



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

**DESARROLLO METODOLÓGICO PARA LA CONSTRUCCIÓN DE UN DEM DE  
ALTA RESOLUCIÓN Y APLICACIÓN EN EL ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL DE  
LA CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE LOS 32,25°S Y LOS 32,63°S**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

**FELIPE ANDRÉS GONZÁLEZ MALDONADO**

**PROFESORA GUÍA:**

**DRA. LUISA PINTO LINCOÑIR**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:**

**DR. SEBASTIEN CARRETIER  
DRA. MARIA PÍA RODRÍGUEZ MONTECINOS**

**SANTIAGO DE CHILE  
2015**

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL  
TÍTULO DE: Geólogo  
POR: Felipe Andrés González Maldonado  
FECHA: 30.11.2015  
PROFESORA GUÍA: Luisa Pinto Lincoñir

## **DESARROLLO METODOLÓGICO PARA LA CONSTRUCCIÓN DE UN DEM DE ALTA RESOLUCIÓN Y APLICACIÓN EN EL ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL DE LA CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE LOS 32,25°S Y LOS 32,63°S**

El registro de anomalías en las redes de drenaje de la cuenca del Río Petorca y los antecedentes de alzamiento en sectores costeros sugirieron alzamiento y deformación cuaternaria para esta zona. Muchos procesos superficiales del paisaje operan a escalas finas de observación, lo que sugiere buscar perturbaciones pequeñas en zonas donde el análisis estructural es complicado. Esto motivó un análisis morfoestructural con datos de un DEM de alta resolución.

En este trabajo se desarrolló una metodología de construcción de DEM (*digital elevation model*) de alta resolución, la cual usa fotografías aéreas, datos de terreno y el control de una serie de parámetros por medio del programa ENVI 4.8. El DEM construido con esta metodología presenta una alta resolución ( $\pm 1\text{m}$ ) y precisión, lo que permite mantener la definición del detalle topográfico incluso a escalas de observación de 1:10.000. En esta memoria se presentan una serie de recomendaciones para aumentar la exactitud del modelo. La metodología desarrollada permite construir un DEM de mejor resolución que aquellos gratuitos en internet y a un coste inferior que los de alta resolución que se ofrecen en el mercado.

El DEM generado se usó para desarrollar un análisis morfoestructural para la zona costera comprendida entre Los Molles y Maitencillo (32,25°-32,63°S). El análisis incluyó un reconocimiento de la geomorfología, la construcción de un mapa geomorfológico, la observación de singularidades asociadas al drenaje, el análisis de datos sísmológicos, el modelamiento de perfiles longitudinales de cauces y el trazado de perfiles topográficos.

El análisis permitió identificar: a) un depósito de *sag pond* en valle del Río Petorca; b) un tributario subparalelo al Río Petorca; c) un desnivel en la superficie del pedimento y subparalelo al Río Petorca; d) registros de sismos superficiales ( $<13\text{ km}$ ), dos de los cuales pueden acotarse bien al valle del Río Petorca y a la Cordillera del Melón, respectivamente; e) Tres *knickzones*: la primera *knickzone* atraviesa la zona de estudio de norte a sur asociada a un cambio litológico, la segunda *knickzone* se ubica en la Cordillera del Melón con una orientación WNW sobre un dominio estructural de fallas normales de igual orientación, y la tercera *knickzone* se ubica desde Papudo hacia el sur con una orientación NNW sobre un dominio estructural de fallas de rumbo, algunas de las cuales siguen la misma orientación que la *knickzone*; f) *knickpoints* aislados; g) otras singularidades del relieve de menor importancia.

Con estos resultados: a) se propone una falla de orientación NE al interior del valle del Río Petorca, la cual presentaría actividad post-500 ka; b) se confirma la hipótesis de deformación cuaternaria en la zona de estudio; c) se definen 2 sectores de interés donde es altamente probable la existencia de deformación activa (post-10 ka): valle del Río Petorca y Cordillera del Melón.

Las deformaciones asociadas a fallas son perceptibles sólo a escalas de mayor detalle lo que sugirió bajas tasas de deformación estructural. Esta deformación podría ser secundaria a un alzamiento principal documentado en trabajos previos más al norte y evidenciado en esta zona por la elevación de las terrazas marinas.

## AGRADECIMIENTOS

A mi familia, fuente infinita de inspiración y cariño. A mis padres por su paciencia, dedicación y amor incondicional. A mis hermanos por su aun mayor paciencia jaja y porque no podría haber elegido otros que me hicieran sentir más orgulloso.

A mis profesores y miembros de la comisión: Luisa Pinto, Sebastien Carretier y Pía Rodríguez por su guía y buena disposición durante el desarrollo de esta memoria. A Luisa en particular agradezco su dedicación, compromiso y constante apoyo.

Al COPEDIM por financiar el proyecto “Morfotectónica del área de Petorca-La Ligua y su relación a la sismicidad reciente” del cual esta memoria forma parte.

Agradezco también la ayuda y orientación que recibí de Joseph Martinod, José Lattus, Daniel Carrizo, Sergio Barrientos, Héctor Massone, Violeta y Blanquita. También agradezco a Luna e Ignacia por la motivación y buena onda que compartimos en terreno.

A mis amigos Ruso, Sapu, Feña y Contru porque la universidad sin ustedes no habría sido lo mismo. A Óscar (Q.E.P.D.) por enseñarme a estar siempre ahí para los amigos. Al Juanca por esas interminables conversas en momentos buenos y no tan buenos. A Víctor, Rafa y Martina por demostrarme que la distancia no es impedimento para la verdadera amistad. Y a mis compañeros geólogos por todos los momentos que compartimos y disfrutamos ante los ojos de la intrigante madre tierra.

## TABLA DE CONTENIDO

I.	INTRODUCCIÓN .....	8
1.1	FORMULACIÓN DEL PROBLEMA.....	8
1.2	HIPÓTESIS DE TRABAJO .....	9
1.3	OBJETIVOS .....	9
1.3.1	Objetivo General .....	9
1.3.2	Objetivos Específicos.....	9
1.4	METODOLOGÍA.....	10
1.5	UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO .....	11
II.	MARCO GEOLÓGICO .....	12
2.1	MARCO GEOTECTÓNICO .....	12
2.2	MARCO LITOSTRATIGRÁFICO.....	13
2.3.1	Rocas metamórficas .....	13
2.3.2	Rocas intrusivas .....	13
2.3.3	Rocas Volcánicas .....	14
2.3.4	Depósitos sedimentarios.....	16
2.3	MARCO ESTRUCTURAL .....	16
2.4	MARCO MORFOTECTÓNICO .....	18
III.	CONSTRUCCIÓN DE UN DEM .....	21
3.1	INTRODUCCIÓN .....	21
3.2	PROCEDIMIENTO.....	21
3.2.1	Fotografías aéreas.....	21
3.2.2	<i>Ground control points</i> (GCP).....	22
3.2.3	Georreferenciación .....	24
3.2.4	Extracción de un DEM a partir de un par estéreo .....	24
3.2.5	Manejo del <i>raster</i> : parchado de hoyos y recorte.....	31
3.2.6	Mosaico.....	32
3.3	PROBLEMAS EN PROCEDIMIENTO Y SOLUCIONES PROPUESTAS.....	34
3.3.1	Error de triangulación .....	34
3.3.2	DEM en cota errónea .....	34
3.3.3	Elevaciones levemente erróneas en todo el DEM.....	36
3.3.4	Elevaciones erróneas en una región amplia que incluye un borde.....	36

3.3.5	Elevaciones erróneas en zonas acotadas .....	36
3.3.6	Truncamiento de altos topográficos .....	37
3.3.7	Falsas depresiones o montículos .....	37
3.3.8	Hoyos y protrusiones de escala fina.....	38
3.3.9	Escarpes falsos en zonas de pegado .....	38
3.3.10	Las partes colindantes no comparten una zona en común .....	38
3.4	RESULTADOS .....	40
3.4.1	Características del DEM .....	40
3.4.2	Problemas del DEM .....	42
IV.	ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL .....	45
4.1	CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	45
4.2	UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS .....	47
4.2.1	Pedimento.....	47
4.2.2	Terrazas fluviales .....	49
4.2.3	Terrazas marinas .....	50
4.2.4	Abanicos Aluviales .....	52
4.2.5	Coluvios .....	52
4.2.6	Dunas y Paleodunas .....	53
4.2.7	Relieves positivos de alta pendiente .....	53
4.3	SINGULARIDADES MORFOLÓGICAS .....	55
4.3.1	Depresiones de escala fina .....	55
4.3.2	<i>Sag Pond</i> .....	55
4.3.3	Tributario subparalelo al Río Petorca .....	57
4.3.4	Asimetría del pedimento .....	58
4.3.5	Competencia y captura de cauces .....	59
4.3.6	Frente de abanico aluvial .....	60
4.4	PERFILES LONGITUDINALES.....	61
4.4.1	Fundamento y consideraciones .....	61
4.4.2	Validación de <i>knickpoints</i> .....	62
4.4.3	Resultados .....	65
4.5	DATOS SISMOLÓGICOS.....	68

V.	DISCUSIONES .....	73
5.1	METODOLOGÍA DE CONSTRUCCIÓN DEL DEM.....	73
5.1.1	Comparación con otros productos.....	73
5.1.2	Desempeño del DEM en el estudio morfoestructural .....	77
5.1.3	Usos potenciales y limitaciones del método .....	80
5.1.4	Recomendaciones y mejoras al método .....	81
5.2	ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS.....	83
5.2.1	Origen del pedimento.....	83
5.2.2	Origen de las depresiones de escala fina.....	84
5.2.3	Interpretación del <i>sag pond</i> .....	84
5.2.4	Interpretación del tributario subparalelo al Río Petorca .....	87
5.2.2	Morfología del pedimento.....	87
5.4	DISCUSIÓN MORFOESTRUCTURAL .....	88
5.4.1	Fallas .....	88
5.4.2	Alzamiento .....	90
5.4.3	Deformación activa .....	90
5.4.4	Posibles mecanismos de deformación.....	92
VI.	CONCLUSIONES.....	94
VII.	BIBLIOGRAFÍA .....	95
VIII.	ANEXOS .....	99
8.1	COMANDOS EN ENVI 4.8.....	99
8.1.1	Georreferenciar .....	99
8.1.2	Extracción de un DEM.....	100
8.1.3	Revisión del resultado de extracción.....	102
8.1.4	Parchado y Recorte .....	102
8.1.5	Generación de un mosaico .....	103
8.2	MAPA GEOMORFOLÓGICO .....	103

## ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

Figura 1. Ubicación de la zona de estudio y vías de acceso.....	11
Figura 2. Marco geotectónico regional.....	12
Figura 3. Mapa geológico de la zona de estudio .....	16
Figura 4. Fallas entre los 31°S y los 33,7°S. ....	17
Figura 5. Evolución morfotectónica de la Cordillera de la Costa entre los 30° y los 32°S.....	20
Figura 6. Fotogramas ejemplo.....	22
Figura 7. Distribución de los puntos de control de terreno .....	23
Figura 8. Generación de DEM mediante el efecto paralaje.....	25
Figura 9. Factor de reducción epipolar y resolución en una grilla de elevación.....	29
Figura 10. Influencia del nivel de detalle del terreno y del tamaño de ventana móvil.....	30
Figura 11. Proceso de recorte del <i>raster</i> .....	32
Figura 12. Impacto del parámetro distancia de suavizado en la creación del mosaico.....	33
Figura 13. Problemas en el resultado de la extracción de un DEM.. ..	35
Figura 14. Visualización del DEM resultante a partir del método.....	40
Figura 15. Visualización del DEM resultante desde un punto de vista inclinado.....	41
Figura 16. Problemas en el resultado.. ..	43
Figura 17. Visualización 3D de las características de la zona de estudio .....	46
Figura 18. Mapa geomorfológico de la zona de estudio.....	49
Figura 19. Perfil de los niveles de terraza.....	51
Figura 20. Límite pedimento – terrazas marinas.....	51
Figura 21. Depresiones de escala fina .....	54
Figura 22. <i>Sag Pond</i> .....	56
Figura 23. Tributario perturbado .....	57
Figura 24. Asimetría del pedimento.....	58
Figura 25. Competencia y captura de cauces.....	59
Figura 26. Frente de abanico aluvial y falla de rumbo.....	60
Figura 27. Ejemplos de <i>knickpoints</i> .....	61
Figura 28. Perfiles longitudinales de los principales cauces de la zona de estudio.....	64
Figura 29. Perturbaciones en perfiles longitudinales de cauces mayores y menores.....	65
Figura 30. Ubicación de los <i>knickpoints</i> en el mapa geológico.....	67
Figura 31. Perfil de sismicidad en profundidad a la latitud de 33°S .....	69
Figura 32. Histograma de profundidad sismológica.....	70
Figura 33. Ubicación de los epicentros y sus errores asociados para sismos superficiales.....	71
Figura 34. Comparación DEM versus ASTER GDEM.....	74
Figura 35. Precisión versus exactitud.....	75
Figura 36. Mapa de las diferencias.....	77
Figura 37. Perfil longitudinal en ASTER GDEM y fuente de error.....	78
Figura 38. Variación de los histogramas de la pendiente para distintas resoluciones.....	79
Figura 39. Posibles situaciones para los cauces en falla de rumbo.....	84
Figura 40. Desnivel topográfico en superficie del pedimento.....	85
Figura 41. Perfiles topográficos en zonas con pedimento.....	86
Figura 42. Principales accidentes estructurales en la zona de estudio.....	88
Figura 43. Fallas geológicas de la zona de estudio.....	89
Tabla 1. Problemas, causas y soluciones posibles durante la construcción de un DEM.....	39
Tabla 2. Registro sismológico superficial de la zona de estudio.....	70

# I. INTRODUCCIÓN

## 1.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

Establecer si una zona presenta deformación reciente cuaternaria o activa, caracterizar la deformación por medio de la identificación de estructuras y, en el mejor de los casos, cuantificar la deformación, permite tener una mejor comprensión del estado de la tectónica actual a una escala más regional al entender cómo se integran estas evidencias al entramado estructural ya conocido. Esto aporta al conocimiento geológico y permite una mayor precisión de los sistemas estructurales. Sin embargo, existen lugares donde el avance del conocimiento estructural está limitado por razones geológicas o de accesibilidad. Se requieren análisis que integren nuevas estrategias en la búsqueda de evidencias remotas que consideren un mayor nivel de detalle en el reconocimiento de la geomorfología.

Gracias a la aparición de los modelos topográficos de alta resolución (área del pixel 1 m<sup>2</sup> o menor), las características del paisaje pueden ser ahora capturadas a una escala de resolución espacial adecuadamente fina a la cual operan muchos procesos hidrológicos, geomorfológicos, ecológicos y antropológicos, lo cual ha revolucionado la forma en la que estudiamos los procesos superficiales de la Tierra (Passalacqua *et al.*, 2015).

En el mercado existen dos alternativas para obtener modelos de elevación digitales: a) productos gratuitos de resolución menor a 30 m. Sin embargo, modelos como el SRTM (30 m) no capturan muchas características y perturbaciones de escala fina (Passalacqua *et al.*, 2015); b) modelos de mejor resolución con un coste que aumenta en función de la resolución. Por ejemplo, al año 2015 un modelo de 10 metros de resolución tendría un valor de mercado cercano a los 16 euros por km<sup>2</sup>. En particular, los modelos de alta resolución ( $\pm 1$  m) son los que presentan el mayor costo.

Este trabajo busca, en primer lugar, desarrollar una metodología que permita la construcción de un modelo de elevación digital de alta resolución a partir de fotografías aéreas, las cuales tienen un costo mucho menor. Y en segundo lugar, aportar nuevos antecedentes que permitan determinar la deformación tectónica en un sector en particular donde el análisis estructural sea difícil.

La zona en la que será construido el DEM corresponde a la costa chilena ubicada entre los 32,25°S y los 32,63°S. Previamente, ha sido caracterizada como una zona sin evidencias de deformación reciente (Paskoff, 1970). Sin embargo, justo al norte de la zona de estudio existen evidencias de deformación reciente (post-500 ka) que determinan un alzamiento regional que compromete la costa chilena entre los 15° y los 32,5°S (Regard *et al.*, 2010; Rodríguez *et al.*, 2013); así como también, existen evidencias al sur de la zona de estudio, a la altura de los 33°S, que dejan en evidencia la reactivación de estructuras mayores antiguas presentes en la costa chilena (Rodríguez, 2008). La falta de evidencias geomorfológicas de amplia escala no permite descartar que exista deformación reciente en esta zona ya que la deformación podría manifestarse a pequeñas tasas, lo que produciría pequeñas perturbaciones. Estas anomalías podrán ser detectadas y analizadas con un DEM de alta resolución.

## 1.2 HIPÓTESIS DE TRABAJO

a) Se puede obtener un modelo de elevación digital de alta resolución a un costo considerablemente menor que aquellos ofrecidos en el mercado. El DEM construido tendría una mayor resolución que los productos ofrecidos de manera gratuita en la red y podría tener una mejor precisión que estos, dependiendo de la experiencia del usuario.

b) La zona más externa del antearco andino, entre los 32,25°S y los 32,63°S, habría sufrido deformación durante el cuaternario. Las fallas identificadas preliminarmente estarían acomodando parte de la deformación teniendo un efecto directo en la geomorfología.

## 1.3 OBJETIVOS

### 1.3.1 Objetivo General

El objetivo general de esta memoria es aumentar la resolución del dato topográfico para buscar deformaciones de escala fina en la zona correspondiente a la costa chilena comprendida entre los 32,25°S y 32,63°S.

### 1.3.2 Objetivos Específicos

Los objetivos específicos son:

- a) Determinar el estado del arte del conocimiento acerca de los eventos de deformación que han afectado la zona de estudio.
- b) Contextualizar la geología de la zona con el problema en particular.
- c) Obtención de un modelo numérico de alta resolución de la zona de estudio.
- d) Caracterizar la geomorfología de la zona de estudio.
- e) Detectar posibles perturbaciones geomorfológicas en las redes de drenaje y perfiles de *thalweg* de los cauces.
- f) Determinar si existe una correlación entre las perturbaciones geomorfológicas y los datos sismológicos.
- g) Determinar la veracidad de las hipótesis del trabajo.

## 1.4 METODOLOGÍA

Para la realización de los objetivos específicos planteados, se requiere:

- a) Recopilación bibliográfica.
- b) Construcción de marco geológico.
- c) Construcción de un modelo de elevación digital en ENVI 4.8 a partir de 21 fotografías aéreas.
- d) Mapeo sobre el DEM y constatación en terreno de morfologías de interés.
- e) Modelamiento de las redes de drenaje en software RiverTools 3.0.
- f) Visualización e interpretación de datos sismológicos.
- g) Integración, interpretación y discusión de resultados.

## 1.5 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La zona de estudio se encuentra ubicada entre las latitudes 32,25°S y 32,63°S y entre las longitudes 71,5°O y 71,1°O. De esta manera, abarca el sector costero que va desde el sur de Los Molles hasta el norte de Maitencillo, configurando un cuadrángulo de 42 km x 42 km que limita hacia el este con el límite occidental de la ciudad de Cabildo. Con respecto a las divisiones político-administrativas, está ubicada en la región de Valparaíso abarcando parte de la provincia de Petorca y, en menor medida, de la provincia de Quillota (Figura 1).

La principal vía de acceso a esta zona es la Ruta 5 Norte, la cual atraviesa la zona de manera diagonal en dirección noroeste. Desde ciudades del litoral ubicadas al sur se puede acceder por la Ruta F-30-E, que recorre el litoral en dirección norte-sur. También existen vías menores que convergen a la zona de estudio desde el este tales como la E-41 y la E-35 que permiten la conectividad con las ciudades de Putaendo y Petorca, respectivamente.

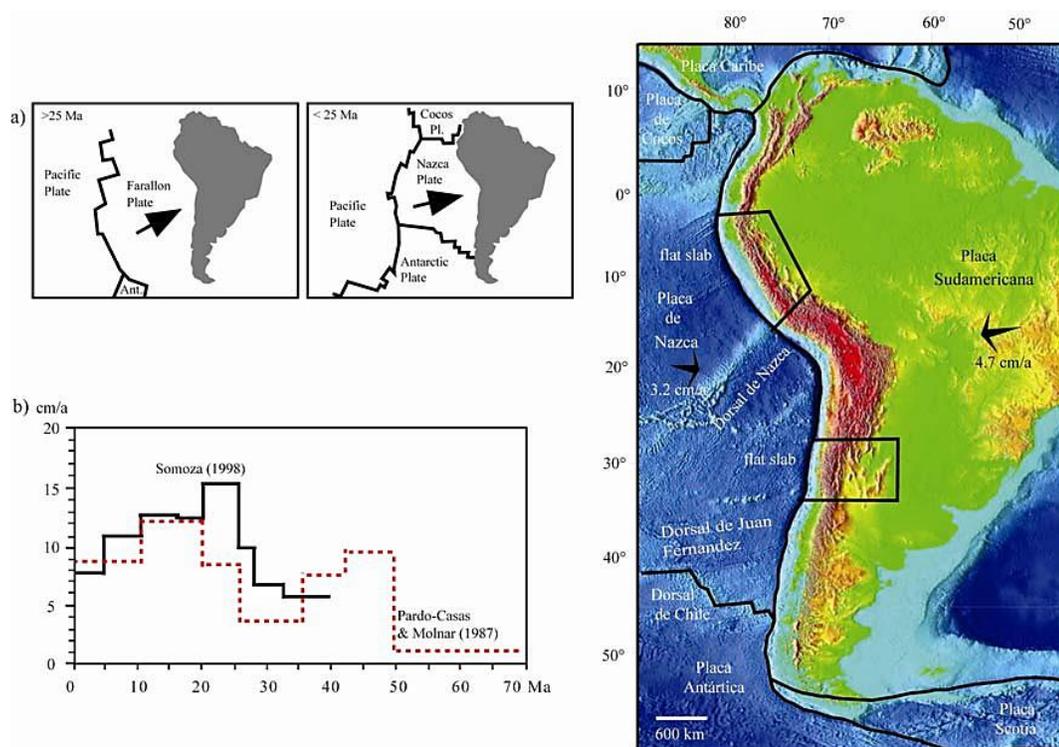


**Figura 1.** Ubicación de la zona de estudio y vías de acceso. Modificado de Carta Caminera 2013 del Ministerio de Obras Públicas (MOP).

## II. MARCO GEOLÓGICO

### 2.1 MARCO GEOTECTÓNICO

La zona de estudio está comprendida en la Cordillera de la Costa entre los 32,25°S y los 32,63°S. Los rasgos morfológicos dominantes del margen continental andino entre estas latitudes son la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, de rumbo NS y al oeste y este, respectivamente. El segmento entre los 27° y 33°S, en la cual está incluida la zona de estudio, se caracteriza además por una configuración tectónica de subducción plana (Cahill y Isacks, 1992; Pardo *et al.*, 2002), la ausencia de actividad volcánica cuaternaria (Kay y Mpodozis, 2002) y la ausencia de Depresión Central. Se cree que la horizontalización del slab podría estar asociada a la subducción del Ridge boyante de Juan Fernández el cual migró desde los 27°S hasta su punto actual en los 33°S entre los 16 Ma y los 12 Ma (Yáñez *et al.*, 2001). Por su parte, la ausencia de Depresión Central ha sido atribuida a un régimen altamente compresivo (Jordan *et al.*, 1983), a litologías más resistentes a la erosión y a menores tasas de precipitación que al sur de los 33°S (Farías, 2007; Rodríguez, 2013). El desarrollo de esta configuración geodinámica en esta zona ha sido el resultado, en mayor o menor medida, de factores tectónicos, litológicos y climáticos.



**Figura 2. Marco geotectónico regional.** a) Cambio en la configuración tectónica antes y después de los 25 Ma. b) Tasa de convergencia entre las placas de Farallón (Nazca) y Sudamericana. Tomado de Rodríguez (2008).

La configuración tectónica actual en los Andes Centrales fue adquirida hace cerca de 25 Ma con la ruptura de la placa de Farallón en las placas de Nazca y de Cocos (Figura 2). Esta reorganización produjo un aumento de la tasa de convergencia hasta cerca de 150 mm/año y el cambio desde una convergencia oblicua (~40°) a una convergencia casi ortogonal (~10°) para el borde occidental de Sudamérica (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Rodríguez, 2013). A partir del Mioceno Temprano la tasa de convergencia ha ido disminuyendo constantemente hasta llegar a la configuración actual en la cual se tiene una tasa de convergencia absoluta de ~74 mm/año con dirección N78°E (Tassara, 2005).

## 2.2 MARCO LITOESTRATIGRÁFICO

### 2.3.1 Rocas metamórficas

No existen unidades netamente metamórficas en la zona de estudio. A unos 4 kilómetros hacia el norte de la zona estudio, el metamorfismo aparece como proceso localizado en una franja de 700 m de ancho que se caracteriza por una intensa foliación con desarrollo de porfiroblastos, la cual aparece sobreimpuesta en la Formación Los Molles (Charrier *et al.*, 1991).

### 2.3.2 Rocas intrusivas

Para estas latitudes se han reconocido cuatro franjas principales intrusivas. De éstas sólo afloran en la zona de estudio las franjas Jurásica y la Cretácica correspondientes, respectivamente, a las Superunidades Mincha e Illapel (Figura 3).

La **Superunidad Mincha** conforma cerca del 40% de la Cordillera de la Costa aflorando en forma discontinua con rumbo general norte-sur con un ancho promedio de unos 15 km. Los intrusivos de la Superunidad Mincha intruyen a rocas del Triásico a Jurásico Medio y son cubiertos por sedimentos consolidados y no consolidados del Neógeno y Cuaternario. Las Unidades de la Superunidad Mincha que afloran en la zona de estudio son: Unidad Puerto Oscuro y Unidad Cavilolén (Figura 3). La **Unidad Puerto Oscuro** aflora en dos cuerpos batolíticos de forma irregular que se extienden entre el río La Ligua y el estero La Canela por el sur. Ambos intrusivos están separados por una franja de intrusivos pertenecientes a la Unidad Cavilolén, denominándose, el de más al norte, Plutón Papudo, y el de más al sur, Plutón La Laguna. Esta unidad se distingue por sus colores oscuros a gris verdoso, debido a su alto contenido en máficos y corresponde a cuarzodioritas, cuarzomonzodioritas, dioritas y tonalitas de clinopiroxenos, biotita, hornblenda y gabros de hornblenda (Rivano, 1996). La **Unidad Cavilolén** aflora en grandes plutones batolíticos y cuerpos menores asociados que corresponden a cerca del 75% de la franja Jurásica en la hoja Quillota. Las rocas de esta unidad intruyen a todas las unidades estratificadas del Triásico-Jurásico. El color predominante es gris claro y corresponden a granodioritas, tonalitas, y más raramente, monzogranitos de biotita, hornblenda y, en menor proporción, clinopiroxenos (Rivano, 1996).

La franja de la **Superunidad Illapel** tiene un ancho de entre 20 a 25 km y un rumbo N25°W. En la zona de estudio aflora en una proporción menor en la esquina noreste. Las rocas intrusivas de esta superunidad intruyen a las rocas estratificadas, volcánicas y/o sedimentarias

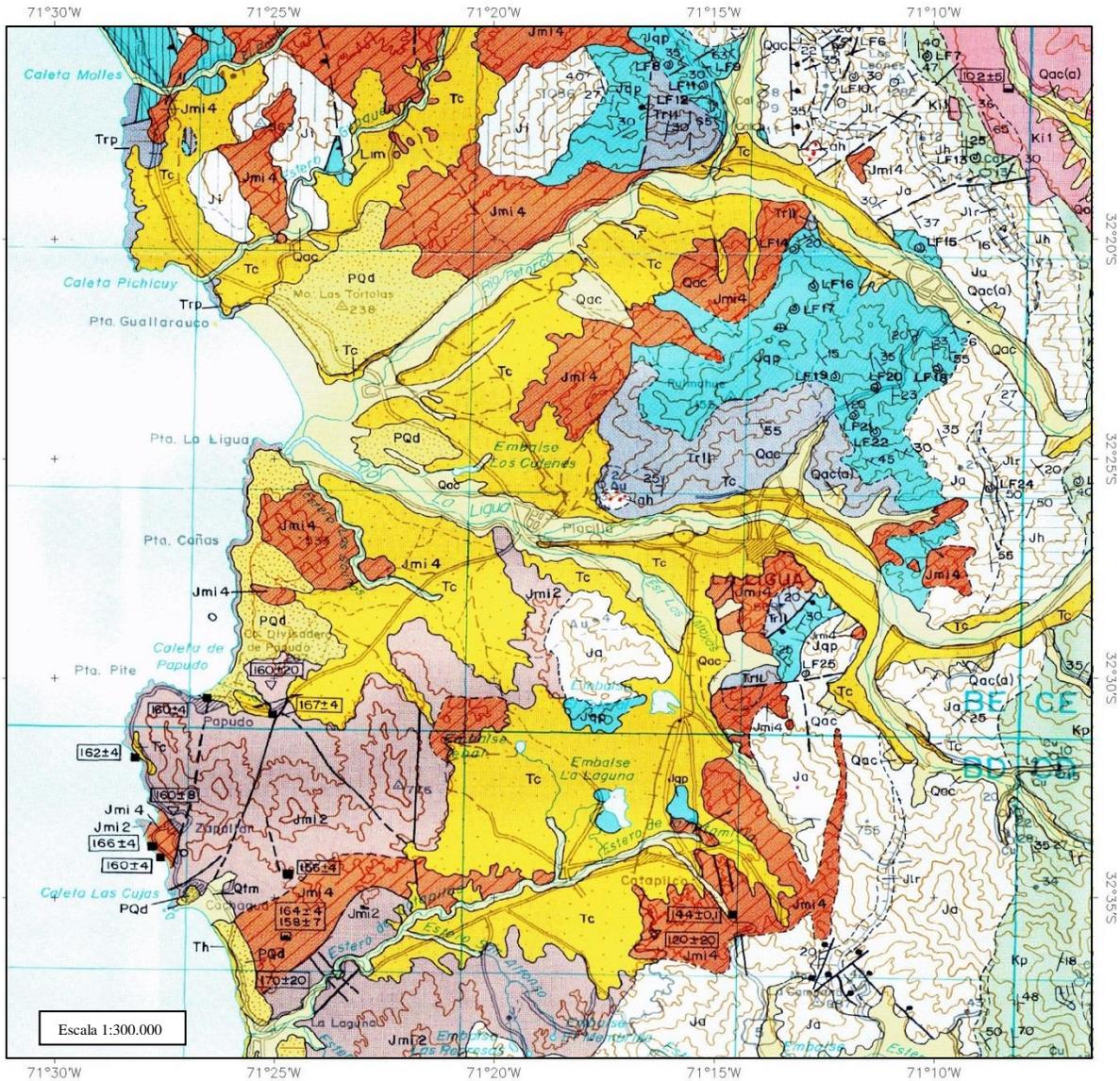
Jurásicas y Cretácicas tempranas. La unidad que aflora en la zona de estudio es la **Unidad Chalinga** (Figura 3) que corresponde a granodioritas de hornblenda y biotita y monzodioritas cuarcíferas con textura hipidiomórfica inequigranular, a veces, con tendencia a textura porfírica (Rivano 1996).

### 2.3.3 Rocas Volcánicas

Las unidades Triásicas corresponden a las Formaciones Pichidangui y La Ligua (Figura 3). Dentro de la zona de estudio, la **Formación Pichidangui** aflora entre las Caletas de Pichicuy y Los Molles en un área bastante acotada a lo largo de la costa. Hacia el norte de Los Molles adquiere mayor presencia. Esta formación contiene brechas volcánicas y volcanitas intermedias a ácidas interestratificadas con tobas y rocas sedimentarias marinas en su parte media a superior. En su límite superior se relaciona de manera concordante con la Formación Los Molles (Rivano, 1996). Por su parte, la **Formación La Ligua** aparece sumamente acotada en términos de latitud en las cercanías de la ciudad de La Ligua y en un sector al norte del Río Petorca. Contiene principalmente tufitas con intercalaciones de arenitas y ruditas, brechas volcánicas, tobas y conglomerados. Se puede correlacionar con la Formación Pichidangui siendo la contraparte en un ambiente subaéreo continental. En su límite superior sobreyace la Formación Quebrada del Pobre por medio de una discordancia angular (Rivano, 1996).

Las unidades Jurásicas corresponden a las Formaciones Los Molles, Quebrada del Pobre y al Grupo Melón (Figura 3). Los afloramientos de la **Formación Los Molles** se presentan formando una franja norte-sur que nace a la altura de la Caleta Los Molles y se hace más angosta hacia el norte desapareciendo a la altura del Río Quilimarí. Corresponde en general a pelitas y areniscas con intercalaciones conglomerádicas en su parte inferior (Rivano, 1996) siendo una unidad de ambiente marino transicional. La distribución de la **Formación Quebrada del Pobre** es bastante similar a la de la Formación La Ligua, sobreyaciendo a esta por una discordancia de erosión. Corresponde a tobas, areniscas y lutitas con intercalaciones de calizas, conglomerados finos y areniscas conglomerádicas en la base. En su límite superior se relaciona de manera concordante con las volcanitas de la Formación Ajial (Rivano, 1996). Las **Formaciones Ajial, Cerro Calera y Horqueta** (Figura 3) presentan un desarrollo litoestratigráfico coherente con acañamientos laterales de facies que dificultan la identificación. En general, corresponden a lavas y depósitos piroclásticos ácido a intermedios con un nivel sedimentario marino (Rivano, 1996) que desaparece en la zona de estudio (Formación Cerro Calera). Estas formaciones conforman el **Grupo Melón**, que se presenta preferencialmente como una franja NNO al norte de Río Petorca y NNE al sur del Río La Ligua, con algunas ocurrencias más cercanas a la costa (Rivano, 1996).

La **Formación Lo Prado** es una unidad volcánica marina del Cretácico inferior presente en el sector más oriental de la zona de estudio. Su distribución es una franja de orientación norte-sur. Presenta una gran variedad litológica que consiste en calcilitas, calcarenitas, brechas, conglomerados con importantes intercalaciones de niveles volcánicos de andesitas afaníticas y porfíricas. Esta formación sobreyace a la Formación Horqueta por medio de una discordancia angular y subyace a la Formación Veta Negra que aflora inmediatamente más al este (Rivano, 1996).



**LEYENDA**

<p><b>Formación Caleta Horcón</b> (Marino-transicional) Arenisca, arcillolitas y limolitas, poco consolidadas, con fósiles (Mioceno?-Plioceno)</p> <p><b>Formación Lo Prado</b> (marino-volcánico) Lavas andesíticas y brechas volcánicas a) Intercalaciones de niveles sedimentarios marinos con fósiles (Neocomiano)</p> <p><b>Formación Horqueta</b> (volcánica, continental) Lavas y depósitos piroclásticos ácidos a intermedios (Jurásico Medio-Superior?)</p> <p><b>Formación Cerro Calera</b> (marina transicional) Miembro La Cruz: predominantemente areniscas Miembro Los Rodeos: predominantemente calizas (Jurásico Medio)</p> <p><b>Formación Ajiál</b> (volcánica, continental) Lavas y depósitos piroclásticos ácidos a intermedios (a) Rocas metamórficas atribuidas a la Formación Ajiál (Jurásico Inferior-Medio)</p> <p><b>Formación Los Molles</b> (volcanoclastica, marina-transicional) Areniscas, fangolitas fosilíferas, conglomerados, tobas (Triásico Superior-Liásico)</p> <p><b>Formación Pichidangui</b> (volcánica, marina) Lavas andesíticas, dacíticas y riolíticas, tobas, brechas volcánicas, fangolitas intercaladas, areniscas (Cárnico-Nóric)</p>	<p><b>Formación Confluencia</b> (continental) Conglomerados, areniscas, brechas y limolitas poco consolidadas. (¿Mioceno-Plioceno?)</p> <p><b>Superunidad Illapel</b> <b>Unidad Chalinga</b> Granodioritas y dioritas cuarcíferas (monzogranitos) gris claro a oscuro, de grano medio a grueso (Cretácico)</p> <p><b>Superunidad Mincha</b> <b>4. Unidad Cavilón</b> Granodioritas y tonalitas, de grano fino a medio (Jurásico)</p> <p><b>2. Unidad Puerto Oscuro</b> Dioritas cuarcíferas de piroxeno y/o anfíbola monzodioritas de hiperstena y biotita; gabros de piroxeno y olivino; gris verdoso (Jurásico)</p> <p><b>Formaciones Ajiál, Cerro Calera y/u Horqueta</b> Rocas volcanoclasticas y sedimentarias, indiferenciadas (Jurásico Medio)</p> <p><b>Formación Quebrada del Pobre</b> (clástico-marina) Conglomerados, areniscas, fangolitas fosilíferas, tobas (Liásico)</p> <p><b>Formación La Ligua</b> (volcanoclastica, continental) Tobas, brechas, areniscas, fangolitas y conglomerados (Triásico Superior)</p>	<p><b>Qel</b> Sedimentos eólicos y litorales; depósitos de playa (a) Dunas</p> <p><b>Qac</b> Sedimentos aluviales y coluviales, depósitos de relleno de valles (a) Conos de deyección tarrencial y escombros de falla (b) Depósitos de colapsa, gravitacionales</p> <p><b>Pqd</b> Sedimentos eólicos antiguos (paleodunas) (a) Gravas y arenas aluviales</p>
---	--	--

<b>SIMBOLOGIA</b>	
	Falla normal indicando bloque hundido
	Falla inversa; segmentado indica inferida
	Falla; segmentado indica inferida
	Contacto geológico; segmentado, indica inferido
	Rumbo y manto de estratos
	Carretera Panamericana
	Camino pavimentado
	Camino ripiado o suelo natural mejorado
	Línea férrea
	Límite internacional
	Quebrada

### 2.3.4 Depósitos sedimentarios

Las rocas sedimentarias están presentes en algunos niveles de las secuencias de las formaciones presentadas previamente. Además, se han identificado cuatro litologías más jóvenes netamente sedimentarias del Neógeno y post Neógeno.

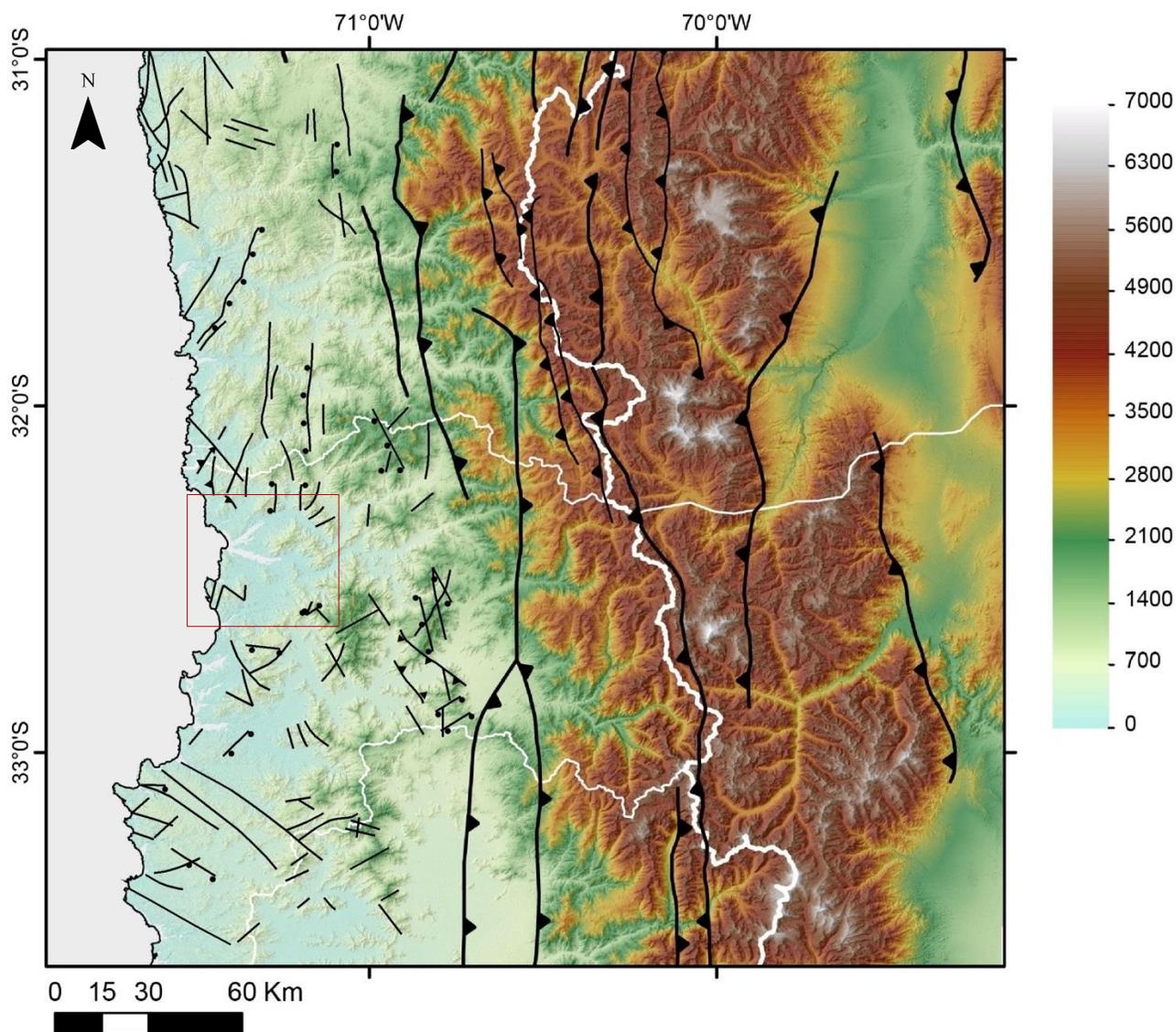
Las unidades Neógenas corresponden a las Formaciones Caleta Horcón y Confluencia (Figura 3), ambas del Mioceno-Plioceno. La **Formación Caleta Horcón** aflora en los acantilados y depósitos costeros entre Horcón y Cachagua. Más al sur de la zona de estudio también aflora entre Quinteros y Ventanas y entre Viña del Mar y Concón. Corresponde, principalmente, a areniscas y, en menor medida, arcillolitas, limolitas y coquinas. Se encuentra sobre unidades estratificadas e intrusivas más antiguas en clara discordancia de erosión. A su vez, es cubierta por depósitos cuaternarios que enmascaran su distribución tierra adentro (Rivano, 1996). La **Formación Confluencia** tiene una gran presencia en la zona de estudio con una distribución superficial parcialmente concordante con el sistema hidrográfico conformando un sistema de terrazas altas y rellenando, así, los valles fluviales con potencias variables entre 50 y 100 m. Corresponde a gravas y ripios con intercalaciones de arena poco consolidadas que en la zona de estudio presenta un color rojizo característico. Esta formación se depositó de manera discordante sobre unidades mesozoicas estratificadas e intrusivas y engrana lateralmente con la Formación Caleta Horcón. A su vez, es cubierta por sedimentos eólicos y aluviales más nuevos (Rivano, 1996).

Las unidades cuaternarias fueron descritas por Rivano, 1996, aunque son unidades informales. La **Unidad de sedimentos eólicos antiguos** (Figura 3) corresponde a depósitos de paleodunas que se reconocen a lo largo de toda la costa en lugares discretos y que definen zonas de superficie suavemente ondulada. Corresponden a arenas poco consolidadas y muy bien seleccionadas que presentan estratificación cruzada de manera frecuente. En la **Unidad de sedimentos cuaternarios no consolidados** (Figura 3) se agrupan los sedimentos eólicos, litorales, aluviales y coluviales recientes.

## 2.3 MARCO ESTRUCTURAL

Hacia el norte de la zona de estudio, entre los 31°S y los 32°S, se tienen tres dominios estructurales (Rivano y Sepulveda, 1991): a) un dominio costero que presenta fallas NS-NNW, NNE-NE y NWW (Rivano y Sepulveda, 1991). Las fallas NS-NNW se presentan muy abundantes hacia el norte, mientras que hacia el sur disminuye la cantidad de fallas y dominan las fallas NNE-NE; b) un dominio central que presenta plegamientos suaves y amplios que afectan las rocas cretácicas de las Formaciones Arqueros, Quebrada Marquesa y Viñita (Rivano y Sepulveda, 1991). Se tienen las mismas orientaciones de fallas que en el dominio costero pero dominan las de orientación NS-NNW; c) un dominio cordillerano que presenta cabalgamientos con desarrollo de fallas inversas de alto ángulo y vergencia oeste y, raramente, de vergencia este (Rivano y Sepulveda, 1991). Este dominio se desarrolla principalmente en Argentina (Figura 4).

**Figura 3. Mapa geológico de la zona de estudio.** Modificado de Hojas Quillota-Portillos (Rivano, *et al.*, 1996) del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).



**Figura 4. Fallas entre los 31°S y los 33,7°S.** Modificado de Baeza (en preparación). Se agregaron las fallas al oeste de los 71,3°O en base a los trabajos de Rivano y Sepulveda (1991), Rivano (1996), Gana *et al.* (1996) y SERNAGEOMIN (2003). Los trazos son referenciales y se omitieron las fallas de trayecto corto. La zona de estudio se indica con un rectángulo. La escala de colores representa la elevación en metros. La simbología de falla inversa incluye triángulos hacia el bloque alzado. La simbología de falla normal incluye círculos hacia el bloque subsidente.

Hacia el sur de la zona de estudio, entre los 33°S y los 33°30'S, se tienen dos dominios estructurales (Gana *et al.*, 1996): a) un dominio occidental donde predominan fallas NW y NE que delimitan un sistema estructural en bloques. Las fallas evidencian desplazamiento vertical post-Plioceno sobreimpuesto a un movimiento de rumbo con rotación en bloques (Gana *et al.*, 1996); b) un dominio oriental donde las estructuras principales consisten en fallas NNE a NW y NS con pequeños desplazamientos de rumbo. Movimientos tectónicos post-Plioceno se manifiestan en inversiones puntuales hacia el este en la red de drenaje (Gana *et al.*, 1996).

Hacia el este de la zona de estudio se tienen pliegues monoclinales suaves de vergencia este que afectan a las rocas de la Formación Las Chilcas (Rivano, 1996). Esto favorece el desarrollo de fallas normales y estructuras de horst en compresión que originan en sus bordes fallas inversas y cabalgamientos locales (Rivano, 1996). Más hacia el este, se encuentra la Falla Pocuro que presentaría movimientos inversos de vergencia occidental (Jara y Charrier, 2013). Al

oeste de la Falla Pocuro las estructuras predominantes son de extensión o de rumbo con poco desplazamiento; mientras que al este de la Falla Pocuro se tiene un estilo estructural netamente compresivo (Rivano, 1996; Jara y Charrier, 2013).

En la zona costera, donde se ubica la zona de estudio, predomina un ambiente tectónico sometido a deformación compresiva (Rivano, 1996). A causa de esto, se habrían generado accidentes de rumbo de dirección predominante NNW (Rivano, 1996). Esta orientación es concordante con la orientación de algunos rasgos morfológicos importantes y lineamientos estructurales de primer orden (Rivano, 1996).

