



**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**MODELADO DE SUPERFICIES CUBIERTAS EN EL BORDE OCCIDENTAL DE  
LA DEPRESIÓN CENTRAL DEL NORTE DE CHILE A PARTIR DE LA  
MORFOMETRÍA DEL PAISAJE ADYACENTE DE LA CORDILLERA DE LA  
COSTA (18°30'-19°30' S)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FRANCISCO ALONSO GONZÁLEZ VILLANUEVA

PROFESOR GUÍA:  
GERMÁN AGUILAR MARTORELL

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
MARCELO GARCÍA GODOY  
MARCELO FARÍAS THIERS  
JULIÁN ORTIZ CABRERA

SANTIAGO DE CHILE

2015

**RESUMEN DE MEMORIA PARA  
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geólogo  
**POR:** Francisco Alonso González Villanueva  
**FECHA:** 02/11/2015  
**PROFESOR GUÍA:** Germán Aguilar Martorell

**MODELADO DE SUPERFICIES CUBIERTAS EN EL BORDE OCCIDENTAL DE LA  
DEPRESIÓN CENTRAL DEL NORTE DE CHILE A PARTIR DE LA MORFOMETRÍA  
DEL PAISAJE ADYACENTE DE LA CORDILLERA DE LA COSTA (18°30' – 19°30' S)**

Este trabajo busca modelar superficies cubiertas a partir de datos morfométricos de superficies adyacentes descubiertas. Para esto, se seleccionó como área de estudio, el antearco externo del norte de Chile, dominado por la Cordillera de la Costa y la Depresión Central. Dado que condiciones de extrema aridez durante el Cenozoico tardío han favoreciendo la preservación de superficies de bajo relieve labradas en rocas mesozoicas sobre la Cordillera de la Costa, y que secuencias sedimentarias y volcánicas del Oligoceno-Holoceno colmataron la Depresión Central preservando por enterramiento una superficie desarrollada sobre rocas mesozoicas-paleocenas; se hipotetizó que las paleosuperficies descubiertas en la Cordillera de la Costa y la superficie hoy cubierta en la Depresión Central, constituían un único paisaje envolvente previo a la depositación de la cobertura del Oligoceno-Holoceno.

Con el objetivo de reconstruir la superficie de contacto entre las rocas mesozoicas y el relleno Oligoceno-Holoceno en el borde occidental de la Depresión Central, se llevó a cabo una serie de etapas en las que se combinaron el uso de diversas técnicas y softwares. Mediante una interpolación del tipo kriging dual se generó dos modelos que proyectaron hacia el este las características morfométricas de las superficies preservadas en la Cordillera de la Costa. Estos modelos se combinaron y compararon con datos obtenidos del contacto bajo la cobertura que se expresa en las grandes quebradas que cortan de este a oeste la región del antearco del norte de Chile, así como en dos perfiles sísmicos de reflexión y un sondaje petrolero.

Los modelos mostraron que pese a obtener resultados favorables en algunos segmentos aislados en un rango de 22 km desde el límite oriental de la Cordillera de la Costa, estos se debieron a condiciones estratigráficas específicas y no fue posible extenderlos a toda la zona de estudio. Los resultados poco favorables se asocian a que las superficies preservadas en la Cordillera de la Costa habrían sufrido modificaciones posteriores al comienzo de la agradación de sedimentos que rellenaron la Depresión Central (~33 Ma). Además, dependiendo de la ubicación, los modelos mostraron tener mayor certeza en los primeros 5 km desde el límite de la Cordillera de la Costa, y nos indicarían, al menos, la profundidad mínima del contacto entre sustrato y cobertura.

## Agradecimientos

Este trabajo pudo ser desarrollado gracias al apoyo de diversas personas e instituciones, a todas ellas quiero extender mi gratitud infinita.

En primer lugar quiero agradecer a mis profesores guía y co-guía, Germán Aguilar y Marcelo García, por invitarme a ser parte de este proyecto. Gracias por su apoyo, guía y siempre buena disposición para conmigo, porque este trabajo es tan mío como de ellos.

Mi gratitud a los miembros de la comisión, por sus comentarios e interés en el tema, pues ayudaron a mejorar este trabajo; en especial a Julián Ortiz, por su buena disposición y ayuda en el siniestro mundo de la geoestadística.

A todo el equipo del AMTC (*Advanced Mining Technology Center*) por generar un ambiente de trabajo óptimo y agradable, particularmente a los compañeros de oficina por su simpatía y buen humor.

Al Laboratorio Mixto Internacional Copedim (IRD-CONICYT), gracias por su apoyo a este proyecto y al desarrollo de las ciencias.

Gracias a todos los amigos y buenos compañeros que hice a lo largo de este camino en la Facultad, por las aventuras, desventuras y por todas esas Balticas que compartimos, sin ellos nada de esto hubiese sido igual.

A mis amigos de siempre, especialmente a los renguinos por mantener ese espacio sagrado y vínculo fraterno. Por el apoyo incondicional y todas aquellas reuniones, paseos y visitas que enriquecieron el alma.

Muchas gracias a mis padres y hermana, por confiar siempre en mí. Por su compañía eterna, el amor y las palabras de aliento; por aceptarme y sostenerme en todo momento, sin ellos nada de esto podría ser posible. A toda mi familia, por el cariño y el apoyo en estos años de vida.

Gracias a la Monte, por acompañarme en el transcurso de este trabajo, por todo su cariño y paciencia.

Gracias al Cacique y los cerros...

## Tabla de contenido

1. INTRODUCCIÓN .....	1
1.1. FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO .....	1
1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	2
1.3. OBJETIVOS .....	3
OBJETIVO GENERAL .....	3
OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	4
1.4. METODOLOGÍA .....	4
1.5. UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO .....	6
2. MARCO GEOMORFOLÓGICO Y GEOLÓGICO .....	8
2.1. CLIMA .....	8
2.2. GEOMORFOLOGÍA .....	8
2.2.1. CORDILLERA DE LA COSTA .....	9
2.2.2. DEPRESIÓN CENTRAL.....	12
2.3. GEOLOGÍA.....	13
2.3.1. SUSTRATO MESOZOICO .....	14
2.3.2. COBERTURA OLIGOCENA-HOLOCENA .....	15
3. PROCESAMIENTO DE DATOS Y RESULTADOS .....	20
3.1. OBTENCIÓN DE DATOS DE ENTRADA.....	20
3.1.1. SUPERFICIES DE BAJO RELIEVE .....	21
3.1.2. CONTACTO EN VALLES INCISOS .....	24
3.2. GENERACIÓN DE LAS BASES DE DATOS .....	24
3.3. RESTITUCIÓN DE SUPERFICIES .....	26
3.4. MODELADO DE SUPERFICIES BAJO LA COBERTURA.....	28
3.5. RESULTADOS .....	36
4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES .....	40
5. BIBLIOGRAFÍA .....	45

## Índice de figuras

<b>FIGURA 1.</b> CORTE TRANSVERSAL DEL ÁREA DE ESTUDIO, DONDE SE SEÑALAN LOS PRINCIPALES RASGOS MORFOLÓGICOS Y UNIDADES GEOLÓGICAS A CONSIDERAR. ....	3
<b>FIGURA 2.</b> ESQUEMA QUE ILUSTRAS ETAPAS DISPUESTAS A MODELAR UNA SUPERFICIE CUBIERTA DESCONOCIDA A PARTIR DE UNA SUPERFICIE DESCUBIERTA CONOCIDA. ....	5
<b>FIGURA 3.</b> IMAGEN QUE MUESTRA LA ZONA DE ESTUDIO. ....	6
<b>FIGURA 4.</b> IMAGEN SATELITAL DEL NORTE DE CHILE QUE SEÑALA LAS CUATRO UNIDADES MORFOLÓGICAS FUNDAMENTALES. ....	9
<b>FIGURA 5.</b> VISTA HACIA EL ESTE DONDE SE PRESENTAN LOS ELEMENTOS MORFOLÓGICOS PRESENTES EN LA CORDILLERA DE LA COSTA. ....	10
<b>FIGURA 6.</b> MAPA GEOLÓGICO QUE MUESTRA LOS PRINCIPALES AGRUPAMIENTOS LITOLÓGICOS DE LA ZONA DE ESTUDIO. ....	14
<b>FIGURA 7.</b> CRONOESTRATIGRAFÍA GENERAL DE LA ZONA DE ESTUDIO. ....	16
<b>FIGURA 8.</b> MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO DONDE SE IDENTIFICAN LAS ROCAS MESOZOICAS EXPUESTAS EN LA CORDILLERA DE LA COSTA Y VALLES INCISOS. ....	21
<b>FIGURA 9.</b> MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN (DEM) DEL ÁREA DE ESTUDIO. ....	22
<b>FIGURA 10.</b> CARACTERÍSTICAS DEL RELIEVE DE LA ZONA DE ESTUDIO, COMO SON LA PENDIENTE Y DIRECCIÓN DE INCLINACIÓN DE LAS PENDIENTES. ....	23
<b>FIGURA 11.</b> CONTACTO ENTRE EL SUSTRATO MESOZOICO Y LA COBERTURA CENOZOICA EN LAS QUEBRADAS DE VITOR Y CAMARONES. ....	24
<b>FIGURA 12.</b> TOTAL DE PUNTOS UTILIZADOS PARA EL MODELADO DE SUPERFICIES. ....	25
<b>FIGURA 13.</b> UBICACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS SOBRE LAS QUE SE EFECTUÓ RESTITUCIÓN DE DESPLAZAMIENTO. ....	26
<b>FIGURA 14.</b> HISTOGRAMA DE ALTITUD DE LOS PUNTOS OBTENIDOS DESDE LAS SUPERFICIES DE BAJO RELIEVE EN LA CORDILLERA DE LA COSTA. ....	28
<b>FIGURA 15.</b> PROBLEMA BÁSICO DE ESTIMAR UN VALOR DESDE DATOS DISPERSOS. ....	29

<b>FIGURA 16.</b> VARIOGRAMAS PARA LOS DATOS OBTENIDOS DESDE LAS SUPERFICIES DE BAJO RELIEVE DE LA CORDILLERA DE LA COSTA. ....	31
<b>FIGURA 17.</b> LOS DATOS FINALES PROYECTADOS Y GEORREFERENCIADOS SOBRE LA INTERFAZ DE LEAPFROG GEO 2.1. ....	32
<b>FIGURA 18.</b> PARÁMETROS USADOS EN EL MODELADO DE SUPERFICIES POR LEAPFROG GEO 2.1. ....	33
<b>FIGURA 19.</b> RESULTADO DEL MODELADO DE SUPERFICIES.....	35
<b>FIGURA 20.</b> UBICACIÓN DE LOS PERFILES USADOS PARA PRESENTAR LOS RESULTADOS.....	36
<b>FIGURA 21.</b> SECCIONES PARA LAS TRAZAS DE CHACA, CAMARONES, SUCA Y TANA. ....	39
<b>FIGURA 22.</b> SECCIÓN DE CHACA SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA DE LA DEPRESIÓN CENTRAL. ....	41
<b>FIGURA 23.</b> SECCIÓN DE TANA SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA DE LA DEPRESIÓN CENTRAL. ....	42

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

El relieve en el antearco externo del norte de Chile se encuentra dominado por la Cordillera de la Costa, que presenta anchos de 20-40 km y altitudes medias del orden de 1.500 – 2.000 m s. n. m. El paisaje de este cordón costero está compuesto de relictos de superficies erosivas de bajo relieve inclinadas levemente hacia el este, que fueron labradas sobre unidades mesozoicas y que se habrían formado durante el Oligoceno-Mioceno (Dunai et al., 2005). La preservación de estas superficies se debe a que los procesos de erosión en la Cordillera de la Costa son extremadamente bajos. Diversos autores han estimado tasas de erosión durante el Neógeno inferiores a 1 m/Ma estando estas asociadas a la prevalencia de condiciones de extrema aridez en el Desierto de Atacama durante el Cenozoico tardío (Dunai et al., 2005; Evenstar et al., 2005, 2009; Kober et al., 2007).

Hacia el este de la Cordillera de la Costa se extiende la Depresión Central, que corresponde a una cuenca de antearco rellena por depósitos sedimentarios y volcánicos del Oligoceno-Holoceno, los cuales tienen una disposición subhorizontal, inclinados suavemente hacia el oeste con 1-2° (García et al., 2011). A la latitud de Arica (18° S), los depósitos de la Depresión Central se han agrupado en las formaciones Azapa, Oxaya, El Diablo y la Ignimbrita Lauca (Salas et al., 1966; García et al., 2004). Estas sucesiones sobreyacen a una superficie desarrollada sobre rocas mesozoicas-paleocenas (García et al., 2011), la que habría sido preservada por enterramiento.

Dadas las condiciones descritas anteriormente, se seleccionó como caso de estudio para modelar superficies cubiertas al borde occidental de la Depresión Central del norte de Chile, entre los 18°30' y 19°30' S. En este trabajo se busca reconstruir la superficie de contacto entre las unidades de rocas del Mesozoico y las unidades del relleno Oligoceno-Holoceno en la Depresión Central del norte de Chile, considerando la topografía, geomorfología y geología de áreas descubiertas aledañas de la Cordillera de la Costa; considerando que ambos grupos de superficies, tanto las descubiertas, preservadas en

la Cordillera de la Costa, como las cubiertas en la Depresión Central, constituían un único paisaje envolvente previo a la depositación de la cobertura del Oligoceno-Holoceno.

Ante este objetivo nos surgen las siguientes interrogantes: ¿La proyección de superficies contiguas de la Cordillera de la Costa se correlaciona con la superficie sobre la cual se depositó el relleno sedimentario de la Depresión Central?; ¿Ambas superficies, tanto las que están al descubierto en la Cordillera de la Costa, como las que se encuentran cubiertas en la Depresión Central, poseen características morfométricas similares?

No existen antecedentes conocidos de estudios previos acerca de este tema y se visualiza que los resultados obtenidos a partir de este trabajo pueden ser de gran relevancia, principalmente en el área de la exploración de recursos minerales e hídricos en zonas cubiertas y especialmente dominadas por un clima árido.

## 1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO

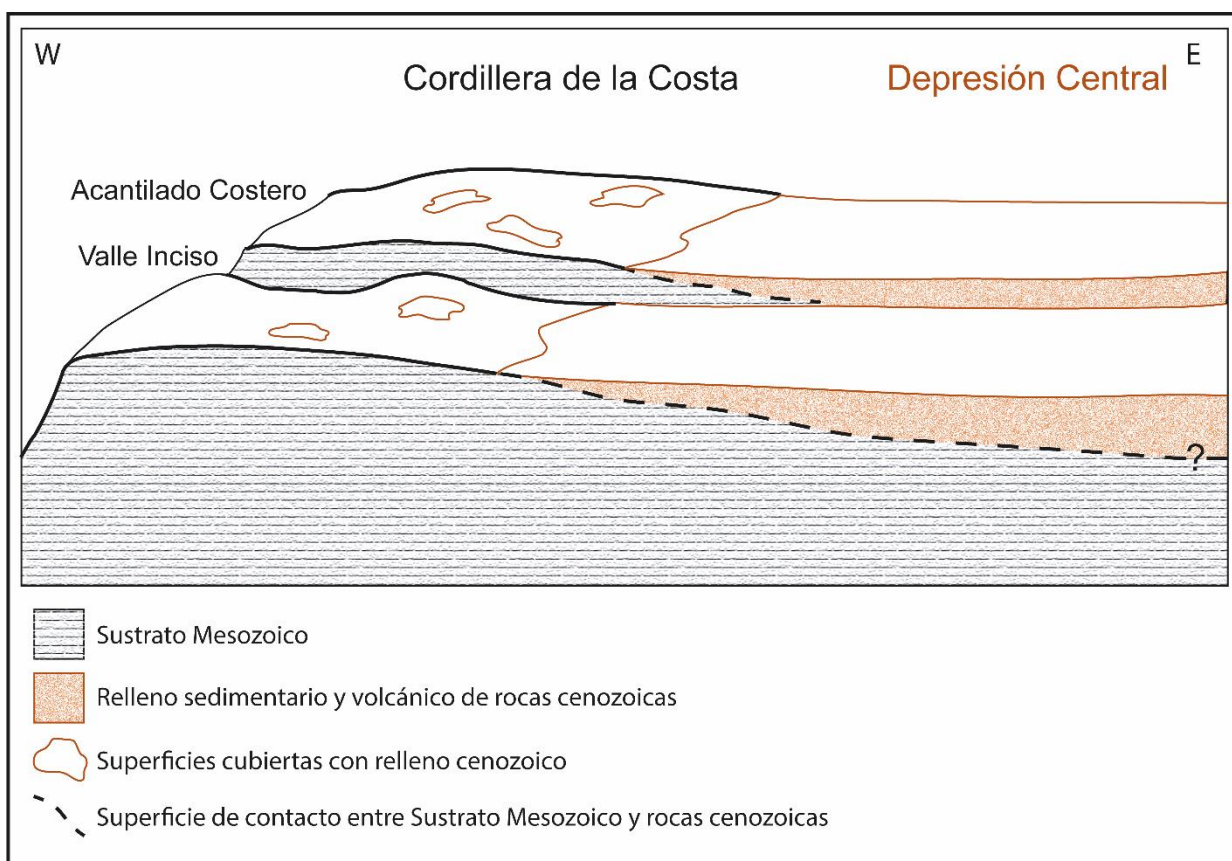
Estudios indican que elementos geomorfológicos de la Cordillera de la Costa constituyen paleosuperficies preservadas, cuyas características morfométricas datan desde antes de la acumulación de las sucesiones que colmataron la Depresión Central durante el Oligoceno-Holoceno (Dunai et al., 2005). A partir de este supuesto, hipotetizamos que las paleosuperficies de la Cordillera de la Costa y la superficie hoy cubierta con unidades del relleno de la Depresión Central, representaban una misma superficie envolvente. Luego, la caracterización morfométrica de las paleosuperficies preservadas en la Cordillera de la Costa y su extrapolación hacia la Depresión Central permite modelar el contacto entre cobertura y sustrato (Fig. 1).

Una dificultad que se debe considerar es la deformación ocurrida con posterioridad a la formación de las superficies preservadas y a la acumulación de la cobertura. Dada la buena preservación de las geoformas en la zona de estudio, es posible realizar una reconstrucción de las superficies previas a la deformación neógena.

La presencia de quebradas profundas en la zona, así como dos perfiles sísmicos de reflexión y un sondaje, permiten identificar en forma directa el contacto entre el sustrato



mesozoico y la cobertura en la Depresión Central y así complementar y validar la metodología empleada.



