre todo en sectores altos de la cuenca (cordillera) debido a una isoterma (0° C) por sobre los 4900 msnm, favoreció que la escorrentía de grandes volúmenes de agua y material detrítico se desplazaran por laderas de cerros y

cauces de quebradas en dirección de la desembocadura de la hoya del río Salado. Según la DGA esta cuenca goza de una gran área de captación con una extensión de más de 7400 km².

El evento aluvional que afectó a Chañaral y localidades aguas arriba del Salado, fue de gran magnitud, en donde la extensión del flujo alcanzó una altura máxima de 3,7 m en Chañaral, y 2,8 m en Diego de Almagro (Grijalba, 2016). El flujo de detritos y de barro se caracterizó por ser muy destructivo, arrasando viviendas por el cauce, vehículos de carga liviana y pesada (automóviles y camiones), destruyendo estructuras civiles (terminales de buses, estaciones de combustible, puentes), transportando una variada cantidad de objetos y residuos antrópicos (neumáticos, container, etc.).

Los flujos aluvionales que se depositaron en Chañaral corresponden al tipo *mudflow* caracterizada por una gran carga de sedimentos finos, una alta energía y turbulencia (Grijalba, 2016).

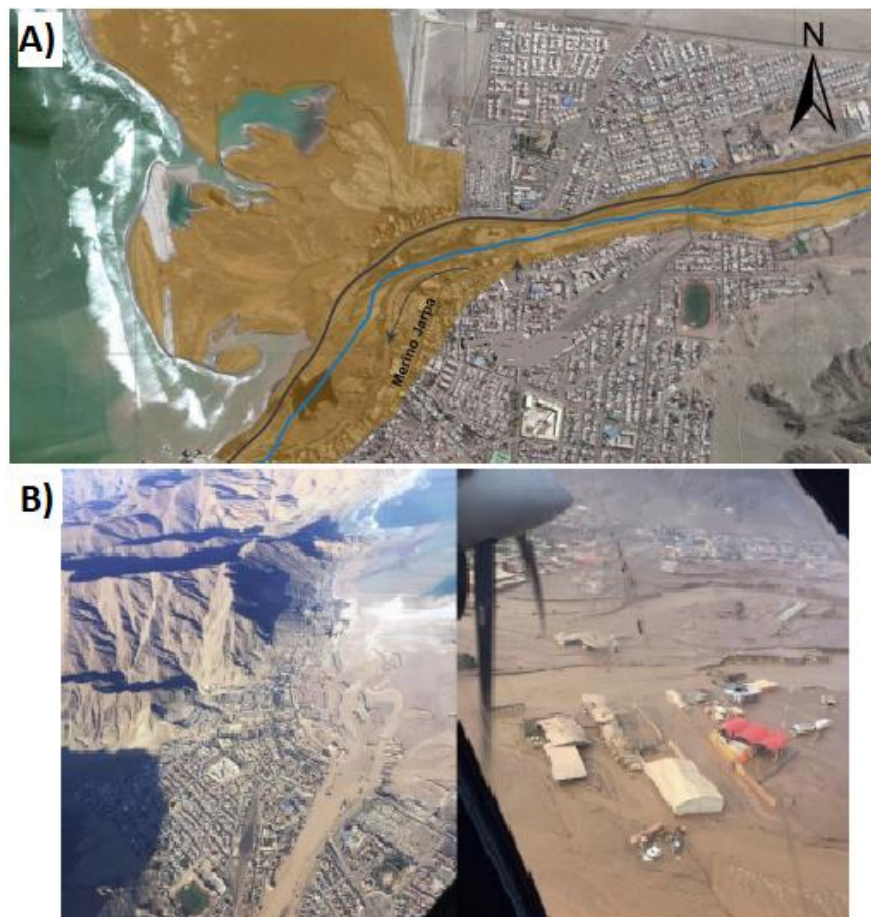


Figura 31: A) Imagen satelital de Chañaral. La superficie delimitada en color café, corresponde a la extensión del aluvión. B) Fotografías tomadas el 26 de marzo (2015) desde helicóptero. Extraído y modificado de Grijalba (2016).

5 Área de Estudio

5.1 Ubicación y accesos

La zona en donde se localiza este trabajo de investigación corresponde al perímetro urbano de la comuna de Tierra Amarilla y localidades cercanas. Se accede desde el centro de la ciudad de Copiapó, teniendo como punto de partida la Plaza de Armas, tomando calle Chacabuco, y en dirección al SW, hasta llegar a Av. Copayapu (Ruta 5 Norte) el cual se tiene que recorrer cerca de 16 kilómetros en dirección al SE (rumbo a la comuna de Tierra Amarilla) por un camino casi rectilíneo y asfaltado de doble vía. Cabe destacar que la Avenida Copayapu luego cambia de nombre a Ruta C-35 en las cercanías de Tierra Amarilla. Ya realizado ese trayecto, se llega al área de estudio (Figura 32).

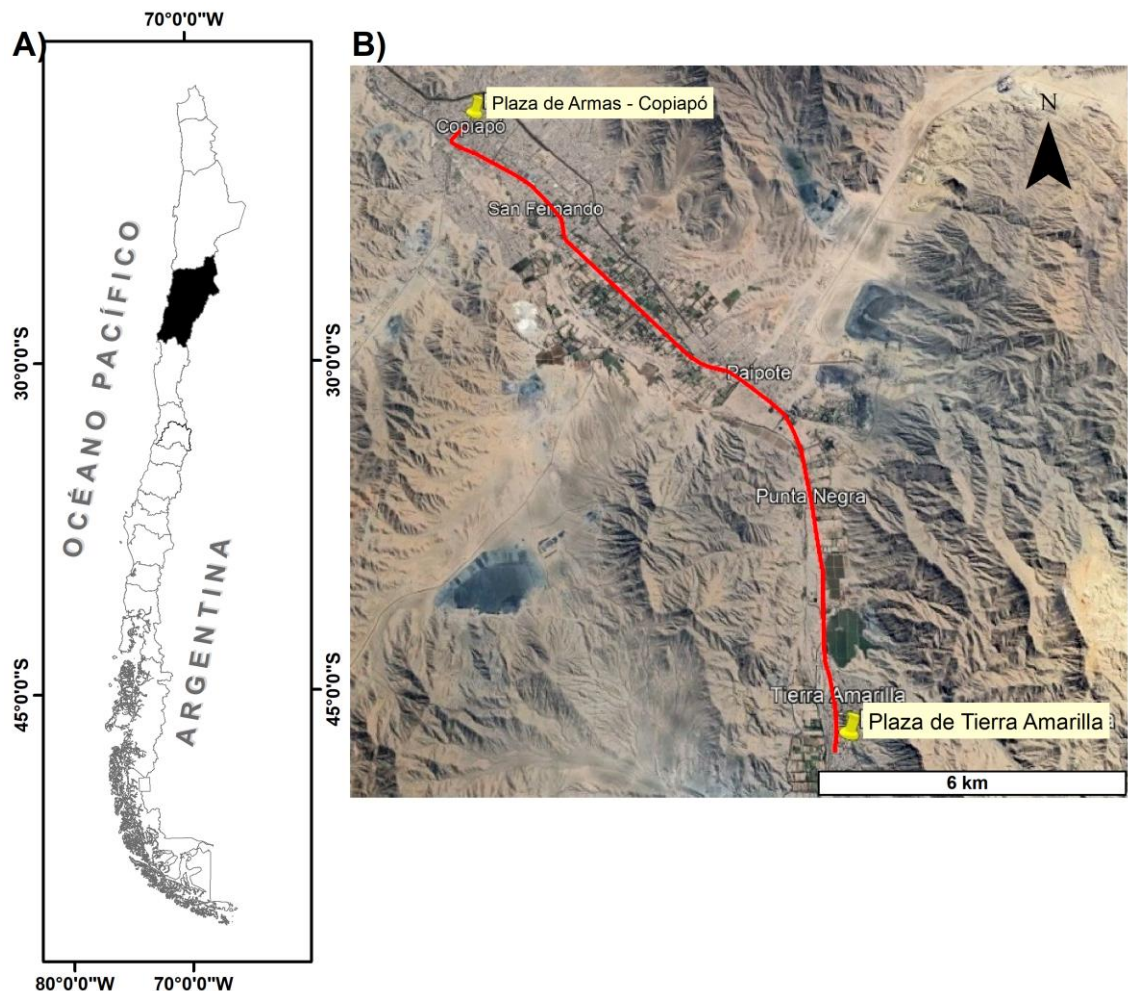


Figura 32: A) Ubicación de la región de Atacama (en negro) B) Imagen satelital que muestra el recorrido desde la Plaza de Armas de Copiapó hasta la comuna de Tierra Amarilla (Modificado Google Earth).

5.2 Clima

El clima de la región de Atacama se clasifica por ser árido, con una acentuada presencia de ambientes secos y zonas desérticas (Sarricolea et al., 2017) además de escasas y variadas precipitaciones en la estación invernal debido a las características topográficas del relieve y su efecto orográfico en Cordillera Principal (Cordillera de Los Andes), que detiene la circulación de masas húmedas de aire originadas en la cuenca Amazónica y zonas tropicales del Atlántico (Valdés-Pineda et al., 2014; Haselton *et al.*, 2002), y tiene como consecuencia un escaso o nulo desarrollo de precipitaciones en el tramo hiperárido del desierto de Atacama. Las precipitaciones medias mensuales de los meses secos de agosto a mayo, varían en un rango de 0,1 a 3 mm, y el periodo húmedo, que se presenta en los meses de junio y julio, tienen una media mensual de 6 mm (DGA, 2004). En contraste con lo anterior, el año 2015 se presentó un evento hidrometeorológico extremo, el cual dejó precipitaciones por sobre los 130 mm de precipitación acumulada anual en precordillera (estación meteorológica Embalse Lautaro ubicada al SE a 70 km del perímetro urbano de Tierra Amarilla), y tuvo como consecuencia un evento aluvional dentro del área de estudio. Asimismo, en el año 2017, ocurrieron eventos atípicos de precipitaciones, que generaron una tasa acumulada cercana a los 100 mm. Ambos años triplican y hasta cuadruplican la media anual en los últimos 10 años registrados en la estación meteorológica precordillerana (Tabla 7).

:

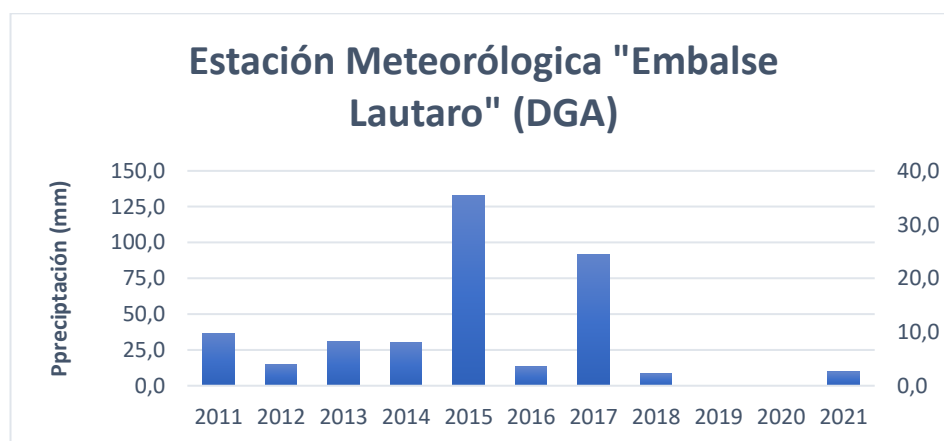


Tabla 7: Precipitaciones acumuladas anuales de los últimos 10 años, promediando 34,9 mm, registrados en la estación meteorológica Embalse Lautaro (DGA) ubicada a 70 km aguas arriba del poblado de Tierra Amarilla. En el año 2015 y 2017 se registran precipitaciones que triplican la media anual. Extraído de DGA (www.dga.cl)

El clima en este tramo está condicionado por el Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS) ya que controla los sistemas frontales que acceden al continente y se caracteriza por originar masas de aire mayormente secas, que otorgan estabilidad en la atmósfera. Junto a esto la corriente fría de Humboldt, que trae consigo vientos húmedos provenientes del sur creando

condiciones de nubosidad leve que entran hacia el continente contribuyendo gradualmente de humedad al valle de Copiapó.

Según la DGA (2004) y Juliá *et al.* (2008) en la provincia de Copiapó y dentro del área de estudio, se destacan dos microclimas que se ilustra en la Figura 33:

- Clima desértico interior (o desértico transicional) caracterizado por las elevadas temperaturas durante el día (promedio mensual de 16,6° a 21,4° C), ausencia de nubosidad y casi nulas precipitaciones.
- Clima desértico de altura (o desértico frío de montaña), principalmente localizado sobre los 2000 m.s.n.m., cuyas índices de precipitaciones están por sobre los 200 mm anuales y en donde predominan precipitaciones sólidas en la montaña. La nieve permite el desarrollo de los ríos de carácter pluvio – nival, con presencia de ríos tipo exorreicos. La diferencia térmica entre el día y la noche es extrema, con un rango que va entre los -12° a 10° C

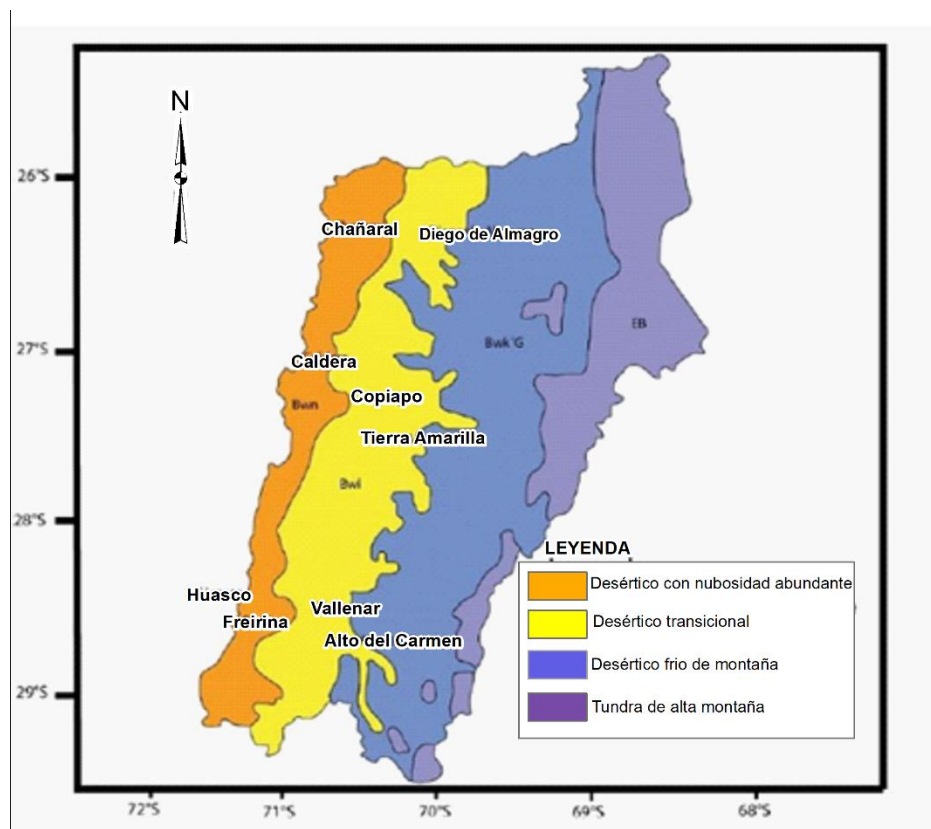


Figura 33: Mapa climático de la región de Atacama, según la clasificación de Köppen. La comuna de Tierra Amarilla y el área de estudio, se enmarcan dentro de un rango climático que va entre "Desértico transicional y Desértico frío de montaña" (unidad amarilla en figura). Extraído y modificado de Juliá *et al.*, 2008.

En la Tabla 8 se muestra la cantidad de precipitación registrada en la estación "Embalse Lautaro" de la Dirección General de Aguas en Chile, ubicada aguas arriba a 70 km hacia el SE

del perímetro urbano de la comuna de Tierra Amarilla. Aquí se destacan los máximos acumulados en precipitaciones de aguas lluvia en los últimos 30 años lo que arroja un promedio alrededor de 38 mm anuales para esta estación meteorológica; destacando con año peak en 1997 con una tasa de acumulación anual de 205 mm y una media de los tres eventos hidrometeorológicos catastróficos de 145 mm (años 1997, 2015 y 2017).

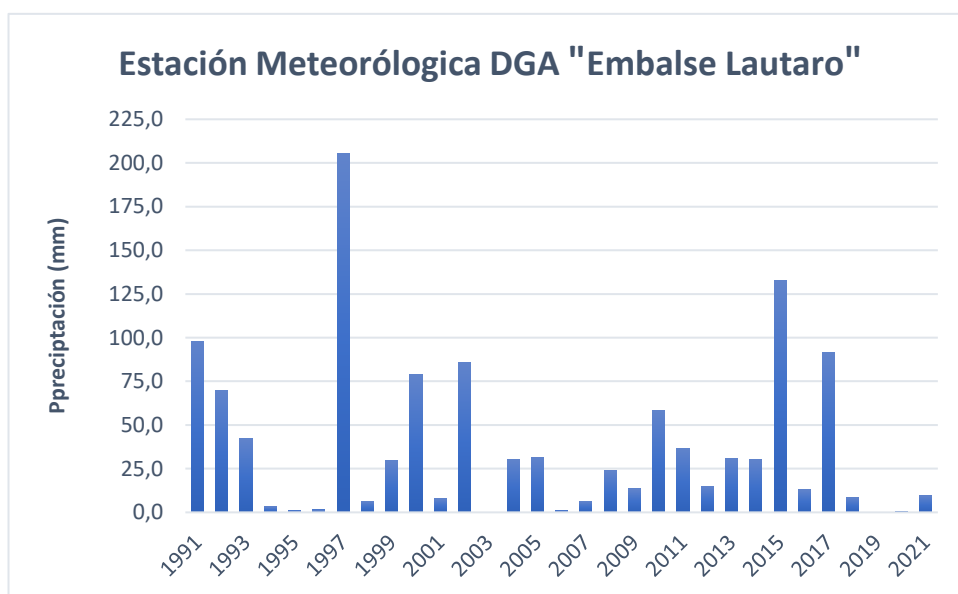


Tabla 8: Precipitaciones acumuladas anuales para la serie temporal 1991 y 2021. Registro de estación meteorológica DGA Estación Embalse Lautaro, ubicado a 70 km al SE del perímetro urbano de Tierra Amarilla. Extraído de DGA (www.dga.cl)

5.3 Factores climáticos y gravitacionales asociados a eventos de remoción en masa

5.3.1 Topografía y relieve

Las precipitaciones varían en intensidad y en distribución debido al efecto orográfico de un cordón montañoso como la Cordillera de Los Andes, independiente del tipo de clima y latitud en que se produzcan (Valdés-Pineda *et al.*, 2014), por ejemplo, gran parte del desierto de Atacama tiene un clima hiperárido, sin embargo, la región de Atacama tiene algunos ríos continuos que son signo de una fuente de alimentación hídrica en altura influenciado por la barrera natural de la cordillera. Estos ríos han experimentado crecidas, desbordes y avenidas de flujos de detritos y barro (remociones en masa) que, aún en condiciones regionales de hiperaridez climática, los factores externos como el fenómeno del Niño (ENSO), el aumento de la temperatura superficial del mar, anomalías atmosféricas y condiciones orográficas,

pueden desencadenar episodios hidrometeorológicos extremos, que gatillen eventos de remociones en masa como lo ocurrido en marzo del 2015 en Atacama.

La precipitación del evento del 25M del 2015 tuvo variaciones de 10 mm en la costa a índices mayores a los 85 mm en zonas de altos relieves montañosos (cordillera). El levantamiento del relieve y su configuración tectónica en estas latitudes le otorga una dinámica transversal a la red de drenaje de la cuenca y sus subcuencas, construyendo valles encajonados de dirección preferencial E-W cuyos ríos principales a través de sus confluencias cruzan desde la cordillera al mar, y es en donde la mayoría de las ciudades y poblados se encuentran emplazados.

El área de estudio perteneciente a la subcuenca Copiapó, desde el punto de vista hidrogeológico, es el punto de desagüe de dicha subcuenca (Figura 34) ya que colecta todo el flujo gravitacional drenado a través de sus redes hidrográficas (agua, sedimentos, contaminantes, etc.).

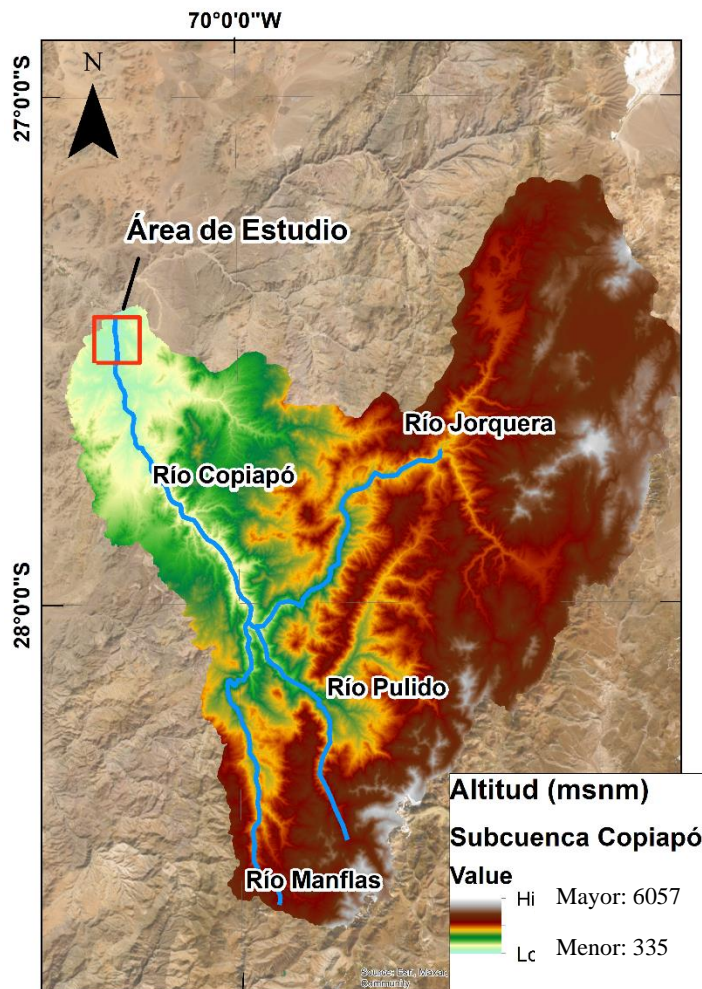


Figura 34: Delimitación de Subcuenca Copiapó según altitud geográfica. Se destaca que esta subcuenca se compone mayormente de una gran superficie cordillerana que está por sobre los 3000 msnm, que es donde nacen los principales ríos y que dan origen al Río Copiapó. El área de estudio se enmarca de color rojo (geoprocesado con ArcGis 10.8 en base a un DEM de 12.5 m).

La zona de investigación (perímetro urbano de Tierra Amarilla) y su geología tiene una incidencia muy relevante en las formas y en los procesos geomorfológicos actuales cuyas geoformas responden a una dinámica asociado a procesos fluviales, aluviales y gravitacionales que se modifican ante eventos hidrometeorológicos extremos. En esta zona el valle está labrado sobre rocas volcánicas, volcano-sedimentarias e ígneas con una fuerte impronta de la acción aluvial. Todos estos antecedentes dan cuenta de que la topografía y el relieve es preponderante al momento de conjugarse factores meteorológicos con aspectos de primer orden como lo es un valle o una cordillera.

En cuanto a los aportes potenciales de material para generar remociones en masa, éstos corresponden a: *la cubierta coluvial y aluvial*, que se ubican a lo largo de quebradas (primarias y secundarias) coincidentes con la disposición de la red de drenaje en laderas de alta pendiente y/o en zonas de fallas, por lo tanto, se infiere que aportan material removible por su baja consolidación y su disponibilidad. Otro tipo de material de aporte son la acumulación de detritos asociados directa o indirectamente en zonas de alteraciones hidrotermales ya que están compuestos mayormente de arcillas y limo y se pueden ubicar sobre rocas intrusivas o zonas de falla (Figura 35). En cuanto a los deslizamientos en pendientes, estos ocurren predominantemente en zonas de ruptura, que a su vez se producen por discontinuidades y zonas de debilidad de los cuerpos de roca, que finalmente tiene como consecuencia la disponibilidad de que el material y la masa pueda comportarse como un flujo continuo siempre que se desencadenen factores para que esto ocurra y dicho material fluya como un líquido viscoso a través de canales (flujos tipo *debris*).

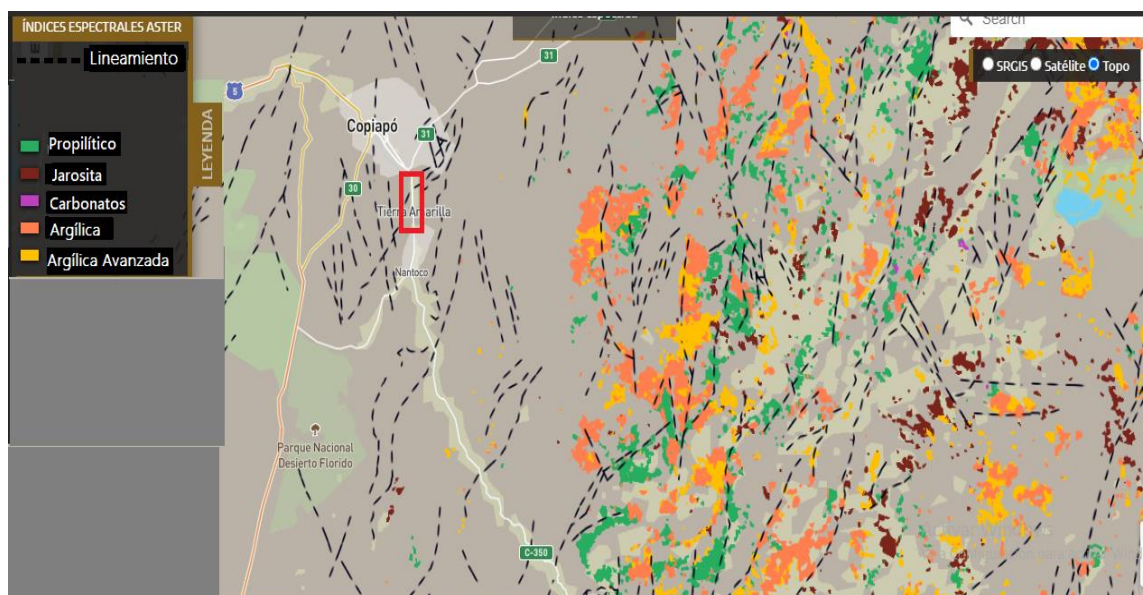


Figura 35: Mapa de ubicación de alteraciones minerales. Las áreas de color naranja y amarillo son las alteraciones que aportan proporcionalmente mayor contenido de arcilla y limo (alteración argílica y argílica avanzada) y las líneas negras discontinuas representan fallas inferidas y lineamientos. Extraído de srgis.com – índices espectrales ASTER 2022.

Para el área de estudio se generó un mapa de pendientes obtenido a partir de un DEM de resolución de 12,5 x 12,5 m utilizando la herramienta del *software* ArcGis 10.3 (*slope*). A partir de este mapa (Figura 36) se evidencia una predominancia de pendientes bajo los 20° y un promedio del 15% - 20% del área de estudio (según estimación visual) pertenecen a pendientes por sobre los 30°. Las pendientes de mayor inclinación están en un rango de 40° a 70°. Tanto SERNAGEOMIN como el Plan regulador de Ordenamiento territorial del 2010 (PROT) de Atacama propone zonas de peligro y muy alta susceptibilidad de remoción en masa a todas las superficies que están al pie de laderas que tengan pendientes sobre los 35°, en su plan de evaluación de riesgo. En este sentido es de importancia aquellas zonas donde se presentan altas pendientes (>30°) y una alta densidad de redes de drenaje ante la posible generación de flujos de detritos torrenciales, en caso de precipitaciones y su rápida circulación a través de canales y quebradas, asimismo, las pendientes mayores a 30° - 35° son un factor condicionante fundamental de los flujos de detrito torrenciales, ya que sólo ocurre en zonas de altitud topográfica y, dicha acción, arroja material que luego es depositado en el cauce y en las quebradas tributarias a la cuenca principal. La pendiente favorece el tránsito del agua en forma de escorrentía superficial, ya que mientras mayor sea la pendiente, habrá un menor tiempo de retención superficial del agua, es decir, se tendrá una menor permanencia del agua en el terreno. Además, pendientes más elevadas provocan inestabilidad gravitacional en laderas, generando desprendimiento gravitacional de material, el cual puede incorporarse al flujo.

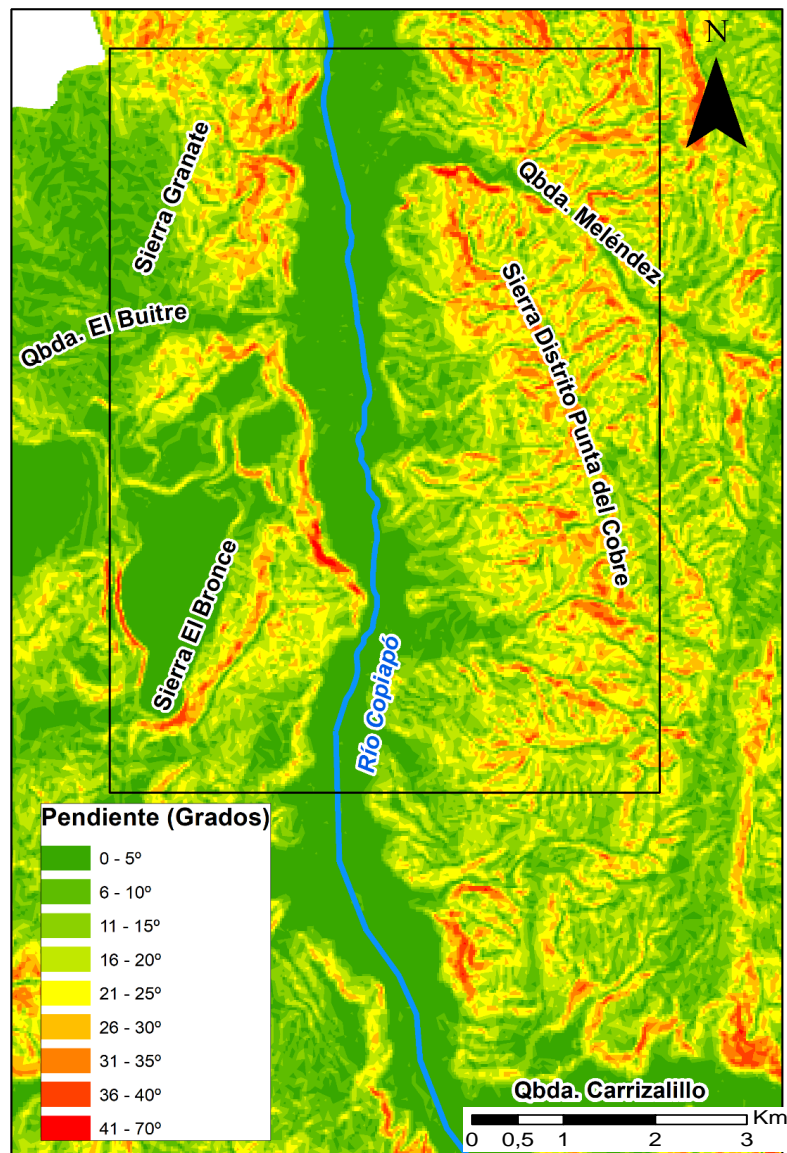


Figura 36: Mapa de pendientes de laderas. El área de estudio está enmarcada en color negro. Se evidencia mayor densidad de pendientes y red de drenaje en el sector oriental del área. Imagen generada por software ArcGis 10.3.

5.4 Factor climático en la ocurrencia de Eventos de Remoción en Masa

Existen factores que se conjugan para dar formación a las condiciones climáticas en el Desierto de Atacama, cuyos resultados son: la extrema aridez, lluvias esporádicas y una diferencia contundente de precipitaciones, ya que en el tramo hiperárido de los 18° a los 22° S, la precipitación anual media es de 1 – 3 mm, y cercano a los 30° S aumenta a 110 mm.

Garreaud *et al.*, (2003) y Garreaud *et al.*, (2009) en sus investigaciones describen variaciones atmosféricas con una jerarquía cíclica de tiempo que va de menor a mayor escala, las cuales son; variaciones mensuales, interestacionales, interanuales e interdecadales, que son distribuidos por el planeta mediante la circulación atmosférica como flujos atípicos de calor, humedad y energía.

En relación a lo anterior, Ortega *et al.*, (2019) revelaron que la mayoría de los desastres aluvionales que han azotado el tramo 26° – 30° S han sido producto de eventos hidrometeorológicos extremos que han ocurrido bajo las condiciones del Fenómeno de El Niño y fases cálidas del índice de Oscilación Decadal del Pacífico (ODP). La ODP tiene fases frías y cálidas que se relacionan al Fenómeno de El Niño y de La Niña ya que según Garreaud *et al.*, (2009) El Niño es más intenso en la fase cálida del ODP y La Niña es más intensa en la fase fría.

Valdés-Pineda (2018) identificó una variable cíclica de 40 – 60 años en la latitud regional de Atacama. Este ciclo está fuertemente influenciado por el índice de Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) y el índice de Oscilación Multi-Decadal del Atlántico (AMO) concluyendo así, que el evento catastrófico de marzo del 2015, confluyó con una gran cantidad de precipitación en las latitudes de Atacama (fase alta de AMO), energizado por el alto índice de temperatura superficial del mar provocado por el fenómeno del Niño (ENSO) durante ese año. Es por esto, que en la figura anterior se registran precipitaciones superiores a lo normal (1991, 1997, 2015, 2017) que sobrepasan a este tipo de clima en regiones hiperáridas, como lo es Atacama.

Hay factores importantes a considerar para el desarrollo climático en el Desierto de Atacama y de la región homónima, y estos son:

- Vargas *et al.*, (2006) sostiene que el fenómeno climático El Niño Oscilación del Sur (ENSO) es propicio para generar eventos hidrometeorológicos excepcionales extremos cuyo efecto históricamente ha causado procesos de aluviones, no solo en Atacama, sino, en una extensa superficie a lo largo de las regiones hiperáridas del sur de Perú y norte de Chile.

- La hiperaridez del Desierto de Atacama se debe a su ubicación en el límite este del Pacífico Subtropical, donde se produce subsidencia atmosférica de gran proporción, que genera masas secas de aire y conserva la posición de un anticiclón sobre el pacífico sur oriental (ASPS o APSO), y lo que se traduce mayoritariamente en condiciones atmosféricas estables (Figura 37).