Se tienen tres orientaciones principales para las estructuras: NS-NNW, NNW-NW y NNE-NE (Rivano, 1996). La primera aparece poco representada en la costa, pero es la orientación más importante hacia el este. La segunda se puede observar en la costa y en la parte central por medio de fallas normales, subparalelas entre sí y de corto trayecto, las cuales podrían tener una componente sinistral (Beck *et al.*, 1990). El tercer set de fallas es menos abundante y aparece como fallas conjugadas asociadas a los otros dos sistemas.

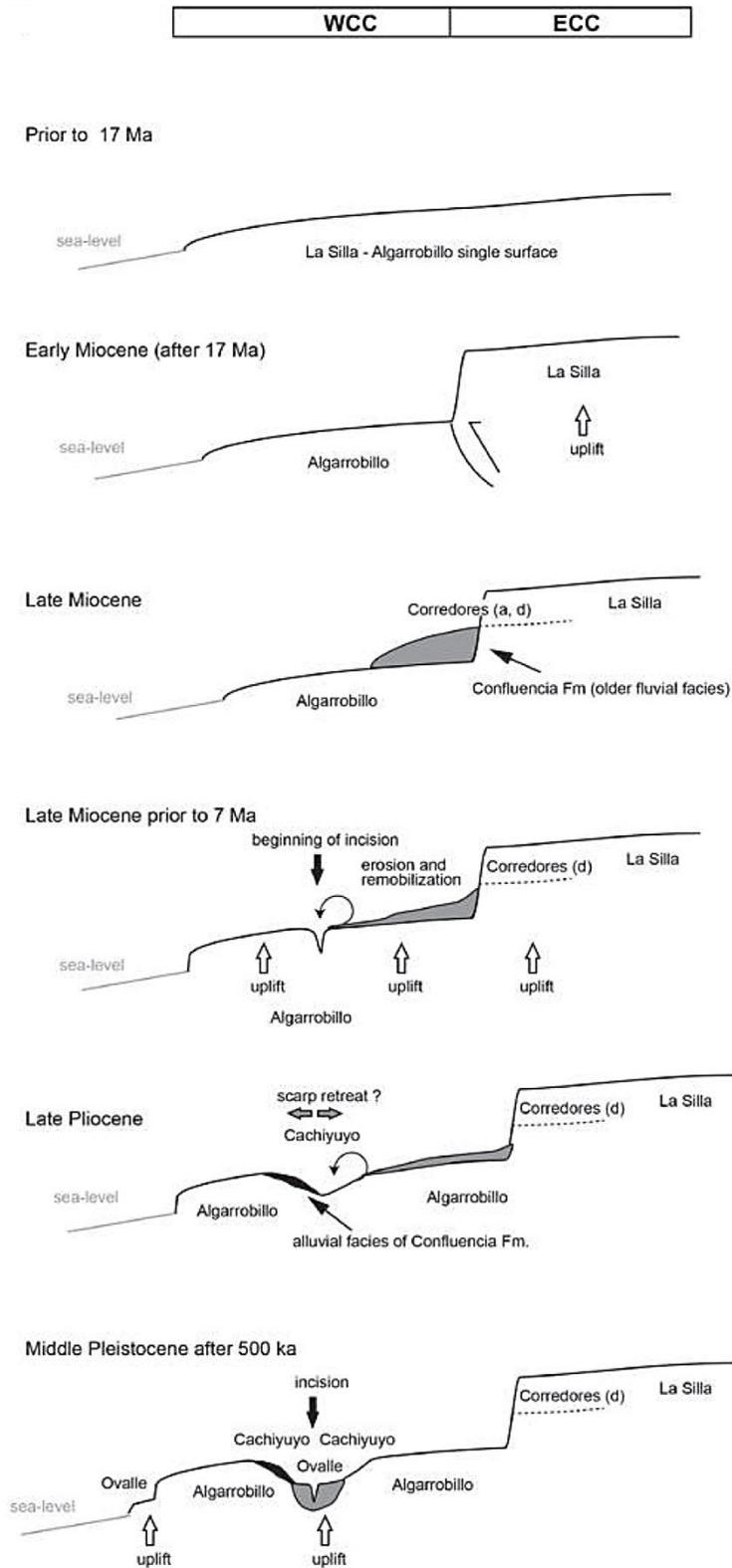
## 2.4 MARCO MORFOTECTÓNICO

Las mayores tasas de deformación y exhumación en la Cordillera de la Costa estuvieron asociadas a la inversión de las cuencas extensionales mesozoicas durante el Cretácico Tardío a Paleógeno Temprano (Arancibia, 2004). Posteriormente, hubo un periodo de muy baja exhumación e inhibición de la incisión entre los 45 y 30 Ma (Rodríguez *et al.*, 2013). Existen evidencias paleomagnéticas de la fase tectónica incaica sólo hasta los 31°S (Arriagada *et al.*, 2009). La formación del relieve de la Cordillera de la Costa al sur de los 31°S se reinició durante el Mioceno Tardío, etapa que se puede correlacionar con intensa deformación en el Altiplano en el norte de Chile (Farías *et al.*, 2005) y con la inversión de la cuenca volcano-sedimentaria de Abanico en la Cordillera Principal (Charrier *et al.*, 2002). Las grandes tasas de alzamiento y exhumación características de este periodo se han atribuido a un cambio en el movimiento relativo de las placas y a un considerable aumento en la tasa de convergencia entre la placa oceánica y continental que ocurrió después de la separación de la placa de Farallón en las placas de Cocos y de Nazca (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Durante el Mioceno Tardío se registra un aumento de la deformación la cual ocurre de forma simultánea con una disminución de la velocidad de convergencia entre las placas (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Durante este período se produjo la horizontalización del *slab*, alcanzando un ángulo de subducción de 10°, determinando la configuración sismotectónica que se tiene actualmente entre los 27° y los 33°S (Cahill y Isacks, 1992). Además, este evento puede correlacionarse con eventos de alzamiento en el sur de Perú, norte de Chile, sur del Desierto de Atacama y Chile central al sur de los 33°S (Rodríguez *et al.*, 2013). Durante el Pleistoceno las tasas de alzamiento en la costa fueron altamente variables alternando periodos de rápido alzamiento con periodos de alzamiento lento (Saillard *et al.*, 2009).

Los eventos deformativos mencionados anteriormente han condicionado las morfologías desarrolladas a lo largo de la costa (Figura 5). Al norte de la zona de estudio, entre los 28° y los 32°S, se han identificado cinco niveles de peneplanicies o pediplanos con elevaciones características: La Silla (3200-1800 m s.n.m.), Corredores (2000-1200 m s.n.m.), Algarrobillo (1800-1200 m s.n.m.), Cachiyuyo (1100-500 m s.n.m.) y Ovalle (400-100 m s.n.m.) (Rodríguez

*et al.*, 2013). Los pediplanos son superficies erosionadas (degradación) y cubiertas de sedimento fluvial o aluvial (agradación) que suelen formarse por la coalescencia de pedimentos. Antes del evento deformativo del Mioceno Temprano el relieve de la Cordillera de la Costa era relativamente plano a causa del periodo de baja deformación e inhibición de la incisión al sur de los 30°S y no se han encontrado evidencias de relieve positivo para este periodo (Rodríguez *et al.*, 2013). De esta manera, el relieve estaba definido por un nivel de pediplano que correspondía a La Silla - Algarrobbillo (Rodríguez *et al.*, 2013). El evento deformativo del Mioceno Temprano alzó 1,1 km el bloque correspondiente al flanco oriental de la Cordillera de la Costa, probablemente, por medio de la falla Los Angeles–Infernillo o algún sistema de falla N-S asociado como las fallas Agua de los Burros y El Chape hacia el norte, dando origen a dos pediplanos (La Silla y Algarrobbillo) (Rodríguez *et al.*, 2013). El desnivel generado habría gatillado la sedimentación de material fluvial correspondiente a la Formación Confluencia y que definió un nuevo pediplano: Corredores. El evento deformativo del Mioceno Tardío habría correspondido a un alzamiento regional de 1,2 km (Rodríguez *et al.*, 2013). Como consecuencia, se habría producido un aumento en la incisión, un retroceso de los escarpes y una removilización del material de la Formación Confluencia dando como resultado un nuevo nivel de pediplano: Cachiyuyo (Rodríguez *et al.*, 2013). Finalmente, durante el Pleistoceno y posterior a los 500 ka las continuas variaciones en la tasa de alzamiento permitieron alzar la costa unos 150 m removilizando nuevamente el material de la Formación Confluencia que dio lugar al pediplano de Ovalle (Rodríguez *et al.*, 2013) (Figura 5).

El pediplano de Ovalle está conformado por el pedimento formado sobre las gravas de la Formación Confluencia, por altas terrazas fluviales alzadas y algunas facies de reocupación marina que han sido interpretadas como una sola superficie de aplanamiento erosional (Rodríguez *et al.*, 2013). Estas superficies continentales y marinas se habrían comenzado a formar posterior a la depositación de la Formación Confluencia (1200 ka), particularmente, se habrían formado entre los 800 a 500 ka. Posteriormente, el pediplano sufrió un alzamiento de 150 m del cual se conoce que debió ser posterior a los 500 ka (Rodríguez *et al.*, 2013). Se ha propuesto que este alzamiento correspondería a un alzamiento regional que levantaría la costa chilena entre los 15° y 32,5°S después de los 400 ± 100 ka con diferencias locales a lo largo de la costa debido a reactivación de estructuras que acomodarían parte de la deformación (Regard *et al.*, 2010; Rodríguez *et al.*, 2013).



**Figura 5. Evolución morfotectónica de la Cordillera de la Costa entre los 30° y los 32°S.** Se observa cómo las condiciones tectónicas descritas en el texto condicionaron el desarrollo del paisaje y favoreciendo la formación de pediplanos, algunos de los cuales, a día de hoy, se presentan como relictos de superficies. Tomado de Rodríguez *et al.*, 2013.

# III. CONTRUCCIÓN DE UN DEM

## 3.1 INTRODUCCIÓN

Un DEM (*digital elevation model*) o modelo numérico de terreno (MNT) es una grilla o cuadrícula de formato digital (ENVI, GEOTIFF, IMAGINE, JPEG, etc.) la cual está rellena con datos de una variable cuantitativa y continua, en este caso, de elevación. Este tipo de productos son ampliamente usados en diversas áreas tales como geología, geomorfología, geografía, agricultura, planificación territorial, ciencias ambientales, etc. Existen productos gratuitos de libre acceso en la red. Sin embargo, tales productos presentan limitaciones en términos de resolución al poseer una resolución que varía entre los 30 y 90 metros por pixel. Los productos con mejor resolución y menor error vertical y horizontal son pagados y tienen un alto valor de mercado. Es por ello que se trabaja en una metodología para generar un DEM de alta resolución de menor costo.

En esta sección se abordará esta metodología para la construcción de un DEM de alta resolución a partir de fotografías aéreas mediante el programa ENVI. La metodología, aquí presentada, requiere, en gran parte, de un proceso de prueba y error. Así, la experiencia del usuario es de vital importancia tanto en lo que respecta a la calidad del resultado como al tiempo requerido en la obtención del DEM. Por esta razón, se presentan el procedimiento a seguir, los problemas que comúnmente acontecen con sus respectivas soluciones y algunas indicaciones. Estos aspectos se presentan como antecedentes ante una posible replicación del método para que ayuden a facilitar el proceso, mejorar el resultado y optimizar el tiempo. Finalmente, se presentará el resultado obtenido con sus características y problemas.

## 3.2 PROCEDIMIENTO

### 3.2.1 Fotografías aéreas

El primer aspecto que se debe analizar para llevar a cabo el método es la obtención de las fotografías aéreas y las características específicas que estas deben tener. En general, existe una amplia oferta de fotografías aéreas. En Chile, estos productos los ofrece el Servicio Aerofotogramétrico (SAF) y el Instituto Geográfico Militar (IGM).

En este trabajo se usan 21 fotografías aéreas del SAF tomadas por el vuelo GEOTEC del año 1996 de escala 1:70.000 en blanco y negro, las cuales fueron adquiridas en formato digital y con una resolución de 1600 dpi. En la Figura 6 se presentan 2 de las 21 fotografías adquiridas. Las fotografías además cuentan con un certificado de calibración que es entregado por el proveedor y que contiene una serie de parámetros de la cámara.

Una consideración importante es la escala de las fotografías. La elección debe considerar el uso que se le quiere dar al DEM, la resolución deseada, el dinero disponible a invertir en los

fotogramas y la cantidad de tiempo que se dispone para su construcción. La elección de una escala fina, por ejemplo 1:20.000, permite una mejor resolución del resultado final, lo cual puede ser favorable en función del uso que se le quiera dar al DEM. Sin embargo, esta elección aumenta el costo de las fotografías debido a se requieren más para cubrir la misma área y aumenta considerablemente el tiempo requerido en la construcción del DEM. Este último factor es crítico ya que no solo aumenta la cantidad de veces que el proceso debe ser ejecutado y chequeado, sino que también aumenta la cantidad de bordes que deben ensamblarse y la adhesión de cada nueva parte requiere la compilación de todas las anteriores.

Las fotografías aéreas son ofrecidas en formato digital o en papel. Pese a que el formato papel es más barato, una alta resolución del DEM depende de una alta resolución de las fotografías. Los escáneres básicos no ofrecen resoluciones tan altas y además suelen deformar la imagen. Por esta razón, se recomienda obtener la versión digital original y de la más alta resolución posible. Tal como se expondrá en la sección 3.2.4, una alta resolución de fotografía justifica una mejor resolución para el resultado.



**Figura 6. Fotogramas ejemplo.** Este par de imágenes conforman 2 de los 21 fotogramas con los que se trabajaron en la zona de estudio. Las fotografías se orientan con el norte hacia el borde derecho para mostrar el desplazamiento realizado por el avión. Los pares estéreo se traslapan compartiendo un 65% del área aproximadamente. Se muestra la localidad de Pichicuy como referencia visual del traslape entre las fotografías. Las fotografías originales tienen una escala de 1:70.000, pero en esta figura se presentan a una escala de 1:250.000.

### 3.2.2 *Ground control points (GCP)*

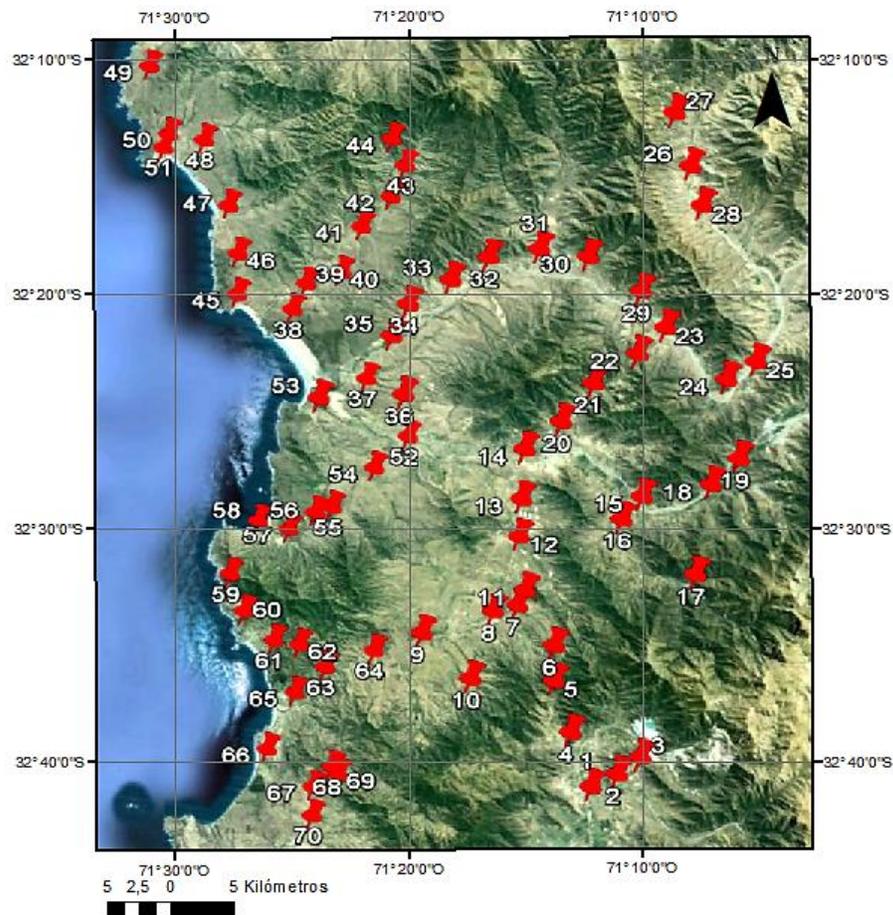
Los GCP (puntos de control del terreno) tienen una gran influencia en las elevaciones finales del modelo. Estos sirven para georreferenciar adecuadamente las fotografías y funcionan como puntos de referencia y condiciones de borde para el modelado que desarrolla el usuario por medio del programa ENVI. Por esta razón, la elección de los puntos de control debe ser correcta, adecuada y planificada.

Los puntos de control escogidos deben ser muy precisos, de modo que deben evitarse referencias que ocupen una amplia extensión de área. Si se escogen referencias antropogénicas

como casas o caminos estos deben ser perecederos en el tiempo. Las referencias deben contar con buena accesibilidad. La cantidad de GCP óptima está entre 10 y 15 por fotografía, aunque el área en común entre fotogramas permite reducir ostensiblemente esta cantidad. Además, estos puntos deben estar distribuidos de tal manera que no queden grandes zonas o esquinas de la fotografía sin puntos de control para aumentar la precisión del modelamiento del terreno. Finalmente, se recomienda que al menos uno de los puntos medidos por fotografía se encuentre a una altura considerablemente distinta, dado que podría servir para calibrar los altos topográficos que se modelan por medio de ENVI, en caso de que el resultado no fuese preciso.

La colección de los puntos requiere de una campaña de terreno de uno o dos días. Durante esta campaña, se requiere de un GPS para anotar las coordenadas y elevación de cada punto. Además, se recomienda anotar datos de referencia que sirvan para darle más exactitud a la medición (ej.: esquina noreste de intersección) y para recordar las características particulares del punto de referencia y hacer más fácil su ubicación.

En este trabajo se usan 10 GCP por fotografía aérea obtenidos mediante una campaña de terreno de dos días (Figura 7). Además, solo en aquellos casos en los que fuera necesaria la calibración mencionada, o que existieran amplias zonas sin accesibilidad, se usan puntos procedentes de GoogleEarth.



**Figura 7. Distribución de los puntos de control de terreno.** Esta distribución responde a una planificación en la cual cada fotografía aérea dispone de 10 GCP que permiten su georreferenciación manual. Los puntos se ubican principalmente en los valles debido a la accesibilidad y porque de esta manera se evita sobreestimar o subestimar la paralaje en las etapas de extracción (sección 3.2.4). Sin perjuicio de lo anterior, algunas mediciones en relieves positivos importantes pueden servir de calibración ante resultados de baja precisión.

### 3.2.3 Georreferenciación

La georreferenciación se realiza por medio de la creación de un archivo .hdr, el cual contiene los datos de georreferencia de la fotografía. Esto se realiza en el programa ENVI. Para generar el archivo, ENVI requiere parámetros de cámara, de orientación interior y de orientación exterior. Los parámetros de cámara son la distancia focal y los puntos principales  $x_0$  e  $y_0$  que se encuentran en el certificado de calibración de las fotografías aéreas. Los parámetros de orientación interior corresponden a la ubicación, en mm, de 8 puntos de referencia interior llamados *fiducials*. Los parámetros de orientación exterior corresponden a los GCP. A partir del quinto punto de control, se muestra el cálculo del error RMS, en píxeles. Este valor depende de la precisión de los puntos de control, de lo deformada que se encuentre la fotografía y de la resolución de esta misma, dado que para altas resoluciones existe una mayor cantidad de píxeles para un mismo tramo de distancia, con lo cual crece el error. Cabe destacar que las diferencias de posición entre dos fotografías tomadas desde un distinto punto de vista son la clave para el cálculo de elevaciones, de manera que las imprecisiones en la georreferenciación repercuten negativamente en el resultado al ser interpretadas como efecto paralaje. Por lo tanto, se recomienda que el error no sea mayor a 10 píxeles para resoluciones menores a 300 dpi o mayor a 40 para resoluciones cercanas a los 1600 dpi ya que, de esta manera, es posible disminuir el error del DEM que posteriormente será extraído (sección 3.2.4). Para ingresar los parámetros mencionados se usan una serie de comandos en ENVI 4.8, los cuales se mencionan detalladamente en Anexo 8.1.1 a modo de guía.

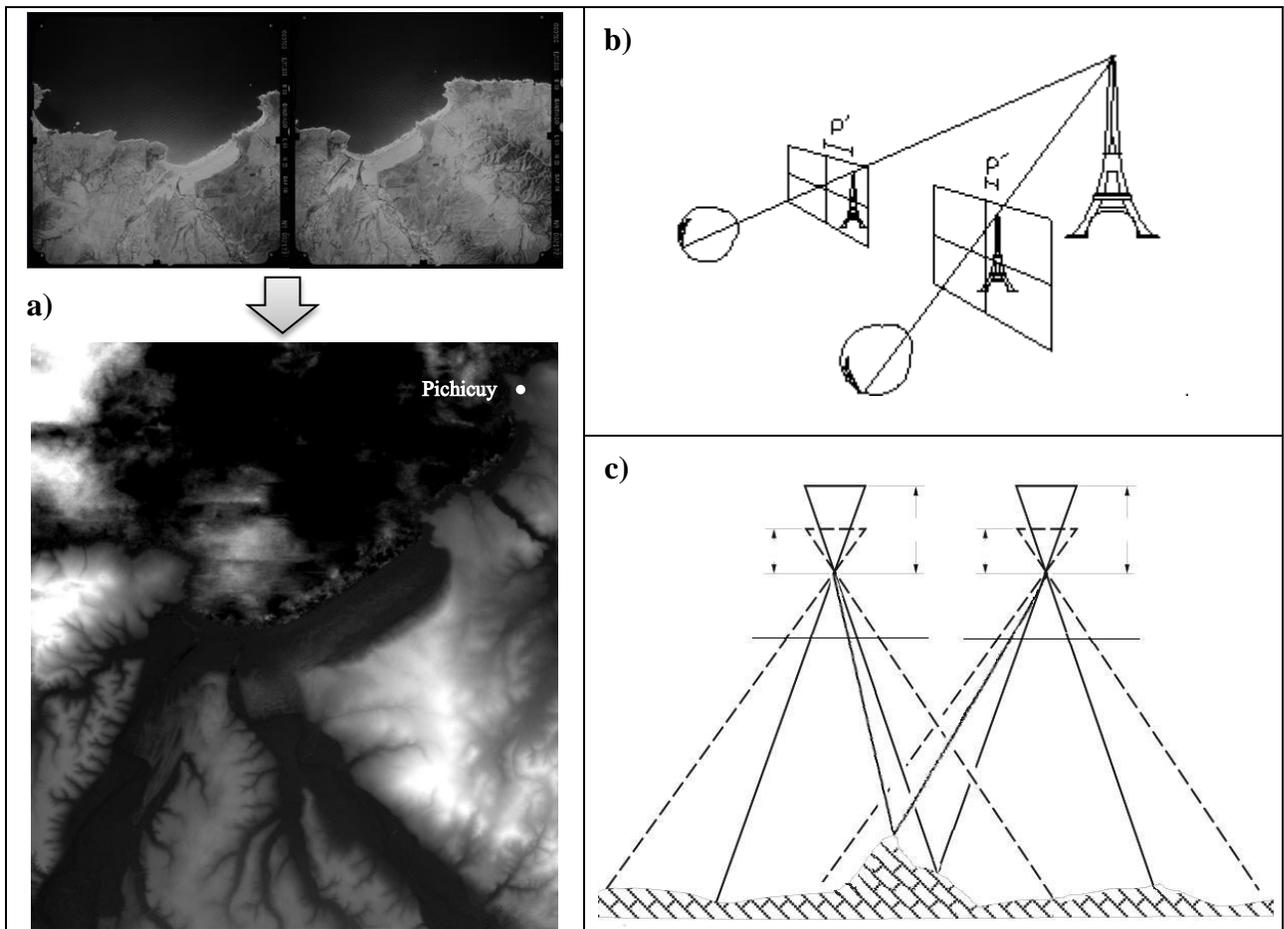
### 3.2.4 Extracción de un DEM a partir de un par estéreo

Para llevar a cabo este procedimiento (Figura 8a), ENVI requiere de algunos parámetros que definen en mayor o menor medida las elevaciones regionales o locales del resultado final. En esta sección se discutirán los alcances de cada parámetro, cómo se comporta el resultado que entrega ENVI 4.8, ante las variaciones de estos parámetros y consideraciones metodológicas para optimizar y mejorar la obtención de tales parámetros. La manera específica en que estos parámetros deben ser ingresados y los comandos involucrados se especifican en Anexo 8.1.2.

#### 3.2.4.1 Argumentos y condiciones de borde

Los primeros argumentos que usa ENVI para la extracción del DEM son las fotografías aéreas georreferenciadas y las altitudes mínima y máxima. Una de las fotografías debe ser elegida como derecha y la otra como izquierda. Al cambiar este orden el resultado puede variar levemente. Por esta razón, se recomienda ser consistente escogiendo, por ejemplo, como fotografía derecha siempre la imagen más al norte (i.e. mirando siempre hacia el oeste). Cabe destacar que el procedimiento puede ser guardado en estadíos posteriores. Si se desea invertir la orientación de las imágenes, debe comenzarse desde este punto nuevamente. La definición del máximo y mínimo topográfico del área de intersección entre las fotografías las calcula ENVI automáticamente. Sin embargo, estos valores suelen ser diferentes al real. Por lo tanto, se recomienda determinar cuál es el área en común en el software GoogleEarth e inspeccionar los valores de elevación mínimo y máximo.

La siguiente decisión que debe realizar el usuario es si ingresar nuevamente GCP que sirvan como condiciones de borde para el DEM o permitir que ENVI use solo las georreferencias y modele usando valores relativos a estas. Pareciera que ingresar GCP nuevamente es redundante



**Figura 8. Generación de DEM mediante el efecto paralaje.** a) Generación de un DEM a partir del par de fotografías aéreas presentadas en Figura 5. La herramienta que permite realizar este proceso, representado por la flecha, es el efecto paralaje. Las fotografías se presentan a una escala aproximada de 1:500.000 y la extracción a 1:150.000. Todas están orientadas con el norte hacia el borde derecho. b) Paralaje estereoscópico. Muestra la distorsión en coordenadas que sufre el objetivo en observación cuando cambia el punto de observación. Obtenida desde <http://www.gisiberica.com>. c) Restitución fotogramétrica. Muestra la incidencia de la elevación del terreno en el efecto paralaje. El proceso inverso es el que permite la estimación de elevaciones. Obtenida desde <http://www.um.es>.

pero pueden existir variaciones considerables en el resultado final entre ambas opciones. En la práctica, el ingreso de GCP mejora el modelamiento en las cercanías a estos puntos y aumenta el error vertical en las zonas más distantes. La opción de valores relativos presenta una mejor relación relativa entre los datos y un error más homogéneo, pese a que el ajuste con los puntos de control puede ser notoriamente más pobre. Sin perjuicio de lo anterior, ambas opciones pueden entregar un buen resultado. Se recomienda el ingreso de los GCP porque permite tener más control sobre el resultado y añade un grado de libertad en la solución de posibles problemas con el modelamiento (sección 3.3).

#### 3.2.4.2 Fundamento: efecto paralaje

La paralaje de un punto u objeto puede obtenerse como la diferencia, en valor absoluto, de las coordenadas de dicho punto medidas en dos fotografías tomadas desde un punto de vista distinto (Figura 8b). Un aspecto fundamental a tener en cuenta es que la paralaje de un punto se encuentra relacionada directamente con la elevación de dicho punto en el terreno (Figura 8c). Esto debido a que los altos topográficos sufren la mayor distorsión entre dos puntos de observación distintos.

Este fenómeno visual es la herramienta que usa el software ENVI 4.8 para estimar la elevación de cada pixel en función de su distorsión óptica. Para hacer un cálculo acertado de la paralaje, el software correlaciona cada pixel con su par pareado de la otra fotografía. Para hacer posible esta correlación, el software requiere de referencias visuales verificadas por el usuario que aporten un bajo paralaje. Estos puntos reciben el nombre de *tie points* (puntos pareados).

#### 3.2.4.3 *Tie points*

Estos puntos relacionan idénticos marcadores en ambas fotografías, aunque estos tengan distintas coordenadas por diferencias en la georreferencia de cada fotografía o por el efecto paralaje. ENVI triangula usando los *tie points* como puntos de referencia para la proyección cónica.

En términos generales, el modelamiento mejora con una buena y abundante distribución de los *tie points*. Sin embargo, un número muy elevado de *tie points* aumentará considerablemente la paralaje. La disminución de la paralaje se lleva a cabo por medio de la eliminación de puntos. El problema subyacente en este proceso es que la eliminación sistemática de aquellos puntos con mayor error, es decir, aquellos que presenten una mayor diferencia de coordenadas entre ambas fotografías en función de sus georreferencias respectivas, finalmente, lleva a una distribución selectiva y desigual de los *tie points*. Cabe destacar que las zonas con mayores errores se concentran en los altos topográficos y las esquinas por ser sectores distantes a la ubicación de los GCP ingresados al georreferenciar y por ser los que presentan mayor paralaje óptico.

#### 3.2.4.4 *Ingreso de tie points*

ENVI ofrece la posibilidad de ingresar los puntos manualmente o generarlos de forma automática. Ingresarlos manualmente es un trabajo extenso, por lo que esta opción no es óptima, salvo para agregar puntos en zonas claves donde no los esté generando la opción automática. La generación automática requiere especificar los siguientes parámetros: número de *tie points*; correlación mínima, que corresponde a la similitud que se le exige a los pixeles de la vecindad para sugerir un par de *tie points*; el tamaño de ventana móvil, que corresponde a las dimensiones de la vecindad; y el tamaño de ventana de búsqueda, que corresponde a las dimensiones, en pixeles, de la ventana que hará el barrido buscando estas similitudes. Para el número de puntos, se recomienda un valor de 120 que, con la eliminación posterior de puntos, se reducirán a unos 80 *tie points*, aproximadamente. Si la fotografía incluyera una fracción de mar, el número de puntos especificado debe ser mayor, debido a que deberán ser eliminados directamente todos aquellos *tie points* que fueron generados en el mar. Con respecto a la correlación mínima, mientras mayor sea este parámetro menor será el número de *tie points* generados, pero éstos serán más confiables, lo que se traduce, finalmente, en que el usuario perderá menos tiempo eliminando pares erróneos. En general, un valor de 0,75 se ajusta bien. El tamaño de ventana de búsqueda debe establecerse en función de la diferencia máxima que existe entre los ajustes por georreferencia. El procedimiento explícito es abordado en Anexo 8.1.2.

#### 3.2.4.5 *Selección de tie points*

Por exigencia del software ENVI, la sumatoria de paralaje aportada por los *tie points* debe ser menor a 10. En la práctica, la generación automática de puntos ofrece una paralaje bastante más alta que este valor. Así, los puntos entregados deben ser modificados por el usuario para reducir la paralaje y no sobrepasar la máxima exigida por ENVI. Este paso en el procedimiento

puede ser muy variable en dificultad, en función de las diferencias en la georreferencia y la generación automática resultante. Por esta razón, se sugiere seguir el siguiente orden que, por prueba y error, se determina como el más óptimo y truncarlo en el momento en el que se alcance el valor esperado para la paralaje:

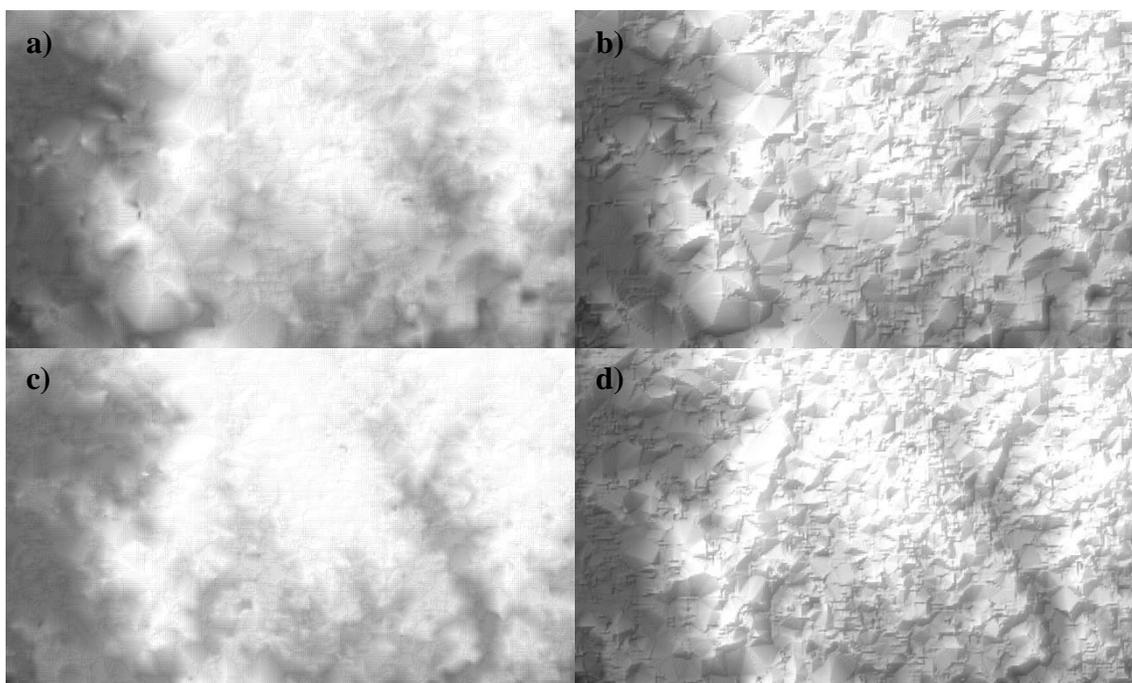
- Si las fotografías incluyen un cuerpo de agua, eliminar todos aquellos *tie points* generados en él.
- Realizar un barrido de observación rápida de todos los *tie points* generados, eliminando aquellos que son, evidentemente, erróneos y detectados con un simple escaneo visual por parte del usuario.
- Acudir al ranking de errores, observando la situación en cada caso con más detalle. Si el desfase es notorio, eliminar el punto. Si un punto está clasificado con un error alto pero está bien ajustado, no eliminar el punto y continuar con el siguiente en el ranking.
- Cuando la última situación se repita 5 veces y el ranking no esté sugiriendo puntos realmente erróneos, guardar los puntos.
- Intentar eliminando aquellos pares que se encuentran muy cercanos a otros pares.
- Si la paralaje aun no baja de 10, realizar un barrido de detalle por todos los *tie points* buscando desviaciones menores que estén incrementando la paralaje. Ante la duda, eliminar el punto, y si la paralaje no baja considerablemente, ingresar nuevamente este par de puntos antes de inspeccionar otros. Este paso es crítico, ya que un solo par de puntos mal ajustados puede estar incrementando la paralaje. Si esta observación de detalle no fuera suficiente, y dado que los siguientes pasos son prueba y error, se recomienda sobrescribir el archivo donde están guardados los *tie points* antes de continuar.
- Eliminar, uno tras otro, los *tie points* siguiendo el orden sugerido por el ranking de errores. La justificación para esta realización tiene que ver con la definición de paralaje, ya que podría estar siendo sobreestimado por desviaciones en la georreferencias producto de la deformación de las fotografías. Al realizar esta eliminación sistemática, la paralaje variará considerablemente, disparándose varios ordenes de magnitud y volviendo a converger a valores menores. Se recomienda anotar las posiciones de aquellos puntos en los cuales su eliminación provoca una disminución de la paralaje a un nuevo mínimo registrado y anotar, especialmente, el par tras el cual se logra bajar de 10. Realizar este procedimiento hasta que la paralaje sea menor a 10 o hasta que la cantidad de puntos sea muy baja para continuar. Una vez alcanzado un valor de paralaje inferior a 10, se recomienda observar el estado en el que quedó la distribución de *tie points*. Quedarse con este resultado si los *tie points* resultantes están bien distribuidos por toda la fotografía. Si no fuera el caso, se tienen dos soluciones posibles: agregar puntos manualmente en zonas sin *tie points*, cuidando que el par ingresado no incremente la paralaje, o bien, cambiar los puntos por aquellos previos a la eliminación masiva y realizar una eliminación, esta vez selectiva, de los pares de puntos que al haber sido eliminados disminuyeron la paralaje.
- Si la eliminación masiva no se traduce en una convergencia del paralaje a un valor menor a 10 se puede deber a dos razones: o el orden en el que se eliminaron los puntos se hizo de tal manera que los puntos correctamente eliminados se eliminaron posteriormente a los puntos necesarios para la convergencia del paralaje, o bien, la distribución de los puntos no permite la convergencia del paralaje. El primer caso se puede arreglar realizando la eliminación selectiva de los puntos específicos que disminuyeron la paralaje a partir de los puntos guardados previamente a la eliminación masiva. En el segundo caso, se requiere una distribución de puntos distinta por medio de una nueva generación automática de *tie points* y la repetición del procedimiento.

### 3.2.4.6 Resolución

Otro aspecto importante a analizar es la resolución final que se le dará al DEM. El usuario debe asignar valores para el factor de reducción epipolar y la resolución. La resolución es la calidad de la imagen de una pantalla y queda determinada por la longitud que cubre un pixel. De esta manera, una alta resolución se obtiene disminuyendo la longitud cubierta por cada pixel. A modo de ejemplo, un DEM de 1 m de resolución contiene más cantidad de información y más definición de los detalles que uno de 20 m, ya que en un mismo tramo de distancia existen más pixeles. El parámetro llamado factor de reducción epipolar disminuye, según el factor indicado, la resolución de las imágenes epipolares que serán usadas para la generación del DEM. En la Figura 9 se observa el control de estos parámetros en el modelamiento. Los modelos de elevación de las Figuras 9a y 9b realizan la misma interpretación del terreno, así como también los de las Figuras 9c y 9d, con la diferencia de que los últimos en cada caso están más definidos gracias a una alta resolución. La Figura 9 permite indicar que la calidad del modelo es afectada directamente por el factor de reducción epipolar. Por defecto, este valor es 1 y se recomienda no aumentarlo, debido a que al disminuirle la resolución a las fotografías aéreas se pierde detalle de la fuente misma.

El valor por defecto para la resolución, si no se aumentó el factor de reducción epipolar, es de 1 m, es decir que cada pixel tiene una dimensión de 1 m por 1 m. Esta resolución se considera alta y este tipo de productos tiene un alto valor en el mercado. Sin embargo, ¿representa tal resolución el detalle logrado para el modelo? Para responder tal pregunta es necesario recurrir a la resolución de las fotografías aéreas. El hecho de que la Figura 9c logre una mejor interpretación del terreno que la Figura 9b pese a tener una resolución 20 veces menos detallada deja en evidencia que si se disminuyen los detalles de la fuente pierde sentido asignar una alta definición a la grilla. De manera equivalente, una baja resolución de las fotografías aéreas originales hace injustificada una alta resolución para el DEM. El programa puede generar el modelo de resolución de 1 metro pese a que las fotografías adquiridas posean una baja resolución. Sin embargo, en este caso, un mismo pixel de la fotografía se usará para calcular la elevación de varios pixeles o posiciones de la grilla de elevación. En ese caso, la resolución de 1 metro será injustificada. De esta manera, la cantidad de pixeles usados de las fotografías debe ser mayor que la requerida por el DEM para asegurar y justificar la resolución deseada.

Las fotografías aéreas usadas en este trabajo tienen una resolución de 1600 dpi, lo cual representa la cantidad de puntos por pulgada. Las dimensiones en pixeles de las fotografías pueden obtenerse multiplicando la resolución, en dpi, por el tamaño real de la fotografía; o bien, directamente en ENVI (con la herramienta *measurement tool*). La cantidad de pixeles totales son de aproximadamente 15.000 por 15.000 por fotografía. Cabe destacar que las fotografías tienen una zona de traslape de un 60%, aproximadamente, y que en el cálculo son usados los pixeles de ambos fotogramas que se encuentren dentro de la zona de traslape. Así, la cantidad de pixeles disponibles para el cálculo es de, aproximadamente, 270.000.000. Ahora bien, la cantidad de pixeles que requerirá el modelo depende de la resolución y de la escala de las fotografías. Para el caso de las fotografías aéreas de escala 1:70.000, como las usadas en este trabajo, y una resolución de 1 m, la cantidad requerida es de, aproximadamente, 18.000 por 13.000, es decir, un total de 234.000.000 pixeles. De esta manera, se concluye que se puede asegurar la resolución de 1 metro en función de la resolución de las fotografías ya que la cantidad de pixeles a generar es menor que los pixeles disponibles para el cálculo. En definitiva, una menor resolución o una escala de menor detalle de las fotografías aéreas podrían no asegurar la resolución real del DEM. En estos casos se recomienda modelar con una resolución menor pero que esté bien justificada.

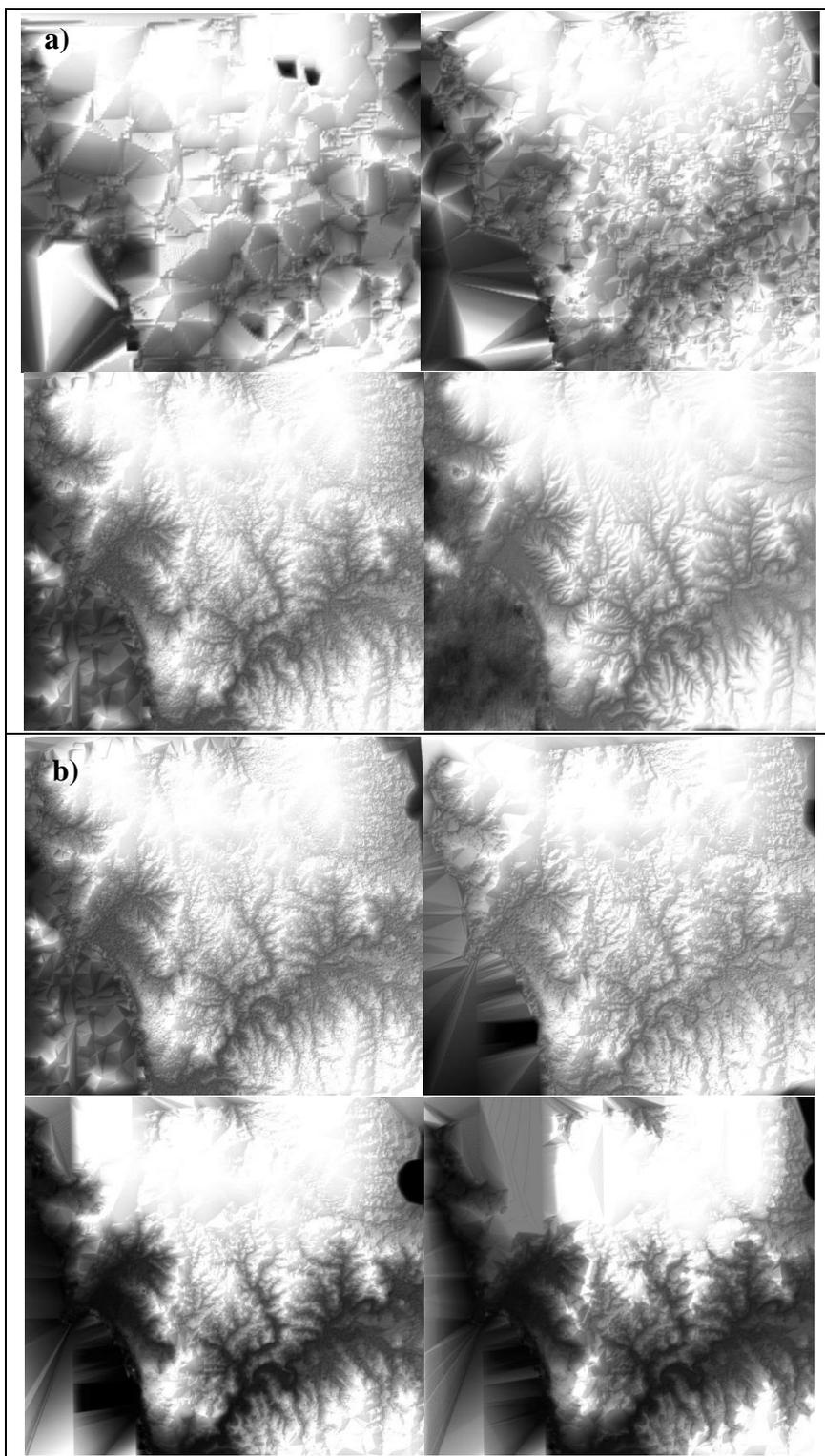


**Figura 9. Influencia del factor de reducción epipolar y la resolución en una grilla de elevación.** a) Extracción con factor de reducción epipolar de 20 y resolución de 20 m. b) Extracción con factor de reducción epipolar de 20 y resolución de 1 m. c) Extracción con factor de reducción epipolar de 1 y resolución de 20 m. d) Extracción con factor de reducción epipolar 1 y resolución 1 m. En todos los casos la extracción se realiza con un nivel de detalle del terreno de nivel 3 ya que es el máximo admitido para un factor de reducción epipolar de 20.

#### 3.2.4.7 Parámetros de extracción

Finalmente, deben ser ingresados parámetros de extracción del DEM al software ENVI. La correlación mínima determina la cantidad de puntos que se computarán para la triangulación. Si la correlación mínima es más baja, los puntos serán menos seguros, pero serán más abundantes. En general, este valor podría disminuirse si se aumenta el tamaño de la ventana móvil que corresponde a la vecindad de triangulación. Sin embargo, en la práctica, un tamaño de ventana móvil bajo resultó ser crítico en el modelamiento de los altos topográficos (Figura 10b). Por esta razón, se recomienda mantener el tamaño de ventana en 5 por 5 píxeles y el coeficiente de correlación en 0,7.