**Figura 1.** Diagrama donde se muestra esquemáticamente un corte transversal del área de estudio, donde se señalan los principales rasgos morfológicos y unidades geológicas a considerar. En línea segmentada se observa la superficie de contacto que se busca modelar.

### 1.3. OBJETIVOS

#### OBJETIVO GENERAL

Modelar superficies cubiertas a partir de datos morfométricos de superficies adyacentes descubiertas, precisando el grado de certeza de sus predicciones.

## OBJETIVOS ESPECÍFICOS

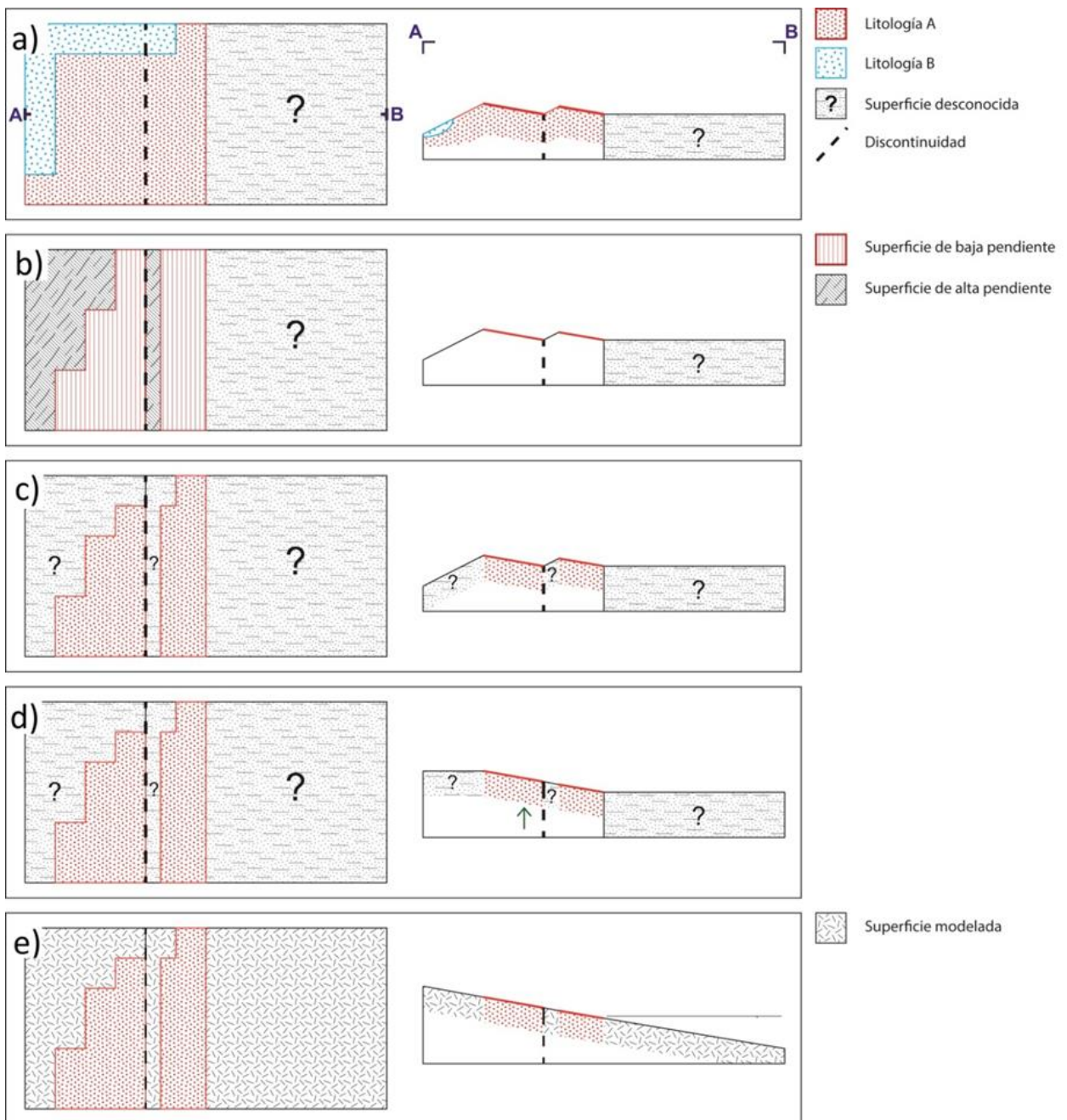
- Identificar rasgos geomorfológicos y geológicos de las superficies descubiertas en la Cordillera de la Costa.
- Reconocer los elementos geomorfológicos que podrían constituir posibles superficies preservadas pre depositación de la cobertura oligo-holocena.
- Identificar zonas donde esté expuesto el contacto entre la cobertura y el sustrato.
- Reconstruir la paleotopografía de la zona de estudio, restituyendo superficies desplazadas post depositación de la cobertura.
- Comparar las superficies modeladas con datos de control en la Depresión Central y evaluar la certeza de las predicciones de acuerdo a las condiciones y supuestos.

### 1.4. METODOLOGÍA

El modelado de superficies que se desarrolló, está basado en el análisis de los datos morfométricos de la topografía y de la geología del sector. A partir de esta información y luego de un trabajo de identificación y corrección de la paleotopografía, se generó modelos predictivos de superficies cubiertas.

La información topográfica y geológica de entrada proviene de dos fuentes principales: modelos digitales de elevación (DEM: *Digital Elevation Model*) con una resolución de 25 m y mapas geológicos digitalizados de la Serie Geológica Básica del Sernageomin. Las cartas geológicas utilizadas fueron: Hoja Arica (Escala 1:250.000), Carta Cuya (Escala 1:100.000) y Carta Miñimiñi (Escala 1:100.000). El DEM entrega datos de elevación y pendiente, que permiten identificar y discriminar diferentes tipos de superficies en el área de las superficies descubiertas (Fig. 2a). Por otro lado, los mapas geológicos indican el contacto (en planta) entre distintos tipos litológicos, además de entregar información sobre estructuras geológicas. De estos mapas, se extrajeron los límites entre sustrato mesozoico y cobertura más reciente.

Se analizó y trabajó el DEM obteniendo como información de salida datos que representaran superficies descubiertas en las que afloraran rocas del sustrato mesozoico en la Cordillera de la Costa, cuyas características indicaran que no han sido modificadas



**Figura 2.** Esquema que ilustra etapas dispuestas a modelar una superficie cubierta desconocida (derecha) a partir de una superficie descubierta conocida (izquierda). El recuadro **a** muestra las restricciones litológicas que se deben realizar a partir de mapas geológicos, con el fin de seleccionar superficies donde se expongan rocas formadas con anterioridad a la cobertura. El recuadro **b** exhibe las restricciones morfométricas que pueden ser aplicadas con el objetivo de diferenciar y agrupar las superficies preservadas de aquellas no preservadas, estas características pueden ser la altitud, pendiente y dirección de manto. El recuadro **c** muestra las superficies que resultan de la intersección de ambas etapas de discriminación anterior (**a** y **b**). El recuadro **d** ejemplifica las correcciones a desplazamientos producidos por estructuras activadas posterior a la depositación de la cobertura, con el fin de restituir discontinuidades que hayan alterado la paleotopografía. Por último, en el recuadro **e** se muestra como resultado de las etapas previas, el modelado de las superficies cubiertas desconocidas, a partir de superficies descubiertas adyacentes preservadas.

con posterioridad a la depositación de la cobertura que rellenó la Depresión Central (Fig. 2b). La información de salida se expresó en una base de datos que contiene puntos a los que se les asignó coordenadas de ubicación y elevación (x, y, z) (Fig. 2c). Los datos del

DEM que fueron excluidos durante la etapa son aquellos que representan superficies que se han modificado producto de erosión y sedimentación, o también, producto de la activación de estructuras geológicas durante el Cenozoico tardío. Es por esto que en una segunda etapa, el foco del proceso de obtención fue anular y corregir estas modificaciones. Especialmente se restituyeron las superficies desplazadas por estructuras post cobertura para así corregir modificaciones recientes del paisaje (Fig. 2d).

Los puntos corregidos deben representar de manera contundente la paleotopografía de la superficie descubierta en la que afloran secuencias del sustrato mesozoico, ya que a partir de ellos se extrapola la superficie cubierta desconocida (Fig. 2e).

### 1.5. UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO



**Figura 3.** Imagen tomada desde Google Earth que muestra en recuadro rojo la zona de estudio. En azul se muestra la red hidrográfica.

La zona de estudio se despliega entre los 18°30' - 19°31' S y 69°41' - 70°21' W y comprende un área aproximada de 70 x 110 km<sup>2</sup> (Fig. 3). El límite norte corresponde a la latitud de la ciudad de Arica. El límite sur está dado por la Quebrada Tiliviche, que coincide con la localidad de Pisagua en la costa. Hacia el oeste el límite es el Acantilado Costero. El límite por el este es más difuso y corresponde al borde oriental de la Depresión Central, zona de transición entre la Depresión Central y la Precordillera.

El área es cortada por grandes quebradas de orientación aproximada E-W, siendo de norte a sur: Quebrada de Azapa, Quebrada La Higuera, Quebrada de Vitor, Quebrada de Camarones, Quebrada de Chiza y Quebrada de Tana.

## 2. MARCO GEOMORFOLÓGICO Y GEOLÓGICO

### 2.1. CLIMA

La zona de estudio se localiza en el extremo norte de Chile, en la parte norte del Desierto de Atacama, una de las áreas de mayor aridez del mundo. Esta gran zona desértica se extiende bordeando el Océano Pacífico por más de 1.300 km entre las latitudes 18°20' y 29°55' S (Rundel et al., 1991), con un ancho de hasta 100 km.

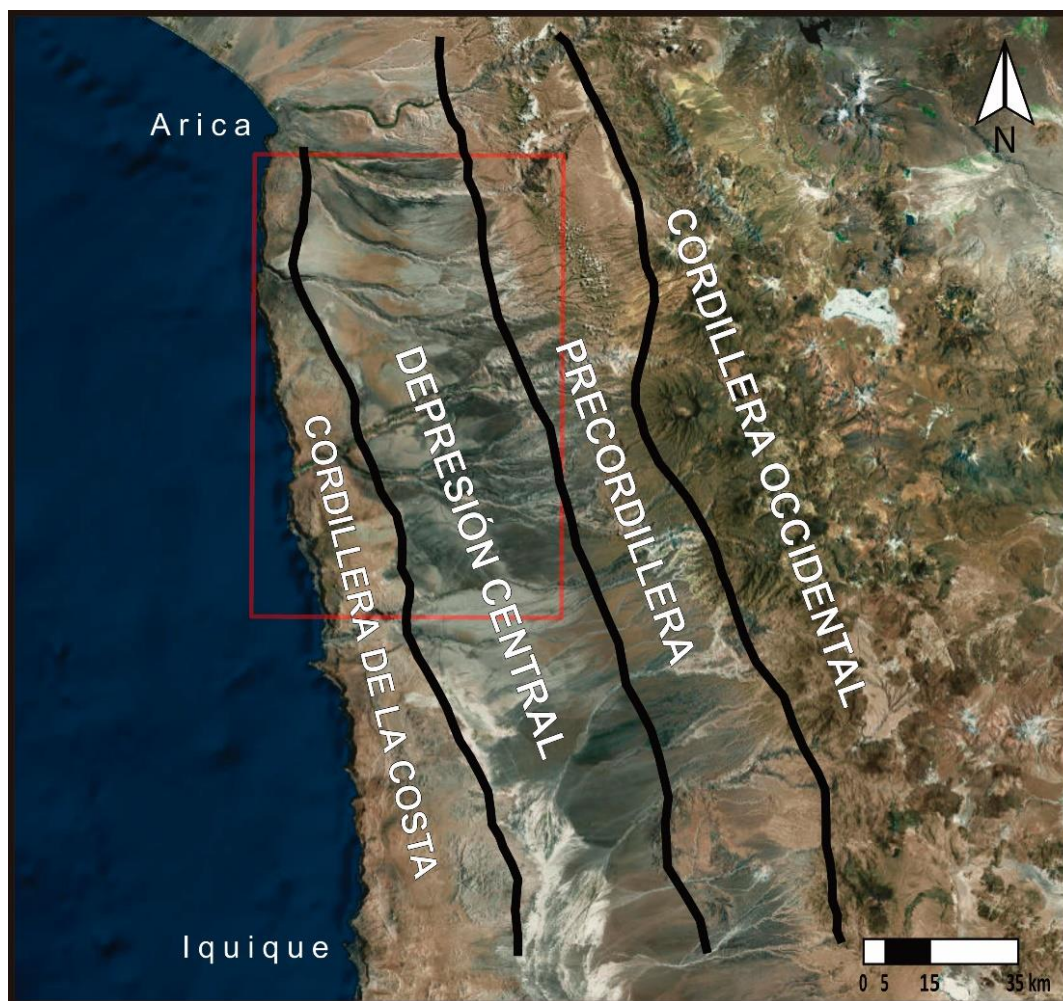
Registros de precipitaciones indican que estas al norte de los 20,4° S no superan los 0,3 mm/año (Dirección Meteorológica de Chile, 2012), considerando estaciones pluviométricas en Arica e Iquique. Las escasas precipitaciones en el Desierto de Atacama se deben a una interacción de tres tipos de factores: atmosféricos, orográficos y oceánicos. La presencia del Anticiclón del Pacífico frena y desvía los sistemas frontales que provienen desde el sur. Por otro lado, la existencia del macizo andino por el este, con altitudes de hasta 4.000-6.000 m s. n. m. actúa como barrera para las masas de aire húmedo provenientes de la vertiente amazónica de los Andes. El tercer elemento clave corresponde a la corriente fría de Humbolt, que acentúa las bajas precipitaciones debido al enfriamiento de las masas de agua oceánica (Ortlieb, 1995; Houston y Hartley, 2003; Rundel et al., 2007).

Las condiciones climáticas que se manifiestan en el norte de Chile, reforzadas por los efectos del relieve, pueden ser consideradas como ejemplares. La combinación de factores constituye uno de los climas regionales más extremos del mundo, siendo particularmente interesante que la actual situación de extrema aridez parece haber sido, si bien no precisamente constante, por lo menos predominante desde el Mioceno Medio (Dunai et al., 2005; Evenstar et al., 2005, 2009).

### 2.2. GEOMORFOLOGÍA

El relieve del norte de Chile forma parte de los Andes Centrales y está caracterizado por la existencia de cuatro unidades morfológicas longitudinales fundamentales. Estas, ordenadas de oeste a este son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera

y Cordillera Occidental (Fig. 4). En particular este estudio se centra en la Cordillera de la Costa y Depresión Central.



**Figura 4.** Imagen satelital del norte de Chile donde se señalan las cuatro unidades morfológicas fundamentales. Estas son de oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera y Cordillera Occidental. El recuadro en rojo señala la zona de estudio.

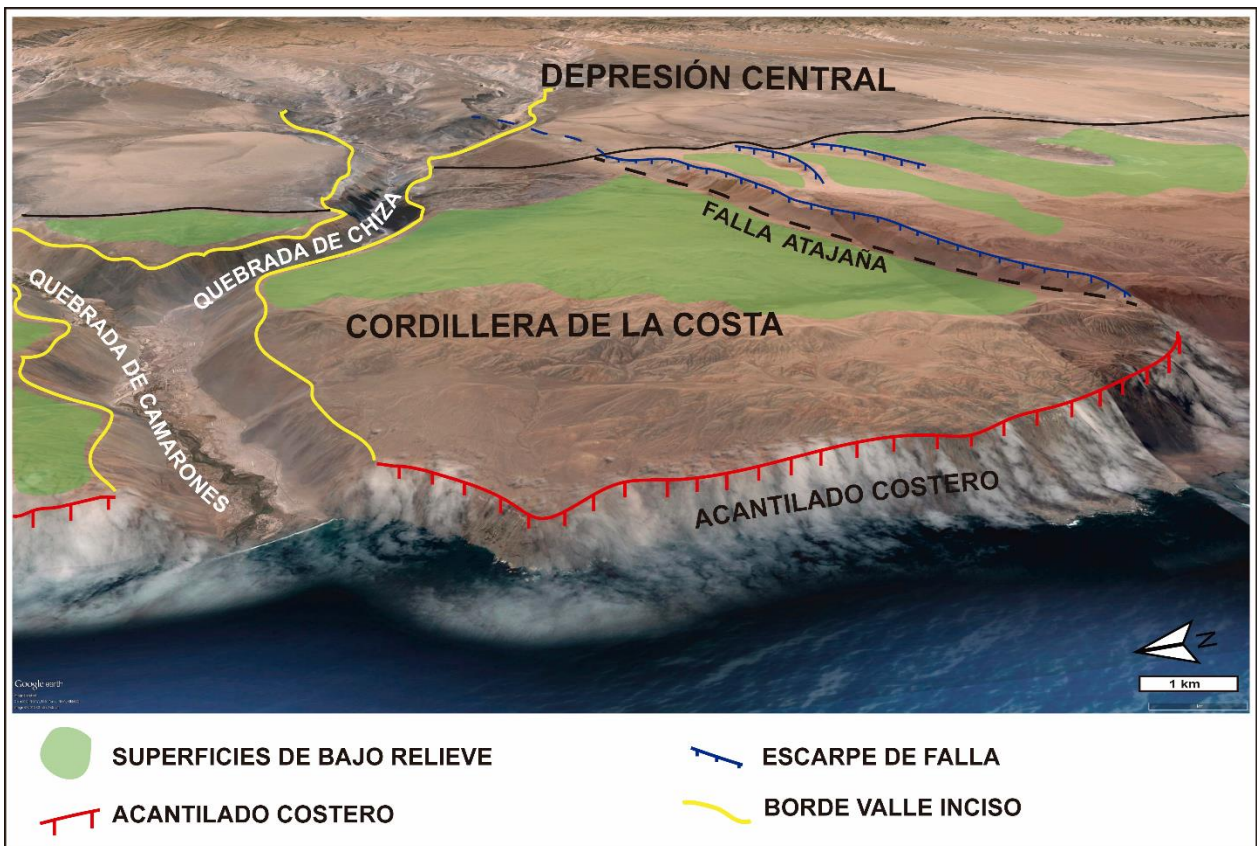
### 2.2.1. CORDILLERA DE LA COSTA

El segmento septentrional de la Cordillera de la Costa presenta altitudes ascendentes de norte a sur. A la latitud de Arica los rangos de altura son de entre 300 y 400 m s. n. m., mientras que en la latitud de Pisagua las cotas medias son del orden de 1.000 – 1.200 m s. n. m. Localmente la máxima altitud ocurre a la latitud 19,2° S, con cotas medias del orden de 1.400 – 1.500 m s. n. m. Presenta anchos de hasta 30 km, angostándose hasta desaparecer al norte de Arica. Hacia el oeste limita con el abrupto escarpe costero, y hacia el este es cubierta por unidades cenozoicas de la Depresión Central. Se caracteriza

por un relieve suave, con cerros redondeados y depresiones someras. Parte importante de la Cordillera de la Costa está dominada por superficies de bajo relieve que fueron labradas sobre rocas mesozoicas (Quezada et al., 2010).