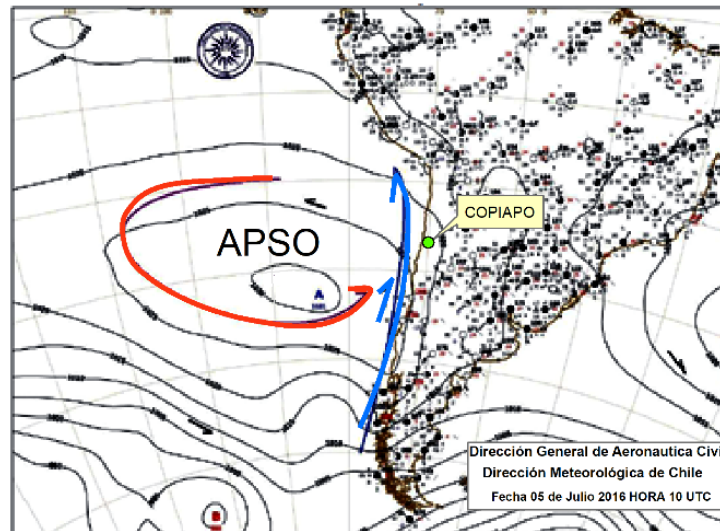


Figura 37: Carta sinóptica en circunstancias climáticas normales indicando la zona de influencia del Anticiclón del Pacífico Sur Oriental (APSO) (en rojo), y la Corriente de Humboldt (en azul). Fuente: Dirección meteorológica de Chile.

- La barrera orográfica de la Cordillera de Los Andes influye en la aridez presente en la región de Atacama, bloqueando las masas húmedas de aire provenientes del Amazonas e impidiendo el desarrollo de precipitaciones para gran parte del tramo hiperárido del Desierto de Atacama (Haselton *et al.*, 2002; Dunai *et al.*, 2005) (Figura 38).

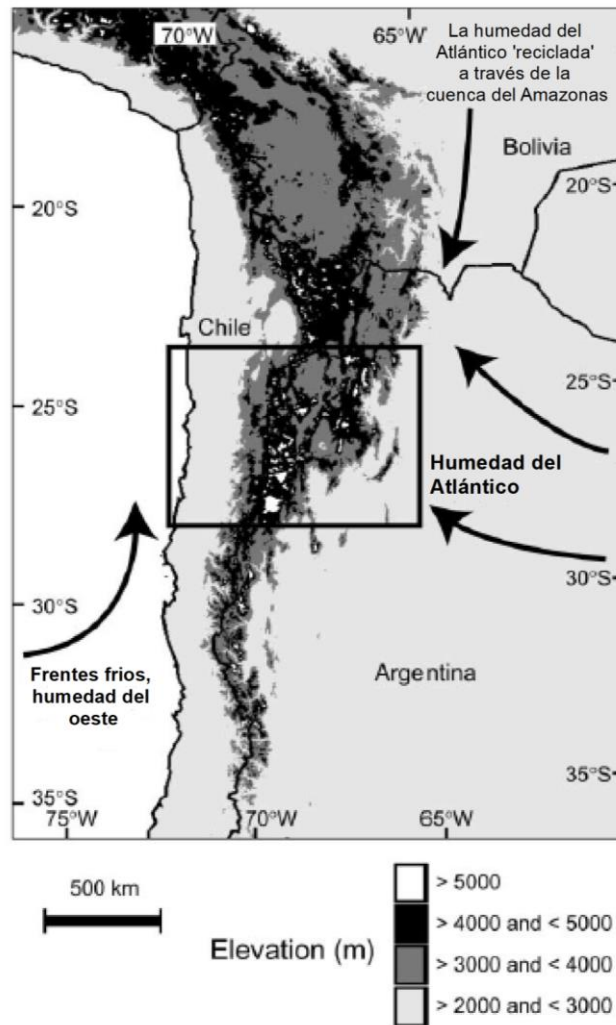


Figura 38: Imagen del tramo central de la Cordillera de Los Andes. Se observan los regímenes de circulación atmosférica de humedad y precipitación. En el Este, la humedad y el aire "reciclado" del Atlántico, y por el Oeste la Corriente fría de Humboldt. El recuadro indica un rango de latitudes entre 24° y 28°. Extraído y modificado de Haselton et al (2002).

Según las investigaciones anteriores, estas características climáticas – atmosféricas son determinantes para la ocurrencia de remociones en masa de tipo flujo de barro y detritos en el tramo hiperárido del Desierto de Atacama (Norte Grande y Norte Chico de Chile).

5.5 Evolución tectono-sedimentaria y estructural

Según Charrier *et al.* (2007) uno de los principales elementos estructurales en los Andes chilenos y de los primeros que se desarrolló en la primera etapa del ciclo andino fue el arco, y la deformación de este, se concentró en el Sistema de Fallas de Atacama (SFA). Esta estructura es una falla de rumbo situada a lo largo de la Cordillera de la Costa y tiene más de 1000 km de longitud, ubicada entre Iquique y Los Vilos (20°S a los 32°S).

Localmente, el emplazamiento de los plutones La Brea, San Gregorio y Los Lirios, en el Cretácico Inferior, ocurrió sintectónicamente a la formación de fallas extensionales (Falla Candelaria y Despegue Punta del Cobre (Arévalo & Grocott, 2000). Dicho despegue aparece en ambos flancos del valle como una falla normal (Figura 37B) que marca el contacto entre las formaciones Punta del Cobre y Abundancia y ‘despega’ la misma Formación Punta del Cobre con la suprayacente Formación Nantoco.

Posteriormente un episodio de transpresión sinistral dio origen a la Faja Corrida y Plegada de Paipote (Figura 39A), que coincide con la fase de deformación peruana (Coira *et al.*, 1982) la cual desplazó y deformó las formaciones del Cretácico Inferior y la Formación Cerrillos y genera el Anticlinorio de Tierra Amarilla, que se extiende por más de 200 km desde el Valle Copiapó hasta el embalse Santa Juana (al sur), cuya estructura se considera un límite para la Cordillera de la Costa y la precordillera (Arévalo, 2005).

El despegue de Cerrillos (Figura 39 B) posee rumbo NE, desplaza las formaciones Totalillo y Pabellón sobre sus formaciones inferiores Abundancia y Nantoco, cuyo origen se debe a un retrocorrimiento intraestratal en su propagación al SE de la Falla Paipote (Arévalo, 2005).

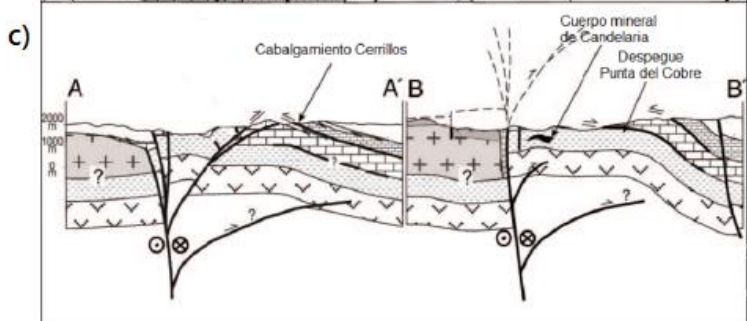
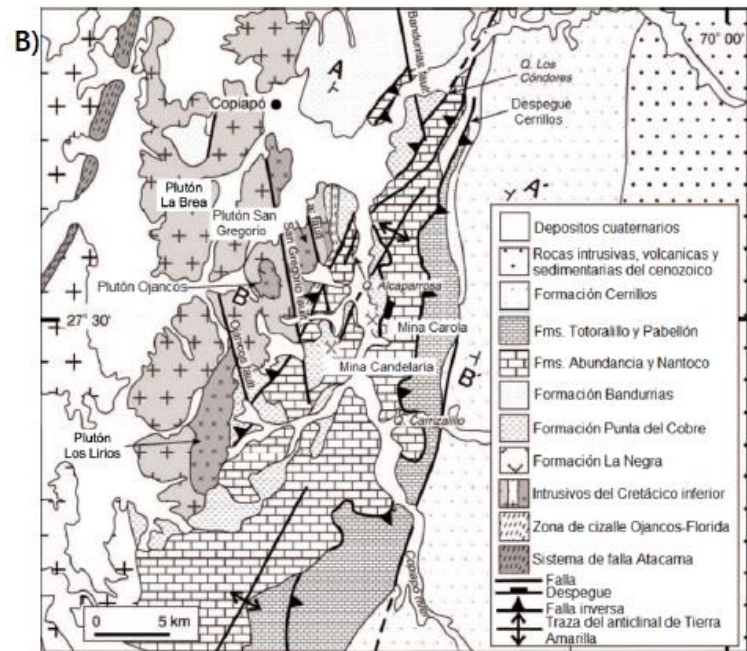
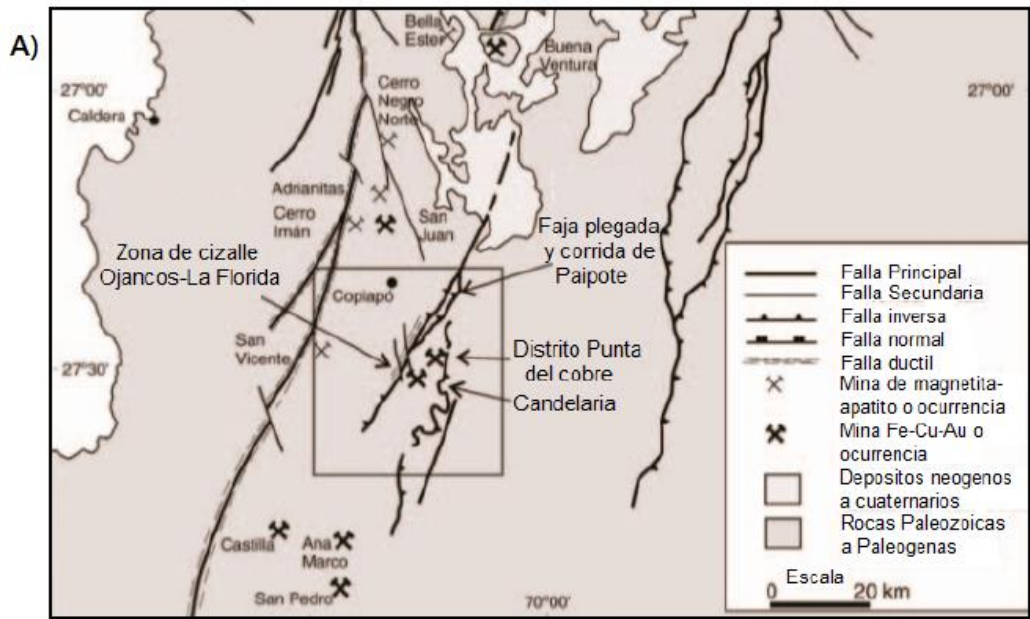


Figura 39: A) Representación de los principales sistemas estructurales del área de estudio. B) Mapa geológico. C) secciones del área de Tierra Amarilla. Extraído de Riquelme (2019).

5.6 Geología Regional

Regionalmente la configuración tectónica del Jurásico Inferior está relacionado a un régimen extensional directamente vinculado al proceso de subducción, caracterizado por el desarrollo de un arco magmático N-S paralelo al margen continental con la presencia de una cuenca de trasarco al este, conocido como el Ciclo Andino y que en sus etapas posteriores, el arco magmático va migrando hacia el este, se invierten las cuencas de trasarco y se generan, mediante este proceso, cuencas de antepaís (Ramos, 2009; Coira *et al.*, 1982; Charrier *et al.*, 2007).

El Ciclo Andino en su primera etapa (Jurásico Inferior – Cretácico Inferior) se caracteriza por una actividad volcánica intensa y un ciclo transgresivo-regresivo en el trasarco. Seguido por una reducción de la actividad volcánica en el arco, y un ciclo transgresivo-regresivo en el trasarco para finalizar esta primera etapa.

Localmente, el área de estudio está dominado por las rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Punta del Cobre (Jurásico Superior – Valanginiano Inferior) que representan una sucesión volcánica – volcanoclástica que según Godoy y Lara (1994) presenta un límite inferior transicional con las lavas de la Formación La Negra, que indicaría que dicha actividad volcánica fue continua desde el Jurásico Inferior (comienzos de la primera etapa del Ciclo Andino) y su límite superior está en contacto con el Grupo Chañarcillo y sus rocas sedimentarias (Cretácico Inferior). Ambas formaciones son intruidas hacia el oeste por el Batolito Copiapó, donde destaca el emplazamiento de un plutón diorítico Diorita La Brea (123 – 117 Ma).

La actividad plutónica se desarrolla en condiciones transtensionales y a su vez con fallas de carácter sinistral a lo largo del SFA (Arabaz, 1971). Desde el punto de vista metalogénico dicha actividad magmática generó la formación de la Franja Ferrífera que contiene varios depósitos Iron Oxide Apatite (IOA) e Iron Oxide Copper & Gold (IOCG) los que están presente en el área de investigación; Distrito Minero Punta del Cobre (Del Real *et al.*, 2018). Estos depósitos se formaron a finales del Cretácico y estructuralmente están asociados a una zona de cizalle perteneciente al Sistema de Fallas de Atacama (Oyarzun *et al.*, 2003).

Los depósitos ferríferos antes mencionados, están dominados por rocas volcánicas de la Formación Punta del Cobre y las rocas sedimentarias suprayacentes del Grupo Chañarcillo, en donde ambas formaciones son intruidas por el Batolito Copiapó hacia el W. En el sector W y NNW se encuentra la Formación Bandurrias que corresponde al equivalente estratigráfico del Grupo Chañarcillo (Arévalo *et al.*, 2006; Morales, 2022). En el área de Copiapó, la Cordillera de la Costa está formada por abundantes cuerpos plutónicos, tal como los plutones Diorita La

Brea y Cerro El Morado, en donde las intrusiones del Cretácico Inferior se localizan al Este de la Cordillera de la Costa y reflejan la migración del arco (Arévalo, 2005).

El rumbo principal de las unidades estratificadas tiene orientación NNE con manteos hacia el E y W, lo que define al Anticlinorio de Tierra Amarilla con un eje de orientación N-S. Una de las fallas principales se encuentra en el contacto del Batolito Copiapó con la Formación Punta del Cobre y el Grupo Chañarcillo (Arévalo *et al.*, 2006).

5.7 Geología Local

5.7.1 Rocas estratificadas

Abarca la mayoría del dominio sedimentario que mayoritariamente se ubica al oriente de la zona de estudio y se caracteriza por hospedar rocas estratificadas volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones sedimentarias detríticas y calcáreas marinas, principalmente secuencias asociadas a Formación Punta del Cobre y al Grupo Chañarcillo conformado por las Formaciones Abundancia, Nantoco, Totalillo y Pabellón (Arévalo, 2005, Charrier *et al.*, 2007).

- Formación Punta del Cobre (Jurásico Superior – Valanginiano inferior): Secuencia volcanoclástica (lavas andesíticas y dacíticas cubiertas por conglomerados, areniscas y brechas) que subyace concordantemente a Formación Abundancia.
- Formación Abundancia: compuesta por lutitas grises laminadas y arcosas que se interdigitan lateralmente en la Fm. Nantoco, representando una transgresión asociada con un episodio de extensión en la cuenca de trasarco.
- Formación Nantoco: representa una plataforma calcárea y se compone de lutitas grises y calizas *wackestone*, que en su parte superior se destaca la presencia de evaporitas y brechas calcáreas que indican un episodio regresivo.
- Formación Totalillo: compuesta de margas laminadas e intercalaciones volcanoclásticas.
- Formación Pabellón: representa el levantamiento de la cuenca y se compone de calizas masivas, areniscas marinas y continentales.

Según Arévalo (2005) las rocas estratificadas son el reflejo de una cuenca volcano-sedimentaria de edad neocomiana, en la cual hacia el W se presenta un dominio andesítico, emplazado sobre un fondo marino, que se debe a focos eruptivos que conformaron una serie de islas, y hacia el E, las condiciones son de tipo marino marginal, que le otorga un ambiente y facies de cuenca somera y transición hacia el continente, reflejado en las formaciones Punta del Cobre y Grupo Chañarcillo (Figura 40).

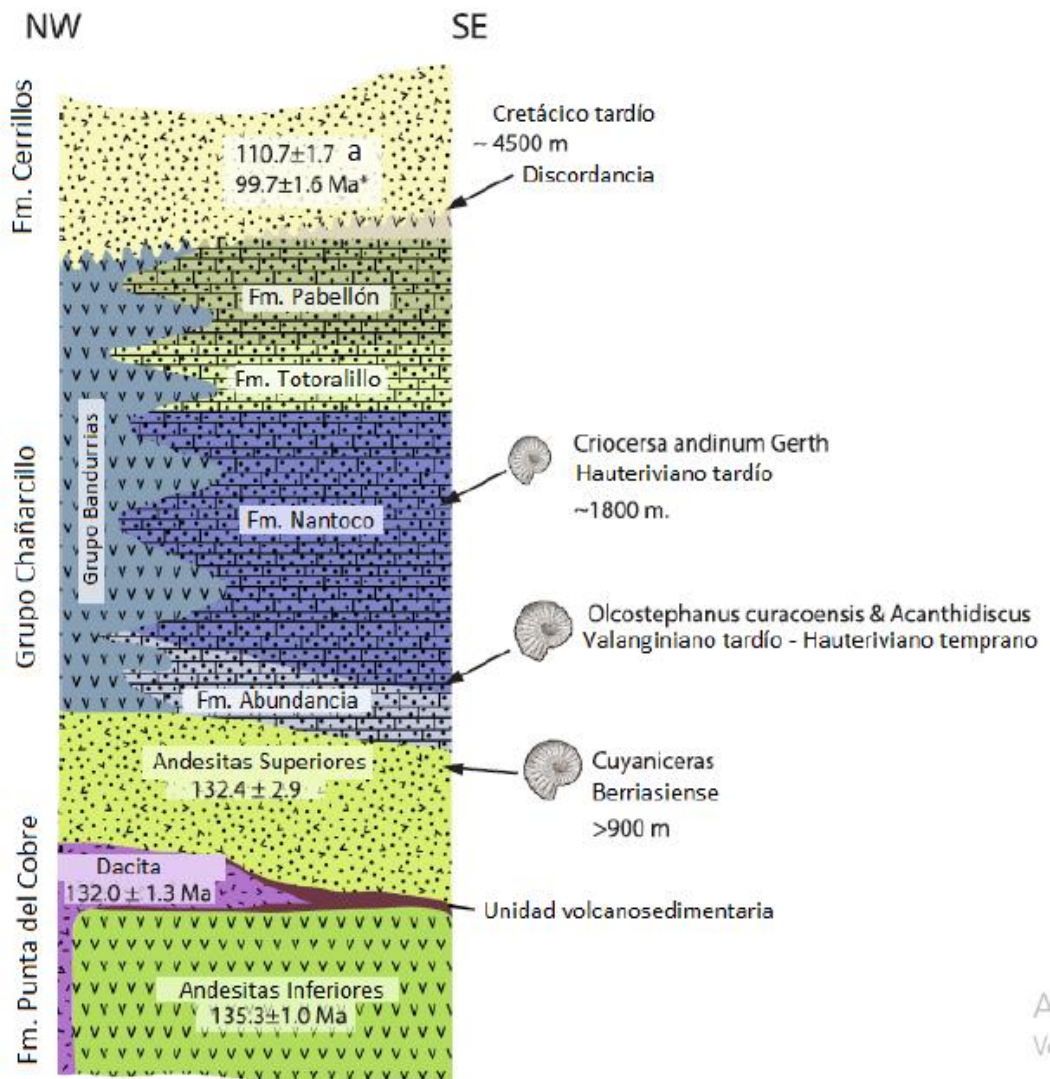


Figura 40: Columna estratigráfica representativa del Distrito Punta del Cobre con las edades geocronológicas. Modificado de Del Real et al. (2018).

5.7.2 Unidad intrusiva

El dominio intrusivo se ubica al poniente de la zona de estudio (Figura 41) y se caracteriza por hospedar rocas intrusivas e hipabisales, de edad Cretácica, de composición diorítica, tonalítica y monzonítica.

- Diorita La Brea (123- 117 Ma): cuerpo diorítico y monzodiorítico que aflora al W del área de estudio. Su emplazamiento es alargado de rumbo NNW e intruye a las rocas sedimentarias y volcanosedimentarias de la Formación Abundancia y Nantoco generando una zona de metamorfismo de contacto (Arévalo, 2005).
- Diques félsicos, andesíticos y dioríticos, sills y cuerpos intrusivos menores granodioríticos y monzodioríticos.

5.7.3 Depósitos aluviales y/o depósitos fluviales.

Depósitos no consolidados de ripios, gravas y arenas mal clasificadas, que fueron transportadas como flujos gravitacionales que rellenan quebradas y laderas de baja pendiente. Estos se clasifican en:

- Depósitos aluviales antiguos o inactivos: Sedimentos que forman el relleno de quebradas y valles anchos. Son medianamente consolidados con presencia de clastos de composición heterogénea y subangulosos en matriz limo arenosa. Dentro de los depósitos aluviales antiguos destacan las Gravas de Atacama, esta unidad pertenece a la superficie definida por la pediplanicie de Atacama (Mortimer, 1973), y son depósitos que consisten en gravas polimícticas y ripios mal a medianamente consolidados, de mala selección, cuya litología es heterogénea y diferente de la composición de las rocas de los sustratos. Esta fase de acumulación sedimentaria se formó por interacción entre procesos fluviales, aluviales y coluviales, que se relacionó con redes hidrográficas antiguas (Arévalo, 2005) y que se reconocen en la Precordillera como terrazas remanentes. Las Gravas de Atacama se encuentran en el lado este del área de estudio según carta Los Loros (Arévalo, 2005).
- Depósitos aluviales activos: corresponden a gravas y ripios no consolidados, mala selección, que rellenan cursos disecados en los depósitos anteriores. La formación de estos depósitos se produce por acumulación de flujos gravitacionales (flujos detrítico o barro) por episodios esporádicos, pero de gran intensidad. Se asigna una edad pleistocena a holocena, ya que erosionan unidades continentales más antiguas (Mioceno – Plioceno). Dichos depósitos rellenan las principales quebradas aledañas al cauce del río Copiapó dentro del área de estudio; Quebrada de Meléndez (Al norte y en el flanco este del río) y Quebrada El Buitre (al oeste del área de estudio).
- Los depósitos fluviales corresponden a la escorrentía superficial del río Copiapó y forman el relleno del principal cauce del valle. Estos son ripios, gravas y arenas bien seleccionadas con abundantes intercalaciones de limos. Los clastos son de composición heterogénea, redondeados y con imbricación general. Estos depósitos desarrollan terrazas bajas, laterales al curso actual del río Copiapó (Arévalo, 2005).

La geología de la zona del área de estudio está descrita en las Cartas Los Loros y Copiapó de Arévalo (2005), correspondientes a la Serie Geológica Básica N° 92 y N° 91 escala 1:100.000 respectivamente (Figura 41). Teniendo estas cartas como base, se describen las unidades geológicas que afloran en el área de investigación desde la más antigua a la más reciente, es decir, desde los 123 Ma a la actualidad.

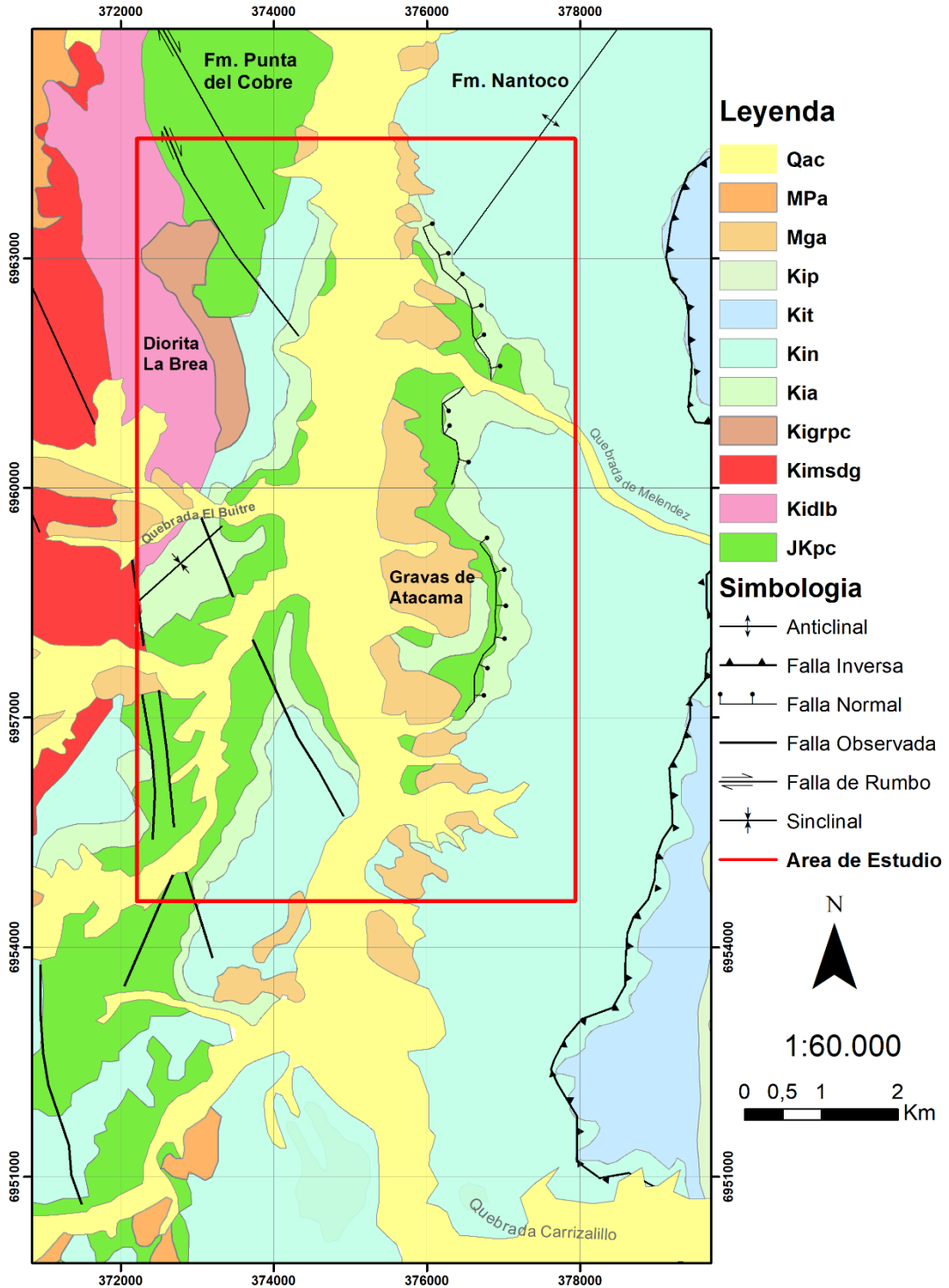


Figura 41: Mapa Geológico del área de estudio indicado en color rojo. Confeccionado en base a la Geología de la Cuenca del río Copiapó: Carta Copiapó y Carta Los Loros, Escala 1:100.000 – SERNAGEOMIN Fm. Punta del Cobre (Jurásico;JKpc) lo corta falla normal, en zona este del área de estudio. Fallas de rumbo, al oeste. Intrusivos; Diorita La Brea (Kidlb), Monzodiorita San Gregorio (Kimsdg) y Microgranitos de cuerpos tabulares, diques y sills (Kigrpc) (Contacto por intrusión). Del Cretácico afloran las secuencias concordantes del Grupo Chañarillo; Fm. Abundancia (Kia), Fm. Nantoco (Kin) (cruzada por una falla inversa), y Fm. Pabellón (Kip). Las Gravas de Atacama (Mga), flanco este del cauce del río Copiapó. Depósitos aluviales activos correspondiente

a depósitos aluviales y fluviales (*Qac*). (cuenca del río Copiapó, altura Tierra Amarilla; Quebradas El Buite y Meléndez) (Extraído y modificado de Arévalo, 2005).

5.8 Geomorfología de la Región de Atacama

La región de Atacama está dentro de lo que se conoce como los Andes Centrales de Chile, y su principal característica es la variación del ángulo de subducción entre los 27° S y los 33°30' S, tramo que se conoce como zona de subducción plana con ángulos que van entre 2° a 15° (*flat slab*), a diferencia del tipo de subducción al norte de los 27°S y al sur de los 33° que tiene un ángulo de alrededor 30° (Charrier *et al.*, 2007). Este tramo geográfico también se caracteriza por la ausente Depresión Central, la cual en el resto de los Andes Centrales Chilenos separa la Cordillera de la Costa de la Precordillera y Cordillera Principal, y mayormente en Atacama – En su lugar, es reemplazado por valles transversales (Farias, 2007). Por otro lado, Aguilar (2010) clasifica geomorfológicamente a la región principalmente en dos unidades longitudinales; el sector oeste correspondiente a la Cordillera de la Costa (CC) y al este, la Cordillera Principal (CP) (Figura 42). Las alturas de la Cordillera de la Costa disminuyen de norte a sur y de este a oeste, y van entre los 600 y 2000 m.s.n.m. En el extremo norte de la región, se extiende una llanura amplia clasificada como Depresión Central (30 – 70 km de ancho a una altura de 1800 m.s.n.m.) que hacia el sur repentinamente desaparece. Previo a la Cordillera Principal se exhibe la Precordillera, conocida como Cordillera de Domeyko (Amibilia *et al.*, 2008) con cumbres entre los 3000 a 4400 m.s.n.m. La Cordillera Principal es el cordón cordillerano más importante cuya orientación es NS y corresponde a la ubicación del arco magmático activo (Amibilia *et al.*, 2008) compuesto principalmente por unidades y secuencias volcánicas

En el límite costero de la Cordillera de la Costa se exponen terrazas marinas que fueron moderadamente alzadas durante el Cuaternario a una razón de 0,1-0,4 m/Ka (Marquardt *et al.*, 2004). La existencia de terrazas de erosión y relleno en los valles transversales más importantes de la región, indicarían ciclos de agradación y erosión durante los últimos 12 Ma (Riquelme *et al.*, 2010).

Producto del alzamiento andino y su posterior proceso de incisión, tuvo lugar la depositación sinorogénica de las Gravas de Atacama en el Mioceno (Sillitoe *et al.*, 1968; Mortimer, 1973), ubicada en superficies al sur del Desierto de Atacama, cubriendo mayormente sectores de la Cordillera de la Costa, Valles y algunos tramos de la Cordillera Principal (Paskoff, 1970). La colmatación del relieve por las Gravas de Atacama origina el extenso Pediplano de Atacama (Mortimer, 1973). En relación con lo anterior, en la región se destaca la existencia de pediplanos (o pedimentos), estas unidades geomorfológicas corresponden a superficies casi planas con escasa (o nula) degradación producida por el sistema fluvial y que "resultan de un

balance entre alteración del sustrato y transporte del sedimento" (Aguilar, 2010). Atacama exhibe amplios remanentes de pedimentos tanto en la Cordillera de la Costa, como en los interfluvios de la Cordillera Principal, lo que guarda relación entre quietud tectónica y ambientes climáticos áridos durante el Cenozoico tardío según Sillitoe *et al.* (1968), Paskoff (1970) y Nalpas *et al.* (2008).

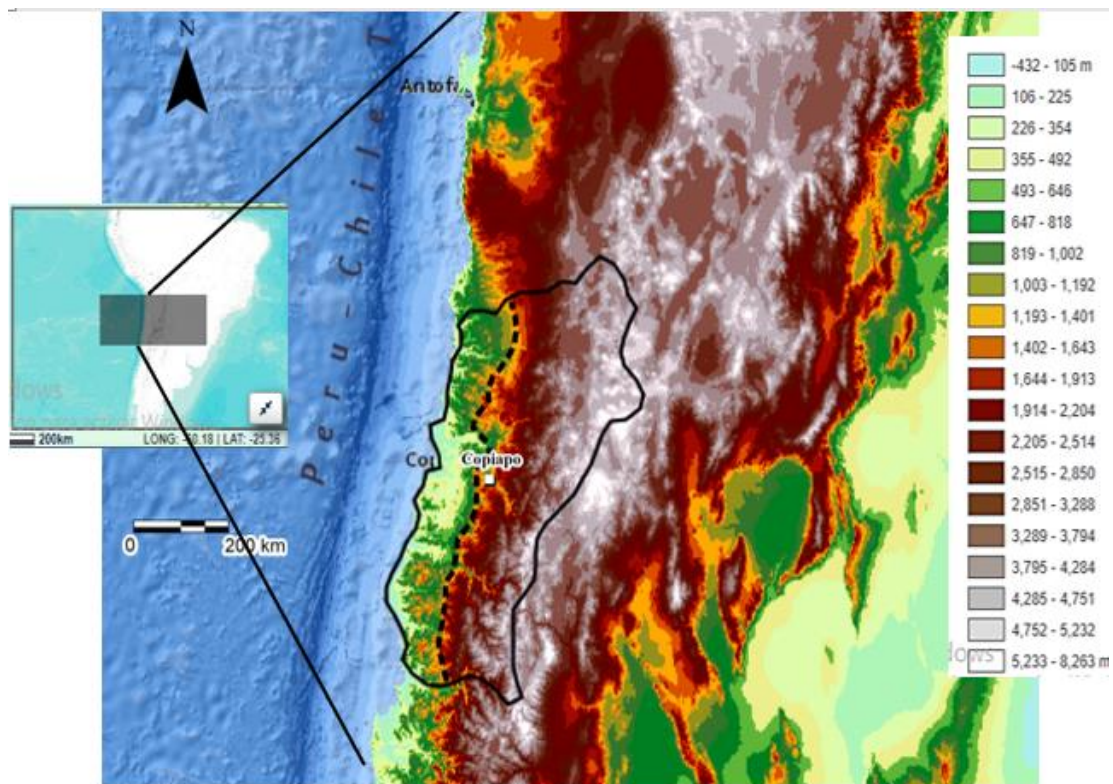


Figura 42: Modelo de elevación digital del segmento de los Andes Centrales. La región de Atacama está demarcada en línea negra. La línea discontinua de color negro, indica la división entre las dos grandes unidades geomorfológicas sugeridas por Aguilar (2010). (Fuente: U.S. Geological Survey's Center for Earth Resources Observation and Science -EROS).

Paralelo a todo lo anterior, y según Borgel (1983) que ha definido tradicionalmente la geomorfología de Atacama (Figura 43), la cuenca del río Copiapó atraviesa morfoestructuras como la cordillera andina occidental, precordillera, pampa transicional, valles transversales, cordillera de la costa y franja costera que es su área de desembocadura (Charrier *et al.*, 2007: Arévalo, 2005).