El detalle del terreno es otro factor crítico en el resultado final. El programa ENVI ofrece 7 niveles de detalle en la triangulación. Cada nivel representa, en realidad, una nueva iteración en la que se generan nuevos puntos más cercanos para realizar la triangulación. Así, el modelamiento de nivel 1 y 2 es burdo y los triángulos generados son de gran extensión. En el nivel 3 la topografía ya comienza a converger. Por inducción, se puede aseverar que a medida que aumenta el nivel de detalle del terreno, la cantidad de vértices de la triangulación aumenta, mejorando la precisión y la calidad del resultado final. De esta manera, el mejor resultado, consistente con una alta resolución, es el de nivel 7 (ver Figura 10a). Sin embargo, la obtención de un DEM de nivel 7 de detalle puede requerir varias horas para compilar. Para tener una idea aproximada, un ordenador de 2 GB de RAM se demora, en promedio, unas 4 horas; un ordenador de 4 GB de RAM, unas 3 horas; y uno de 8 GB de RAM, unas 2 horas. Cabe considerar que existen una gran cantidad de errores posibles que pueden afectar el resultado final (ver sección 3.3). Por esta razón, se recomienda considerar un nivel 4 de detalle del terreno para poder obtener



**Figura 10. Influencia del nivel de detalle del terreno y del tamaño de ventana móvil.** a) Las cuatro extracciones se realizan con un tamaño de ventana fijo de 5 x 5 variando el nivel de detalle del terreno, siendo para la superior izquierda 1; para la superior derecha, 2; para la inferior izquierda, 4 y; para la inferior derecha, 7. La mejora en la triangulación en cada nivel es sustancial, sin embargo, conlleva un aumento considerable en el tiempo de compilación involucrado. b) Las cuatro extracciones se realizan con un nivel de detalle fijo de 4 variando el tamaño de ventana móvil, siendo para la superior izquierda 5 x 5; para la superior derecha, 7 x 7; para la inferior izquierda, 9 x 9 y; para la inferior derecha, 11 x 11. El aumento del tamaño de ventana produce un truncamiento en los altos topográficos. El cauce principal que se observa en las imágenes corresponde al Estero Catapilco (Figura 28). Todas las imágenes se presentan orientadas hacia el norte y a una escala de 1:250.000.

un resultado rápido, de unos 10 minutos, en el que se pueda establecer si existen errores en la generación. Si el resultado está correcto, se retrocede un paso para cambiar el nivel de detalle del terreno a 7 y realizar la compilación de mayor duración. Cabe destacar que si el usuario no dispone de tal cantidad de tiempo, un resultado con nivel 6 de detalle también cuenta con una alta calidad. Por otra parte, el usuario puede considerar la posibilidad de trabajar con dos o más ordenadores simultáneamente. Otra práctica que, a la larga, se puede traducir en una reducción de los tiempos es guardar, de manera organizada, los archivos y el proceso en sí mismo con la finalidad de poder continuar el procedimiento o modificarlo de manera rápida.

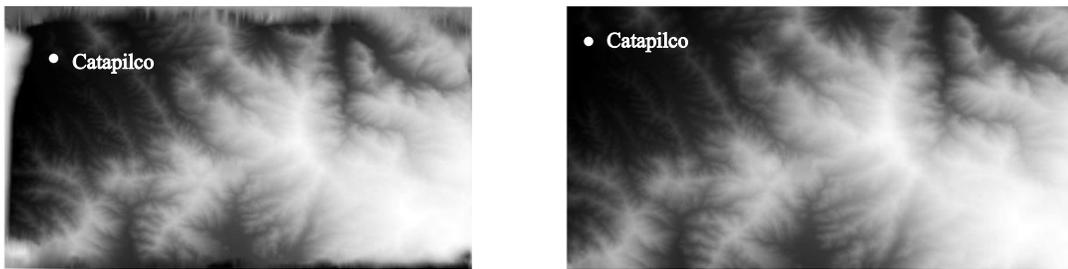
### 3.2.5 Manejo del *raster*: parchado de hoyos y recorte

El archivo obtenido de la extracción es un DEM (sección 3.1). La visualización de este se realiza en un mapa de *bits* o imagen *raster*, donde los datos de elevación son representados por colores. El recorte del *raster* nace del hecho de que el modelamiento de la elevación se hace muy difuso y pobre hacia los bordes de la grilla, donde abundan los datos erróneos y erráticos (Figura 11). El recorte realizado debe cumplir las siguientes exigencias:

- Servir de límite entre los datos correctamente modelados y aquellos incorrectos. Esto asegurará que el DEM final no incluya errores individuales de borde de cada DEM.
- Permitir que el DEM recortado tenga una zona de traslape con los DEM recortados colindantes de, al menos, 500 píxeles.
- Tener una forma rectangular.

El parchado de hoyos es un procedimiento regular en el cual son reemplazados aquellos píxeles singulares aberrantes de gran profundidad, los cuales se encuentran colindantes con puntos de elevación correcta. Cabe destacar que este tipo de hoyos son distintos a las depresiones que se abordan en la sección 3.3, ya que en éstas los píxeles de gran profundidad conforman una zona al encontrarse colindantes con otros píxeles de gran profundidad. El usuario debe ingresar un número o un intervalo de valores erróneos, el cual comúnmente va del -999 al -1. Con estos antecedentes, ENVI realiza una búsqueda estadística para detectar los *outlayers* y reemplaza cada valor erróneo por un nuevo valor el cual es estimado en función de los datos vecinos, manteniendo una continuidad geoestadística. Cabe destacar que no se debe intentar arreglar una zona errónea o depresión (sección 3.3.7, Figura 13b) con esta herramienta, porque los valores de los datos vecinos también son erróneos, de manera que ENVI truncará los valores al mínimo admitido según el intervalo ingresado formando una falsa planicie, la cual, además, seguirá siendo una depresión de valor mínimo.

Los comandos específicos para llevar a cabo ambos pasos en ENVI 4.8 son entregados en Anexo 8.1.4. Cabe destacar que, pese a que cualquiera de los dos pasos puede ser llevado a cabo primero, el parchado de hoyos podría no ser posible con una gran cantidad de datos erróneos. Dado que el recorte disminuye críticamente la cantidad de valores erróneos se recomienda partir por el recorte y continuar con el parchado. Si con el recorte realizado no se puede llevar a cabo el parchado, debe ser calculado un nuevo modelo de elevación para esa zona. Esto se debe a que un modelo con hoyos no es admitido por otros softwares de análisis, como RiverTools, con lo cual se pierde parte de la utilidad del DEM. Una consideración importante es que el parchado de los hoyos debe ser realizado a los DEM individuales y no al DEM final creado a partir del mosaico ya que una acumulación de hoyos podría impedir que ENVI sea capaz de parchar los hoyos.



**Figura 11. Proceso de recorte del *raster*.** En la imagen de la izquierda se pueden observar elevaciones erróneas en la zona de borde. La imagen de la derecha es el resultado del recorte, el cual abarca la mayor área posible de datos correctamente calculados. Las imágenes están orientadas hacia el norte y a una escala de 1:400.000 aproximadamente. Se incluye la localidad de Catapilco como referencia visual de localización y para visualizar el nuevo límite del *raster*.

### 3.2.6 Mosaico

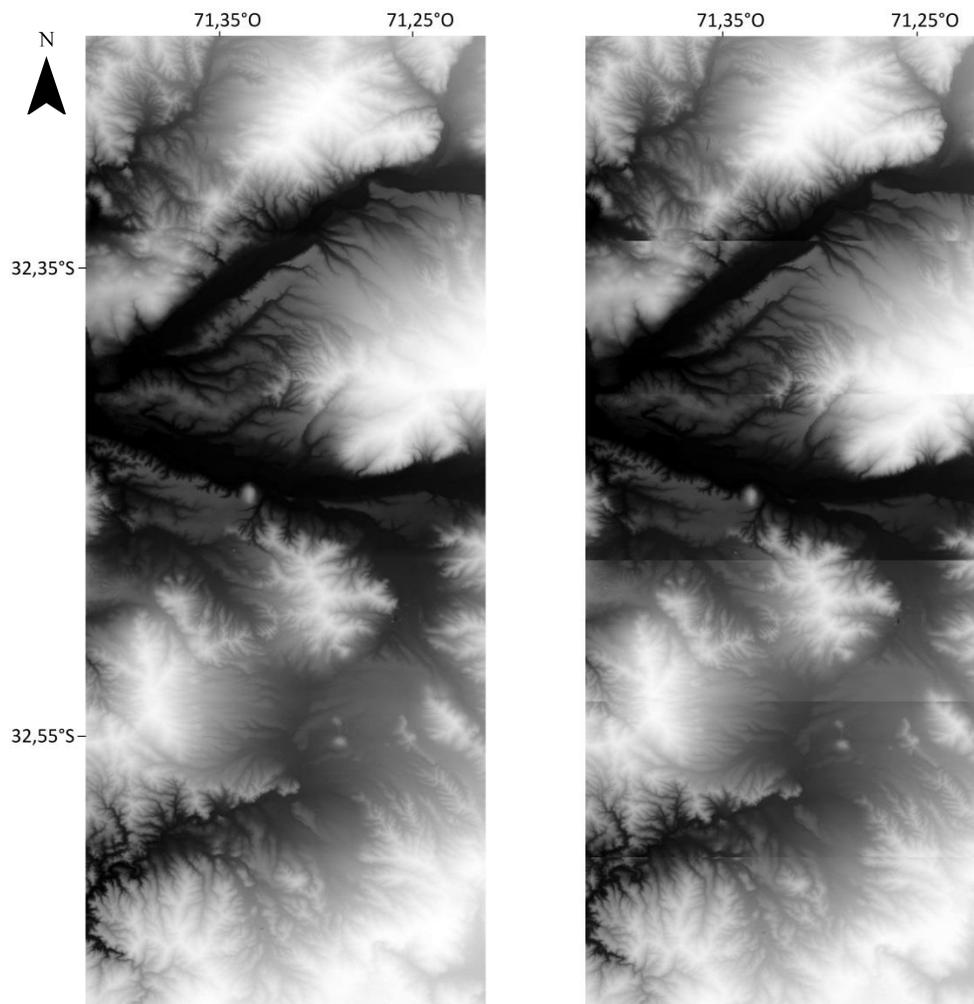
La obtención del DEM final requiere del pegado de los DEM generados a partir de pares de fotografías aéreas en un mosaico que define la creación de un nuevo archivo. El proceso de generación del mosaico puede computarse incluyendo la cantidad deseada de partes, incluso todas si se tiene total seguridad del control de errores y de las relaciones laterales continuas entre las partes. Un proceso de tal magnitud puede tardar en computar cerca de una semana, dependiendo del número de partes y los parámetros considerados, e incluir errores imprevistos para el usuario. Por esta razón, se recomienda pegar los DEM individuales en conjuntos de a tres y pertenecientes al mismo barrido fotográfico. Con este procedimiento, se construyen, primero, los barridos completos. Una vez que se tienen los barridos completos, se computa un nuevo proceso de pegado entre los barridos. La ventaja de proceder de esta manera es la detección oportuna de partes erróneas o de poca correlación lateral que requieran ser calculadas mediante un nuevo proceso de extracción (sección 3.2.4).

Para realizar la creación del mosaico, nuevamente, se requiere la especificación de parámetros de pegado. Los parámetros que mayor control tienen sobre el resultado son el balance de color y la distancia de suavizado. El balance de color, no es sólo un parámetro de visualización, ya que, en la práctica, la opción ajustada tiene un impacto directo sobre las elevaciones, de tal manera que el mosaico puede resultar con elevaciones distintas a las de las partes individuales en función de un ajuste entre éstas. Tal opción mejora la correlación lateral entre las partes involucradas en el pegado, pero puede volver erróneas las alturas de bajos o altos topográficos y aumentar el error con las partes no involucradas aún en el pegado. Por esta razón, se recomienda la opción de balance de color fijo, en la cual se respetan las elevaciones originales de las partes, permitiendo que el usuario tenga el control por medio del arreglo de estas mismas.

El usuario debe elegir cuál *raster* se superpondrá a cuál en zonas en común. Si no se configura una distancia de suavizado, la superposición será completa omitiendo todo lo que quede por debajo. La distancia de suavizado se aplica a las zonas en las que se sobreponen dos o más *rasters* y corresponde a un ancho que se extiende desde el límite del *raster* superior hacia el interior de este mismo, determinando una banda dentro de la cual son promediadas las elevaciones de los *rasters* involucrados. Entre las partes a pegar pueden existir diferencias tanto de elevación, como de georreferencia. Así, el parámetro de distancia de suavizado permite la obtención de un DEM visualmente correcto (Figura 12). Se recomienda considerar una distancia de 500 píxeles, con lo cual se asegura una visualización continua sin una apariencia segmentada, pese a que, tal realización aumenta críticamente el tiempo de cómputo para el pegado. Ahora

bien, cuando las diferencias son críticas debe considerarse la posibilidad de extraer nuevamente uno o varios de los DEM.

Una vez que se obtiene una franja a partir de un barrido fotográfico completo, este archivo debe ser nuevamente recortado (ver procedimiento de recorte en Anexo 8.1.4), debido a que, para el pegado, ENVI 4.8 considera zonas rectangulares que tienen el ancho del *raster* más ancho, rellenando con valores 0 las zonas vacías. Si estas zonas no son recortadas serán consideradas en el mosaico e incluso promediadas en las zonas de suavizado. Así, el barrido debe ser recortado al ancho del *raster* más angosto por cada lado antes de ser ensamblado junto a los demás barridos. Finalmente, el mosaico obtenido es recortado de forma rectangular según las necesidades del usuario y la zona que requiera cubrir. Los relieves creados en la zona del mar pueden ser tapados en ENVI con una máscara de valor 0, o recortados en el programa ArcGis con una línea de costa creada por el usuario u obtenida en la red, si es que el ajuste de georreferencia es bueno.



**Figura 12. Impacto del parámetro distancia de suavizado en la creación del mosaico.** Ambas imágenes son el mosaico generado a partir de seis extracciones individuales. El mosaico de la derecha fue construido sin distancia de suavizado mientras que el de la izquierda se construyó con una distancia de suavizado de 500 píxeles. La distancia de suavizado permite la obtención de un DEM correcto a la vista, sin grandes diferencias en las zonas de pegado. Sin embargo, esta herramienta maquilla los errores generados por la diferencia de elevación entre partes. Las imágenes se presentan a una escala de 1:325.000 y orientadas con el norte hacia el borde superior. La zona presentada por las imágenes corresponde a la franja central de la zona de estudio y los cauces principales que se observan corresponden a los Ríos Petorca al norte y La Ligua al sur (Fig. 28).

### 3.3 PROBLEMAS EN PROCEDIMIENTO Y SOLUCIONES PROPUESTAS

Existe una amplia variedad de problemas que pueden surgir durante el procedimiento de obtención del DEM. La mayoría de estos problemas están relacionados con la extracción del DEM a partir de un par de fotografías aéreas. También hay problemas intrínsecos a la fase de pegado. En esta sección se mencionarán problemas particulares que pueden manifestarse en el DEM junto con sus soluciones propuestas. Las herramientas de ENVI 4.8 para detectar estos problemas se presentan en Anexo 8.1.3. Lamentablemente, la eliminación completa de todos los errores es altamente compleja y prácticamente imposible. La razón de esto es que los errores en el DEM pueden ocurrir a distintas escalas, y el usuario será capaz de solucionar solo aquellos que se encuentran a una escala observable con un barrido visual.

Ante la posible presencia de errores, se recomienda comparar las elevaciones del DEM con las zonas en común con los DEM colindantes o con GoogleEarth. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que GoogleEarth presenta errores importantes y, en definitiva, es otro modelo.

#### 3.3.1 Error de triangulación

Este error lo arroja ENVI cuando intenta hacer una triangulación con tres puntos colineales. En este caso, el programa se cierra inmediatamente sin salvar el proceso.

Solución Propuesta:

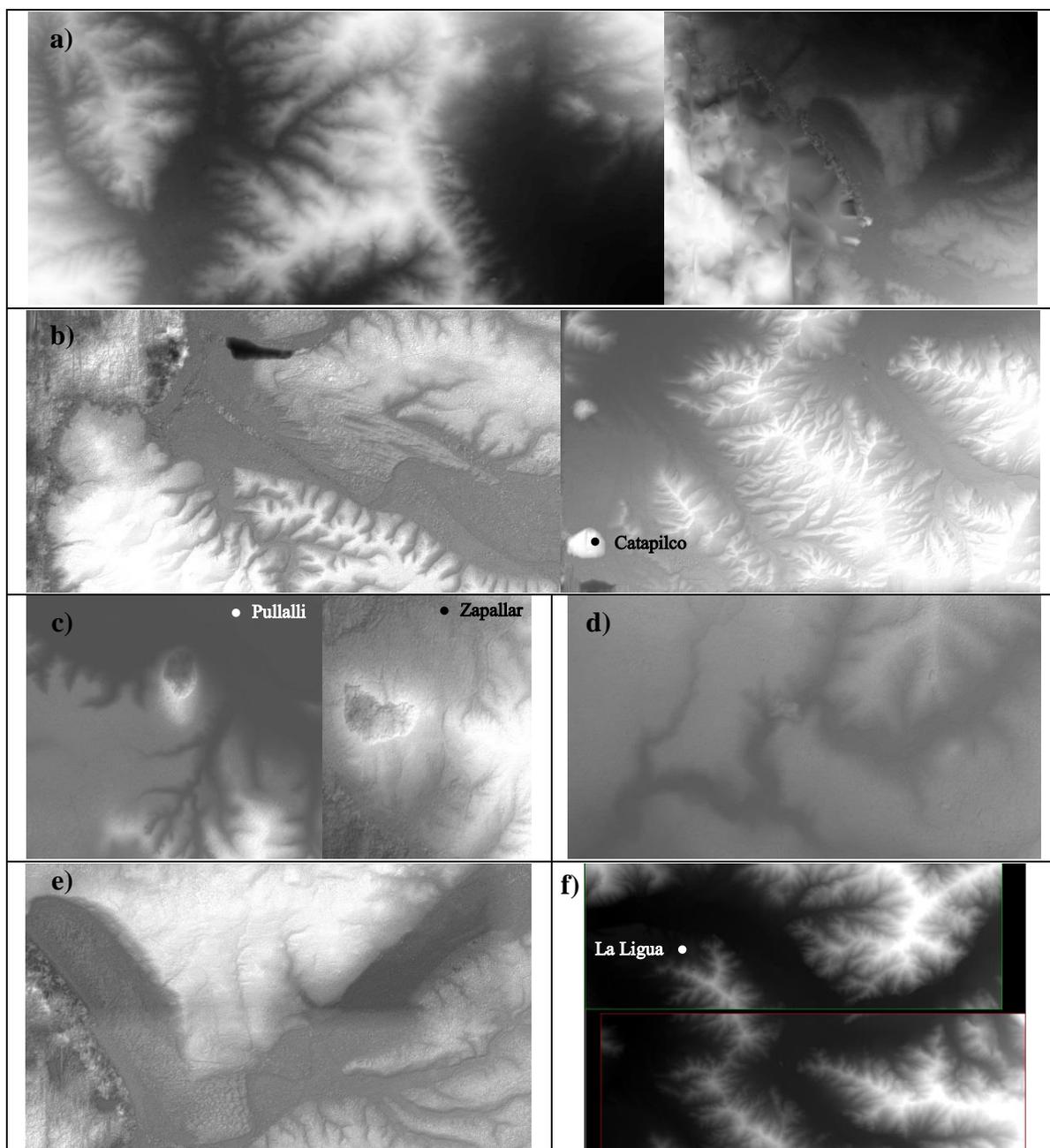
Las triangulaciones dependen de la distribución de los *tie points*, del nivel de detalle del terreno y de los GCP usados como condiciones de borde. Se recomienda no quitarle calidad al resultado bajando el nivel de detalle del terreno, sino más bien, calcular nuevamente los *tie points* a partir de una nueva generación automática con el consiguiente proceso de disminución de la paralaje. Cabe destacar que modificar los *tie points* ya existentes, en la mayor parte de los casos, conducirá al mismo error. En segunda instancia, pueden modificarse los GCP u omitirse usando la opción de modelamiento por valores relativos sin GCP de condiciones de borde. Si ninguna de estas soluciones logra evitar el error de triangulación, la última posibilidad es invertir las imágenes en lo respectivo a imagen derecha e izquierda (sección 3.2.4.1), lo que llevará a la realización de un proceso prácticamente diferente.

#### 3.3.2 DEM en cota errónea

Todo el DEM luce correcto en términos relativos, sin embargo, se encuentra en una cota completamente diferente a la que debería.

Solución Propuesta:

Este error puede ocurrir o no ocurrir si el usuario seleccionó la opción de no usar GCP para la extracción. El problema se soluciona ingresando los GCP correspondientes. Es poco probable que el problema persista, pero en ese caso, el problema puede ser la georreferenciación de las fotografías.



**Figura 13. Problemas en el resultado de la extracción de un DEM.** a) Elevaciones erróneas en una región amplia que incluye un borde. En la imagen izquierda la esquina sureste presenta una elevación errónea de aproximadamente -400 m. Esta imagen se presenta a una escala de 1:200.000. En la imagen derecha la zona deprimida es la esquina noreste lo que provoca una inversión de la pendiente regional. La imagen corresponde a la desembocadura de los Ríos Petorca y La Ligua y se presenta a una escala de 1:250.000. b) Falsas depresiones o montículos. La imagen izquierda presenta una falsa depresión con datos erróneos. La imagen es de la desembocadura de los Ríos Petorca y la Ligua a una escala de 1:100.000. La imagen derecha presenta montículos modelados por error, así como una depresión errónea en su borde más al sur. La zona se presenta a una escala de 1:200.000 e incluye la localidad de Catapilco que se emplaza en el punto ocupado por el montículo erróneo mayor. c) Truncamiento de altos topográficos. La imagen izquierda muestra un truncamiento erróneo en un cerro menor ubicado al sur de la localidad de Pullalli, a una escala de 1:80.000. La imagen derecha muestra el truncamiento erróneo del Cerro El Moro ubicado al sur de Zapallar, a una escala de 1:60.000. d) Protrusiones de escala fina. En el trayecto del Estero El Pangal aparece una protrusión mal modelada de escala fina. Se visualiza a una escala de 1:40.000. e) Diferencias en las elevaciones de las partes generan falsos escarpes al realizar el pegado. La imagen es de la desembocadura del Río Petorca y se presenta a una escala de 1:125.000. f) Las partes colindantes no comparten una zona en común porque los DEM no se traslapan. Impide la continuidad del modelo. El *raster* superior incluye la ciudad de La Ligua. Ambos se presentan a una escala de 1:300.000. Todas las imágenes de esta figura se presentan orientadas con el norte hacia el borde superior. Ubicación de cauces mencionados en Fig. 28.

### **3.3.3 Elevaciones levemente erróneas en todo el DEM**

El DEM luce correcto, sin embargo, tiene un error sistemático en valles y planicies lo cual le brinda una mala correlación y continuidad con los DEM colindantes al encontrarse unos 20 o 30 metros sobre o bajo lo correspondiente. Este es uno de los errores más difíciles de erradicar, ya que el DEM no es estrictamente erróneo, si no, más bien, impreciso.

Solución Propuesta:

En primer lugar se recomienda revisar los parámetros: GCP de las georreferencias, GCP estéreos de la extracción, altura mínima y altura máxima. Si los parámetros son correctos se recomienda, en primer lugar, intentar la opción de usar sólo valores relativos (sin GCP en la extracción) y, en segunda instancia, modificar los GCP de la extracción, agregando nuevos puntos en zonas elevadas obtenidos desde GoogleEarth. Estos puntos sirven de calibración para lograr una mejor precisión. Si el problema persiste, puede deberse a una incorrecta estimación de la paralaje por parte del software. En tal caso, un nuevo cálculo de *tie points* podría solucionar el problema. Si ninguno de estos intentos fuera fructífero, se recomienda invertir las imágenes realizando la extracción a partir de un nuevo proceso.

### **3.3.4 Elevaciones erróneas en una región amplia que incluye un borde**

La mayor parte del DEM luce correcto salvo una región particular, que puede afectar una porción amplia del DEM como una esquina o un valle completo, tal como se muestra en la Figura 13a. Tiene como característica particular el hecho de que el error se propaga afectando un borde del DEM y que se observan comportamientos anómalos en la pendiente, tales como un incremento o una inversión de esta. Se hace más notorio en valles que drenan hacia el lado equivocado.

Solución Propuesta:

Este problema se presenta por problemas en los GCP usados como condiciones de borde durante la extracción o en los GCP ingresados a las georreferencias de las fotografías aéreas. En general, ninguna elevación errónea puede alterar tanto el resultado del DEM que entrega ENVI, de modo que un error de este tipo está asociado a un error en las coordenadas de longitud o de latitud de uno de los puntos. El punto problema se encuentra muy distante de los límites de las imágenes en la dirección en la que se prolonga el error incluyendo el borde del DEM. Si los GCP fueron guardados en la extracción y la georreferenciación, la solución recae en encontrar el punto erróneo, para lo cual, ENVI ofrece tablas de error que permiten determinar el error de cada punto y de cada una de sus coordenadas.

### **3.3.5 Elevaciones erróneas en zonas acotadas**

El DEM luce correcto, sin embargo, una zona acotada, tal como una pequeña depresión o una porción de valle truncada por el límite del DEM, se encuentra a una elevación errónea.

Solución Propuesta:

La elevación mal modelada puede deberse a que no existen CGP ni en la georreferencia ni en la extracción para este bajo topográfico aislado, por lo que ENVI estimó sin referencias. Este error se soluciona ingresando puntos, obtenidos en terreno o en GoogleEarth, a los GCP de la extracción. En la medida que se agreguen puntos en este sector, la elevación debería comenzar a converger. Si el error persiste al agregar estos puntos a los GCP de la extracción, incluirlos, también, en la georreferencia. Adicionalmente, puede ser de utilidad el ingreso manual de *tie points* en la zona afectada para mejorar las triangulaciones. Se recomienda no usar como *tie point* una referencia visual usada para un GCP, ya que podría arrojar un error de triangulación.

### 3.3.6 Truncamiento de altos topográficos

Algunos altos topográficos presentan un sacado en su cima, de tal manera, que no alcanzan su elevación máxima real y forman pequeños cráteres falsos (Figura 13c). Este problema es muy abundante y a distintas escalas. La solución, aquí entregada, permitirá al usuario evitar estos truncamientos en máximos regionales. Sin embargo, este fenómeno se repite en máximos locales menores, los cuales son de pequeña escala y difícilmente reconocibles sin una visualización sombreada del relieve. Dado que, es prácticamente imposible eliminar todos estos truncamientos a la vez, se recomienda al usuario admitir y tener presente este error de menor escala.

Solución Propuesta:

La presencia de este error está directamente relacionada con la abundancia de *tie points* en la extracción del DEM. Si se desea eliminar un truncamiento importante en particular, la solución es agregar *tie points* manualmente en la zona del problema. Si se desea mitigar la presencia de truncamientos menores, la solución es aumentar, considerablemente, la cantidad de *tie points* generados automáticamente en la extracción. Sin embargo, se corre el riesgo de que se complique la disminución de la paralaje, obligando al usuario a eliminar los *tie points* de mayor error, que son aquellos que se encuentran en altos topográficos y esquinas, pudiendo hacer inútil el esfuerzo por parte del usuario.

### 3.3.7 Falsas depresiones o montículos

El DEM presenta un conjunto de píxeles de elevación errónea a simple vista, los cuales pueden ser de menor o mayor elevación que el entorno y que conforman una anomalía del modelo (Figura 13b).

Solución Propuesta:

Ante este tipo de errores muy localizados y acotados debe considerarse como primera opción, la posibilidad de que el área del error esté cubierta, de manera correcta, por un DEM colindante. Si tal es el caso, se utiliza la superficie del DEM colindante como *raster* superior en el proceso de pegado. Debe tenerse precaución de que el error del *raster* subyacente quede fuera del rango de la distancia de suavizado asegurando que el error no tenga un impacto en el resultado final. Si la zona del error no está cubierta por DEM colindantes, la solución recae en el aumento de la densidad de los *tie points* en tal zona, por medio del ingreso manual de *tie points* por parte del usuario. Sin embargo, se corre el riesgo de que la anomalía se desplace a una nueva locación en el DEM. Si tal fuera el caso, se puede intentar desplazar la anomalía hasta un borde

cubierto por un DEM colindante. Si el error persiste y no se desplaza, se recomienda invertir las fotografías en lo respectivo a imagen derecha e izquierda (sección 3.2.4.1) realizando la extracción a partir de un nuevo proceso.

### **3.3.8 Hoyos y protrusiones de escala fina**

El DEM luce correctamente, sin embargo cuenta con errores de escala de detalle, difícilmente observables, que involucran, en el mayor de los casos, cientos de píxeles.

Solución Propuesta:

Los hoyos son parchados como parte del procedimiento regular de obtención de un DEM (sección 3.2.5). Las protrusiones de escala fina son difícilmente detectables. Se recomienda visualizar el DEM con un efecto sombreado del relieve (*shaded relief*) para detectar y mitigar su ocurrencia en lugares clave, tal como se presenta en la Figura 13d. Su solución es aumentar el número de *tie points*, ingresados manualmente por el usuario, en las cercanías a la protrusión. Este tipo de errores pueden ser asumidos como limitaciones intrínsecas de la metodología y tienen un impacto variable en el análisis, dependiendo de su ubicación.

### **3.3.9 Escarpes falsos en zonas de pegado**

Después de pegar, dos o más DEM, se observa un escarpe, a todas luces erróneo, a lo largo de la zona limítrofe.

Solución Propuesta:

Independientemente del error vertical que esté dispuesto a aceptar el usuario, un desfase menor a 15 metros se atenúa, al menos visualmente, con una distancia de suavizado de 500 píxeles. Para desfases mayores a 15 metros, el error se hace notorio, incluso, aumentando la distancia de suavizado (Figura 13e). La solución a este problema es el reemplazo del DEM erróneo por uno con mejor correlación lateral con los DEM colindantes. La nueva extracción debe ser revisada por el usuario en, al menos, dos puntos de referencia ubicados en la zona común con el DEM con el que se tiene el desfase. Como se mencionó anteriormente, el error de los DEM individuales crece hacia los bordes, de manera que dos DEM correctamente calculados podrían presentar diferencias importantes en su zona limítrofe. Así, el usuario debe evaluar, en cada caso, si el desfase justifica una nueva extracción.

### **3.3.10 Las partes colindantes no comparten una zona en común**

Durante el pegado, puede observarse que las partes del DEM que deberían superponerse para asegurar la continuidad de este, en realidad, se encuentran separadas dejando una zona sin datos entre ellas (Figura 13f).

Solución Propuesta:

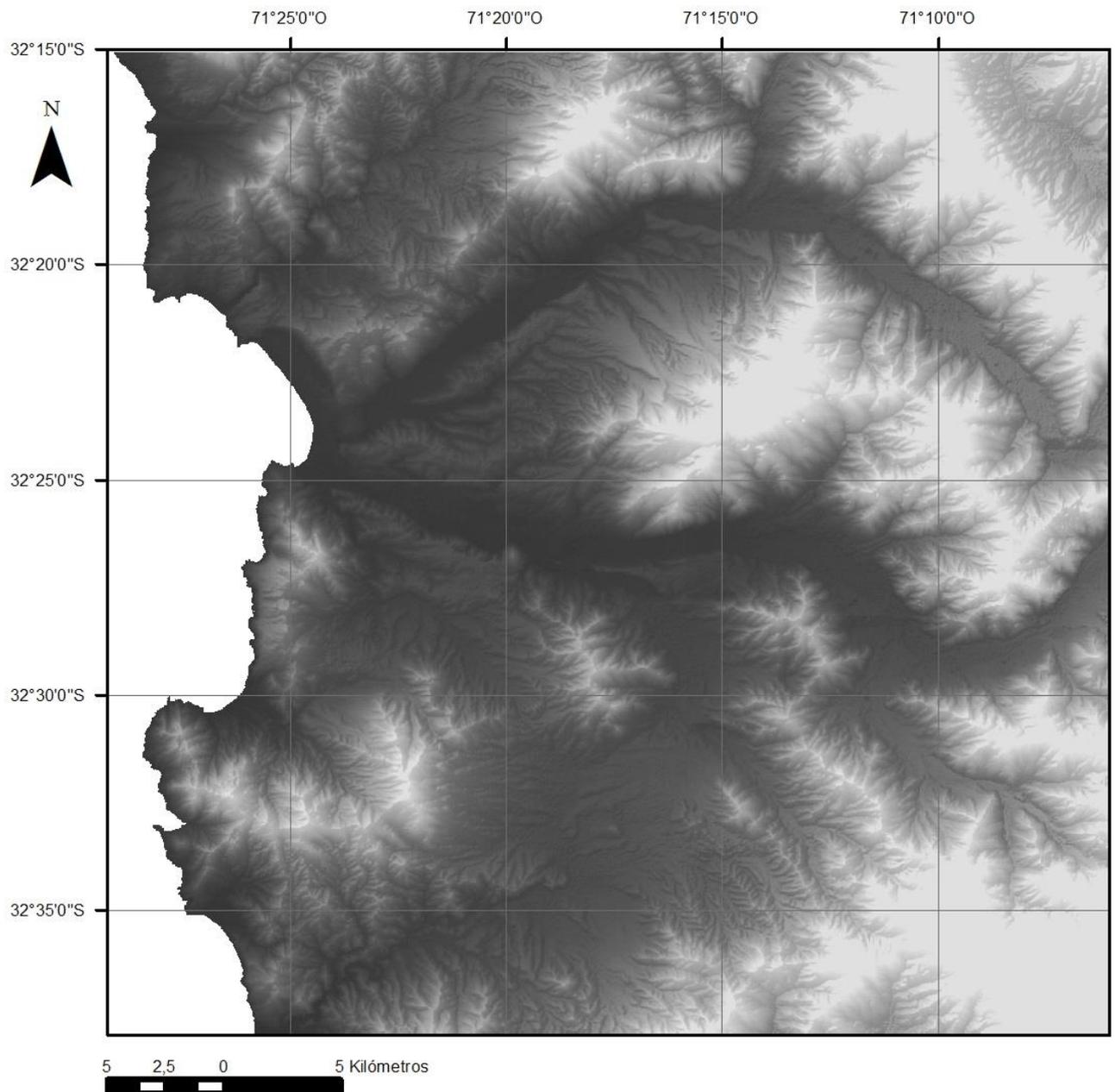
Este problema viene a partir de la fase de recorte, explicada en la sección 3.2.5. Como regla general, las partes colindantes siempre comparten un área en común. Así, la causa de este problema puede tener dos causas posibles: el recorte se realizó incorrectamente, dejando afuera

amplias zonas con datos correctos; o bien, los bordes erróneos, siempre presentes en una extracción, son muy anchos, por lo cual el recorte no pudo abarcar más datos correctos. En el primer, caso la solución es realizar, nuevamente, la fase de recorte procurando, esta vez, abarcar la mayor cantidad de área modelada correctamente. En el segundo caso, debe repetirse el proceso de extracción de una de las partes, de preferencia aquella que fue mayormente recortada, procurando agregar nuevos *tie points* en las zonas del borde que fue calculado de manera errónea y que no permite la superposición con el DEM colindante.

<b>Problema</b>	<b>Posibles Causas</b>	<b>Solución</b>
Error de triangulación	Triangulación entre tres puntos colineales o superpuestos	Calcular una nueva distribución de <i>tie Points</i> o cambiar GCP
DEM en cota errónea	El no uso de GCP durante la extracción o problemas en la georreferencia	Agregar GCP a los parámetros de extracción o arreglar la georreferencia
Elevaciones levemente erróneas en todo el DEM	Presencia de algún dato erróneo, poca representatividad de los datos o estimación errónea de la paralaje.	Revisar georreferencias, GCP, alturas mínima y máxima; ingresar nuevos GCP en altura para calibrar; o bien, ingresar una nueva distribución de <i>tie points</i>
Zona de elevaciones erróneas que incluye un borde	Error de coordenadas en un GCP de extracción o de georreferencia	Encontrar el punto problema y arreglar la coordenada errónea
Elevaciones erróneas en zonas acotadas	Falta de datos	Agregar GCP a la zona involucrada durante la extracción
Truncamiento de altos topográficos	Distribución insuficiente de <i>tie points</i>	Agregar <i>tie points</i> manualmente en zona involucrada
Falsas depresiones o montículos	Distribución insuficiente de <i>tie points</i>	Si la zona se encuentra modelada sin errores por un DEM colindante, recortar dejando afuera el error; Si no, agregar <i>tie points</i> manualmente en zona involucrada
Hoyos o Protrusiones de escala fina	Distribución insuficiente de <i>tie points</i>	Parchar los hoyos por encontrarse en un rango de datos erróneo; para las protrusiones agregar <i>tie points</i> manualmente en zona involucrada, pese a que son difíciles de detectar
Escarpes falsos en zonas de pegado	Diferencias de elevación en zona limítrofe entre dos partes	Si la diferencia de elevación es menor al error dispuesto a aceptar por el usuario, aumentar la distancia de suavizado; si no, reemplazar una de las partes por otra de mejor correlación lateral
Las partes colindantes no comparten una zona en común	Recorte exagerado o error de borde muy ancho en alguna de las partes	Revisar si se puede obtener un área mayor a partir del DEM, previo a la recorte; si no, obtener una nueva extracción agregando más <i>tie points</i> en la zona de error perimetral

**Tabla 1. Resumen de problemas, causas y soluciones posibles durante la construcción de un DEM.**

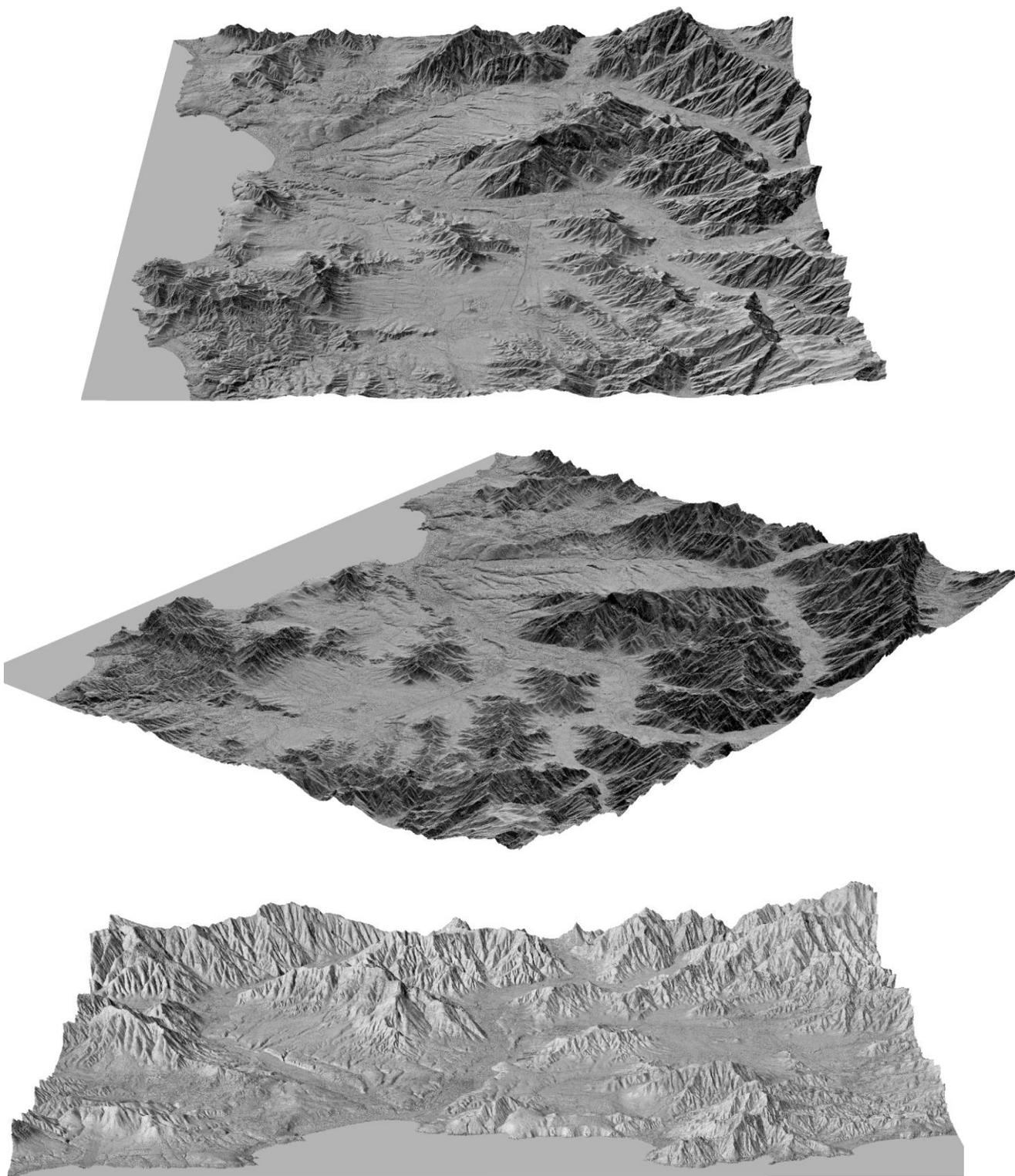
### 3.4 RESULTADOS



**Figura 14. Visualización del DEM resultante a partir del método.** El resultado tiene una resolución de 1 m por pixel. La obtención de este DEM requirió del modelamiento de 18 partes que posteriormente fueron ensambladas. La visualización se realiza en el software ArcGis con una vista sombreada del relieve de Z=1.

#### 3.4.1 Características del DEM

El DEM final, construido en este trabajo, se presenta en las Figuras 14 y 15. La resolución obtenida es de un pixel por metro. Esta resolución permite la observación detallada de morfologías asociadas a elevación y pendiente. El DEM fue construido con referencias espaciales



**Figura 15. Visualización del DEM resultante desde un punto de vista inclinado.** La primera imagen corresponde a una vista hacia el norte, la segunda hacia el noroeste y la tercera hacia el este. Todas presentan una perspectiva con inclinación aproximada de  $45^\circ$ . Cada borde de las visualizaciones representa una longitud de 42 km. La construcción de estas visualizaciones se llevó a cabo por medio de la construcción de un relieve sombreado (*shaded relief*) con una posición de la fuente de luz en los  $315^\circ$  de azimut y  $45^\circ$  de elevación. Esta capa se usó como la superficie visible con una resolución disminuida a 2000 por 20000 píxeles sobre el modelo de elevación.

ajustadas al datum WGS 1984. La zona que cubre el DEM, en términos geográficos, corresponde a la porción continental ubicada entre los 71,48475322°S y los 71,1007177°S, y entre los 32,25118114°O y los 32,63086°O. La contextualización geológica y características de esta zona se presentan en la sección de Marco Geológico (capítulo II). Así, el DEM tiene una extensión de 42.576 m de ancho y 42.093 m de largo, lo cual, con la resolución de 1 pixel por metro, se traduce en un total de 42.576 columnas y 42.093 filas de pixeles para el *raster*.

La cuantificación del error no puede resumirse a un número. El error vertical tolerado por verificación del usuario asciende a 5 m en valles amplios y 15 m en laderas y cerros. Pese a esto, el error alcanzado puede superar estos números teniendo un máximo de 30 m en valles (Figura 16c), y alcanzando valores incluso mayores para laderas y cerros. Con respecto al error horizontal, su cuantificación depende netamente de los desajustes de georreferencia de las fotografías aéreas iniciales, pudiendo ser muy preciso en algunos sectores (cercanos a los puntos de control) o muy impreciso en otros (alejados de los puntos de control). Los problemas asociados al desajuste de georreferencia no fueron abordados en la sección 3.3. Sus consecuencias, presentadas en 3.4.2, dejan en evidencia la dificultad de estimar el error en base a marcadores puntuales.

El DEM cuenta con un alto nivel de los detalles del terreno al haber sido computadas todas sus partes con un nivel 7 de detalle, el cual es el más alto ofrecido por ENVI 4.8. Esto determina un alto nivel de triangulación y creación de pirámides, que permiten, incluso, diferenciar algunos sustratos en función de su textura topográfica.

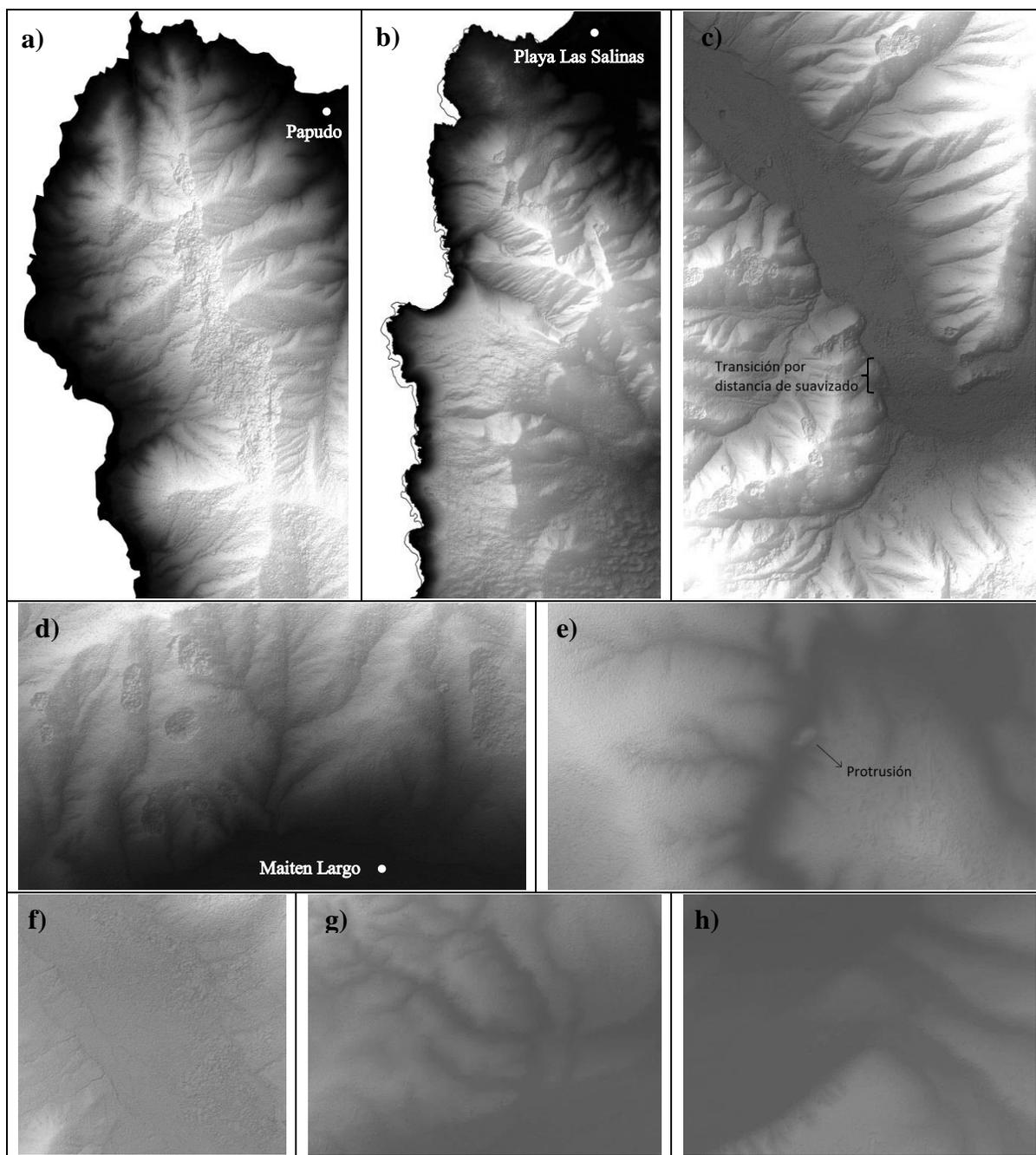
Con respecto a las elevaciones, el DEM presenta una elevación mínima de 0 en zonas costeras y una máxima de 1664 m s.n.m., la cual se encuentra en una zona montañosa hacia la orilla sureste de la zona de estudio. La elevación promedio de la zona de estudio es 313,8 m s.n.m., y la desviación estándar de las elevaciones es de 275,5.

### **3.4.2 Problemas del DEM**

La ocurrencia de problemas sin solucionar en el resultado final puede ser explicada por alguna de las siguientes causas:

- El problema es de escala de detalle por lo que no es detectado con las herramientas del software ENVI 4.8 (Anexo 8.1.3).
- El problema es de escala de detalle y muy abundante, por lo cual su eliminación total no es viable en términos de tiempo.
- El problema es de mediana escala, sin embargo, está dentro de los rangos de error admitidos por el usuario.
- El problema es de escala gruesa y la detección es tardía, por lo que un eventual arreglo implica la repetición de pasos y un considerable aumento del tiempo requerido.