Las características del relieve pueden ser explicadas en gran parte por las condiciones climáticas áridas a hiperáridas imperantes en la zona durante el Neógeno, que han favorecido tasas de erosión muy bajas; algunos autores han estimado tasas a largo plazo (Neógeno) del orden de  $\sim 0,1$  m/M.a. (Dunai et al., 2005) y  $<1$  m/M.a. en la Cordillera de la Costa (Kober et al., 2007). Dunai et al. (2005), a partir de edades de exposición  $^{21}\text{He}$  de clastos sobre peniplanicies, sugiere que la hiperaridez está presente en la Cordillera de la Costa al menos desde hace 25 Ma.

Estas condiciones han permitido que en la Cordillera de la Costa se preserven diversas geoformas, como son: superficies de bajo relieve, escarpes de fallas, acantilado costero y valles incisos (Fig. 5).



**Figura 5.** Vista hacia el este de una imagen obtenida desde Google Earth donde se presentan los elementos morfológicos presentes en la Cordillera de la Costa.



### *2.2.1.1 SUPERFICIES DE BAJO RELIEVE*

Extensas superficies de bajo relieve dominan el paisaje de la Cordillera de la Costa. Estas se desarrollan principalmente en las partes altas de la cordillera y se caracterizan por áreas con bajas pendientes e incisiones someras. Este relieve suave se ve afectado por mayores pendientes en escarpes de fallas y zonas con intensa erosión principalmente en cercanías del borde costero (Fig. 5).

Gran parte de las superficies de bajo relieve evidenciarían características del paleorelieve de la Cordillera de la Costa con rasgos morfológicos representativos de paleosuperficies de erosión regional (Mortimer, 1980; Quezada et al., 2010) y que habrían sido preservadas al menos desde el Mioceno (Dunai et al., 2005). La preservación se debería a que éstas solo han sido afectadas por precipitaciones locales y no por escorrentía superficial proveniente de la Precordillera – Cordillera Occidental desde el Mioceno (Dunai et al. 2005; García et al., 2011).

### *2.2.1.2. ESCARPES DE FALLAS*

Al sur de las quebradas Camarones y Chiza, sector del cerro Atajaña, aflora un conjunto de fallas inversas de rumbo ENE-OSO a NE-SO, de modo que se orientan perpendicularmente a la Cordillera de la Costa y se restringen a la zona externa del antearco (Allmendinger y González, 2010; García y Fuentes, 2012) (Fig. 5).

La Falla Atajaña (Allmendinger y González, 2010; García y Fuentes, 2012) está compuesta de trazas paralelas que generan un escarpe con pendiente hacia el norte, su longitud es aproximadamente 29 km y presenta desniveles de hasta 480 m. La traza de esta falla atraviesa y afecta al escarpe costero y a depósitos litorales aterrizados (del Cuaternario) por el oeste, y a los depósitos del borde occidental de la Depresión Central por el este, lo cual, indica que es una estructura que ha tenido actividad posterior a los procesos que dieron origen a estos depósitos. Al sur de la Falla Atajaña, ocurren dos estructuras subparalelas a ella y con similar tipo de movimiento, la Falla Lomajes y la Falla Blanco.

Este conjunto de estructuras provocan cambios estratigráficos mayores, ya que ponen en contacto rocas cretácicas con depósitos aluviales de edad cuaternaria (García y Fuentes, 2012).

### 2.2.1.3. ACANTILADO COSTERO

El Acantilado Costero (Paskoff, 1979) es un rasgo geomorfológico regional que se presenta a lo largo de la Cordillera de la Costa en el norte de Chile. En la zona de estudio presenta alturas que varían entre los 400 y 1.000 m s. n. m., y su continuidad es interrumpida por la desembocadura de los cursos de agua en las quebradas de Vitor, Camarones y Tana. De los 19°15' S al norte, sus características corresponden a un acantilado principalmente activo, expuesto de manera directa a la abrasión marina (Paskoff, 1979). A partir de los 19°15' S al sur, este presenta características inactivas, es decir, está separado de la línea de costa por una plataforma de abrasión marina emergida. En el segmento activo, dadas las condiciones de socavamiento mayormente directo, se generan pendientes que superan los 45° y el talud está compuesto principalmente por roca, con depósitos aluviales y coluviales en algunos sectores (Quezada et al., 2010).

### 2.2.1.4. VALLES INCISOS

Otra singularidad del área, es la presencia de valles incisos, espaciados regularmente, vinculados a sistemas de drenaje exorreicos, con incisiones del orden de 600 – 800 m en el relieve de la Cordillera de la Costa y de la Depresión Central (García et al., 2011). Estas incisiones corresponden a grandes quebradas alimentadas por precipitaciones de la Alta Cordillera que cortan transversalmente todo el relieve de la región del antearco. La edad máxima para el comienzo de la incisión se correlaciona con la edad del techo de la Depresión Central, que entre los 18-19° S corresponde a gravas fluviales que se acumularon entre los 11,9 y 8,3 Ma, y entre los 19-20° S a depósitos aluviales de 6 Ma (García et al., 2011). En estos grandes valles incisos es posible observar el contacto entre las sucesiones sedimentarias y volcánicas oligo-holocenas que rellenan la Depresión Central y el sustrato de rocas mesozoicas.

## 2.2.2. DEPRESIÓN CENTRAL

La Depresión Central es una unidad fisiográfica destacable en el norte de Chile, que corresponde a una depresión ubicada entre la Cordillera de la Costa por el oeste y la Precordillera por el este. Tiene un ancho de 40 – 55 km, y sus altitudes se incrementan

hacia el este desde 500 – 1.100 a 1.900 – 2.300 m s. n. m. (García et al. 2011). Se interpreta como la cuenca de antearco, y en la zona de estudio es equivalente a la cuenca de la Pampa del Tamarugal (Nester y Jordan, 2012). La Depresión Central fue colmatada por una secuencia subhorizontal sedimentaria continental e ingnimbrítica de edad Oligoceno-Mioceno (García et al., 2011), con espesores sobre los 1.000 m, llegando hasta los 1.800 m en depocentros locales (Nester y Jordan, 2012). Hacia el oeste, la sucesión solapa el borde oriental de la Cordillera de la Costa (García et al., 2011), lo que determina un límite difuso entre la Depresión Central y la Cordillera de la Costa. A pesar de ello, en superficie se puede observar una cota promedio de 1.000 m s. n. m. para el límite entre ambas unidades fisiográficas (Quezada et al., 2010).

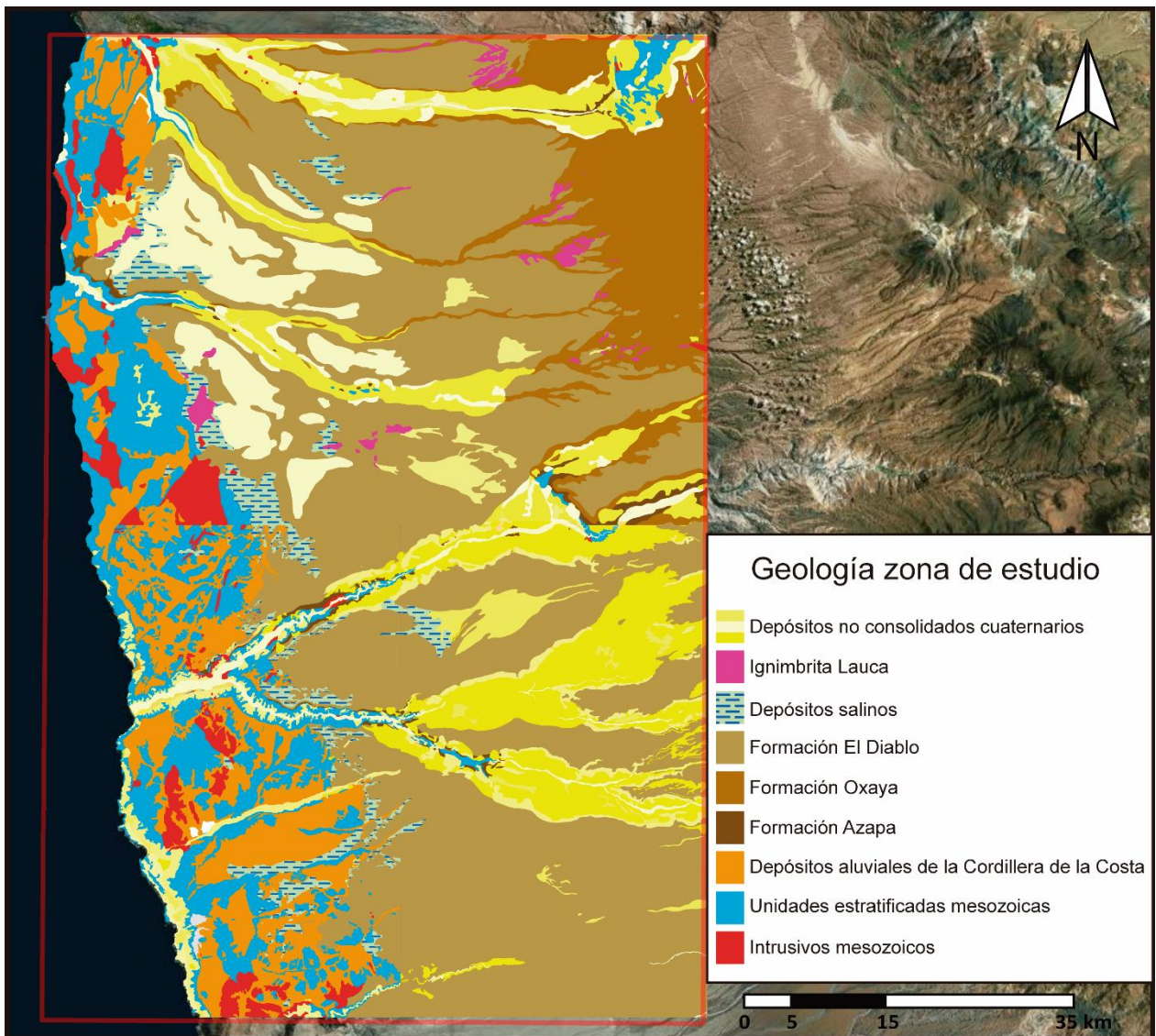
La superficie de la cuenca de antearco es de bajo relieve y está inclinada levemente 1-2° hacia el oeste y hacia el norte en 1° (García et al., 2011). La superficie de bajo relieve ha sido vinculada a un proceso de pedimentación regional que desarrolló un pediplano conocido como Pediplano de Atacama (Naranjo y Paskoff, 1985; García y Herail, 2005). Entre Arica y Pisagua (18°-19°30' S) los grandes valles incisos cortan el pediplano dividiéndolo en superficies interfluviales aisladas conocidas como “pampitas” (Börgel, 1983), las que conservan sedimentos y formas de relieve antiguas que no han sido cubiertas por depósitos cuaternarios (Pinto, 1999). Estos pediplanos están formados sobre los depósitos cenozoicos clásticos y volcánicos.

### 2.3. GEOLOGÍA

Las rocas expuestas en el área de estudio (Fig. 6) tienen edades comprendidas entre el Mesozoico y el Cenozoico Superior (Fig. 7). Las rocas más antiguas son sedimentarias, volcánicas e intrusivas, de edad mesozoica, y forman un sustrato.

### 2.3.1. SUSTRATO MESOZOICO

En la Cordillera de la Costa afloran rocas volcánicas con intercalaciones sedimentarias marinas-litorales del Jurásico Medio-Superior, representadas por las formaciones Camaraca (Salas et al., 1966) y Los Tarros (Cecioni y García, 1960; Salas et al., 1966; Tobar et al., 1968). La Formación Camaraca es intruida por cuerpos plutónicos e hipabisales del Jurásico Medio – Superior (García et al. 2004). Sobre éstas sobreyacen, en discordancia angular, rocas sedimentarias clásticas continentales de la Formación Atajaña (Cecioni y García, 1960) (Kimmeridgiano-Neocomiano). Finalmente, sobreyacen en discordancia angular a la Formación Atajaña, rocas volcánicas continentales de la Formación Suca (Cecioni y García, 1960) (Cretácico Inferior alto), la



**Figura 6.** Mapa geológico que muestra los principales agrupamientos litológicos de la zona de estudio usados en este trabajo.

que aflora de manera restringida y dispersa en la Depresión Central. Intrusivos del Cretácico Medio se encuentran cortando las formaciones Atajaña y Suca (García et al., 2004) (Fig. 7).

Sobreyaciendo al Sustrato Mesozoico se dispone una extensa cobertura de secuencias de rocas volcánicas y sedimentarias de edad Oligoceno-Holoceno que ocupa la mayor parte de la Depresión Central y una parte importante de la Cordillera de la Costa. En la Depresión Central las rocas cenozoicas se disponen de manera subhorizontal y sobreyacen al Sustrato Mesozoico, evidenciando un hiato durante el Eoceno (García et al., 2004).

### 2.3.2. COBERTURA OLIGOCENA-HOLOCENA

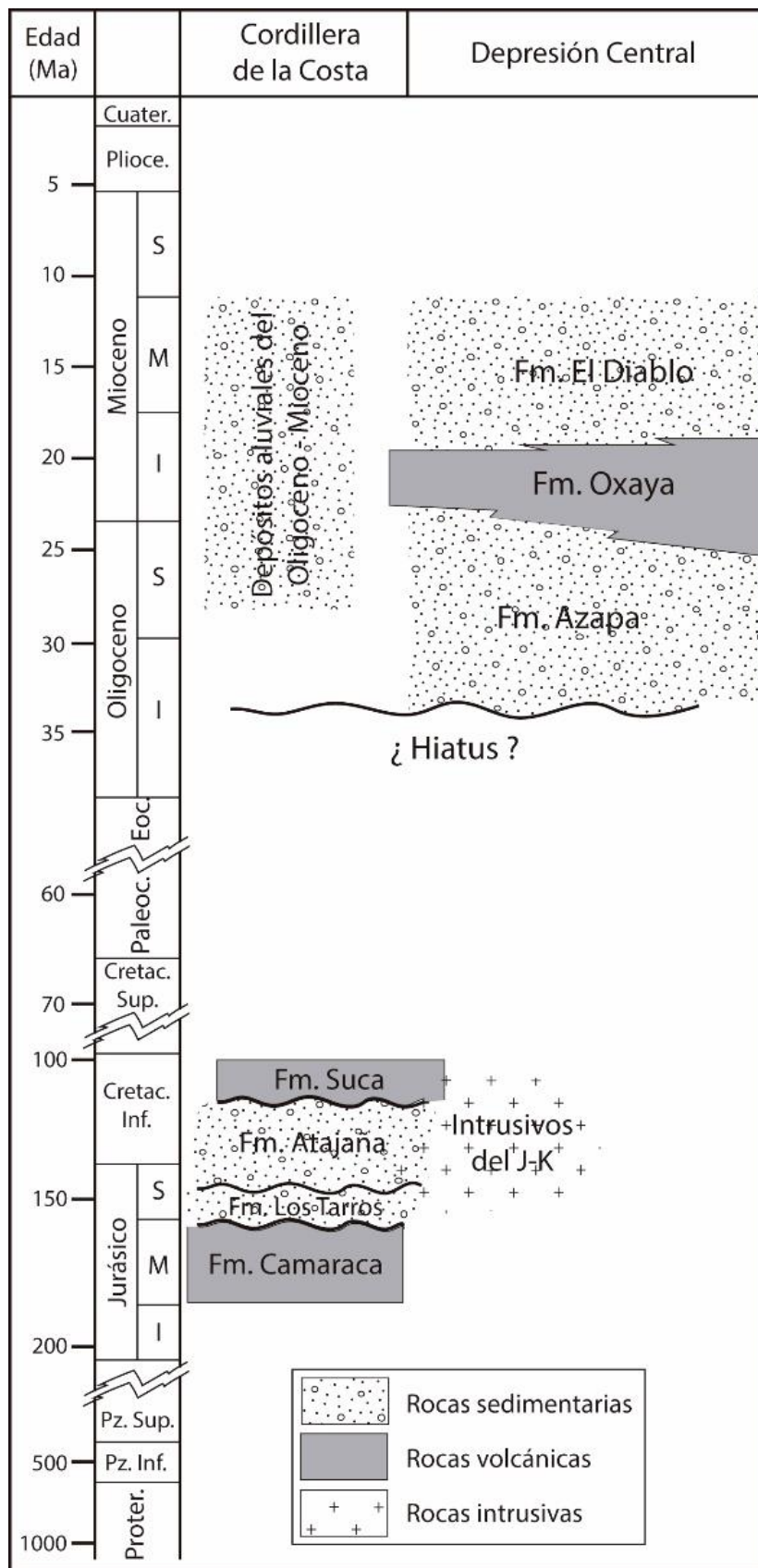
La secuencia estratigráfica del Oligoceno-Mioceno que conforma el relleno de la Depresión Central está dada por (Fig. 7): Formación Azapa (Oligoceno-Mioceno bajo), Formación Oxaya (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) y Formación El Diablo (Mioceno Inferior-Medio) (Salas et al., 1966; Tobar et al., 1968; García et al., 2004; García & Fuentes, 2012). Depósitos aluviales y litorales, dispersos y aislados, del Oligoceno – Holoceno se conservan en la Cordillera de la Costa.

A continuación se presentan las características principales de las unidades oligo-miocenas presentes en el área de estudio:

#### **Formación Azapa** (Oligoceno-Mioceno bajo)

La Formación Azapa fue definida por Salas et al. (1966) como una secuencia sedimentaria subhorizontal de conglomerados continentales, medianamente consolidados. La formación sobreyace en discordancia angular a las rocas mesozoicas y subyace concordante y transicionalmente a la Formación Oxaya.

Presenta potencias máximas del orden de 450 a 500 m y está constituida por depósitos que forman secuencias monótonas, bien a moderadamente estratificadas. La granulometría varía disminuyendo el tamaño de grano hacia el oeste, desde conglomerados y areniscas en la parte oriental, hasta areniscas y limolitas en su parte occidental (García et al., 2004).