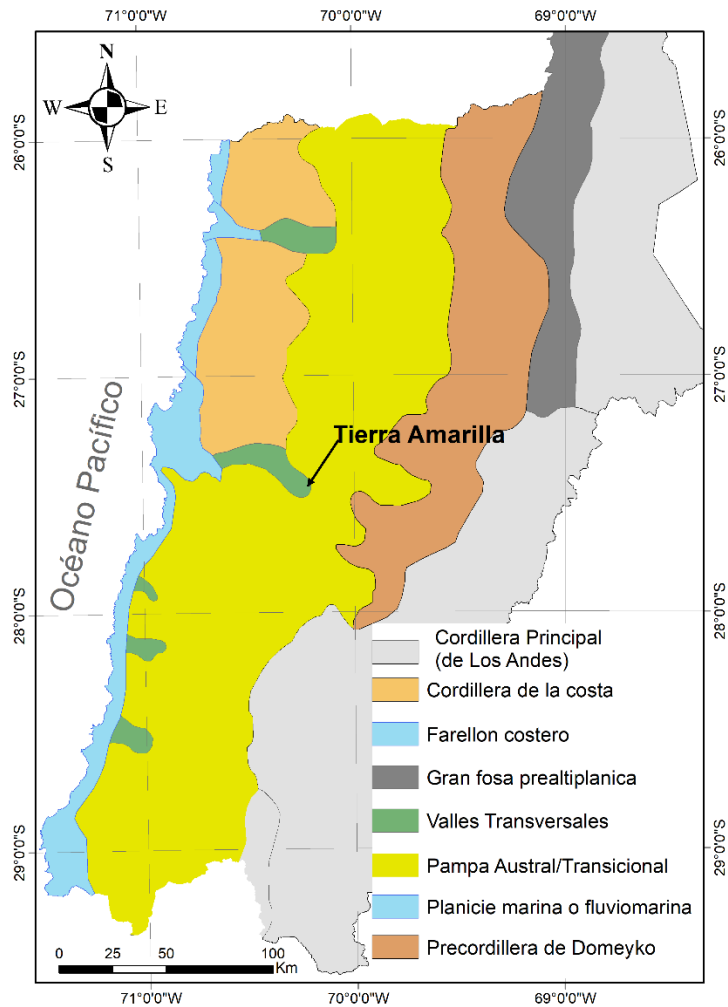


Figura 43: Mapa Geomorfológico de la región de Atacama. Modificado de Borgel (1983).

En cuanto a la degradación del paisaje, existen dos tipos de incisión que afectan el relieve y las unidades geomorfológicas de Atacama; el primero es derivado de los cauces más importantes que vienen de la Cordillera Principal y el segundo es la red de drenajes de menos relevancia que también modela el paisaje en menor proporción, y ambos tipos de incisión dan forma a los valles transversales. En el caso de la cuenca del río Copiapó, esta expone una alternancia de valles transversales con interfluvios montañosos o serranías (DGA, 2004). El rumbo del río Copiapó desde su nacimiento (28° S, 1440 m.s.n.m.) es generalmente SE-NW hasta la confluencia de la Quebrada Paipote, al norte del poblado de Tierra Amarilla, y desde la ciudad de Copiapó toma una dirección W hacia la desembocadura en el litoral atacameño (27° 17' S).

5.8.1 Geomorfología general de ambiente fluviales en zonas hiperáridas

En ambientes fluviales, el río y su sistema son el agente morfológico más relevante, ya que éste actúa como colector hídrico y captador de sedimentos provenientes de aguas arriba y de laderas. El río transporta también materiales de diversos tamaños dependiendo de su energía y velocidad, que a su vez dependen de factores como la pendiente, geometría, el área de captación general de la cuenca y del clima y sus variaciones (Gutiérrez, 2008). Las llanuras de inundación, terrazas fluviales, levees, encajonamiento del río, morfología del río, etc. son producto de esta dinámica fluvial cuyos cambios geomorfológicos son una consecuencia a través del tiempo y del comportamiento de los ríos. La dinámica fluvial en su conjunto actúa también como agente erosivo, al modificar cauces y la gran incidencia que tiene en los valles al ser uno de los formadores de estos. Según Friend (1978) los ríos son esencialmente sistemas de transferencia que captan y transportan sedimentos hasta las grandes cuencas marinas finalmente.

En ambientes hiperáridos a semiáridos las precipitaciones episódicas son capaces de formar cursos de agua, ya sea permanentes o efímeros, cuyo drenaje conforma el sistema de aportes sedimentarios, que posteriormente forman la acumulación de detritos, ya sea en un evento hidrometeorológico extremo que necesariamente sea capaz de movilizar una gran cantidad de material y así dar origen a una morfología en concreto tal como un abanico o la agradación de una llanura.

El río Copiapó en Tierra Amarilla se podría clasificar, según Piégay & Schumm (2003), como un río intramontano en donde erosión, transporte y sedimentación son procesos que derivan de un cauce activo. En el caso de la subcuenca del río Copiapó, el cauce principal en la última década se ha comportado de manera efímera (o intermitente) y el relleno del valle viene dado por la existencia de eventos aluvionales y de crecidas esporádicas.

Por otra parte, las morfologías que se generan en ambientes intramontanos pueden ser de carácter erosivo, como los pedimentos, o deposicional, como los abanicos aluviales, siendo estos últimos muy comunes en zonas cuyo relieve posee altas pendientes ($>30^\circ$) (Gutiérrez, 2008).

5.9 Evolución geomorfológica regional del Cenozoico en el Norte de Chile

La evolución del paisaje en los paralelos del 27° a 29°S (sur del Desierto de Atacama) se describe en base a procesos tectónicos (principalmente de alzamiento y denudación) y exógenos (agradación, relleno sedimentario e incisiones y erosión vertical), definidos por

diversos autores (Sillitoe *et al.*, 1968; Paskoff, 1970, Mortimer, 1973; Riquelme *et al.*, 2003 y 2007, entre otros).

Sillitoe *et al.* (1968) definieron un rasgo en el relieve perteneciente al inicio del Cenozoico, la *Summit Surface*, que es parte de la herencia del alzamiento del norte de Chile en el Cretácico Inferior (Mortimer, 1973). La *Summit Surface* se compone de dos grandes relieves montañosos que son remanentes de rocas volcánicas de hasta 1000 m de espesor (lavas riolíticas y tobas) (Mortimer, 1973). Ambos autores (Sillitoe *et al.*, 1968; Mortimer, 1973) luego de que dicho relieve experimentara alzamiento y erosión lo denominaron *Intermediate Surface* o Superficie Checo de Cobre. Posteriormente, una activación del sistema de fallas de Domeyko provocó un tercer alzamiento formando una nueva superficie llamada Pediplano de Atacama (Sillitoe *et al.*, 1968). Este último alzamiento se divide en dos etapas, (1) durante el Oligoceno, definida como una intensa incisión que formó un sistema de drenajes que conectó la Precordillera con la Depresión Central y la costa (Océano Pacífico) y (2) durante el Mioceno que se inicia con una etapa de depositación: las Gravas de Atacama.

Paralelo a lo anterior, Riquelme *et al.* (2003) afirmaron que la actividad del SFA influyó en el alzamiento de los bloques de la Cordillera de la Costa, en la depositación de las Gravas de Atacama y en la formación de los valles tributarios de la cuenca del Río Copiapó.

Riquelme *et al.* (2003 y 2007) afirmaron que la evolución del paisaje durante el Cenozoico en gran parte de la Región de Atacama comenzó con un proceso de incisión a partir del desarrollo de sistemas de drenaje, reconocible entre la Precordillera y la Cordillera de la Costa por debajo de los rellenos de las Gravas de Atacama. Lo anterior indica un control hidrológico erosivo en ese período en donde se formaron gran parte de los valles actuales. Incluso los análisis de Riquelme *et al.* (2007) indican que entre las latitudes de Atacama y Antofagasta la Precordillera fue afectada por una denudación de gran magnitud luego de la fase tectónica Incaica (Eoceno – Oligoceno) en las que el sistema de Fallas de Domeyko (ubicado longitudinalmente y paralelo a la Precordillera de Atacama y Antofagasta) acomoda el profundo sistema de drenaje en los flancos de la Precordillera. Luego en el Mioceno (Temprano – Medio) progresivamente las Gravas de Atacama comenzaron a rellenar los canales de los sistemas de drenaje, indicando cambios en las condiciones geomorfológicas de estas latitudes. Este relleno otorgado por las Gravas de Atacama resulta en una serie de abanicos aluviales cuyos depósitos caracterizaron y modificaron el ambiente de fluvial a fluvial-aluvial (Figura 44).

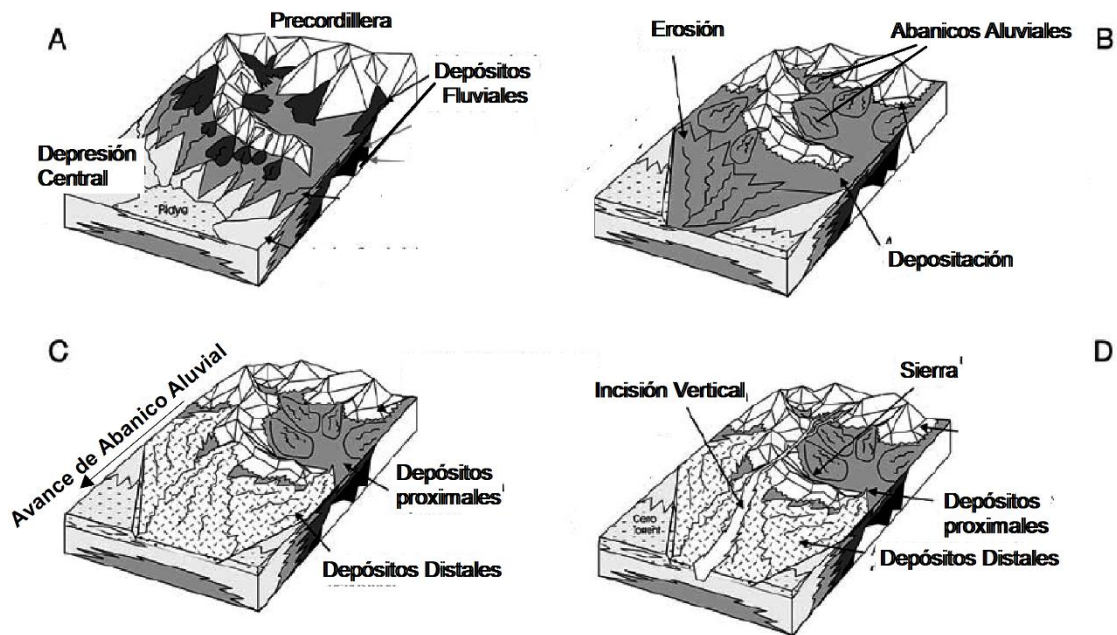


Figura 44: Evolución del paisaje durante el Neógeno al norte de la Región de Atacama. A) Relleno durante el Mioceno de los profundos sistemas de drenaje originados en el Oligoceno. B) Erosión del Mioceno en la Depresión Central en Precordillera. C) Deposición aluvial del Mioceno Superior sobre la Depresión Central. D) Incisión vertical aguas arriba de la Depresión Central ocurrida en el Mioceno Superior. Extraído y modificado de Riquelme *et al.* (2007).

Riquelme *et al.* (2003; 2007) propusieron dos fenómenos tectónicos para esta evolución geomorfológica; (1) El Sistema de Fallas de Atacama (SFA) y Sistema de Fallas de Domeyko (SFD) que controlaron la depositación de las Gravas de Atacama, donde el alzamiento relativo de la Cordillera de la Costa (influenciado por SFA) explicaría la capacidad de los ríos, al norte de la Región de Atacama, de disectar y causar incisión vertical en el antearco, y (2) explica que dicha incisión vertical en el antearco coincide con el alzamiento de la Puna y del Altiplano cuyo basculamiento resultó en una pendiente mucho mayor del antearco.

De lo anterior, los procesos de basculamiento en la zona de antearco, seguido del relleno por las Gravas de Atacama, dan origen y caracterizan al Pediplano de Atacama. Esta geoforma constituye una gran superficie en la Cordillera de la Costa donde Paskoff (1970) y Mortimer (1973) afirman sobre un régimen tectónico estable.

5.10 Contexto Hidrológico

La cuenca del río Copiapó se compone de 4 subcuencas; río Pulido, río Jorquera, río Copiapó Medio y río Copiapó Bajo. Tierra Amarilla se encuentra dentro de la subcuenca del río Copiapó Medio (DGA, 2004) (Figura 45). El río Copiapó se forma gracias a la confluencia de los ríos Jorquera y Pulido, y 2,5 km aguas abajo, se agrega el río Manflas. Según la DGA (2004), el río Pulido es el de mayor aporte debido a la existencia de ventisqueros en las cabeceras de los ríos Los Helados y Montosa (dos de sus afluentes). La subcuenca del río Jorquera tiene una superficie de 4.166 km², el río Pulido tiene alrededor de 2.033 km² y el río Manflas tiene 1.213 km². Paralelo a esto, en el tramo medio del río Copiapó, se encuentra el afluente correspondiente a la subcuenca Quebrada Paipote cuya superficie de drenaje presenta alrededor de 6.689 km², siendo la mayor área de captación para todo el tramo del río Copiapó, junto a un desnivel topográfico (cota) de 4.841 m. La superficie de la subcuenca río Copiapó Medio tiene un área de 2.958 km².

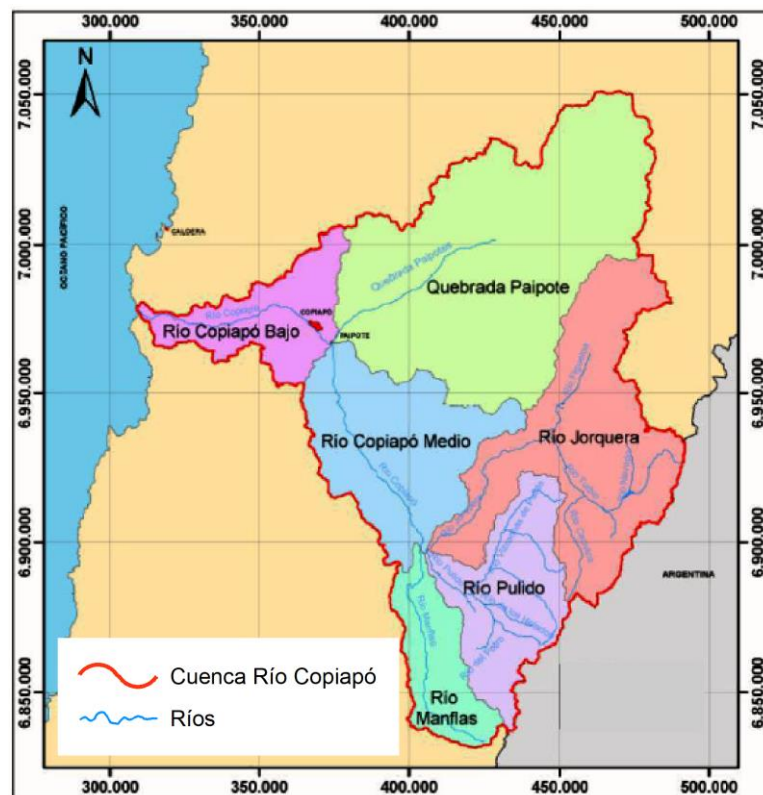


Figura 45: Mapa hidrográfico de la Cuenca Río Copiapó junto con sus subcuencas. Extraído de DGA (2004).

La subcuenca del río Copiapó Bajo cubre un área de 1.336 km², y no se reactiva frecuentemente debido al tipo de clima y su geomorfología; se encuentra cercana a la Cordillera de la Costa, posee un bajo desnivel topográfico (cota máxima 1.790 m). Dicha

subcuenca es receptora de sedimentos que provienen de las subcuencas Quebrada Paipote y río Copiapó Medio.

El río Copiapó tiene un régimen de caudal que es alimentado por precipitaciones y deshielos con un caudal promedio de 2,4 m³/s (medido en los años 1974 – 2005) pero que en la última década su promedio es inferior a 1 m³/s (Flores, 2020). En el sector alto de la cuenca, el río Copiapó se presenta mayormente encajonado y estrecho hasta llegar al sector de Paipote, en donde continúa con un escurrimiento recto con mayor amplitud lateral. Hacia la desembocadura del río Copiapó, el río se presenta con un tipo de cauce meandriforme a anastomosado. En el sector cordillerano y precordillerano de la cuenca hidrográfica del río Copiapó se destaca la existencia de rocas volcánicas, sedimentario-volcánico y plutónico e hipabisales por lo que la permeabilidad en este sector es muy baja. Además, se destacan dos direcciones predominantes de escurrimiento y circulación del drenaje; el primero que va en dirección SSW que corresponde a la subcuenca Quebrada Paipote, donde la mayor parte del tiempo se mantiene seco e inactivo y que discurre a través de un lecho sedimentario-volcánico del Paleógeno – Neógeno y sedimentario-volcánico del Cretácico de baja permeabilidad, hasta su confluencia con el río Copiapó (Arévalo, 2005; DGA, 2004). Por otro lado, existe un acuífero que se origina de las confluencias subterráneas de los ríos Manflas y Jorquera que unen en el sector Embalse Lautaro. El lecho por el cual escurren estas aguas subterráneas son rocas plutónicas del Paleozoico y rocas sedimentarias-volcánicas del Jurásico. Desde el sector del Embalse Lautaro el río Copiapó escurre en dirección NNW hasta la altura de la ciudad de Copiapó con profundidades freáticas que van desde los 11 a 53 m. La zona de la comuna de Tierra Amarilla y Copiapó, se destaca por una gran labor agrícola en donde el uso y extracción de aguas subterráneas es ampliamente utilizada para intenso uso agrícola (DGA, 2004). Cabe mencionar que el Embalse Lautaro, construido en 1939, tiene una capacidad de 40 Mm³, cuyo llenado depende del régimen de precipitaciones (DGA, 2018).

En términos generales, la cuenca del Río Copiapó se compone de 6 subcuencas las que contienen diversos cauces secundarios, quebradas (permanentes e intermitentes) y cursos de agua que alimentan el río Copiapó. Además, resulta relevante destacar que se alimenta de material sólido no consolidado que las quebradas (o accidentes topográficos) concentran. Entonces, en situaciones de precipitaciones intensas los cauces aumentan su caudal y, por consiguiente, su carga sedimentaria, ya que incorporan el material y su volumen es transportado aguas abajo.

Según Aguirre (1999) en el área urbana de Tierra Amarilla los materiales que constituyen el relleno sedimentario corresponden a depósitos no consolidados (gravas, gravas arenosas y arenas fluviales a fluvioaluviales) conformados por secuencias mayoritariamente permeables a semipermeables con continuos y extensos niveles estratificados. El basamento rocoso

indiferenciado está conformado por las rocas que constituyen los flancos (Fm. Punta del Cobre, Diorita La Brea, Grupo Chañarillo). Estos materiales, la mayoría impermeables presentan una permeabilidad secundaria local que se relaciona con la alteración y/o fracturamiento superficial los cuales poseen una baja o nula capacidad para almacenar o transportar el agua subterránea (Aguirre, 1999). Es importante mencionar que el área urbana de Tierra Amarilla, desde los 80 m, el subsuelo presenta secuencias alternadas de arcillas, limos y arenas saturadas de agua con buen potencial como acuífero (Figura 46)

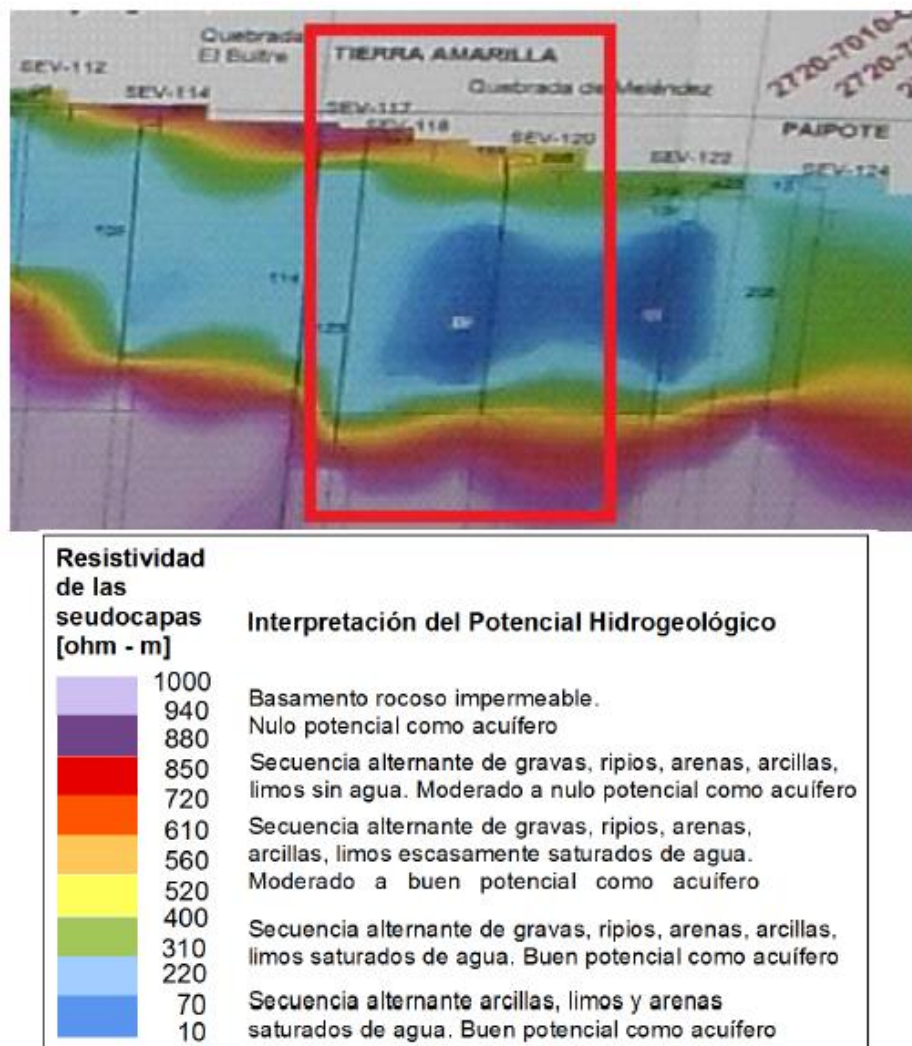


Figura 46: Extracto del Perfil Geoeléctrico que va desde el Embalse Lautaro hasta el sector Piedra Colgada. Valle del Río Copiapó. El rectángulo en color rojo indica el perímetro urbano de la comuna de Tierra Amarilla. Extraído de Aguirre (1999).

6 Metodología

La metodología utilizada en este trabajo se divide en tres etapas; (1) una etapa de gabinete, en donde se accedió a revisión bibliográfica general, mapas y documentos los cuales son fuente de información, (2) una etapa de terreno, en donde se visita el área de estudio para el levantamiento de información geomorfológica lo que está basado en técnicas de Geomorfología y Sedimentología usual y (3) una segunda etapa de gabinete de modo de redactar los resultados del trabajo en terreno, compendiarlo en el informe de tesis, así como confeccionar y digitalizar el mapa geomorfológico y sedimentológico, que plasme gráficamente el trabajo de terreno.

6.1 Etapa de gabinete I

Esta etapa previa al terreno consistió en recopilar antecedentes bibliográficos de la zona a estudiar, así como la información teórica que ilustre tanto geoformas como depósitos sedimentarios en zonas áridas, así como en el área de peligros geológicos. Se accede a información de tipo académica, científica, gubernamental y de variada índole que pueda aportar al conocimiento del tema de investigación. Con ello, se obtuvo información teórica relevante en cuanto a geología y geomorfología del sector, informes e investigación de eventos de remoción en masa nacional y regional y su origen, registros históricos y antecedentes con énfasis en el área de estudio. En términos concretos se realizó una selección de artículos científicos, académicos (tesis) y de tipo geológicos en general (cartas, mapas, etc.) que contribuyeron teóricamente a la investigación.

6.2 Etapa de terreno

Esta etapa se realizó en 15 jornadas de trabajo en el área de estudio, y consistió en trabajo de campo, en el cual se mapearon y se caracterizaron los depósitos asociados a cada geoforma y las distintas unidades sedimentológicas con sus respectivas descripciones texturales, composicionales, relaciones de contacto, espesores, etc. Además, se definieron las diferentes geoformas ya sea de tipo agradacional o erosivas, y según su origen (fluvial, aluvial, gravitacional o antrópica); se dibujaron, describieron y georreferenciaron en el mapa igualmente. Se visitó cada unidad en locomoción vehicular y a pie, se cerraron las unidades con las observaciones del plano en gabinete y se constataron los contactos en terreno. Se tomó apuntes en terreno, se realizaron esquemas, se levantaron columnas estratigráficas y se tomaron fotografías de respaldo visual como es usual en este tipo de trabajos.

Insumos utilizados: GPS Garmin (para la ubicación exacta de los puntos), libreta geológica, lápiz de pasta, grafito y lápices de colores. Martillo geológico, cincel y bolsa de muestras; lupa rayador y disolución de ácido clorhídrico al 5%.

6.3 Etapa de gabinete II

Una vez finalizado las salidas a terreno, se procedió a consolidar la información, es decir, se ordenó y compiló en el presente documento, información, fotografías, esquemas relevantes, entre otros aspectos asociados a las salidas de campo con el motivo de compatibilizar y reconocer lo visto en terreno. En este sentido, con la utilización del *software* Google Earth Pro, se procedió a reconocer y visualizar los principales elementos geomorfológicos del área (quebradas, sierras, ubicación del río, etc.) previamente visitados para proporcionar datos como la elevación y pendiente del terreno en porcentajes, distancias y longitudes. Se digitalizó, además, los diversos mapas con información relevante observada en terreno: un mapa geomorfológico (Datum WG84, zona 19S y escala 1:17.000) y sedimentológico con todas las geoformas y depósitos sedimentarios presentes en el área de estudio y se elaboró un mapa de peligrosidad y riesgos geológicos con la información recabada. Todo esto, mediante la herramienta ArcMap del software ESRI-ArcGis 10.8 y SAS Planet donde se desplegó la información sedimentológica, geomorfológica y asociada a riesgos geológicos respectivamente.

Para el caso del mapa de peligrosidad geológica relacionado a la amenaza por remociones en masa e inundaciones, se mapearon quebradas, acarcavamientos, zonas de grandes acumulaciones de sedimentos, zonas de estrechamiento del río, etc., para reconocer si estas unidades constituyen peligro y, con ello, definir zonas de mayor y menor riesgo.

Se definieron 4 niveles de peligrosidad representadas por colores en el mapa:

- **Muy Alta:** formaciones con alta capacidad de activar procesos peligrosos rápidamente en caso de precipitaciones intensas en la zona. Áreas que se han delimitado bajo un perímetro de seguridad debido a que ya han experimentado un peligro.
- **Alto:** áreas de generación de desprendimientos (en base a evidencias actuales) y/o remociones en masa de tipo flujos, ya sea en laderas con alta pendiente o zonas llanas y que posean la capacidad de activarse progresivamente en caso de precipitaciones intensas. Zonas con alta probabilidad de generar remociones en masa.
- **Medio:** Áreas de depósito. Zonas con alta probabilidad de ser cubiertas por depósitos de remociones en masa (desprendimientos, deslizamientos y flujos) y que posean evidencias y un registro de estos peligros geológicos. Se integran también las laderas de mediana pendiente.

- **Bajo:** zonas que presentan baja probabilidad de generación y depositación de remociones en masa. Zonas con escasas evidencias de peligros geológicos y superficies de baja pendiente. Se integran en este grado formas casi inactivas.

Finalmente, se complementaron datos proporcionados por SERNAGEOMIN (2015, 2017) relacionados a las alturas de inundación y áreas afectadas por el aluvión (observado en terreno) para su verificación en terreno y posterior creación de mapas de altura de inundación de los sectores afectados por el evento de remoción en masa del año 2015 y 2017.

7 RESULTADOS

Mapeo geomorfológico de la comuna de Tierra Amarilla, Atacama Chile

7.1 Basamento y Sustrato

El sustrato está descrito en dos cartas: (1) Carta Copiapó y Carta Los Loros de Arévalo (2005). Este se encuentra conformado por un dominio intrusivo en el flanco oeste constituidos por los plutones Diorita La Brea (123 – 117 Ma), Monzodiorita San Gregorio (111 Ma) y Microgranitos de cuerpos tabulares, sills y stocks (110 Ma) y Fm. Punta del Cobre (Valanginiano Inferior). En el flanco este, mayoritariamente dominan la Fm. Abundancia (Valanginiano Superior), Fm, Nantoco (Hauteriviano) y Fm Pabellón (Barremiano Superior – Aptiano), pertenecientes al Grupo Chañarcillo.

7.2 Modelado Morfoestructural

El área de estudio se encuentra ubicado, de Este a Oeste, entre la Precordillera y la Cordillera de la Costa, con un paisaje totalmente dominado por un valle transversal caracterizado por cordones montañosos de distintas elevaciones y un encajonado río Copiapó, el cual cruza el poblado de Tierra Amarilla. El río incide y corta los principales relieves y cordones montañosos con una dirección preferente NNW, de cordillera hacia la costa, sin embargo, en el área de estudio, el cauce del río tiene una dirección Norte y un desarrollo de quebradas que desembocan en el cauce principal (Figura 47 y 48). Las principales quebradas son 2; Quebrada Meléndez (al Este) y Quebrada El Buitre (al Oeste). La Quebrada Meléndez es la de mayor longitud (aproximadamente 11 km.) se angosta aguas arriba con un avanzado encajonamiento fluvial y con una pendiente aproximada de 15° (Bucarey, 2018). Cabe destacar que, a escala regional este sector es el límite entre la Precordillera y la Cordillera de la Costa y se encuentran antiguas estructuras representadas por fallas normales nombrada como Despegue Punta del Cobre y más al norte, fuera del área de estudio, se encuentran estructuras de alto y bajo ángulo pertenecientes a la Faja Plegada y Corrida de Paipote ligados al Sistema de Fallas de Atacama (Arévalo, 2005).



Figura 47: Principales quebradas y sierras del Sector Norte del área de estudio. Líneas verdes oscuro corresponden a incisiones en laderas y línea verde claro, las quebradas que circundan el área. En amarillo, el perímetro urbanizado.

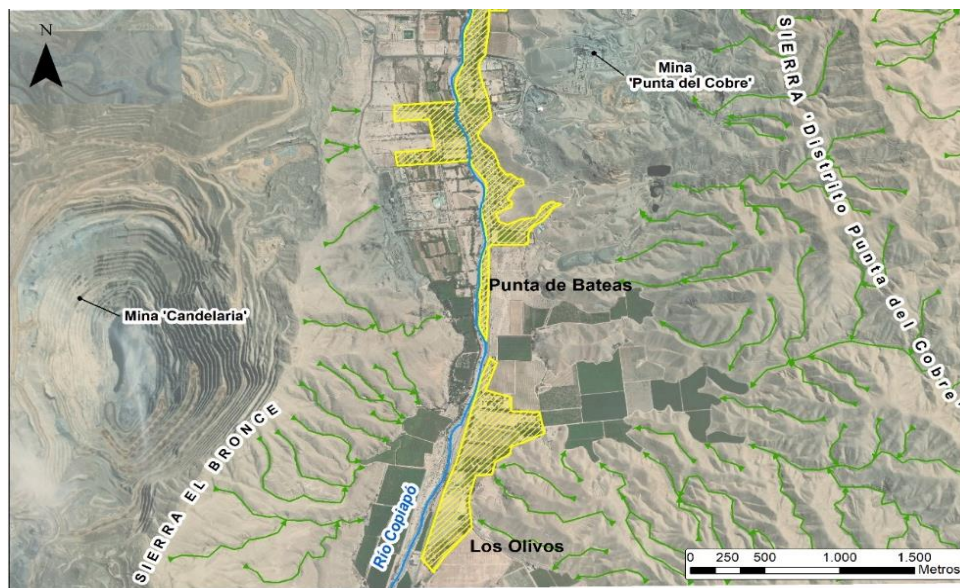


Figura 48: Principales sierras y sectores relevantes del área de estudio, Sector Sur. En color verde oscuro están delimitadas las incisiones en laderas y en amarillo se demarca el perímetro urbano.

Los relieves que dominan son cordones irregulares que bordean la ciudad con elevaciones que van entre los 650 y 1200 m.s.n.m., los que son las sierras Granate, El Bronce y "Distrito Punta del Cobre" (Figura 49). Existen dos dominios identificables; uno mayoritariamente intrusivo, caracterizado por rocas ígneas de la Formación Diorita La Brea (Cretácico Inferior) situado al flanco oeste del río, y otro dominio constituido en su mayoría por rocas estratificadas (secuencias sedimentarias marinas) representadas por Formación Nantoco y Abundancia (ambas del Cretácico Inferior) aunque también se destaca la presencia de lavas de la Formación Punta del Cobre (Jurásico Superior – Cretácico Inferior).

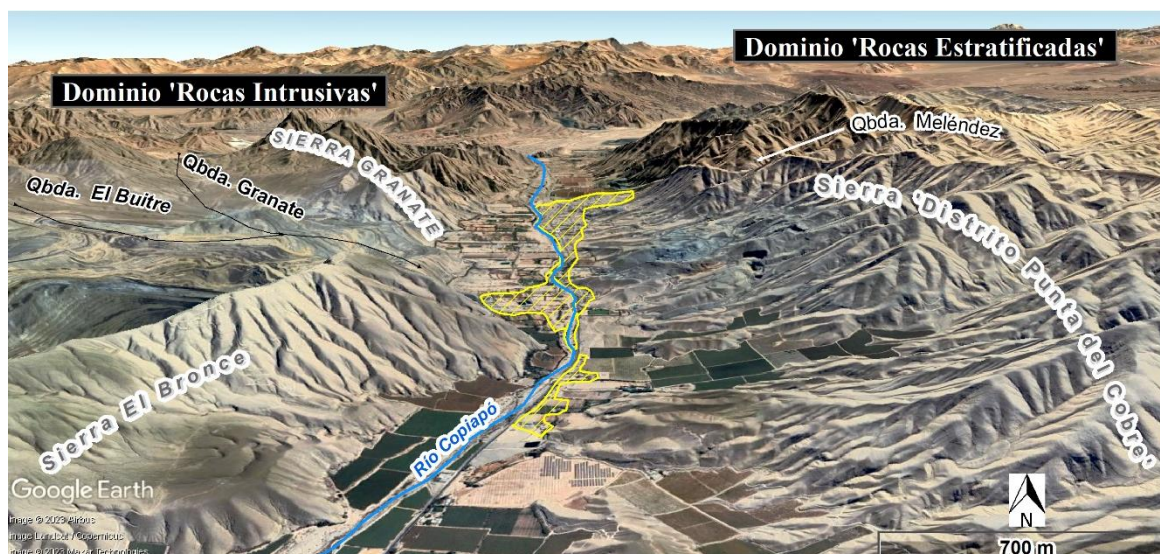


Figura 49: Principales relieves y quebradas del área de estudio y separando en dos dominios el sector; al oeste, por la presencia mayoritaria de rocas intrusivas y al este por rocas estratificadas. En color amarillo se encuentran las edificaciones urbanas. (Modificado de Google Earth Pro).