El problema más abundante es el de truncamientos de máximos topográficos locales, presentado en la Figura 16d. Lamentablemente, este error es abundante, a escala de detalle y de difícil visualización. Para ser detectado, requiere una visualización sombreada y de escala más fina que 1:60.000, dependiendo del tamaño del truncamiento. Así, el resultado incluye una alta presencia de este problema. La mayoría de los truncamientos de escala gruesa fueron detectados oportunamente y arreglados, procediendo de la manera sugerida en la sección 3.3.6. Sin embargo, existe un truncamiento mayor que no fue detectado oportunamente, por lo que está incluido en el



**Figura 16. Problemas en el resultado.** a) Truncamiento de escala gruesa que afecta a los cerros ubicados al suroeste de la ciudad de Papudo. Imagen a escala 1:50.000. b) Por desajustes en la georreferencia de las fotografías aéreas el resultado presenta desviaciones con respecto a algunos *shapefiles* como el de la línea de costa presente en la figura. Imagen a escala 1:100.000. c) Escarpe falso que afecta una porción del valle del Río Petorca y que corresponde al mayor error en valles presente en el DEM con un desfase de 30 m entre las partes colindantes. Se observa una transición suave debido a la distancia de suavizado utilizada durante el pegado del mosaico. Imagen a escala 1:90.000. d) Truncamientos de escala fina, es por lejos el error más recurrente en el DEM. Los truncamientos erróneos se observan abundantemente en el modelo al norte de la pequeña localidad de Maiten Largo. Imagen a escala 1:45.000. e) Protrusión mal modelada que se ubica en el trayecto del cauce del Estero Guaquén. Imagen a escala 1:25.000. Su extensión muy acotada, de escala fina, hace sumamente difícil la detección de este tipo de errores. f) Desplazamiento lateral en el valle del Estero Las Palmas generado a causa de un desajuste en la georreferencia. Imagen a escala 1:50.000. g) Repetición de quebradas menores que tributan al Río Petorca hacia el sur. Esto se debe a desajustes en la georreferencia y al uso de una distancia de suavizado amplia. Imagen a escala 1:60.000. h) Relieve fantasma en el borde sur del valle del Río Petorca. Es un caso particular de la repetición recién mencionada donde un rasgo en particular es repetido y disminuido al ser promediado con el fondo de un valle. Imagen a escala 1:30.000. Todas las imágenes están orientadas con el norte hacia el borde superior. Ubicación de cauces mencionados en Fig. 28.

resultado final e involucra el Cerro La Higuera, que se encuentra aledaño a la ciudad de Papudo (Figura 16a). Pese a que la presencia de truncamientos es alta, el uso que se le desea dar al DEM, en este trabajo, es el análisis detallado de planicies, valles y cauces fluviales, por lo que los problemas en las elevaciones de los altos topográficos no deberían tener un impacto importante en el estudio.

Un problema, mucho menos abundante es la generación de pequeñas protrusiones que son detectables con un detalle superior al de una escala 1:10.000. La detección de este problema es complicada por la escala de observación que requiere y por el hecho de que, incluso siendo observadas directamente, estas protrusiones pueden parecer un elemento real de la topografía (Figura 16e). La presencia de estas protrusiones puede conducir a errores de análisis en el estudio, principalmente cuando se encuentran en el fondo de valles o quebradas, ya que pueden deformar el perfil de un cauce. Este problema se tiene en cuenta en la etapa de modelamiento de perfiles longitudinales sobre el DEM generado (sección 4.4).

Un problema que puede acarrear incompatibilidad por parte del DEM son las imprecisiones de la georreferencia de este. La georreferencia final del DEM es construida a partir de la georreferencia de sus partes, las cuales, a su vez, tienen una georreferencia heredada de los GCP de las fotografías aéreas y de la extracción. Así, el modelo podría no ajustarse, de manera precisa, a mapas regionales y *shapefiles* disponibles en la red, tales como líneas de costa o divisorias de aguas, haciendo difícil la compatibilidad del *raster* con otras capas georreferenciadas (Figura 16b). De manera similar, las diferencias de ajuste de georreferencia entre las partes que componen el DEM pueden generar toda una variedad de problemas durante la fase de mosaico, generando errores que están presentes en el DEM final. Estos problemas, derivados de desajustes en las georreferencias, corresponden a:

- Desplazamiento lateral: el desajuste entre las georreferencias de las partes se manifiesta en un desplazamiento perpendicular a un rasgo lineal, tal como un escarpe o un límite fondo de valle (Figura 16f). A modo de ejemplo, un lineamiento continuo de orientación oeste-este, presente en dos DEM colindantes por un borde N-S que presenten un desajuste latitudinal, se observará desplazado en la zona de pegado entre las partes.
- Repetición: debido a problemas en la georreferencia, una referencia o rasgo del relieve está presente a ambos lados del límite entre las partes a pegar, con lo cual, el DEM resultante presenta una repetición del tal rasgo (Figura 16g).
- Relieves “fantasmas”: corresponde a un caso particular de repetición, con la particularidad de que el relieve generado, es el resultado del promedio entre el relieve repetido y una planicie, debido a la distancia de suavizado, atenuando su impacto y generando una morfología “fantasma” de menor elevación (Figura 16h)

Finalmente, el DEM también presenta escarpes falsos debidos a diferencias en los modelos de elevación de ambas partes (Figura 16c). Si bien este tipo de problema se manifiesta de manera similar al escarpe falso por desajuste de georreferencia, es un caso distinto, dado que, en este caso, no existen problemas por georreferencias. La presencia de este problema se corresponde con la situación explicada en la sección 3.3.9, y sus ocurrencias están presente en el modelo final por no ser detectados oportunamente o, porque el error, estimado como la diferencia de elevación de ambas partes para una misma referencia, es menor a 15 metros, que corresponde al error tolerado para este trabajo, salvo en zonas de fondos de valles donde el error tolerado es de 5 metros. Este problema es el que se presume con mayor potencial de impacto para los análisis del estudio geomorfológico, pudiendo ser una fuente de error importante.

## **IV. ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL**

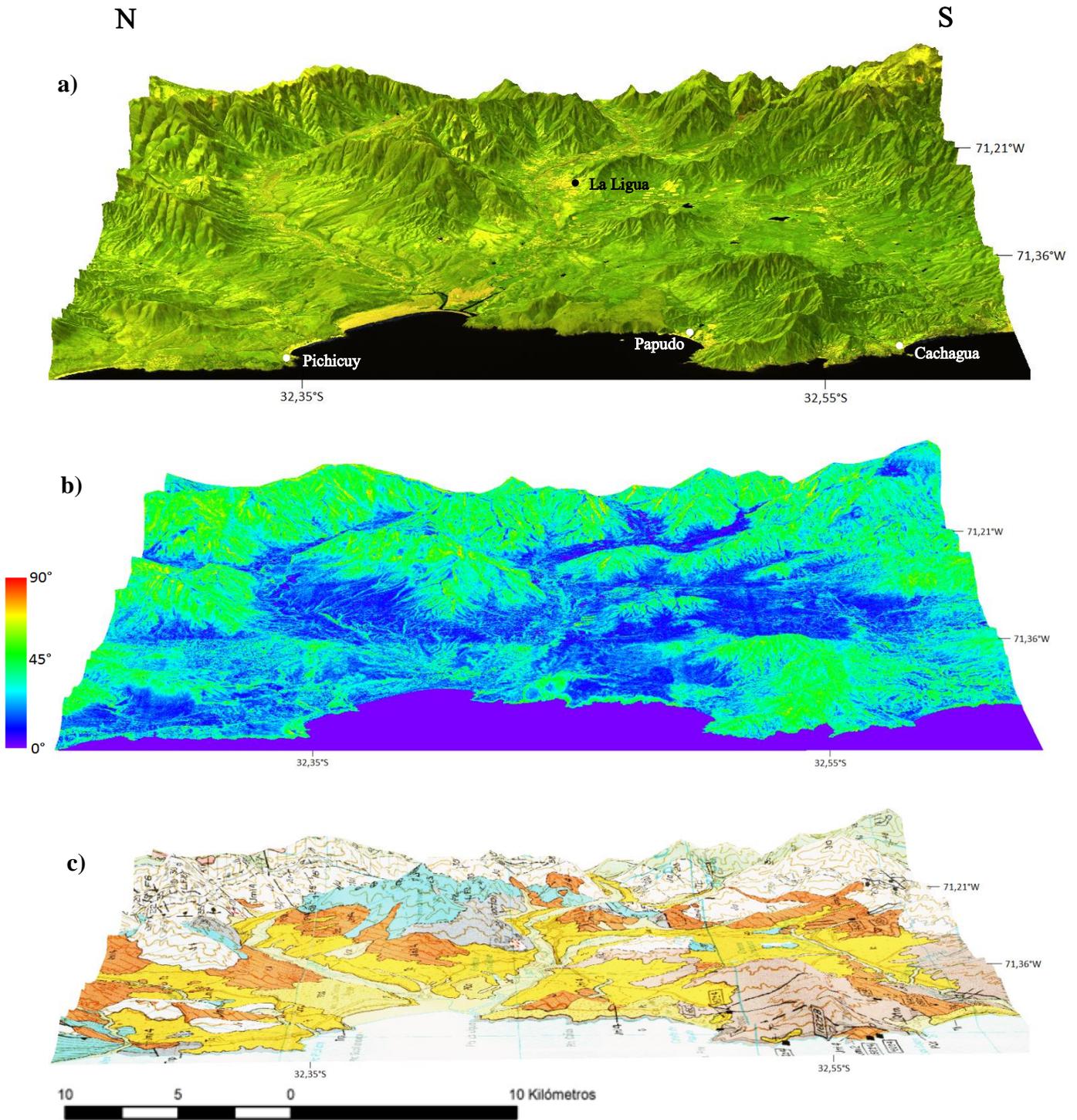
### **4.1 CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO**

En esta sección se presentan las características generales de la zona de estudio que pueden ser identificadas a grandes rasgos, es decir, a una escala de observación que permite abarcar la totalidad del área en cuestión.

En la Figura 17a se pueden observar el relieve y la superficie que caracterizan a la zona por medio del ensamblaje entre una imagen satelital Landsat y el DEM construido en este trabajo. Sobre la superficie se pueden observar los valles y quebradas, asentamientos urbanos, vegetación, acumulaciones de agua y algunas diferencias litológicas. El relieve presenta una alta presencia de altos topográficos, los cuales aumentan en abundancia hacia el este. La orientación de las cuchillas de estos relieves positivos es principalmente noreste y noroeste. De manera análoga, las zonas de baja elevación aumentan hacia el oeste y se encuentran asociadas a valles fluviales de dirección noreste y noroeste.

Al correlacionar estas características generales del relieve con el mapa de pendientes del DEM (Figura 17b) es posible observar que, en términos generales, las zonas de baja elevación se corresponden con las zonas de baja pendiente. De manera análoga, las zonas de mayor elevación presentan las mayores pendientes así como también la mayor parte de las laderas asociadas a estas zonas. Esta es una característica de la zona de estudio que permite descartar la presencia de planicies en elevación, como han sido observadas más hacia el este Escribano (2008). Si bien la escala de colores usada para representar las pendientes contiene un amplio espectro de variación, los colores dominantes en el mapa de elevaciones evidencian un cambio abrupto entre las morfologías de baja pendiente y las de alta pendiente. Esta distinción entre zonas de alta y baja pendiente es un factor de primer orden en la clasificación de geomorfologías. Este trabajo involucra el estudio de las geomorfologías de baja pendiente, por lo que tal distinción cobra relevancia.

La correlación entre el relieve de la zona de estudio y las litologías descritas por Rivano (1996) se presenta en la Figura 17c por medio del ensamblaje entre el mapa geológico (Figura 3) y el DEM construido en este trabajo. Es posible observar que existe un control litológico de las elevaciones lo que permite dar cuenta de un proceso de erosión diferencial que han sufrido las unidades litológicas presentes en la zona de estudio. Lo anterior es válido para la mayor parte de las litologías, exceptuando aquellas de origen sedimentario más recientes que se han depositado en los bajos topográficos. De esta manera, las litologías que en mayor grado han sido afectadas por la erosión corresponden a las granodioritas de las Unidades Cabilolén y Chalinga (Figura 3). Por su parte, las dioritas y gabros de la Unidad Puerto Oscuro (Figura 3), presentan una mayor resistencia a la erosión conformando los cerros que se ubican entre Papudo y Cachagua. Sin embargo, las zonas que contienen los altos topográficos de mayor envergadura se pueden correlacionar con unidades de origen sedimentario marino y volcanoclástico, es decir, con las unidades no intrusivas.



**Figura 17. Visualización 3D de las características de la zona de estudio.** a) Visualización de superficie y relieve de la zona de estudio. Se construyó por medio de la proyección de una imagen Landsat sobre el DEM construido en este trabajo. Las bandas utilizadas de la imagen Landsat para esta figura fueron las bandas 7, 6 y 4 para el sistema RGB, respectivamente. La resolución de la imagen satelital es de 30 m y la del DEM es de 1 m. La exageración vertical está visualizada con un factor de 5. b) Mapa de pendientes de la zona de estudio pegado sobre el relieve DEM. Obtenido a partir del procesamiento del DEM construido en este trabajo. A la izquierda se presenta la escala de colores usada para los valores de la pendiente en grados. La exageración vertical está visualizada con un factor de 5. c) Mapa geológico de Rivano (1996) proyectado sobre el modelo de elevación digital construido en este trabajo. Para identificar las unidades litológicas revisar simbología de Figura 3. Todas las imágenes se presentan orientadas hacia el este y desde un punto de observación elevado con un ángulo de inclinación de aproximadamente 30° hacia el suelo desde la horizontal.

## 4.2 UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

En esta sección se presenta un desglose de las unidades definidas para el mapa geomorfológico de escala 1:100.000 realizado en este trabajo y que se presenta, con una escala de 1:250.000, en la Figura 18. Este mapa involucra sólo aquellas morfologías de baja pendiente y está construido sobre el DEM presentado previamente, el cual es la base para las observaciones y la principal fuente de obtención de datos. También, se consideran aspectos relacionados con la literatura (Paskoff, 1970; Rivano, 1996; Rodríguez *et al.*, 2013), observaciones de terreno y un pre-mapeo realizado con estereoscopia.

### 4.2.1 Pedimento

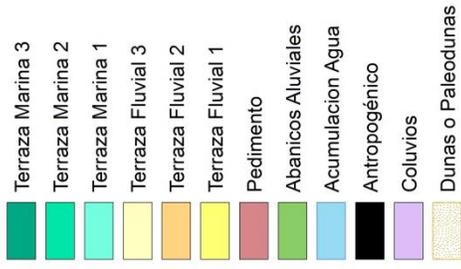
Los pedimentos pueden ser definidos como superficies erosionadas y suavemente inclinadas sobre basamento o antiguos depósitos no consolidados (Dohrenwend y Parsons, 1994). Una definición más específica las define como superficies de erosión de lechos de roca, ligeramente inclinadas y ubicadas en la base de las cadenas montañosas que pueden estar cubiertas por material aluvial (Naranjo, 2014). Además, el pedimento presenta como característica el hecho de ser una zona de transporte y erosión de material desde las zonas altas hacia las zonas bajas, donde generalmente se ubica una planicie aluvial (Troncoso, 2014). Según diferentes autores, se desarrollan principalmente en climas áridos y semiáridos (Dohrenwend y Parsons, 1994) aunque se han reconocido en una gran variedad de ambientes y litologías (Dohrenwend y Parsons, 1994).

Rodríguez *et al.*, 2013 identifica en esta zona dos unidades de origen continental las cuales corresponden a una terraza fluvial superior y un pedimento, siendo una característica distintiva el hecho de que la terraza fluvial superior se ubica en zonas más cercanas al lecho de los ríos y el pedimento más cercano a las paredes de los valles fluviales, con lo cual el pedimento tendría un substrato más bien rocoso. Rodríguez *et al.* (2013), reconoce que pese a que ambas son superficies degradacionales, estas pueden presentar una cubierta aluvial con alta presencia de clastos y con ciertas diferencias en su composición debido a las diferencias en el substrato. Rodríguez *et al.* (2013) las interpreta como una única superficie de aplanamiento en base a la correlación morfológica y sedimentológica, respondiendo ambas al mismo nivel base.

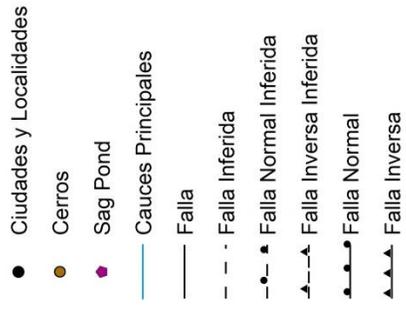
En este trabajo, al igual que en el de Rodríguez *et al.* (2013), ambas superficies son tratadas como una única superficie de aplanamiento, siendo la Formación Confluencia, un depósito poco consolidado, el principal lecho de roca. Esta consideración permite unir ambas superficies como un solo pedimento. Lo importante en este caso, más allá de la definición estricta, es que tal superficie tiene características morfológicas específicas, un proceso de formación coetáneo y que tales características la convierten en un buen marcador geomórfico. Así, el pedimento aquí descrito, corresponde a una expresión morfológica que se caracteriza por una superficie relativamente plana y que responde a un proceso continental de tipo degradacional.

El substrato sobre el que se construye el pedimento incluye unidades intrusivas y volcanoclásticas jurásicas, algunos depósitos sedimentarios cuaternarios y, principalmente, las gravas de la Formación Confluencia de edad Mioceno-Plioceno, las que corresponden a más del 90% del substrato de esta unidad. Su altura varía entre los 70 y los 170 m s.n.m. Esta unidad ocupa un área total de 29.974 representando el 21,8% en área de la zona de estudio y el 60,8% de

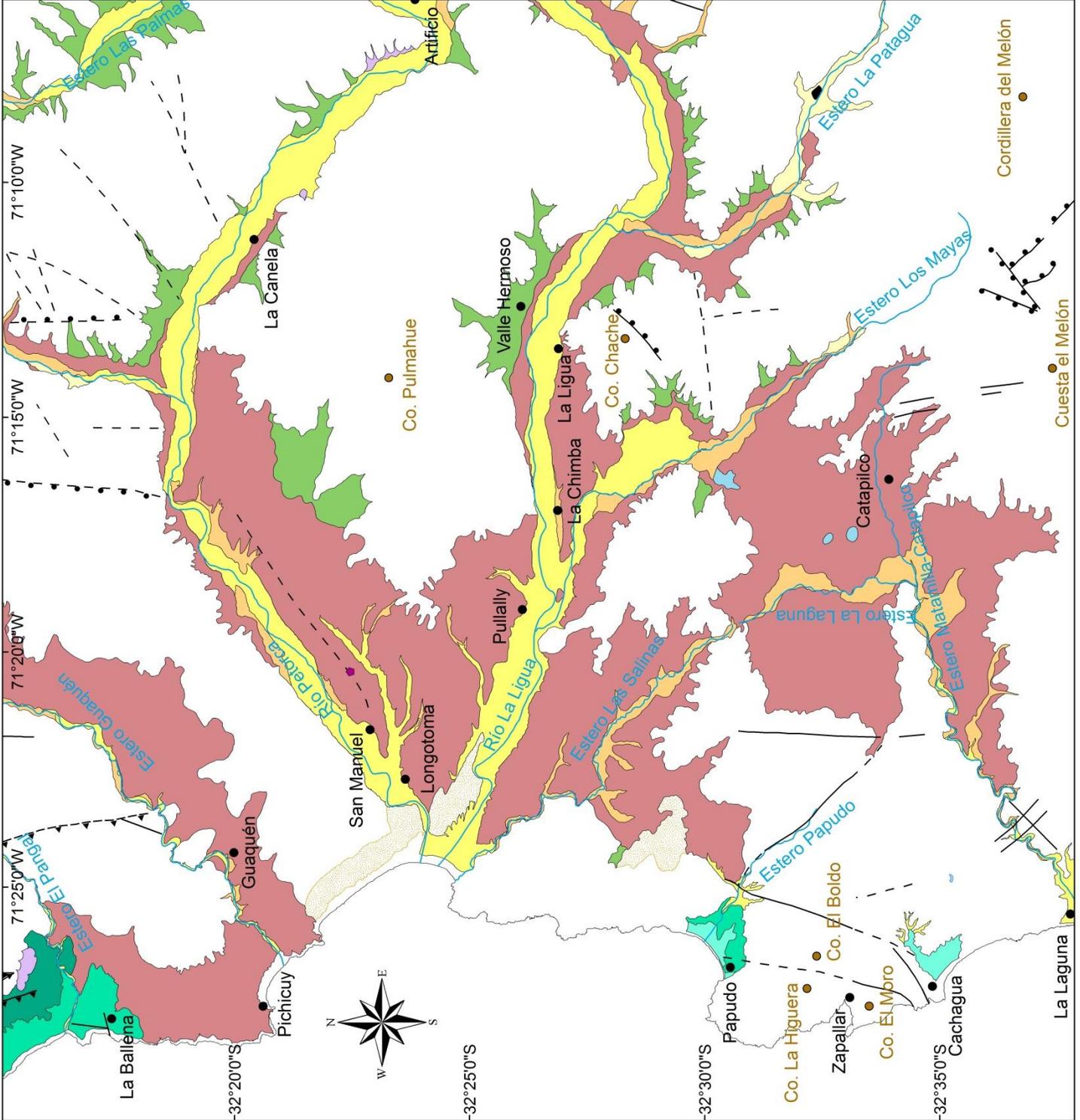
## Unidades Geomorfológicas de baja pendiente



## Simbología



3 1,5 0 3 Kilómetros



las unidades geomorfológicas de baja pendiente, siendo la de mayor extensión y constituyendo así un elemento dominante en el paisaje de la zona de estudio. Tal como es de esperarse, se encuentra ubicado entre la base de los cerros y los lechos fluviales que lo cortan. Su relación, en términos topográficos, con los cerros que lo colindan es una disminución gradual de la pendiente, lograda, en la mayor parte de los casos, por la construcción de abanicos aluviales que aportan el sedimento de la cubierta aluvial del pedimento; mientras que en los valles fluviales de los Ríos Petorca y La Ligua, se detecta fácilmente por encontrarse varios metros por sobre el nivel de los *thalweg* de los ríos principales. Un aspecto interesante a notar es que esta diferencia en elevación es notoria en las zonas más próximas a la costa y va disminuyendo hacia el este debido a que el pedimento tiene una pendiente menor que la presentada por los perfiles longitudinales actuales de los ríos. De esta manera, el pedimento tiende a ser cada vez más difícil de diferenciar de las terrazas fluviales hacia el este, desapareciendo gradualmente aguas arriba (Figura 18). Este fenómeno no ocurre en la Cuenca de Catapilco donde la incisión realizada por las redes de drenaje sobre la planicie es poco profunda haciendo más difícil la distinción en base a elevaciones.

#### 4.2.2 Terrazas fluviales

En este trabajo, las terrazas fluviales son separadas en tres niveles principales (Figura 18). La terraza fluvial I es aquella que se emplaza a la altura de los *thalweg* de los ríos. La terraza fluvial II corresponde a aquella planicie formada durante etapas más antiguas de los ríos, que está en contacto con la terraza fluvial I y que se ubica en un nivel inmediatamente superior a esta misma. En los casos en los que el río circula por una incisión angosta de ancho no mapeable a la escala de trabajo (1:100.000), el nivel de terraza fluvial I queda definido por tal incisión. De esta manera, el nivel de terraza fluvial II queda definido por la superficie previamente degradada por el río que se encuentra colindante a él. También se considera transición entre terrazas fluviales aquellas zonas donde se observaba un cambio notorio en la elevación. De manera similar, la terraza fluvial III es definida con los mismos criterios pero relativos a la terraza fluvial II. Así, las terrazas fluviales II y III son definidas según relaciones relativas a otras superficies, como lo es una terraza inferior y más joven.

Este criterio para clasificar las terrazas fluviales en distintos niveles presenta como limitante el hecho de que muchas superficies son discontinuas. El problema de esto es que dos superficies no continuas que tienen en común ubicarse superiormente a una tercera superficie, no necesariamente son la misma superficie. Es decir, que podrían haberse formado en momentos diferentes y ser, en definitiva, niveles de terrazas diferentes. Así, tratar las unidades de terrazas fluviales II y III como marcadores individuales que dan cuenta de un estadio específico del río es incorrecto. Sin embargo, una determinación específica en el caso de terrazas discontinuas requiere un mapeo a una escala que incluya un mayor detalle, argumentos sedimentológicos o dataciones de las superficies en cuestión. Así, los niveles de terrazas fluviales II y III, vienen a resumir, en realidad, un conjunto de niveles de terrazas de escala mapeable que tienen cierta correlación geomorfológica al poseer elevaciones algunos metros por sobre los niveles de los *thalweg* actuales.

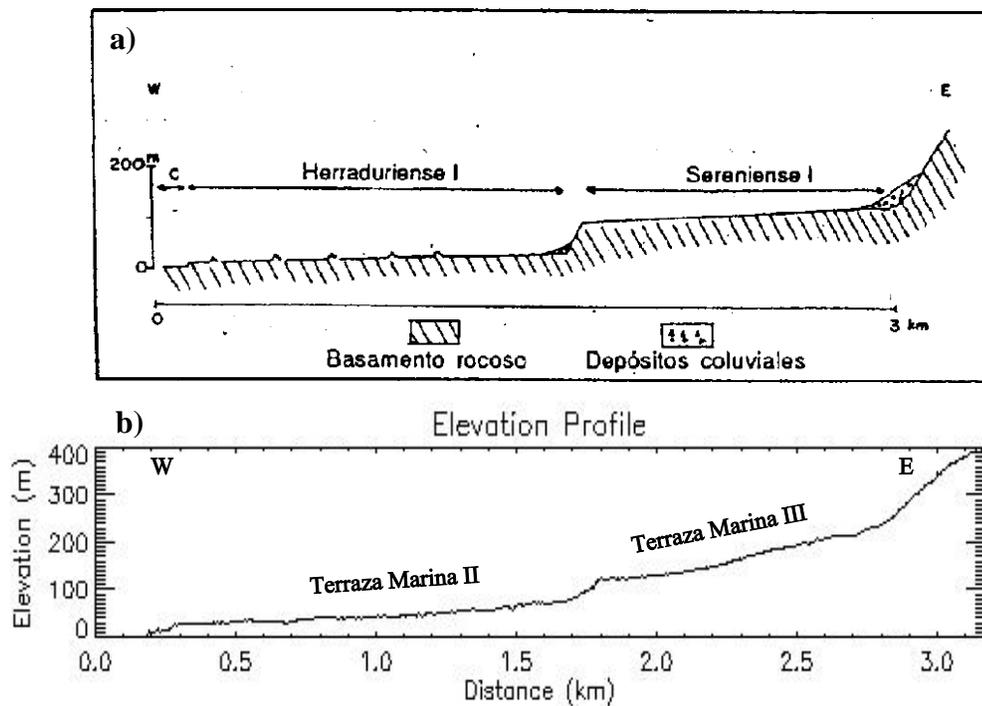
**Figura 18. Mapa geomorfológico de la zona de estudio.** La figura presentada aquí tiene una escala de 1:225.000 con el fin de presentar las morfologías principales abordadas en este capítulo, aunque el mapeo fue hecho a una escala de 1:100.000. El mapa fuera de texto resume todas las observaciones de este trabajo incluyendo el mapeo geomorfológico en su escala original.

La terraza fluvial I ocupa un área de 9.303 ha, que corresponde a un 6,8% de la zona de estudio y a un 18,9% de las morfologías de baja pendiente. La terraza fluvial II ocupa un área de 2.994 ha, que corresponde a un 2,2% de la zona de estudio y a un 6,1% de las morfologías de baja pendiente. Por su parte, la terraza fluvial III abarca un área de 588 ha, con lo cual representa un 0,4% de la zona de estudio y un 1,2% de las morfologías de baja pendiente. La visualización en el mapa de la Figura 18 permite realizar observaciones con respecto a la distribución de estas unidades. La terraza fluvial I colinda con la terraza fluvial II, el pedimento, abanicos aluviales, terrazas marinas, dunas y algunos coluvios. La terraza fluvial II colinda con la terraza fluvial I y III, el pedimento y abanicos aluviales. La terraza fluvial III, por su parte, colinda con la terraza fluvial II, el pedimento y abanicos aluviales. Es interesante notar que las zonas donde las terrazas colindan con abanicos aluviales se concentran hacia el este, mientras que hacia el oeste lo hacen con el pedimento (Figura 18). Este aspecto será abordado en la sección 4.2.4. Además, puede observarse que la terraza fluvial I tiene un comportamiento particular con el pedimento: cuando se emplaza por medio de una incisión fluvial poco profunda sobre el pedimento, como ocurre en el caso de la Cuenca de Catapilco, este nivel de terraza se concentra en las zonas periféricas del pedimento, mientras que, abriéndose paso a través del pedimento, se dispone la terraza fluvial II (Figura 18).

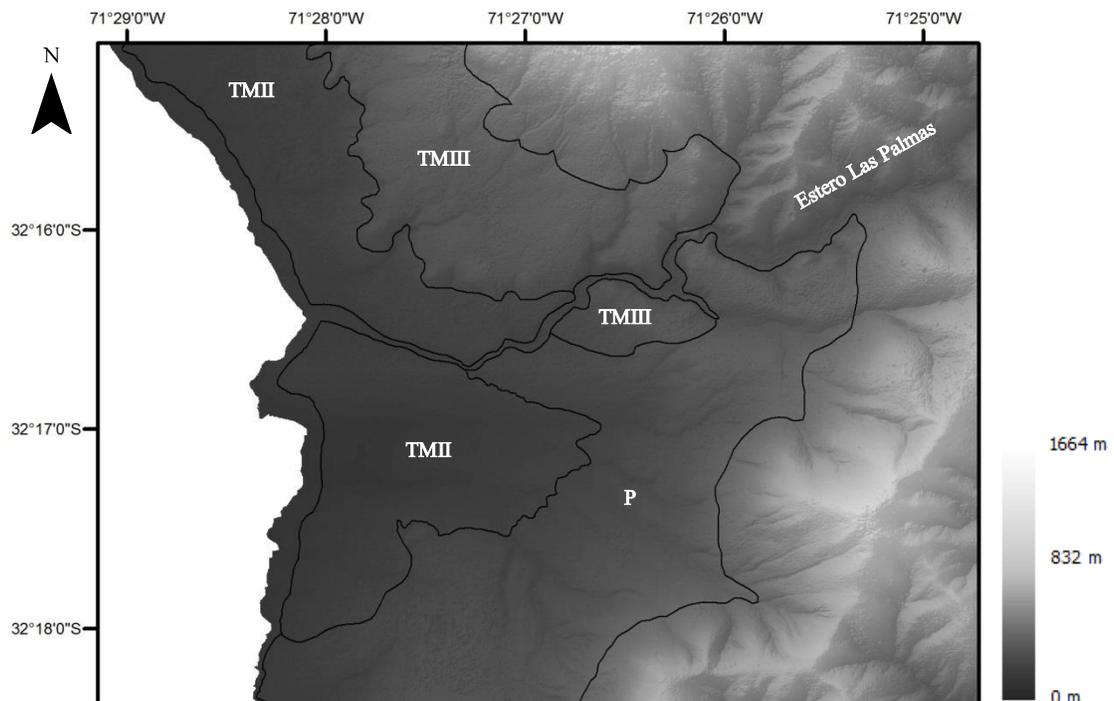
### **4.2.3 Terrazas marinas**

En este trabajo se identificaron tres niveles de terrazas marinas (Figura 18). La de menor altura corresponde a la terraza marina I, la cual se ubica a una altura máxima de 25 m s.n.m., aunque normalmente se observa a alturas de 10 a 15 m s.n.m. y ocupa un área de 267 ha. Sobre este nivel de terraza se emplazan las ciudades de Cachagua y parte de Papudo. La terraza marina II tiene una elevación de 80 m s.n.m y abarca un área de 917 ha. Se ubica en el camino a Los Molles y en parte de la ciudad de Papudo. La terraza marina III corresponde a la de mayor altura identificada en la zona de estudio. Esta unidad está emplazada a una elevación de 230 m. s.n.m., que corresponde a la altura en su punto más alto y abarca un área de 464 ha. En la esquina noroeste de la zona de estudio, a la altura del kilómetro 180 de la Carretera 5 Norte, donde se encuentra el camino a Los Molles, se observa claramente la transición entre estos niveles de terrazas. En la Figura 19 se presenta un perfil realizado por Paskoff (1970) y el mismo perfil trazado en el modelo de elevación DEM construido en este trabajo. Se observa que las elevaciones son levemente más altas que las señaladas por Paskoff (1970).

Debido a sus características específicas, las terrazas marinas II y III se asemejan bastante al pedimento además de presentar cierta continuidad con este en la zona donde colindan debido a que tal nivel de terraza también se encuentra parcialmente pedimentado, haciendo difícil establecer un límite claro entre estas unidades. Para delimitar estas unidades se usaron dos criterios. En primer lugar, se aprovechó la resolución del DEM para realizar un acercamiento que permita un mapeo de mayor detalle para esta zona de mayor complejidad (Figura 20). La elevación de la terraza marina III es mayor que la del pedimento (en esta longitud, pues el pedimento aumenta su elevación de manera gradual hacia el este). A su vez, ambas unidades presentan mayor elevación que la terraza marina II. Se usó una escala de 1:70.000 debido a que la elevación presenta diferencias sutiles que permiten definir los límites (Figura 20). En segundo lugar, se usaron las unidades litológicas. Si bien los procesos formadores de las litologías son previos por lo que solo representan un substrato para la formación de las geomorfologías en discusión, la presencia de la Formación Confluencia evidencia la ocurrencia de procesos fluviales



**Figura 19. Perfil de los niveles de terraza.** Los perfiles están construidos a la altura del kilómetro 180 de la Ruta 5 Norte. a) Se observan los niveles de terrazas marinas Herraduriense I y Sereniense I descritos por Paskoff (1970). b) Perfil obtenido a partir del modelo de elevación digital construido en este trabajo. Las unidades Terraza marina II y III de este trabajo se corresponden con los mencionados previamente.



**Figura 20. Límite pedimento – terrazas marinas.** Criterio de elevaciones para mapeo geomorfológico en la zona de la desembocadura del Estero El Pangal. Las unidades terraza marina I, terraza marina II y pedimento aparecen abreviadas con TMII, TMIII y P, respectivamente. La imagen está orientada con el norte hacia el borde superior y se presenta a una escala de 1:70.000.

previos, definiendo una especie de sector de influencia dentro del cual el cauce pudo desarrollar el proceso erosivo que define, posteriormente, la formación del pedimento. Aunque esto es un supuesto, la correlación observada entre la Formación Confluencia y el pedimento es muy alta, conformando el principal substrato de esta expresión geomorfológica.

La única evidencia de influencia marina cuaternaria fue encontrada en lo que parecía una terraza fluvial ubicada en una quebrada que corta el pedimento y que tributa al Río Petorca (coordenadas 32°22'42"S y 71°20'05"W) donde, en definitiva, se presentan fósiles marinos de conchillas cuaternarias. Este hallazgo se encuentra a 7 km de la línea de costa actual y a una altura de 45 m s.n.m. Su ubicación en la quebrada deja en evidencia que corresponde a un evento posterior a la formación del pedimento, y se debería a procesos transgresivos menores que tienen como resultado una intercalación de niveles continentales y marinos al interior de algunos valles y quebradas. Sin embargo, la pequeña extensión, acotada al interior de quebradas, y complejidad, al presentarse intercalada con niveles fluviales no permite la definición de un nuevo nivel.

#### **4.2.4 Abanicos Aluviales**

Los abanicos aluviales presentes en la zona de estudio son variables en extensión. Entre todos cubren un área total de 3.441 ha, lo cual representa el 2,5% de la zona de estudio y el 7% de las morfologías de baja pendiente. En general, presentan una pendiente variable, que disminuye en la misma dirección en la que disminuye la elevación, y que, además, depende de la pendiente de la superficie sobre la cual son construidos. Los abanicos se ubican en zonas donde existen cambios de pendiente abruptos, tales como la transición ladera de cerro – valle fluvial o cerro – pedimento (Figura 18).

Los abanicos aluviales colindan con el pedimento, con las terrazas fluviales y con un depósito de paleoduna, con el cual sólo comparte un borde. Hacia el este, los abanicos aluviales son cortados directamente por los ríos, mientras que hacia el oeste los abanicos se reducen en presencia y tienden a colindar con el pedimento. Esto se puede deber al hecho de que el pedimento desaparece hacia el oeste y al hecho de que existen menos altos topográficos con cambios abruptos de pendiente hacia el oeste, razón por lo cual no existirían condiciones ideales para el desarrollo de abanicos más hacia el oeste. Esta unidad es la principal responsable de la cubierta aluvial que se observa sobre el pedimento. Esta unidad representa la ocurrencia de procesos recientes y aun activos. El material no consolidado que constituye esta unidad corresponde principalmente a gravas en una matriz fina. De esta manera, cuando la cubierta aluvial se emplaza sobre una porción de pedimento construido sobre la Formación Confluencia la identificación entre estas unidades es sumamente complicada. En términos morfológicos, también puede ser complicada la identificación entre estas unidades, ya que la pendiente de los abanicos se suaviza en la medida que converge al pedimento.

#### **4.2.5 Coluvios**

En esta unidad se incluyen solo los conos de deyección. Existe una gran cantidad de material coluvial que se presenta como cubierta coluvial sobre la ladera de los cerros. Sin embargo, este material no fue incluido en el mapeo geomorfológico debido a su distribución caótica, sin morfología característica. De esta manera, el material coluvial presente en conos de deyección es poco abundante en la zona de estudio, cubriendo un área total de 112 ha, lo cual representa el 0,1% de la zona de estudio y el 0,2% de las morfologías de baja pendiente. Si bien

la pendiente de estos depósitos es variable, presentan una pendiente mayor que los abanicos aluviales, siendo este uno de los criterios usados para su distinción.

#### **4.2.6 Dunas y Paleodunas**

En el sector más costero de la zona de estudio existe una serie de depósitos dunarios que incluyen un campo de dunas activo y un depósito cuaternario de paleodunas. El sistema dunar de Longotoma se encuentra en la desembocadura de los Ríos Petorca y La Ligua en las proximidades de la localidad de Longotoma (Figura 18). Este depósito abarca un área total de 794 ha y está cortado por el Río Petorca, presentando distintas morfologías al norte y al sur de esta incisión. En definitiva, al norte del Río Petorca presenta dunas parabólicas con superposición transgresiva de estas mismas y tipo *dikaka*, las cuales permiten definir una dirección predominante del viento este-noreste. Hacia el sur de la incisión se tiene la presencia de dunas barjanoides, parabólicas y longitudinales, las cuales se disponen acorde a una dirección de viento predominantemente este-sureste. Cabe destacar que actualmente los vientos predominantes son NNE. Esta diferencia puede explicarse por haber sido formadas por distintos pulsos con cambios importantes en la dirección dominante del viento (Veloso, 2005) o por el encajonamiento de los vientos hacia el interior del valle fluvial del Río La Ligua (Paskoff, 1970). El depósito de paleodunas, por su parte, se encuentra ubicado hacia el este del Cerro La Higuera, razón por la cual el depósito se encuentra relativamente aislado de la influencia eólica de vientos procedentes del oeste. Este depósito fue detectado en el DEM por medio de la textura rugosa que presenta la topografía. Pese a esto, no es posible definir tipos de dunas específicas que lo conformen, debido a la acción erosiva y al desarrollo de vegetación superficial. Además del depósito mencionado, existen otras locaciones con material sedimentario de proveniencia eólica (Rivano, 1996). Sin embargo, en los demás casos los depósitos no han conservado las geomorfologías asociadas a la acción eólica que las formó, sirviendo de substrato, incluso, para otras expresiones geomorfológicas tales como el pedimento.

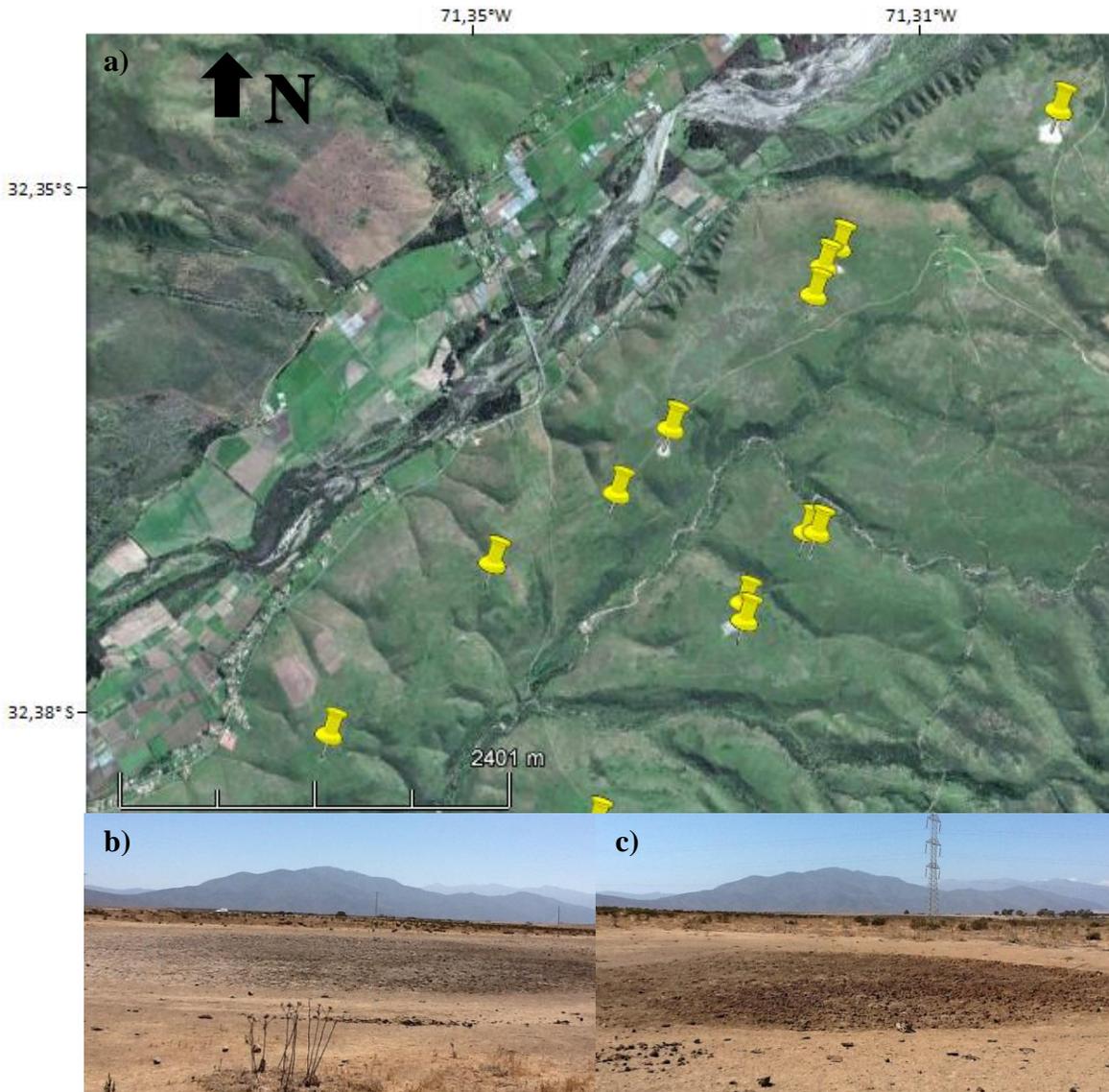
Pese al interés que pueda suscitar el estudio de las morfologías dunarias, no se entrará en mayor detalle en este aspecto dado que no representa una fuente de obtención de datos aplicables al estudio morfoestructural. Más detalles en lo respectivo al campo dunar de Longotoma y su evolución son abordados por Veloso (2005).

#### **4.2.7 Relieves positivos de alta pendiente**

Esta unidad no fue incluida en el mapa geomorfológico debido a las altas pendientes que presenta. Esta condicionante para el mapa geomorfológico permite acotar tanto las unidades presentadas, como la escala de tiempo que se maneja en este trabajo, ya que los procesos orogénicos que permitieron la formación de esta unidad son considerablemente más antiguos que los que dieron lugar a la formación de las unidades anteriormente presentadas.

La unidad corresponde a los cerros y relieves positivos mayores de la zona de estudio, junto con sus laderas respectivas. El punto de mayor elevación de la zona de estudio se encuentra a 1664 m s.n.m en la esquina sureste de la zona de estudio donde queda incluida una porción del cordón montañoso llamado Cordillera del Melón. Otros cerros importantes en la zona de estudio corresponden a los cerros: Pumalhue y Chache, ubicados al norte y sur de La Ligua respectivamente; el conjunto de cerros aledaños a Papudo que incluye los Cerros El Boldo y La Higuera; y la Cordillera del Melón, ubicada en el sector sureste de la zona de estudio (Figura 18).

Las morfologías que determinan estos cerros corresponden a relictos de superficies formadas durante procesos más antiguos. En particular, Escribano (2008) identifica al menos dos niveles que por su altura serían correlacionables con otras superficies ubicadas hacia el este. En ese trabajo, se argumenta que, debido a las relaciones laterales que se observan en las superficies ubicadas más al este, corresponderían a antiguas terrazas del tipo *strath* formadas al interior de valles fluviales y que ahora se encuentran alzadas, teniéndose elevaciones que varían entre 1000 y 1300 m s.n.m. y entre 750 y 800 m s.n.m. para cada superficie identificada.



**Figura 21. Depresiones de escala fina.** a) Distribución de las depresiones obtenidas desde GoogleEarth. Se presentan alineadas con el tributario siguiendo la dirección del tramo final del Río Petorca. b) Fotografía de una de las depresiones observadas ubicada a los  $31^{\circ}23'19''S$  y  $71^{\circ}20'01''O$  con una extensión de 105 m. La fotografía fue tomada hacia el norte. c) Fotografía de otra depresión con material más fino y grietas de desecación. La depresión se encuentra ubicada en los  $32^{\circ}23'52''S$  y los  $71^{\circ}20'02''O$  y tiene un diámetro máximo de 70 m. De fondo se observa la superficie del pedimento ubicada algunos metros por sobre la depresión. La fotografía fue tomada hacia el norte.

### 4.3 SINGULARIDADES MORFOLÓGICAS

En esta sección se presentan algunas ocurrencias morfológicas particulares de la zona de estudio que son independientes de la escala del mapeo presentado en la sección anterior. Las características aquí presentadas son de particular interés para buscar evidencias de deformación activa.