**Figura 7.** Esquema que muestra la cronoestratigrafía general de la zona de estudio. Modificado de la Hoja de Arica (García et al. 2004).

Las estructuras sedimentarias de los depósitos indican un ambiente de depositación principalmente fluvial, proximal a intermedio. Tanto la imbricación de los clastos, como también la variación granulométrica, señalan que el aporte sedimentario fue preferentemente desde el noreste hacia el suroeste. No se observan intercalaciones de rocas lacustres, lo que indica que los sedimentos fluviales transportados desde el este, pasaban hacia el oeste cruzando la Codillera de la Costa, evidenciando un sistema de drenaje exorreico (García et al., 2004).

### **Formación Oxaya (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)**

La Formación Oxaya fue definida por Montecinos (1963) como una secuencia volcánica y sedimentaria continental. En la Depresión Central, la formación está suavemente plegada y subhorizontal, sobreyace concordante y transicionalmente a la Formación Azapa y subyace a la Formación El Diablo.

El espesor mayor de la Formación Oxaya es 1.000 m en la Precordillera y disminuye considerablemente hasta 0-20 m en el borde occidental de la Depresión Central. Presenta bruscas variaciones laterales de espesor y composición. Está constituida por mantos de tobas ignimbríticas de mediano a gran volumen (<1.500 km<sup>2</sup> cada uno), con intercalaciones de areniscas, conglomerados, calizas y lavas andesíticas y dacíticas. Las tobas son de composición dacítica a riolítica y han arrojado edades de entre 25 y 17 Ma (García et al., 2004).

Las características de las intercalaciones sedimentarias señalan un ambiente depositacional de planicies fluviales y aluviales, las que se pueden asociar en la parte occidental a pequeñas cuencas lacustres. Los depósitos volcánicos de gran volumen evidencian una importante actividad volcánica explosiva (García et al., 2004).

### **Formación El Diablo (Mioceno Inferior-Mioceno Superior bajo)**

Tobar et al. (1968) definieron la Formación El Diablo como una secuencia sedimentaria continental, predominantemente clástica. La formación se dispone de manera subhorizontal a suavemente plegada, sobreyace en discordancia de erosión a la Formación Oxaya y se acuña tanto por el este como al oeste. Hacia el oeste de la Depresión Central, los estratos de la Formación El Diablo progradan a las unidades

mesozoicas de la Cordillera de la Costa. El techo de la formación corresponde a la superficie de erosión actual.

La Formación El Diablo alcanza su espesor mayor, de aproximadamente 300 m, hacia el suroeste del área. De acuerdo a su litología se han distinguido dos miembros (Vogel y Vila, 1980; Parraguez, 1998): el Miembro Inferior constituido por una secuencia de hasta 250 m de potencia, donde se reconocen areniscas de grano fino a conglomerádicas, limolitas y calizas, semiconsolidadas, con intercalaciones locales de tobas retrabajadas. En las areniscas es posible identificar estratificación cruzada de bajo ángulo y estructuras de paleocanales centimétricos a métricos. El Miembro Superior, con un espesor máximo de 50 m que disminuye hacia el oeste, está constituido por estratos de gravas, de grano fino a muy grueso, semiconsolidados, con intercalaciones de areniscas. El tamaño de los clastos varía desde aproximadamente 2 m en el oriente hasta 0,5 m en el occidente. A menudo, es posible encontrar clastos imbricados, con planos inclinados al este (García et al., 2004).

En los depósitos sedimentarios de la Formación El Diablo se identifican patrones granulométricos grano y estrato creciente, además, de una disminución del tamaño de grano hacia el oeste, esto último indica una proveniencia de los aportes sedimentarios desde la Alta Cordillera. Estos patrones, también, indican un aumento de la energía de depositación hacia el techo de la formación, desde llanuras aluviales y cuencas lacustres restringidas y poco profundas para el Miembro Inferior, hasta un ambiente fluvial de alta energía para el Miembro Superior (García et al., 2004).

De acuerdo a dataciones, relaciones estratigráficas y antecedentes regionales de incisión y tectónica, es posible asignar a la Formación El Diablo una edad Mioceno Inferior alto-Mioceno Medio (entre 20 y 12 Ma) (García et al., 2004).

### **Depósitos aluviales de la Cordillera de la Costa (Oligoceno – Mioceno Medio)**

García et al. (2004) los define como depósitos sedimentarios continentales, principalmente detríticos, que rellenan depresiones aisladas en la Cordillera de la Costa o en su flanco oriental. Estos depósitos sobreyacen en discordancia angular a rocas mesozoicas y en algunos sectores orientales de la Cordillera de la Costa se interdigitan con las formaciones Azapa, Oxaya y El Diablo, las que se encuentran inmediatamente al este, en la Depresión Central.



Los depósitos presentan espesores de hasta 200 m y corresponden a arenas, gravas y brechas sedimentarias, de grano fino a grueso, y limos con intercalaciones locales de tobas y niveles salinos. Los depósitos son mal seleccionados e inmaduros (en textura y composición), formados por clastos angulosos a subangulosos de rocas volcánicas, plutónicas y sedimentarias provenientes de la erosión de la Cordillera de la Costa. Se interpretan como depósitos producidos por flujos poco potentes, subsaturados en agua (flujos hiperconcentrados), predominantemente de detritos y subordinadamente de barro, de ambiente aluvial proximal a intermedio (García et al., 2004).

A partir de tobas intercaladas en los depósitos aluviales de la Cordillera de la Costa, se les asigna edades Oligoceno – Mioceno Medio, y serían contemporáneos al período de acumulación de las formaciones Azapa, Oxaya y El Diablo en la Depresión Central. En la Cordillera de la Costa la sedimentación habría sido menor y/o más lenta en comparación a la Depresión Central, asociada a la erosión o transporte desde relieves locales y bajos (García et al., 2004).

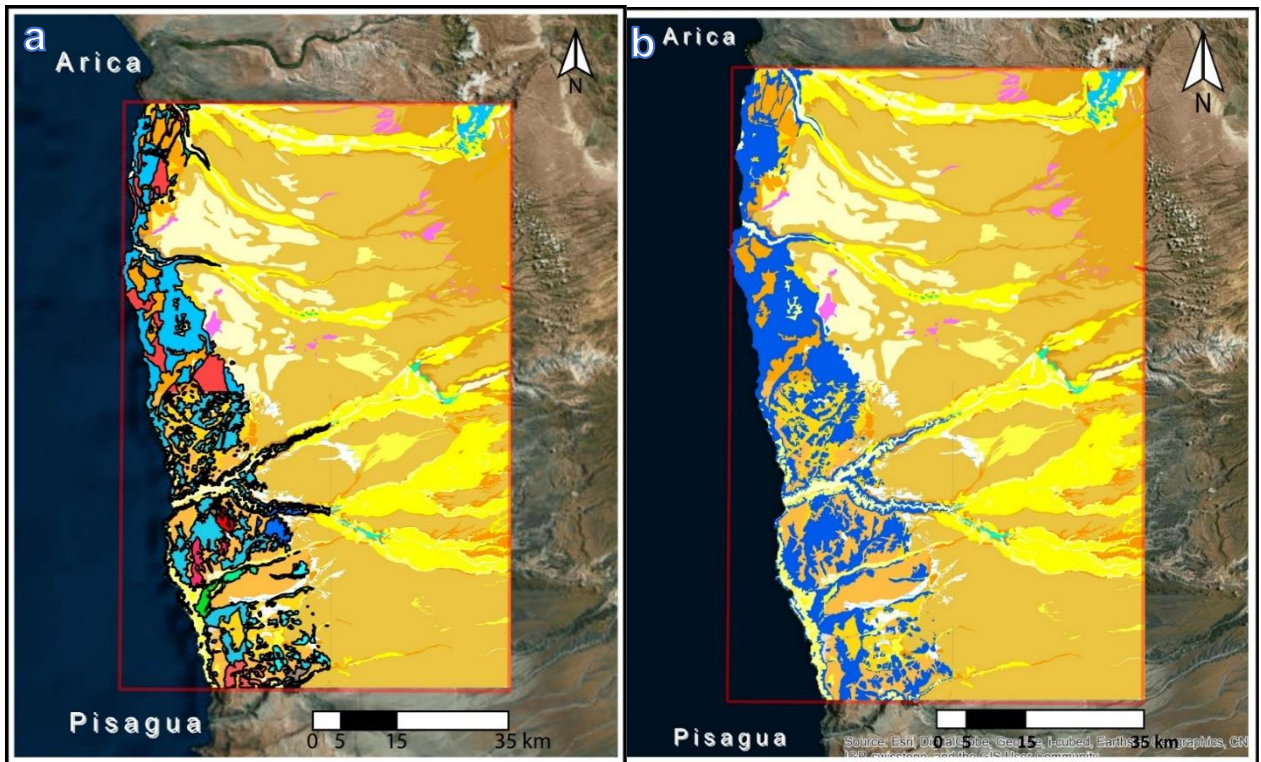
### 3. PROCESAMIENTO DE DATOS Y RESULTADOS

Para lograr la obtención y procesamiento de los datos que demandan los objetivos de este trabajo, se debió generar y llevar a cabo una serie de etapas en las que se combinó el uso de diversas técnicas y softwares. El resultado fue una base de datos robusta, compuesta por puntos georreferenciados. Estos puntos corresponden a los datos de entrada que se utilizaron para generar los modelos de superficies cubiertas.

La obtención de datos se realizó a partir de información levantada previamente, ya sea por sensores remotos (DEM) o por mapeos de contactos y superficies (mapas geológicos) y no incluyó reconocimiento en terreno del área. Los principales softwares utilizados fueron: ArcGis 10.1 y Google Earth para el manejo de datos y mapeo de superficies; Leapfrog Geo 2.1 para el modelado.

#### 3.1. OBTENCIÓN DE DATOS DE ENTRADA

A partir de las cartas geológicas digitalizadas (Fig. 8a) y del software ArcGis 10.1, se procedió a identificar las distintas unidades litológicas presentes. Se seleccionaron todos los polígonos de rocas mesozoicas formadas con anterioridad a la depositación de la cobertura oligo-holocena y se agruparon en un conjunto que se definió como “Sustrato Mesozoico” (Fig. 8b). Estos polígonos se concentran principalmente en la Cordillera de la Costa, aunque también aparecen en la Depresión Central en las laderas y fondos de los grandes valles incisos.



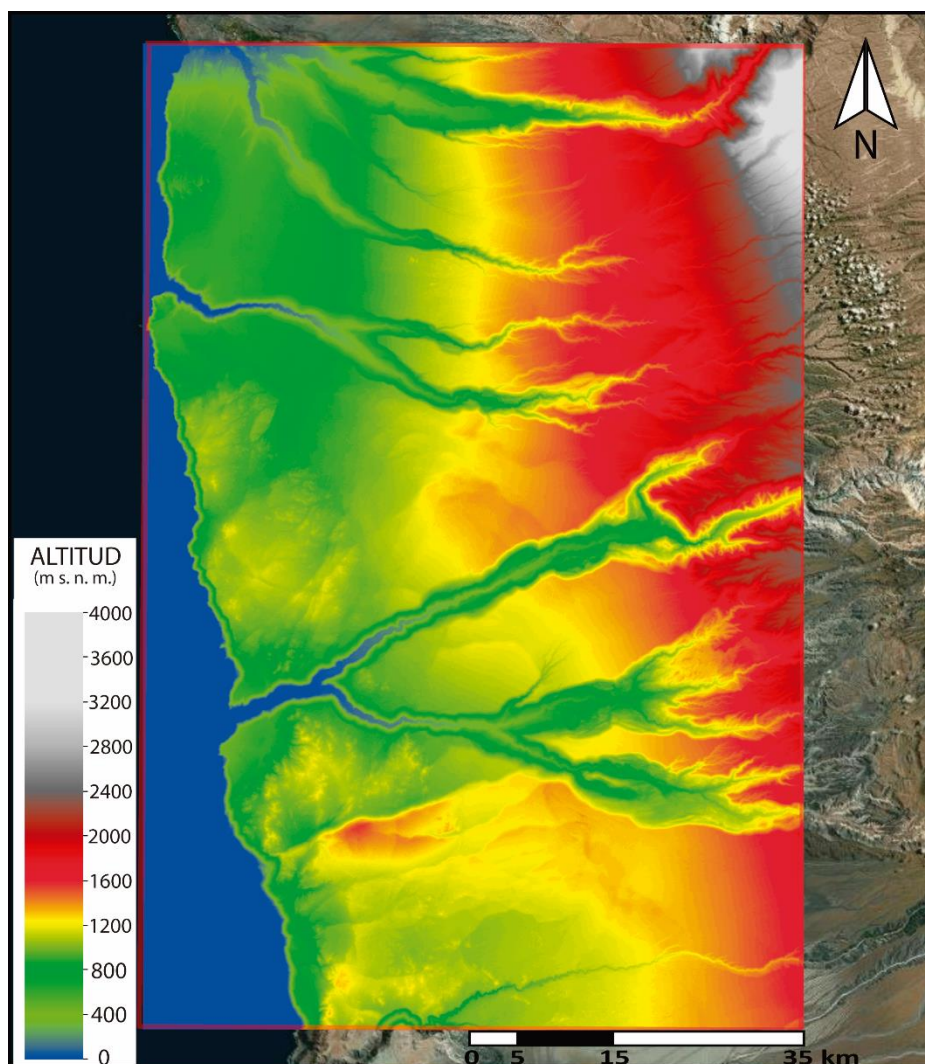
**Figura 8.** A la izquierda (8a) se muestra el mapa geológico de la zona de estudio (tomado de García et al., 2004, y García y Fuentes, 2012). En él se pueden identificar diferentes unidades litológicas. Las rocas mesozoicas expuestas en la Cordillera de la Costa y valles incisos, se muestran en la imagen de la derecha (8b) en polígonos de color azul.

### 3.1.1. SUPERFICIES DE BAJO RELIEVE

A partir de los polígonos clasificados como Sustrato Mesozoico, se prosigió a reconocer qué áreas cumplen las características morfométricas indicativas de superficies de bajo relieve preservadas. Para esto se debió corregir límites y eliminar superficies, poniendo énfasis en descartar zonas que presenten procesos de erosión, deformación o desplazamiento posterior a la depositación de las sucesiones del Oligoceno-Holoceno.

Para llevar a cabo esta corrección, se eliminaron superficies con pendientes pronunciadas, aquellas afectadas por notorios procesos de erosión cuaternarios, y se corrigieron las zonas con desplazamientos considerables producto de estructuras geológicas activadas durante el Oligoceno – Holoceno, en base a una restitución que se detalla en la siguiente sección.

Para reconocer estas superficies se utilizó un DEM del área (Fig. 9), que permitió aislar características como altitud, pendiente y dirección de manto. También fue



**Figura 9.** Modelo digital de elevación (DEM) del área de estudio.

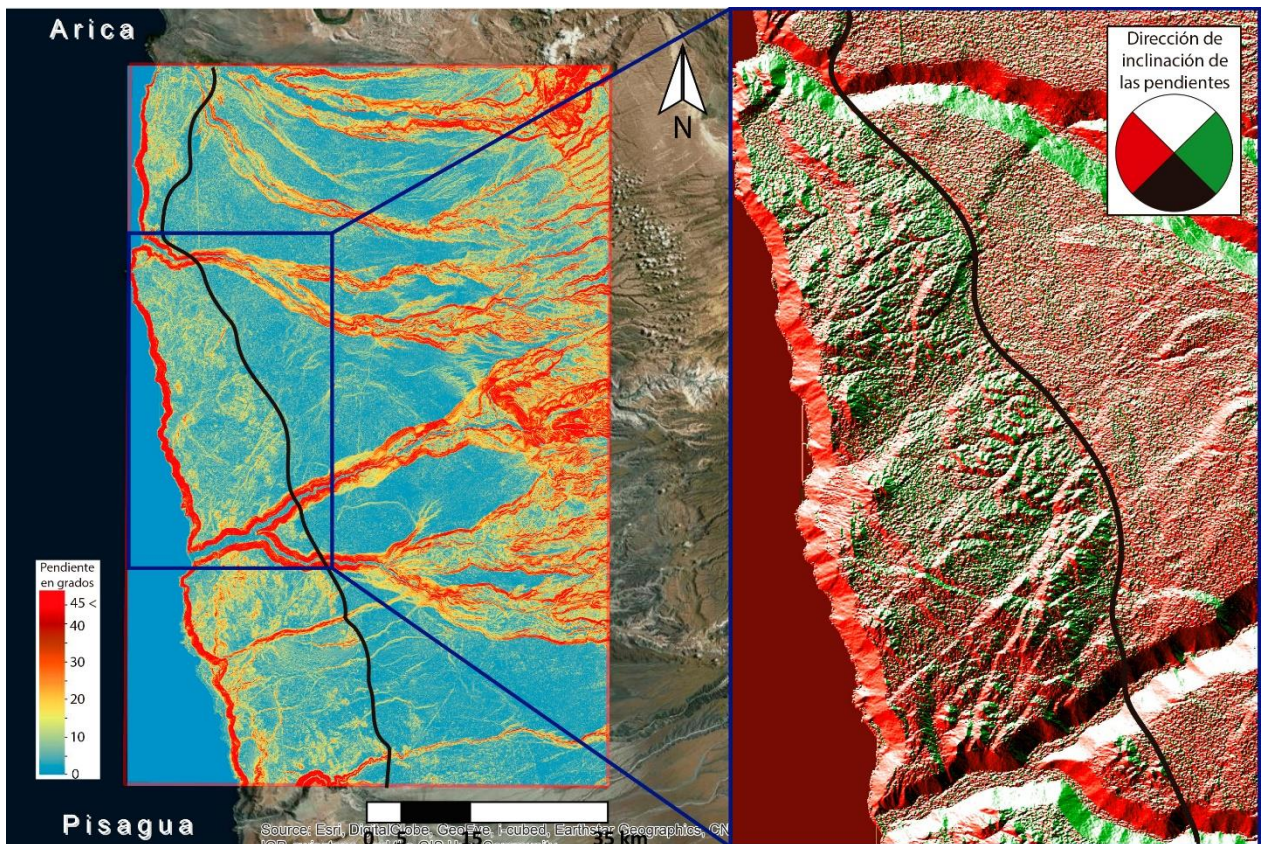
importante el apoyo a través del software Google Earth, que permitió generar un reconocimiento detallado del área y desde una perspectiva tridimensional.