Al costado de la Sierra "Distrito Punta del Cobre", noreste del área de estudio, discurre la Quebrada Meléndez (conocida popularmente como quebrada Agua Amarilla) que da lugar a un aporte hídrico y detrítico al río Copiapó en caso de eventos extremos de precipitación, además de construir un abanico aluvial en su desembocadura el cual alberga a la población Luis Uribe. La quebrada Meléndez, dentro del área de estudio, está delimitada en ambos flancos por la sierra "Distrito Punta del Cobre" cuyas rocas afloran y pertenecen a la Formación Punta del Cobre (Jurásico Superior), ésta es cruzada por una falla normal y hacia la desembocadura de la quebrada, le sigue el emplazamiento de los depósitos de las Gravas de Atacama (Neógeno) bordeando el abanico aluvial. En el flanco oeste del río, entre las sierras Granate y El Bronce se encuentra la Quebrada El Buitre, naciente en la cota 1100 m.s.n.m., y la Quebrada Granate, naciente en la cota 730 m.s.n.m., cuyas incisiones se interceptan y decantan sus depósitos al cauce del río Copiapó cerca de los 510 m.s.n.m. con una pendiente de 4%. Ambas quebradas son expresiones geomorfológicas fluviales muy marcadas que reflejan la formación de una red hidrográfica local que tributa al río Copiapó de manera perpendicular al valle. Esto, sumado a las pequeñas incisiones de laderas y quebradas secundarias, que erosionan linealmente el sustrato rocoso y desembocan a zonas más estables y niveladas; articulando y modificando también formas superficiales como abanicos aluviales, depósitos de quebradas y la llanura de inundación, aportando de manera intermitente, materiales al cauce principal del río Copiapó (Figura 50 y 51). El río Copiapó, dentro del área de estudio, incide profundamente las principales geoformas en dirección N, y a escala regional lo hace en dirección NW.



Figura 50: Vista general hacia el NW con los principales elementos geomorfológicos en el sector norte del área de estudio (modificado de Google Earth Pro).



Figura 51: Vista general hacia el SW destacando la red hidrográfica local y principales relieves. En color amarillo el casco urbano (Modificado de Google Earth Pro).

En ambos márgenes del río se tiene una llanura de inundación con una anchura promedio de 900 metros, sin embargo, hacia el extremo sur del área de estudio se angosta hasta tener alrededor de 300 a 400 m de ancho. La presencia de abanicos aluviales antiguos (depósitos de Gravas de Atacama) complementan los bordes de las laderas hacia el flanco este del río. A lo largo de casi toda la Sierra "Distrito Punta del Cobre" se registra una marcada arista de interfluvio, hacia gran parte de la ladera este del casco urbano de Tierra Amarilla, con un gradual aumento de norte a sur en sus elevaciones (750 a 1000 m.s.n.m.), esta misma sierra es

atravesada por una falla normal que deja expuesto el bloque colgante lo que se refleja en sus altas elevaciones (Figura 52).

Hacia el oeste, se encuentran una de las principales ramas orientales del Sistema de Fallas de Atacama; Falla Lar y Falla San Gregorio (fuera del área de estudio) que cortan por completo a la Quebrada El Buitre y que generó el emplazamiento de las serranías casi en dirección norte-sur en esta zona. Las evidencias a excepción de las facetas triangulares que se mapearon y cartografiaron en la zona de Copiapó en el trabajo de Larrondo (2017), no se ha observado ninguna otra evidencia que indique una tectónica reciente y levantamiento de los relieves durante el Cuaternario. Es importante destacar que el Sistema de Fallas de Atacama fue un facilitador para el emplazamiento de intrusivos a nivel regional (Arévalo, 2005), y que es característico del flanco oeste del cauce principal (Dominio intrusivo). La expresión geomorfológica en general es irregular y su principal característica es el encajamiento de la red fluvial y formación de quebradas laterales al valle principal y dirección preferente N-S y NW-SE, respectivamente. Las direcciones de carácter regional del Sistema de Fallas de Atacama posiblemente han activado y controlado la formación de estas quebradas en tiempos geológicos recientes (Qda. El Buitre, Qda. Granate y Qda. Meléndez) y han contribuido al alzamiento tectónico de esta zona.



Figura 52: Visión general hacia el este. Destacando en línea segmentada de color amarillo la marcada arista interfluvial de la Sierra "Distrito Punta del Cobre". En color rojo el trazado de una falla normal del sector. Geformas más comunes y representativas del área de estudio (Modificado de Google Earth Pro).

7.3 Modelado Morfogenético

Se realiza una descripción de las formas representadas en el mapa geomorfológico. En el área de estudio destacan las formas fluviales, aluviales y gravitacionales características de un valle transversal en el Norte Chico de Chile.

7.3.1 Formas fluviales y aluviales

En estas formaciones se identifican rasgos erosivos como las incisiones lineales y deposicionales como el fondo de valle, terraza fluvial, la llanura de inundación, fondo de quebrada, abanicos aluviales (actuales y antiguos).

Se destaca entre las formas de erosión; la incisión lineal, que se desarrolla en todas las laderas de la zona de estudio donde el relieve es bastante pronunciado. Sus longitudes son variables y se caracterizan en general por tener un aspecto dendrítico cuyas incisiones se interceptan con las de mayor magnitud o directamente con las quebradas principales (El Buitre, Granate y Meléndez). Los canales de las incisiones se encajonan en el sustrato rocoso y en ocasiones, en abanicos aluviales (Figura 53). Las incisiones sobre los abanicos aluviales antiguos carecen de definición y gradualmente pierden presencia a medida que la pendiente decrece. En el sector de la Quebrada El Buitre y Granate, al poseer una menor pendiente (alrededor de 10°), las incisiones son menos encajonadas y pronunciadas, pero contienen mayor superficie de acumulación, es decir, contiene mayor expansión para albergar y transportar material. Hacia la desembocadura de la quebrada Granate y El Buitre, este sector está fuertemente intervenido debido a la activa labor minera que desarrolla Mina Candelaria acumulando residuos mineros y construyendo caminos para el transporte relacionado a su industria. Hacia el este de la zona de estudio, la Quebrada Meléndez posee una mayor longitud (cercano a los 11 km.) y mayor pendiente (promedio de 15° visualizado mediante perfil de elevación de Google Earth Pro) con un encajonamiento marcado como fondo de quebrada principal. En las laderas se desarrolla un conjunto de incisiones de pequeña envergadura y canales secundarios bien definidos en donde la mayoría tributa a este fondo de quebrada (Figura 54). Tanto las incisiones superficiales como los canales de fondo de quebrada solo se activan en momentos de extrema precipitación, ya que la mayor parte del tiempo estas incisiones están inactivas.



Figura 53: Incisiones lineales (en color verde) sobre el sustrato rocoso de la Sierra "Distrito Punta del Cobre" (Fm. Punta del Cobre) y presencia de abanicos aluviales antiguos (Gravas de Atacama).

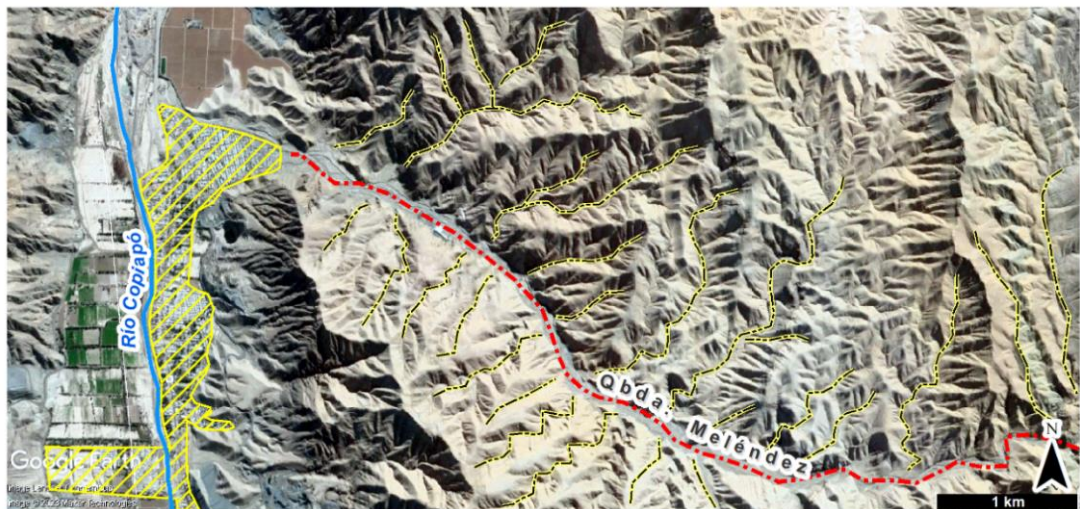


Figura 54: Visión general del sector NE del área de estudio. En línea segmentada color rojo se identifica la Quebrada Meléndez. En línea segmentada de color negro/amarillo, las incisiones lineales del relieve. En achurado amarillo, el conjunto urbano perteneciente a la Población Luis Uribe. Modificado de Google Earth Pro.

En cuanto a las formas fluviales y aluviales, se destaca la llanura de inundación del río Copiapó, superficie mayormente plana y de mayor magnitud en donde se emplaza el desarrollo urbano de la comuna de Tierra Amarilla y la mayor cantidad de población (Figura 55). La llanura de inundación se extiende hacia ambos márgenes del cauce principal y la separación con el cauce lo confirma un escarpe fluvial artificial construido a modo de defensa, con alturas que van desde los 1,50 a los 2,80 m (Figura 56). En cuanto a la inclinación de la llanura, es menor ya que es una superficie generalmente plana y varía entre 1 a 4% en promedio (medición vía Google Earth Pro). Posee una inclinación muy suave hacia el N (en dirección del valle) y como consecuencia su cota disminuye gradualmente desde los 536 a los 480 msnm. Su

superficie total es alrededor de 16 km^2 y su anchura varía entre los 700 y los 950 m y tiene un mayor desarrollo y extensión hacia el flanco W del río y hacia el flanco E es donde posee una mayor densidad urbana. La llanura de inundación se articula morfológicamente con las unidades: terraza fluvial, fondo de quebradas y abanicos aluviales antiguos y actuales. Dicha superficie además recibe aportes de las principales quebradas laterales (El Buitre, Granate y Meléndez) y de canales secundarios e incisiones lineales que se activan solo en momentos episódicos de precipitación. Históricamente esta unidad geomorfológica está cíclicamente siendo sometida a una agradación vertical producto de desbordes y crecidas del río Copiapó y de aportes de flujo de sedimentos provenientes de la Quebrada Carrizalillo (confluente del río Copiapó 6 km aguas arriba, en dirección SSE) tal como el evento hidrometeorológico reciente del 2015 y 2017. Debido a lo anterior, la llanura de inundación es una zona de acumulación de sedimentos y tránsito de flujos de detritos y/o de barro producto de eventos extremos de precipitación en la región. La avenida cíclica de eventos aluvionales provenientes de la Quebrada Carrizalillo y quebradas adyacentes a la llanura de inundación tiende a rellenar progresivamente esta unidad geomorfológica y en cada episodio este proceso tiende a aumentar verticalmente el espesor de la llanura. En el caso del aumento del caudal del río, es posible que la llanura experimente una erosión lateral, sin embargo, a juzgar y comparar la anchura del cauce y de la llanura, existe una mayor tendencia a la ocurrencia de episodios aluvionales por sobre el aumento del caudal del río y su acción erosiva. Según Larrondo (2017) es posible que este último fenómeno sea agravado por el represamiento del sistema de aguas por la construcción del Tranque Lautaro en el año 1939.



Figura 55: Vista hacia el N de la llanura de inundación y el emplazamiento mayoritario de población.



Figura 56: Escarpe fluvial y límite entre el cauce principal y la llanura de inundación en el sector sur del área de estudio.

En cuanto a los abanicos aluviales antiguos (Gravas de Atacama) de casi toda el área de estudio se observan una serie de pequeñas grietas alargadas perpendicular al valle, con formas de surcos acanalados, de muy baja profundidad que siguen el desnivel y que se activan preferentemente solo en momentos de escorrentía superficial (canales esporádicos de agua) (Figura 57). Estos acarcavamientos son producto de la erosión al pie del abanico donde la superficie tiene muy baja consolidación.

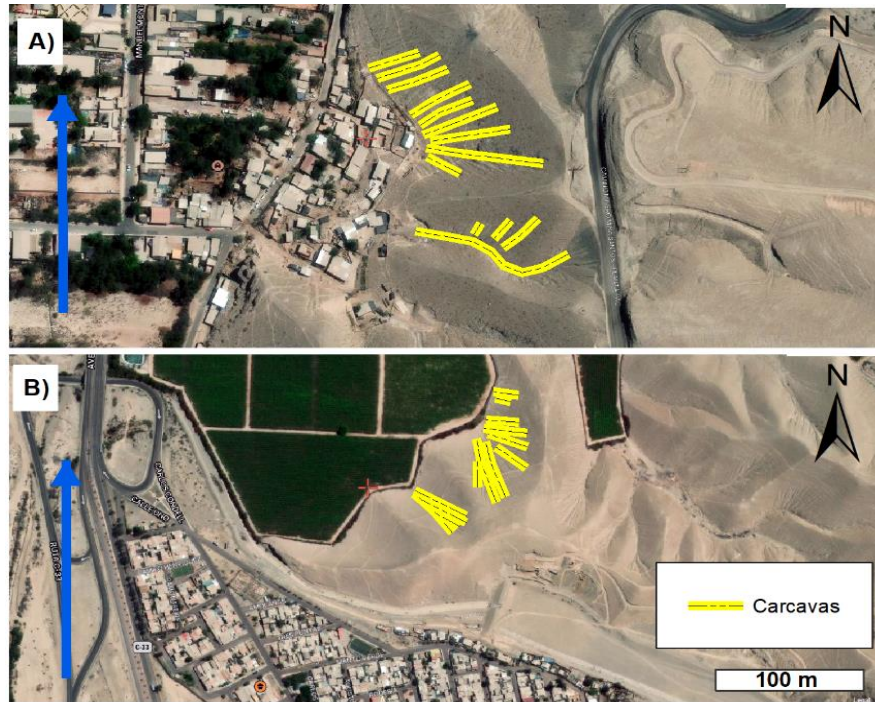


Figura 57: Imagen satelital de dos sectores del área de estudio. A) Sector sur. B) Sector norte (población Luis Uribe). Ambos sectores y en ambas formas (abanicos aluviales antiguos) se observa la generación de cárcavas (línea amarilla). La línea azul indica la dirección del río. Extraído y modificado de Google Earth Pro.

La mayoría de los abanicos antiguos se ubican sobre el piedemonte de los relieves (Figura 58), cubriendo el sustrato rocoso, a lo largo de casi todo el borde oriental de la zona de estudio y se forman a partir de los aportes sedimentarios de quebradas y de varios canales que conforman la red hidrográfica. En general de pequeñas dimensiones (0,1 a 0,3 km^2), poseen una forma cóncava característica y una geometría a veces irregular con algunas ramificaciones probablemente debido a un dismantelamiento por agentes erosivos como el sistema de drenaje, incisiones lineales, acarcavamientos, y formas que tienden a encajar y/o desmembrar tal como sucede sobre la llanura de inundación y los fondos de quebrada. Su ápice se localiza a una distancia que va entre los 600 y 800 m desde su borde distal. Algunas de estas formas son utilizadas para establecer un límite natural entre los residuos mineros y la población y/o actividades agrícolas típicas del sector (viñedos y plantaciones de hortalizas).

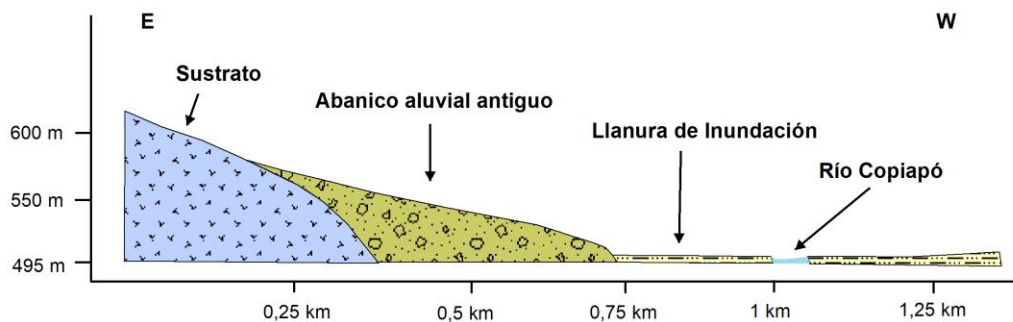
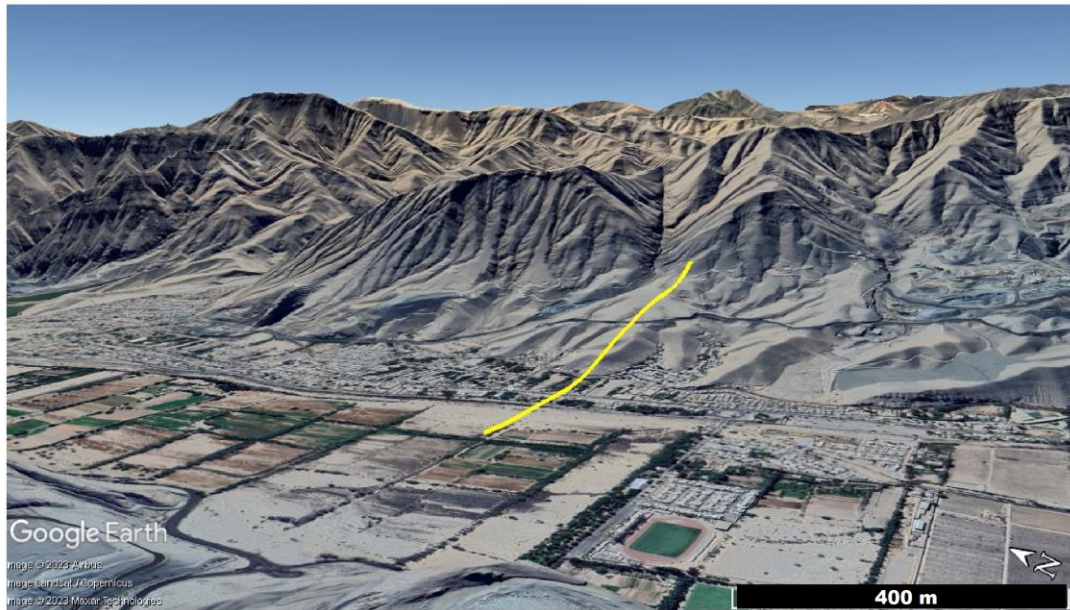


Figura 58: Vista hacia el E y en línea amarilla un trazado para visualizar un perfil esquemático geomorfológico donde se muestran las siguientes unidades; sustrato, abanico aluvial antiguo, llanura de inundación y el cauce del Río Copiapó.

En estos abanicos sus bordes distales aparecen colgados con una altura que va entre los 10 y 15 m desarrollando un escarpe con respecto de las formas más recientes, y casi al pie de sus bordes, aparece la llanura de inundación. Cabe señalar que, en muchos casos, el borde escarpado sufre modificación por acción antrópica relacionado a la construcción habitacional.

En el caso del abanico actual que se encuentra en población Luis Uribe, su ápice se localiza en la Quebrada Meléndez, en la cota 560 msnm, la zona de transición alberga totalmente a la población Luis Uribe y su borde distal ha sido intervenido perimetralmente con una obra civil donde construyeron una pared de bloque cementada (Figura 59 y 60) de altura 4,50 m, en su cara más alta, y de 1,20 m en sus bordes más lejanos con una longitud total de 515 m de largo. Este abanico aluvial actual recibe aportes de quebradas secundarias e incisiones que se conectan a la Quebrada Meléndez (quebrada principal) en su recorrido aguas abajo.



Figura 59: Imagen satelital de la unidad geomorfológica Abanico Aluvial Actual (superficie cubierta de color celeste). En línea continua de color rojo, está construido el muro (borde distal del abanico) en la cota 486 msnm (Modificado de Google Earth Pro).



Figura 60: Fotografía panorámica del muro (obra civil) construido en el borde distal del abanico aluvial actual, sobre la cual está emplazada la población Luis Uribe.

La mayoría de las superficies de los abanicos experimentan un progresivo ensanchamiento hacia la llanura de inundación, además de generar un incipiente aterrazamiento o una pequeña llanura en su misma superficie, probablemente generada por la meteorización y acción erosiva de precipitaciones y vientos, y están disectadas por incisiones de escasa profundidad. Visto de perfil, se destacan incisiones más profundas o cárcavas (regueros rectilíneos), como las mencionadas anteriormente, que desarrollan fondos de quebrada delimitadas por estos mismos cuerpos sedimentarios. Cabe resaltar que todas estas quebradas e incisiones se activan al momento de presentarse un evento de precipitación en la zona ya que recogen el agua de la

escorrentía superficial, las vierten hacia la llanura de inundación y podrían generar inundaciones puntuales en zonas más bajas. Los abanicos aluviales antiguos, en ese sector corresponden, según Arévalo (2005) y Mortimer (1973), a las unidades de la pediplanicie de Atacama denominadas Gravas de Atacama (Mioceno medio), cuya acumulación sedimentaria obedece a una dinámica entre procesos fluviales, aluviales y coluviales de redes hidrográficas antiguas.

Por otro lado, las características geomorfológicas de las quebradas representan un peligro geológico para el área de estudio, es decir, para el sector urbano de Tierra Amarilla, a pesar de que generalmente están poco activas, en momentos de precipitaciones extremas o persistentes, pueden tomar un rol más protagónico y desarrollar avenidas de material y encauzarlo hacia diferentes puntos de la llanura de inundación en donde habita gran cantidad de la población de la comuna. Las principales características se detallan a continuación:

1. **Quebrada El Buitre:** Ubicada en el sector poniente del área de estudio. Nace en la cota 1.110 msnm aproximadamente y tiene una longitud de 6,63 km con una pendiente promedio de 9,8%. Posee quebradas secundarias que aportan material al cauce. El fondo de quebrada alcanza una amplitud máxima de alrededor de 240 m antes de llegar a la confluencia con la Quebrada Granate.
2. **Quebrada Granate:** Nace en la cota 826 msnm y tiene una longitud de 3,4 km con una pendiente promedio de 7,4%. Este sector presenta una alta densidad de surcos de erosión e incisiones lineales más algunas quebradas pequeñas que tributan al cauce y aportan material, en momentos de activación, hasta incorporarse a Quebrada El Buitre en torno a los 590 msnm (la llanura de inundación está cerca de los 490 msnm). El fondo de quebrada tiene un ancho menor, cercano a los 15 m cuya anchura se va engrosando a medida que se incorpora a la Quebrada El Buitre. Esta quebrada se encuentra en el sector poniente del área de estudio.

Cabe resaltar que en pleno sector de la desembocadura de estas quebradas ocurre un angostamiento general y además se desarrollan activamente labores asociadas a la industria de la gran minería (Mina Candelaria) el cual existen construcciones asociadas a procesos de producción y procesamiento de mineral, ocupando una superficie cercana las 114 hectáreas en que se encuentran construcciones, plantas mineras, caminos y espacios destinados para acumulación de residuos mineros. Es en este sector donde el fondo de quebrada presenta un ancho cercano a los 50 m.

3. **Quebrada Meléndez:** se encuentra en el sector oriente de la zona de estudio y discurre en sentido SE – NW. Esta quebrada se presenta bastante encajonada desde su nacimiento y posee una longitud aproximada de 11 km con una pendiente promedio de 15%, y cuya cabecera se encuentra alrededor de los 1384 msnm. Es la quebrada de mayor longitud, la cual tiene una gran densidad de afluentes representados por incisiones lineales, la cual están labradas directamente sobre el sustrato rocoso y quebradas secundarias de tipo dendrítico provenientes de relieves adyacentes, cuyas alturas bordean desde los 600 a 900 m, que tributan a su cauce. Presenta anchuras de 30 m, llegando hasta los 160 m. Esta quebrada desemboca en un abanico aluvial en cuya superficie se encuentra emplazada la población Luis Uribe. En este sector de la desembocadura, se construyó una obra de mitigación (piscina aluvional) con el objetivo de contener una potencial activación de esta quebrada, con defensas laterales que tienen alturas de 10 m y una longitud casi rectilínea de aproximadamente 650 m (Figura 61). Por lo tanto, en cada evento aluvional el material discurre por la pendiente canalizando todo el material hacia esta obra hidráulica.



Figura 61: A) Imagen satelital del sector población Luis Uribe y la ubicación de obra de mitigación: Piscina Aluvional. B) Imagen editada destacando la ubicación del Abanico aluvial antiguo, Abanico aluvial actual (población Luis Uribe), la desembocadura de la Quebrada Meléndez (línea discontinua de color rojo) y la superficie de la piscina aluvional (color celeste). Modificado de Google Earth Pro.

El fondo de valle corresponde a depósitos que se forman gracias a los aportes intermitentes del río Copiapó, que la gran mayoría del tiempo permanece inactivo y solo se activa en momentos de crecidas estivales o en episodios de precipitaciones extremas y/o tormentas. Son formas que presentan un mayor desarrollo en comparación a quebradas e incisiones lineales ya que obedece a una dinámica fluvial que acumula sedimentos gracias a un encajonamiento superficial producto de la erosión del sustrato. El área de estudio es cruzada en su totalidad por el cauce del río Copiapó (de sur a norte) el cual su ancho varía de 25 a 70 m y tiene un marcado carácter rectilíneo que está delimitado lateralmente por la llanura de inundación (Figura 62).

Al extremo sur del área de estudio se presenta una sección topográfica más angosta, es decir, la sierra El Bronce, por el flanco izquierdo y los abanicos aluviales antiguos, por el flanco derecho, los que tienden a angostar y a restarle superficie a la llanura de inundación, quedando el cauce restringido entre los escarpes de la sierra y la llanura de inundación, la cual en este sector se estrecha generalizadamente hasta cerca de los 400 m (Figura 63). Esta geoforma, sólo en tramos, presenta pequeños canales secundarios producto de la acción preferente de circulación de la escorrentía en momentos de precipitaciones moderadas a altas y avenidas estivales. La anchura de estos canales es baja (1 a 2 m) al igual que su profundidad (< 1m) y no son cartografiables.



Figura 62: Río Copiapó en el sector rotonda de Tierra Amarilla (Centro del área de estudio).



Figura 63: Vista general hacia el sur del sector meridional del área de estudio y en donde se presenta el angostamiento de la llanura de inundación por parte de la Sierra "El Bronce" y de las ramificaciones de los abanicos aluviales antiguos. En línea de color azul, se identifica el Río Copiapó. Modificado de Google Earth Pro.

Otra forma depósito son las terrazas; fluvial y aluvial, que se alojan en diferentes niveles topográficos una de otra. La terraza fluvial aparece marcada en el sector norte del área de estudio, en la cota 470 msnm, contigua al margen del cauce principal, es de naturaleza agradacional y encajonada (Figura 64), en partes se presenta simétrica y en otras asimétrica.

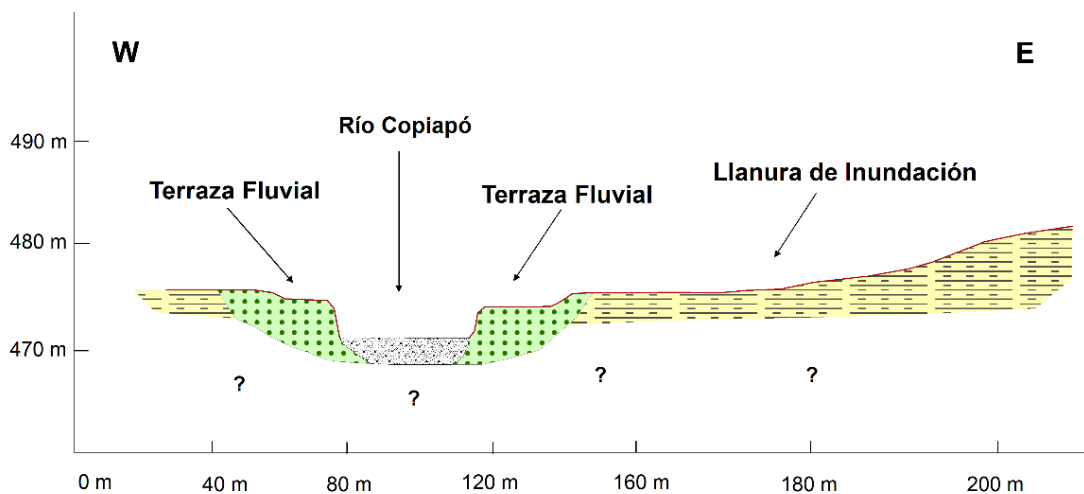


Figura 64: Corte Geomorfológico esquemático transversal al río Copiapó exponiendo las unidades de Terraza fluvial y Llanura de inundación. Sector Norte del área de estudio.

En el sector de la rotonda (Calle Ojancos, centro del área de estudio) la superficie que define el techo de la terraza aparece cubierta por acumulaciones antrópicas de eventos aluvionales recientes y por rellenos tipo escombros. En general el techo de las terrazas está por encima del trazado de río entre 2 a 4 m y el gradiente topográfico es similar al de la llanura de inundación (alrededor de 4°) en dirección del valle (N-S) lo que gradualmente disminuye la cota

topográfica en esta dirección, tanto del cauce, terraza y llanura de inundación. En la salida norte de la comuna de Tierra Amarilla gran parte de las superficies de las terrazas fluviales son actualmente objeto de extracción de áridos y por consecuencia son destruidas por esta labor. Estas formas al ser desmoronadas crean un ambiente el cual es poco probable que se reconozca su dinámica fluvial y topográfica propiciando un complejo de acumulaciones que son objeto de posibles remociones en masa, ya que constantemente todas las unidades geomorfológicas laterales al cauce están siendo excavadas. En el sector meridional del área de estudio la superficie de la terraza fluvial queda bastante cubierta por sedimentos finos de la llanura de inundación, materiales aluvionales recientes y por labores antrópicas asociadas a movimientos de tierra por lo que tiende a no quedar expuesta. En general es de pequeña extensión, su exposición es intermitente, en algunos tramos no se describen terrazas fluviales y hacia los flancos este y oeste rápidamente pierde identidad dando lugar a la llanura de inundación.

La terraza aluvial está presente en la Quebrada Meléndez a los 560 msnm, de naturaleza agradacional y su génesis responde a procesos aluviales de aportes provenientes de quebradas secundarias adyacentes en momentos de precipitaciones episódicas y es cuando toma el carácter de activa.

Por otro lado, teniendo como base al DEM del sector de estudio es posible un análisis de la red de drenaje la cual se caracteriza por tener un sistema de canales de tipo dendrítico, transversales al valle en dirección E-W conectados, la mayoría, con las quebradas secundarias de las sierras de ambos flancos del cauce (Sierra El Bronce, Granate y Distrito Punta del Cobre) y a las quebradas principales (Meléndez, Granate y El Buitre) (Figura 65). Se evidencia que la Sierra "Distrito Punta del Cobre", actúa como factor preponderante en el drenaje hacia la llanura de inundación, privilegiando sectores del centro y sur del área de estudio para el desagüe directo e inundaciones someras en casos de intensas precipitaciones. En esta misma línea, se observa una densidad considerable de canalización en donde la Quebrada Meléndez colectaría y captaría una cantidad importante de flujos en caso de eventos hidrometeorológicos importantes. En general la red de hidrografía local se dirige de manera perpendicular al cauce principal para el sistema de canalización de flujos.

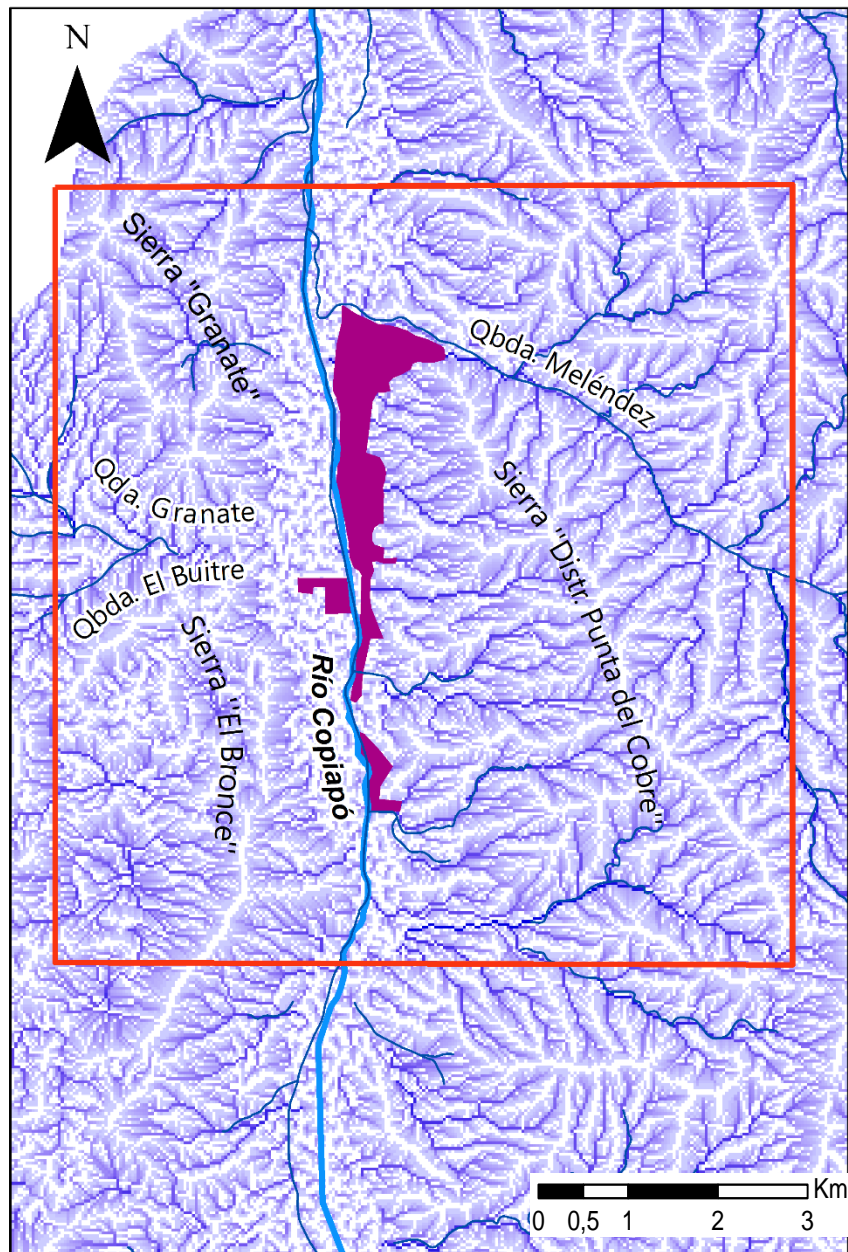


Figura 65: Reconstrucción de la red de drenaje del área de estudio en base al DEM. Se observa una mayor densidad de canalización (quebradas e incisiones) hacia el oriente, en donde la Sierra "Distrito Punta del Cobre" actúa como zona naciente de circulación del drenaje. La Quebrada Meléndez posee una magnitud considerable de redes de drenaje, producto de quebradas adyacentes. La superficie urbana está delimitada de color morado (geoprocesado con ArcGis 10.8 en base a un DEM de 12.5 M).