#### 4.3.1 Depresiones de escala fina

Las morfologías más antiguas presentes en el interior del valle del Río Petorca han sido afectadas por el desarrollo de un proceso generalizado de pedimentación. La superficie resultante se observa a lo largo de toda la zona de estudio y sirve como marcador geomórfico. Una característica geomorfológica de escala fina que se puede observar reiteradamente en el tramo final del valle del Río Petorca es la presencia de pequeñas depresiones que se forman en la superficie del pedimento (Figuras 21b y 21c)

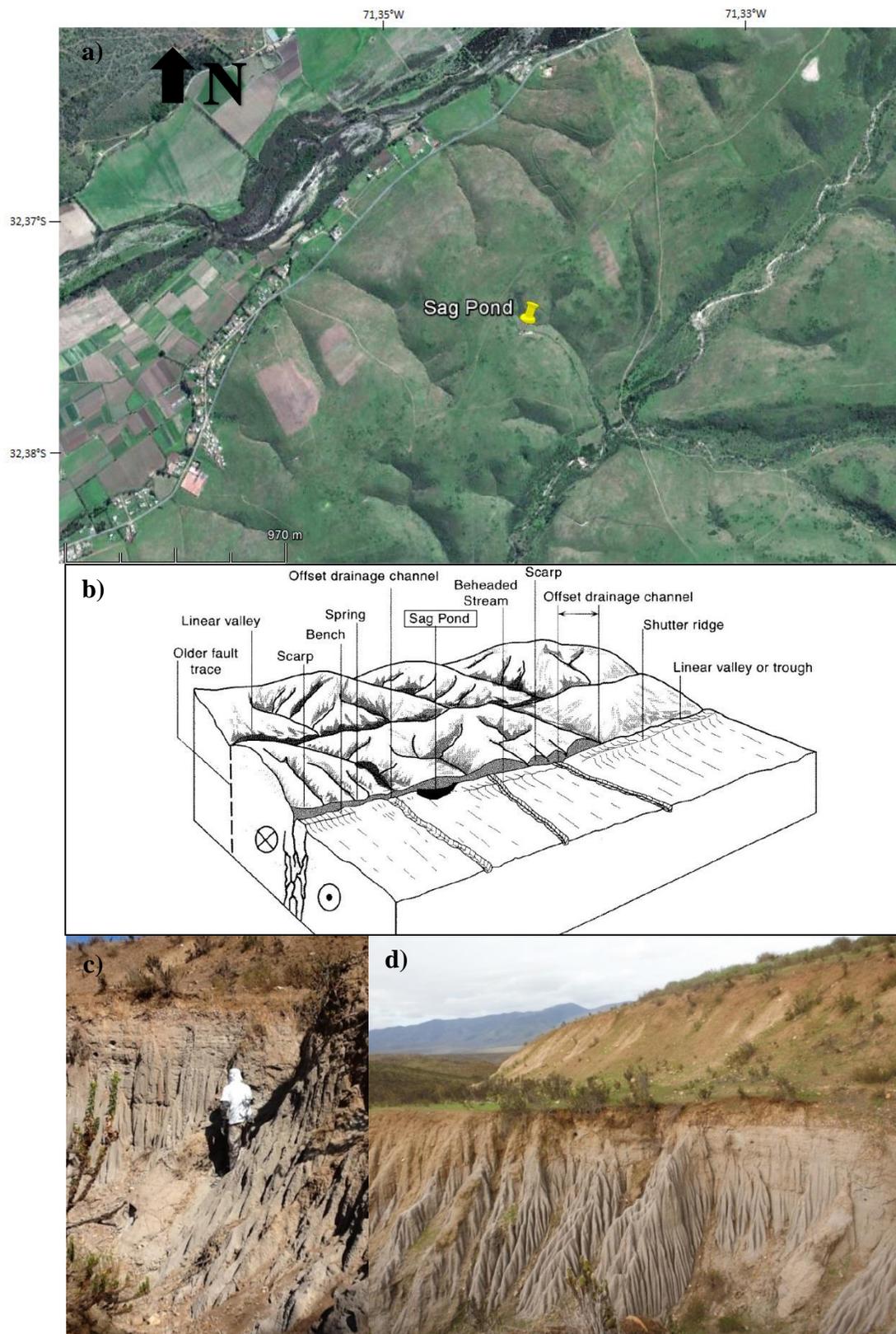
Estas depresiones presentan un diámetro variable entre 20 y 100 m en su eje horizontal mayor. Además, el sedimento que presentan en su interior es muy fino, mayoritariamente de tamaño limo. La depresión que presentan es poco significativa en elevación, llegando a poco más de dos metros en los casos más notorios. Sin embargo, esta pequeña depresión en una superficie relativamente plana, como lo es el pedimento, determina que parte del agua se acumule en estos sectores, arrastrando consigo el tipo de sedimento que se puede observar en su interior. Lo que destaca de estas depresiones es su distribución, ya que se ubican a una distancia entre 0,5 y 2 km del borde del pedimento erosionado por el Río Petorca, definiendo una orientación noreste subparalela al cauce del Río (Figura 21a).

#### 4.3.2 *Sag Pond*

Los *sag ponds* se encuentran a menudo en zonas de falla y generalmente están asociados a la subsidencia entre los dos bloques de una falla (Keller, 1996). En la zona de estudio, y más particularmente, en el valle del Río Petorca, se emplaza un depósito sedimentario que podría corresponderse con este tipo de morfología (Figura 22).

El depósito presenta una granulometría de arena fina de muy buena selección con 55% de cuarzo, 25% de feldespatos y 20% de líticos. Cabe destacar que también hay presencia de arcillas, las cuales están en muy menor cantidad y cuya presencia varía a lo largo de la columna, observándose más hacia el techo. El depósito presenta hacia el techo cierta laminación paralela, lo cual podría indicar un aumento del régimen de energía, aunque éste no se ve reflejado en un aumento del tamaño de grano.

Un aspecto importante a considerar al analizar las características del depósito es el material de relleno y su posible fuente de proveniencia. Dado que el depósito se emplaza en la Formación Confluencia, las arenitas que lo componen marcan una diferencia composicional inmediata. Por una parte, está claro que el material proviene, en primera instancia, de los intrusivos graníticos jurásicos. Dada la cercanía con depósitos eólicos de paleodunas y su similitud granulométrica y composicional podría interpretarse, a priori, como un depósito eólico. Sin embargo, no se observan estructuras sedimentarias características de un depósito eólico como



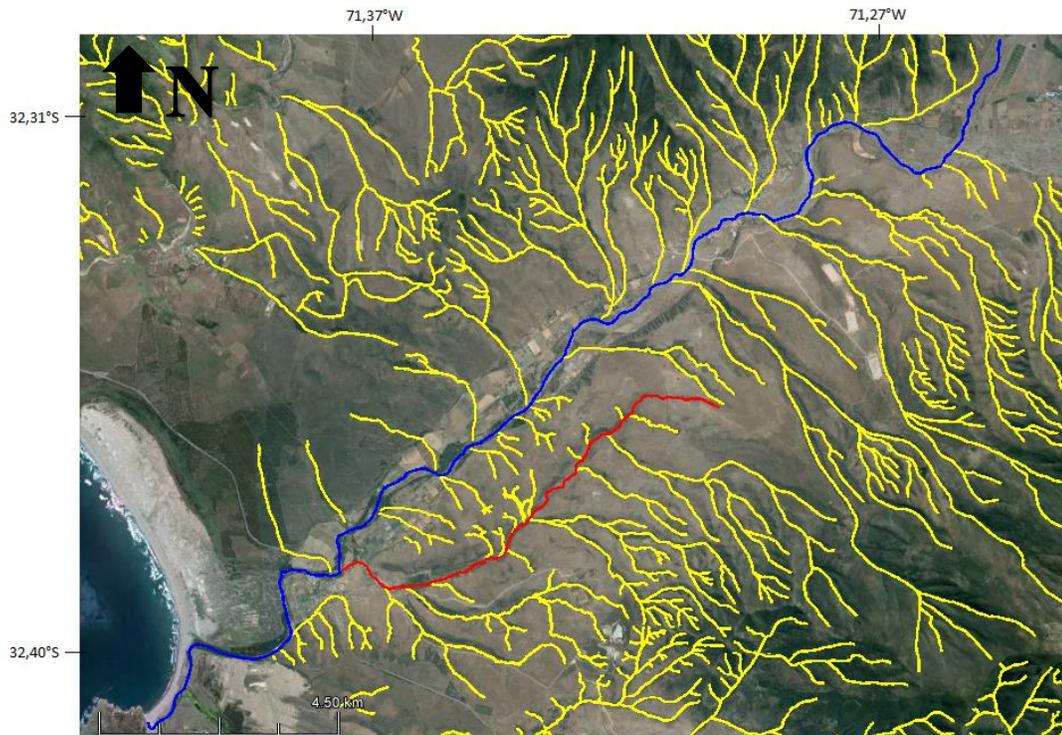
**Figura 22. Sag Pond.** a) Ubicación de posible *sag pond*. La imagen fue tomada desde GoogleEarth. Las coordenadas de este punto son 32°22'29"S y 71°20'23"O. b) Geomorfologías asociadas a deformación en sistemas de fallas de rumbo. Tomado de Burbank y Anderson (2001). c) Reconocimiento realizado en el depósito. Corresponde a un depósito de arena muy fina con laminación paralela hacia el techo. La fotografía fue sacada hacia el sureste. d) Posible *sag pond* con cubierta aluvial. La columna tiene una altura de 4 m. La fotografía fue sacada hacia el sureste.

estratificación cruzada. Por el contrario, se puede observar una laminación paralela hacia el techo del depósito (Figura 22c). Finalmente, otra característica interesante que tiene este depósito es su alineación con las depresiones de escala fina anteriormente presentadas.

### 4.3.3 Tributario subparalelo al Río Petorca

Inmediatamente al sur del Río Petorca y cortando la superficie del pedimento se encuentra un valle fluvial de menor envergadura, el cual tiene una orientación subparalela al Río Petorca, al cual tributa (Figura 23).

El tributario en cuestión fluye hacia la dirección regional de máxima pendiente, por lo cual su disposición no puede asociarse de manera concreta a una anomalía o perturbación. Sin embargo, existen ciertos aspectos que llaman la atención con respecto a su disposición. En primer lugar, el patrón dendrítico observado en toda la zona de estudio, no se distingue claramente para este tributario, el cual, responde, más bien, a un patrón de drenaje paralelo al converger de manera casi paralela al río al cual tributa. El patrón de drenaje paralelo se forma en zonas con alta pendiente o donde las morfologías adquieren una orientación paralela a la pendiente regional (Keller, 1996). Tal como se puede observar en la Figura 23, el tributario en cuestión es un caso singular. Este tipo de situaciones o configuraciones ha sido usada en algunos estudios para sugerir perturbaciones o anomalías de las redes de drenaje (Troncoso, 2014). Además, en algunos de los cauces que le tributan, se observan direcciones de flujo completamente opuestas a la pendiente regional dominante.



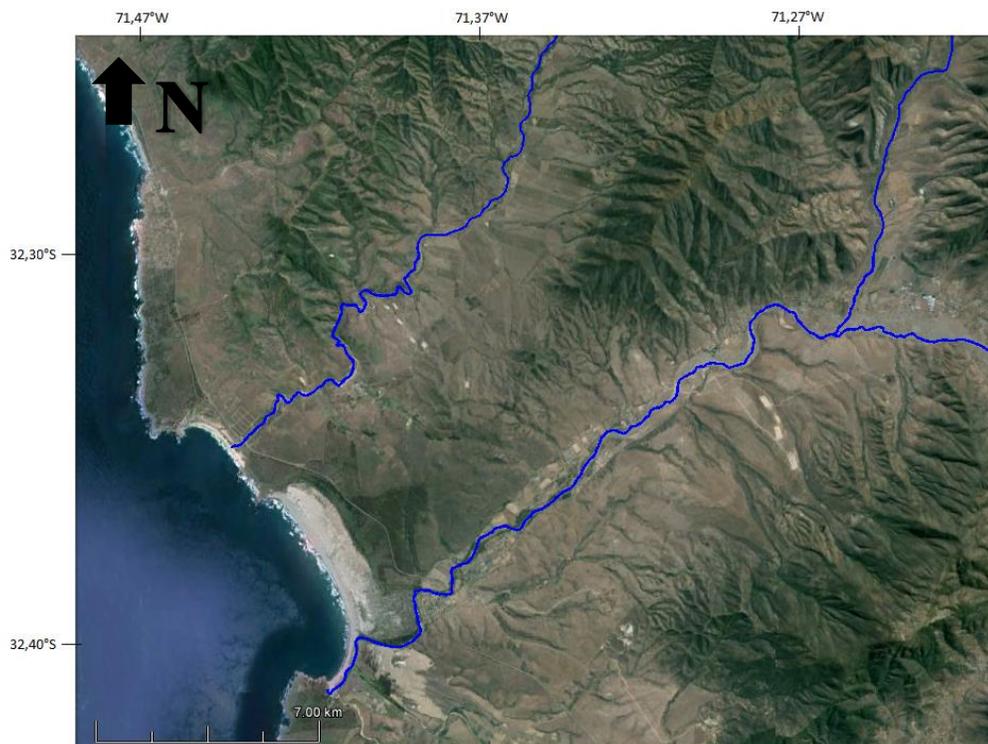
**Figura 23. Tributario perturbado en trazado de redes de drenaje para segmento final del Río Petorca.** La imagen fue obtenida desde GoogleEarth y los cauces presentados se identificaron durante un pre mapeo en GoogleEarth. El Río Petorca se muestra en azul, mientras que sus tributarios se presentan en amarillo. Existe un tributario, presentado en color rojo, que tiene una dirección paralela al Río Petorca.

Otra característica que presenta este tributario, y ya comentada previamente, es que las terrazas fluviales que se ubican en este valle se intercalan con niveles marinos fosilíferos. Esto probablemente se debe al establecimiento de periodos transgresivos que permitieron el ingreso del mar hasta, por lo menos, unos 7 km desde la actual línea de costa hacia el continente al interior de los valles.

#### 4.3.4 Asimetría del pedimento

Una característica que destaca al delimitar los límites de la cuenca de drenaje del Río Petorca es su asimetría en el tramo final. La extensión de las terrazas fluviales antiguas afectadas por el proceso de pedimentación es bastante más amplia hacia el sur que hacia la orilla norte, donde la expresión de esta superficie es más reducida en términos de área. Esto se traduce, finalmente, en que el thalweg del río, el cual pasa por el punto más bajo del perfil transversal cóncavo de la cuenca, esté mucho más cercano al límite norte de la cuenca de drenaje (Figura 24).

Esta característica es un rasgo dominante en la zona de estudio (Figura 18), salvo para el caso del Río La Ligua. En la Figura 24 se observa que esta característica se repite para el Estero Guaquén: hacia la orilla sur del cauce se tiene desarrollo de pedimento, mientras que hacia la ribera norte el estero está en contacto directo con laderas de cerros. Algo similar ocurre hacia el norte de la zona de estudio, a la latitud de los  $32,12^{\circ}\text{S}$ , donde se tiene un amplio desarrollo del pedimento en la ribera sur del Río Quilimarí. Sin embargo, en este caso, tal extensión del pedimento no se traduce en una asimetría de la cuenca hidrográfica.



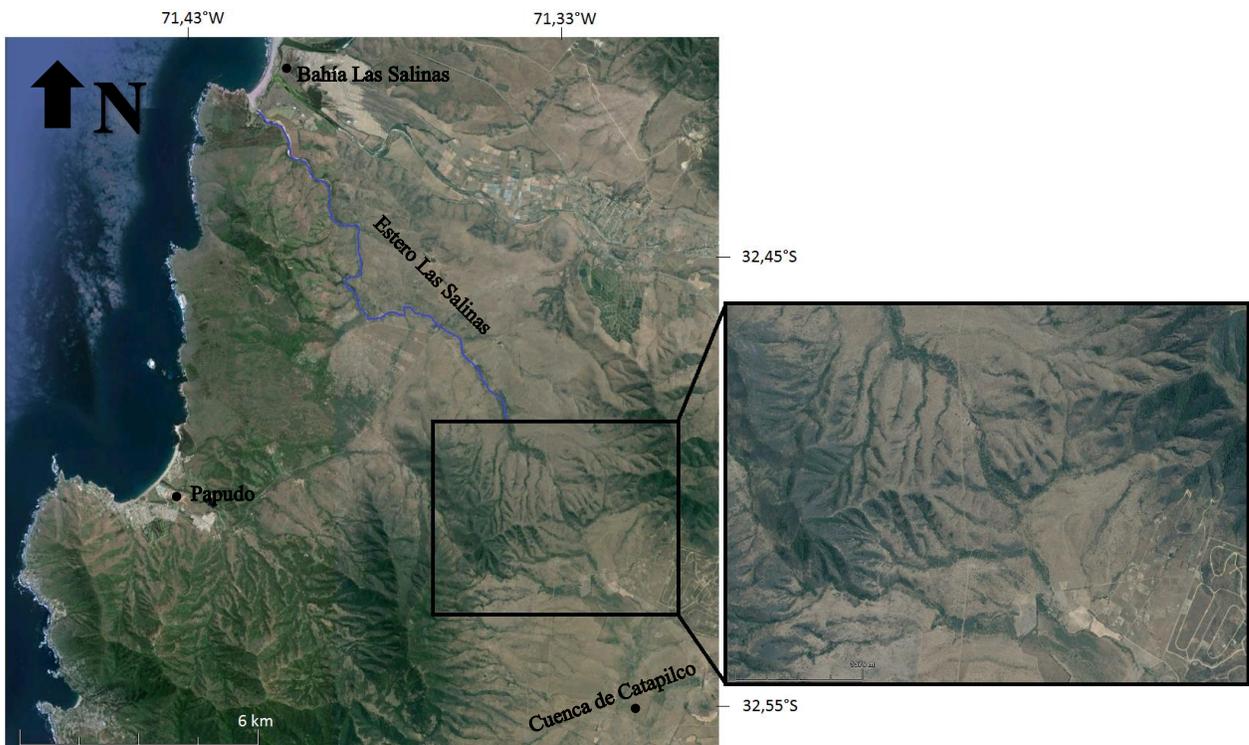
**Figura 24. Asimetría del pedimento en valles de Río Petorca y Estero Guaquén.** En ambos casos se traduce en una asimetría del segmento final de las respectivas cuencas hidrográficas. La imagen fue obtenida desde GoogleEarth.

### 4.3.5 Competencia y captura de cauces

En el límite norte de la Cuenca de Catapilco se tiene una configuración para los cauces del drenaje que resulta interesante por las características de la erosión y su relación con los altos topográficos presentes en este sector (Figura 25). Este sector corresponde a un límite entre dos cuencas de drenaje colindantes. La línea divisoria de aguas entre estas cuencas pasa por los puntos más altos de un cordón montañoso. Sin embargo, este relieve positivo está cortado por una incisión, la cual altera los límites entre estas cuencas al determinar que algunos cauces, aparentemente pertenecientes a la Cuenca de Catapilco, fluyan, en realidad, hacia el norte cruzando el camino a Papudo y desembocando en la Bahía Las Salinas (Figura 25).

La incisión de este alto topográfico se construyó como consecuencia de un retroceso erosivo. Este retroceso erosivo pudo estar impulsado tanto por cambios en la elevación de todo o parte del sistema o por cambios eustáticos con la consiguiente alteración del nivel base. Esto permitió posteriormente la captura de los cauces más cercanos de la cuenca colindante alterando, de momento, los límites entre estas cuencas. Esto podría tener implicancias futuras en el desarrollo de los perfiles longitudinales de los cauces que conforman las cuencas involucradas, dado que altera el área en la que se desarrolla el drenaje, y con esto, el volumen del flujo para ambas cuencas.

Esta configuración representa así un proceso de competencia y captura plenamente activo, que fue desencadenado por el desarrollo de una incisión por retroceso erosivo. Presenta un interés



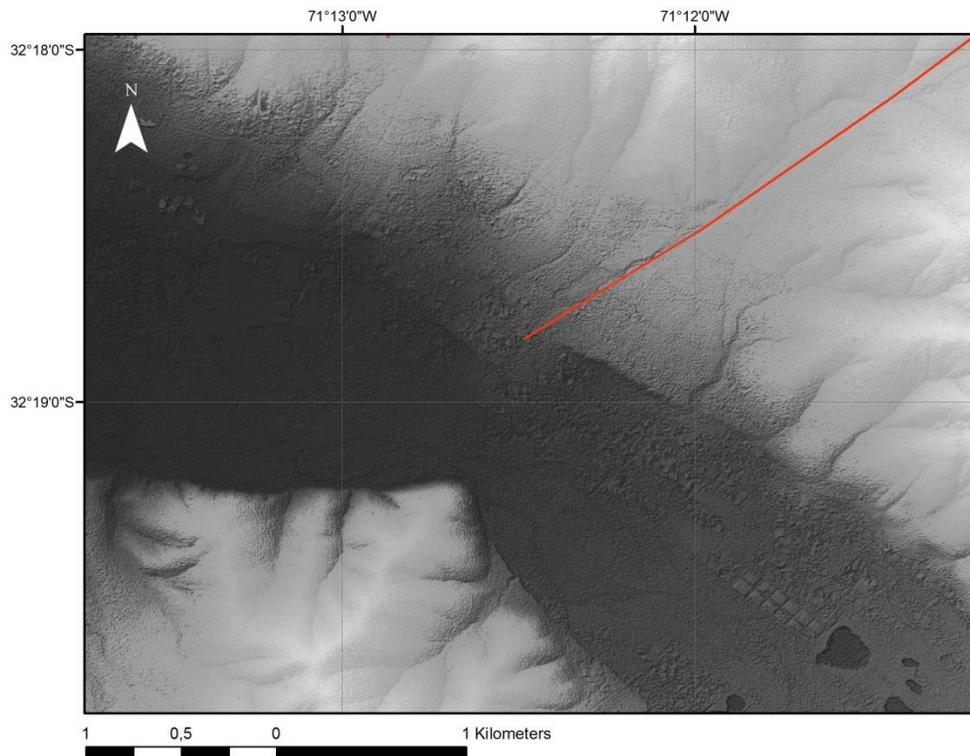
**Figura 25. Competencia y captura de cauces.** Imagen obtenida desde GoogleEarth y modificada. Se presentan las referencias visuales mencionadas en el texto y un acercamiento a la cuchilla de altos topográficos de dirección ENE. Notar que un cauce al sur de esta cuchilla aparece drenando hacia el noroeste por el Estero Las Salinas en lugar de drenar hacia la cuenca de Catapilco.

por encontrarse en el límite entre dos cuencas, lo que permite visualizar, también, una competencia e invasión entre las cuencas. La situación planteada es detectada en GoogleEarth por el desarrollo de la vegetación y corroborada con el modelamiento del cauce sobre el DEM en el software RiverTools.

#### 4.3.6 Frente de abanico aluvial

En el valle del Río Petorca se encuentra un abanico aluvial con una disposición que llama la atención en términos morfológicos. El abanico se encuentra emplazado en uno de los valles que tributan al Río Petorca por su ribera norte en una zona donde el río presenta una gran curvatura (Figura 26). El frente de este abanico presenta un corrimiento de unos 250 m. Además, sobre la traza del corrimiento pasa una falla de rumbo mapeada por Rivano (1996).

Existen varias interpretaciones posibles para esta configuración. Una de ellas es que este desfase sería la consecuencia de una reactivación cuaternaria de la falla de rumbo con un desplazamiento sinistral lo que habría deformado el abanico. Otra causa posible es la erosión por parte del río, proceso en el que pudo ejercer algún control la falla antigua. Finalmente, está la posibilidad de que la extensión que provoca el desfase no sea en realidad la continuación inferior del abanico, si no que corresponda a una superficie previamente pedimentada o la extensión de un abanico colindante que pudo haber sido cubierto parcialmente por material aluvial del abanico en cuestión. Para dilucidar las causas de esta singularidad se requiere de un análisis sedimentológico de detalle el cual no se realizó en este trabajo.



**Figura 26. Frente de abanico aluvial y falla de rumbo.** La falla inferida por Rivano (1996) aparece representada por la línea roja. La imagen fue obtenida a partir del DEM construido en este trabajo y aparece visualizada por medio de un efecto sombreado del relieve de  $Z=0,7$  en el software ArcGis.

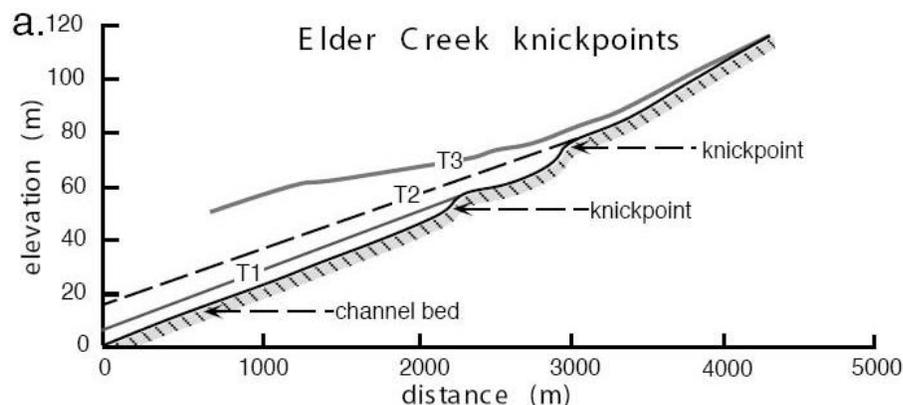
## 4.4 PERFILES LONGITUDINALES

### 4.4.1 Fundamento y consideraciones

Los perfiles longitudinales o perfiles de *thalweg* corresponden a gráficos que representan la elevación del punto más bajo de una cuenca vertiente en función de la distancia horizontal a la desembocadura (Rodríguez, 2008). Estos perfiles pueden ser descritos por funciones matemáticas como la exponencial, potencia y/o logaritmo (Scheidegger, 1991; Ohmori, 1991). La explicación para esta configuración es la coalescencia gradual de tributarios que aumentan el volumen del flujo principal aguas abajo. Si todos los flujos de un río fueran juntados en la cabecera de un solo tributario, el perfil de equilibrio para este río sería una gran cascada en la cabecera seguido por una recta de pendiente suave y uniforme hasta el océano (Keller, 1996). Existe un fenómeno anómalo que puede ocurrir en el perfil del *thalweg* de un río y que corresponde a la ocurrencia de trayectorias convexas y cambios abruptos de la pendiente (Figura 27), lo que se conoce como *knickpoint* (Burbank y Anderson, 2001).

Las principales causas que explican la presencia de *knickpoints* a lo largo de un perfil longitudinal son: cambios litológicos, en los que las litologías de mayor dureza presentan mayor resistencia a los procesos de meteorización y erosión (Burbank y Anderson, 2001); actividad tectónica contemporánea con la red de drenaje (Riquelme, 2002; Burbank y Anderson, 2001); variaciones en el área drenada por el río, ya que varían el poder erosivo del río aguas abajo (Rodríguez, 2008); y variaciones en el nivel base de los ríos (Rodríguez, 2008). Cuando el *knickpoint* se encuentra relacionado a alzamiento tectónico regional se genera inicialmente en el extremo de la superficie alzada, en el sector donde la pendiente aumenta. Al aumentar la pendiente, aumenta el poder erosivo del drenaje y el *knickpoint* eventualmente migra río arriba desde donde éste se inició (Rodríguez, 2008).

Como puede desprenderse de lo anterior, el *knickpoint* se genera durante un estado transicional del cauce en el proceso de alcanzar el estado de equilibrio dinámico con las nuevas condiciones del sistema. Así, los ríos son sistemas altamente sensibles, capaces de ajustarse a una deformación (Keller, 1996). Por esta razón los análisis de *thalweg* y *knickpoints* son herramientas



**Figura 27. Ejemplos de *knickpoints*.** Tomado de Burbank y Andersen (2000). Tal como puede observarse, corresponden a convexidades en el perfil de un río. El retroceso de un *knickpoint* supone un retroceso erosivo que permite el descenso en elevación del perfil longitudinal determinando un nuevo nivel de terraza fluvial.

morfométricas frecuentemente utilizadas en el análisis de redes de drenaje (Riquelme, 2002; Rodríguez, 2008; Troncoso, 2014; entre otros).

Cuando la convexidad es de mayor longitud de onda que la de un *knickpoint* se habla de *knickzone*. En general, una *knickzone* puede estar compuesta por una suma de *knickpoints* menores (Lima y Binda, 2013). En el caso de un alzamiento regional los *knickpoints* se reconocen generalmente en varias cuencas de drenaje, conformando una *knickzone* (Rodríguez, 2008). Por esta razón, se considera como caso ideal el hallazgo de una *knickzone* que se distribuya sistemáticamente sobre la expresión de una estructura geológica.

Deformación activa se define como aquellos procesos tectónicos que alteran la corteza terrestre en una escala de tiempo con importancia para la sociedad humana (Keller, 1996). Las fallas son consideradas como activas si han sufrido desplazamientos en los últimos 10.000 años (Keller, 1996). Si bien la rapidez con la que los ríos alcanzan un perfil gradado o de equilibrio es variable, es lo suficientemente veloz como para hablar de procesos activos (Keller, 1996).

Otra consideración importante para buscar *knickpoints* es el hecho de que el modelamiento de los *thalwegs* depende directamente de la calidad del modelamiento de la superficie, es decir del modelo de elevación digital (DEM); así como también, de los algoritmos ejecutados por el software de modelamiento de redes de drenaje (Pérez, 2015).

#### 4.4.2 Validación de *knickpoints*

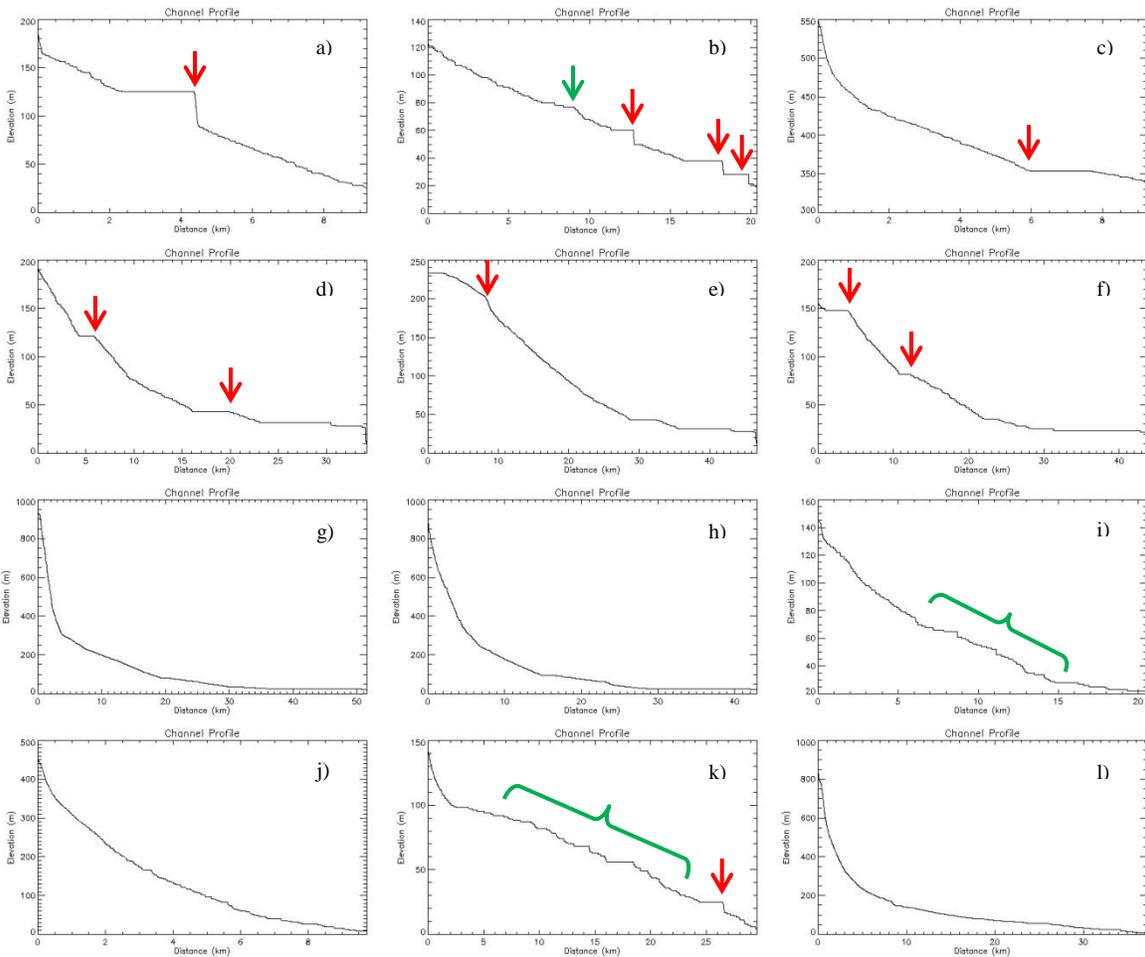
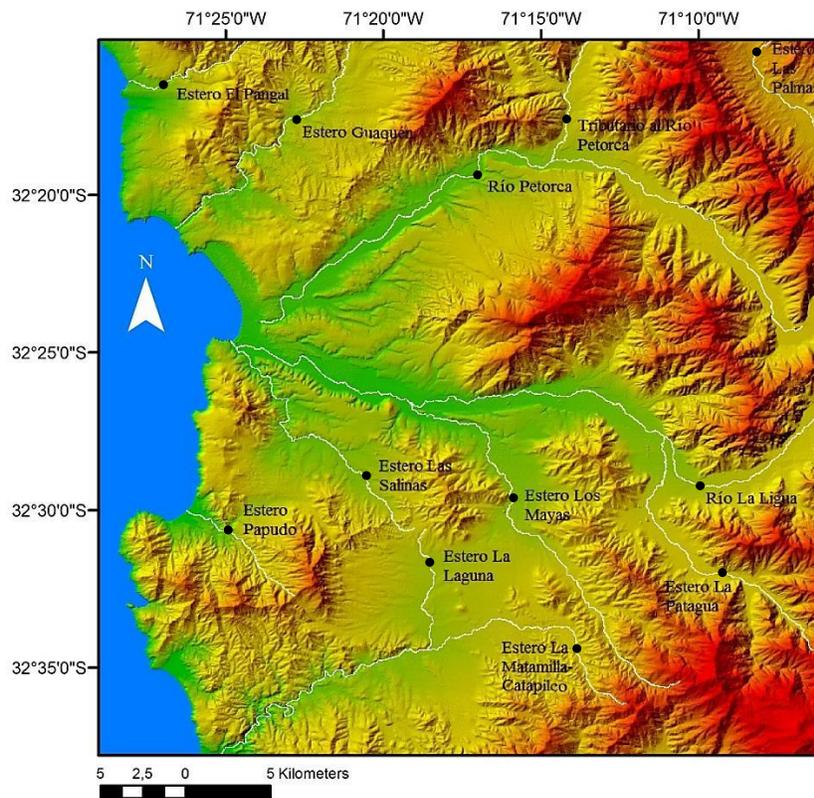
Con los antecedentes presentados previamente se puede establecer que ante el eventual hallazgo de una perturbación de *thalweg* que sea candidata a *knickpoint* existen las siguientes posibilidades:

##### *Knickpoint inválido:*

- El *knickpoint* es falso y se expresa en el modelo debido a alguno de los problemas que tiene el DEM, presentados en la sección 3.4.2, tales como falsos escarpes o protrusiones en quebradas.
- El *knickpoint* es falso debido a un problema en el software de modelamiento de redes de drenaje. Este problema puede presentarse en zonas de baja pendiente donde el software interpreta que el flujo adquiere una gran sinuosidad, lo que no se condice con la situación real. Este aumento de la sinuosidad aumenta la distancia longitudinal del perfil para una misma pendiente real, pudiendo generar falsas convexidades.

##### *Knickpoint válido:*

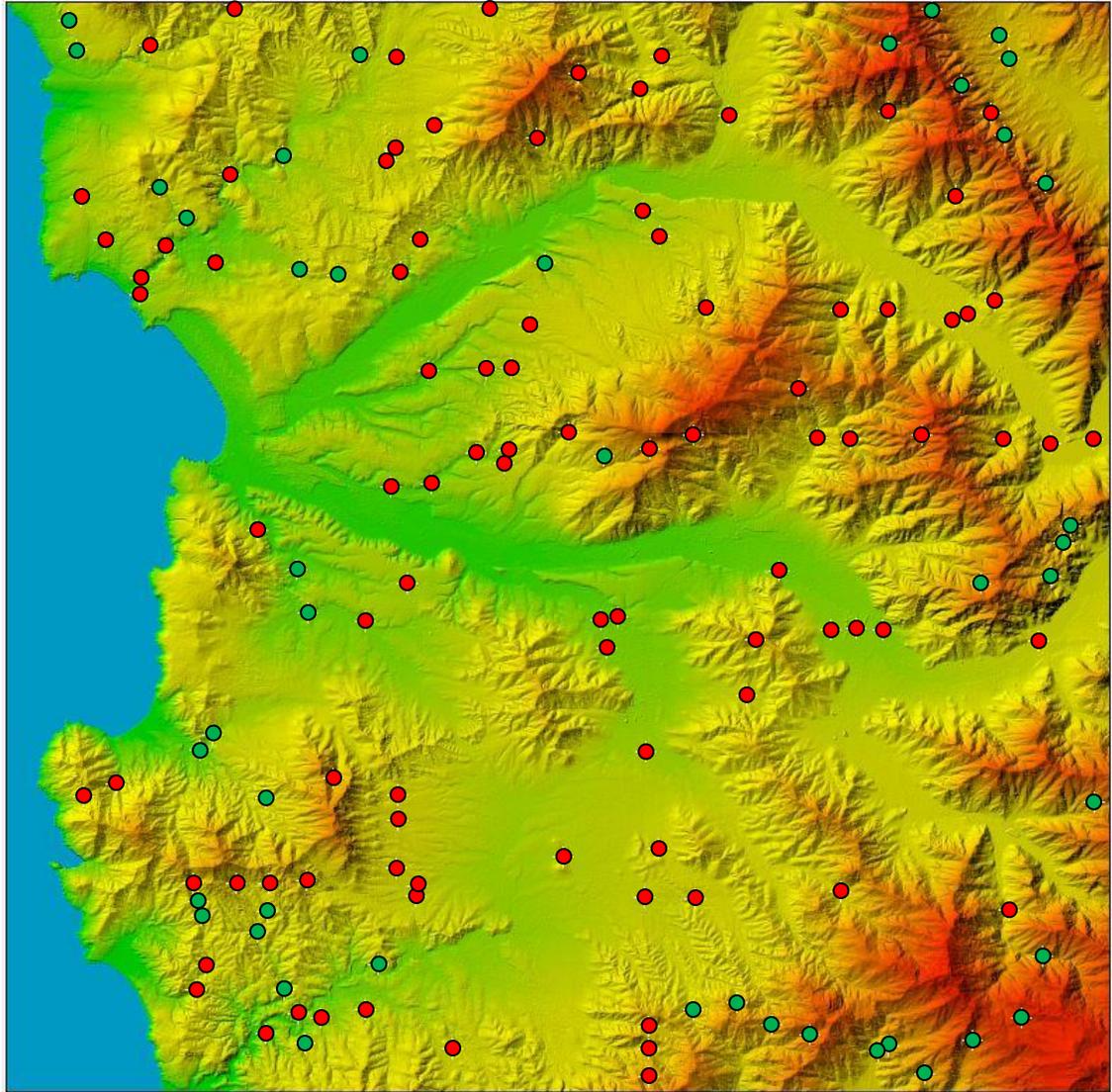
- El *knickpoint* está bien catalogado como tal. Sin embargo, no guarda relación con un proceso de deformación y su formación responde, más bien, a diferencias litológicas del sustrato sobre el cual es construido el cauce.
- El *knickpoint* está bien catalogado y guarda relación con un proceso de deformación activa. Sin embargo, se encuentra desplazado del sitio donde se produjo originalmente la deformación producto de una migración río arriba.
- El *knickpoint* está bien catalogado, guarda relación con un proceso de deformación activa y se encuentra ubicado en el punto donde se produjo la deformación, es decir, sobre la traza de una estructura.



A continuación se analizan los perfiles longitudinales de los ríos principales de la zona de estudio, así como también aquellos perfiles longitudinales de cauces tributarios que representen un interés a los objetivos de este trabajo. En la Figura 28 se presentan los perfiles longitudinales de los cauces principales de la zona de estudio modelados en el software RiverTools. Tal como se puede observar, existen algunas situaciones que aparentan ser perturbaciones pero que, en realidad, corresponden a falsos *knickpoints* generados por problemas en el DEM. La más evidente es la de la Figura 28a, donde se observa una especie de peldaño de casi 30 m. La explicación a tal problema es que en tal punto se emplaza la protrusión presentada en la Figura 13d. De la misma manera, el peldaño mayor observado en el perfil de la Figura 28b (el que se encuentra ubicado a 17 km de distancia del inicio del perfil) se corresponde con la protrusión presentada en la Figura 16e. Este tipo de error asociado a protrusiones erróneas del DEM que se ubican en quebradas también se ve reflejado en el trayecto final del perfil de la Figura 28k. Adicionalmente, las mesetas prominentes observadas en las Figuras 28c, 28d y 28f tienen que ver con errores en las zonas de pegado, donde el segmento que contiene la parte del cauce ubicada río abajo se encuentra algunos metros sobre el segmento que contiene la parte del cauce ubicada río arriba con respecto al pegado. Cuando ocurre esta situación, RiverTools rellena la depresión formada tratándola como un nivel base local de laguna, lo que provoca la formación de las mesetas observadas. Por otra parte, los perfiles de las Figuras 28g, 28h, 28j y 28l presentan un perfil longitudinal de equilibrio o perfil gradado, sin perturbaciones detectables a la escala del cauce completo. Los perfiles de las Figuras 28i y 28k presentan convexidades de media y larga longitud de onda. Estas perturbaciones pueden ser validadas como *knickpoints* ya que las convexidades presentadas no se deben a una falsa sinuosidad del modelamiento de los cauces.

Con estos antecedentes se hace evidente que los errores del DEM construido son un factor crítico en el modelamiento de los *thalweg*, por lo cual deben ser considerados para validar los *knickpoints*. Para eliminar el factor de error del DEM se identifican en primer lugar todas las convexidades que aparecen en las redes de drenaje y cauces de menor orden. En segundo lugar, se realiza una inspección de detalle en el DEM, donde se asegura que la perturbación no caiga en una zona de pegado y que no se deba a alguna protrusión errónea o factor externo. Tal inspección deja en evidencia el hecho de que algunos elementos antropogénicos, tales como puentes, también pueden generar falsas convexidades en las curvas de los perfiles longitudinales al interponerse en el trayecto de los cauces y ser interpretados como parte del terreno por el modelo. Esto ocurre en el tramo final del perfil de la Figura 28b. Además, el modelo del DEM puede interpretar como altos topográficos pequeñas acumulaciones de agua tales como embalses o lagunas generando, nuevamente, falsas protrusiones. Los resultados de tal filtro se presentan en la Figura 29 y se interpretan como *knickpoints* válidos.

**Figura 28. Perfiles longitudinales de los principales cauces de la zona de estudio.** Las flechas rojas en los perfiles indican falsas perturbaciones debidas a problemas en el DEM o modelamiento de estructuras antropogénicas. Las flechas verdes indican *knickpoints* válidos en cauces principales. Las llaves verdes indican convexidades de media o larga longitud de onda que representan *knickzones*. a) Estero El Pangal. Presenta un escalón erróneo por una protrusión errónea en el DEM. b) Estero Guaquén. Presenta 4 perturbaciones: una por error de imprecisión en el modelo, una es un error de protrusión, otra que es falsa debido al modelado de un puente y un *knickpoint* válido. c) Estero Las Palmas. Presenta una meseta errónea en una zona de ensamblaje entre partes. d) Tributario del río Petorca. Presenta dos mesetas erróneas por pegado de segmentos. e) Río Petorca. Presenta un gran error de pegado responsable de la gran convexidad en la zona alta del perfil. f) Río La Ligua. Presenta 2 mesetas erróneas por pegado de segmentos. g) Estero La Patagua. Presenta un perfil en estado de equilibrio o gradado con una curva sin perturbaciones. h) Estero Los Mayas. Presenta un perfil gradado sin perturbaciones. i) Estero Las Salinas. Presenta una convexidad de longitud de onda intermedia, la cual es interpretada como *knickzone*. j) Estero Papudo. Presenta un perfil gradado sin perturbaciones. k) Estero La Laguna. Presenta algunos *knickpoints* erróneos, siendo el más notorio el que se presenta en el segmento final del perfil longitudinal. Pese a esto, se observa una tendencia convexa de larga longitud de onda que puede validarse como *knickzone*. l) Estero de La Matamilla-Catapilco. Presenta un perfil gradado sin perturbaciones.



**Figura 29. Perturbaciones en perfiles longitudinales de cauces mayores y menores.** Las convexidades encontradas se presentan con un círculo sobre el modelo de elevación. En color rojo se presentan aquellas generadas por errores en el modelo de elevación o modelamiento de elementos antropogénicos. En verde se presentan las convexidades observadas que no pueden ser atribuidas a errores en el DEM, es decir, los *knickpoints* válidos.