Se intersecaron los polígonos del Sustrato Mesozoico con el DEM y se identificaron y agruparon las superficies con pendientes iguales o menores a  $10^\circ$  y que no presentaran características de haber sufrido procesos erosivos recientes. Con esto, se eliminaron las superficies con pendientes abruptas. Como se puede ver en el mapa de pendientes (Fig. 10), presentan pendientes pronunciadas las superficies ubicadas en el talud del Acantilado Costero, en las laderas de los valles incisos y en algunos escarpes de falla, predominando el asociado a la Falla Atajaña.

Adicionalmente, en el detalle de la figura 10 se observa que las superficies de bajo relieve de la porción oriental de la Cordillera de la Costa están levemente inclinadas hacia

el este, lo que contrasta con la leve inclinación hacia el oeste de la superficie del relleno Oligo-Holoceno de la Depresión Central.

Como resultado de la discriminación, se obtuvo un nuevo conjunto de superficies extraídas desde el Sustrato Mesozoico. Este conjunto corresponde a las superficies de bajo relieve que expresan de mejor manera la paleotopografía de la Cordillera de la Costa con anterioridad a la depositación de la cobertura oligo-holocena. Es por esto, que los datos obtenidos de estas superficies son ocupados como la base en nuestro proceso de modelado.

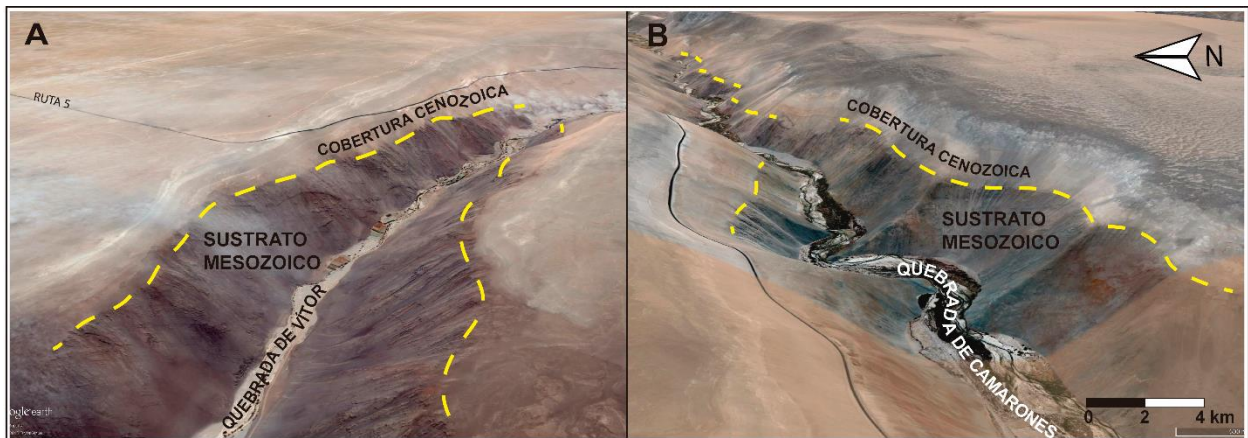


**Figura 10.** Las figuras muestran características del relieve de la zona de estudio, como son la pendiente (izquierda) y dirección de inclinación de las pendientes (recuadro a la derecha). La línea negra delimita el contacto entre Cordillera de la Costa y Depresión Central. En el mapa de pendientes se observa que en la Cordillera de la Costa prevalecen las superficies de bajo relieve a excepción de las áreas donde se encuentran el Acantilado Costero, los escarpes de fallas y las laderas de borde de cañones. En el mapa de dirección de inclinaciones se advierte como el borde oriental de la Cordillera de la Costa está dominado por superficies que están inclinadas hacia el este (en verde).

### 3.1.2. CONTACTO EN VALLES INCISOS

En las laderas de los grandes valles incisos es posible observar el contacto entre las rocas del Sustrato Mesozoico y las unidades oligo-holocenas de la Depresión Central. El contacto se identifica de forma clara en ambas laderas de las quebradas de La Higuera, Vitor, Camarones y Chiza (Fig. 11). Cabe destacar que en algunos lugares de los valles no aflora el contacto, debido a que se encuentra cubierto por depósitos sedimentarios más recientes, del Plioceno – Cuaternario, y de origen aluvial, coluvial o fluvial. Este es el caso del Valle de Azapa, donde solo es posible observar afloramientos aislados de intrusivos mesozoicos que se encuentran cercanos a las rocas de la Formación Oxaya, pero no en contacto con ella.

A partir de lo anterior, se procedió a seleccionar el contacto, trazando una línea donde estuviera expuesto. El contacto se dispone levemente inclinado hacia el este, con 3-4°, y representa la superficie erosiva sobre rocas mesozoicas.



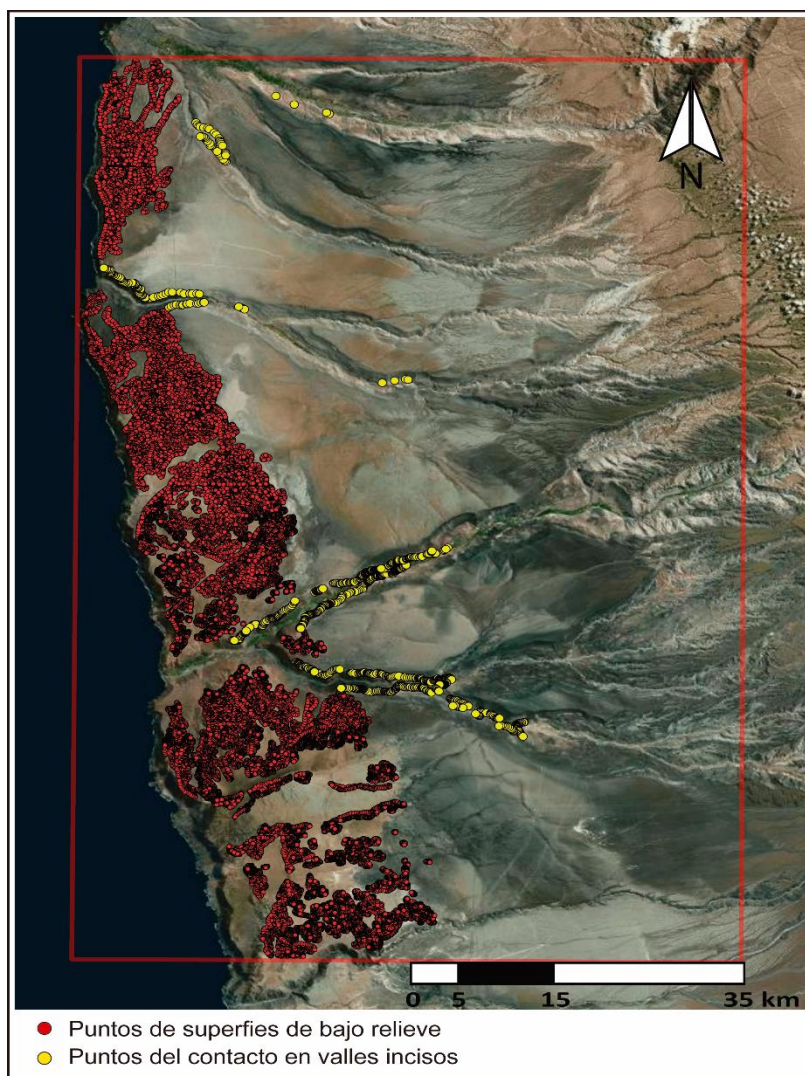
**Figura 11.** Se muestra el contacto (línea roja segmentada) entre el sustrato mesozoico y la cobertura cenozoica en las quebradas de Vitor (A) y Camarones (B).

### 3.2. GENERACIÓN DE LAS BASES DE DATOS

Usando herramientas del software ArcGis 10.1 se procedió a construir una base de datos con puntos georreferenciados. Todos los puntos tienen asociados los datos de ubicación de la forma  $P(x,y,z)$ , siendo  $x$  la coordenada este,  $y$  la coordenada norte, en coordenadas UTM, y  $z$  el valor de elevación respecto al nivel del mar en metros. Esta

información se extrajo desde el DEM del área, a partir de los datos obtenidos en la sección anterior.

Esta base de datos contiene puntos representativos de las superficies de bajo relieve labradas en el Sustrato Mesozoico y del contacto entre sustrato y cobertura identificado en los valles incisos. Para el caso de las superficies de bajo relieve se generó una red de puntos densa y robusta compuesta por 337.000 datos (Fig. 12). La distancia entre puntos no es constante, sin embargo, el muestreo cubre homogéneamente las superficies, de modo que representa las variaciones del relieve. Para el contacto entre el sustrato y cobertura se convirtieron líneas de contacto en puntos, resultando una base de datos de 851 puntos (Fig. 12).



**Figura 12.** Total de puntos utilizados para el modelado de superficies. Los puntos rojos representan a las superficies de bajo relieve donde aflora Sustrato Mesozoico y los puntos amarillos marcan el contacto entre sustrato y cobertura en los grandes cañones.

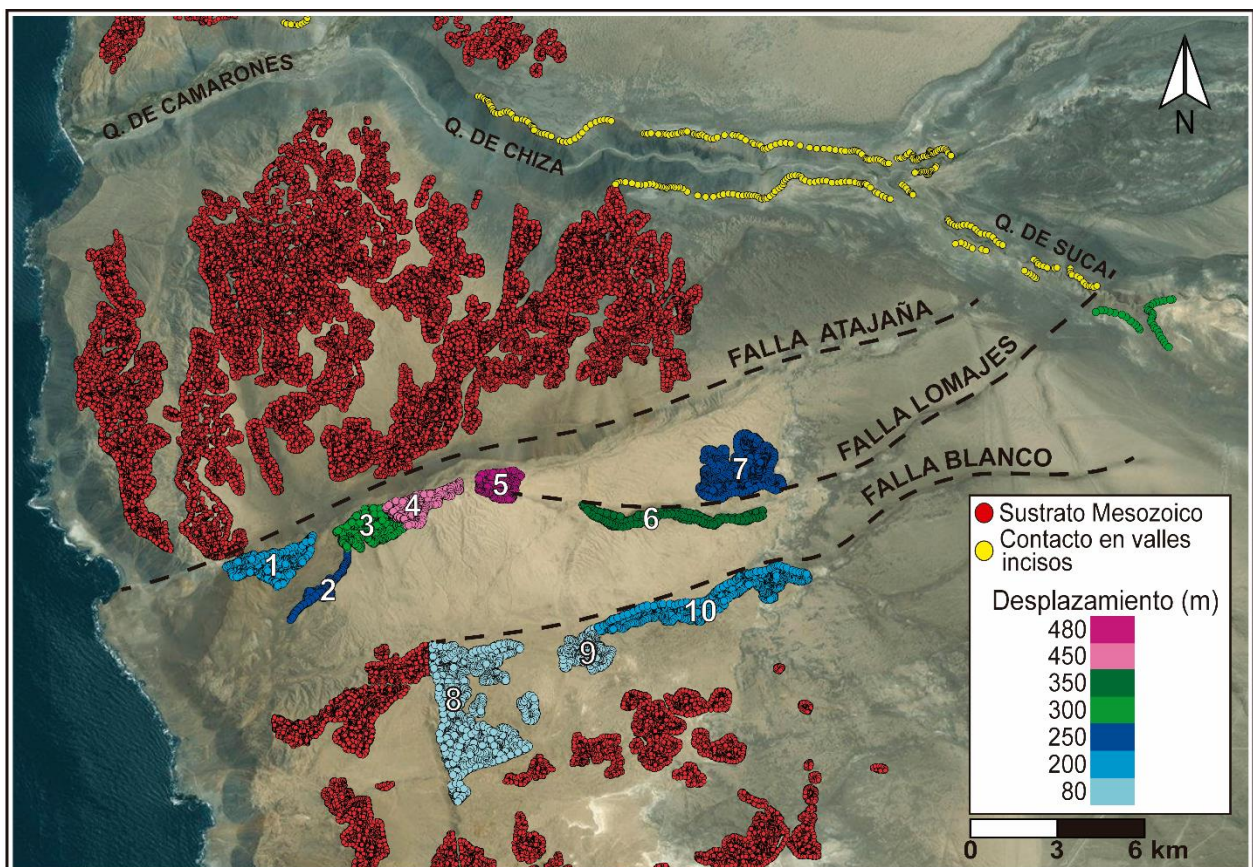
### 3.3. RESTITUCIÓN DE SUPERFICIES

Se restituyeron superficies de bajo relieve desplazadas posteriormente a la deposición del relleno Oligoceno-Holoceno de la Depresión Central.

Una estructura relevante del área, es la Falla Atajaña. Al sur de ésta, ocurren dos estructuras subparalelas a la misma y con similar tipo de movimiento; la Falla Lomajes y la Falla Blanco (Fig. 13). Aunque las longitudes de sus trazas son más acotadas, también generan un desplazamiento vertical del Sustrato Mesozoico.

A lo largo de la traza de las fallas, el desplazamiento vertical varía, lo que resulta en distintas magnitudes de desplazamiento de superficies, siendo máximo en el segmento central y mínimo hacia los extremos.

Para corregir el desplazamiento provocado por estas tres estructuras se dividió la superficie desplazada en polígonos. Cada polígono contiene el conjunto de puntos que



**Figura 13.** Se muestra la ubicación de las estructuras sobre las que se efectuó restitución de desplazamiento, enumeradas de 1 a 10 se indican los polígonos que agrupan los puntos a los que se les restó una magnitud estimada en el eje vertical. En la Quebrada de Suca es posible observar los puntos del contacto que también fueron modificados.



encierra. El criterio utilizado para la división de los polígonos, fue que el área compartiera una deformación similar y homogénea en su extensión, y que a su vez, este desplazamiento fuera distinto al de superficies aledañas. Fue así como se definieron diez polígonos (Fig. 13), para los cuales se estimó una magnitud promedio de desplazamiento en el eje vertical; este valor se comparó con la altura del escarpe y la altitud media de las superficies que se encuentran directamente al norte y no afectadas por la falla analizada. Los valores estimados van desde 80 a 480 m para a la Falla Blanco y Falla de Atajaña, respectivamente.

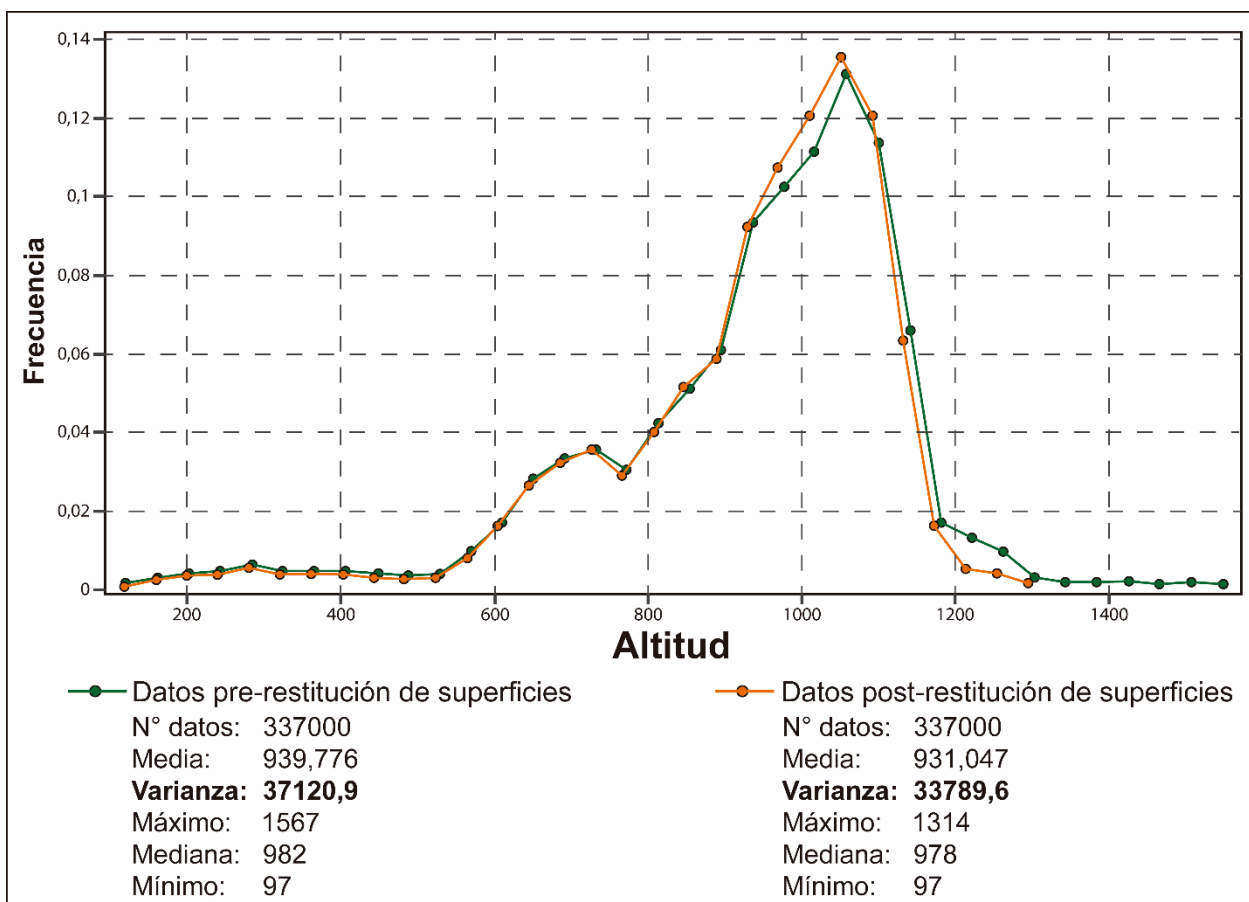
A partir de los valores de altitud de los puntos, se calcularon altitud máxima, mínima y media para cada polígono. La restitución de la altitud se fundamentó principalmente en la sustracción del desplazamiento a la altitud media de los puntos. En la tabla 1 se detallan los valores de altitud y estimaciones de desplazamiento vertical para cada polígono, magnitudes que fueron restadas a la cota de cada punto.

N° POLÍGONO	Altitudes (m s. n. m.)			Desplazamiento vertical (m)
	Mínima	Máxima	Media	
1	940	1139	1088	-200
2	969	1207	1110	-250
3	1096	1343	1234	-300
4	1269	1565	1425	-450
5	1413	1567	1491	-480
6	1231	1431	1361	-350
7	1154	1347	1246	-250
8	1025	1175	1116	-80
9	1112	1184	1154	-80
10	1152	1266	1223	-200

**Tabla 1.** Se detallan los datos de la restitución de superficies para cada polígono, indicando la magnitud de la corrección en el eje vertical.