7.3.2 Formas gravitacionales

Los depósitos coluviales se registran al pie de las laderas como Sierra El Bronce y en los relieves en el sector de la desembocadura de la Quebrada Meléndez (Figura 66). El transporte es netamente por efectos de la gravedad. Son depósitos que aparecen adosados al relieve y que generalmente nacen a mitad de la ladera o al inferior, posee un ángulo topográfico moderado, que en su mayoría está por sobre los 35°, y descansan sobre el cauce de quebradas, en abanicos aluviales o en la llanura de inundación. Su génesis se relaciona con inestabilidades de laderas al momento de sismos o precipitaciones que desencadenan su formación. Tienen una pendiente variable que va entre los 30° y 40° con muy poca continuidad lateral. Son formas actuales.

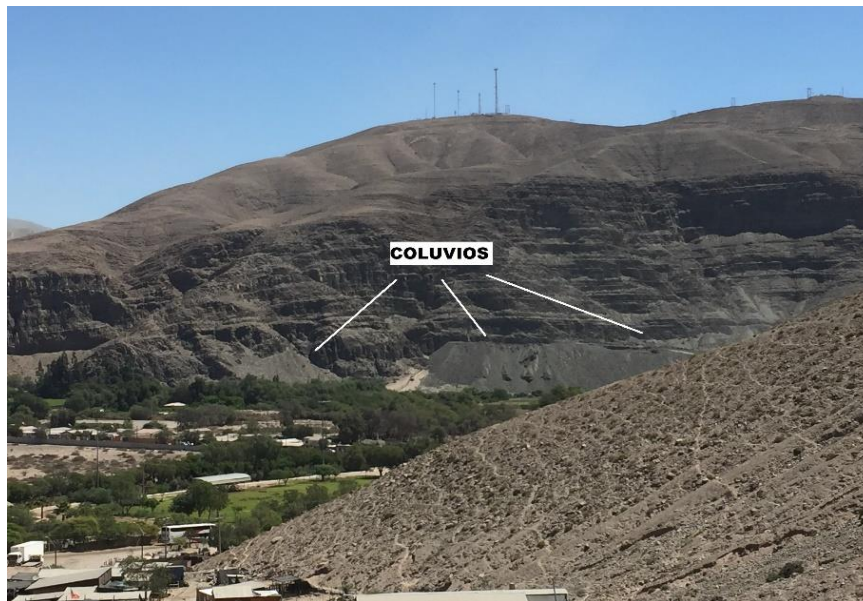


Figura 66: Coluvios formados al pie de la ladera de "Sierra El Bronce".

También existen socavones (*sinkholes*) producto de la naturaleza geológica del valle (ambiente kárstico) y su relleno, que obedece principalmente a; disoluciones de la roca subterránea, la dinámica hidrogeológica sometida a una disminución gradual de los índices del agua (probablemente por oscilaciones climáticas vinculadas a la sequía), fallas geológicas y acción antrópica persistente. El factor gatillante del socavamiento dentro del área de estudio se atribuye, según Sánchez (2016), a la extracción de mineral por parte de faenas subterráneas, tronaduras de laboreos mineros y galerías subterráneas abandonadas (Figura 67). La actividad sísmica y tronaduras pueden agilizar subsidencias en zonas donde existen cavidades. Dicha subsidencia está ubicada a un costado del cauce de la Quebrada Meléndez en las nacientes del abanico aluvial actual y a una distancia de 400 metros desde donde comienza el emplazamiento de la población Luis Uribe (Figura 68).



Figura 67: Desprendimiento de material en la ladera y remoción de material por socavamiento producido el año 2013 (Sánchez, 2016), con dimensiones de 20 m de diámetro y 30 m de profundidad, ubicado en los depósitos aluviales del abanico antiguo (terrenos pertenecientes a PUCOBRE). Se observa una serie de caminos y rutas, que corresponden al trayecto que realiza maquinaria minera. Imagen Modificada de Google Earth.

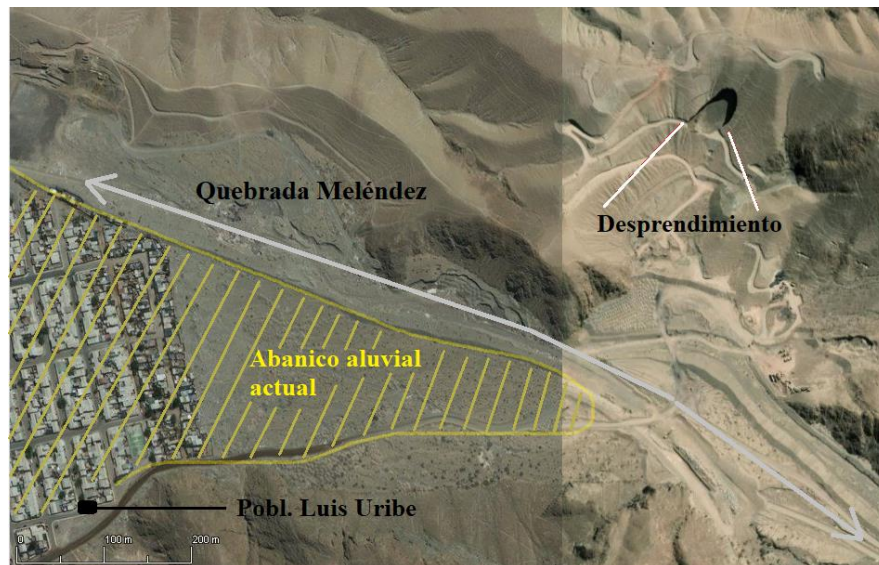


Figura 68: Ubicación del socavón, y depósitos del abanico aluvial actual (tachado en líneas amarillas), de la población Luis Uribe y de la Quebrada Meléndez (línea gris). Se deja en evidencia la cercanía del socavón con la población (alrededor de 400 m). Modificado de Google Earth Pro.

7.3.3 Formas antrópicas

La zona de estudio se destaca por la convivencia entre actividades urbanas, agrícolas y mineras. Esta última labor, en su actividad económica industrial ha utilizado superficies, quebradas y parte de la llanura en instalar parte de su infraestructura y con todo lo que conlleva, incluido sus residuos y acumulaciones mineras. En ambos bordes de la llanura de inundación y en ciertas áreas se acumulan relaves, botaderos y residuos que son parte de las actividades de producción y procesamiento de minerales. Hay relaves que están contiguos a los límites de algunos abanicos aluviales antiguos (sector E del área de estudio), otros que están al pie de las laderas (sector Sierra Granate) y otros que están en plena desembocadura de la quebrada (Qbda. Granate y Qbda. El Buitre). Los botaderos abarcan grandes dimensiones (ver dato en Google Earth) y alcanzan el borde W de la llanura de inundación (Sector Mina Candelaria), incluso coexistiendo con actividades agrícolas debido a su estrecha cercanía (Figura 69).

En el sector norte del área de estudio, se encuentra una activa labor de extracción de áridos y movimientos de material creando zonas susceptibles de ser inundadas en caso de crecidas del río.

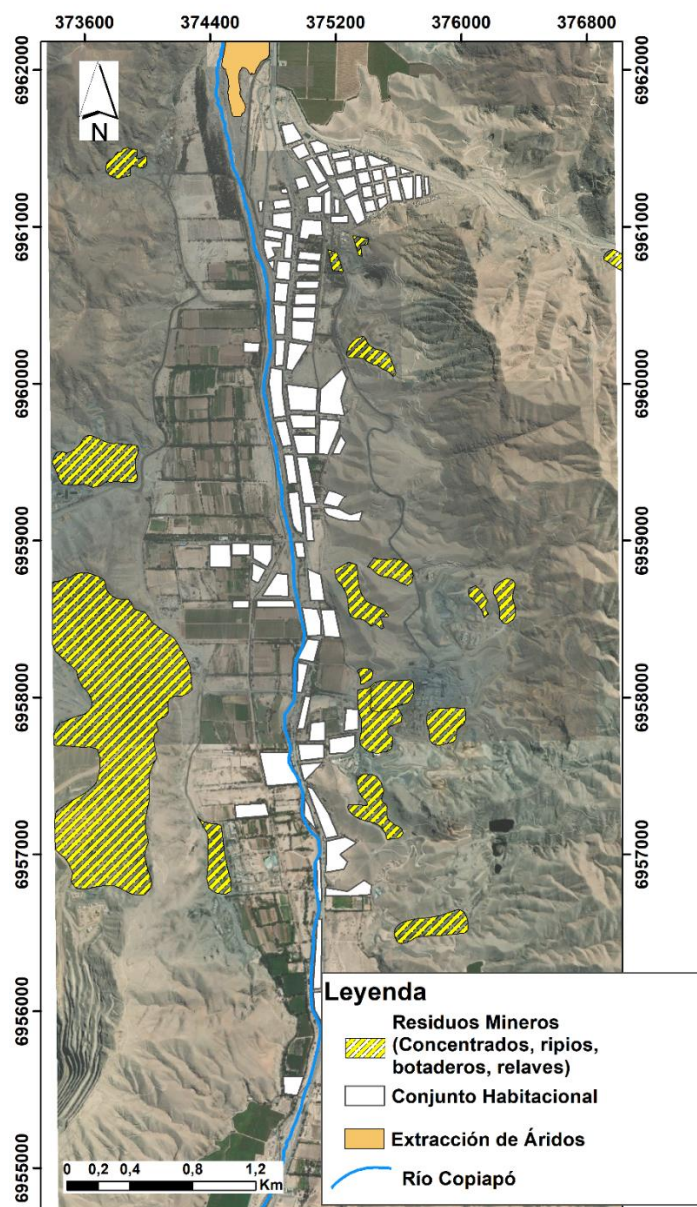


Figura 69: Mapa del área de estudio en donde se muestra la ubicación de residuos, botaderos y/o pasivos mineros, así como también la extracción de áridos al norte del área, en la entrada hacia el sector urbano de la comuna

7.4 Formaciones Superficiales

7.4.1 Depósitos fluviales y aluviales

Gravas, arenas gruesas a finas, limos y arcillas. Fondo de valle. Holoceno

Constituido de limos, arcillas, arenas finas a gruesas y gravas sin consolidar. Sus clastos son heterocomposicionales (andesitas, monzodioritas, sienogranitos, areniscas cuarcíferas), heterométricos, que van desde 0,5 cm a 25 cm, y su geometría va de subredondeados a redondeados. La extensión lateral del cauce varía de 10 a 38 metros aproximadamente, siendo

más ancho al sur del área de estudio. A lo largo del cauce, se presentan acumulaciones meandriformes de flujos intermitentes de mayor capacidad de carga compuesto mayoritariamente de cantos y bloques. Es la forma más reciente del área de estudio y que rellena el cauce actual del río Copiapó y sus materiales se activan solo cuando se producen precipitaciones de intensidad, deshielos y tormentas extremas que causan grandes remociones en masa de tipo flujo de barro y detritos. (Figura 70). Inmediatamente al oeste del depósito se observan acopios de relaves y estériles asociados a la industria minera del sector.

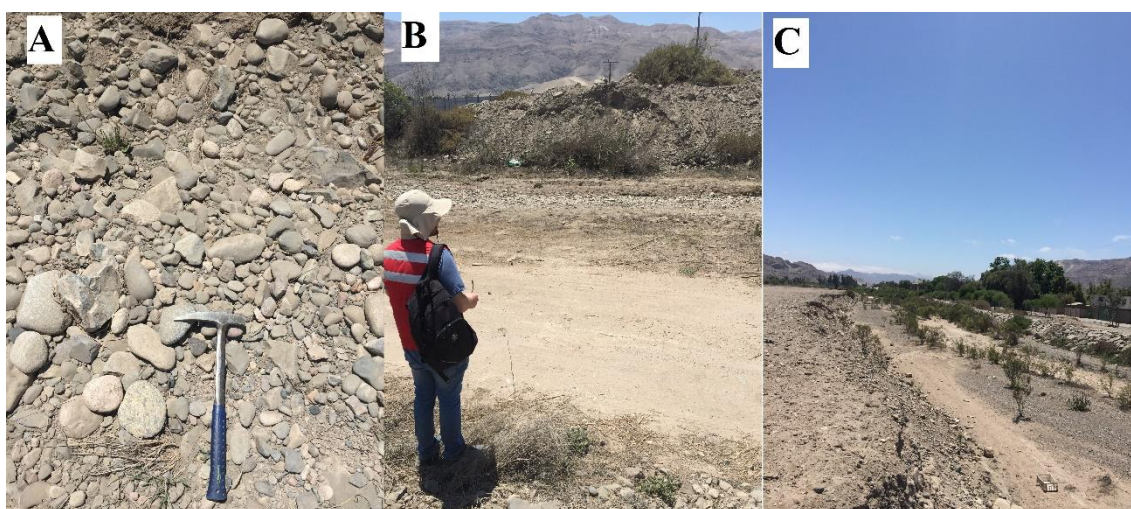


Figura 70: Imágenes en donde se identifican áreas del depósito de fondo de valle. A) depósitos de gravas presente en el cauce del río Copiapó, ubicado en el sector norte del área de estudio. B) depósitos que representan el cauce en general del Copiapó, ubicado en el sector céntrico del área de estudio. C) Cauce del río Copiapó en la parte Sur del área de estudio.

Gravas polimícticas con imbricación, arenas gruesas a finas con laminación paralela y limos. Terraza Fluvial (F1). Holoceno.

Conforman paquetes de intercalaciones de arenas y gravas tamaño variable entre cantos, guijarros y gránulos (0,3 a 5 cm). Tales depósitos, pobremente seleccionados y de baja consolidación, contienen clastos polimícticos (arenisca, diorita cuarcífera, lutitas, andesitas) que van de subredondeados a redondeados, de baja a moderada esfericidad y presencia de estructuras sedimentarias de imbricación (Figura 71). En el depósito existe una alternancia de capas que contienen matriz soportada y clasto soportados. El paquete situado en la base tiene un contacto erosivo. En las capas de matriz soportada se presenta acuñamiento y laminaciones horizontales de potencia centimétrica (Figura 72 A) y se han encontrado finas capas de arcillas (¿o relave?) acompañando a las capas de arenas (72 B). Hacia techo, en el último tramo del paquete (aprox. 60 cm), se presenta el evento más reciente de flujo aluvional, con una organización caótica de gravas, arenas finas y limos. En general el depósito tiene una baja

consolidación y se asocia con flujos de mediana turbulencia con alternancia de eventos más calmos (Figura 73).



Figura 71: Depósito de la terraza fluvial, ubicado en el cauce del sector norte del área de estudio cuya fotografía también se orienta hacia el norte. El paquete posee una altura de 2 metros aproximadamente. La línea segmentada en color amarillo/rojo indica la separación del sustrato superior acuñaándose y perdiendo potencia a mano izquierda de la fotografía.

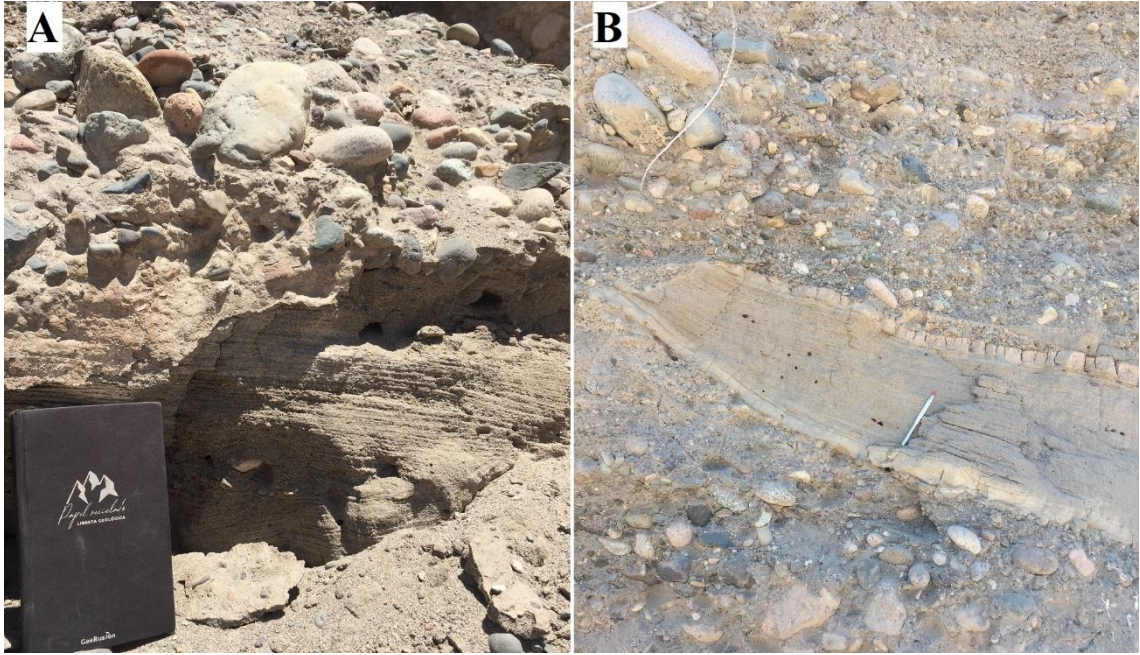


Figura 72: Depósito de terraza fluvial ubicada en la ladera oeste del cauce principal. A) Se observan dos dominios de muro a techo; alrededor de 18 cm de un paquete con estructuras sedimentarias de laminación paralela de arenas finas indicando un evento de corriente en el cauce. El otro dominio, de alrededor de 15 cm, de tipo erosivo. Depósito de cantos, guijarros y arenas finas (flujo energético de tipo aluvional. B) Se observa acuñamiento de la estructura lenticular compuesto de sedimento tipo arena fina.



Figura 73: Depósito de terraza fluvial en el sector de extracción de áridos al norte del área de estudio. Altura estimada: 5 metros. Gravas polimícticas con abundante presencia de arenas.

Arenas finas, limo y arcillas. Llanura de inundación. Holoceno

Extensión deposicional cubierta de sedimentos finos; arenas finas, limo y arcillas de color café claro, cuyo ambiente de formación proviene esencialmente de los aportes de inundación y flujos de barro (*mudflow*) desencadenados mayormente por eventos de extrema precipitación. La llanura de inundación se extiende superficialmente hacia ambos flancos del cauce, por la mayoría del ancho del área de estudio y posee un carácter semi compacto. Se encuentran estructuras sedimentarias de grietas de desecación y presencia aislada de cantos redondeados (15 – 20 cm) heterocomposicionales (mudstones, areniscas, dioritas cuarcíferas, lutitas), que probablemente fueron dispuestos por inundaciones históricas. La naturaleza de la llanura es de tipo agradacional y frecuentemente ha visto la crecida e inundación que provienen desde el sur del cauce. Al oeste del río, el límite convergente es el sustrato rocoso, hay mayor desarrollo de vegetación (arbustos y árboles) y es en donde el uso de suelo ha sido históricamente agrícola (aunque actualmente inactivo). (Figura 74).

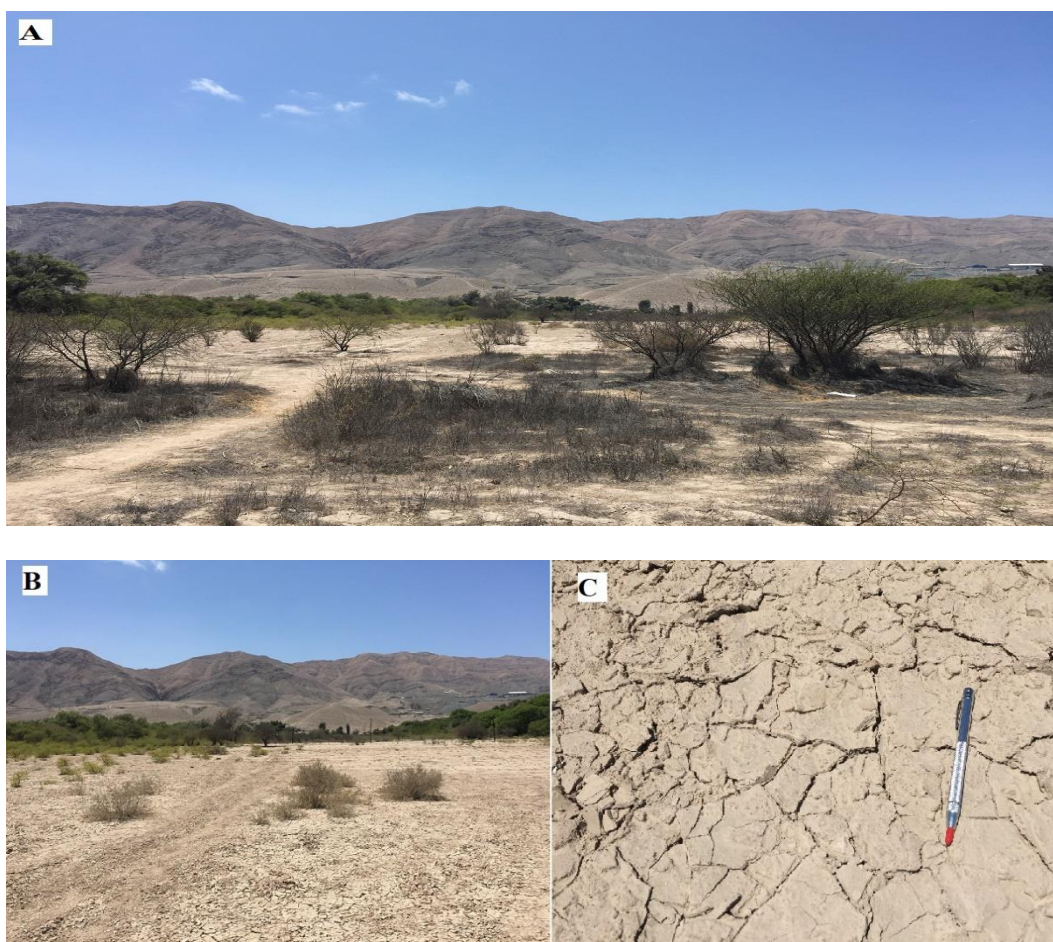


Figura 74: Imágenes que muestran los depósitos de llanura de inundación ubicados en el centro del área de estudio. A) extensión amplia y carácter uniforme del depósito. B) presencia de vegetación arbustiva típica del sector. C) grietas de desecación indicando presencia de un evento de inundación.

Gravas y arenas gruesas a finas. Fondo de quebrada.

Depósitos constituidos de gravas polimícticas de tamaño cantos, guijarros y gránulos y una matriz de arenas gruesas a finas. Sus clastos son heteromposicionales con un retrabajamiento moderado, pobremente seleccionado y de baja consolidación. Estos depósitos están asociados a un ambiente y una actividad de flujo aluvial intermitente u ocasional y de mediana turbulencia, que es provocado por episodios de precipitaciones y/o de extremas tormentas. En general, poseen clastos que van desde subredondeados a subangulosos, aunque estos últimos aparecen, en ocasiones, muy angulosos, de baja esfericidad y puede responder al continuo aporte proveniente de las laderas de los cerros (Figura 75). Los depósitos de esta unidad se encuentran únicamente ubicadas aguas arriba de la población Luis Uribe, en la Quebrada Meléndez, cuya pendiente tiene dirección NW (Figura 76) y que una vez en contacto con el abanico aluvial actual (ubicado en este sector) se produce una transición de depósitos; de fondo de quebrada a depósitos de abanico aluvial actual.



Figura 75: Depósitos de Fondo de Quebrada ubicados al NE del área de estudio (Quebrada Meléndez). A) Se observa un encajonamiento al llegar a la desembocadura de la quebrada. B) gravas polimícticas y arenas gruesas propias del depósito.

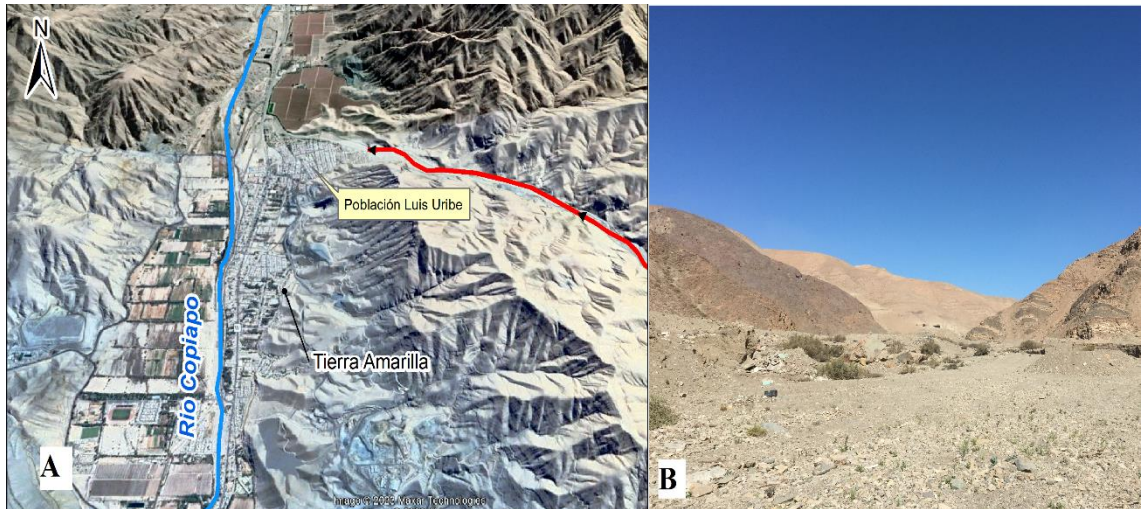


Figura 76: A) Imagen satelital (Google Earth); en línea roja esta la ubicación de la Quebrada Meléndez y en azul, el cauce del río Copiapó cruzando el poblado de Tierra Amarilla. B) vista general hacia aguas arriba de la Quebrada Meléndez.

Gravas polimícticas, arenas finas y limo. Abanico aluvial actual

Depósito de baja consolidación cuya área fuente son los afloramientos de la serranía colindante a la Quebrada Meléndez. Estos depósitos en su parte proximal (ápice del abanico) engrana con los depósitos de Fondo de Quebrada, las cuales están constituidos de gravas heterocomposicionales (lutitas, mudstones, dioritas cuarcíferas, andesitas, areniscas calcáreas y feldespáticas), arenas gruesas, con una mala selección, un retrabajamiento moderado que en general, están dispuestos en una relación matriz soportante (65 % de matriz) con dichos clastos, de tamaños variables que van desde los 5 a 20 cm (Figura 77). El ambiente de formación es de tipo flujos detríticos intermitentes (u ocasionales) que provienen directamente de los cuerpos montañosos adyacentes a la Quebrada de Meléndez y que descienden encausados por esta misma quebrada. La parte distal del depósito lo constituyen gravas (areniscas, dioritas y mudstones) con mayor presencia de arenas finas, limos y arcillas, en general pobremente seleccionado y el grado de redondeamiento va desde clastos subangulares a subredondeados.



Figura 77: Depósito del abanico aluvial actual en su sector proximal, ubicado en el límite de la desembocadura de la Quebrada Meléndez y la periferia del emplazamiento de la población Luis Uribe.

Gravas polimícticas heterocomposicionales. Abanico aluvial antiguo.

Constituido de gravas polimícticas con una matriz de arenas finas, limos y arcillas, con clastos que van de geometrías redondeadas a subredondeadas. En general, el depósito tiene una baja compactación, mala selección y en su base presenta un tipo de contacto erosivo. Se evidencian también estructuras de imbricación en los clastos, en dirección del flujo. Dicho depósito se corresponde con flujos de alta energía procedente de los relieves ubicados al este del área de estudio, depositando detritos gruesos producto de la interacción de procesos fluviales, aluviales y coluviales, asociados a redes hidrográficas antiguas que cubrieron y rellenaron laderas de cerros. Estos depósitos se correlacionan con las Gravas de Atacama agrupados por Mortimer (1973) y se encuentran bordeando la mayoría del borde oriental del área de estudio (Figura 78).



Figura 78: Abanico aluvial antiguo en el sector oriente del área de estudio. Se evidencia la altura del abanico aluvial antiguo de aproximadamente de 6,50 m. B) Relleno característico del depósito; gravas subredondeadas con presencia de bloques y cantos dispuestos en una matriz arenosa. El tamaño medio de los clastos llega a los 10 cm.

Gravas, arenas estratificadas y limo. Terraza aluvial agradacional. Holoceno

Se sitúa en la Quebrada Meléndez (a unos 150 metros aguas arriba de la población Luis Uribe), cuyos sedimentos fueron acumulados por flujos intermitentes producto de precipitaciones y eventos extremos de tormentas que quedaron relleno del borde de la incisión erosiva y encajonándose al recibir los aportes detríticos en cada episodio de activación de la quebrada (Figura 79). Constituido por gravas, arenas y limos, en general de baja consolidación en donde se tienen capas cuyos clastos van de angulosos a sub angulosos y otras capas, que se constituyen de clastos redondeados a subredondeados, con una alternancia entre matriz arenosa y clasto soportado. La composición de los clastos es heterocomposicional (andesita, diorita cuarcífera, monzodioritas, areniscas y areniscas calcáreas, mudstones y wackestones). Ciertas capas presentan estructuras sedimentarias como laminación horizontal y contactos erosivos entre sí. La potencia de esta terraza varía desde 1 a 2,70 m. Este depósito se caracteriza por tener un origen de flujo de mediana turbulencia con intercalación de periodos calmos (Figura 80).

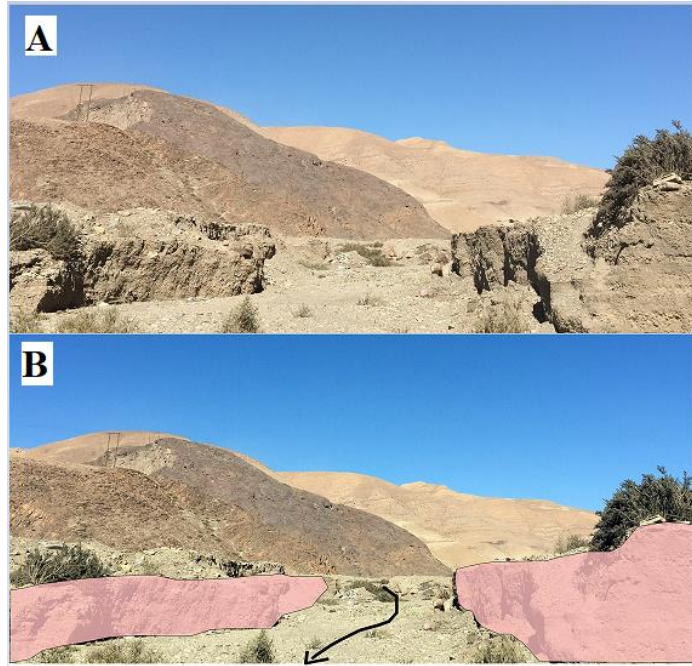


Figura 79: Imagen del depósito de terrazas aluviales ubicada en la Quebrada Meléndez. En A) la imagen sin editar y en B) se muestra en color rosado el depósito de las terrazas aluviales que bordean el cauce y la dirección de éste. Se precisa dirección de flujo con flecha negra.

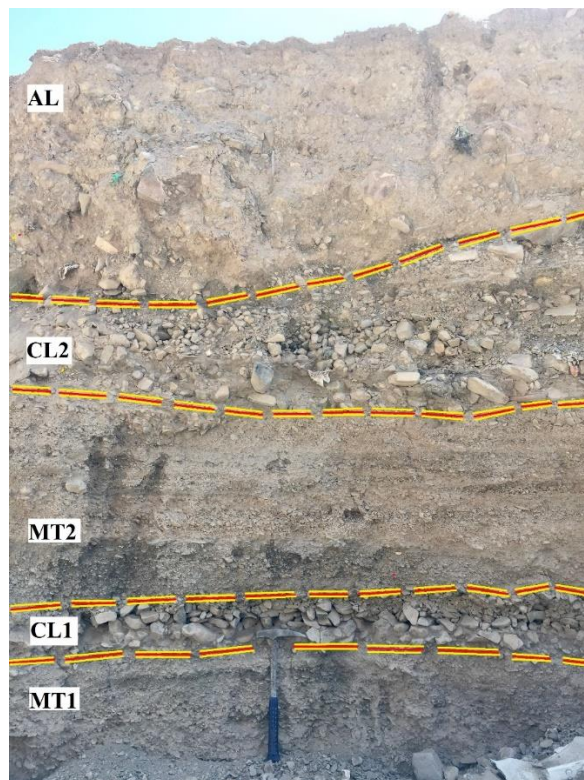


Figura 80: Depósito de terraza aluvial ubicado en Quebrada Meléndez. Se observa la alternancia de capas con gravas de matriz arenosa y gravas sin matriz. Los clastos más grandes promedian unos 10 cm. La potencia en este punto del depósito tiene una altura de 2,63 m. En color amarillo/rojo se indica la separación de las siguientes unidades: MT1: unidad de arenas gruesas y gravas medianas dispuestas en matriz soportada. CL1: unidad de

gravas (finas a gruesas) dispuesto en clastos soportados. MT2: unidad de arenas y gravas finas en matriz soportada. CL2: unidad de arenas gruesas y gravas finas y gruesas dispuesto en una matriz clasto soportada. AL: unidad aluvial compuesta de limo, arenas finas a gruesas y gravas dispuestas de forma caótica y pobremente seleccionadas.

7.4.2 Depósitos gravitacionales

Son depósitos no consolidados, producto de la disgregación del macizo rocoso (relieve) y un posterior transporte como derrubio relacionado a laderas inestables. Estos depósitos se acumulan al piedemonte de laderas de alta pendiente y escarpes rocosos en donde la gravedad actúa como uno de los principales agentes de transporte.

Bloques, Gravas, arenas gruesas y finas. Coluviones. Holoceno

Depósitos activos no consolidados constituidos bloques, gravas angulosas, heterométricas predominantemente oligométricas y de mala selección, cuya presencia de arenas, en ciertos coluviones, es baja. La potencia media bordea los 2 m. La formación de estos depósitos de ladera responde; al desprendimiento de clastos desde la parte superior de los relieves (Figura 81), a la precipitación y movimientos sísmicos que genera inestabilidad y alteración.



Figura 81: Depósitos de coluvios al pie de la ladera en el cauce de la Quebrada Meléndez con una moderada pendiente (aproximadamente de 45°).

A modo de generar una cuantificación de cada geoforma estudiada (superficie en km²) se detalla en Anexos (Tabla N° 4) el porcentaje que ocupa cada una de ellas dentro del sector estudiado. Cabe destacar que estas geoformas adquieren una importancia geológica debido a su naturaleza y a las condiciones y/o procesos en que fueron formadas.