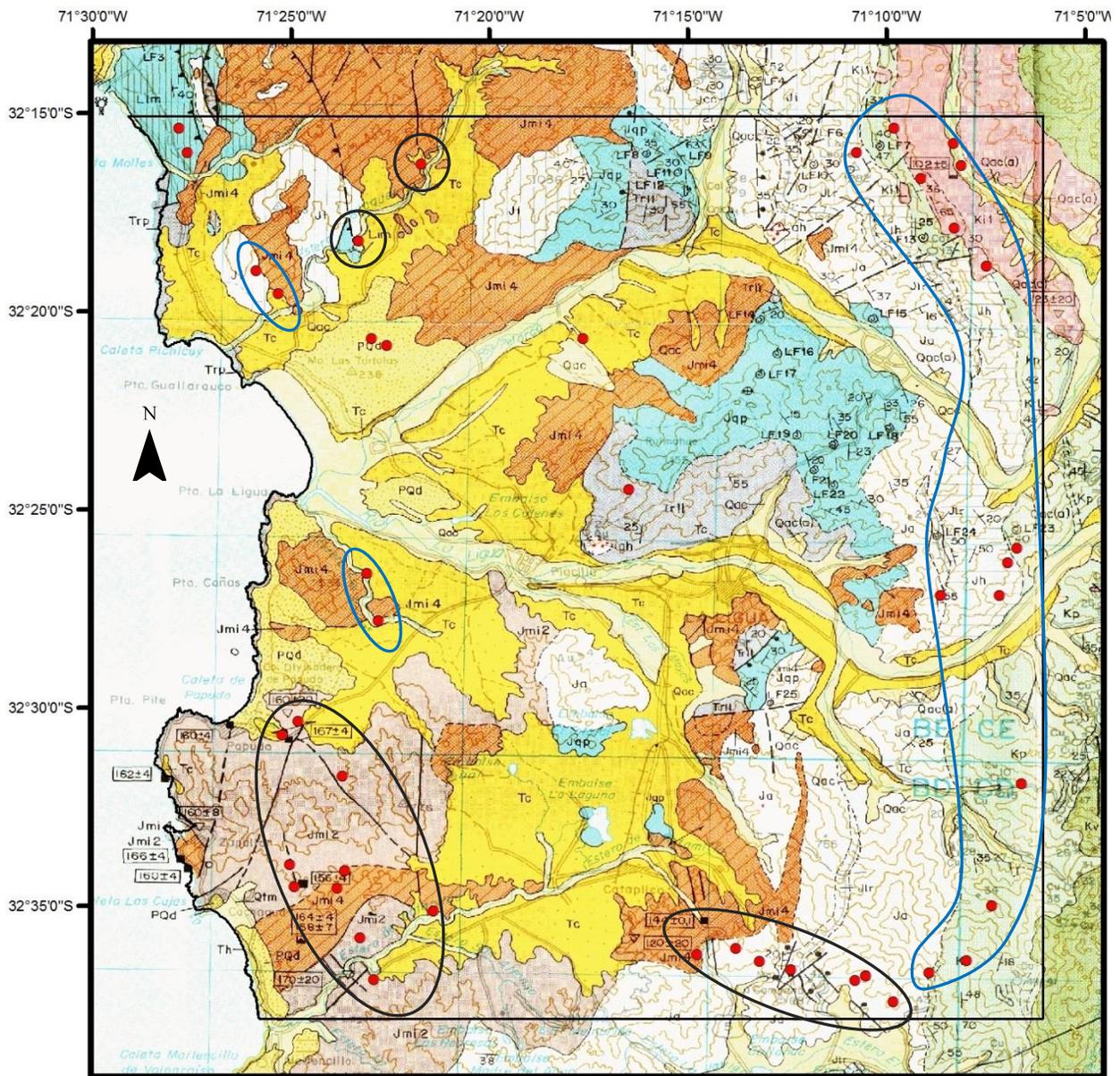
#### 4.4.3 Resultados

Tal como se mencionó previamente, existen distintas causas para explicar la presencia de *knickpoints*. A continuación, se realiza un análisis de los *knickpoints* para lo cual, se usa como documento de apoyo el mapa geológico de Rivano (1996) (Figura 3 y Figura 30):

- En la esquina noreste de la zona de estudio se encuentra una acumulación de *knickpoints* que presentan una clara orientación NNO conformando un clúster. Si bien existen estructuras mapeadas en este sector, estas presentan una orientación noreste. De esta manera, el factor que controla el desarrollo de esta convexidad sería el contacto litológico entre las rocas volcánicas cretácicas de la Formación Lo Prado y La Unidad intrusiva cretácica Chalinga. También podría estar involucrado el contacto litológico entre la

Formación Lo Prado y las unidades volcanoclásticas y sedimentarias del Grupo Melón con posibles retrocesos de los *knickpoints* asociados.

- Otro clúster importante de convexidades que se desarrolla, también, en el sector este y a una latitud intermedia de la zona de estudio, presenta una orientación NNE. No existen estructuras identificadas sobre o cercanas a la ubicación de estos *knickpoints*, por lo que, nuevamente, lo que explicaría la presencia de estos *knickpoints* sería el contacto litológico previamente presentado (Grupo Melón - Formación Lo Prado) que cambia su orientación en esta latitud correspondiéndose con la orientación del clúster.
- Más hacia el sur, en la esquina sureste de la zona de estudio, se presentan dos poblaciones de *knickpoints* de orientación NNE y ONO. El clúster de orientación NNE también estaría explicado por el contacto geológico presentado previamente. De esta manera, los tres clústeres conformarían una *knickzone* que correspondería a una convexidad que se extiende a lo largo de los contactos geológicos entre el Grupo Melón, la Formación Lo Prado y la Unidad Chalinga (Figura 30). Con respecto al set de *knickpoints* de orientación ONO, este se ubica sobre un entramado estructural de fallas de normales que consta de un set principal de orientación noroeste que, a su vez, está siendo cortado por un set de fallas más jóvenes de orientación noreste (Figura 30). De esta manera, la *knickzone* identificada podría sugerir una reactivación del sistema de fallas normales de rumbo noroeste.
- En la esquina noroeste de la zona de estudio se observan tres conjuntos de *knickpoints*: 2 asociados a la diferencia de elevación que existe entre las terrazas marinas identificadas en la zona (sección 4.2.3); 3 presentes en el perfil longitudinal del Estero Guaquén; 2 presentes en un tributario de éste mismo estero ubicado en su ribera norte; y 2 presentes en un tributario ubicado en la ribera sur. Los primeros, presentan este perfil por drenar sobre dos superficies relativamente planas y de elevación distinta (Figura 19). Es de esperarse que estas pequeñas incisiones vayan adoptando el perfil de equilibrio en la medida que las terrazas sean erosionadas. De los tres *knickpoints* válidos presentes en el *thalweg* del Estero Guaquén el más cercano a la desembocadura cae en una zona de contacto litológico entre rocas del Grupo Melón y la Formación Confluencia lo cual explicaría su presencia, mientras que los otros dos caen sobre la traza de dos fallas distintas, una inversa de orientación NNW y vergencia ENE y una de rumbo de dirección norte-sur. Si bien, tal ajuste llama la atención, no existen otros cauces que al cruzar estas estructuras presenten una convexidad en su perfil longitudinal. Los pares restantes, ubicados en tributarios a ambas riberas del Estero Guaquén caen sobre un contacto litológico: en el caso del par ubicado en la ribera norte, ambos *knickpoints* se ubican sobre el contacto entre rocas del Grupo Melón y Rocas intrusivas jurásicas de la Unidad Cavilolén; mientras que los *knickpoints* del par ubicado en el cauce que tributa desde la ribera sur, se ubican en el contacto entre la Unidad Cavilolén y depósitos de paleodunas.
- Los dos *knickpoints* presentes en el Estero Las Salinas son parte de una convexidad de longitud de onda intermedia. Esta convexidad se explicaría por el hecho de que el cauce pasa de un sustrato poco consolidado, como lo es la Formación Confluencia, a más resistente, como lo es la Unidad Cavilolén. De hecho, el mismo cauce del estero se desarrolla, principalmente, sobre el contacto entre estas litologías.



**Figura 30. Ubicación de los *knickpoints* en el mapa geológico.** Esta visualización se presenta con la finalidad de determinar si los *knickpoints* y *knickzones* encontrados pueden ser asociados a algún cambio litológico o presencia de estructura identificada. Los clústeres que podrían estar asociados a reactivación de estructuras se presentan encerrados por polígonos negros; mientras que los clústeres que podrían estar asociados a un control litológico se presentan encerrados por polígonos azules. El análisis de cada clúster se presenta detalladamente en el texto. La zona de estudio aparece delimitada por un polígono. La escala es de 1:320.000.

- En la esquina suroeste de la zona de estudio se encuentra un clúster importante de *knickpoints* que presentan una orientación predominantemente noroeste, similar a la de las estructuras en la zona (Figura 30), en esta zona existen varias estructuras con tal orientación. Además, algunos de estos *knickpoints* caen sobre la traza de algunas de estas estructuras, o bien, se ubican siguiendo la dirección del rumbo de éstas. En el caso particular de los tres *knickpoints* cercanos a la ciudad de Papudo, las trazas de las fallas sobre las que se ubican presentan una orientación solidaria a los valles, razón por lo cual no se pudo encontrar una mayor abundancia de *knickpoints* en cauces que intersecten estas fallas.

- Finalmente, también existen dos *knickpoints* ubicados de manera aislada. El primero se ubica en una ladera del cerro Pulmahue, en el centro de la zona de estudio y estaría asociado a un cambio de litología entre la Formación La Ligua y la Formación Confluencia. El otro *knickpoint* se ubica en un cauce tributario al Río Petorca. Si bien su ubicación es interesante por caer en el lineamiento mencionado en la sección 4.3, el corresponder a un dato aislado no permite hablar de una *knickzone* para este punto.

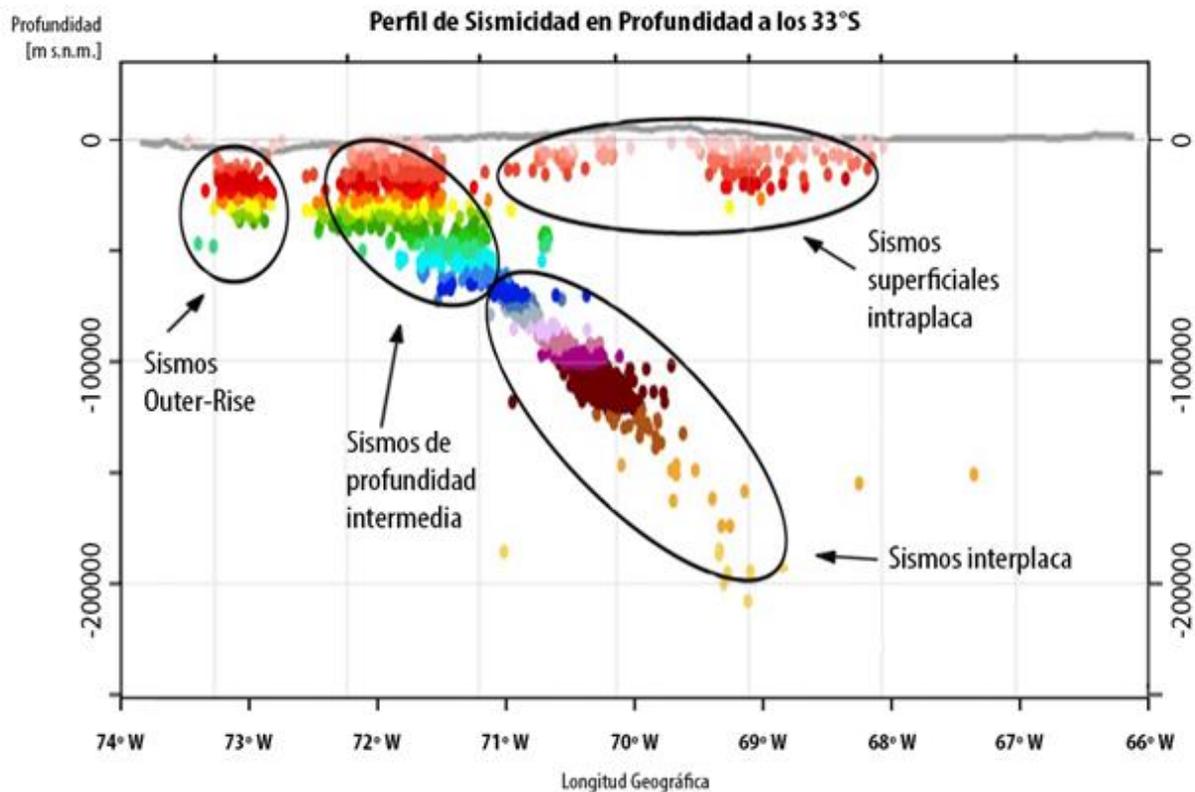
En conclusión, el tratamiento de errores del DEM permite contar con una determinación de *knickpoints* confiable. Aquellos que se presentan aislados pierden fuerza como evidencias de deformación incluso aunque se encuentren justo sobre la traza de alguna estructura, lo cual ocurre en varios casos. Se encontraron 3 *knickzones*. La primera se ubica al este, atraviesa la zona de norte a sur con variaciones locales de rumbo y está asociada a los contactos de la Formación Lo Prado. La segunda se encuentra en la esquina sureste de la zona de estudio y presenta una orientación ONO, coincidiendo con algunas estructuras de orientación noroeste. La tercera *knickzone* se encuentra en la esquina suroeste de la zona de estudio y tiene una orientación noroeste, lo cual concuerda con al menos 3 fallas con esta orientación. Pese a esto, el contacto de la Unidad intrusiva Cavilolén podría jugar algún rol en la generación de estos *knickpoints*.

#### 4.5 DATOS SISMOLÓGICOS

Dado que Chile se ubica principalmente en un borde convergente de placas, los sismos se encuentran asociados a cuatro zonas sismogénicas: sismos *outer-rise*, sismos interplacas, sismos de intraplaca de profundidad intermedia y sismos de intraplaca superficiales o corticales (Rauld, 2011) (Figura 31).

Lo que se busca en esta sección es la presencia de sismos de intraplaca superficiales de baja magnitud que puedan evidenciar deformación activa en la zona de estudio. Cabe destacar que no existen hallazgos de sismos de intraplaca ubicados de manera sistemática en la literatura para estas latitudes y en zonas costeras. Por el contrario, en el norte de Chile sí se han registrado sismos de baja profundidad (menor a 30 km) cerca del Sistema de Fallas de Atacama, donde además, los mecanismos focales involucrados permiten comprobar la dirección de las estructuras, el sentido de los desplazamientos y la naturaleza de la deformación (Comte *et al.*, 2003). Por esta razón, las expectativas de este análisis tienen que ver más con la obtención de eventos particulares no sistemáticos que sirvan como evidencias cualitativas de deformación cortical. Para ello, se realizó una búsqueda de los sismos que puedan estar asociados a desplazamientos de estructuras corticales y no asociadas al proceso de subducción, o al menos no directamente.

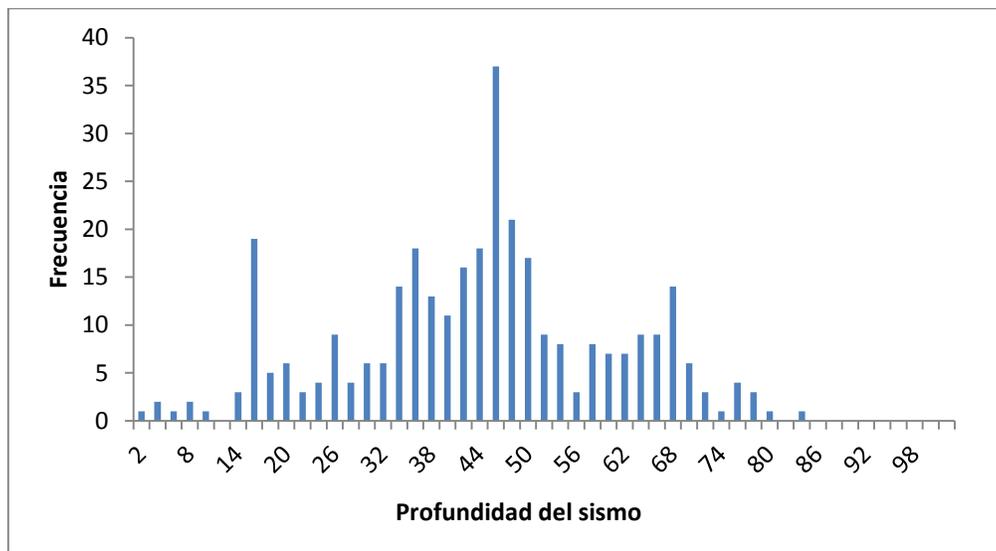
La base de datos usada son las lecturas sismológicas del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile registradas entre el 2002 y Julio del 2014. Estos datos se filtran en función de su longitud y latitud de acuerdo a los límites de la zona de estudio. Además se filtran aquellos datos que presentan un error RMS mayor a 4 y un GAP mayor a 300° por presentar baja confiabilidad. Estos filtros reducen la base de datos a 331 datos confiables. Dado que los sismos asociados a la subducción se hacen menos profundos al acercarse a la Fosa Chilena y que la zona de estudio se encuentra en una zona costera, puede existir un problema de resolución en lo que respecta a la distinción entre sismos interplacas y sismos de intraplaca. Por esta razón es necesario establecer una profundidad que permita analizar procesos netamente corticales. En la Figura 32 se presenta el histograma de las profundidades de todos los datos sísmicos ubicados en



**Figura 31. Perfil de sismicidad en profundidad a la latitud de 33°S que muestra el registro de sismos.** Tomado de Rauld (2011). La base de datos usada en este perfil es de entre los años 1980 y 2007 por el Servicio Sismológico Nacional. Puede apreciarse la clasificación de los mismos, de acuerdo a su zona sismogénica y una importante presencia de sismos superficiales intraplaca, los cuales se relacionan a fallas superficiales y no a contacto interplaca o subducción (Troncoso, 2014).

la zona de estudio. Aunque la distribución no es estrictamente normal se aprecia una clara tendencia modal a la profundidad de los 46 km, que correspondería a aquella zona por donde pasa el plano de Wadati-Benioff. Un aspecto que llama la atención en el histograma es un pick a la profundidad de los 15 km que, dada sus características, podría estar asociado a una distribución modal diferente condicionada por otra configuración que responda a un proceso de intraplaca. Sin embargo, su ubicación en la cola de la distribución modal principal hace imposible determinar cuáles sismos de esta profundidad son netamente corticales. En base a esta lógica, los datos que se presentan separados de la distribución asociada a la subducción son aquellos menores a una profundidad de 13 km.

Por lo tanto, de toda la base de datos, sólo se registran ocho lecturas con estas características las cuales se presentan en la Tabla 2. Las ubicaciones de los datos que pueden tener una interpretación asociada a deformación cortical se presentan en la Figura 33, donde además se demarca su error asociado. Todos los registros de baja profundidad tienen en común una baja magnitud MI acotada entre 2,3 y 2,7 (Tabla 2). Los sismos ocurridos en las fechas 14/08/2008, 21/02/2009 y 09/09/2008 caen en la plataforma continental, hacia el este de la línea de costa (Figura 33). Pese a que pueden existir fallas afectando la plataforma continental, en este trabajo no se dispone de la evidencia suficiente para aseverar reactivación de estructuras o la presencia misma de tales estructuras. Existen algunos mapas estructurales del fondo marino, sin embargo, existe un gap de datos para distancias tan cercanas a la línea de costa (Laursen *et al.*, 2002). Por su parte, el sismo del 19/06/2012 (el que se encuentra más al norte en la Figura 33) presenta un epicentro que se encuentra a una latitud donde existe una gran cantidad de estructuras



**Figura 32. Histograma de profundidad de los sismos contenidos en la zona de estudio.** El histograma presenta varios pick locales lo que podría estar explicado por diferentes poblaciones estadísticas. El mayor pick ronda un valor cercano a los 46 km de profundidad y coincide con el plano de Wadati-Benioff. Los valores menores a 13 km no formarían parte de la distribución modal principal lo que les brinda mayor confianza como sismos corticales superficiales.

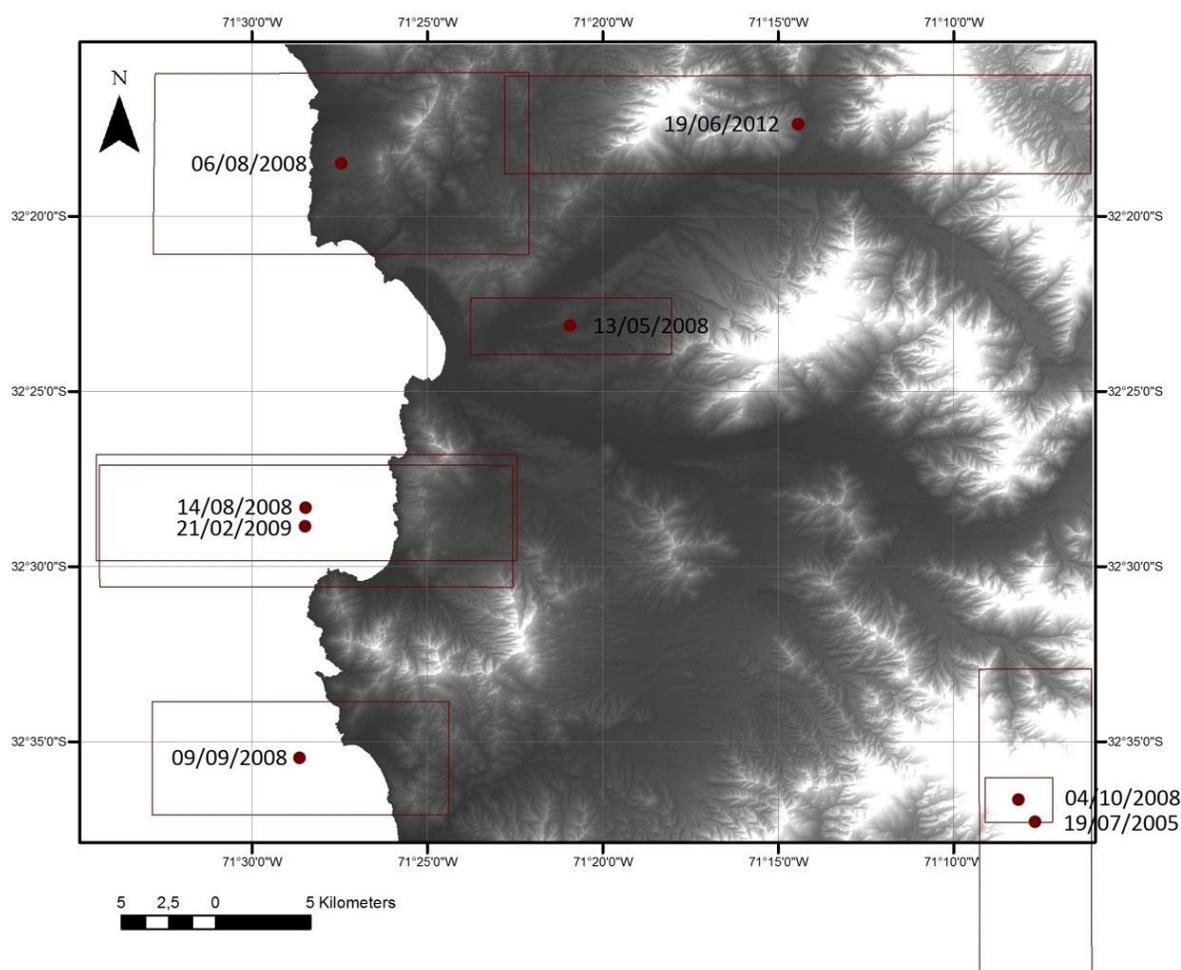
(Mapa fuera de texto) aunque la gran imprecisión asociada a la estimación de longitud no permite hacer responsable del desplazamiento a ninguna en particular. El registro asociado al sismo del 06/08/2008 se ubica en una zona cercana al desarrollo de fallas de rumbo ubicadas en la costa (Mapa fuera de texto). Al igual que en el caso anterior los errores asociados a su locación no permiten establecer con claridad su hipocentro, siendo el de mayor profundidad máxima posible y existiendo la posibilidad de que se encuentre ubicado al este de la línea de costa, sobre la plataforma. Por otro lado, si bien los sismos del 19/17/2005 y del 04/10/2008 presentan un hipocentro muy cercano entre sí, las características de profundidad y errores asociados establecen diferencias importantes. El sismo del 19/17/2005 presenta una profundidad de 0 km, lo cual probablemente es incorrecto. Aun así, su error asociado a profundidad permite determinar que la profundidad real sería menor a los 7,7 km siendo uno de los más superficiales. Este sismo presenta un gran error en la estimación de su longitud. El sismo del 04/10/2008 es el que presenta mayor precisión con respecto a la ubicación de su hipocentro, siendo uno de los más confiables. Ambos registros sismológicos se ubican en una zona cercana a las fallas normales (Mapa fuera de texto) mapeadas por Rivano (1996). Finalmente, el registro que más destaca por su ubicación y su

Fecha	Latitud	Error (km)	Longitud	Error (km)	Profundidad (km)	Error (km)	Prof Máx (km)	Magnitud MI
19/07/2005	-32,622	8,1	-71,128	2,5	0	7,7	7,7	2,7
14/08/2008	-32,472	2,8	-71,474	9,4	2,9	2,7	5,6	2,5
06/08/2008	-32,308	4,8	-71,457	8,4	3	13,1	16,1	2,4
19/06/2012	-32,29	2,6	-71,24	13,1	5,9	6,2	12,1	2,4
21/02/2009	-32,481	3,2	-71,474	9,2	6,1	3,2	9,3	2,4
09/09/2008	-32,591	3	-71,477	6,6	6,3	3,6	9,9	2,9
04/10/2008	-32,611	1,2	-71,136	1,5	9,3	0,9	10,2	2,3
13/05/2008	-32,386	1,5	-71,349	4,5	12,9	2,8	15,7	2,4

**Tabla 2. Registro sismológico superficial de la zona de estudio.** Los datos fueron obtenidos del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile y fueron filtrados en función de su confiabilidad y de su profundidad. Se presentan aquellos de profundidades menores a 13 km porque corresponden a aquellos que tienen alta probabilidad de ser netamente corticales.

confiabilidad es el del sismo ocurrido el 13/05/2008. Por una parte, presenta errores más bajos para la latitud y longitud, y es el que presenta el menor RMS y GAP (0,1 y 139° respectivamente). Además, la estimación epicentral se ubica sobre el lineamiento de singularidades morfológicas (sección 4.3) que incluye las depresiones de escala fina, el *sag pond* y el tributario subparalelo al Río Petorca. Este dato es por lo tanto, otro antecedente que permite sugerir la presencia de una estructura ubicada en tal punto. Sin embargo, la profundidad estimada para el hipocentro es de 12,9 km lo cual, sumado a su error vertical, arroja una profundidad máxima posible para la estructura de 15,7 km, valor con el cual podría corresponder a otro dominio, en función de lo visto en el histograma de datos. Además, si la estructura estuviera asociada a las singularidades observadas en esta zona, esta sería de muy alto ángulo.

Un aspecto importante a tener en cuenta es que los datos sismológicos son concluyentes cuando se presentan de manera abundante, persistente y sistemática. Ya que este no es el caso, los datos presentados previamente no son, en definitiva, concluyentes. Otro aspecto que dificulta el análisis de los datos sismológicos es el error asociado a la estimación de los epicentros. Los errores oscilan entre 1 y 13 km, lo que hace difícil poder establecer una correlación espacial con los otros indicadores de deformación.



**Figura 33. Ubicación de los epicentros y sus errores asociados para sismos superficiales registrados en la zona de estudio.** Las estimaciones epicentrales son representadas por los puntos marrones. Los errores de longitud y latitud presentes en esta estimación están representados por las longitudes de los lados horizontales y verticales de los rectángulos marrones.

Existen otros factores que deben ser considerados al usar sismos como evidencias de deformación. En primer lugar, juega un rol la sensibilidad de los instrumentos en la detección de sismos de magnitudes más bajas, así como también, la distribución de estos mismos. Por esta razón, es posible que un análisis de microsismicidad pudiese entregar mejores resultados para detectar desplazamientos corticales de baja profundidad. En segundo lugar, la escala de tiempo para las mediciones de datos sismológicos es completamente diferente al concepto de escala geológica, de manera que la no detección de actividad en el corto periodo de tiempo en el que se han realizado las mediciones no permite descartar que se trate de una zona con deformación activa en términos geológicos. Por otra parte, la abundancia de sismos también depende de las tasas de deformación acomodada por las estructuras. Esta es, sin duda, una de las dificultades intrínsecas de la zona de estudio que explican por qué existiendo antecedentes de deformación costera tanto al norte (Rodríguez *et al.*, 2013) como al sur (Rodríguez, 2008) no existen antecedentes previos para esta zona. Cabe destacar que incluso existen casos de deformación del tipo *tectonic creep* la cual se desarrolla sin ser acompañada por la presencia de sismos (Keller, 1996).

El análisis de los datos sismológicos obtenidos por el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile no permite aseverar la presencia de deformación activa en la zona de estudio por sí solo. Pese a esto, los pocos datos existentes presentan coherencia con las estructuras de la zona y las observaciones mostradas en las secciones 4.3 y 4.4 (Mapa fuera de texto).

## V. DISCUSIONES

### 5.1 METODOLOGÍA DE CONSTRUCCIÓN DEL DEM

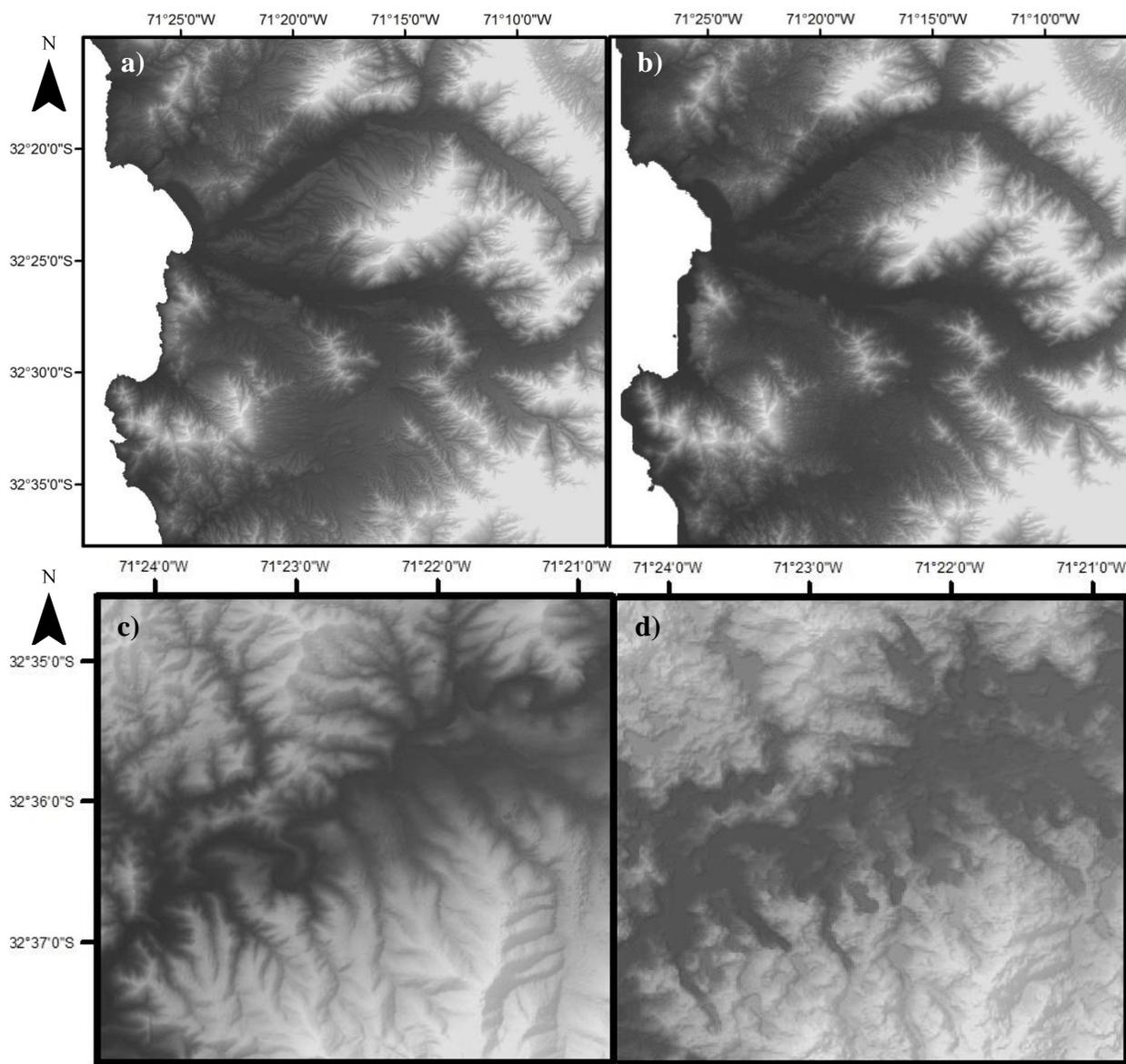
#### 5.1.1 Comparación con otros productos

Con la finalidad de visualizar las diferencias entre el modelo generado y aquellos disponibles de manera gratuita en internet se presenta una comparación con el DEM gratuito de mejor resolución disponible en la red, el cual corresponde al ASTER GDEM (*advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer, global digital elevation model*).

El ASTER GDEM corresponde a un proyecto impulsado por el ministerio de economía, negocios e industria (METI) de Japón y la NASA. El instrumento de medición ASTER usa una banda espectral casi infrarroja, una banda de visión NADIR y telescopios retro orientados para producir el efecto estereoscópico requerido. Con estas herramientas consigue un barrido de resolución de 15 m. Así, el modelo generado a partir de estos datos, el GDEM, presenta entre sus características una resolución de 30 m para el tamaño de pixel horizontal, con un error asociado de 20 m en la dirección vertical, siendo así, uno de los mejores al que se puede acceder de manera gratuita.

Para observaciones de escala 1:500.000 los modelos DEM y ASTER GDEM lucen muy similares (Figuras 34a y 34b), salvo por el hecho de que el ASTER GDEM presenta una apariencia más rugosa en la textura de su superficie. Al aumentar el detalle de observación, a un escala de 1:200.000, pueden observarse diferencias importantes entre ambos modelos (Figuras 324c y 34d). Características morfológicas como quebradas y valles se presentan mejor definidas en el modelo creado para este trabajo. En particular, la apariencia rugosa que se mencionó para el ASTER GDEM se debe a imprecisiones de escala fina que permiten intuir que la construcción de las incisiones se realiza en base a modelamientos esféricos que delimitan una pequeña extracción. A partir de lo comentado es posible establecer que el DEM construido en este trabajo es ampliamente mejor en lo que respecta a conservar las características morfológicas a escalas más finas que 1:200.000, es decir que presenta una mejor precisión (Figura 35).

La comparación de los datos numéricos de elevación entre ambos modelos se realiza por medio del mapa de las diferencias aritméticas calculadas entre los datos de elevación de cada *raster* (Figura 36). Dado que las resoluciones de ambos *rasters* son diferentes es necesario disminuir la resolución del DEM para igualar la cantidad de pixeles a comparar. Para disminuir la resolución del DEM desde 1 m a 30 m se promedian alrededor de 900 pixeles que pasan a ser uno, lo cual conlleva un error importante. El mapa de las diferencias está construido con una escala de colores que toma como valores extremos las máximas diferencias entre ambos modelos que corresponden a 325 m y 365 m donde el DEM tiene mayor y menor elevación que el ASTER GDEM, respectivamente (Figura 36a). Así, el mapa de las diferencias presenta tonalidades pálidas debido a que las diferencias máximas son valores extremos y poco abundantes que se deben a problemas específicos del DEM. El ASTER GDEM cuenta con la ventaja de no presentar algunos de los problemas presentados en la sección 3.4.2 como los truncamientos topográficos de



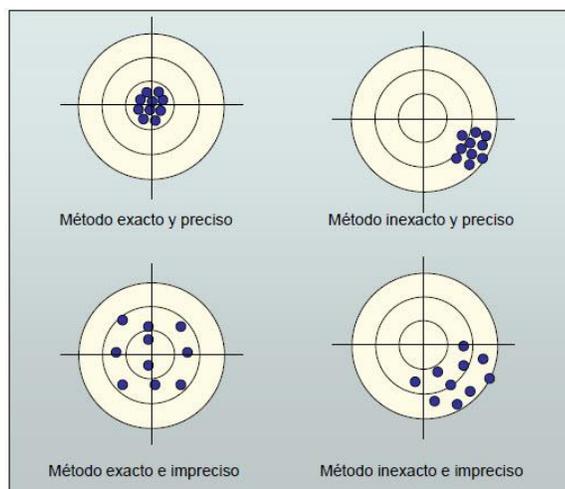
**Figura 34. Comparación DEM versus ASTER GDEM.** a) Visualización sombreada del DEM construido en este trabajo. La escala es de 1:500.000. b) Visualización sombreada del ASTER GDEM. La escala es de 1:500.000. c) Acercamiento al Estero La Matamilla-Catopilco (Fig. 28) en el DEM construido en este trabajo. La escala es de 1:190.000. d) Acercamiento al Estero La Matamilla-Catopilco (Fig. 28) en el ASTER GDEM. La escala es de 1:190.000. Las latitudes son equivalentes para las imágenes de la derecha e izquierda, así como la orientación del norte.

relieves positivos y los desniveles entre partes colindantes. Al disminuir la escala de colores del mapa de las diferencias a 100 m e incluir las zonas de pegado (Figura 36b) pueden realizarse las siguientes observaciones:

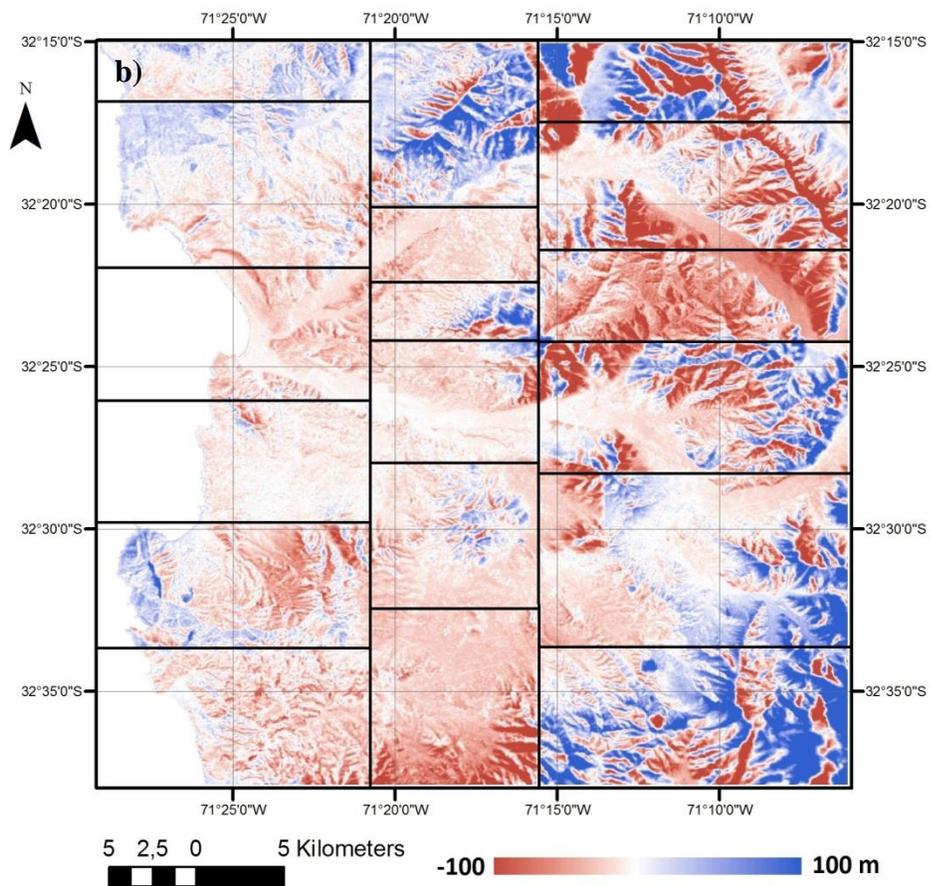
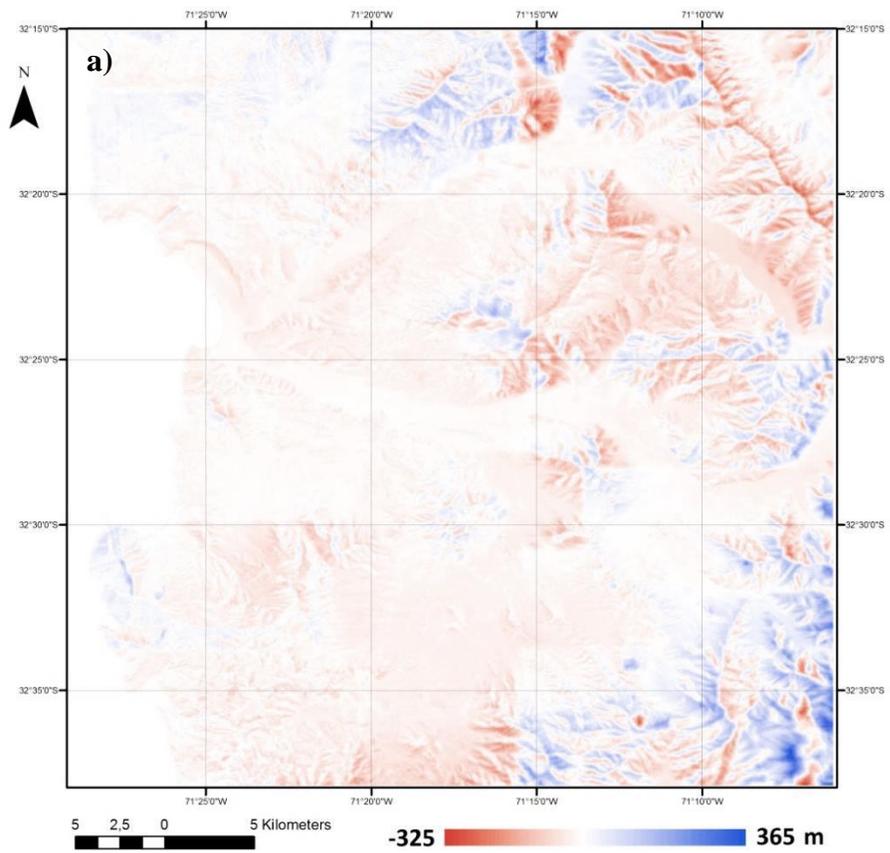
- a) Dado que el ASTER GDEM presenta un error de 20 m, todas aquellas diferencias en elevación mayores en valor absoluto a ese valor pueden ser atribuidos directamente como errores o inexactitudes del DEM.
- b) El DEM presenta problemas en el modelamiento de las elevaciones absolutas. Es decir que el modelo es inexacto. Pese a esto, la diferencia en promedio entre ambos modelos es de 11,35 m. Esto puede explicarse por el hecho de que las partes a partir

de las cuales fue ensamblado el DEM se neutralizan entre sí al presentarse sobreestimadas o subestimadas en elevación absoluta.

- c) Dado que el ASTER GDEM es insesgado, el mapa de las diferencias permite observar los errores del DEM como altos topográficos truncados y algunas protrusiones o depresiones no detectadas previamente. Además permite observar las zonas de error de pegado entre partes del DEM. Las partes del DEM donde el error es más homogéneo tienen una mayor calidad que aquellas con una alta variación. Además, al visualizar las partes del DEM con la variación de error entre ellas permite establecer el valor de la información, el cual es menor en bordes y zonas de alta pendiente.
- d) El error sistemático que afecta las elevaciones absolutas del DEM tiene una relación directa con la elevación de las morfologías. Hacia el oeste de los  $71^{\circ}15'W$  el modelo es ostensiblemente más exacto que hacia el este de esta longitud (Figura 36a), donde se encuentran las zonas de relieve más abrupto. Es más, hacia el oeste de tal longitud las inexactitudes se presentan de manera uniforme con zonas amplias exclusivamente sobreestimadas o subestimadas en elevación. Mientras que hacia el este de esa longitud la inexactitud se vuelve más impredecible teniendo incluso laderas adyacentes sobreestimadas y subestimadas.
- e) Es posible que el error aparezca amplificado en zonas donde el ajuste de georreferencia entre los *rasters* es pobre. Es decir, el error horizontal se estaría traduciendo en error vertical y de manera amplificada. A modo de ejemplo, si una cadena montañosa de dirección NS no ocupa exactamente las mismas coordenadas en ambos *rasters* el resultado en el mapa de las diferencias serían dos franjas NS paralelas de zonas sobrestimadas y subestimadas incluso si el modelamiento de las elevaciones fuera correcto. Esto explicaría por qué las comparaciones entre referencias visuales no superan los 50 m a diferencia de lo que muestra el mapa de las diferencias. Sin embargo, es difícil determinar hasta qué punto este factor amplifica el error.



**Figura 35. Precisión versus exactitud.** Puede observarse que la precisión tiene que ver con la relación entre los datos en observación, lo cual para el caso del análisis de modelos de elevación se traduce en un correcto modelamiento de las morfologías. Por su parte, la exactitud tiene que ver con que el promedio de los datos estimados o modelados sea cercano al promedio de los datos reales, lo cual para el caso del análisis de modelos de elevación se traduce en un correcto modelamiento de la elevación absoluta. Obtenido desde <http://www.quimicafisica.com/>.



- f) Las zonas donde el modelamiento es más exacto es en los valles. Esto se debe a que los puntos de control, que funcionan como condiciones de borde del modelo, fueron tomados en zonas de valle.

Con estos antecedentes es posible realizar un balance de pros y contras del producto. En definitiva, el DEM construido es preciso pero inexacto (Figura 35). Es decir, que puede presentar errores sistemáticos que se agrandan hacia las esquinas de una extracción, pudiendo presentar un desfase importante por ser un modelo que involucra sesgo en el cálculo. A pesar de esto, las elevaciones de la grilla, se relacionan de excelente manera con respecto a los puestos vecinos, otorgándole una definición de los detalles muy superior a la de los productos gratuitos. De esta manera, el producto es recomendable para análisis cualitativos y descriptivos de escalas más detalladas que 1:200.000. Sin embargo, no se puede garantizar un buen desempeño del modelo obtenido por esta metodología en lo que respecta a obtención de datos cuantitativos. Sin perjuicio de lo anterior, una mayor exactitud y precisión dependen en gran parte de la experiencia del usuario. Razón por la cual, la metodología presentada en este trabajo está pensada como guía para posibles réplicas y mejoras del método (secciones 3.2 y 5.1.4).

### 5.1.2 Desempeño del DEM en el estudio morfoestructural

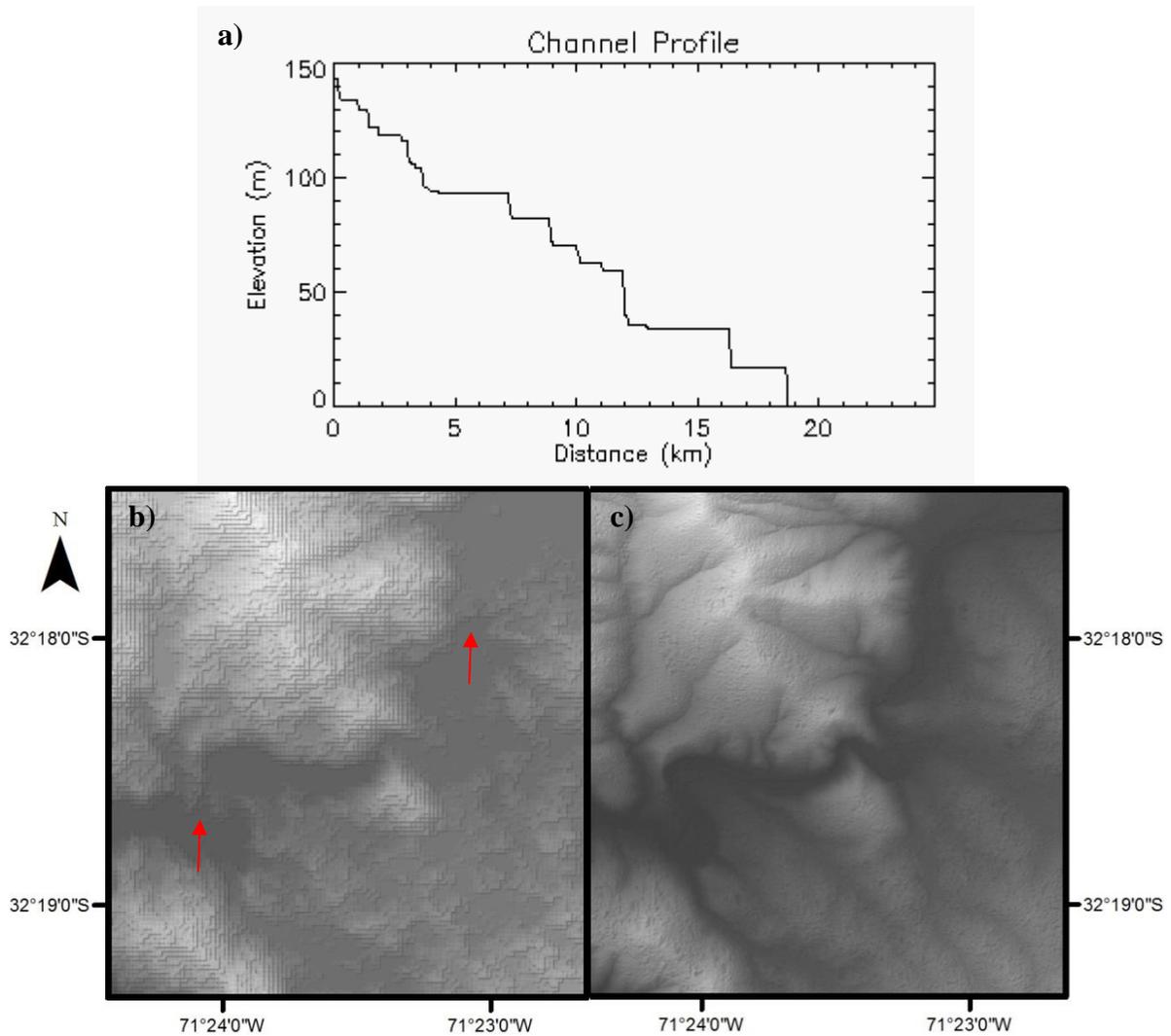
En base a los antecedentes presentados en el capítulo III, se pueden discutir las ventajas y dificultades que conllevó el uso del DEM en el análisis morfoestructural.