Este trabajo de restitución también se aplicó para corregir datos de la superficie de contacto en los valles incisos. Se modificó la altitud de los puntos afectados por la Falla Lomajes en la quebrada de Suca, restándole 300 m a la cota de los puntos ubicados al sureste de la falla (Fig. 13).

Realizada la restitución de superficies se obtuvieron los datos finales utilizados en la siguiente etapa de modelado. Para el total de 337.000 puntos obtenidos desde las superficies de bajo relieve de la Cordillera de la Costa, se representó en un histograma la distribución de los datos respecto a la variable de altitud (m s. n. m.) para los casos, previa y posterior restitución de superficies (Fig. 14). A partir de esta representación gráfica fue posible calcular la varianza de los datos.



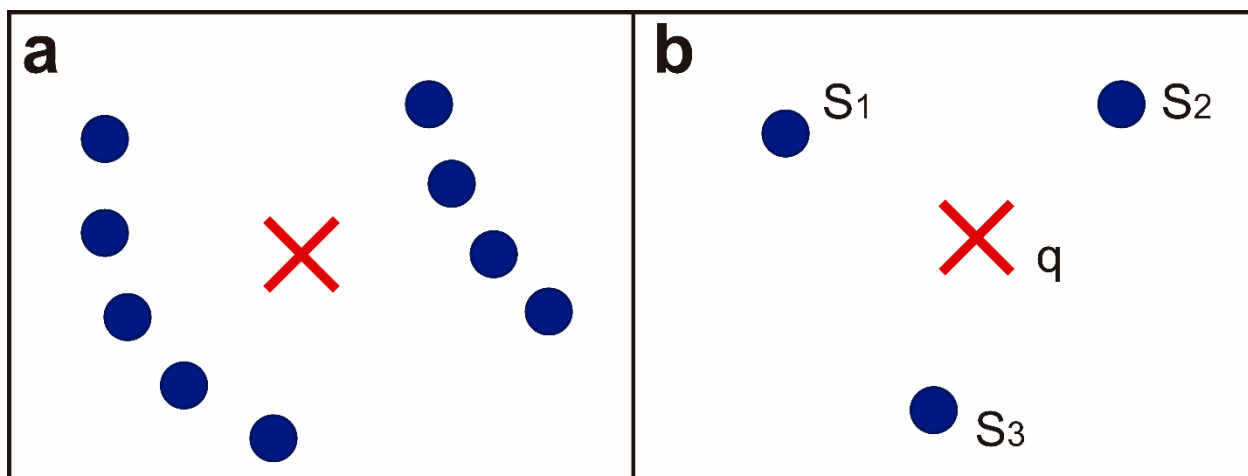
**Figura 14.** Histograma de altitud de los puntos obtenidos desde las superficies de bajo relieve en la Cordillera de la Costa. Se representaron gráficamente los datos pre y post restitución de superficies.

### 3.4. MODELADO DE SUPERFICIES BAJO LA COBERTURA

A partir de los datos obtenidos en el subcapítulo anterior y organizados en dos categorías (superficies de bajo relieve que cortan el Sustrato Mesozoico y contacto entre sustrato y cobertura en los valles incisos), se interpolaron superficies envolventes usando el software Leapfrog Geo 2.1.

El problema fundamental en el modelado geológico dice sobre cómo a partir de datos espaciales dispersos se puede predecir medidas para lugares donde no hay información (Fig. 15a). El proceso básico para estimar el valor donde no hay datos se llama interpolación. Hay muchas técnicas de interpolación conocidas, como vecino más cercano, distancia inversa ponderada, funciones de base radial, kriging, entre otras. Históricamente los softwares de modelado geológico han usado el método de Modelado Explícito (Estático), por el contrario, Leapfrog Geo 2.1, al igual que la tendencia seguida por diversos programas, usa la herramienta de Modelado Implícito (Dinámico).

El Modelado Implícito de Leapfrog Geo 2.1 utiliza un método geoestadístico de estimación llamado "Kriging Dual". Este método de interpolación es una variante del Kriging Simple, que reduce los costos computacionales al estimar valores. El Kriging se basa en la premisa de que puntos próximos en el espacio tienden a tener valores más parecidos que los puntos más distantes y la variación espacial mantiene un patrón continuo, por lo que se predice de forma lineal.



**Figura 15.** El recuadro a muestra el problema básico de estimar un valor (cruz roja) desde datos dispersos (puntos azules). En el recuadro b se presenta el problema de interpolación usando las muestras S1, S2 y S3.

Para entender estos métodos, se plantea en la figura 15b el problema básico de la interpolación; el cómo estimar el valor  $q$  desde las muestras  $S_1$ ,  $S_2$  y  $S_3$ . Kriging, en su forma simple, estima un valor en un punto como la suma ponderada de las muestras conocidas, y sus pesos ( $w$ ) son determinados matemáticamente a través de un estimador que para considerarse óptimo debe ser insesgado y debe minimizar la varianza. Este estimador considera la distribución espacial de las muestras respecto al punto a estimar. Para el ejemplo de la figura 15b, la estimación de  $q$  está dada por:

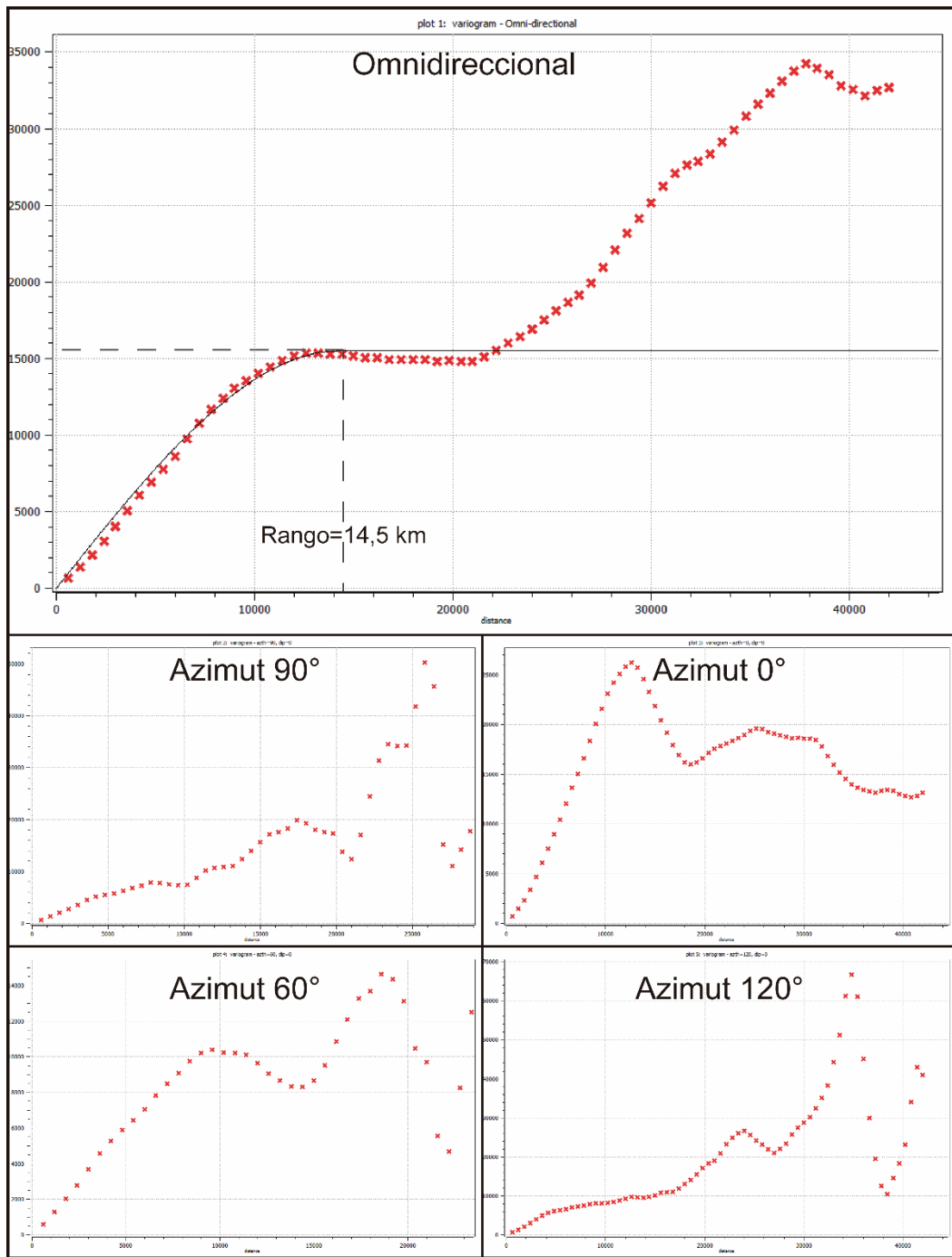
$$q = w_1s_1 + w_2s_2 + w_3s_3$$

Es posible utilizar este método para estimar un valor en cualquier posición arbitraria donde no existan datos. El problema surge cuando se vuelve a hacer una nueva estimación en otro lugar; para esto se deben volver a calcular los pesos ( $\mathbf{w}$ ) y resulta un procedimiento lento cuando se tienen muchos datos. Debido a esto, surgió el proceso conocido como Kriging Dual, que modifica las ecuaciones del Kriging de la siguiente forma:

$$q(x) = a_1\Psi(x - x_1) + a_2\Psi(x - x_2) + a_3\Psi(x - x_3)$$

A simple vista parece ser más complejo que la suma ponderada de las muestras conocidas. La cantidad  $a_1\Psi(x - x_1)$  describe cómo la muestra localizada en la posición  $x_1$  influye en la estimación de valores de todo el espacio cercano. En este método,  $\Psi(x)$  es equivalente al variograma. En este enfoque de la interpolación se incluyen las influencias ponderadas de todas las muestras conocidas para obtener algo que puede ser utilizado para hacer una estimación en cualquier ubicación  $x$ . Una predicción hecha de esta manera produce el mismo resultado que una utilizando la suma ponderada tradicional de las muestras. Por lo tanto, este nuevo método se explica simplemente por la velocidad de los cálculos. Con el Kriging Simple cada vez que se hace una estimación en una nueva posición mediante la suma ponderada de las muestras, se tienen que volver a calcular sus pesos ( $\mathbf{w}$ ). Con el enfoque del Kriging Dual, donde se resumen las influencias de las muestras, solo es necesario calcular los pesos una vez.

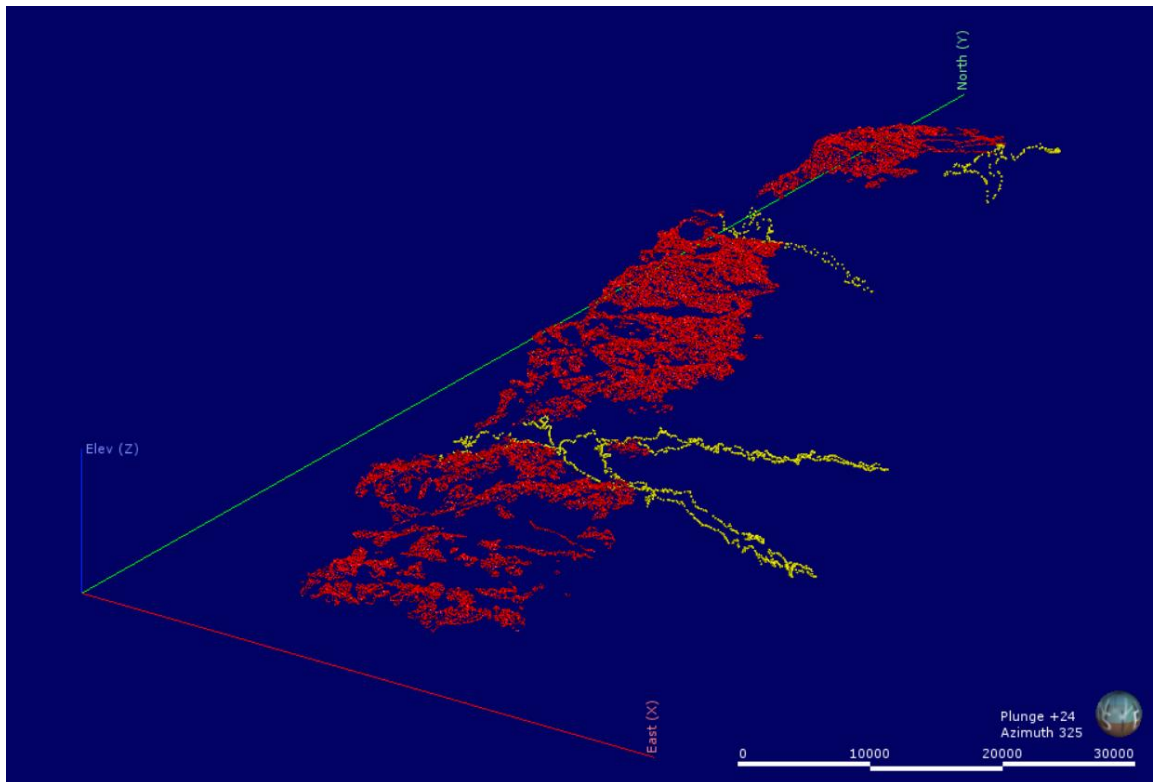
Para estimar las influencias ponderadas en diferentes direcciones, se calcularon variogramas sobre la base de datos de puntos obtenidos desde las superficies de bajo relieve de la Cordillera de la Costa. En la figura 16 se muestran los cinco variogramas resultantes: omnidireccional, azimut  $90^\circ$  (dirección este), azimut  $0^\circ$  (dirección norte), azimut  $60^\circ$  (dirección noreste) y azimut  $120^\circ$  (dirección sureste). En base a éstos se estimaron las correlaciones entre dos pares de puntos dependiendo de la distancia entre ellos. Los rangos máximos de correlación resultaron estar entre 9 – 15 km dependiendo de la dirección. Se eligió el valor de 14,5 km entregado por el variograma omnidireccional como la distancia de máxima de correlación para nuestros datos. Esta información es importante para discutir la validez del método ocupado en este trabajo.



**Figura 16.** Variogramas calculados para el total de los datos obtenidos desde las superficies de bajo relieve de la Cordillera de la Costa posterior a la restitución de superficies.

Usando el Kriging Dual como método geoestadístico, podemos generar superficies continuas a partir de un conjunto de puntos discretos. Así, para este estudio, los datos de puntos georreferenciados fueron importados al software Leapfrog Geo 2.1 quedando con coordenadas Este (X) y Norte (Y) en el sistema de referencia UTM y la elevación (Z) en metros.

Leapfrog Geo 2.1 proyecta los puntos ubicándolos espacialmente sobre la interfaz, siendo posible observarlos en 3D desde diferentes posiciones. La figura 17 muestra una proyección de todos los datos; los puntos rojos corresponden a los obtenidos desde superficies de bajo relieve que cortan el Sustrato Mesozoico en la Cordillera de la Costa y los puntos en amarillo al contacto entre sustrato y cobertura observado en los valles incisos. Se aprecia la densidad de los puntos y cómo estos caracterizan el relieve de la Cordillera de la Costa y la ubicación de los grandes valles.



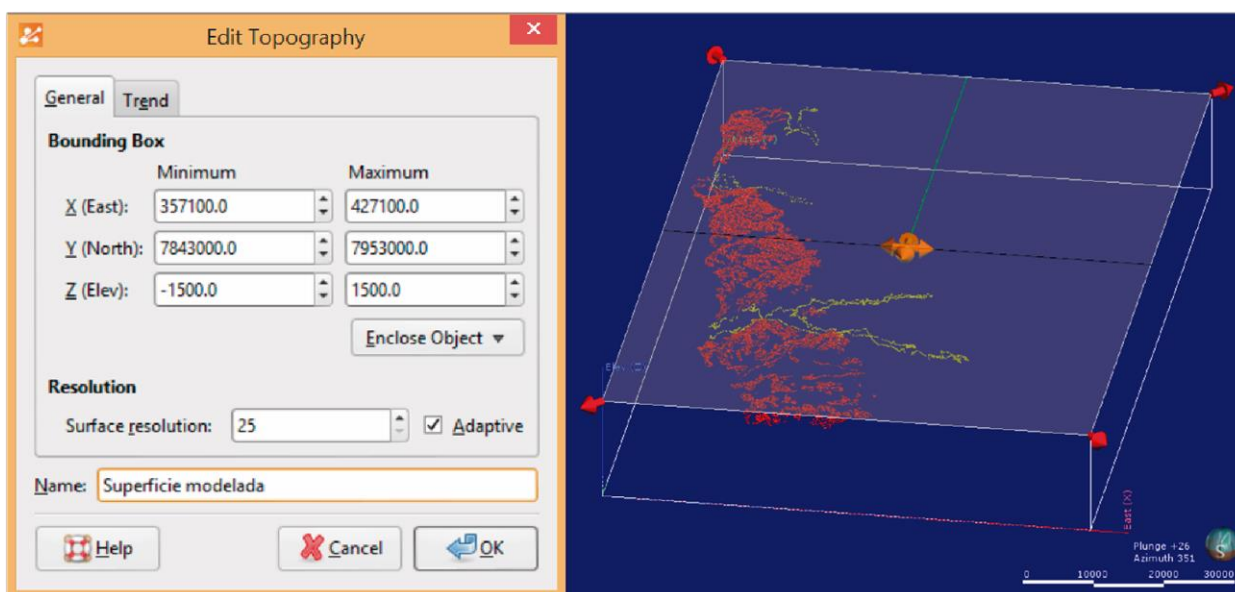
**Figura 17.** Datos finales proyectados y georreferenciados sobre la interfaz de Leapfrog Geo 2.1. Los puntos en rojo corresponden a los obtenidos desde el Sustrato Mesozoico en la Cordillera de la Costa y los datos en amarillo muestran el contacto entre sustrato y cobertura en los valles incisos.

El modelado de las superficies en Leapfrog Geo 2.1 se realiza usando la herramienta de creación una nueva topografía a partir de puntos; este procedimiento requiere que se asignen parámetros arbitrariamente. Los parámetros que se necesitan definir son el tamaño del espacio dentro del cual se interpolará (“cajón”), la resolución, y si el tamaño de la triangulación es constante o adaptable (Fig. 18).

Para efecto de este trabajo, el tamaño del “cajón” quedó limitado por la zona de estudio, con un ancho de 70 km y un largo de 110 km. La altura se acotó en 1.500 m s.n.m. por arriba y -1.500 m s.n.m por abajo.