7.5 Geomorfología evento aluvional 2015 y 2017

7.5.1 Evento año 2015

El SERNAGEOMIN realizó un análisis del evento aluvional y meteorológico del año 2015 para la comuna de Tierra Amarilla; en donde analizó que los flujos de detritos y barro producto de la activación de la Quebrada Carrizalillo se acumularon en su confluencia con el río Copiapó, lo que generó un bloqueo parcial del cauce del río Copiapó a esa altura, en el Puente Cerrillos (7 km aguas arriba del acceso sur al perímetro urbano de Tierra Amarilla – 600 msnm) (Figura 82). Esta acumulación de flujos mezclada con residuos antrópicos generó un efecto represa que luego se rompió gracias a un golpe de caudal de alta concentración (EIC Ingenieros 2015) permitiendo el desplazamiento del cuerpo aluvional, provocando desbordes y escurrimientos en varios puntos del área de estudio (caminos, casas, parques, establecimientos, etc.) inundando gran parte del sector urbano de la comuna de Tierra Amarilla. Cabe destacar que la Quebrada Carrizalillo tiene el valor medido más alto para el caudal detrítico, con un peak de 103 m³/s en comparación de todas las quebradas ubicadas aguas arriba, como lo son Qda. San Antonio y Qda. Los Loros (Tabla 9), lo que permite señalar que las inundaciones son altamente influenciadas y alimentadas por la activación de esta quebrada.

Cauce	Caudal Detrítico m ³ /s	Tonelaje sedimento depositado	Vol. Crecidas de agua (mill. m ³)	Concentración de Volumen %	Concentración en Peso %
Qbda. San Antonio	31	0,063	0,23	9,2	21,5
Qbda. Los Loros	65	0,226	1,20	6,5	15,8
Qbda. Carrizalillo	103	1,459	5,76	8,6	20,2
Qbda. Paipote (Copiapó)	112	5,558	10,58	16,3	34,4
Río Copiapó urbano	220	0,619	5,49	4,0	10,1

Tabla 9: Volúmenes de sedimento por quebrada. Extraído de EIC Ingenieros (2015).

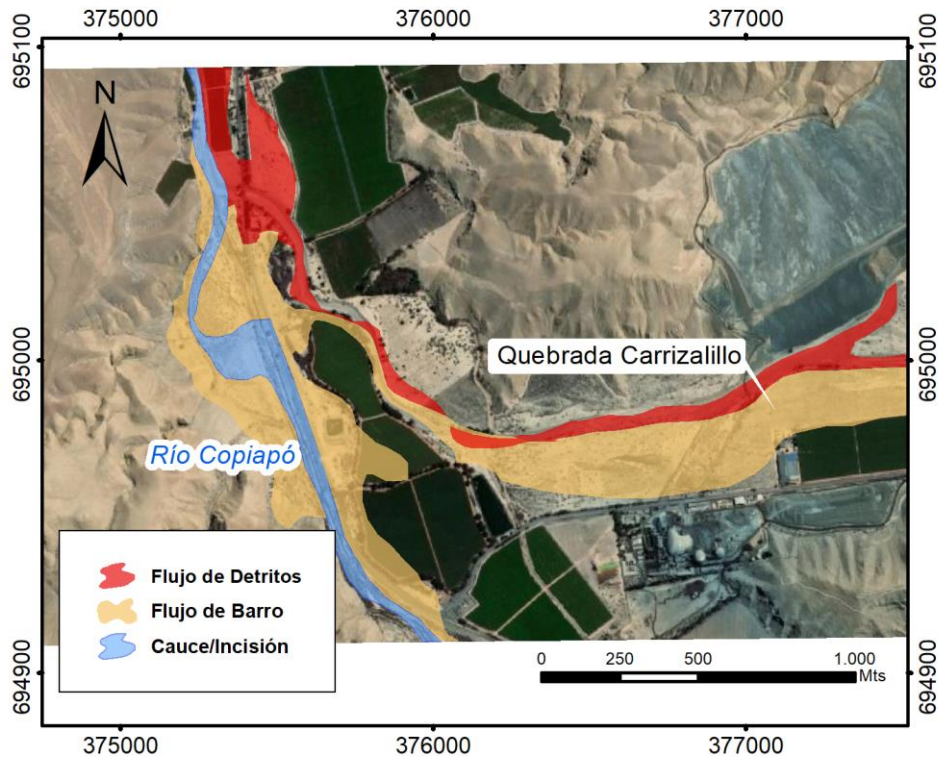


Figura 82: Distribución espacial de los flujos de detritos y de barro en la confluencia del Río Copiapó y la Quebrada Carrizalillo del evento aluvional del año 2015, según los datos de mapeo del análisis de SERNAGEOMIN (mayo, 2015).

En la figura anterior, se destaca que la mayor cantidad de flujos de detritos y de barro proviene directamente de la Quebrada Carrizalillo y que la incisión/erosión, también la protagoniza el cauce del río Copiapó (debido a la naturaleza del material) con aportes detríticos provenientes de aguas arriba. La confluencia, por tanto, se destaca por ser un punto relevante ya que se generan zonas de erosión, zonas de estancamiento y zonas de depositación de material. Según SERNAGEOMIN (2015) esta zona entregó una cantidad importante de material, transformando el cauce en una crecida de flujos de detritos erosionando el canal y posteriormente generando una zona de depósito de materiales masivos (entre ellos, escombros y depósitos antrópicos) inmersos en una matriz de fango arenoso (Figura 83).



Figura 83: Sector Puente Cerrillos (zona de confluencia) de la ruta C-35. Se observa material detrítico y árboles apilados al margen de la carretera, provenientes de la quebrada Carrizalillo y del cauce del río lo que generó el entrapamiento de materiales. Extraído de SERNAGEOMIN (2015).

El golpe de caudal producido por la obstrucción en la confluencia de la Quebrada Carrizalillo y el río Copiapó, pudo haber generado una ruptura súbita en el flanco izquierdo de la ribera en esta altura, provocando una saliente y fuga de material desbordante de tipo flujo de barro que se condujo paralelamente al cauce y que también afectó a las localidades de Nantoco y el poblado de Tierra Amarilla. EIC ingenieros (2015) y SERNAGEOMIN (2015) coinciden en que aguas arriba de la Quebrada Carrizalillo el material depositado corresponde a una grava limosa, y para el poblado de Tierra Amarilla, los depósitos acumulados corresponden a arenas limosas. Esto podría corresponder a un factor topográfico, en donde a pendientes más abruptas, el material podría ser más grueso aguas arriba (en quebradas aledañas a Los Loros y San Antonio) y en cotas más llanas, por dinámica de decantación hidráulica del cauce principal, y también por caracterización de la cuenca de la Quebrada Carrizalillo, los aportes a partir de este tramo hacia el poblado de Tierra Amarilla y Copiapó, son más finos.

El río Copiapó actuó como un colector de gran parte del material de los flujos de detrito y barro procedente de las quebradas ubicadas aguas abajo del Embalse Lautaro (ubicación embalse: 1130 msnm – a 72 km de distancia del área de estudio, en dirección SE). Según SERNAGEOMIN (2015) los principales aportes de flujos se originaron en cotas que van de los 2300 a 3500 msnm pero que fue colectado por el Embalse Lautaro (Figura 84), y todos los aportes de la hoya intermedia (sectores de baja altura) se acumularon y circularon aguas abajo a través del cauce del río Copiapó.

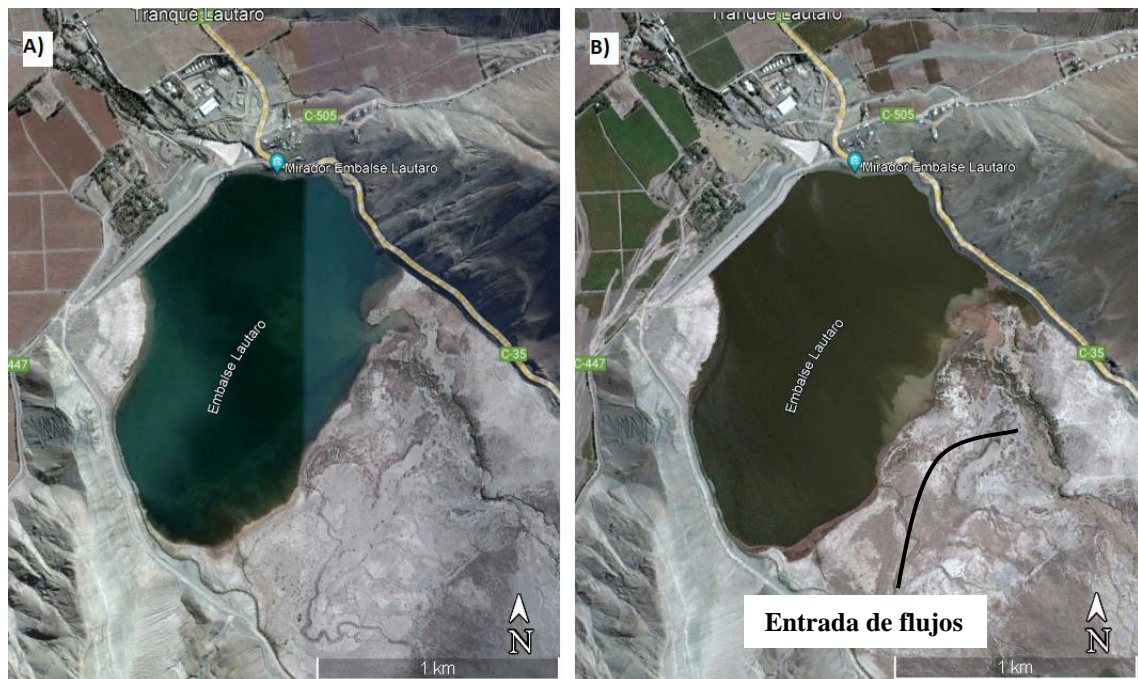


Figura 84: Imágenes satelitales extraídas de Google Earth Pro. Sector Embalse Lautaro. A) Imagen correspondiente al mes de junio del año 2014. B) Imagen correspondiente al mes de abril del año 2015, se aprecia variación en el límite SE del embalse y el aporte procedente aguas arriba (zona café claro).

Las inundaciones del poblado de Tierra Amarilla comenzaron con desbordes en puntos específicos que con el total del evento afectaron a gran parte de la llanura de inundación donde el flujo recorrió, en su mayoría, predios agrícolas y casas que se encontraban en ambos costados del cauce principal, construidas en un bajo topográfico cercano al río.

En su mayoría, el sector oriente del poblado no sufrió daños ya que está emplazado sobre una cota topográfica de 3 m por sobre el nivel de la inundación para este evento. Por otra parte, una gran cantidad de casas (población Luis Uribe) están construidas sobre la superficie del abanico aluvial cuyo cauce principal es la Quebrada Meléndez, que posee más de 10 km de longitud. Ante esto, en su desembocadura existe el control de una obra aluvional (piscinas decantadoras) para mitigar una posible activación de gran magnitud de esta quebrada. En el evento del año 2015, esta piscina aluvional no presentó flujos detríticos, sin embargo, si acopió una cantidad menor de agua y barro (Figura 85). En el sector norte del área de estudio, la altura de inundación una vez finalizado el evento, varía de los 0,40 a 1 m y los sedimentos depositados por la inundación varían entre 0,15 a 0,40 m (Figura 86).

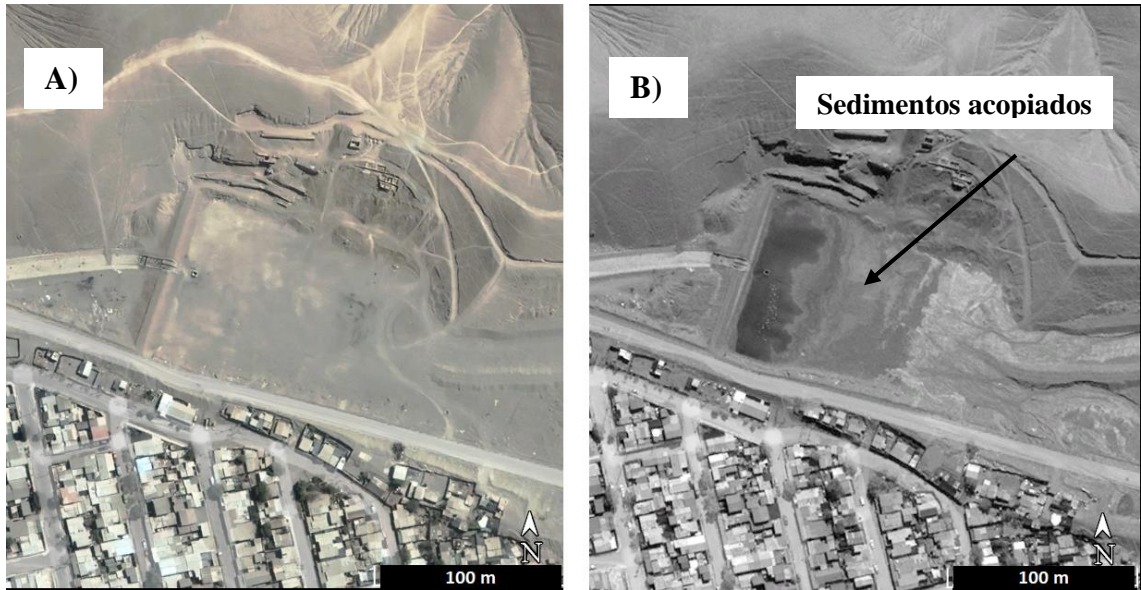


Figura 85: Imagen satelital de Google Earth Pro de la ubicación de la piscina aluvional como obra de mitigación y prevención de la activación de la Quebrada Meléndez. A) Imagen correspondiente a febrero del 2015. B) Imagen correspondiente a abril del 2015, evidenciando un funcionamiento adecuado de la piscina contenedora de los depósitos procedentes de la quebrada.

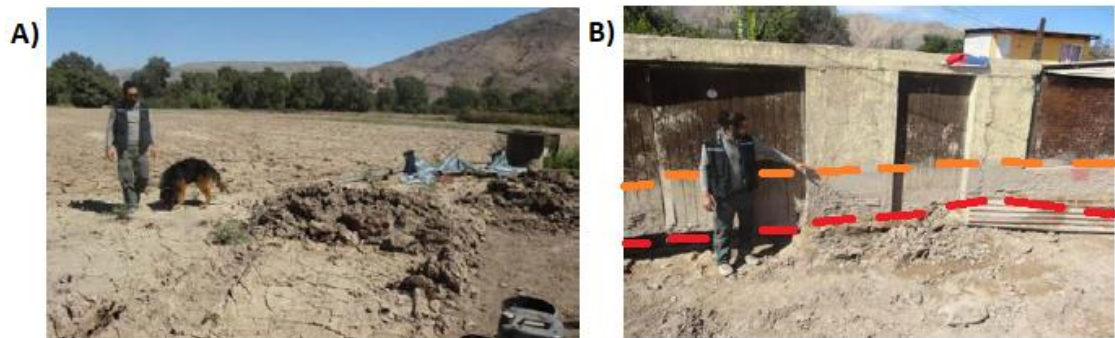


Figura 86: Inundaciones en el sector Norte del área de estudio. A) se observa material sedimentario fino en un predio agrícola con una altura de depósito post-inundación de alrededor de 0,3 m. B) Casa afectada con alturas de inundación que alcanzó los 0,90 a 1 m (línea segmentada color naranja) cuyo espesor de sedimento, tiene una altura aproximada de 0.3 m (línea segmentada color rojo). Extraído de SERNAGEOMIN (2015).

Al sur de la zona de estudio, el sector Punta de Bateas, es el área que presenta las inundaciones más graves del área de estudio, y al igual que en el sector norte, se evidencia que los flujos y la inundación afectó a gran parte de la llanura de inundación. Las similitudes con el sector centro y norte, es que las viviendas más afectadas coinciden en estar posicionadas cerca de la ribera del río. Hay sectores que presentan marcas de inundación que van entre 0,60 y 1 m de altura mientras que los espesores de sedimento depositado varían entre 0,30 y 0,50 m (Figura 87).

Cabe destacar que dentro del radio del sector Punta de Bateas, al norte, existe un área aislada de las inundaciones debido a un posible levantamiento topográfico (terrenos elevados) en donde las viviendas de este sector no fueron afectadas por el evento aluvional del 2015, sino que las inundaciones avanzaron por el extremo occidental de la llanura y por el cauce del río, con su desbordamiento en el flanco derecho, para seguir la trayectoria hacia el sector centro y norte.



Figura 87: Casa afectada por la inundación en el sector Punta de Bateas en donde se distinguen dos marcas; línea segmentada color naranja indica la altura más alta de inundación y de color rojo (debajo), indica la altura del depósito. Extraído y modificado de SERNAGEOMIN (2015).

El evento aluvional del año 2015 tuvo desbordamientos y entrampamientos en el sector del Puente Cerrillos (confluencia de la Quebrada Carrizalillo y el río Copiapó) y en la entrada sur del poblado de Tierra Amarilla (sector Algarrobo) el flujo se desbordó en la primera flexura del cauce en el extremo meridional del área de estudio. Según SERNAGEOMIN (2015) y EIC Ingenieros (2015) el brazo de flujo, producto del primer desborde, comenzó a inundar predios agrícolas y viviendas aisladas en este sector dejando una altura de inundación que va entre los 0,40 y 0,55 m para luego reencontrarse con el cauce y sumar aportes de volumen que afectaron a la mayoría de las viviendas del sector Punta de Bateas. El mapa de inundación para la zona

de estudio se basó en estudios y marcas de inundación de datos tomados en terreno por el SERNAGEOMIN en abril del año 2015 (Figura 88).

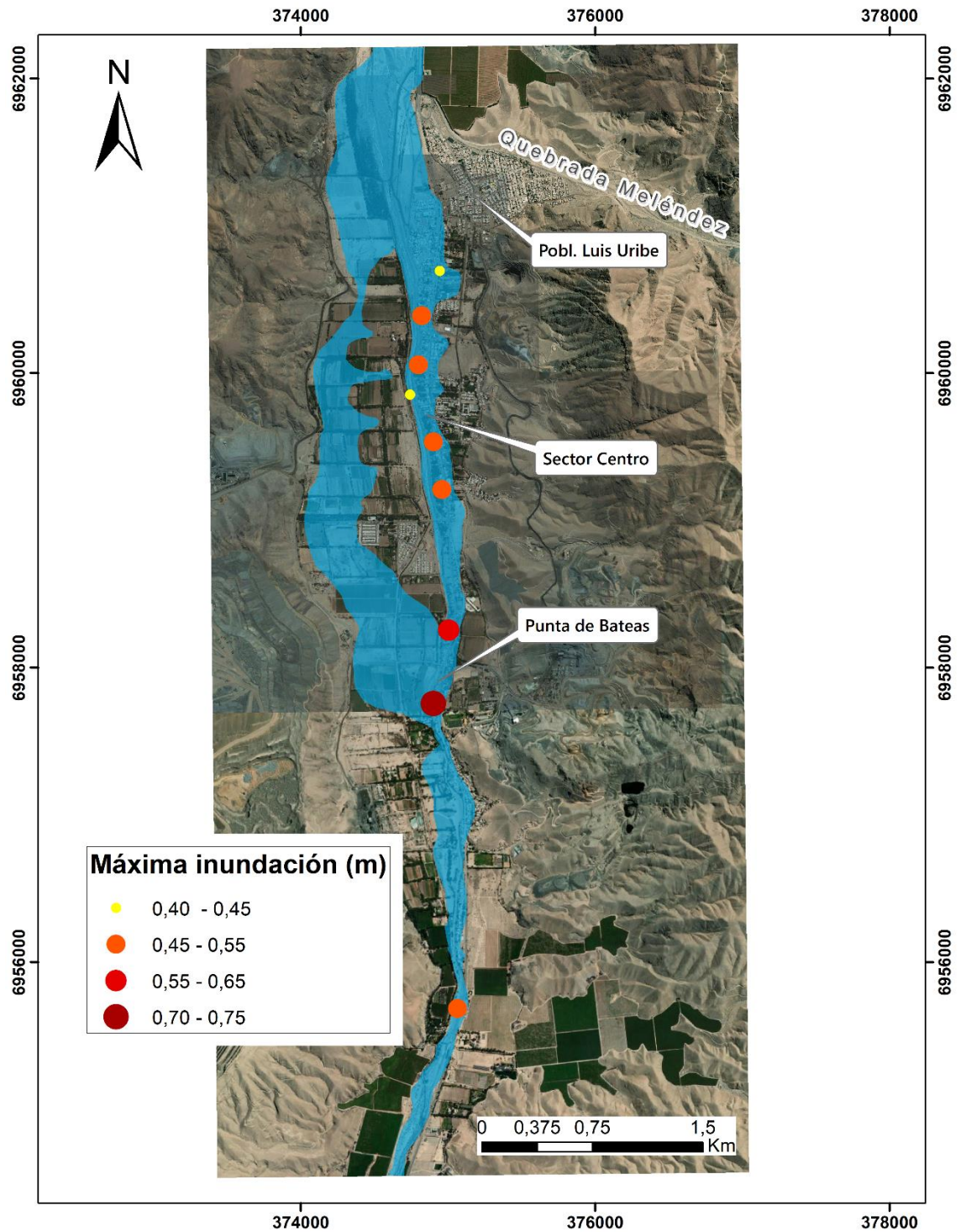


Figura 88: Mapa de inundación producto (delimitado en color azul) del evento aluvional del año 2015 dentro del área de estudio en base a información y datos medidos del SERNAGEOMIN (2015). Los puntos de máxima inundación en el área urbana corresponden a la visita en terreno realizada por la institución.

Resulta relevante destacar que las obras viales, como los puentes, obstruyeron el cauce provocando el desborde de los flujos y la inundación de zonas cercanas a estas obras. También

es útil mencionar que los residuos agrícolas, desechos de la industria y las diferentes intervenciones y modificaciones al cauce del río Copiapó, a lo largo de su tramo aguas arriba, contribuyeron de alguna manera en facilitar desbordes y proporcionar material a los flujos aluvionales. Paralelo a esto y en base a estudios de Sánchez *et al* (2015) confirman que la Quebrada Carrizalillo fue el área de mayor drenaje aguas arriba del poblado de Tierra Amarilla, y la incisión de los depósitos provocada por los flujos de detritos y por el caudal, exportaron grandes volúmenes de material aguas abajo a través de un canal artificial rectilíneo (Ruta C-35) y el cauce del río, llegando al área urbana y depositando material en la zona de estudio, a través de escurrimientos y desbordes. La inundación recorrió de sur a norte, la longitud de 7,6 km equivalente a toda el área de estudio (ver Anexos, Figura 1).

7.5.2 Evento año 2017

De acuerdo a las dos estaciones meteorológicas de la DGA que se tienen datos de precipitaciones para el valle del río Copiapó, el evento hidrometeorológico aluvional inició el 10 de mayo cerca de las 23:00 pm del año 2017, en el sector cordillerano, con un total acumulado de 80,8 mm para este evento. Según SERNAGEOMIN (2017) el primer punto de desborde ocurrió al sur del sector Algarrobo, fuera de la zona de estudio, en donde se identificaron una serie de canalizaciones paralelas al cauce (Figura 89). En la entrada sur al perímetro urbano de Tierra Amarilla (extremo sur del área de estudio) el cauce, por influencia del volumen de los flujos y de la altura que llevaba el río, desbordó producto de una flexura en el cauce, en el punto donde se inicia el refuerzo de gaviones en la ribera este del río (Figura 90) inundando una planicie ubicada entre la ruta C-35 y el cauce, afectando a un conjunto habitacional con una altura de inundación cercano a los 55 cm sobre el nivel de construcción de las casas. Dicho desborde formó un canal que continuaría su marcha por el pavimento de la ruta C-35 (o Av. Ignacio Carrera Pinto) con una altura promedio de 95 cm de inundación debido al remanso de los desbordes precedentes de aguas arriba.



Figura 89: Vista aérea hacia el sur del punto 1. Se indican con flechas las direcciones de flujos que avanzan en dirección al norte (al poblado de Tierra Amarilla) de manera paralela al cauce del río Copiapó. Extraído y modificado de Eltierramarillano.cl (agosto,2023).



Figura 90: Imagen aérea por dron en el sector extremo sur del área de estudio. Este sector es el punto 1 de desborde (sector Algarrobo), en donde se indica con línea de color rojo la flexura del cauce, cuyo flujo desbordó en esa curva inundando a las viviendas aleñadas a la ribera. Extraído y modificado de Eltierramarillano.cl (agosto 2023).

Gradualmente a medida que el evento continúa su trayectoria hacia el norte por el poblado de Tierra Amarilla, fue inundando casi la totalidad de la extensión lateral de la llanura de inundación en el sector sur, hacia ambos flancos de la ribera (Figura 91) en que los flujos,

producto de la obstrucción, provocaron desbordes en cada paso peatonal que cruza el cauce y por el puente, debido al entrapamiento de la mezcla de flujos aluvionales y desechos antrópicos (neumáticos, material de ferretería, cauchos, maderas, etc.) escurriendo e inundando, preferentemente, las superficies de la llanura de inundación ubicadas al poniente de la ribera, probablemente por el desnivel topográfico natural de este sector (SERNAGEOMIN, 2017).



Figura 91: Vista aérea con vista al norte en cercanías del Punto 3 (sector sur). En línea blanca se indica la extensión de la llanura de inundación casi en su totalidad con presencia del flujo aluvional producto del desborde e inundación. Extraído y modificado de Eltierramarillano.cl (agosto, 2023).

En el sector centro-sur del área de estudio (Punta de Bateas) es donde están mapeadas las mayores alturas de inundación de este evento por SERNAGEOMIN (2017). Con alturas de inundación que llegaron a los 1,40 m y depósitos que van entre 1,00 y 1,20 m (Figura 92). Además, se produjo otro desborde producto de la destrucción de la defensa del cauce en el lado este del río Copiapó.

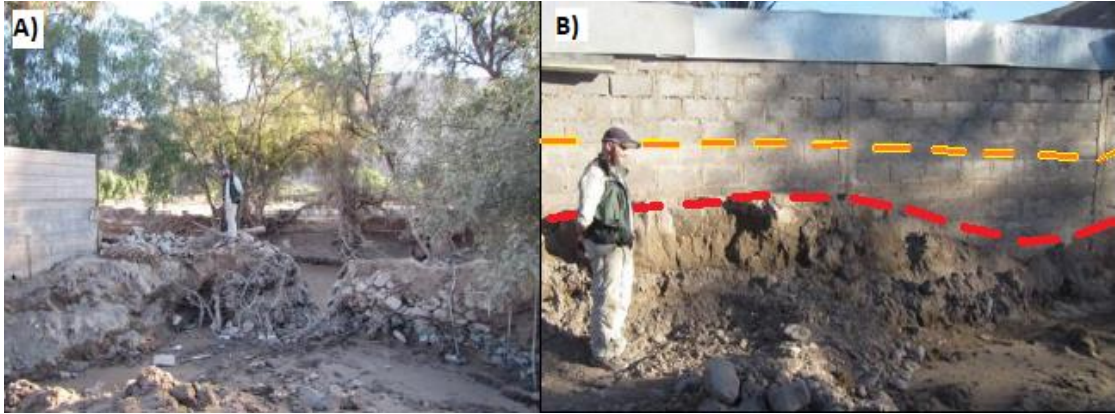


Figura 92: Sector Punta de Bateas (centro-sur área de estudio). En A) y en B) se identifican grandes depósitos aluviales. B) línea segmentada color naranja indica la altura de la inundación en este sector, y la línea segmentada color rojo indica la altura del depósito. Extraído y modificado de SERNAGEOMIN (2017).

En el sector del Puente Ojancos (sector centro del área de estudio) se generó otro desborde por obstrucción y represamiento. La inundación alcanzó 0,30 m por sobre el nivel de la calzada del puente (Figura 93) y nuevamente, al igual que en los desbordes anteriores, el flujo se canalizó hacia el sector poniente de la ribera aguas abajo. Según los estudios y trabajo de campo de SERNAGEOMIN (2017) desde el sector centro al norte del área de estudio la inundación tuvo rangos de altura entre 0,40 a 0,70 m. En general, el sector norte, hacia el oriente de la ribera, se observa un leve aumento de la cota topográfica, en un rango de 4 a 10 m, esto podría explicar el motivo de los bajos niveles de inundación (o nula) en donde los flujos de detritos y barro se canalizaron y avanzaron generalizadamente hacia el poniente del cauce.



Figura 93: *Puente Calle Ojancos (Rotonda Cristo). En la calzada del puente se observa la presencia de ramas y barro como evidencia del desborde en este punto. Extraído de SERNAGEOMIN (2017).*

El mapa de inundación con los puntos de altura que alcanzó este evento es un trabajo en terreno que SERNAGEOMIN realizó a fines de mayo del 2017 (Figura 94 y 95).

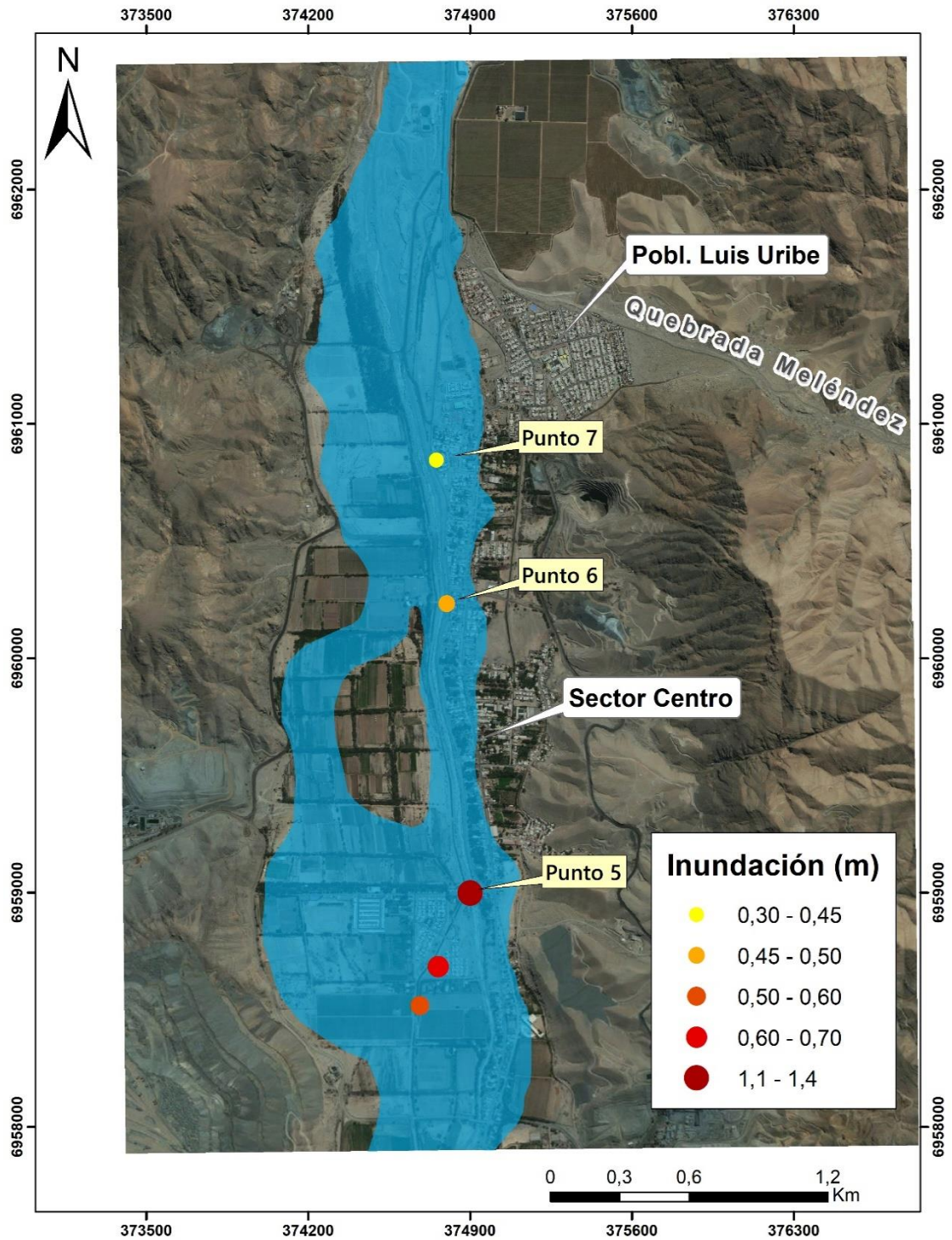


Figura 94: Mapa de inundación del sector centro-norte del área de estudio (delimitado en color azul), en base a los datos e información del análisis del SERNAGEOMIN (2017) con puntos de máxima inundación en el área urbana.

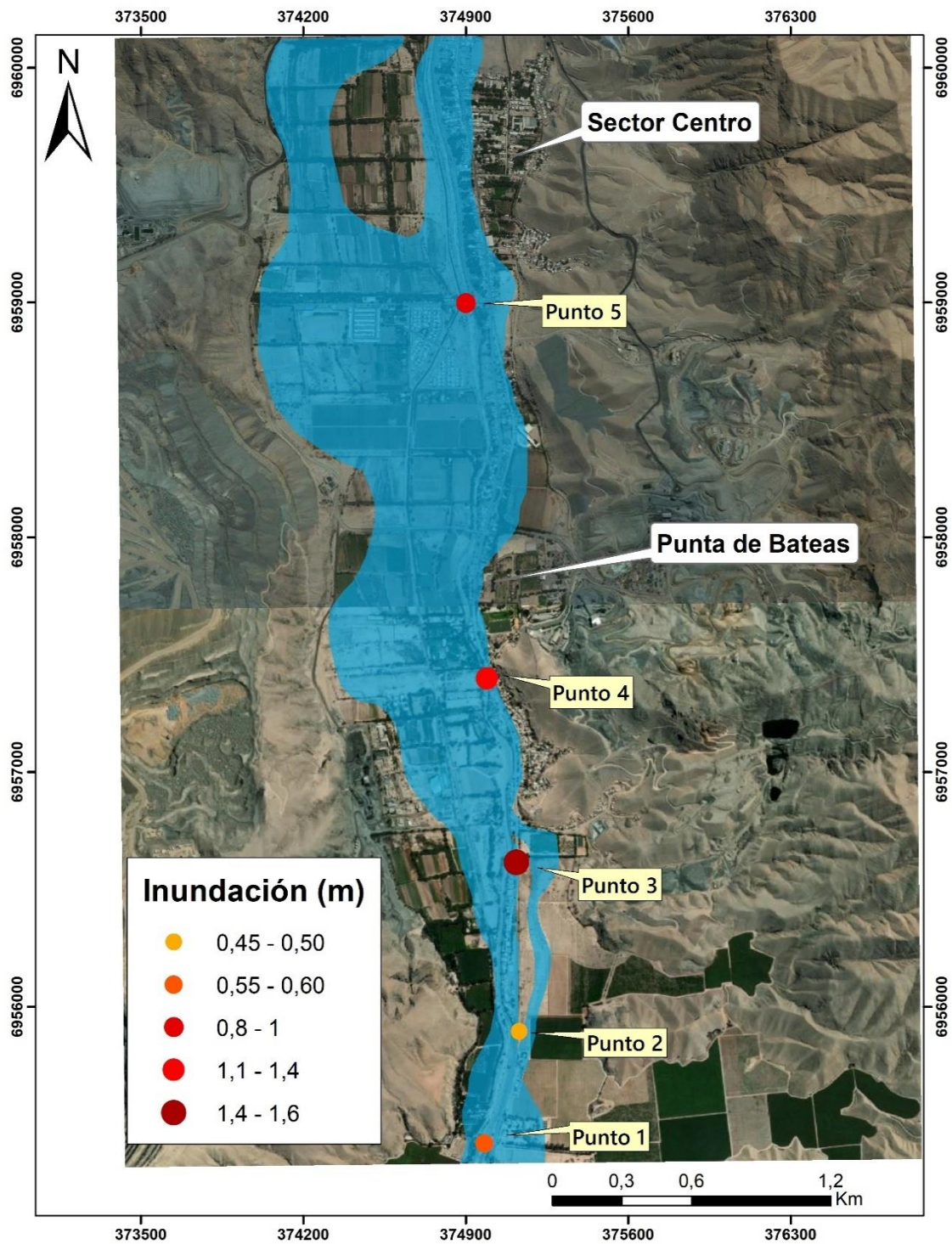


Figura 95: Mapa de inundación del sector centro-sur del área de estudio (delimitado en color azul), en base a los datos e información del análisis del SERNAGEOMIN (2017) con puntos de máxima inundación en el área urbana.