En primer lugar, el mapeo geomorfológico realizado en este trabajo es de escala 1:100.000. Si bien para tal escala aún funciona un modelo de elevación de resolución de 30 m, el nivel de detalle obtenido por el DEM permite realizar observaciones geomorfológicas puntuales, aplicar criterios de elevación con mayor seguridad en la identificación de geomorfológicas e incluso afinar la escala de observación en los casos en los que existan dudas, por lo que los límites entre unidades quedan mejor definidos. Estos aspectos representan una ventaja del método en lo que respecta a una tarea cualitativa como lo es el mapeo geomorfológico. A una escala de 1:50.000 el DEM construido en este trabajo aún conserva la definición de las características geomorfológicas, mientras que el modelo de 30 m de resolución ya resulta insuficiente para una escala de trabajo tan fina (Figura 37).

Con respecto al análisis de perfiles de *thalweg* el DEM presenta problemas de compatibilidad con el software RiverTools 3.0 debido al gran tamaño del archivo. La solución a este problema pasa por una disminución de la resolución por un factor de 6. Es decir, que un archivo de 42.000 x 42.000 pixeles aproximadamente se reduce a uno de 7.000 x 7000 para poder ser compilado. Posteriormente, el software RiverTools vuelve a disminuir la calidad de manera automática para ejecutar los cálculos requeridos por el usuario. En el caso de este *raster*, la extensión se disminuye a 780 x 780 pixeles. Así, los perfiles obtenidos, además de presentar errores intrínsecos del DEM, presentan una baja resolución. Esta problemática cuestiona el hecho de si se puede aprovechar la máxima calidad de un producto de estas características.

**Figura 36. Mapa de las diferencias entre el DEM generado en este trabajo y el ASTER GDEM.** La construcción de este mapa se llevó a cabo restando el DEM al ASTER GDEM. Así, los valores negativos representan una sobreestimación de la elevación, mientras que los valores positivos representan una subestimación de la elevación. La visualización se presenta para dos escalas de colores distintas: a) valores mínimo y máximo del *raster* generado como límites del intervalo de color; b) valores -100 m y 100 m como límites del intervalo de color. Además se presentan las zonas de pegado que permiten determinar el valor de la información según la ubicación.

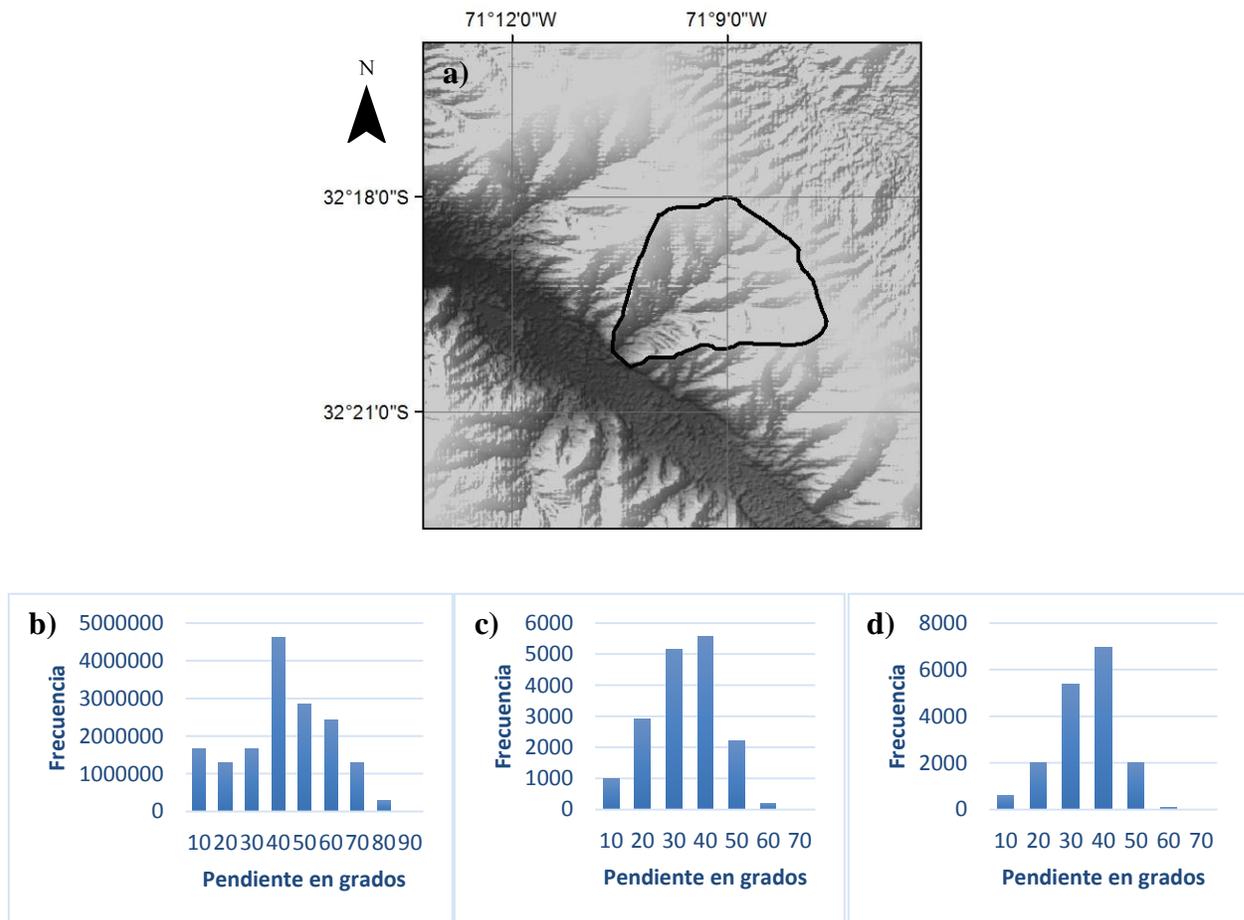
El DEM también presenta problemas que afectan el modelamiento de los perfiles longitudinales de los cauces de la zona de estudio. De todos los problemas inherentes al DEM y presentados en las secciones 3.3 y 3.4.2, los únicos que tienen un impacto negativo en la metodología de análisis morfoestructural corresponden a: la presencia de pequeñas protrusiones en el fondo de quebradas, y las discontinuidades verticales entre las partes del DEM, que generan finalmente escarpes falsos o mesetas en los perfiles de los *thalweg*. En la Figura 37a se presenta un perfil longitudinal del Estero Guaquén obtenido a partir del ASTER GDEM en el programa RiverTools 3.0. Queda de manifiesto el hecho de que tal modelo también presenta problemas al modelar los *thalweg*. Un acercamiento a escala 1:50.000 a los detalles (Figura 37b) del estero permite comprobar que la insuficiente definición de detalles también puede producir problemas al modelar perfiles longitudinales. Pese a esto, este tipo de modelos han sido ocupados ampliamente



**Figura 37. Perfil longitudinal en ASTER GDEM y fuente de error.** a) Perfil longitudinal del Estero Guaquén (Fig. 28) modelado a partir del ASTER GDEM. El perfil presenta convexidades escalonadas erróneas que RiverTools interpreta como estancamientos. b) Acercamiento a un segmento del Estero Guaquén en ASTER GDEM. Las flechas rojas indican las zonas donde se producen las convexidades. c) Idéntico segmento del Estero Guaquén en DEM. Las zonas donde el ASTER GDEM presenta diferencias de elevación en realidad no contienen tales saltos. Las imágenes b) y c) están orientadas con el norte hacia el borde superior y a una escala de 1:50.000.

en estudios morfoestructurales sin cuestionamientos al origen de los *knickpoints* y las fallas del modelo de elevación. Un aspecto directamente relacionado a este punto es la escala de trabajo. En general, la metodología del análisis de *thalwegs* se aplica en estudios de geología regional, donde las imprecisiones de escala fina tienen un impacto imperceptible en el análisis.

Otro aspecto que puede tener una influencia en el análisis morfoestructural es el modelamiento de las pendientes. Las pendientes fueron usadas indirectamente al modelar los perfiles longitudinales y como criterio en la identificación de geomorfologías. La calidad de los detalles cambia para modelos de distinta resolución. A continuación se analiza qué ocurre con las pendientes. Para simplificar el análisis y restringirlo a un sistema se analiza el comportamiento de las pendientes ubicadas al interior de una cuenca menor que tributa al Río Petorca (Figura 38a). El comportamiento de la pendiente para distintas resoluciones puede ser analizado por medio de la obtención de estadísticos e histogramas. La principal diferencia entre los histogramas de pendiente del DEM 1 m (Figura 38b) y del ASTER GDEM 30 m (Figura 38c) se observa en la asimetría de las distribuciones. A priori podría interpretarse como un problema por parte de algún



**Figura 38. Variación de los histogramas de la pendiente para distintas resoluciones.** a) Cuenca de bajo orden utilizada para restringir el análisis de pendientes a un solo sistema. La imagen fue obtenida del ASTER GDEM y está orientada con el norte hacia el borde superior y a una escala de 1:200.000. b) Histograma de las pendientes de la cuenca obtenidas desde el DEM de resolución 1 m construido en este trabajo. El promedio de la pendiente es 36,46° y la desviación estándar 18,58. c) Histograma de las pendientes de la cuenca obtenida desde el ASTER GDEM de resolución 30 m. El promedio de la pendiente es 28,53° y la desviación estándar 10,77. d) Histograma de las pendientes de la cuenca obtenida desde el DEM construido en este trabajo y redimensionado a una resolución de 30 m. El promedio de la pendiente es 29,81° y la desviación estándar 9,41.

modelo. Sin embargo, el histograma construido para el mismo DEM con una resolución disminuida a 30 m (Figura 38d) se asemeja bastante al obtenido para el ASTER GDEM. Además, una disminución de la resolución suaviza los datos, achatando los histogramas de distribución de las pendientes. Otro aspecto que llama la atención es la variación del promedio de las pendientes (Figura 38). Esto puede deberse a dos razones: al hecho de que el redimensionamiento del modelo se realiza sobre las elevaciones y no sobre las pendientes, haciendo impredecible el efecto final sobre la media de las pendientes; o al método utilizado por el usuario al redimensionar el *raster* (vecino cercano, bilineal o convolución cúbica).

En definitiva, el DEM construido en este trabajo presenta problemas críticos pero de fácil reconocimiento a la hora de clasificar o filtrar *knickpoints* puntuales, lo cual no es posible en modelos de más baja resolución como el ASTER GDEM. Así, considerando la extensión de la zona de estudio, la escala abordada en este trabajo y las pretensiones de encontrar perturbaciones de escala fina, el uso del DEM no sólo representó una ventaja, si no que prácticamente una necesidad. Con un modelo de 30 m el análisis de este trabajo hubiera sido impracticable a escalas de detalle.

### **5.1.3 Usos potenciales y limitaciones del método**

#### *5.1.3.1 Escala*

Una de las ventajas del DEM obtenido por el método presentado en este trabajo es la definición de los detalles del terreno. Este aspecto cobra una importancia relativa que depende netamente de la escala de trabajo. Como se ha mencionado previamente, a una escala más gruesa que 1:300.000 las diferencias entre un DEM construido con esta metodología y uno de resolución de 30 m son imperceptibles (Figura 34). Por esta razón, y considerando el tiempo que podría involucrar la aplicación del método, no se recomienda su aplicación a niveles de detalle de escala 1:300.000 o inferior. Las diferencias entre ambas resoluciones se empiezan a notar a una escala de 1:200.000 (Figura 34). Ya a una escala de 1:100.000 la definición de los detalles permite desarrollar de mejor manera las labores descriptivas, tales como el mapeo geomorfológico realizado en este trabajo a esa escala (Mapa fuera de texto). Para escalas más finas que 1:50.000, las ventajas se hacen evidentes (Figura 37). De esta manera, la metodología es ideal para trabajos que requieran una buena definición del detalle topográfico.

#### *5.1.3.2 Áreas de aplicación*

En general, los modelos de elevación digitales son ampliamente usados en geología, geomorfología, geografía, agricultura, planificación territorial, ciencias ambientales, etc. Las ventajas de la metodología presentada en este trabajo permiten definir ciertas labores para las cuales el método representa una buena opción a desarrollar. Como se ha mencionado previamente, el modelo es ideal para labores descriptivas debido a la definición de los detalles del terreno que se logra con una resolución de 1 m. Tales labores incluyen mapeo geomorfológico, identificación de morfologías, reconocimiento de cuencas y sistemas hidrográficos, correlaciones entre superficies, obtención de perfiles topográficos, entre otros. Además, un DEM generado con esta metodología podría ser usado para obtener parámetros morfométricos o para modelar y estimar zonas de riesgo en base a mapas vectoriales de pendiente, rangos de elevación, rangos de pendiente y mapas de variación de la pendiente.

El método abordado en este trabajo usa como herramientas fotografías aéreas tomadas en fechas específicas. Este aspecto genera una serie de posibilidades de análisis al permitir generar modelos del terreno para un mismo sector en diferentes momentos del tiempo y con un alto nivel de detalle. Gracias a estas características es posible explotar la idea de analizar fenómenos que afectan el terreno y el paisaje en un lapso de tiempo variable entre horas a años. Algunos procesos que cumplen tales características son la ocurrencia de fenómenos naturales de origen tectónico, volcánico o climático como terremotos, maremotos, inundaciones, remociones en masa, subsidencias, hundimientos, erupciones volcánicas, avalanchas, lahares, flujos u oleadas de piroclastos; así como también factores de tipo antropológicos como excavaciones, minerías a rajo abierto, cráteres por minería subterránea, impacto del crecimiento de asentamientos urbanos en el largo plazo, etc. Las variaciones del terreno provocadas por este tipo de procesos generalmente son observables a escalas finas, por lo que las características del método podrían ser aprovechadas para este tipo de análisis.

#### *5.1.3.3 Limitaciones*

Los errores específicos presentados en la sección 3.3 en adición al sesgo del método no aseguran un buen desempeño del método en lo respectivo a obtención de datos cuantitativos. Sin perjuicio de lo anterior, las recomendaciones presentadas en la próxima sección podrían aumentar en gran medida la compatibilidad, precisión y exactitud del resultado. Con tales recomendaciones el producto podría ser considerablemente más apto para la obtención de datos cuantitativos del terreno.

Por otra parte, el tiempo requerido puede ser una limitante en función de la cantidad de fotografías necesarias para cubrir la zona de estudio y la resolución deseada. Para este trabajo se requirieron cerca de 4 meses entre obtención de puntos de control en terreno para un área de 42 km por 42 km, georreferenciación de las 21 fotografías involucradas, obtención de 18 extracciones de resolución 1 m, revisión y corrección de problemas para cada una de ellas, y posterior ensamblaje. Sin embargo, el proceso fue en gran parte exploratorio probando las incidencias de cada parámetro sobre el resultado. Un usuario familiarizado con esta metodología podría tardar cerca de 4 días para la obtención de una extracción individual corregida.

#### **5.1.4 Recomendaciones y mejoras al método**

En esta sección se presentan aquellas medidas no usadas en la metodología de este trabajo y que podrían mejorar ostensiblemente tanto la precisión como la exactitud del modelo de elevación digital. No fueron usadas debido al descubrimiento tardío de las posibilidades que surgieron durante el análisis de los resultados.

##### *5.1.4.1 Ortorectificación*

Una de las fuentes de error más notorio en la metodología para la construcción de un DEM, presentada en la sección 3, es el desajuste que se produce al georreferenciar las fotografías aéreas por medio de puntos de control. En ese sentido, una herramienta no usada en este trabajo y que puede mejorar bastante la precisión del modelo final es el proceso de ortorectificación. Con el uso de esta herramienta se podría obtener una mayor compatibilidad con archivos de vectores y polígonos georreferenciados, además de disminuir el error horizontal y el error vertical derivado de este.

#### 5.1.4.2 *Uso de una sola extracción*

Tal como se ha mencionado previamente, el ensamblaje de partes para la construcción de un DEM es la mayor fuente de error para la metodología abordada en este trabajo debido al desajuste que se genera en las zonas de pegado. Una forma de eliminar esta fuente de error por completo es realizar una sola extracción, a diferencia de lo realizado en este trabajo donde fueron ensambladas 18 extracciones individuales.

Dependiendo de las necesidades del usuario en términos de la extensión de su zona de estudio, se podría optar por sacrificar resolución para análisis regionales usando un modelo de los disponibles en la red como el SRTM o el ASTER GDEM y definiendo zonas específicas de interés en las cuales aplicar el método presentado en este trabajo para lograr un mayor nivel de detalle con una alta resolución.

Esta opción es sumamente conveniente en términos de tiempo invertido en la generación del DEM, costo de adquisición de las fotografías y disminución del error total.

#### 5.1.4.3 *Uso de un modelo insesgado para calibrar*

Como se ha mencionado previamente, el DEM construido con esta metodología cuenta con una alta precisión pero una baja exactitud. La exactitud se define como la cualidad de que el promedio de las diferencias entre los datos estimados y los datos reales tienda a cero. Si bien no se conoce la totalidad de datos reales, se dispone de modelos insesgados como el ASTER GDEM.

Los modelos de menor resolución pueden ser aprovechados para calibrar el modelo de alta resolución que se obtiene a partir de la metodología presentada en este trabajo. La forma de llevar a cabo este procedimiento es calcular el mapa de las diferencias entre los dos modelos (Figura 36) y calcular las estadísticas del nuevo *raster* para determinar cuál es el valor promedio de la diferencia entre las partes. Posteriormente, tal valor debe ser contrarrestado aditivamente por medio de una matemática de bandas al DEM. Con esto, el modelo resultante corresponde a un modelo insesgado.

Cabe destacar que para asegurar la eficacia de esta medida el procedimiento debe ser aplicado a cada extracción individual. Ya que cada extracción posee un sesgo propio. Si las partes son ensambladas de manera previa se corre el riesgo de aumentar el error en algunas zonas en vez de contrarrestarlo.

#### 5.1.4.4 *Puntos de control en altura*

Otro aspecto a considerar en la elección del método presentado en este trabajo para el modelamiento de elevaciones es el hecho de que el error crece y se hace más errático mientras más abrupta sea la topografía de las superficies a modelar. Es difícil establecer si este patrón se debe a la falta de puntos de control tomados en relieves positivos elevados en este trabajo, si se debe a un problema intrínseco del método en sí o si el error aparece amplificado por problemas de georreferencia. De cualquier manera, el modelamiento resultó más exacto en zonas de baja pendiente.

Este problema podría ser solucionado con ambas medidas: ortorectificación y toma de puntos de control en puntos elevados que sirvan para calibrar el modelo y disminuir el sesgo. Esta medida está supeditada al tiempo y dificultad que implica asistir a los altos topográficos. Si bien se pueden usar puntos obtenidos desde algún modelo digital, esto introduce error.

## 5.2 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

### 5.2.1 Origen del pedimento

El pedimento es la geomorfología dominante en la zona de estudio y además el principal marcador geomorfológico. Por esta razón, su historia de formación y su edad son datos de gran valor para los análisis. Los eventos que dieron origen a la formación de esta geomorfología son materia de estudio (Paskoff, 1970; Naranjo, 2014; Rodríguez *et al.*, 2013).

Paskoff (1970), en base a parámetros granulométricos, sugiere una historia de formación para esta superficie que incluye la influencia de variaciones eustáticas: relleno continental en el Mioceno inferior de valles previamente excavados a inicios del Mioceno, seguidos por una transgresión marina a partir del Mioceno hasta fines del Terciario y, finalmente, en el Plioceno o Cuaternario, un nivel de arrasamiento de las formaciones anteriores y la depositación de una capa aluvial. Sin embargo, el hecho de que una transgresión moldeara o estuviera involucrada en la formación de esta superficie es bastante discutible. Existe la posibilidad de subsidencia previa a la formación del pedimento durante la depositación de la Formación Horcón, sin embargo no se observan depósitos marinos del Mioceno formando parte del substrato del pedimento. La erosión o arrasamiento sería netamente continental ya que no se encontraron evidencias que permitan argumentar una influencia marina. Así mismo, Rodríguez *et al.* (2013) asocia a esta superficie un origen netamente continental e identifica una conexión lateral morfológicamente continua con terrazas marinas. Esta observación es válida en el sector noroeste de la zona de estudio donde las elevaciones en las zonas donde se conectan ambas superficies son bastante similares, con lo cual no se descarta el hecho de que parte de la superficie de rasas haya podido ser afectada por procesos continentales (Mapa fuera de texto).

En términos generales, la historia de formación del pedimento comienza con un aumento en la incisión y un retroceso de los escarpes que habría tenido lugar previo a los 7 Ma, con el consiguiente relleno de los valles por medio de una removilización del material proveniente de la Formación Confluencia (Rodríguez, 2013). Posteriormente, el arrasamiento mencionado por Paskoff (1970) habría tenido lugar por medio de un proceso degradacional el cual queda en evidencia con el hecho de que el pedimento se construye, en parte, sobre litologías más antiguas y competentes tales como granitos jurásicos. Así, la fase principal del proceso de pedimentación corresponde a este proceso erosivo de gran escala. El pedimento, aquí presentado, forma parte de una serie de pedimentos coalescentes que dan lugar al pediplano de Ovalle, el cual tiene una edad entre 800 y 500 ka (Rodríguez, 2013). Finalmente, tanto la cubierta aluvial como las incisiones realizadas en el pedimento corresponden a eventos que han tenido lugar de manera posterior y que actualmente siguen en desarrollo.

En este trabajo se intentó realizar una datación por luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) en un depósito que entregaría una cota de edad para la formación del pedimento. Sin embargo, resultó infructuosa por las características mineralógicas del depósito, las cuales hicieron inviable la obtención de datos confiables en laboratorio.

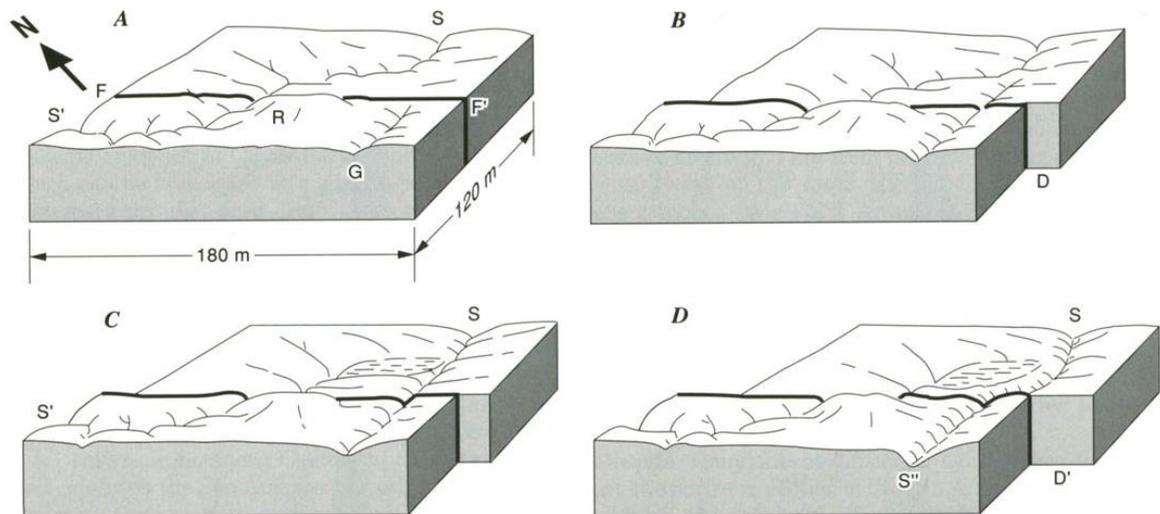
## 5.2.2 Origen de las depresiones de escala fina

El origen de las depresiones presentadas en la sección 4.3.1 probablemente está relacionado a que en zonas de planicies el agua tiene un gradiente cero para el flujo de escorrentía, ante lo cual puede predominar el estancamiento y la infiltración. Este aumento de la infiltración arrastraría parte del sedimento más fino del sector, lo que explicaría la pérdida de soporte que se traduciría, finalmente, en la formación de estas depresiones de escala fina. También podrían estar involucrados procesos de disolución local influenciados por el mismo aumento de la infiltración en estas depresiones. Sin embargo, es difícil saber esto debido que la litología del substrato corresponde a gravas y conglomerados de la Formación Confluencia y material aluvial.

## 5.2.3 Interpretación del *sag pond*

Pese a que no se observaron estructuras sedimentarias que indiquen una dirección de flujo, la ubicación de las litologías de proveniencia hacia el sureste y la morfología del depósito con acuñaamiento hacia el sureste, permiten inferir que el flujo habría tenido una dirección aproximadamente noroeste, tributando al Río Petorca. Tal configuración se habría visto interrumpida por algún evento que provocó estadios de estancamiento y depositación responsables de la presencia del *sag pond*. Además, la quebrada que corta el depósito actualmente está construida en una dirección de flujo sureste, formando parte de la cuenca del tributario subparalelo al Río Petorca (sección 4.3.3).

Se reconoce un desnivel topográfico SW-NE en la superficie del pedimento que aumenta de SW a NE (Figuras 40a, 40b y 40c). La diferencia de elevación máxima medida para este desnivel es de 12 m. El *sag pond* se ubica justo al sur del desnivel (Figura 40c). Esta diferencia de elevación podría ser el factor que conllevó a los estadios de estancamiento.

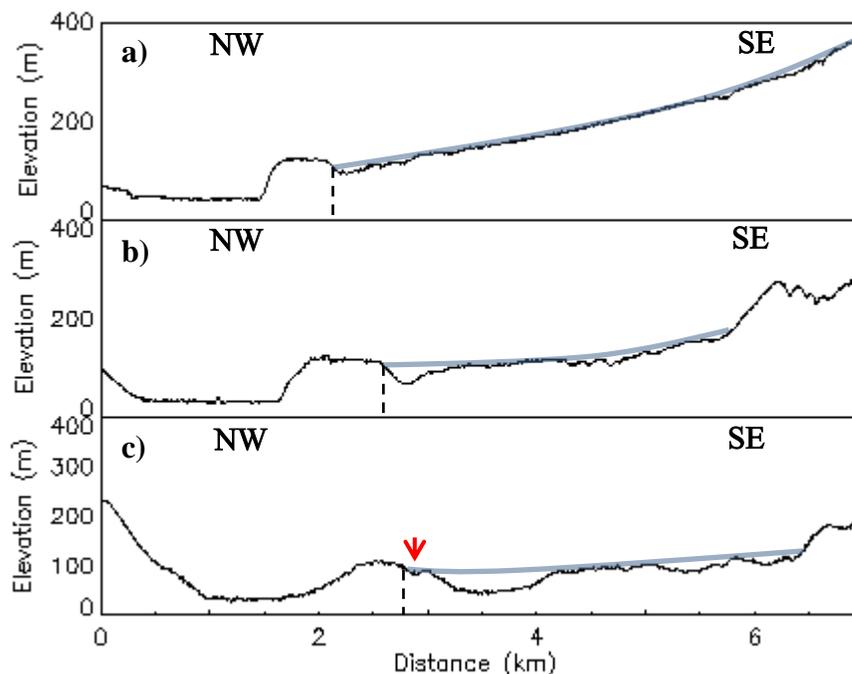


**Figura 39. Posibles situaciones para los cauces en falla de rumbo.** a) Una diferencia de elevación en el terreno, representada por el lomo R, impide o no favorece el curso del río SS'. b) Erosión regresiva de G que corta la falla y ofrece otra ruta para la escorrentía del flujo. c) Continúa la erosión en el nuevo cauce y se tienen eventos de depositación debido al estancamiento en cauce antiguo. El río cambia de cauce. d) El lecho SS' se encuentra deformado por otro movimiento de la falla F'. Tomado de Brown (1990).

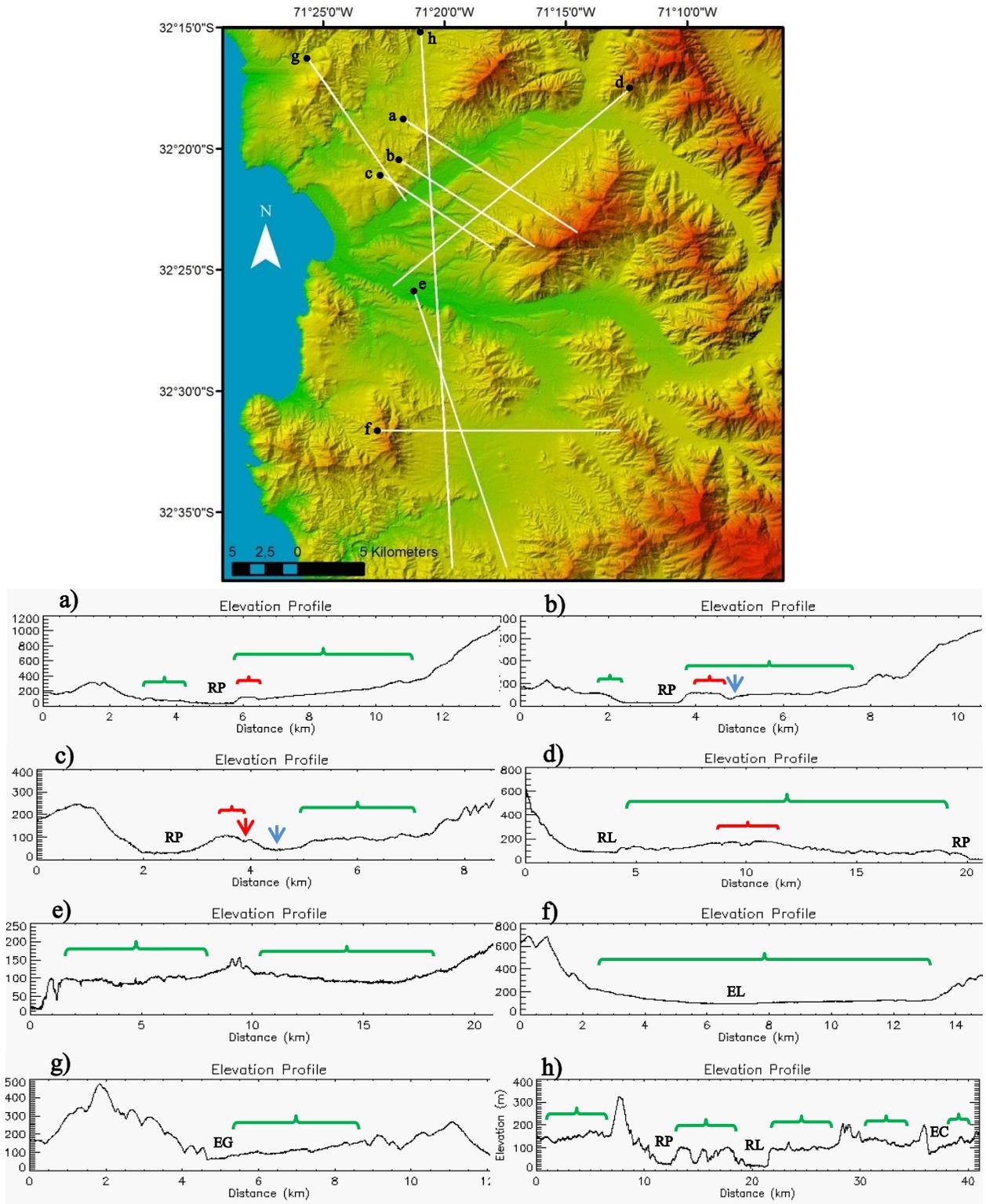
Existen algunas similitudes entre la configuración planteada y las geomorfologías que pueden desarrollarse en fallas de rumbo (Figura 39): a) una falla de rumbo representa un mecanismo válido para la ocurrencia de desniveles y estancamiento de los cauces sin la generación de relieve como podría esperarse de otro tipo de estructura; b) la formación de un nuevo cauce que permita rodear el desnivel podría estar relacionada con la formación del tributario subparalelo al Río Petorca (Figura 23). Sin perjuicio de lo anterior, la configuración observada presenta algunas diferencias con el modelo conceptual: no se observa la falla directamente en superficie ni cauces relictos desplazados. Las posibles causas para explicar esto se abordan en la sección 5.4.1, ya que no se pueden desprender de las observaciones realizadas para el depósito *sag pond*.

La interpretación que se realiza de esta disposición es la siguiente serie de eventos: una situación previa de pedimento continuo sobre los depósitos miocénicos de la Formación Confluencia, seguida por una deformación que generó un desnivel en la topografía generando estadios de estancamiento y depositación que serían posteriores al desarrollo de la deformación o, en su caso límite, sintectónicos. Esta disposición habría sido cubierta por material aluvial más joven. Finalmente, tuvo lugar la incisión fluvial en una dirección opuesta.

El conocer la edad de este depósito representa una oportunidad para establecer dos cotas de edad mínima: para el proceso de pedimentación y para el desarrollo de la estructura que generó la deformación. Como se mencionó previamente, se intentó realizar una datación OSL, la cual, finalmente, resultó infructuosa por las características mineralógicas del depósito.



**Figura 40. Desnivel topográfico en superficie del pedimento.** Los perfiles de elevación a), b) y c) se corresponden con los perfiles a), b) y c) de la Figura 41. En esta Figura se presentan ajustados a la misma escala horizontal y vertical para comparar la variación del desnivel en la orientación SW – NW. Sobre la superficie del pedimento se trazó una línea azul con transparencia de 50% que pasa por los puntos más altos de este para eliminar el efecto de las incisiones y la erosión en la expresión del pedimento. La flecha roja indica la ubicación del *sag pond*. La línea negra punteada muestra la ubicación de la falla inferida.



**Figura 41. Perfiles topográficos en zonas con pedimento.** Las llaves verdes representan las zonas donde se desarrolla el pedimento. Las llaves rojas indican un desnivel en la superficie del pedimento. La flecha roja indica la ubicación del *sag pond*. La flecha azul indica la ubicación del tributario subparalelo al Río Petorca. Los cauces principales se presentan abreviados según la siguiente simbología: RP: Río Petorca, RL: Río La Ligua, EL: Estero La Laguna, EG: Estero Guaquén, EC: Estero La Matamilla-Catapilco. Las trazas de estos cauces se presentan en la Figura 28. Todos los perfiles de esta figura se orientan de tal manera que el extremo izquierdo coincide con el punto negro que aparece en las trazas de los perfiles de la imagen superior.

## 5.2.4 Interpretación del tributario subparalelo al Río Petorca

La orientación y disposición de este tributario (Figura 23) se interpreta como una respuesta por parte del sistema fluvial a un cambio en las condiciones de la topografía que incluye la irrupción de un desnivel (Figura 40). El tributario está ubicado justo al sur del depósito de *sag pond* y su orientación NE es perpendicular a la dirección de acuñamiento del depósito. Así, la orientación anómala de este cauce podría ser una consecuencia de la misma deformación que habría condicionado el desnivel y la formación del depósito previamente mencionado.

La incisión del tributario se construye al sur del desnivel y se hace más amplia hacia el suroeste (Figuras 40b y 40c). Sin embargo, no continúa más hacia el noreste, pese a que en aquella dirección el desnivel es mayor (Figura 39c). La incisión se construiría a partir de retrocesos erosivos. Es posible que la construcción del tributario no esté completa debido a la velocidad del proceso o a lo reciente de la deformación.

En resumen, se interpreta como una respuesta que permite al sistema reacomodarse para unirse al curso principal del Río Petorca. Además, correspondería a un valle en desarrollo, que probablemente seguirá construyéndose hacia el noreste por medio de un retroceso erosivo que le permitirá capturar los cauces que escurren hacia el noroeste.

## 5.2.2 Morfología del pedimento

Los pedimentos tienden a tener un mayor desarrollo en zonas de relativa estabilidad tectónica y donde existió un bajo relieve inicial (Dohrenwend y Parsons, 1994). Dentro de áreas tectónicamente activas, los pedimentos tienden a permanecer confinados en configuraciones locales de estabilidad geomorfológica donde los procesos erosivos y deposicionales han permanecido balanceados (Dohrenwend y Parsons, 1994). Esto explicaría que el desarrollo del pedimento observado en la zona de estudio disminuya gradualmente hacia el este (Figura 18).

Se distingue una asimetría para el pedimento que se manifiesta en un mayor desarrollo hacia el sureste de los cauces que hacia el noroeste (Figuras 18, 24, 41a, 41b, 41c y 41g). Este fenómeno no se observa hacia el sur del Río La Ligua (Figura 41e). Existen antecedentes en los que un desarrollo diferenciado de pedimento en las laderas opuestas de una cordillera ha sido atribuido a alzamiento de la cordillera por fallamiento en uno de sus flancos (Sharp, 1940). De hecho, un factor que puede favorecer el que un pedimento se extienda desde el frente de un cordón montañoso hasta el eje de la cuenca hidrográfica es su ubicación sobre el flanco de un sistema basculado por un bloque asimétrico de grandes dimensiones (Dohrenwend y Parsons, 1994). Sin embargo, la asimetría del pedimento descrito en este trabajo es un fenómeno que se repite más hacia el norte de la zona de estudio, por lo que no podría ser explicado por basculamientos locales. Además, no se reconocieron fallas asociadas a los altos topográficos adyacentes al pedimento que puedan respaldar tal hipótesis.

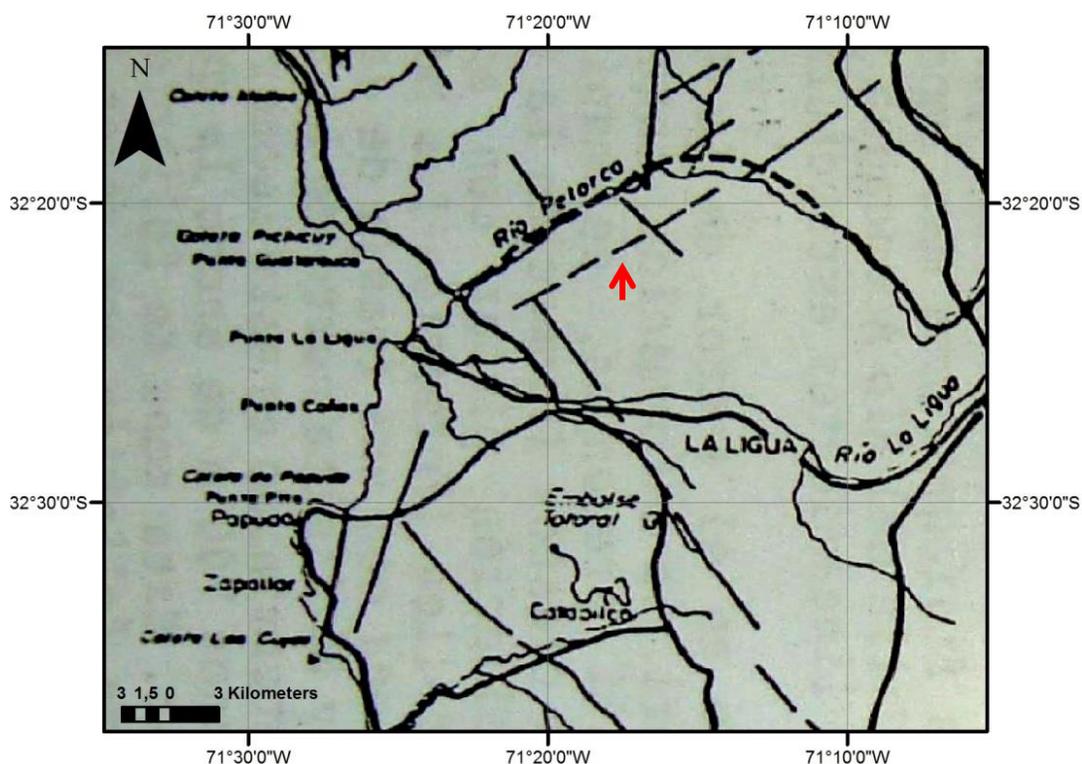
Los perfiles longitudinales trazados sobre el pedimento muestran una curvatura cóncava (Figuras 41a, 41b, 41c, 41f y 41g), la cual, es la forma característica para la mayoría de los pedimentos (Dohrenwend y Parsons, 1994). Se observa una convexidad en un perfil transversal (Figura 41d), la cual, no fue interpretada como abombamiento debido a que los perfiles transversales incluyen procesos más complejos que pueden incluir aplanamiento lateral, captura de cauces, incisiones o diferencias locales en carga sedimentaria (Dohrenwend y Parsons, 1994).

## 5.4 DISCUSIÓN MORFOESTRUCTURAL

### 5.4.1 Fallas

El depósito de *sag pond* corresponde a una evidencia de deformación post-500 ka, pues afecta al pedimento desarrollado principalmente sobre la Formación Confluencia. Las características del depósito y el desnivel topográfico permiten interpretarlos como consecuencia del desarrollo de una falla de rumbo (Figura 40). Rivano (1996) propuso una falla subparalela al Río Petorca (Figura 42) que no fue considerada en el mapa geológico de la región (Figura 3). Los rasgos geomorfológicos (*sagpond* y desnivel topográfico) permiten corroborar tal estructura. El hecho de que esta falla no se observe claramente en superficie podría explicarse porque: a) se encuentra cubierta por material aluvial o coluvial removilizado; b) la Formación Confluencia sufre un fallamiento directo pero la homogeneidad de la unidad sumada a su bajo grado de consolidación hacen imperceptible el fallamiento.

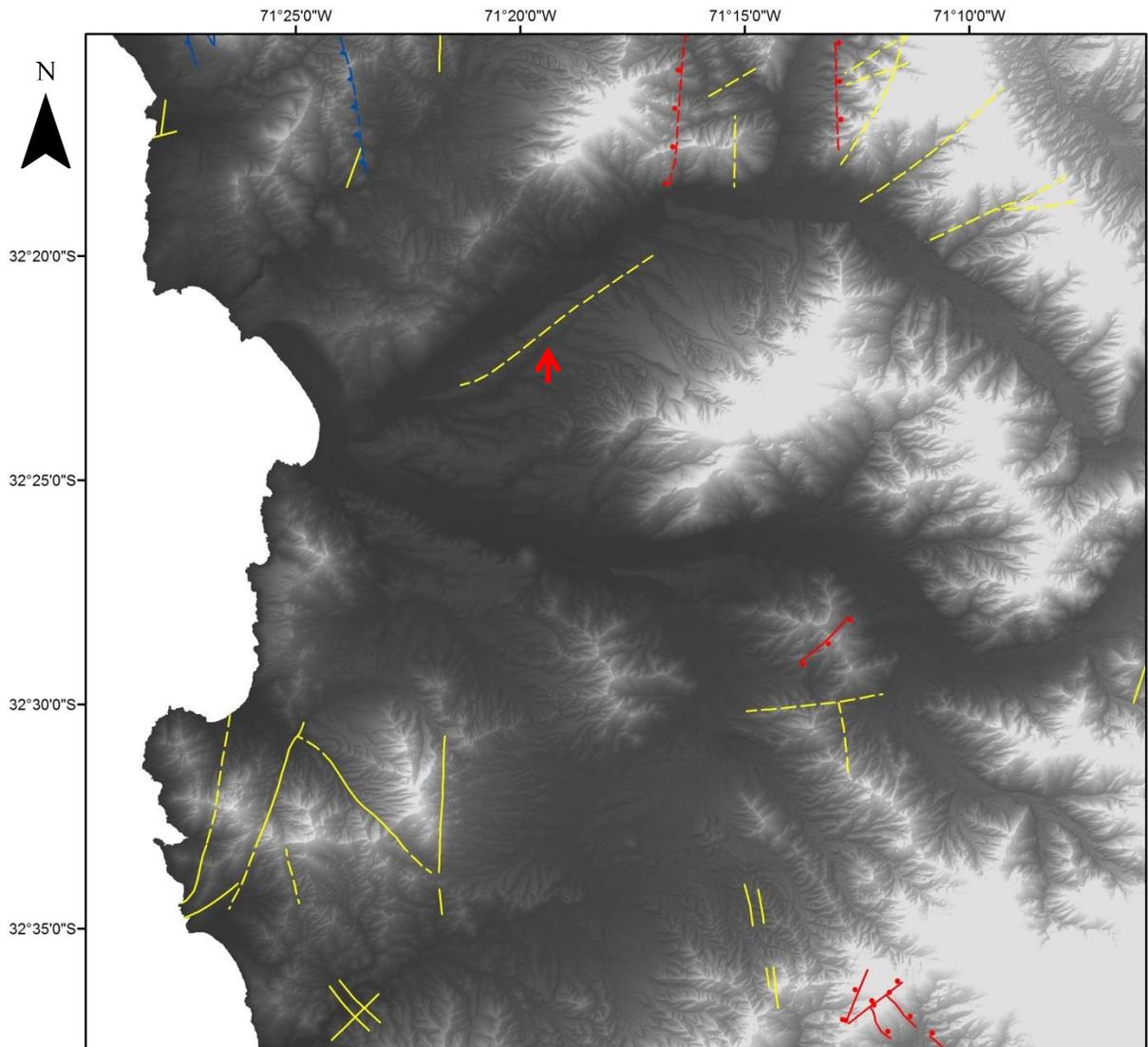
La estructura se manifestaría como un fallamiento de las rocas rígidas bajo la Formación Confluencia. Es posible que esta falla sea la reactivación de una estructura más antigua de orientación NE, formando parte del entramado estructural de fallas NE y NW que afectan el basamento de la zona costera y que han sido evidenciados al sur del Río Aconcagua (Gana *et al.*, 1996) y propuestas en el sector Los Molles-Maitencillo (Rivano, 1996).



**Figura 42. Principales accidentes estructurales en la zona de estudio.** Modificado de Rivano (1996). La figura representa en sí un bosquejo ya que varios de estos trazos de estructuras no fueron incluidos en el mapa geológico de Rivano (1996) (Figura 3). La flecha roja indica la estructura mencionada en el texto.

El sismo superficial del 13/05/2008 (Figura 33) encontrado en esta zona podría estar asociado a una reactivación de la falla. Esto, además de confirmar la hipótesis de deformación activa en la zona, indicaría que la estructura sería de muy alto ángulo por la ubicación del hipocentro (Figura 33). Por medio de un análisis de la *beach ball* se podría determinar el mecanismo focal que controla el movimiento de la falla. Sin embargo, tal análisis no se desarrolló por falta de datos.