En Leapfrog Geo 2.1 las superficies modeladas se representan en forma de vértices y triángulos, es por esto que la resolución está controlada por el tamaño de los triángulos usados para crear la superficie; a menor tamaño de los triángulos, mejor es la resolución del modelado. El otro parámetro que se puede definir es si el tamaño de los triángulos es constante o se adapta a la densidad de los datos, esto significa que mientras más pequeños sean los triángulos, más datos hay en el área cercana, y por el contrario, triángulos más grandes indican una menor densidad de datos.

Para las superficies modeladas en este trabajo, se escogió el menor tamaño de triángulos posible, esto es el valor 25, y se definió la triangulación como adaptativa (Fig. 18). Se asignaron estos parámetros buscando la mejor resolución de modelado permitida por el software.



**Figura 18.** A través de la ventana de la izquierda (“Edit Topography”) se definen los parámetros usados en el modelado de superficies por Leapfrog Geo 2.1. Se muestran los valores definidos para el tamaño del cajón de modelado, el cual se visualiza a la derecha, y el valor de tamaño de triángulos para la resolución y la adaptabilidad de ellos.

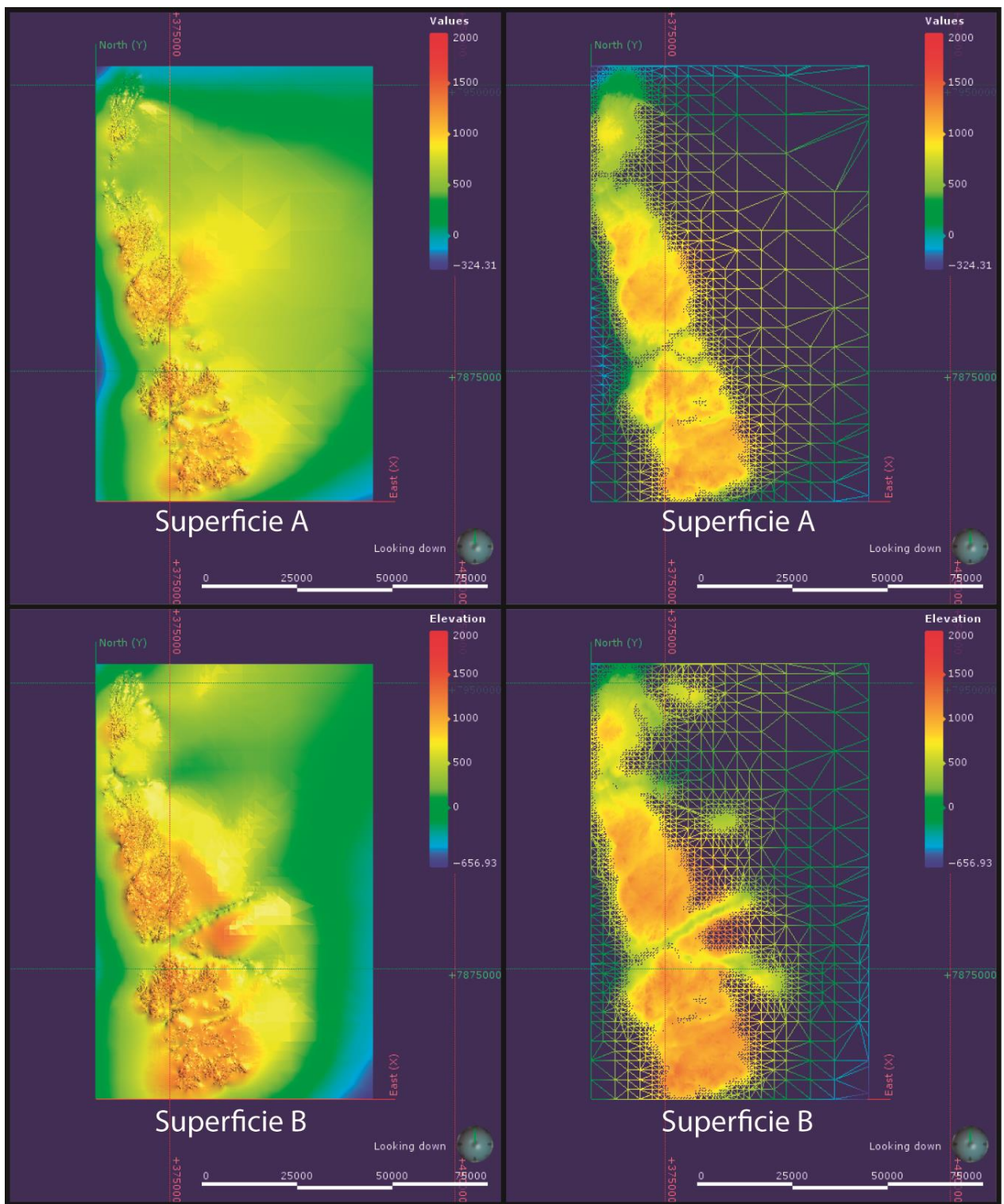
Definidos los parámetros del modelado, se generaron dos superficies. La primera se modeló usando solamente los datos de superficies de bajo relieve que cortan el Sustrato Mesozoico en la Cordillera de la Costa, y en el modelado de la segunda superficie se sumaron los datos provenientes del contacto entre sustrato y cobertura observado en los valles incisos. Se nombraron ambos modelos como Superficie A y Superficie B, respectivamente.

En total se consideraron 337.000 puntos para la Superficie A y 337.851 puntos para la Superficie B, dando como resultado triangulaciones que superaron los 2 millones de

vértices y los 4 millones de triángulos. Otros valores importantes de las superficies resultantes son los valores mínimos y máximos de altitud, con -324 – 1.314 m s.n.m para la superficie A y -656 – 1.314 m s.n.m. para la superficie B. Las áreas totales son de 8.350 km<sup>2</sup> y 8.355,5 km<sup>2</sup> para A y B, respectivamente.

En la figura 19 se muestran las dos superficies en planta. En los recuadros de la derecha se exhiben las triangulaciones para cada caso y se evidencia que las zonas con menores tamaños de triángulos, y por lo tanto, con mayor densidad de datos, coinciden con la Cordillera de la Costa y los valles incisos. Hacia el borde oriental de la zona de estudio se presentan los mayores tamaños de triángulos, lo que coincide con la escasez de datos.

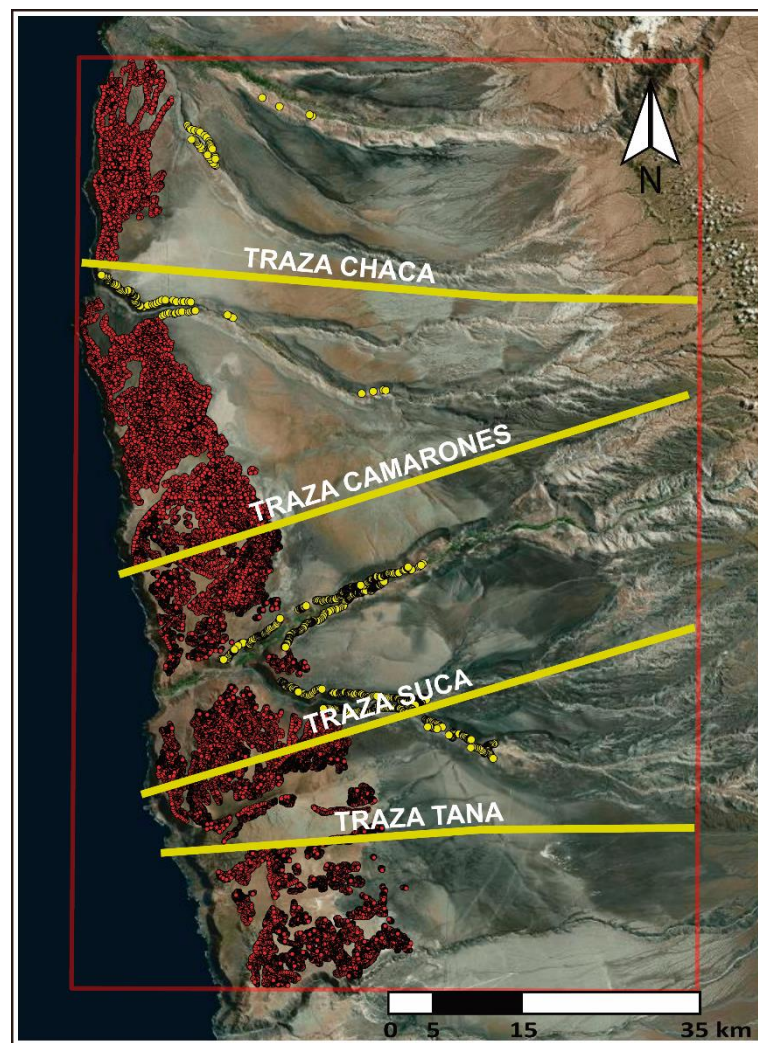




**Figura 19.** Como resultado del modelado se obtuvieron las superficies A (arriba) y B (abajo). En estas figuras se muestran ambas en planta como superficies continuas (izquierda) y también la triangulación resultante del proceso de interpolación (derecha). Los colores representan la altitud en metros.

### 3.5. RESULTADOS

Para presentar los resultados del modelado y facilitar su análisis, se hicieron 4 perfiles transversales a las superficies. Para apoyar el análisis de las superficies con la geología en profundidad, dos de los perfiles se hicieron coincidir con perfiles sísmicos de reflexión interpretados previamente en las pampas de Chaca y Tana (García y Simicic, 2014). El tercero se ubicó en la Pampa de Camarones. El perfil de Camarones se realizó en el centro de la zona de estudio, entre las quebradas de Vitor y Camarones, para sopesar una variedad de datos. El cuarto se ubicó al norte de la Falla Atajaña cortando la quebrada de Suca. El perfil de Suca fue definido para analizar la complejidad del área, ya que corta quebradas y se encuentra cercano a fallas restituidas (Fig. 20).



**Figura 20.** En líneas de color amarillo se muestra la ubicación de los perfiles usados para presentar los resultados, además los puntos representan los datos desde las superficies de bajo relieve (rojo) y desde el contacto en los valles incisos (amarillo).

Para cada traza se proyectaron las dos superficies modeladas junto a la topografía obtenida desde el DEM sobre un perfil 2D. La proyección de los modelos solo se hizo desde el límite entre Cordillera de la Costa – Depresión Central hacia el este, ya que el objetivo de este trabajo es modelar superficies cubiertas.

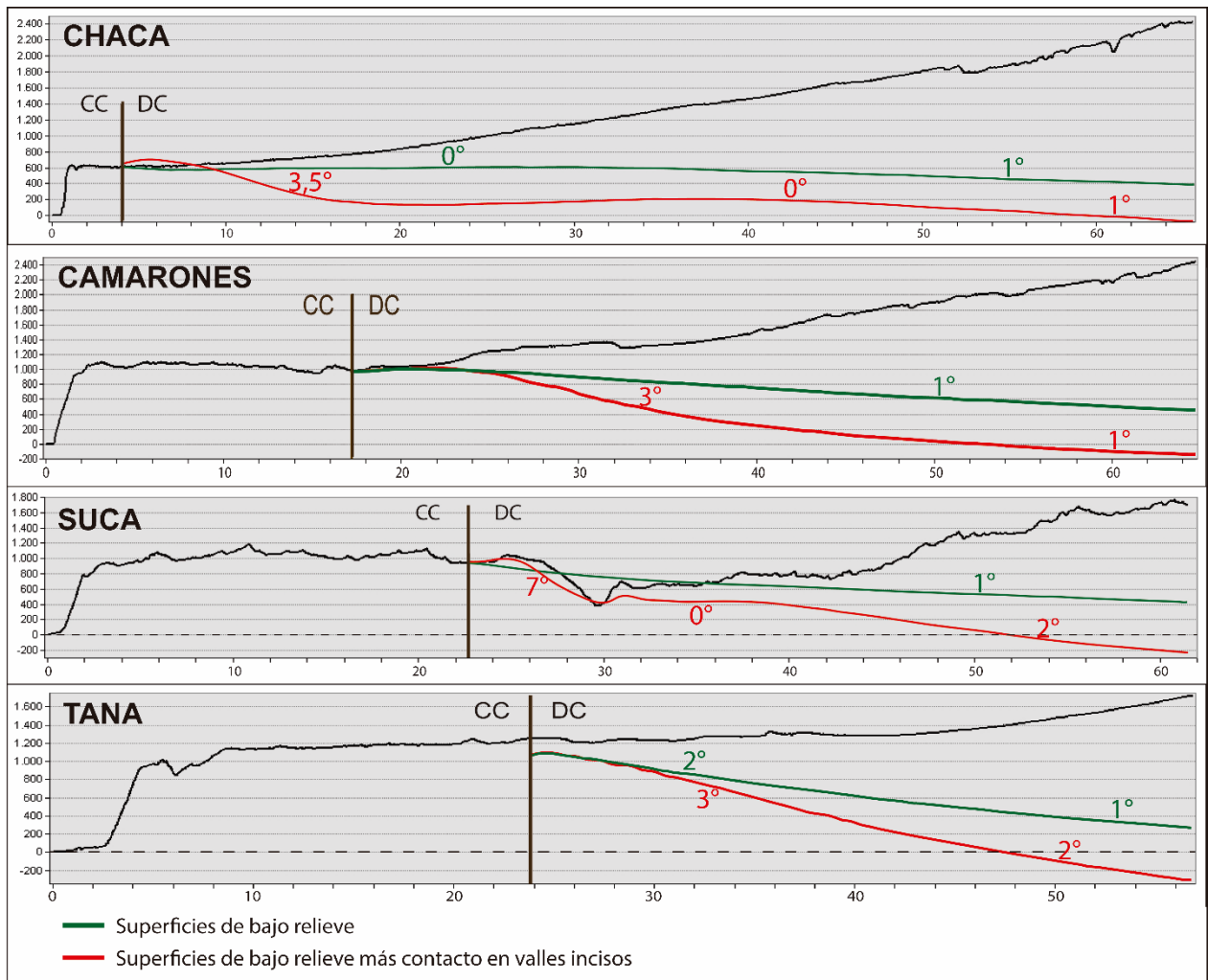
**Perfil Chaca** (Fig. 21a): En la sección se observa que la superficie generada solo a partir de los datos de la Cordillera de la Costa mantiene una disposición horizontal los primeros 33 km desde el límite oriental de la Cordillera de la Costa a una altitud aproximada de 600 m s. n. m. para luego caer uniformemente hacia el este con una leve inclinación menor a  $1^\circ$ . La superficie que incorpora los datos del contacto en los valles incisos se presenta más compleja. Desde el borde occidental de la Depresión Central se alza los primeros 4 km sobre la topografía para luego caer los próximos 8 km hacia el este con una pendiente de  $3,5^\circ$  hasta llegar a una cota de aproximadamente 200 m s. n. m. Luego, la superficie tiende a disponerse horizontalmente con un leve ascenso de  $\sim 50$  m en 22 km, para finalmente caer los últimos 24 km hacia el este con una pendiente menor a  $1^\circ$ . La diferencia de altura entre ambas superficies alcanza un máximo de  $\sim 450$  m a los 20 km desde la costa disminuyendo levemente hacia el este, para mantenerse constante alrededor de los 400 m.

**Perfil Camarones** (Fig. 21b): En la sección se observa que la superficie generada solo a partir de los datos de superficies de bajo relieve en la Cordillera de la Costa mantiene una tendencia horizontal los primeros 6 km desde el límite oriental de la Cordillera de la Costa a una altitud aproximada de 1.000 m s. n. m., para luego caer uniformemente hacia el este con una leve inclinación de  $\sim 1^\circ$ , llegando a una cota de 420 m en el extremo oriental de la traza. La superficie que además incorpora los datos de contacto en los valles incisos también tiende a disponerse horizontalmente los primeros 6 km, para luego comenzar a caer con un ángulo de  $\sim 3^\circ$  hacia el este los próximos 11 km, punto desde el cual la superficie comienza a disminuir su pendiente hasta valores cercanos a  $1^\circ$ , llegando a altitudes de  $\sim 100$  m s. n. m. en el final de la traza. La diferencia de alturas entre ambas superficies aumenta progresivamente hacia el este, con un máximo de  $\sim 600$  m.

**Perfil Suca** (Fig. 21c): En la sección se observa que la superficie generada solo a partir de los datos de la Cordillera de la Costa tiene un tendencia uniforme de caída hacia

el este con un ángulo de  $\sim 1^\circ$ . La superficie, que además incluye los datos del contacto en los valles incisos, presenta más variantes; desde el borde occidental de la Depresión Central se observa un desnivel de  $\sim 600$  m en una longitud de 5 km en la horizontal ( $\sim 7^\circ$  de pendiente), llegando hasta el fondo de la quebrada de Suca. A partir de este punto la superficie comienza a disponerse horizontalmente por  $\sim 9$  km, para luego volver a caer uniformemente hacia el este con un ángulo  $\sim 2^\circ$ . La diferencia de altitud entre ambas superficies va desde los 250 m al este de la quebrada de Suca hasta los  $\sim 650$  m en la parte más oriental de la sección.

**Perfil Tana** (Fig. 21d): En la sección se observa un comportamiento similar para ambas superficies, solo varían levemente en los ángulos de caída. Además, ambas comienzan desde el borde occidental de la Depresión Central a una profundidad de  $\sim 200$  m bajo la topografía. La superficie modelada solo a partir de los datos de la Cordillera de la Costa presenta una tendencia de caída hacia el este con un ángulo de  $\sim 2^\circ$  los primeros 15 km para luego disminuir a  $\sim 1^\circ$  los 15 km más orientales. Por su parte, la superficie que incorpora los datos del contacto en los cañones muestra una geometría similar, con la diferencia de que comienza con un ángulo de caída de  $\sim 3^\circ$  para luego disminuir a un ángulo de  $\sim 2^\circ$ , llegando a una profundidad de  $\sim 300$  m a una distancia de  $\sim 57$  km desde la línea de costa. La diferencia de altitud entre ambas superficies genera un espesor que va en aumento gradualmente desde el oeste, llegando a valores de aproximadamente 600 m en el límite oriental.



**Figura 21.** Secciones para las trazas de Chaca, Camarones, Suca y Tana. Sobre cada perfil orientado W-E se proyectan las dos superficies modeladas, en verde la que utiliza solo los datos de superficies preservadas en la Cordillera de la Costa y en rojo la que además incorpora los datos del contacto en los valles incisos. Los números en grados indican la pendiente para cada segmento.