El cambio más evidente y geomorfológicamente de mayor preservación que se generó en ambos eventos aluvionales (marzo 2015 y mayo 2017) es el manto deposicional de barro arenoso y arenas que recubrieron gran parte del núcleo urbano de la comuna de Tierra Amarilla. Las estimaciones indican una altura media de 0,80 m en inundación para el evento

del año 2015 y de 0,60 m para el evento aluvional del 2017. Ambos eventos deposicionales produjeron la acumulación horizontal en un rango de 0,20 a 1,40 m de barro arenoso, con importantes variaciones laterales de espesor y la acreción de la llanura de inundación, sobre la que está emplazada la ciudad.

Ambos eventos se caracterizaron por ser fenómenos totalmente deposicionales en donde la sedimentación y la acumulación de un nivel de fango arenoso se depositó en gran parte del poblado de Tierra Amarilla y el flujo, por su parte, arrastró detritos y escombros generando erosión en ciertos puntos del borde del cauce, socavando y transportando dicho material en el sentido de la corriente.

Los depósitos una vez secos, formaron parte de la llanura de inundación en predios agrícolas y superficies inhabitadas, sin embargo, los bordes del cauce fueron intervenidos rápidamente a modo de recanalizar el río, acumulando depósitos en ambos márgenes y cuya longitud abarcó casi todo el cauce dentro del área de estudio, esto para estabilizar los márgenes del cauce ante deslizamientos y controlar desbordes e inundaciones en el poblado (Figura 96).



Figura 96: Imagen aérea del sector centro captada el año 2018, en donde se identifica, en color rojo el depósito acumulado de material como medida de mitigación (barreras longitudinales) en ambos flancos del cauce, ante desbordes del río. Extraído y modificado de Eltierramarillano.cl (agosto, 2023).

A partir del análisis de los últimos 2 eventos aluvionales que afectaron al poblado de Tierra Amarilla, ha permitido diferenciar que los cambios geomorfológicos no han sido de gran magnitud, sino que en general la dinámica fluvial se ha mantenido con un cauce encajonado y

con un aporte sedimentario asociado a crecidas aluvionales e inundaciones características de un episodio extremo de precipitaciones.

La distribución del agua y su canalización para mantener la agricultura del sector se encontraba mayormente al poniente de la ribera (acequias y canales de riego que se alimentaban del río) luego del evento aluvional sólo se reduce a la extracción subterránea mediante bombas hidráulicas ya que el cauce no está activo y no hay presencia de cursos fluviales superficiales que posibiliten el sistema de regadío agrícola. Las zonas de riego, llanos fértiles y tierras de siembras representaban (pre – aluvión 2015) un sistema fluvial moderado durante todo el año, probablemente sometido a inundaciones controladas y periódicas por medio de canalización en épocas de deshielos y precipitaciones en altura que otorgaban mayor caudal al río.

El trazado del río Copiapó actualmente mantiene su carácter rectilíneo con una muy leve sinuosidad al sur (Figura 97), no ha presentado cambios de dirección y es uno de los rasgos geomorfológicos más representativos del área de estudio, ya que es responsable de los desbordes de agua/sedimento y el medio de transporte de los sedimentos procedentes de aguas arriba y de los eventos hidrometeorológicos que históricamente ha tenido esta zona. Las barreras fluviales longitudinales que actualmente están presente en la zona, fueron construidas artificialmente a modo de defensa ante eventos de aluviones y crecidas. La vegetación de ribera se desarrolló de manera gradual luego de ocurrido el evento y dentro del cauce se presenta un desarrollo de islas fluviales, lo que permite deducir que se está gestando un incipiente *braiding* o entrelazamiento en donde las barras fluviales (presentes en casi todo el cauce dentro del área de estudio) generan cursos de agua convergiendo y divergiendo a lo largo y acotado al mismo cauce (Figura 98).



Figura 97: Vista hacia el norte desde el sector Puente de Av. Ignacio Carrera Pinto (sector sur). Extraído y modificado de Eltierramarillano.cl (agosto, 2023).



Figura 98: Imagen del cauce principal del río Copiapó correspondiente al mes de junio del 2019 en sector norte de la zona de estudio. Se destaca la presencia de vegetación, barreras de mitigación para estabilizar los márgenes del cauce y barras e islas fluviales alargadas dentro del cauce y en dirección del río. Extraído y modificado de Eltierramarillano.cl (agosto, 2023).

La circulación del río y su carácter rectilíneo mantiene una anchura casi constante a lo largo de toda la zona de estudio y que, por intervenciones antrópicas a modo de mitigación, no permite la canalización a zonas de riego sino, que se habilitó una zona de compuertas para canalizar aguas de forma paralela al cauce ubicada al sur, fuera de la zona de estudio. En general, en la zona de estudio, el carácter del cauce se define a partir de la formación de un solo curso de agua superficial, que en la actualidad discurre seco y prácticamente desprovisto de vegetación, a causa del desvío del río aguas arriba hacia otros puntos estratégicos del valle de Copiapó.

Por todo lo anterior, las causas que permiten controlar esta dinámica y esta característica fluvial pueden estar relacionado con el régimen de precipitaciones y los importantes episodios hidrometeorológicos junto con las últimas intervenciones antrópicas en el cauce principal.

Finalmente, el sector más septentrional del área de estudio sigue resultando intervenido y presenta actualmente características similares pre-aluvionales (2015, 2017) debido a la extracción de áridos en donde constantemente se modifica la terraza fluvial, el encauzamiento del río, su ancho y el encajamiento vertical debido a estas labores.

Diversos autores confirman que los cauces rectilíneos no son formados naturalmente y existen solamente cuando su curso es intervenido progresivamente por el ser humano (Bridge, 2003; Bristow, 1987) y Miall (1996) afirma que los ríos rectos sólo se dan brevemente y durante el inicio evolutivo de los sistemas fluviales. De este punto de vista, los sistemas rectos carecen

de entidad propia y se procede a referirse a ellos como sistemas inestables (*wandering river*) o sistemas de baja sinuosidad con barras alternas (Miall, 1996).

7.6 Análisis territorial según geomorfología y peligrosidad del área de estudio

Para realizar el análisis territorial de remoción en masa, se utiliza información de terreno, interpretación de imágenes satelitales sumado a observaciones geomorfológicas realizadas en el Capítulo 5, todo esto vinculado con la descripción de los recientes eventos peligrosos del año 2015 y 2017: remociones en masa de tipo flujo e inundaciones, dan como resultado un producto cartográfico que se refleja en una propuesta de mapa de peligrosidad.

Para determinar la peligrosidad de las formaciones superficiales; fluviales, aluviales y gravitacionales (abanicos aluviales, fondos de quebrada, llanura de inundación, coluvios, etc.) que afectan a sectores poblados e infraestructura del área de estudio resulta necesario analizar qué sectores fueron afectados por las remociones tipo flujo e inundaciones y proponer un mapa de peligrosidad siguiendo la metodología propuesta para el desarrollo de esta tesis.

7.6.1 Propuesta de mapa de peligrosidad y riesgo

Los procesos activos se denominan a aquellos fenómenos de origen endógeno o exógeno, que en determinadas circunstancias podrían generar un riesgo geológico. En el presente trabajo sólo se realizará el análisis exógeno correspondiente a remociones en masa de tipo flujos e inundaciones potencialmente peligrosos en base a antecedentes geológicos bajo un contexto meteorológico.

Para estimar un grado de peligrosidad asociado al fenómeno de remociones en masa tipo flujos e inundaciones se ha utilizado la interpretación y análisis geomorfológico y los eventos recientes de remociones en masa (2015 y 2017) y así concluir en un mapa de peligrosidad que relacione las interpretaciones geológicas (formaciones superficiales) de estos fenómenos y las posibles áreas asociadas a un nivel de peligro.

Una vez concluido el mapa geomorfológico del área de estudio, se procede a reconocer la posibilidad si acaso las distintas geofomas representan algún grado de peligrosidad o si se formaron en base a algún evento geológico peligroso y que represente peligrosidad para los habitantes de la zona. El mapa se visualiza mediante el gráfico de superficies expuestas a posibles activaciones de procesos geológicos como deslizamientos y flujos que resultarían ser peligrosos para la población (Figura 99). La valoración de peligrosidad se realiza por métodos hidro-geomorfológicos de los autores Camara y Soriano (2008).

Los grados de peligro se determinaron mediante; a) recurrencia de eventos históricos, b) áreas afectadas durante estos eventos históricos, c) características de la geoforma y d) pendiente. El mapa se construyó con la herramienta ArcMap del software ESRI-ArcGis 10.8.

Cada una de las áreas delimitadas en el mapa (Figura 99) han sido interpretadas y valoradas otorgándoles un nivel de peligrosidad (Tabla 10) y las zonas que se han categorizado como nulas corresponden a las áreas donde aflora el sustrato rocoso u otras superficies que requieren otros parámetros para definir su peligrosidad.

Nivel peligrosidad	Formaciones fluviales, aluviales y gravitacionales	Descripción
Muy Alta	Fondo de valle	Canalización principal del río
	Fondo de quebrada	Quebradas con amplias cuencas de recepción, que se activan en grandes precipitaciones
	Desprendimientos y Socavones	Eventos registrados en el área de estudio
Alta	Terraza fluvial	Áreas a cotas entre 1 a 2 m sobre el cauce activo susceptible a inundarse durante crecidas
	Terraza aluvial	Área conectada al fondo de quebrada
	Llanura de inundación	Sólo áreas que son susceptibles a inundarse (1 a 5 m respecto de la ribera del cauce)
Media	Fondos de quebradas secundarias	Canalizaciones con cuencas receptoras de menores dimensiones
	Llanura de inundación	Áreas situadas en cotas topográficas más elevadas con registros de alturas menores de inundación (sobre 4 m respecto del cauce)
	Abanicos actuales	En caso de precipitaciones locales se activan generando circulación rápida de aguas
Baja	Abanicos antiguos	Formaciones casi inactivas ubicadas encima de la llanura de inundación
	Llanura de inundación	Áreas con escaso o nulo registro de inundaciones (ubicado en

		sectores límites con abanicos y laderas)
	Incisiones lineales	Incisiones con bajo transporte de agua y material

Tabla 10: Nivel de peligrosidad para las formaciones superficiales y depósitos asociados a procesos geológicos peligrosos dentro del contexto de la evaluación y descripción del área de estudio.

Nivel de peligro Muy Alto

Corresponde al área de mayor probabilidad de depositación o de generación de flujos detríticos y de barro producto de un evento de remoción en masa. Son áreas que tienen un mayor impacto al generar o albergar depósitos vinculados a estos procesos. Cabe destacar que dentro de estas zonas de alto peligro hay construcciones de viviendas que han sufrido graves afectaciones por eventos aluvionales. Los depósitos indican procesos de alta energía y que en episodios de precipitaciones intensas tienen una alta capacidad de activarse. Las formaciones y depósitos aquí presentes son; (1) el río Copiapó al ser el cauce principal y el primer recolector de las aguas, (2) la Quebrada Meléndez al tener una gran área de captación y concentrar alta densidad de quebradas secundarias aguas arriba de este cauce y por su pendiente (alrededor de 15°) y (3) además, dentro de este nivel, se tienen las áreas de formas gravitacionales que han sufrido desprendimiento o socavamiento en donde SERNAGEOMIN ha dispuesto por decreto, un perímetro de seguridad en torno a estos eventos prohibiendo la circulación en estas áreas.

Nivel de peligro Alto

Corresponden a áreas coalescentes dada la cercanía que tienen con las áreas de muy alto peligro, sin embargo, también obedecen a un registro recurrente de afectación de remociones en masa tipo flujo e inundaciones. Estas áreas, por sus depósitos detríticos, arenosos y de fango, son sectores que recurrentemente son afectadas por los eventos de remociones en masa de tipo flujo, ya sea por la cercanía inmediata del cauce principal y/o por desbordes producidos por la dinámica fluvial de estos eventos y de las intervenciones antrópicas que ha sufrido el sistema fluvial dentro de la zona de investigación. Se agrega también la canalización de la Quebrada Meléndez debido a los depósitos correspondientes de la terraza aluvial existente en ese sector. Al igual que en el nivel de peligro anterior, también se tienen construcciones de viviendas u obras civiles dentro de estas zonas de peligro.

Nivel de peligro Medio

Este nivel abarca una cantidad considerable de superficie del área de estudio. Principalmente la constituye la llanura de inundación al ser una superficie mayormente llana cuyos depósitos arenosos y fangosos son producto de la decantación y acumulación de eventos aluvionales e inundaciones recurrentes en el tiempo. La llanura de inundación es donde se emplaza una gran cantidad de viviendas y obras civiles de importancia para el poblado de Tierra Amarilla (centro de salud, municipio, bomberos, carabineros, colegios y escuelas, etc.) así como también la actividad agrícola y parte de la infraestructura estratégica para la actividad minera de la zona y de la región (oficinas administrativas, plantas metalúrgicas, acumulaciones de concentrados de cobre y sitios para el cuidado de maquinarias). También se incluyen en este nivel, las canalizaciones más importantes de quebradas secundarias adyacentes a la llanura de inundación. Estas son de un recorrido menor y de pendiente moderada ($< 10^\circ$) pero que pueden ocasionar inundaciones rápidas (*flashfood*) en precipitaciones intensas ya que poseen un potencial erosivo y podrían experimentar alta velocidad de escurrimiento. Cabe destacar que algunas quebradas secundarias no registran activación reciente pero que poseen una alta carga sedimentaria y eventualmente, en casos de precipitación extrema local, podrían generar remociones en masa de tipo flujo.

Los márgenes del abanico aluvial actual podrían experimentar arroyadas o avenidas de material dada su conexión geomorfológica con la Quebrada Meléndez y, por ende, con parte de su área de captación. Los márgenes de este abanico tienden a tener cotas topográficas menos elevadas que la parte céntrica (dada su forma convexa en perfil transversal).

Nivel de peligro Bajo

Son áreas con baja o nula probabilidad de generación o depositación de remociones en masa tipo flujo e inundaciones, son zonas que se encuentran mayormente en una altura topográfica mayor respecto de las áreas potencialmente peligrosas. Son áreas inactivas de abanicos aluviales antiguos que no presentan redes de drenaje importantes o canalizaciones de consideración para la generación o depositación de flujos de detritos y barro, además de sectores de la llanura de inundación que se encuentran elevadas topográficamente respecto del cauce principal en donde su nivel y probabilidad de inundación o anegamiento es muy baja.

Resulta relevante destacar que gran parte de estas áreas se encuentran conectadas a laderas con pendientes mayores a 25° por lo que podrían estar sujetas a peligros que obedezcan a otro contexto o a otra naturaleza y que convendría realizar estudios de estabilidad de talud para su análisis.

En el siguiente mapa, se muestra gráficamente las superficies del área de estudio, separadas según el grado mayor o menor de peligrosidad asociado a eventos de remoción en masa

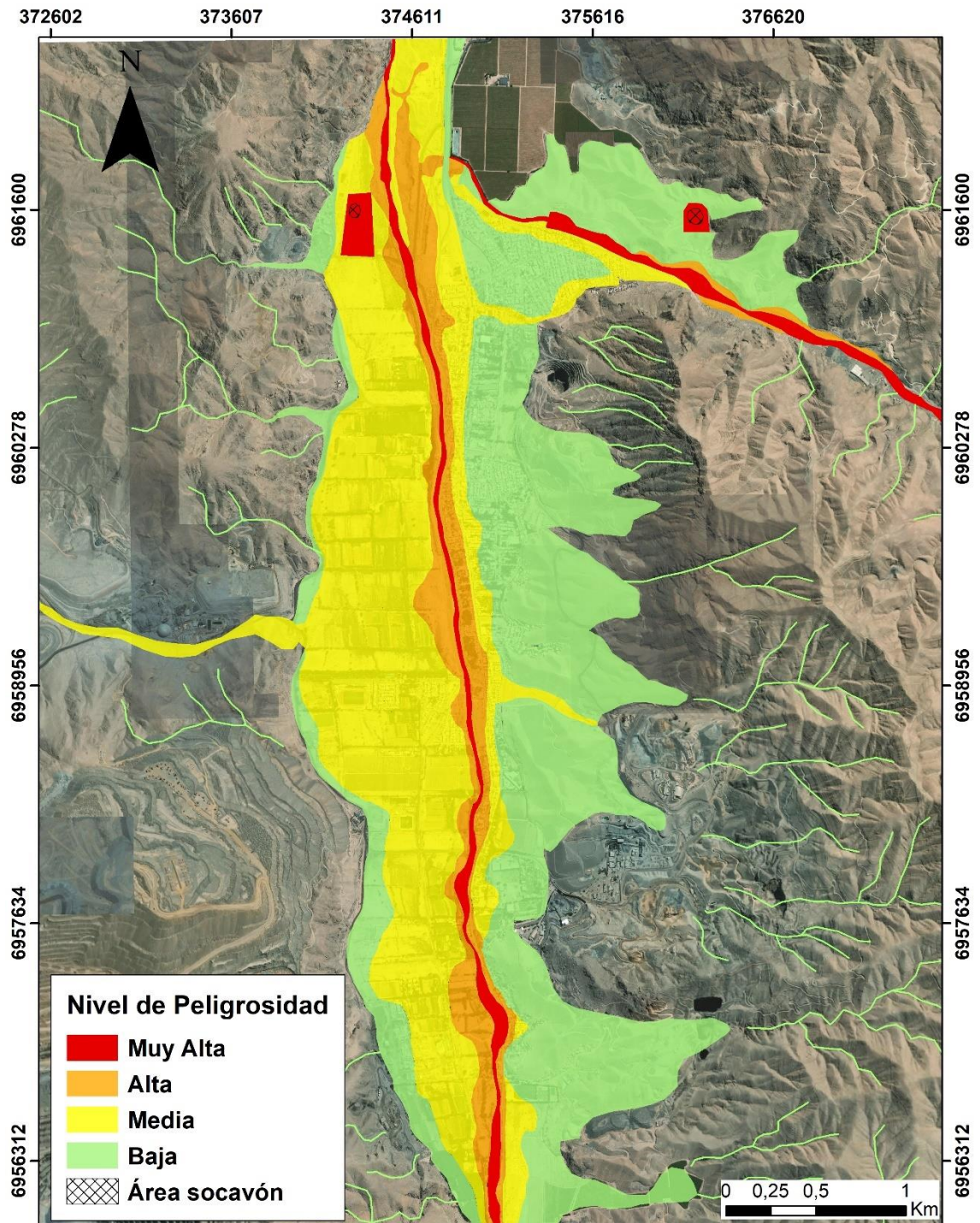


Figura 99: Propuesta de mapa de peligrosidad en base a criterios geomorfológicos y eventos recientes para el área de estudio. Nivel de peligrosidad Muy Alta: zona del cauce principal del río Copiapó. (forma más activa y recorre toda el área de estudio); Peligrosidad Alta: zona inmediata al cauce, terrazas fluviales y algunas superficies de la llanura de inundación. Peligrosidad baja: sectores de alto topográfico (abanicos aluviales y laderas de relieves laterales).

8 Discusiones

La recurrencia de los eventos de remoción en masa en estos últimos 30 años, nos permite con mayor facilidad, entender cuáles son las causas de estas catástrofes naturales; y para ello, resulta práctico entender de que existen causas de diferente índole; ya sea, de origen hidrometeorológico, así como por las condiciones del paisaje y de la cuenca misma (causas geomorfológicas).

Ambos factores son determinantes en la generación de eventos de remoción en masa, lo que se traduce coloquialmente en el desarrollo de aluviones (flujos de barro y detritos), con la consecuente colmatación de la cuenca, provocando inundaciones y daños en la infraestructura de las ciudades. Si nos remitimos a las causas, éstas tienen que ver con los siguientes factores:

- Un alto volumen de material no consolidado disponible.
- Alta cantidad de agua caída e intensidad (peak en mm/h).
- Características de la cuenca (pendiente topográfica propicia para inducir movimiento del flujo en masa, escasa vegetación, etc.).
- Geomorfolología de la zona.

Si bien, estos no son los únicos factores para desencadenar un evento de remoción en masa, son los más relevantes a los que ha podido dar esta investigación. Para analizar y discutir otros casos de eventos aluvionales en Chile, es necesario identificar a grandes rasgos, cuáles son sus diferencias y similitudes más importantes, tanto desde el factor geomorfológico como de las características hidrometeorológicas existentes cuando sucedieron estos eventos.

A continuación, se presenta una tabla comparativa que resume las principales características de los eventos hidrometeorológicos extremos que desencadenaron aluviones en Chile, en la región de Atacama (años 2015 y 2017), la ciudad de Antofagasta (1991) y la ciudad de Santiago (1993).

Factor/Evento	25 de marzo (2015) Tierra Amarilla	10 de mayo (2017) Tierra Amarilla	18 de junio (1991) Antofagasta	3 de mayo (1993) Santiago
CAUSAS				
Variable Meteorológica	Fen. El Niño - Baja segregada	Sistema frontal - Baja segregada	Fen. El Niño - Masas de aire cálido	Fen. El Niño - Sistema frontal
GENERALIDADES				
Isoterma (0° C)	4900 msnm	2900 msnm	No aplica	2600 a 4000 msnm
Precipitación Acumulada	75,5 mm	119 mm	42 mm	67 mm
Duración del evento	2 días	2 días	8 hrs	1 día
Intensidad (peak)	10 mm/h	5,6 mm/h	24 mm/h	18 mm/h
CONSECUENCIAS				
Damnificados	29.741 (Regional)	1.173 (Regional)	70.000	32.646
Víctimas fatales	31 fallecidos - 49 desaparecidos	0	91 fallecidos - 19 desaparecidos	26 fallecidos- 8 desaparecidos
Promedio altura de flujo aluvional	0,50 m - 1,2 m	0,45 m - 1,4 m	0,5 m - 2 m	0,4 m - 6 m
Sectores afectados	Precordillera y Valles	Precordillera y Valles	Zona costera de Antofagasta	Precordillera de Santiago
Caracterización sedimentológica	Flujos de detritos y flujos de barro	Flujos de barro	Flujos de detritos	Flujos de detritos y flujos de barro
Geoformas afectadas	Cauce del río - Quebradas - Llanura de inundación - Terraza fluvial	Cauce del río - Quebradas - Llanura de inundación - Terraza fluvial	Quebradas - Abanicos aluviales - Terrazas marinas	Quebradas - Abanicos aluviales - Llanura de inundación - Terraza fluvial
Obras mitigación post-evento	Defensa de los márgenes del cauce - Encauzamiento del río	Defensa de los márgenes del cauce	Piscinas decantadoras	Piscinas decantadoras

Tabla 11: Resumen de las características de los eventos aluvionales de la región de Atacama (años 2015 y 2017), Antofagasta (1991) y Santiago (1993).

Los datos de los eventos aluvionales ocurridos en Atacama (Tierra Amarilla) y los casos de Antofagasta (1991) y Santiago (1993) tienen elementos similares:

La isoterma 0° C fue un factor preponderante en los eventos aluvionales de Atacama (2015 y 2017) (cota de isoterma a 4900 y 2900 m.s.n.m respectivamente) y de Santiago (2600 a 4000 m.s.n.m). En este último las remociones en masa (Quebrada San Ramón y Macul) se activaron y aportaron un mayor volumen de sedimento en las zonas altas de la cuenca; arrastrando el

sedimento por los cauces y quebradas, desembocando en los abanicos aluviales de la zona oriente de la capital. Para el caso de las remociones en masa en Antofagasta, la Isoterma 0°C a cota alta, no fue un factor influyente, debido a que las cuencas involucradas y activadas por las intensas precipitaciones están emplazadas en la misma franja costera a una distancia entre 4 a 12 km de la ciudad, y el sistema frontal de precipitación ocurrió a cotas que van entre 0 y 500 m.s.n.m; a diferencia de los tres casos anteriores (Atacama 2015 y 2017; Santiago 1993). Sin embargo, en los 4 eventos aluvionales discutidos, el evento meteorológico se caracterizó por la circulación de masas cálidas de aire y agua en la atmósfera en latitudes medias, siendo eventos recurrentes en zonas más bien tropicales, no así en latitudes medias.

La cantidad y la intensidad de precipitaciones se asocia al fuerte control que tiene el Fenómeno de El Niño tanto en los eventos Antofagasta (1991) y Atacama (2015) provocando que las masas de aire cálido y las concentraciones de vapor de agua (acción de la Baja Segregada) tengan una proveniencia oeste (océano Pacífico). Para el caso de Santiago (1993) y el evento del año 2017 en Atacama, corresponde a un evento hidrometeorológico proveniente desde el sur y potenciado por el mismo efecto de baja segregada (ciclón subtropical).

La altura máxima del flujo que alcanzó el evento en Antofagasta fue medida en 2 m, en las desembocaduras de las quebradas y en las zonas del escarpe costero. En Santiago fue de 6 m. En Atacama (Tierra Amarilla) fue de 1,2 m; en las cercanías del cauce principal, sin embargo, en la ciudad de Copiapó hay registros de hasta 2,4 m en el sector de Paipote (confluencia de la quebrada de Paipote con el río Copiapó) en el 2015. Durante el evento del 2017, en Tierra Amarilla, se registró un máximo de 1,4 m al sur de la zona urbana junto al cauce principal.

En Antofagasta (1991) la ocurrencia de la bajada de flujos aluvionales fue abruptamente en paralelo, activándose 5 quebradas durante el evento y bajando hacia la ciudad (ver ítem 4.6.5). Las primeras zonas afectadas fueron las poblaciones aledañas a las quebradas (sector alto de la ciudad) que recibieron torrencialmente los flujos de detritos debido a la pendiente (~ - 9° de pendiente en el escarpe costero) y luego gran parte del sector céntrico de la ciudad hasta desembocar en el mar, dejando 70.000 damnificados y 91 víctimas fatales.

En Santiago (1993) los flujos de detritos y barro venían desde la Sierra San Ramón. Se activaron de manera paralela dos quebradas (Qbda. San Ramón y Qbda. Macul) desembocando gran cantidad de volumen detrítico sobre el emplazamiento de la población en las superficies de los abanicos aluviales existentes (piedemonte de la sierra y sobre la llanura de inundación). Los flujos que bajaron desde la Quebrada San Ramón fueron los de mayor longitud y alcanzaron la llanura de inundación (~ 8km) (ver ítem 4.6.5); por otro lado, los flujos provenientes de la Quebrada de Macul fueron los que tuvieron mayor afectación en la población (entre las comunas de Peñalolén y La Florida) provocando desbordes en diferentes

puntos de canales y esteros; teniendo como consecuencia 26 víctimas fatales y 32.646 damnificados.

En la comuna de Tierra Amarilla el evento del 2015 dejó 6 personas desaparecidas y cerca de 1800 damnificados. La zona más afectada fue la entrada sur al sector urbano (primer punto de desborde del sector) y el sector Punta de Bateas donde ocurrió el segundo desborde que inundó gran parte del sector, alcanzando las mayores alturas de inundación (1,4 m en el año 2017). Cabe destacar que en ambos eventos aluvionales (2015 y 2017) el cauce que cruza todo el poblado, produjo las mayores afectaciones a viviendas, debido a la cercanía de éste con la población y con la Quebrada Carrizalillo.

El cauce principal transportó la mayor cantidad de volumen detrítico y de barro, sin embargo, los desbordes se produjeron kilómetros antes, en la confluencia de la Qbda. Carrizalillo con el río Copiapó, cuyo flujo circuló aguas abajo afectando la llanura de inundación y terrazas fluviales de gran parte del sector urbano de la comuna.

En los eventos aluvionales presentes en esta discusión, el factor intensidad de precipitación tuvo una gran importancia en las crecidas de los caudales ya que, en todos los casos, se obtuvieron peaks de lluvia inusuales y altas, lo cual produjo que el agua no permeara la superficie, y tan solo se desplazara superficialmente en masa colmatando quebradas y río. La mayor intensidad de agua caída por hora (peak) sucedió en el evento del año 1991 en Antofagasta, con una intensidad de 24 mm/h., lo sigue el evento de Santiago (1993) con 18 mm/h y en Atacama, los años 2015 y 2017, con 10 mm/h y 5,6 mm/h, respectivamente.

Por otro lado, las características sedimentológicas de los flujos aluvionales de los 4 casos discutidos son las siguientes:

Santiago (1991): Flujos detríticos correspondientes a un 40 a 55% de gravas arenosas con bloques de hasta 1 m y un 20 a 45% de materiales finos (Naranjo y Varela, 1996).

Antofagasta (1993): Flujos detríticos compuestos de alrededor de 50 a 80% de gravas angulares y cantos rodados de 5 a 15 cm de diámetro, con un 20 a 45% de arenas y 5% de finos (Sepúlveda *et al.*, 2006).

Atacama (2015): Flujos detríticos y de barro compuesto por bloques de hasta 1 m y arenas gravosas con abundante matriz arenosa y una menor cantidad de arenas fangosas (Larrondo, 2017).

Atacama (2017): Flujos de detritos y barro compuesto de un depósito de matriz soportado con bloques de 2 cm y una menor cantidad de bloques de 2 m de diámetro. La matriz corresponde a arenas gravosas con mayor cantidad de arenas finas (SERNAGEOMIN, 2017).

En base al análisis sedimentológico de los flujos aluvionales realizado por los autores expuestos, se puede inferir que los eventos con mayor destrucción, modificación de cauces o elementos geomorfológicos (socavación, modificación temporal del lecho, desbordes, etc.) fueron los eventos que contienen mayor cantidad de material grueso (bloques, cantos rodados, gravas) como los flujos de detritos de los eventos de Antofagasta (1991) y Atacama (2015). En cuanto a los eventos de Santiago (1993) y Atacama (2017) obedecen mayormente a flujos de características de tipo flujos de barro (mudflow). El evento de Atacama (2017) en la comuna de Tierra Amarilla, si bien alcanzó mayores registros de altura de inundación que el del año 2015, la característica del fluido presentó una textura menos viscosa (según análisis de SERNAGEOMIN). El manto que recubrió la llanura de inundación fue de material arenoso a fangoso, a diferencia del 2015, ya que este último tuvo un mayor componente erosivo al ser un flujo mayormente viscoso y con mayor presencia de gravas. Dicho esto, puede señalarse una relación directa entre el contenido de materiales gruesos, la viscosidad del flujo, con la capacidad erosiva del evento aluvional.

9 Conclusiones y recomendaciones

Conclusiones

La comuna Tierra Amarilla, ha presentado en los últimos 30 años eventos de remoción en masa donde hay factores que han sido condicionantes en el desarrollo de aluviones como, por ejemplo, los factores geológicos de la cuenca (pendiente, la conformación de los sistemas de drenaje y quebradas principales, la disposición de material detrítico, impermeabilidad del suelo, entre otros). Por otro lado, los factores meteorológicos identificados son principalmente anomalías climáticas asociadas al Fenómeno de El Niño, traducido al desarrollo de ciclones subtropicales (bajas segregadas).

En cuanto a la geomorfología, en la comuna de Tierra Amarilla (área de estudio) predomina un ambiente de tipo fluvial encajonado entre montañas y quebradas adyacentes, cuyo cauce rectilíneo es la forma más activa y reciente en el sector. Esto sumado a un sistema tipo fluvial/aluvial, dan forma a un paisaje árido a semiárido característico de los valles del Norte Chico de Chile, con alimentación fluvial de alta cordillera, que fluye hacia la comuna en eventos hidrometeorológicos extremos (ríos efímeros). La llanura de inundación recibe aportes del río por crecidas y desbordes y se destaca por su gran extensión y su importancia urbana, ya que actualmente es allí donde se emplaza la mayor cantidad de viviendas e infraestructura civil estratégica de la comuna (municipio, centros de salud, colegios y escuelas, carabineros, etc.). Es por esta disposición urbana, que resulta esencial conocer las diferentes condiciones meteorológicas como geológicas que puedan afectar a la comuna y al valle de Copiapó en general. Asimismo, debido a la ocurrencia de aluviones, resulta especialmente importante el conocer su ocurrencia, génesis y consecuencias, de modo de crear conciencia en la comuna, y determinar soluciones de infraestructura ante al advenimiento de nuevos eventos aluvionales.

El área urbana de Tierra Amarilla presenta depósitos recientes asociados principalmente al transporte de sedimentos y material detrítico del río Copiapó a esa altura de la cuenca, y a eventos de remoción en masa e inundaciones provocadas por eventos hidrometeorológicos traducidos en abundante precipitación. El transporte de sedimentos fluviales y aluviales está asociados al cauce principal y a formas antiguas cubierta de depósitos en los piedemontes de los relieves, producto de actividad torrencial de laderas (abanicos torrenciales). En este sentido, se destacan los abanicos aluviales antiguos y actuales, que representan formas poco activas pero que, en momentos de precipitación intensa, este material podría incorporarse al agua superficial en forma de escorrentía, e inundar sectores bajos del área urbana conllevando a la destrucción de viviendas particulares e infraestructura pública.

El mapa de peligrosidad realizado tuvo en cuenta los eventos aluvionales del año 2015 y 2017, con base en el registro de máxima altura de inundación que afectó el área de estudio. Esta evaluación genera la clasificación y división de zonas por niveles de peligrosidad (Muy Alta, Alta, Media y Baja). La cartografía revela que gran parte del emplazamiento urbano de la comuna (sector céntrico, escuelas, centros de salud, municipio, bomberos y carabineros) está sobre zonas clasificadas con peligrosidad Media a Alta, principalmente por las potenciales inundaciones y/o desbordes del río y quebradas (Quebrada Meléndez) que podría afectar a dicha geoforma poblada, a través del río Copiapó y quebradas adyacentes a la cuenca.