En resumen, con estos datos se propone la existencia de una falla de rumbo NE con una traza de al menos 10 km (Figura 43) con *sag ponds* asociados y de edad post-500 ka que afecta el pedimento sobre la Formación Confluencia. Es posible que esta falla continúe más al noreste como fue sugerido por Rivano (1996) (Figura 42).



**Figura 43. Fallas geológicas de la zona de estudio sobre el DEM.** Las fallas de rumbo se presentan en amarillo. Las fallas inversas se presentan en azul y con triángulos hacia el bloque colgante. Las fallas normales se presentan en rojo y con círculos hacia el bloque colgante. En fallas inferidas se reemplaza línea continua por línea segmentada. La falla propuesta en este trabajo se indica con una flecha roja. El DEM se visualiza con una vista sombreada del relieve de  $Z=1$ . Los datos estructurales fueron obtenidos a partir de Rivano (1996) en adición a la falla propuesta en este trabajo. El mapa se presenta a una escala de 1:300.000.

Además de tal hallazgo, no se pudieron inferir nuevas estructuras con las metodologías abordadas en este trabajo.

La compilación de fallas de la zona de estudio permite relacionar su distribución espacial con el relieve de la zona de estudio (Figura 43). En algunos casos las fallas tienen relación con el desarrollo del relieve coincidiendo con quebradas y valles. Esto es válido solo para fallas de rumbo. En general, las fallas inversas y normales no guardan relación con el relieve. Cabe destacar que el hecho de que una falla geológica coincida con ciertos rasgos del relieve puede deberse a que: las zonas con presencia de fallas representan debilidades de la corteza y zonas de discontinuidad que pueden favorecer o inhibir la erosión, controlando el desarrollo de la geomorfología de manera indirecta; o a una deformación reciente que perturbe directamente la geomorfología.

#### **5.4.2 Alzamiento**

Las terrazas marinas II y III identificadas en este trabajo se ubican a una elevación de 80 y 230 m s.n.m. La terraza marina III se corresponde con el nivel T0 descrito por Rodríguez *et al.* (2013) quien en su trabajo abarca parte de la zona de estudio. La edad de esta terraza marina está entre los 800 y 500 ka (Rodríguez *et al.* 2013). En función de su elevación, la terraza marina II podría ser correlacionada con el nivel de *rasas* TIII (55±5 m s.n.m.) de edad 225±12 ka descrito más al norte por Saillard *et al.* (2009) aunque esta correlación no es directa debido a las posibles variaciones N-S de alzamiento costero (Rodríguez *et al.*, 2013).

Desde el Plioceno superior los cambios eustáticos globales no superaron los 50 m s.n.m. lo que permite afirmar que las terrazas marinas formadas posteriormente y ubicadas sobre los 50 m s.n.m. justificarían la existencia de un factor tectónico de alzamiento (Rodríguez, 2008). Esto sería válido para las terrazas marinas II y III descritas en este trabajo. Consecuentemente, parte de la deformación en la zona de estudio se manifestaría como alzamientos generalizados.

El nivel de detalle de análisis obtenido en este trabajo permitió identificar estructuras y eventos de deformación reciente. La deformación asociada a estas estructuras es apenas perceptible por lo que se pueden asumir tasas de deformación muy bajas. Sin embargo, los eventos de alzamiento no relacionados a estructuras no se cuantificaron debido a que las metodologías utilizadas en este trabajo se enfocan en diferencias relativas del relieve para la búsqueda de deformación activa asociada a estructuras.

#### **5.4.3 Deformación activa**

De las fallas geológicas analizadas previamente, sólo algunas pueden ser abordadas desde el punto de vista de la deformación activa. Como se mencionó anteriormente, la deformación activa incluye los eventos tectónicos que ocurren en un rango de tiempo de importancia para la sociedad humana, comúnmente considerado como los últimos 10.000 años (Keller, 1996). El enfoque de este trabajo orientado hacia la geomorfología permite indagar en un horizonte de tiempo relativamente reciente. En particular, el análisis de perfiles longitudinales y anomalías en las redes de drenaje permiten entrar al rango de tiempo necesario para hablar de procesos activos. Por su parte, el análisis de sismos implica abordar procesos actuales en su totalidad. De esta manera, debe considerarse el hecho de que la búsqueda de correlaciones entre estructuras

antiguas, *knickpoints* y sismos implica necesariamente comparar momentos distintos en el tiempo.

Existen varias observaciones que sugieren la presencia de deformación activa de manera independiente: la falla propuesta a partir del *sag pond* y los perfiles topográficos (Figuras 22, 40 y 41), la presencia de sismos superficiales en la zona de estudio (Figura 33) y la presencia de *knickzones* (Figura 30). Cada una de estas observaciones presenta características particulares que las refuerzan o les quitan validez como evidencias de deformación activa.

La falla propuesta en este trabajo (Figura 43) habría afectado la superficie del pedimento, por lo que sería posterior a la formación de este. Como se discutió previamente, a partir de los datos obtenidos por Rodríguez (2013), el pedimento tendría una edad de entre 800 a 500 ka. Pese a ser posterior, es imposible determinar, con los datos obtenidos en este trabajo, si tal deformación tuvo lugar dentro del rango de los últimos 10.000 años.

En el caso de los registros sismológicos superficiales, estos son datos empíricos que corresponden a mediciones directas. Sin embargo, las lecturas son escasas, lo que no permite observar un patrón sistemático de deformación. Además, de entre los 8 registros sismológicos superficiales que fueron detectados, solo 2 de ellos cuentan con un error de coordenadas lo suficientemente menor como para ser confiables al correlacionarlos con zonas o estructuras. Aun así, las dos lecturas de mayor confiabilidad, que corresponden a las ocurridas en las fechas 13/05/2008 y 04/10/2008 (Figura 33), se pueden restringir a ubicaciones claves en la determinación de deformación activa.

El hallazgo de *knickzones* relacionadas a estructuras de orientación solidaria es, probablemente, la evidencia de mayor peso a la hora de determinar si existe deformación activa en la zona de estudio (Figura 30). El DEM, en base al que se modelaron los perfiles longitudinales de cauces, presenta problemas de exactitud vertical. Estos problemas fueron mitigados de la mejor manera posible, sin embargo añaden cierto grado de incerteza al análisis.

Si los antecedentes son observados desde un punto de vista individual, ninguno es concluyente por sí solo, lo cual es un problema de fondo. Sin embargo, al correlacionar los datos entre sí, estos convergen a lugares específicos. De esta manera, es posible definir al menos 2 zonas de interés donde es altamente probable el desarrollo de deformación activa:

- Falla en valle del Río Petorca: a una distancia cercana a la traza de esta estructura se tiene una lectura sismológica bien acotada y la presencia de un *knickpoint* (Mapa fuera de texto). Estos datos sugieren actividad reciente para esta falla independiente de la edad que se le pueda asignar al evento de deformación principal.
- Cordillera del Melón: ubicada en la esquina sureste de la zona de estudio. Presenta una *knickzone* de dirección ONO ubicada sobre un entramado estructural de fallas normales donde dos de ellas presentan una orientación NO (Mapa fuera de texto). Además, existen dos lecturas sismológicas cercanas, una de las cuales se puede acotar bien al sitio de interés (Mapa fuera de texto y Figura 33). Estos datos sugieren la reactivación de alguna de las fallas NO, lo que se estaría reflejando tanto en el análisis de mediano plazo (impacto en el relieve) como de corto plazo (sismos).

#### 5.4.4 Posibles mecanismos de deformación

##### a) Antecedentes previos de deformación costera y mecanismos propuestos

Entre los 20°45' y los 23°30'S González *et al.* (2003) observó que el alzamiento costero se estaría llevando a cabo simultáneamente con deformación extensional, por medio del desarrollo de fallas normales que definen geometrías de *half-graben* para los bloques. Además, observa que la parte más interior del antearco (Depresión Central) no estaría deformada por procesos extensionales. Para explicar esta configuración González *et al.* (2003) propone un mecanismo que involucra una **flexura de larga longitud de onda del antearco**. El dominio de estructuras extensionales se ubicaría en la zona superior de tal flexura y separado en la zona de *stress* neutral por una falla de despegue, bajo la cual se ubicaría la zona sometida a compresión.

Saillard *et al.* (2009) atribuye los eventos de alzamientos costeros cuaternarios identificados en Altos de Talinai (31°S) a **pulsos de acreción de material subductado** en zonas profundas del antearco, lo que provocaría un engrosamiento cortical. Este mecanismo sería compatible con un estado de compresión en la base del antearco y extensión en la zona superficial de este. De esta manera, Saillard *et al.* (2009) compatibiliza la dominancia de fallas normales en un contexto de alzamientos tectónicos localizados.

Rodríguez *et al.* (2013) también observó evidencias de alzamientos costeros en el valle del Río Choapa que se extienden abarcando los valles de los Ríos Teniente y Quilimarí. Debido a la amplia extensión alzada y a las relaciones de edad con otros alzamientos más al norte (post-400 ka), sugiere un **alzamiento regional** que abarcaría entre los 15°S a 32,5°S. Según Rodríguez *et al.* (2013), un mecanismo relacionado a procesos de subducción como la acreción local mencionada por Saillard *et al.* (2009) no podría explicar la deformación a un nivel regional.

Más al sur (37,5°S), Melnick *et al.* (2009) observó una geometría de *pop-up* que registraba deformación a partir de los 4 Ma, al mismo tiempo que las zonas costeras al norte y sur (36,5°S y 40°S) se habrían mantenido estables con unas tasas de exhumación mucho menores. Con estos antecedentes, el alzamiento costero se llevaría a cabo de manera localizada y bajo un fuerte control estructural. Melnick *et al.* (2009) explica este acortamiento localizado por el **desplazamiento y colisión de un fragmento de antearco previamente desacoplado**.

Martinod *et al.* (2013) en base a modelos análogos analiza los efectos de la **subducción de un *ridge*** en la placa cabalgante. En sus ensayos el alzamiento ocurre primero en la zona más externa del antearco y va acompañado de una subsidencia flexural atrás de la zona alzada. Sin embargo, el área alzada migra hacia el arco en la medida que se establece la subducción plana. Por otra parte, la diferencia entre un alzamiento en el antearco y uno en el arco es que el primero es una respuesta transitoria de ajuste isostático, mientras que el segundo es permanente debido al engrosamiento cortical que permite acomodar la subducción del *ridge* (Martinod *et al.*, 2015). Martinod *et al.* (2015) analiza los efectos de la subducción de un *ridge* en el antearco en base a modelos numéricos constatando que este factor puede generar alzamientos importantes, pero no explicaría la tendencia generalizada de alzamientos costeros.

En los modelos numéricos de Martinod *et al.* (2015) la topografía de la placa cabalgante no es compensada por engrosamiento cortical, si no que resulta de una **flexura** de la placa cabalgante. Tal flexura sería el resultado de variaciones en las dinámicas de subducción, lo que involucraría factores tectónicos como la edad del *slab*, el acoplamiento y la velocidad de

convergencia entre placas. Martinod *et al.* (2015) propone la **disminución en la velocidad de convergencia** como el principal mecanismo de alzamiento en base a los resultados de sus modelos numéricos y a la correlación de subsidencia en el Mioceno y alzamiento a partir del Pleistoceno.

b) Aplicación de modelos a la zona de estudio

La hipótesis de alzamiento regional de Rodríguez *et al.* (2013) sería compatible con las observaciones realizadas en este trabajo. Partiendo de esa base, los mecanismos mencionados para explicar alzamientos locales, como los pulsos de acreción de material subductado, tendrían menor validez. Además, el desplazamiento y colisión de fragmentos de antearco previamente desacoplados no aplica para la zona de estudio.

Si bien la subducción del *Ridge* de Juan Fernández tampoco es capaz de explicar un proceso de alzamiento costero regional (Martinod *et al.*, 2015), no se puede desconocer que la cercanía a la que ocurre este proceso podría determinar que, finalmente, juegue un rol en los alzamientos para esta zona en particular.

Otro aspecto que caracteriza la configuración cercana a la zona de estudio es el hecho de que el fondo marino asociado a la parte más externa del antearco andino está actualmente sometido a subsidencia (Laursen *et al.*, 2002). Esta característica no excluye a ninguno de los mecanismos previamente presentados, ya que todos consideran este factor en la construcción del modelo. Por ejemplo, el modelo de González *et al.* (2003) considera que el flanco oeste de la flexura de larga longitud de onda estaría siendo sometido a un movimiento gravitacional dirigido hacia la fosa. De la misma manera, los ensayos de Martinod *et al.* (2013) evidencian extensión perpendicular a la fosa en la superficie de la placa cabalgante cercana a la fosa.

Por otro lado, la configuración estructural predominante en la zona de estudio son fallas de rumbo y extensionales (Rivano, 1996). Sin embargo, la actividad de estas estructuras no es evidente durante el cuaternario. De esta manera, se establece una diferencia clara con respecto a los modelos de González *et al.* (2003) o de Melnick *et al.* (2009) que involucran estructuras extensionales y compresivas, respectivamente, en sus modelos. Pese a esto, el desarrollo de sistemas extensionales depende de la reología, del estado de los esfuerzos, e indirectamente de la geometría y curvatura de la flexura. El modelo de González *et al.* (2003) sería el que mejor explicaría la deformación en la zona de estudio, siendo posible que una flexura de menor curvatura explicara el alzamiento de la zona.

## VI. CONCLUSIONES

1. En este trabajo se desarrolló un método para obtener modelos de elevación digital con características variables en función de la experiencia del usuario, la tolerancia al error admitido y el tiempo invertido, a costos sumamente menores que aquellos ofrecidos en el mercado. Las ventajas del método desarrollado para generar un DEM son: a) la buena definición de los detalles del DEM, lo cual le brinda una alta precisión; b) el costo muy inferior al de productos en el mercado con la misma resolución; c) la posibilidad de analizar aspectos de la topografía para escalas de trabajo finas, donde los modelos gratuitos disponibles en la red presentan problemas de resolución. Esta metodología es ideal para análisis cualitativos y descriptivos de escala fina. Las debilidades del método desarrollado son la baja exactitud vertical que adquieren los datos en algunas zonas y el tiempo requerido para su construcción.
2. Con este método se construyó un DEM de alta resolución ( $\pm 1$  m) en base a fotografías aéreas y al manejo de parámetros por medio del programa ENVI 4.8 de la zona costera entre Los Molles y Maitencillo, el cual se usó para un análisis morfoestructural.
3. Se obtuvo un mapa geomorfológico a escala 1:100.000, el cual demuestra que el elemento dominante del paisaje es el pedimento, el cual se formó por un proceso erosivo de gran escala y que corresponde al principal marcador geomorfológico en la zona de estudio. Este forma parte de una serie de pedimentos coalescentes que conforman el Pediplano de Ovalle, el cual tiene una edad entre 800 y 500 ka.
4. Se identificó un depósito de *sag pond*, el cual, en conjunto con un desnivel en el pedimento y una perturbación del dispositivo dendrítico del drenaje, se consideran evidencias de una deformación posterior al desarrollo del pedimento. En base a esto, se propone una falla de rumbo de orientación NE al interior del valle del Río Petorca, la cual presentaría actividad post-500 ka. La evidencia de la falla mencionada permite confirmar la hipótesis de deformación cuaternaria en la zona de estudio.
5. Se definieron 2 sectores de interés donde es altamente probable que exista desarrollo de deformación activa: valle del Río Petorca y Cordillera del Melón, basado en la convergencia de indicadores de deformación que abarcan un rango de tiempo más reciente, como los *knickpoints* y los sismos.
6. Se sugirieron otros aspectos inherentes a la deformación cuaternaria: a) se manifestaría como un alzamiento general evidenciado por la altura de las terrazas marinas y como deformación estructural asociada a fallas; b) la deformación estructural ocurriría a bajas tasas ya que su detección es perceptible sólo a escalas de mayor detalle; c) el mecanismo tectónico que mejor se ajusta es una flexura de larga longitud de onda del antearco.

## VII. BIBLIOGRAFÍA

Arancibia, G. 2004. Mid-cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32° S), *J. South Am. Earth Sci.*, 17(3), 209–226, doi:10.1016/j.jsames.2004.06.001.

Arriagada, C., Mpodozis, C., Yañez, G., Roperch, P., Charrier, R., Farías, M. 2009. Rotaciones Tectónicas en Chile Central: El Oroclino de Vallenar y el “Megakink” del Maipo. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago.

Baeza, S. En preparación. Estructura de la Cordillera Frontal en la Provincia de Limarí: un aporte al entendimiento de la configuración del Margen occidental de Los Andes Centrales. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile.

Beck, M., Murmester, R., García, A., Rivano, S. 1990. Paleomagnetic results from Cretaceous rocks in the Llaillay – San Felipe – Putaendo region: Implications for block rotations in the Andean forearc. *Revista Geológica de Chile*, Vol 17, No. 2, p115-130.

Brown, R., Jr. 1990. Quaternary deformation in The San Andreas Fault System, California. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 1515, 83-113.

Burbank, D. y Anderson, R. 2001. *Tectonic Geomorphology*. Malden, USA: Blackwell Science. Ltd. ISBN: 978-0-632-04386-6.

Cahill, T. and Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research* 97: 17503-17529.

Charrier, R., Godoy, E., Bertens, A., Larraguibel, J. 1991. La falla de la silla del gobernador, Quilimarí, región de Coquimbo, Chile: antecedentes cinemáticos y significado geológico. VI Congreso Geológico Chileno. Actas, Vol 1, p.548-551. Viña del Mar, Chile.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., and Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the fl at-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°–36°S.L.): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 117–139, doi:10.1016/S0895-9811(02)00009-3.

Comte, D., Pardo, M., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Rivera L., Cisternas, A., Ponce, L. 1992. Crustal seismicity and subduction morphology around Antofagasta, Chile: preliminary results from a microearthquake survey. *Andean geodynamics*, Volume 205, Issues 1–3, 30. Doi:10.1016/0040-1951(92)90414-2

Dohrenwend, J., Parsons, J., 1994. Pediments in Arid Environments. Abrahams, A.D., and Parsons, A.J., eds., *Geomorphology of Desert Environments*: London, Chapman and Hall, p. 321–353.

Escribano, J. 2008. Superficies de bajo relieve en la Cordillera de Chile central entre los 32°30'S y los 33°30'S, y su relación con el alzamiento andino. Memoria de título de geólogo. Universidad de Chile.

Farias, M., R. Charrier, D. Comte, J. Martinod, and G. Herail. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30' S), *Tectonics*, 24(4), doi:Tc400110.1029/2004tc001667.

Fariás, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neógeno. Phd Thesis. Universidad de Chile.

Gana, P., Wall, R., Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área de Valparaíso-Curacaví, regiones de Valparaíso y Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Lima, A. y Binda, A. 2013. Lithologic and structural controls on fluvial knickzones in basalts of the Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 48 262-270.

González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., Schneider, H. 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene–Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16 321–342.

Jara, P. y Charrier, R. 2003. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean Geology* 41 (1): 174-209.

Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V. and Ando, C. 1983. Andean Tectonics Related to Geometry of Subducted Nazca Plate, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94(3), 341–361, doi:10.1130/0016-7606(1983)94<341:atrtgo>2.0.co;2.

Kay, S. Mahlburg and Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flatslab, *Journal of South American Earth Science*, 15, 39-59.

Keller, E., Pinter, Nicholas. 1996. *Active Tectonics: Earthquakes, uplift and landscape*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ 074758.

Laursen, J., Scholl, D., Huene, R. 2002. Neotectonic deformation of the central Chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. *Tectonics*, Vol. 21, No. 5, 1038.

Martinod, J., Guillaume, B., Espurt, N., Faccenna, C., Funicello, F., Regard, V. 2013. Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics* 588 39–55.

Martinod, J., Regard, V., Letourmy, J., Henry, H., Hassani, R., Baratchart, S., Carretier, S. 2015. How do subduction processes contribute to forearc Andean uplift? Insights from numerical models. *Journal of Geodynamics*, Elsevier, pp.10.1016.

Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M.R., and Echtler, H.P. 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from forearc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco Peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research* 114, doi: 10.1029/2008JB005788.

Naranjo, K. 2014. Evolución geomorfológica asociada a la pedimentación de la Cordillera de la Costa entre los Ríos Aconcagua y Cachapoal/Rapel. Memoria de título de geóloga. Universidad de Chile.

Ohmori, H., 1991. Change in the mathematical function type describing the longitudinal profile of a river through an evolutionary process. *Journal of Geology*, Vol. 99, p. 97-110.

Pardo-Casas, F., and P. Molnar. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time, *Tectonics*, 6(3), 233–248.

Pardo, M., D. Comte, and T. Monfret. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone, *J. South Am. Earth Sci.*, 15(1), 11–22, doi:10.1016/s08959811(02)00003-2.

Paskoff, R. 1970. *Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride*. Biscaye Freres, Bordeaux. Versión traducida al español: *Geología de Chile semiárido*.

Passalacqua, P., Belmont, P., Staley, D., Simley, J., Arrowsmith, R., Bode, C., Crosby, Ch., DeLong, S., Glenni, N., Kelly, S., Lague, D., Sangireddy, H., Schaffrath, K., Tarboton D., Waskiewicz, T., Wheaton, J. 2015. Analyzing high resolution topography for advancing the understanding of mass and energy transfer through landscapes: A review. *Earth-Science Reviews* 148 174–193

Pérez, I. 2015. Visualización de mallas de terreno e identificación de patrones de drenaje en cuencas. Memoria de título de ingeniera civil en computación. Universidad de Chile.

Rauld, R. 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago oriente, entre el Río Mapocho y la Quebrada de Macul. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile.

Regard, V., Saillard, Martinod, J., Audin, L., Carretier, S., Pedoja, K., Riquelme, R., Paredes, P., Hérial, G., 2010. Renewed uplift of the Central Andes Forearc revealed by coastal evolution during the Quaternary. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 199–210.

Riquelme, R., Martinod, J., Hérial, G., Darrozes, J., Carrier, R. 2002. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361 255-275, doi:10.1016/S0040-195(02)00649-2.

Rivano, S. y Sepúlveda, P. 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, N° 69 (escala 1: 250.000).

Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Espiñeira, D. 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, N° 73 (escala 1: 250.000). Santiago.

Rivano, S. 1996. Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Rodríguez, M., 2008. Evolución de la erosión del antearco de Chile central (33-34°S) durante el neógeno mediante el análisis de minerales pesados detríticos y la geomorfología. Tesis de magister en ciencias mención geología. Universidad de Chile.

Rodríguez, M., Carretier, M., Charrier, R., Saillard, M., Regard, V., Hérial, G., Hall, S., Farber, D., Audin, L. 2013. Geochronology of pediments and marine terraces in north-central Chile and their implications for Quaternary uplift in the Western Andes. *Geomorphology* 180–181 33–46.

Rodríguez, M., 2013. Cenozoic Uplift and exhumation above the southern part of flat slab subduction segment of Chile (28.5-32°S). Tesis de doctora en ciencias mención geología. Universidad de Chile.

Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R.C., Bondoux, F., 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 50–63.

Scheidegger, A.E., 1991. *Theoretical Geomorphology*. 3rd edition. Springer, New York, 434 p.

SERNAGEOMIN. 2003. Carta Geológica de Chile (escala 1:1.000.000). Servicio Nacional de Geología y Minería.

Sharp, R.P. 1940. Geomorphology of the Ruby-East Humboldt Range, Nevada. *Bulletin of the Geological Society of America* 51, 337-72.

Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, p. 211-215.

Tassara, A. 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano–Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°–34°S). *Tectonophysics*, Volume 399, Issues 1–4, 27 April 2005, Pages 39–57.

Troncoso, M., Pinto, L., Vargas, G., Carretier, S., Cembrano, J. 2014. Evidenci geomorfológica de neotectónica en el borde oriental de la Depresión Los Andes – San Felipe, Provincia de Los Andes, Región de Valparaíso. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias mención geología. Universidad de Chile.

Veloso, B. y Araya, J. 2005. Estructura y dinámica del Sistema Dunar de Longotoma. Memoria para optar al título de Geógrafo. Universidad de Chile.

Yáñez, G., Ranero, C., von Huene, R., Díaz, J. 2001, Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin, *J. Geophys. Res.*, 106(B4), 6325-6345.

## VIII. ANEXOS

### 8.1 COMANDOS EN ENVI 4.8

En esta sección se indican los comandos específicos que deben ser computados en ENVI 4.8 para llevar el procedimiento explicado en la sección 3.2. Este capítulo tiene, entonces, la función de servir de guía al lector que esté interesado en replicar el método de construcción de un DEM de alta resolución presentado en este trabajo. Se recomienda, en tal caso, realizar una lectura previa o simultánea de este Anexo con la sección 3.2, ya que en ella se explica la influencia de los parámetros a ingresar.

#### 8.1.1 Georreferenciar

En primer lugar, se debe abrir el fotograma a georreferenciar (*File > Open Image File*), y seguir los comandos *Map > Build RPCs*, seleccionando la fotografía que se desea georreferenciar.

Los parámetros de cámara son datos que deben obtenerse del certificado de calibración de las imágenes, documento que debe ser pedido al proveedor.

Para determinar la orientación interior se ingresan los puntos *fiducials* por medio del comando *Select Fiducials in Display*, con lo que se abre una visualización que permite ubicar cada punto en la imagen asignándole la ubicación especificada, también, en el certificado de calibración. ENVI provee un botón *Predict*, con el cual se acerca a la ubicación especificada, basándose en, al menos, 3 puntos anteriores, lo cual permite ahorrar algo de tiempo. El error RMS permite detectar errores en el ingreso de los valores. Se recomienda guardar el archivo exportándolo como texto por medio del comando *File > Save Points to ASCII*, para identificar de manera rápida una fuente de error ante resultados insatisfactorios y/o para arreglar o modificar la georreferencia da manera rápida importando tal archivo en *File > Restore Points from ASCII*. Una vez ingresados los 8 puntos, se asignan al modelo RPC por medio del comando *Options > Export Fiducials to Build RPCs Widget*.

Para establecer la orientación exterior deben ingresarse los GCP (*ground control points*), con los comandos *Select GCPs in Display > Select Projection for GCPs > OK*. Así, se abre una ventana de similares características a la de los *fiducials*, en la que se ubica el punto de control y se le asignan las coordenadas y la elevación. Al igual que en el caso de los *fiducials*, se puede ahorrar tiempo acercándose a la ubicación ingresando las coordenadas del siguiente punto de control y apretando el botón *Predict*. Antes de finalizar el proceso se sugiere guardar en un archivo de texto los GCP con el comando *File > Save GCPs w/ map coords*. En caso de que la georreferencia quedase defectuosa pueden importarse estos puntos por medio del comando *File > Restore GCPs from ASCII*. Finalmente, se agregan al modelo RPC por medio del comando *Options > Export GCPs to Build RPCs Widget*. Una vez que se encuentran todos los parámetros ingresados se acepta apretando *OK* en la ventana *Build RPCs*, con lo cual se genera el archivo *header* con el mismo nombre del *raster* y extensión *.hdr*.

## 8.1.2 Extracción de un DEM

Ambos fotogramas estéreo deben encontrarse abiertos por el software ENVI con sus respectivos archivos .hdr presentes en la carpeta del fotograma. La extracción comienza con los comandos *Topographic > DEM Extraction > DEM Extraction Wizard > New*. Si el usuario desea restaurar un proceso incompleto guardado previamente, se cambia la opción *New* por la opción *Use Previous File*. A continuación, se abrirá un agente de extracción, el cual corresponde a una ventana de nueve pasos con los cuales se ingresan los parámetros que se usarán para la extracción.

En el primer paso, se ingresan los fotogramas por medio del comando *Select Stereo Images*. Se selecciona, primero la imagen izquierda y, después, la derecha eligiendo la banda específica y *Ok*. Las elevaciones mínima y máxima del modelo se pueden ajustar ingresándolas manualmente en los casilleros que aparecen llenados, preliminarmente, de forma automática por ENVI. Una vez que las elevaciones sean correctas, presionar el botón *Next*.

Durante el segundo paso, el usuario debe tomar la decisión de si ocupar GCP estéreos para la extracción, o no. Las consideraciones para tal decisión se explican en la sección 3.2.4. Para continuar, de manera rápida y sin ingreso de GCP, se elige la opción *No GCPs (relative DEM values only)* y *Next*, lo cual lleva, directamente, al cuarto paso. Si se desean ingresar los GCP, se elige la opción *Define GCPs Interactively* y *Next*, lo cual lleva al tercer paso.

El tercer paso corresponde al ingreso de GCP, para lo cual se abren, adicionalmente, dos ventanas con la visualización de cada imagen. Antes de agregar los puntos, debe elegirse la proyección y el datum a usarse por medio del botón *Change Proj*. Para ingresar los puntos de manera rápida, se recomienda ingresar las coordenadas y utilizar el botón *Predict Left/Right* para realizar un acercamiento a la ubicación para, posteriormente, ajustarla de forma manual en ambas ventanas. Los puntos se ingresan con el botón *Add*, una vez que se especificó la ubicación en píxeles, las coordenadas y la elevación. Para descartar que existan errores en el ingreso de los GCP está la herramienta *Show Table*, la cual presenta los errores de cada punto para cada coordenada y elevación. Si los puntos están correctos, se recomienda guardarlos en un archivo .txt, por medio del botón *Save*, antes de continuar. Los puntos guardados en un .txt pueden ser importados con el botón *Restore*. Una vez finalizado el ingreso de puntos, la verificación del error y el salvado, se procede a avanzar al siguiente paso con el botón *Next*.

El cuarto paso determina la modalidad generación de *tie points*. Para generar los puntos de manera automática debe seleccionarse la opción *Generate Tie Points Automatically*. Al elegir esta opción aparecen una serie de casilleros, para ajustar los parámetros, que presentan, preliminarmente, un valor por defecto. El significado de cada parámetro es explicado en la sección 3.2.4. La determinación del parámetro de tamaño de ventana de búsqueda, a ingresar en el casillero *Search Window size*, requiere de una serie de mediciones en ENVI. Para determinar este parámetro se deben abrir ambas imágenes simultáneamente, lo cual se logra seleccionando las bandas en la ventana *Available Bands List* apretando el botón *Load Band*. La apertura de una nueva ventana en la cual visualizar la segunda fotografía se puede llevar a cabo en la misma *Available Bands List* apretando el botón que se encuentra al lado de *Load Band* y que muestra la ventana que está siendo seleccionada (*No Display* o *Display #1*) y seleccionando la opción *New Display*; también, pueden abrirse las ventanas con los comandos *Window > Start New Display Window*. Luego, en el menú de una de las imágenes se siguen los comandos *Tools > Link > Geographical Link* y se coloca la opción *On* para ambas imágenes. A partir de este punto, si se

hace *click* en una imagen, se desplaza la visualización de la segunda imagen mostrando un punto con las mismas coordenadas, dejando en evidencia el desajuste de georreferencia entre estas. Para medir el desajuste, en pixeles, se siguen los siguientes comandos en el menú de la ventana de una de las imágenes: *Tools > Measurement Tool*, lo cual abrirá una ventana llamada *Display Measurement Tool*, donde se mostrarán las distancias, entre dos puntos de la imagen seleccionados con un *click*. Uno de los puntos debe ser seleccionado sobre una referencia en la imagen donde no se llevará a cabo la medición, permitiendo saber la ubicación para ese punto en la imagen donde se llevará a cabo la medición, debe medirse, así, la distancia entre estos dos puntos en la misma imagen. Este proceso debe ser realizado para varios puntos distribuidos en ambas imágenes, recordando el mayor desajuste presentado. Se debe elegir un tamaño de ventana de búsqueda dos veces mayor que este valor, y ajustarlo de manera que sea un entero impar. Por otra parte, es importante que esté activada con *Yes* la opción *Examine and Edit Tie Points*, con lo cual se podrá disminuir el paralaje de manera controlada. Si el usuario tiene guardados los *tie points* en un archivo .pts y desea editarlos, se recomienda usar la opción *Define Tie Points Interactively*. Si se cuenta con los *tie points* y no se desea editarlos, usar la opción *Read Tie Points From File*. Presionar *Next* para pasar al siguiente paso.

El quinto paso corresponde a la edición manual de los *tie points*. En este paso se pueden añadir, eliminar, exportar e importar *tie points*, todo esto en función de disminuir la paralaje a un valor menor a 10. Si la paralaje es mayor a 10, ENVI no permitirá continuar el proceso arrojando un error. Algunas recomendaciones para bajar la paralaje de manera óptima son explicadas en la sección 3.2.4. La eliminación de puntos específicos se realiza, de manera directa, con el botón *Delete*. Los criterios de eliminación pueden tener una serie de consideraciones (sección 3.2.4), entre las cuales se encuentra el ranking de errores, al cual se accede con el botón *Likely Error Rankings*. La eliminación de todos los puntos se realiza por medio del botón *Delete All*. Para agregar los puntos exportados en un archivo .pts, se usa el comando *Restore*. Para agregar puntos manualmente, se recomienda hacer *click* sobre una de las imágenes, ajustar el punto con un *click* en las pantallas de zoom, presionar *Predict Left* o *Predict Right* para acercarse al punto en la imagen restante, ajustar el punto en las ventanas de zoom, de manera que ambas pantallas referencien el mismo punto, y agregar apretando el botón *Add*. Para exportar los puntos, apretar el botón *Save*. Se recomienda guardar los puntos una vez alcanzado un valor para la paralaje menor a 10. Para avanzar al siguiente paso, presionar *Next*.

El sexto paso ofrece darle ubicaciones diferentes a los archivos de las imágenes epipolares. Permite, además, configurar el factor de reducción epipolar y observar como este parámetro influye sobre la resolución del resultado por medio de la visualización RGB que se encuentra en *Examine Epipolar Results*.

El séptimo paso dice relación con la resolución final del DEM extraído, su extensión y la proyección geográfica de sus coordenadas. Para cambiar la proyección geográfica, apretar el botón *Change Proj*. Cabe destacar que la resolución, determinada por el tamaño de pixel, estará condicionada por el factor de reducción epipolar configurado en el paso anterior, de manera que tanto el tamaño de pixel como las dimensiones del DEM son calculados automáticamente por ENVI y no se recomienda cambiar estos valores.

En el octavo paso, el usuario puede ingresar los parámetros finales de la extracción, pudiendo configurar ingresar manualmente valores para los parámetros. En general, se recomienda mantener los valores por defecto, salvo para el detalle del terreno (ver sección 3.2.4). Además, se ofrecen las opciones de guardar el archivo en una ubicación específica o generarlo en

la memoria de ENVI. Sin embargo, se recomienda destinarle al archivo una ubicación, ya que el tamaño del archivo podría ser mayor a la capacidad de memoria de ENVI, lo que acarrearía un error. Antes de apretar el botón *Next*, se recomienda guardar el proceso apretando el botón *Save*, ubicado en la base de la ventana. Con el proceso guardado, el usuario asegura, que ante un eventual error en el que se cierre el programa, el proceso pueda reanudarse por medio de los comandos *Topographic > DEM Extraction > DEM Extraction Wizard > Use Previous File*. Finalmente, al apretar el botón *Next*, comenzará el cálculo de la grilla de elevación.

Si el proceso no sufre errores de cálculo o triangulación, la extracción del DEM estará completa, ofreciendo la posibilidad de visualizarlo con el botón *Load DEM Result to Display*, lo cual corresponde al paso nueve. El proceso puede ser guardado nuevamente, previo a cerrar el agente de extracción con el botón *Finish*.

### 8.1.3 Revisión del resultado de extracción

Un aspecto importante, una vez obtenido el DEM es reconocer si el modelo presenta algunos de los problemas presentados en la sección 3.3, para lo cual, es indispensable conocer las herramientas que permiten constatar las elevaciones del modelo.

La herramienta más básica e importante para chequear las elevaciones del modelo se obtiene realizando un doble *click* sobre la ventana de visualización del archivo de elevación y corresponde a una ventana llamada *Cursor Location / Value* la cual muestra las coordenadas y el valor del dato, en este caso, elevación, en función de donde se ubique el puntero del *mouse*. Así, es posible realizar un barrido con el puntero para comparar con los datos de los puntos de control obtenidos en terreno, con los DEM colindantes y con datos de GoogleEarth.

Otra herramienta útil es la generación de una vista 3D del modelo generado. Para realizar tal visualización se siguen los siguientes comandos a partir del menú del *raster*: *Tools > 3D Surface View*, con lo que se abre la ventana *Associated DEM Input File*, donde se selecciona el mismo archivo de elevación y *Ok*. A continuación se requerirán los parámetros de la visualización 3D, donde se recomienda mantener los parámetros por defecto si se quiere una observación rápida. Cabe destacar que aumentar la resolución, tanto de la imagen como del DEM, aumentan el tiempo de compilación e, incluso, pueden arrojar un error por no existir tanta capacidad de memoria por parte de ENVI. Se recomienda, al usar esta herramienta, tener también abierta la herramienta *Cursor Location / Value*.

### 8.1.4 Parchado y Recorte

Tal como se explica en la sección 3.2.5, la construcción de un DEM requiere de las fases de Parchado y Recorte.

Para llevar a cabo el recorte se usan los comandos *File > Save File As > Envi Standard*, con lo cual se abre la ventana *New File Builder*. En ella, se le da una ubicación y nombre al nuevo archivo a generar en *Enter Output Filename* y se presiona el botón *Import*, con lo que se abrirá la ventana *Create New File Input File*. En esta ventana, se selecciona el archivo de elevación a cortar y se presiona el botón *Spatial Subset*. Con ello, se abrirá otra ventana llamada *Select Spatial Subset*, donde se presiona la opción *Image*. Finalmente, se abrirá la ventana *Subset by Image*, donde el usuario puede determinar, manualmente, las extensiones del rectángulo que

limitará las extensiones del nuevo archivo. Una vez dibujado el rectángulo, se presiona *Ok* en las ventanas *Subset by Image*, *Select Spatial Subset*, *Create New File Input File* y *New File Builder*. Con esto, se genera un nuevo archivo, resultado del recorte, con su archivo *.hdr* asociado.

Para llevar a cabo el parchado se usan los comandos *Topographic > Replace Bad Values*, con lo cual se abrirá la ventana *DEM Input File*, donde se elige el archivo de elevación y se presiona el botón *Ok*. Así, se abrirá la ventana *Replace Bad Data Parameters*, donde el usuario tiene la posibilidad de reemplazar un valor en específico o un intervalo de valores. Los límites del rango erróneo se ingresan en los casilleros *Bad Value Treshold Range*. Se le asigna un nombre y ubicación al archivo parchado en *Enter Output Filename*. Con esto, se genera un nuevo archivo, resultado del parchado, con su archivo *.hdr* asociado.

### **8.1.5 Generación de un mosaico**

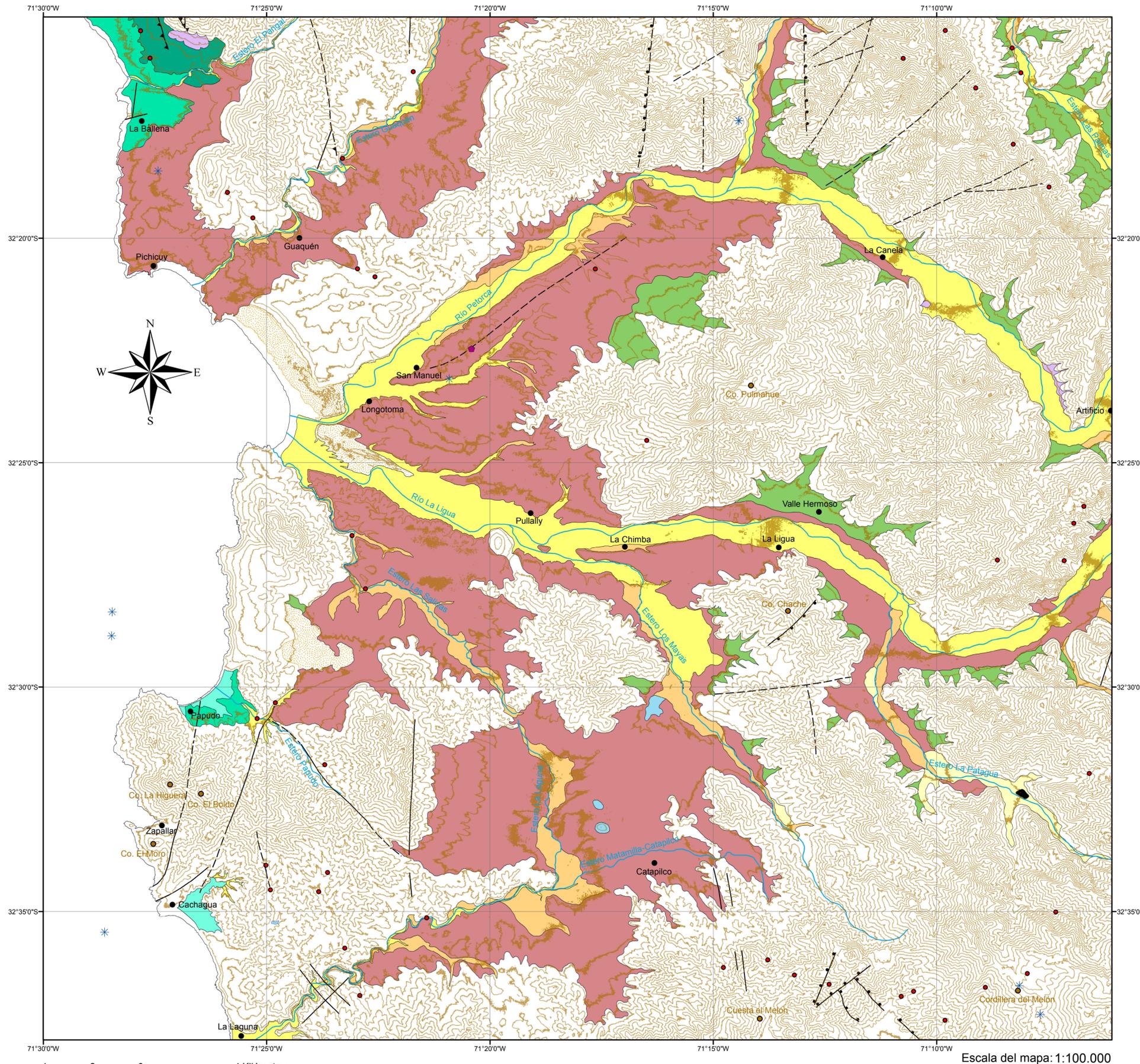
La generación de un mosaico involucra el pegado de partes, lo cual es necesario para la construcción de un DEM (ver sección 3.2.6).

Antes de comenzar el pegado, es necesario constatar la correlación lateral de las elevaciones entre las partes a pegar. Para ello, se ocupan las mismas herramientas presentadas en el Anexo 7.1.3. Para empezar el pegado, el programa debe tener las partes a pegar disponibles en el listado de bandas *Available Band List*. El proceso de mosaico se realiza en ENVI por medio de los comandos *Map > Mosaicking > Georeferenced*, con lo cual se abre la ventana *Map Based Mosaic*. En el menú de esta ventana, proseguir con los comandos *Import > Import Files and Edit Properties*, con lo cual se abrirá la ventana *Mosaic Input Files*, que cumple la función de definir las bandas que serán incluidas en el mosaico. Usando el botón *Ctrl* del teclado, se pueden agregar todas las bandas deseadas en este paso. Al aceptar, se abrirá la ventana *Entry: Band #*, la cual, además, incluye el nombre de la parte a la cual se le ingresarán los parámetros del pegado. La elección de los parámetros se aborda en la sección 3.2.6. Una vez que se configuran los parámetros y se acepta, se abre la misma ventana para ingresar los parámetros de la siguiente parte. Al presionar *Ok* en la ventana de la última parte involucrada, se visualizarán los *raster* en ventana *Mosaic*, previamente llamada *Map Based Mosaic*. Presionando el botón derecho del *mouse* sobre uno de los *raster*, se puede elegir cuál irá por encima o editar, nuevamente, sus parámetros con las opciones *Raise Image to Top* y *Edit Entry* respectivamente. Posteriormente, en el menú de la ventana *Mosaic*, se siguen los comandos *File > Apply*, con lo cual se abrirá la ventana *Mosaic Parameters*, en la cual es posible determinar el método de pegado o redimensionar el resultado. Se recomienda mantener los parámetros por defecto, ya que son aquellos que tienen provocan una menor variación entre las partes originales y el resultado final.

Finalmente, el resultado obtenido debe ser revisado con las herramientas presentadas en el Anexo 8.1.3 en las zonas de pegado, ya que es en estas zonas donde el DEM puede presentar más problemas (ver secciones 3.3 y 3.4.2).

## **8.2 MAPA GEOMORFOLÓGICO**

# MAPA GEOMORFOLÓGICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE LOS MOLLES Y MAITENCILLO

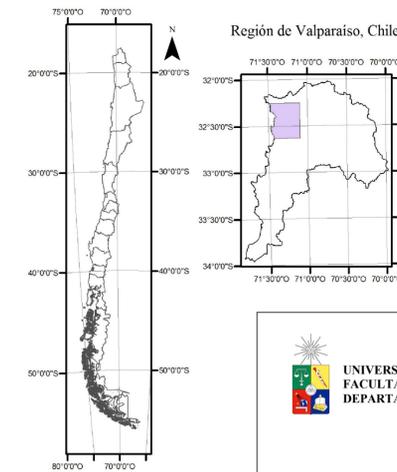


## Simbología

- \* Sismo Superficial
- Ciudades y Localidades
- Cerros
- Knickpoint
- Sag Pond
- Cauces Principales
- Curvas de Nivel cada 50 m
- Falla
- - - Falla Inferida
- - - Falla Normal Inferida
- - - Falla Inversa Inferida
- - - Falla Normal
- - - Falla Inversa

## Unidades Geomorfológicas de baja pendiente

- Terraza Marina 3
- Terraza Marina 2
- Terraza Marina 1
- Terraza Fluvial 3
- Terraza Fluvial 2
- Terraza Fluvial 1
- Pedimento
- Abanicos Aluviales
- Acumulacion Agua
- Antropogénico
- Coluvios
- Dunas o Paleodunas



### Fuente de obtención de datos

Sismos superficiales: Servicio Sismológico de la Universidad de Chile.  
 Knickpoints y Sag Pond: Este trabajo.  
 Curvas de Nivel: DEM construido en esta memoria.  
 Mapeo Geomorfológico: Este trabajo, en base a DEM, pre-mapeo al esteroscopio y visitas a terreno.  
 Fallas: Hojas Quillota y Portillo, Rivano et al, 1996. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Excepto aquella anexa al Sag Pond, inferida en este trabajo.

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

DESARROLLO METODOLÓGICO PARA LA CONSTRUCCIÓN DE UN DEM DE ALTA RESOLUCIÓN Y APLICACIÓN EN EL ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL DE LA CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE LOS 32,25°S Y LOS 32,63°S

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO  
 FELIPE ANDRÉS GONZÁLEZ MALDONADO

PROFESORA GUÍA:  
 DRA. LUISA PINTO LINCOÑIR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
 DR. SEBASTIÁN CARRETER  
 DRA. MARIA PÍA RODRÍGUEZ

SANTIAGO DE CHILE  
 Noviembre, 2015

Escala del mapa: 1:100.000