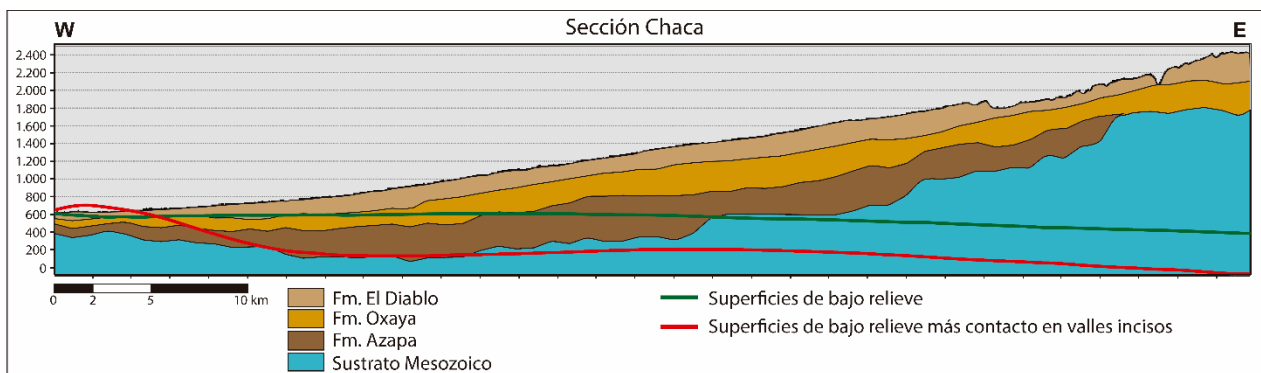
## 4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de las dos superficies modeladas, muestra que cada una posee características diferentes y patrones que se repiten en cada uno de los perfiles. Las secciones estudiadas exhiben que la superficie modelada solo a partir de los datos de la Cordillera de la Costa cae con muy bajo ángulo ( $0-2^\circ$ ) de manera uniforme y constante, por debajo de la superficie de la Depresión Central. Esta geometría se explicaría porque al incorporar solo datos de superficies de bajo relieve, proyecta hacia el este las características morfométricas del borde oriental de la Cordillera de la Costa. Estas superficies se caracterizan por ser regulares y levemente inclinadas hacia el este, como se observa en la figura 10. La geometría regular y de baja pendiente de la superficie modelada usando solo los datos de las superficies de bajo relieve preservadas de la Cordillera de la Costa, y su proyección por encima del sustrato (Fig. 22, 23), sugieren que este relieve sufrió procesos de modificación posterior al comienzo de la agradación de las secuencias del relleno de la Depresión Central ( $\sim 33$  Ma).

Por el contrario, el modelo que incorpora los datos del contacto en los valles incisos presenta una geometría más irregular, con variaciones latitudinales y mayores pendientes. En el borde occidental de la Depresión Central muestra ángulos de  $7^\circ$  en el perfil Suca y  $3,5^\circ$  en el perfil Chaca, que marcarían abruptos cambios de pendiente; no obstante, hacia el este, la superficie tiende a regularizarse y disminuir su pendiente ( $0-2^\circ$ ). Esta perturbación representa un salto topográfico de hasta 600 m, que incluso proyecta la superficie modelada por sobre la topografía. Esta forma más escarpada estaría directamente influenciada por los datos del contacto en los cañones, cuya pendiente es aproximadamente  $3-4^\circ$ , cayendo hacia el este, y está centenas de metros (del orden de 400 m) más abajo que la superficie de la Cordillera de la Costa. Las secciones de Camarones y Tana, no evidencian tan abruptamente el cambio de inclinación, aunque de igual forma muestran pendientes de  $\sim 3^\circ$  en el borde occidental de la Depresión Central. Las variaciones latitudinales de este modelo de superficie se deberían a la variabilidad espacial de la influencia de los datos en la interpolación. Es decir, a mayor distancia del dato, menor es su peso. En consecuencia, la traza de los perfiles de Camarones y Tana pasa a mayor distancia de puntos del contacto entre sustrato y cobertura en los cañones, y a su vez, los perfiles de Chaca y Suca son más

cercanos; más aún, la sección Suca corta la quebrada homónima y es la que mejor refleja el salto topográfico.

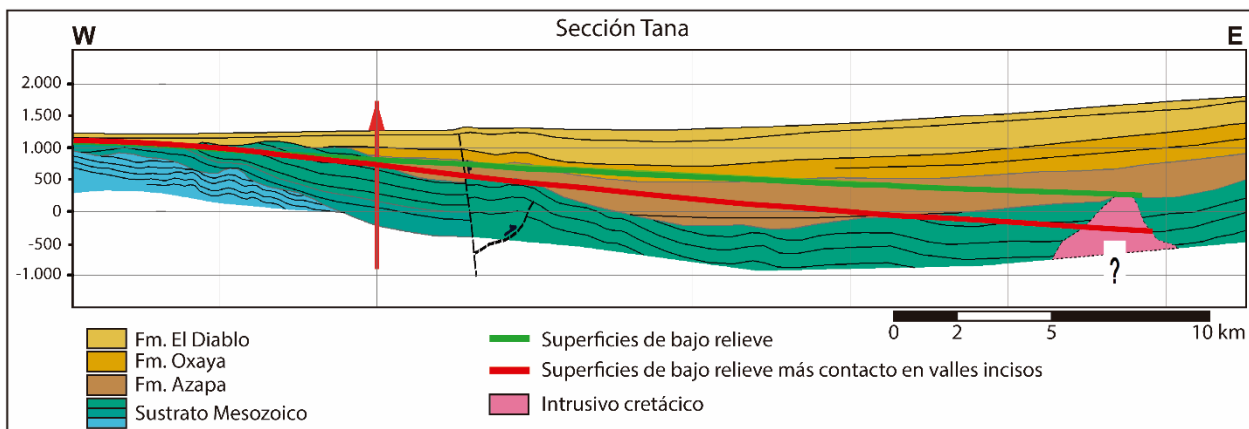
La proyección de los resultados sobre los perfiles sísmicos interpretados en Chaca y Tana, permite comparar las superficies modeladas con la geometría en profundidad de la Depresión Central. Se observa en la sección de Chaca (Fig. 22), que la superficie modelada solo a partir de los datos de la Cordillera de la Costa se proyecta entre 200 – 450 m por encima del sustrato en los primeros 34 km, y comparte profundidades cercanas al contacto entre las formaciones El Diablo y Oxaya los primeros 16 km. Por otra parte, la superficie modelada que incorpora los datos del contacto en los cañones, se acerca al contacto sustrato – cobertura entre los 11 y 22 km desde la Cordillera de la Costa, lo que ocurre a partir del desnivel o salto topográfico descrito anteriormente. Este segmento coincide con la máxima cercanía (~5 km) al contacto entre sustrato y cobertura en la quebrada de Vitor.



**Figura 22.** Sección de Chaca donde se proyectan las superficies modeladas sobre la estratigrafía de la Depresión Central interpretada a partir de los perfiles sísmicos.

Una característica importante a considerar en el perfil de Tana (Fig. 23), es que las superficies modeladas se encuentran ~200 m más abajo de la topografía en el límite entre Cordillera de la Costa – Depresión Central. Esta diferencia se debe a que, producto de la restitución de superficies, los datos cercanos usados en el modelado se encuentran disminuidos en altitud respecto a la topografía. Además la interpretación de este perfil sísmico se ve reforzada por la existencia de un pozo petrolero que controla el espesor de la cobertura. En esta sección, ambas superficies modeladas son similares los primeros 5 km desde la Cordillera de la Costa, y también, coinciden con el contacto entre sustrato y cobertura. Es importante destacar que en este segmento, el sustrato subyace en discordancia erosiva a la Formación El Diablo, cuya base data del Mioceno inferior (17 –

20 Ma), y no a la base de la Formación Azapa (~33 Ma). A partir de los 5 km, ambas superficies dejan de reproducir el contacto sustrato – cobertura, ubicándose hasta 200 m por debajo de él los próximos 5 km. A partir de los 10 km, comienzan a diferenciarse las profundidades de ambas superficies producto de las diferentes pendientes. Aunque ambos modelos se proyectan por encima del sustrato, la superficie que incorpora los datos del contacto en los cañones se acerca puntualmente a la superficie del sustrato entre los 13 y 15 km. Aunque este perfil (dada su lejanía) es el que se muestra menos influenciado por los datos del contacto en las quebradas, la tendencia a acercarse al sustrato en este segmento (entre los 13 y 15 km) se debería a la contribución para aumentar su pendiente efectuada por los datos de los contactos en los cañones ubicados hacia el norte. Por otro lado, a partir de los 10 km, la superficie que no incluye los datos del contacto, mantiene su leve inclinación, proyectándose por sobre sustrato con una profundidad que se correlaciona a las formaciones Azapa y Oxaya.



**Figura 23.** Sección de Tana donde se proyectan las superficies modeladas sobre la estratigrafía de la Depresión Central interpretada a partir de los perfiles sísmicos. Este perfil es apoyado por un pozo petrolero (en rojo).

A partir del análisis de estas dos secciones centrado en el borde occidental de la Depresión Central, se observó que los resultados solo lograron modelar parcialmente (en algunos segmentos) la superficie de contacto entre el sustrato y la cobertura dentro de los primeros 22 km desde la Cordillera de la Costa.

Se identificaron dos tipos de acierto en los modelos. El primer tipo está reflejado en los primeros 5 km de la sección Tana. Esta predicción se explicaría debido al bajo espesor de la cobertura (~200 m) y al solapamiento de la Formación El Diablo sobre el sustrato, lo que indicaría una preservación por enterramiento contemporánea a las últimas etapas



de la colmatación de la cuenca de la Depresión Central. Esta predicción estaría influenciada por las características morfométricas del borde oriental de la Cordillera de la Costa.

La concordancia que muestra la proyección de las superficies de bajo relieve de la Cordillera de la Costa y la superficie erosiva preservada por enterramiento bajo los depósitos de la Formación El Diablo, sugieren que ambas áreas habrían conformado, al menos localmente, un mismo paisaje envolvente del cual mantendrían características morfométricas comunes. A partir de lo anterior, la edad de preservación de las superficies en la Cordillera de la Costa para esta zona, sería al menos de 17 – 20 Ma, edad asignada a la base de la Formación El Diablo. Esta edad es concordante a la obtenida por Evenstar et al. (2009), que dató la preservación de superficies en 16,4 Ma y es menor a los 25 Ma calculados por Dunai et al. (2005) para la preservación de las superficies más antiguas sobre la Cordillera de la Costa.

El segundo tipo de acierto es el responsable de predecir los segmentos aislados entre los 11 – 22 km en Chaca y los 13 – 15 km en Tana. En ambos casos la superficie modelada que predice el contacto entre sustrato y cobertura es la que incorpora los datos del contacto en los cañones, por lo que el acierto estaría estrechamente influenciado por los datos obtenidos desde los valles incisos y la distancia a ellos.

De los dos tipos de acierto descritos anteriormente, el primero tendría una alta confiabilidad. Por el contrario, para el segundo tipo, los segmentos aislados de acierto estarían siendo mayormente forzados por la influencia de los datos del contacto observado en los cañones y mínimamente por la extrapolación de datos desde las superficies de bajo relieve en la Cordillera de la Costa.

Mediante esta información no es posible dar continuidad a los modelos a partir del límite oriental de la Cordillera de la Costa, ya que las características morfométricas de las superficies de bajo relieve en la Cordillera de la Costa no serían similares a las del contacto observado en los valles incisos, pudiendo reflejar este último límite paleocañones más antiguos que la edad de preservación de superficies sobre la Cordillera de la Costa. Por lo tanto, existe un problema al considerar en un mismo modelo ambos tipos de datos. Esto explicaría en parte las irregularidades mostradas por el

modelo que combina los datos en las cercanías al límite entre la Cordillera de la Costa y la Depresión Central.

El análisis geoestadístico de los datos utilizados en el modelado, indican que la correlación de pares de puntos es consistente hasta una distancia de 14,5 km. A partir de esto surge el cuestionamiento que dice sobre hasta qué punto son válidas estas predicciones y de qué forma se puede mejorar la correlación y modelado.

Para mejorar la correlación de datos y posterior modelado se deben mezclar aspectos geológicos-geomorfológicos, estadísticos y limitaciones del software Leapfrog Geo 2.1. A pesar del estado de preservación de superficies en la Cordillera de la Costa, si se asume un efecto menor y local de procesos erosivos dentro de las superficies de bajo relieve, se podría tener un mejor control geomorfológico en la selección de superficies preservadas. Probablemente, al realizar una discriminación de valores de altitud mínimos dentro de las superficies, se representaría más fielmente el paleorelieve del área y se podría disminuir la variabilidad de los datos, lo que se traduciría en una mejor correlación entre puntos. Además, Leapfrog Geo 2.1 no permite guiar la interpolación incluyendo aspectos geológicos y de correlación expresados en los variogramas.

En conclusión, aunque el método refleja y proyecta las características morfométricas de las superficies descubiertas hacia superficies cubiertas aledañas, es perfectible, y la certeza de su predicción de profundidad del contacto entre sustrato y cobertura va a depender principalmente de las características del área elegida para aplicarlo. El método puede predecir con certeza el contacto entre sustrato y cobertura, si y solo si, la superficie extrapolada se encuentra dentro del rango de distancia de correlación de datos y si las superficies preservadas en el área descubierta comparten similares características morfométricas con las superficies bajo el relleno en el área cubierta. En este trabajo, esto último ocurre cuando las secuencias del relleno oligo-holoceno de la Depresión Central solapan con un bajo ángulo el borde oriental de la Cordillera de la Costa.

## 5. BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R.W.; González, G.; 2010. Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*, 495, 93-110.
- Borgel, R. 1983 *Geografía de Chile. Geomorfología*. Instituto Geográfico Militar, Santiago.
- Cecioni, G.; García, F. 1960. Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. *Ins tituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 6, 28 p.
- Dunai, T.J.; González, G.; Juez-Larré, J.; 2005. Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*, v. 33, N° 4, p. 321-324.
- Dirección Meteorológica de Chile. 2012. *Climas de Chile*. Dirección Meteorológica de Chile. Dirección General de Aeronáutica Civil. [www.meteochile.cl](http://www.meteochile.cl).
- Evenstar, L., Hartley, A.J, Rice, C.M., Stuart, F, Mather, A.E. & Chong, G. 2005. Miocene-Pliocene climate change in the Peru-Chile Desert. Abstract, International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona.
- Evenstar, L., Hartley, A., Stuart, F., Mather, A., Rice, C. & Chong, G. 2009. Multiphase development of the Atacama Planation Surface recorded by cosmogenic <sup>3</sup>He exposure ages: Implications for uplift and Cenozoic climate change in western South America. *Geology*, 37, 27–30.
- García, M.; 2002. Evolution oligo-néogène de l'Altiplano occidental (arc et avant-arc du Nord du Chili, Arica). *Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation. Géologie Alpine, Mémoire H. S. N° 40* (Thèse de doctorat), Université Joseph Fourier (Grenoble, France). 118 p.
- García, M.; Gardeweg, M.; Clavero, J.; Hérail, G.; 2004. Hoja Arica, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 84, 1 mapa escala 1:250.000. Santiago, Chile.
- García, M.; Riquelme, R.; Farías, M.; Hérail, G.; Charrier, R.; 2011. Late Miocene-Holocene canyon incision in the western Altiplano, northern Chile: tectonic or climatic forcing?. *Journal of the Geological Society (London)*. V. 168, p. 1047-1060.
- García, M.; Hérail, G.; 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of northern Chile. *Geomorphology* 65 (3–4), 279–300.
- García, M.; Fuentes, G.; 2012. Carta Cuya, Regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 146, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

- García, M.; Simicic, Y.; 2014. Estratigrafía y estructura oligo-neógena de la cobertura post-mineral, en la Depresión Central del extremo norte de Chile (19°S).
- Houston, J.; Hartley, A. 2003. The central Andean westslope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology* 23: 1453-1464.
- Kober, F., Ivy-Ochs, S., Schlunegger, F., Baur, H., Kubik, P. W., and Wieler, R. (2007) Denudation rates and topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. *Geomorphology*, 83, 97–120.
- Montecinos, F. 1963. Observaciones de Geología en el Cuadrángulo de Campanani, Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Memoria de Título, Dpto. de Geología, U. de Chile, 109 p.
- Mortimer, C. 1980. Drainage evolution of the Atacama Desert of northernmost Chile. *Revista Geológica de Chile*, no. II, p. 3-28.
- Naranjo, J., A.; Paskoff, R.; 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (18°-21° S). *Actas IV Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, V. 5, p. 149-164.
- Nester P.; Jordan T. 2012. The Pampa del Tamarugal forearc basin in northern Chile: the interaction of tectonics and climate. In: Busby C, Azor A (eds) Chapter 18, Recent advances in tectonics of sedimentary basins. Blackwell, Hoboken, pp 369–381.
- Ortlieb, L. 1995. Paleoclimas cuaternarios en el norte grande de Chile. In *Cambios cuaternarios en América del Sur* (Argollo, J.; Mourgiart, Ph.; editors): 225-246. La Paz.
- Parraguez, G. 1998. Sedimentología y geomorfología producto de la tectónica cenozoica, en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región de Tarapacá, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 108 p.
- Paskoff, R.P. 1979. Sobre la evolución geomorfológica del gran acantilado costero del norte grande de Chile. *Norte Grande*, Instituto de Geografía, Universidad Católica de Chile; N° 6 (1978-1979). Santiago, Chile.
- Pinto, L. 1999. Evolución tectónica y geomorfológica cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los 19°08'-19°27'S (Región de Tarapacá, Chile). Tesis de Magister y Memoria de Título. Depto. de Geología, U. de Chile, 125 p.
- Quezada, J.; Cerda, J. L.; & Jensen, A. 2010. Efectos de la tectónica y el clima en la configuración morfológica del relieve costero del norte de Chile. *Andean Geology*, 37(1), 78-109.

- Rundel, P.W., M.O. Dillon, B. Palma, H.A. Mooney, S.L. Gulmon, and J.R. Ehleringer, 1991. The phytogeography and ecology of the coastal Atacama and Peruvian deserts. *Aliso*, 13, 1–50.
- Rundel P, PE Villagra, MO Dillon, SA Roig-Juñent, G Debandi. 2007. Arid and Semi-Arid Ecosystems. In: Veblen TT, K Young, A Orme eds. *The physical geography of South America*. New York, USA. Oxford University Press. 158-183.
- Salas, R.; Kast, R.; Montecinos, F.; Salas, I.; 1966. Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 21, 130 p.
- Tobar, A.; Salas, I.; Kast, R.; 1968. Cuadrángulos Camaraca y Azapa. Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, N°s 19 y 20, escala 1:50.000, 13 p.
- Vogel, S.; Vila, T. 1980. Cuadrángulos Arica y Poconchile. Región de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 35, 24 p.