Recomendaciones

Este trabajo de investigación deja abierta la posibilidad de seguir afrontando la problemática de riesgos y peligros geológicos en zonas áridas y cómo estas situaciones afectan a la población. Dicho esto, se recomienda realizar un trabajo abarcando áreas más específicas como la evaluación de taludes e inestabilidad de laderas, de modo de generar información técnica en torno a eventos de remoción en masa, utilizando así, herramientas para modelar escenarios que ocurrieron o que pudiesen ocurrir en el valle de Copiapó y puntualmente en la comuna de Tierra Amarilla.

En base al presente estudio, se recomienda a las autoridades quienes son los responsables de tomar decisiones y fomentar la gestión del riesgo de desastre en la comuna, seguir trabajando en la construcción de medidas de mitigación de riesgos para la cuenca del río Copiapó, ya que es considerable la recurrencia de este tipo de eventos para el futuro cercano, teniendo en cuenta las actuales condiciones de cambio climático mundial, y que evidentemente pueden afectar al valle de Copiapó y a la comuna de Tierra Amarilla. Sistemas de piscinas decantadoras, barreras para el cauce en caso de desbordes y un sistema de alerta temprana local, con lazos estrechos con instituciones oficiales tales como SENAPRED y SERNAGEOMIN, son de suma importancia a la hora de mantener informada a la población frente a estas catástrofes naturales. La planificación territorial en este punto es fundamental ya que puede disuadir oportunamente la instalación de viviendas o infraestructuras públicas para el funcionamiento de la población y no verse afectadas por eventos aluvionales en el futuro, como aconteció el año 2015 y 2017; pudiendo emplazarlas en zonas con menor riesgo de aluviones e inundación.

Con el fin de generar más información y certezas de los eventos que desencadenan remociones en masa de tipo aluvional, se recomienda realizar un análisis amplio de periodos de retorno de este tipo de eventos, anclado a un estudio meteorológico y cálculos de retorno de precipitaciones en la cuenca del río Copiapó para así poder predecir con cierto asidero el periodo de un nuevo evento de remoción en masa, como los ya ocurrido en la comuna de Tierra Amarilla.

Se recomienda un análisis de suelos de modo de conocer sus características mecánicas y su comportamiento vinculado a eventos de remoción en masa. Por otro lado, y debido a la ocurrencia de socavones superficiales sin causa esclarecida en la comuna en los últimos 10 años, resulta necesario investigar respecto de la ocurrencia de estos hechos, sobre todo con lo acontecido en la zona sobreyacente (superficial) a la mina Alcaparrosa en la comuna de Tierra Amarilla, en el mes de julio de 2022 (a un costado de la traza del río Copiapó). Resulta de especial interés también revelar cuál es la relación entre la socavación subterránea minera, su método de explotación y si pudiese haber una relación entre este laboreo de origen antrópico con la subsidencia superficial (desarrollo de socavón vertical), o bien, poder determinar si se debe tan solo a las características o disposición del suelo y sus propiedades mecánicas.

10 Bibliografía

Aguilar, G. 2010. Erosión y transporte de materia en la vertiente occidental de los Andes semiáridos del Norte de Chile (27-32°S): desde un enfoque a gran escala temporal y espacial, hasta la evolución cuaternaria de un sistema fluvial. Tesis de Doctorado de la Universidad Católica del Norte (Chile) y de la Université de Toulouse 3, Paul Sabatier (Francia): 355 p.

Aguilar, G., Cabré, A., Fredes, V., & Villela, B. (2020). Erosion after an extreme storm event in an arid fluvial system of the southern Atacama Desert: an assessment of the magnitude, return time, and conditioning factors of erosion and debris flow generation, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 20, 1247–1265.

Aguirre, I., (1999). Hidrogeología del Valle del Río Copiapó entre Tranque Lautaro y Piedra Colgada. Memoria para optar al Título de Geólogo y Tesis para optar al grado de Magister en Geología. Universidad de Chile.

Allen, J. R. (1970). Studies un fluviatile sedimentation: a comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40-1, p. 298-323.

Arabazs, W. J. (1971). Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile. PhD tesis, Californian Institute of Tecnology, Pasadena.

Arévalo, C. (1995). Mapa Geológico de la Hoja Copiapó. Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Documentos de Trabajo, No. 8, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Arévalo, C. & Grocott, J. (2000). El sistema estructural del límite entre la Cordillera de la Costa y la precordillera: un sistema paralelo al margen, comparable a la Zona de Falla de Atacama y a la Zona de Falla de Domeyko en la región de Atacama. 9º Congreso Geológico Chileno, 553-555. Puerto Varas, Chile.

Arévalo, C. 2005a. Carta Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Escala 1:100.000. Serie Geológica Básica, 91.

Arévalo, C. 2005b. Carta Los Loros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Escala 1:100.000. Serie Geológica Básica, 92.

Atacama '59. (2011). Río Copiapó: Memoria Histórica en Imágenes. Noticias grupo Atacama'59. /<http://atacama59.blogspot.com/2011/01/rio-copiapo.html> (Última visita 23/5/2023).

Ayala, F. J. (1987). Introducción a los riesgos geológicos. En F. J. Ayala, J. Durán y T. Peinado, *Riesgos Geológicos* (Vol. 1, pag. 3-21). Madrid, España: Instituto Geológico y Minero de España.

Bilkra, L. H., & Nemeč, W. (1998). Postglacial colluviums in western Norway: depositional process, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology* 45, p. 909-959.

Blissenbach, E. (1954). Geology of alluvial fans in semi-arid regions. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 65, 175-190 p.

Borgel R., (1983) - Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar de Chile. Tomo II Geomorfología. 30 p.

- Bristow, C. S. (1987): Brahmaputra River: channel migration and deposition. En F. G. Ethridge, R. M. Flores y M. D. Harvey (eds.), *Recent developments in Fluvial Sedimentology*. Soc. Eco. Paleont. Miner., Sp. Publ., 39, 63-74 p.
- Bridge, J. S. (2003). *Rivers and Foodplains. Form, processes and sedimentary record*. Blackwell Science Ltd, Oxford, UK. 504 p.
- Brown, A. G. (1997). *Alluvial geoarchaeology: foodplain archaeology and environmental change*. Cambridge University Press. 377 p.
- Bucarey, N. (2018). Evaluación de la susceptibilidad de flujos de detritos en quebradas Carrizalillo y de Meléndez, Comuna de Tierra Amarilla, Región de Atacama. Tesis para la obtención de título de Geólogo, Universidad de Chile.
- Bull, W. B. (1968). *Encyclopedia of Geomorphology*. Dowden, Hutchinson & Ross. Stroudsburg, 7-10 p.
- Buma, J. & van Asch, T. (1996). Slide (rotational). En R. Dikau, D. Brunsten, L. Schrott, y M.L. Ibsen, *Landslide Recognition Identification, Movement and Causes* (pags. 43-61). Chichester, Reino Unido: John Wiley y Sons.
- Cabré, A., Rémy, D, Aguilar, G. Carretier, S & Riquelme, R. (2020). Mapping rainstorm erosion associated with an individual storm from InSAR coherence-loss validated by field evidence for the Atacama Desert. *Earth Surf Proc Land* 45(9): 2091-2106
- Cáceres, M. (2017). Hoy y siempre, la crónica que revela los eventos aluvionales que han afectado a la región de Atacama. *Revista Tierra Culta*. <http://www.revistatierraculta.cl/?p=9687> (Última visita 20/05/2020).
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M.P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: Moreno, T y Gibbons, W. *The Geology of Chile*. Geological Society of London, Londres.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A. & Sudgen, D. E. (1984). *Geomorphology. Earth Sciences and the Past*, Methuen, London, p. 605.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C & Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews*, 18 (3-4), 303-332.
- Colombo, F. (2010). Abanicos Aluviales: Secuencias y modelos de sedimentación. En: Arche, A. (Eds.), *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*, Ediciones Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid (España), p. 131-224.
- Cronin, S., Neall, V., Lecointre, J., & Palmer, A. (1999). Dynamic interactions between lahars and stream flow: A case study from Ruapehu volcano, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin* 1999;111, p. 28-38.
- Cruden, M. C. & Varnes, D. J. (1996). Landslide types and processes. En A.K. Turner & R.L. Schuster 1996. *Landslides: Investigation and Mitigation*. (Vol. Special Report 247, pags. 36-75). Washington, Estados Unidos: National Academy Press.
- Del Real, I., Thompson, J. & Carriedo, J. (2018). Lithological and structural controls on the genesis of the Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Copper Gold district, Northern Chile. *Ore Geology Reviews*. Vol. 102, 106-153.

Delle Rose, M., Federico, A. & Parise M. (2004). Sinkhole genesis and evolution in Apulia, and their interrelations with the anthropogenic environment. *Natural Hazard Earth Systems* 4, p. 747-755.

DGA (2004). Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del río Copiapó.

DGA (2018), Modelación y Análisis de Inundaciones para la Cuenca del Río Copiapó, SIT N° 432, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile, Realizado por: CSIRO.

Dunai, T., González, G. & Juez-Larré, J. (2005) – Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *The Geological society of America*, Vol. 33 (4) pp.321-324. DOI: 10.1130/G21184.1

EIC Ingenieros. (2015). Caracterización y levantamiento de información debido a las crecidas aluvionales en la cuenca del río Copiapó, Región de Atacama, para el temporal del 25 y 26 de marzo de 2015. Ministerio de Obras Públicas, Dirección de Obras Hidráulicas, Informe final Vol. 1: 738 p. Santiago.

Eltierramarillano. (marzo 25, 2021). A 6 años del aluvión de Atacama. Tierra Amarilla, Región de Atacama, Chile. Recuperado el 30 de Julio del 2023. Obtenido de <https://tierramarillano.cl/2021/03/25/a-seis-anos-del-aluvion-de-atacama/>

Farías, M. (2007). Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Fernández, J. & Espinoza, L. (2020). Compilación y análisis del registro histórico de remociones en masa tipo flujo en la cuenca del río Copiapó, región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-20-83: 81 p.

Ferrando, F., Fuentes F., Coloma F. & Merino R. (2015). Fotointerpretación y reconocimiento en terreno del efecto de aluviones e inundaciones en las zonas de Tierra Amarilla y Nantoco: Zona de inundación y zonas propuestas para evacuación, campamento y acopio. INF – ATACAMA 08. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.

Flores, D. (2020). Evaluación de la expansión urbana de Copiapó y sus efectos sobre la configuración de los sistemas Fluvio-aluviales circundantes. Modelización y análisis del evento de junio de 1997. Tesis para la obtención del Título de Geólogo, Universidad de Atacama.

Friend, P. F. (1978). Distinctive features of some ancient rivers system. En Miall. A. D., ed. *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir 5, p. 531-542.

Fuentes, F., Coloma F., Ferrando R. & Merino R. (2015). Efectos geológicos del evento meteorológico del 24 al 26 de marzo, 2015 en los poblados aledaños a Tierra Amarilla y Nantoco, III Región de Atacama, Chile. Presentado en: Congreso Geológico Chileno 2015.

Garreaud, R. & Rutllant, J. (1996). Análisis meteorológico de los aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el período de 1991 – 1993. *Atmósfera* 9, 251-271.

Garreaud, R., Vuille, M. & Clement, A., (2003). The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 194, pp. 5-22.

- Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R. & Marengo, J., (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volumen 281, pp. 180-195.
- Garreaud, R., Molina, A. & Farías, M., (2010). Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. *Earth and Planetary Sciences Letters*, Volume 292, pp. 39-50.
- Gibson, S, Floyd, I, Sánchez, A, Heath, R. Comparing single-phase, non-Newtonian approaches with experimental results: Validating flume-scale mud and debris flow in HEC-RAS. *Earth Surf Process Landforms*. 2021; 46: 540–553.
- Godoy, E. & Lara, L. (1998). Segmentación estructural andina a los 33°-34°: nuevos datos en la Cordillera Principal. Proceedings 7th Congreso Geológico Chileno, Concepción, 2, 1344-1348.
- Grijalba, V. M. (2016). Geología y análisis histórico-meteorológico del aluvión de marzo de 2015 en Chañaral, Atacama. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile.
- Gutiérrez, M. (2008). *Geomorfología*. Madrid, España: Pearson Educación.
- Harden, C. (2004). Encyclopedia of Geomorphology. Routledge. London, 1039-1043 p.
- Harvey, A. M. (2002). Factor influencing the geomorphology of dry-region alluvial fans. PEP, Gonzalez, A., Vegas, J. & Machado, M. J. (eds.) Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 59-75 p.
- Haselton, K., Hilley G., & Manfred R. (2002) Average Pleistocene climate patterns in the Southern Central Andes: controls on mountain glaciations and paleoclimate implications. *The Journal of Geology* vol. 110, no2, pp. 211-226
- Hauser, A., 1997. Los aluviones del 18 de junio de 1991 en Antofagasta: un análisis crítico a 5 años del desastre. Boletín No. 49. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Hauser, A. (2000). Remociones en masa en Chile. SERNAGEOMIN, 89 p. (Boletín: n° 59)
- Hickin, E. J. (1993). Fluvial facies models: a review of Canadian research. *Progress in Physical Geography*, 17. 205-22.
- Highland, L. (2004). *Landslide Types and Processes*. Publicación (primera edición), Servicio Geológico de los Estados Unidos.
- Hu, R., Yue, Z., & Wang, L. (2004). Review on current status and challenging issues of and subsidence in China. *Engineering Geology*, 76, p. 65-77.
- Izquierdo T., Abad M. & Bernardez E. (2016). Catastrophic flooding caused by a mudflow in the urban area of Copiapó (Atacama Desert, northern Chile). *International Conference in Urban Risks*, Lisboa – Portugal.
- Johnson, A. M. & Rodine, J. R. (1984). Debris Flow. En: Brunsden, D. & Prior, D. (Eds.): *Slope Instability*. Wiley. Nueva York, 257-361.
- Knighton, D. (1998). Fluvial form and processes. A new perspective, Arnold, London, 383p.
- Lara, P. (1996). Caracterización hidrológica de las corrientes de detritos en Chile central. Thesis. Department of Civil Engineering, University of Chile, Santiago.

Larrondo, L. (2017). Análisis morfoestratigráfico y geomorfológico del entorno de la ciudad de Copiapó (Atacama, Chile). Paleohidrología y evolución geológica reciente. Tesis para la obtención del Título de Geólogo. Universidad de Atacama, 160 pp.

Leopold, L. B., Wolman, M. G. & Miller, J. P. (1964). *Fluvial Processes in Geomorphology*, Freeman, San Francisco, 522p.

Leopold, L. B. (1968). Hydrology for urban planning, a guidebook in the hydrologic effects of urban land use. *United States Geological Survey Circular*, 554, 18.

McGowen, J. H. (1979). Alluvial fan systems. En W. E. Galloway, C. V. Kreitler y J. H. McGowen, *Depositional and Ground Water Flow Systems in the Exploration for Uranium* (pags. 43-79). Austin, Texas, Estados Unidos: Texas Bureau of Economic Geology Research Colloquium.

Meza, A., Muñoz, M. & Whittaker, M. (1992). Historia de las Catástrofes Ocurridas en la Región de Atacama. Tesis de Título (Inédito), Departamento de Educación, Universidad de Atacama: 311 p. Copiapó.

Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer Verlag, New York. - Middleton, G. V. y Hampton, M. A. (1973): Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. SEPM Pacific Section, Short Course, 1-38 p.

Ministerio del Interior, Oficina Nacional de Emergencia (2021). *Reporte estado de avance de implementación, Plan Estratégico Nacional para la RRD 2020-2030*. <https://bibliogr.d.senapred.gob.cl/bitstream/handle/123456789/5376/Informe%20Gestiones%20Plataforma%20RRD%20%282%C2%B0%20Periodo%20de%20implementaci%C3%B3n%20PENRRD%2c%20a%C3%B1o%202021%29.pdf?sequence=1&isAllowed=y>

Moody, J.A., Pizzuto, J. E. & Meade, R. H. (1999). Ontogeny of a flood plain. *Geological Society of American Bulletin*, 111, p. 291-303.

Moody, J. A & Troutman, B. M. (2000). Quantitative modelo of the growth of foodplains by vertical accretion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, p. 115-133.

Morales, F. (2022). Mineralogía y geoquímica de los óxidos de hierro en el Distrito Punta del Cobre: implicancias genéticas y potencial económico. Tesis para la obtención del Título de Geólogo, Universidad de Atacama.

Moreiras, S. M. & Sepúlveda, S. A. (2013). The high social and economic impact 2013 summer debris flow event in Central Chile and Argentina. *Bollettino di Geofísica Teorica ed Applicata* 54: 181-184.

Morisawa, M. (1968). *Streams: their dynamics and morphology*. McGraw Hill Book Co, New York, 175 pp.

Mortimer, C. (1973). The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society*, 129(5), 505-526.

Moscoso, R. & Mpodozis, C. (1988). Estilos estructurales en el norte chico de Chile (28-31°S), regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile* 15 (2): 151-166.

Nalpas, T., Dabard, M-P., Ruffet, G., Vernon, A., Mpodozis, C., Loi, A. & Hérail, G. (2008). Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales-Chañaral Area, Northern Chile: ¿Climatic or tectonic control? *Tectonophysics* 459: 161-173.

- Naranjo, J. A. & Varela, J. (1996). Fflujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago el 3 de mayo de 1993. Boletín No. 47. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Nemec, W. (1990). Aspects of sediments movement on steep delta slopes. En A Colella y D. B. Prior (eds.), *Coarse-Grained Deltas. IAS Special Publications*, 10, 29-73.
- Noticias en América Latina (09 de agosto, 2022). El enorme socavón que no para de crecer en Chile e intriga a la comunidad científica. Recuperado el 12 de julio del 2023, de <https://www.bbc.com/mundo/noticias-america-latina-62472876>
- Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior y Seguridad Pública, ONEMI (2015). Monitoreo por evento hidrometeorológico, 25 de marzo de 2015.
- Opazo, E. & Alfaro, A. (2017). Efectos geológicos de los aluviones de quebrada Paipote y Chollay, 23 de enero de 2017, Región de Atacama. Informe (Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería, INF-ATACAMA-01.2017: 35 p. Santiago.
- Ortlieb, L. & Vargas, G. (2015). Hacia una historia de eventos lluviosos extremos en el sur del Desierto de Atacama, Norte Chico, a partir de fuentes documentales. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 14: 823-826. La Serena.
- Oyarzun, R., Oyarzun, J., Menard, J. J. & Lillo, J. (2003). The Cretaceous iron belt of northern Chile: role oceanic plates, a superplume event, and a major shear zone. *Mineralium Deposita*, 38 (5), 640-646.
- Paskoff R., 1970. Le Chili Semi-Aride, Recherches Géomorphologiques. Biscaye Frères, Bordeaux, France. 420 pp. (Traducido al español por José Novoa, 1993. Universidad de La Serena).
- Pedraza, J. (1996). Geomorfología: Principio, Métodos y Aplicaciones, primera edición, Rueda, 199-225 p. Madrid, España.
- Piégay, H. & Schumm, S. A. (2003). System Approaches un Fluvial Geomorphology. En: Kondolf, G. M. y Piegay, H. (Eds): *Tools in Fluvial geomorphology*. Wiley, Chichester, 105-134.
- PMA, 2008. Proyecto Multinacional Andino. Geociencias para las Comunidades Andinas. Atlas de Deformaciones Cuaternarias de los Andes. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, no. 7, 320
- PNUMA (2009). Perspectivas del Medio Ambiente Urbano: GEO Copiapó. Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente: 115 p. Santiago.
- Ramos, V. & Aleman, A. 2000. Tectonic Evolution of the Andes. *In Tectonic evolution of South America* (Milani, E.J.; Thomaz, A.; editores). *In International Geological Congress*, No. 31: 635-685. Río de Janeiro.
- Ramos, V. A. (2009). Anatomy and global contexto of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Geological Society of America, Memoir* 204: 31-65.
- Richards, K. S. (1987). Progress in Physical Geography. *Fluvial Geomorphology*, 11, p. 432-457.
- Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes & Charrier, R. (2003). A geomorphological approach to deterring the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361: 255-275.

Riquelme, R., Hérail, G., Martinod, J., Charrier, R. & Darrozes, J. (2007). Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26° S-28°S). *Geomorphology*. V.86, Issues 3-4, p. 283-306.

Riquelme, R., Aguilar, G., Jensen, A., Verdejo, J., Herrera, S., Riveros, K. & Navarrete, P. (2010). Evaluación hidrogeológica de la Cuenca del Río Huasco, con énfasis en la cuantificación de los recursos hídricos superficiales y subterráneos (geomorfología, dinámica fluvial reciente y relleno de la cuenca). Informe 5 (Inédito) Innova Chile, CORFO, Gobierno de Chile: 140 p.

Riquelme, V. (2019). Análisis cinemático y proyección de fallas principales y secundarias presentes en Fase 10, Minera Candelaria, Región de Atacama, Chile. Tesis para la obtención del Título de Geólogo, Universidad de Atacama.

Robles, M., Novoa, J. & López, D. (2008). Áreas en riesgos siconaturales por sequía, mediante análisis multitemporal de imágenes Landsat. *Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas, Anales 2007: 70-77.*

Rondanelli, R., Rutllant J., Molina A., Arriagada A. & Fuentes R. (2018). Gatillantes oceánicos y atmosféricos de la tormenta de Atacama de marzo 2015. Easton G., Pérez S., & Aldunce P. (Eds.) *Aluviones y Resiliencia en Atacama: Construyendo Saberes Sobre Riesgos y Desastres*. 357 p. Social-Ediciones, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad de Chile.

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

Sánchez, L., Aguilar, G., Börgel, R., Comte, D., Ortega, F. & Regard, V. (2015). Estudio de los aluviones e inundación de Tierra Amarilla asociado a las lluvias torrenciales de marzo de 2015.

Sepúlveda, S.A. (1998). Metodología para Evaluar el Peligro de Flujos de Detritos en Ambientes Montañosos: Aplicación en la Quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Sepúlveda, S.A., Rebolledo, S. & Vargas, G. (2006). Recent catastrophic debris flows in Chile: geological hazard, climatic relationships and human response. *Quaternary International*, 158 (1), 83-95.

Sepúlveda, S. A., Moreiras, S. M., Lara, M. & Alfaro, A. (2015). Debris Flow in the Andean ranges of central Chile and Argentina triggered by 2013 summer storms: characteristics and consequences. *Landslides*, 12: 115-133.

SENAPRED. (01 de enero, 2023). Nosotros; Historia, misión y visión. Recuperado el 05 de marzo del 2023, de <https://senapred.cl/nosotros-instituciones>.

SERNAGEOMIN (2015). *Glosario ilustrado para la comprensión básica de peligros geológicos*. Documento no publicado, Ministerio de Minería, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago (Chile).

SERNAGEOMIN (2015). Informe emergencia Norte 2: Efectos geológicos del evento meteorológico de marzo 2015: Descargas de flujos aluviales durante la tormenta del 24 al 26 de marzo de 2015.

SERNAGEOMIN (2015). Caracterización de las principales cuencas afectadas durante el evento meteorológico del 24 y 26 de marzo de 2015. Informe elaborado por Paula Olea y Silvia Arce.

SERNAGEOMIN (2017). Efectos geológicos del evento meteorológico del 11 al 13 de mayo de 2017: Río Copiapó, ciudad de Copiapó a localidad de Los Loros. Informe elaborado por Javier Fernández y Jan Dogamala.

Sillitoe, R.H., Mortimer, C. & Clark, A.H. (1968). A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, Southern Atacama Desert, Chile. *Institute of Mining and Metallurgy Transactions (Section B)* 27: 166-169.

Suriano, J. & Limarino, C. (2009). Sedimentación pedemontana en las nacientes del Río Jáchal y Pampa de Gualilán, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica de Argentina* 65, p. 516-532.

Tarback, E. J., Lutgens, F. K. & Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra*, Pearson Educación S.A. Madrid, España, 55 736p.

Valdés-Pineda, R., Pizarro R., Garcia-Chevesich P., Valdés J., Olivares C., Vera M., Balocchi F., Pérez F., Vallejo C., Fuentes R., Abarza A. & Helwig B. (2014). Water governance in Chile: Availability, management and climate change. *Journal of hidrology*, 519: 2538-2576.

Valdés-Pineda, R., Valdés J. & Garcia-Chevesich P. (2017). Mudflow Modeling in the Copiapó Basin, Chile. *Ingeniería del agua*. 21. 135-152.

Vargas, G., Rutlant, J. & Ortlieb, L., (2006). ENSO tropical-extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South América (17°-24°S). *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 249, pp. 467-483.

Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. En En A.K. Turner & R.L. Schuster 1996. *Landslides, analysis and control*. (Vol. Special Report 176, pags. 11-33). Washington, Estados Unidos: National Academy of Sciences.

Williams, P. (2008). *World Heritage Caves and Karst*. Gland, Switzerland: IUCN. 57 pp.

Zwolinski, Z. (1992). Sedimentology and geomorphology of overbank flows on meandering river floodplains. *Geomorphology*, 4, p. 367-379.

Anexos

Tabla N°1. Cambios en el comportamiento de los flujos de acuerdo a parámetros reológicos.
Extraído de Gibson (2021).

Tipo de Flujo	Hiperconcentrado	Mudflow (Flujo de barro)	Grainflow (Flujo de granos)	Debrisflow (Flujo de detritos)
Mecanismo interno	Viscoso	Turbulento	Colisión intergranular	Aumento fricción interna

Tabla N° 2. Eventos de remoción en masa tipo flujo que han sido registrados en la subcuenca de Copiapó.
Datos de precipitación diaria (Ppd) y acumulada por evento (Ppa) correspondientes a estaciones de la DGA.

FECHA	Ppd Iglesia Colorada	Ppa Iglesia Colorada	Ppd La Guardia	Ppa La Guardia	Ppd Embalse Lautaro	Ppa Embalse Lautaro	Ppd Los Loros	Ppa Los Loros	Ppd Manflas	Ppd Ma nflas
27-05-1976	-	-	28	37	16	16	25,5	25,5	27	27
10-07-1984	-	-	-	-	22	22	38	38	30,5	30,5
25-07-1987	-	-	-	-	27,5	69,5	28,5	72,9	19,5	64
17-06-1991	51	84	23,1	34,3	36,5	54,5	50	60	12	40
18-06-1991	6	90	8,2	42,5	26	80,5	22	82	42	82
17-08-1997	90,8	90,8	12,3	12,3	86	86	101	101	77	77
23-06-2000	45	45	17,4	17,4	45,5	45,5	43	43	34	34

24-03-2015	22	39,5	29	57,5	19,5	38	15,5	27	29	62,5
25-03-2015	8,2	47,7	13,5	71	26	64	23	50	13	75,5
11-05-2017	48	97	48	99	14	23	4,5	9,6	86,9	119,4
12-05-2017	45,5	142,5	-	-	54	77	20,8	30,4	-	-

Tabla 3. Comparación de las fases de una inundación por Allen (1970) y Zwolinski (1992).

Autor	Fases de la inundación						
Allen (1970)	1. Derrame de agua desde el canal principal a la llanura distal de inundación (<i>flood basin</i>).		2. Anego de la llanura de inundación hasta un estado donde una circulación prolongada por toda ella es posible.		3. Vaciado de la llanura de inundación.	4. Secado de la llanura de inundación y modificación del nuevo sedimento depositado.	
Zwolinski (1992)	1. Elevación del nivel del agua. Erosión de los bancos.	2. Inundación de la llanura, erosión de los sedimentos antiguos.	3. Peak de inundación, desarrollo del transporte y deposición.		4. Decaimiento inicial del nivel del agua. Decaimiento de la erosión. El transporte cesa con el tiempo. Intensidad máxima del depósito.	5. El transporte cesa con el tiempo. Depósito final. Modificación erosiva que crea nuevas formas.	6. Cambios en procesos hidrológicos y geomorfológicos.
			3 a. Ajuste del flujo a la morfología de la llanura. Progresivo depósito.	3 b. Máximo efecto de la inundación. Equilibrio entre erosión, transporte y sedimentación.			6 a. Decantación y movimiento de aguas en depresiones.

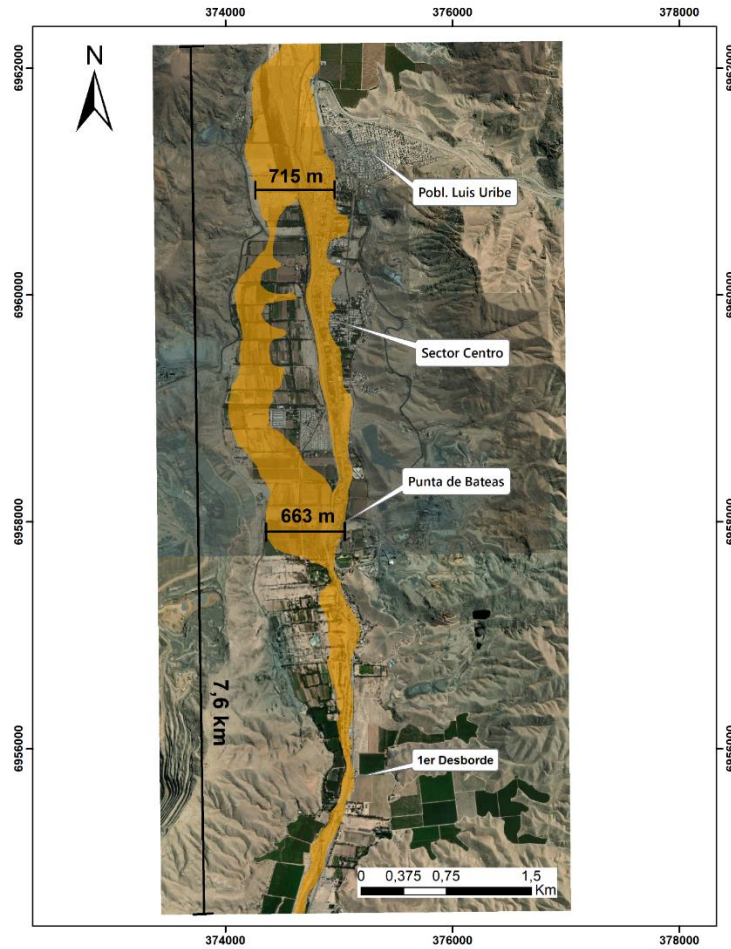


Figura 1. Mapa de inundación en base al mapeo satelital que indica la longitud total que recorrió el evento aluvional. Largo total: 7,6 km, cubriendo un ancho en el sector Punta de Bateas de 663 m y en el sector norte de 715 m.

Tabla 4. Cuantificación de la superficie en km² de cada geoforma estudiada dentro del área de estudio.

Geoforma	Superficie km ²	% del área estudiada
Abanico aluvial antiguo	4,13	11,47%
Abanico aluvial actual	0,36	1,00%
Fondo de quebrada	1,94	5,39%
Llanura de inundación	5,21	14,47%
Terraza fluvial	0,11	0,31%
Terraza aluvial	0,6	1,67%
Fondo de valle	0,4	1,11%
Coluvios	0,15	0,42%
Área de estudio	36	100%

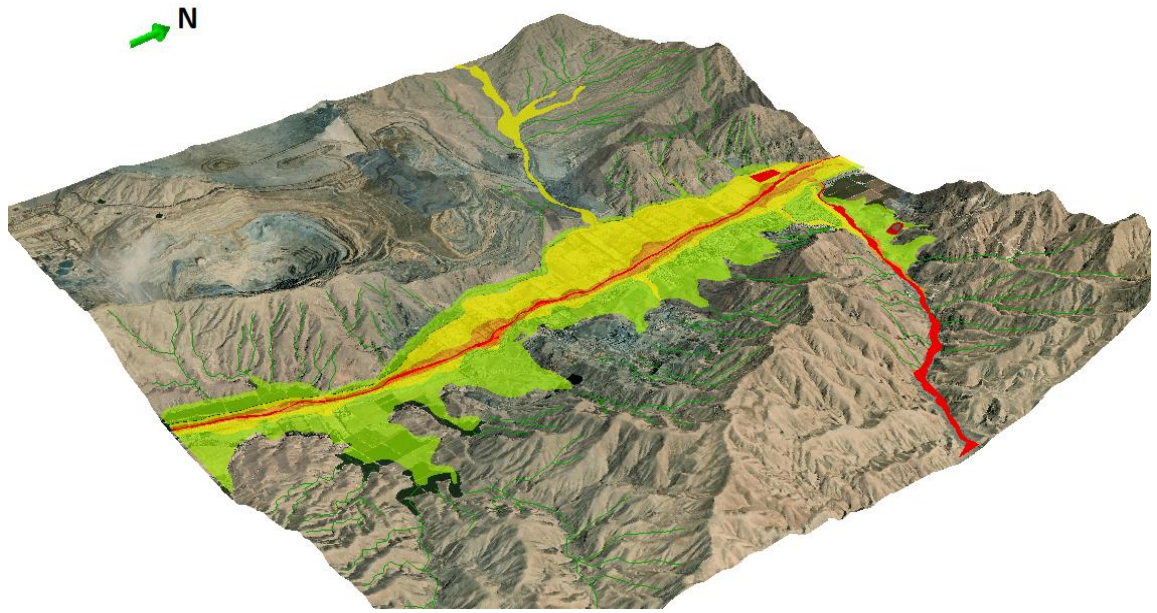


Figura 2. Mapa de peligrosidad en 3D. Geoprocesado en Arcgis 10.8 con la herramienta ArcScene.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mis padres, Claudia y Alex, porque me transmitieron con el propio ejemplo las ganas de vivir intentando una y otra vez, sin importar los recursos, el entorno y el tiempo que demore. Agradezco también a mis hermanas Paula y Carolina, las que siempre están conmigo, me ayudan, me motivan y son personas ejemplares para mí.

Agradezco al Dr. Wolfgang Griem, mi profesor guía, por toda su colaboración y apoyo para dar vida y fin a este trabajo. A mi profesor co-guía, el Sr. Milton Montenegro, por su paciencia, enseñanzas, motivación y disciplina desde el día cero. También agradezco al Dr. Ayaz Alam, por acoger lo que en un principio era una idea, y que gracias a sus visión y orientación dio el puntapié inicial de esta investigación.

Agradecer a todo el cuerpo docente del departamento de Geología de la Universidad de Atacama, ya que son nuestra principal referencia en materias de profesionalismo en estos años de carrera. De cada uno me llevo mucho más que el conocimiento transmitido en las salas de clases y terrenos. Funcionarios de la universidad que, sin querer, dan su ánimo en el proceso y también a las agrupaciones de estudiantes que dedican su tiempo al deporte y al cuidado de animales. Gracias a la vida universitaria.

Agradezco también a los amigos y amigas que tuve el privilegio de conocer, de geología y de otras carreras, de ellos aprendí mucho y me ayudaron más de lo que pude imaginar, tanto en la etapa de plan común como en la carrera, sepan que fueron un pilar fundamental entre todo el quehacer diario y lo que implica estar estudiando.

Agradezco la oportunidad de haber estudiado en una universidad y finalizar una de las tantas etapas que tiene la academia.