



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

**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 PARA OPTAR A TÍTULO DE GEÓLOGO

JOSE JAVIER ESCRIBANO

**Profesor Guía
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ**

**Miembros de la Comisión
SÉBASTIEN CARRETIER
MARCELO FARÍAS THIERS**

Santiago, Chile
Octubre, 2008

Resumen

En trabajos anteriores se han reconocido una serie de superficies planas de erosión continental sobre los cordones de cerros de la Cordillera de los Andes en Chile central, las que han sido interpretadas como remanentes de peneplanicies alzadas. Este tipo de superficies se formarían originalmente cercanas al nivel del mar lo que permite interpretarlas como marcadores geomórficos de alzamiento.

En el presente trabajo se caracterizan los distintos niveles que estas superficies forman, determinando sus rangos de elevación, distribución areal y relación con estructuras mayores del antearco de Chile Central. Utilizando perfiles topográficos este-oeste, modelos de elevación digital e imágenes satelitales.

En el sector de estudio se identifican 12 niveles que se correlacionan en 3 Peneplanicies y 3 'strath terraces' de alturas entre 750 y más de 5.000 m s.n.m., Dos de las peneplanicies se encuentran en la Cordillera Principal (CP), y la otra en la CP, Depresión Central (DC), y Cordillera de la Costa (CC), mientras que las 'strath terraces' se reconocen en todas las unidades morfoestructurales. Estas se encuentran dislocadas por fallas y estructuras relacionadas al alzamiento andino.

Las superficies de bajo relieve tienen edades entre 9,8 y 2,7 Ma, acotadas gracias a trabajos anteriores principalmente por relaciones de contacto. Y se discute además otros posibles eventos como dislocaciones, basculamiento y erosión glaciaria.

Por último las superficies erosivas indican 6 pulsos de alzamiento relacionados a su génesis, y se propone un modelo base y simplificado de la evolución del relieve en el sector de estudio.

Agradecimientos

Agradezco a mis padres, por la paciencia, dedicación y su afán de mostrarme siempre un poco más allá de lo evidente. Agradezco a mis amigos y a quienes han tenido que aguantar esta etapa conmigo.

A mis profesores que me han ayudado en la realización de este trabajo, a Reynaldo Charrier, Marcelo 'Patilo' Farías y Sebastien Carretier, así como al proyecto Anillo ACT-18.

Agradezco también a Vale y Pía, por esas largas conversaciones, su guía y apoyo que me han ayudado de manera fundamental para lograr realizar el presente trabajo.

También agradezco a todos quienes fueron y son mis compañeros y amigos, con quienes hemos pasado tantos años de nuestras vidas juntos aprendiendo, en particular a la La Oficina, los del frente y la barra del efe, con quienes tantas traspasos de estudio, conversaciones y pasamos juntos.

A Maria Rosa Rocco, Cristi, Rosita, Vero, Don Carlos, Kilo, Pato y los guardias que tanto nos aguantaron, en general a los funcionarios que sin duda no fura por su esmero y afecto las cosas serían mucho mas difíciles.

Y por último y no por ello menos importante, a mis amigos de la vida, pisteros y callejeros, de la urbe y el cemento, de colores y sonidos, aquellos siempre están llenos de música.

Índice

1. Introducción.	1
1.1 Introducción.	1
1.2 Objetivos del trabajo.	2
1.2.1 Objetivo General.	2
1.2.2 Objetivos específicos.	2
1.3 Metodología.	2
1.4 Hipótesis de trabajo.	3
1.5 Formulación del Problema.	3
1.6 Zona de estudio.	4
2. Marco Geo-Tectónico.	5
2.1 Segmentación Andina.	5
2.1.1 Cordillera de la Costa (CC).	5
2.1.2 Depresión Central (DC).	6
2.1.3 Cordillera Principal (CP).	7
2.1.4 Cordillera Frontal (CF).	8
2.1.5 Precordillera (PC).	8
2.2. Marco Tectónico.	9
2.3. Estructuras.	11
2.3.1. Cordillera de la Costa.	11
2.4.2 Depresión Central.	13
2.4.3 Cordillera de los Andes.	14
3. Análisis morfológico de superficies de bajo relieve.	17
3.1. Distribución de las superficies.	17
3.1.1 Cordillera de la Costa.	22
3.1.2 Depresión Central y Cuesta de Chacabuco.	30
3.1.3 Cordillera Principal.	32
3.2 Discusión y correlación entre superficies.	44
3.2.1 Cordillera de la Costa.	44
3.2.2 Depresión Central y Cuesta de Chacabuco.	45
3.2.3 Cordillera Principal.	46
3.2.4 Correlaciones mixtas.	47
3.3 Resumen del capítulo.	51
4. Discusión.	56
5. Cronología.	63
6. Modelo.	68
7. Conclusiones.	71
8. Recomendaciones y sugerencias.	72
8.1 Críticas al método.	72
8.2 Recomendaciones.	72
9. Referencias.	73

Índice de figuras

<i>Figura 1.1: Zona de estudio encerrada en rectángulo rojo (www.turistel.cl).....</i>	4
<i>Figura 2.1: a) Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003a) y Tassara y Yañez (2003). b) Principales morfoestructuras de la segmentación Andina basada en Jordan et al. (1983).....</i>	9
<i>Figura 2.2: (a) Compliación realizada por Fock(2005) de las tasas de convergencia promedio y oblicuidad promedio entre las placas de Nazca y Sudamericana. En verde Pilger (1983), en azul Pardo – Casas y Molnar, 1987, en roja interpolación realizada por Soler y Bonhomme (1990), y en negro Somoza (1998). (b)Reconstrucción del movimiento de 2 puntos de la Placa de Nazca para el Cenozoico (Pardo – Casas y Molnar, 1987).....</i>	11
<i>Figura 2.4: Distribución de las principales fallas (en rojo) presentes en el área de estudio. En amarillo frontera entre Chile y Argentina, y en celeste ríos principales..</i>	16
<i>Figura 3: De la topografía se extraen la máxima, mínima y altura media en una franja este-oeste (blanco) de 10 Km de ancho, que se grafica luego en un perfil (abajo).....</i>	18
<i>Tabla 1: Superficies identificadas, Rango de altura y color en el mapa (figura 3.1b)</i>	19
<i>Figura 3.1: a) Ilustración con los nombres de ríos, lugares referenciados en el texto, las morfoestructuras y el límite fronterizo. Los números indican las siguientes localidades: 1-Alicahue, 2-La Ligua, 3-El Melón, 4-Puchuncaví, 5-Cuesta La Dormida, 6-Túnel Zapata, 7-Catemu, 8-Putaendo, 9-Chacabuco, 10-Colina, 11-Salto del Soldado, 12-Laguna del Inca (Portillo), 13-Rio Blanco los Bronces, 14-La Parva. Las siglas con blanco corresponden a las unidades morfoestructurales: CC-Cordillera de la Costa, CCE-Cordillera de la Costa occidental, CCW-Cordillera de la Costa oriental, DC-Depresión Central, CCH-Cuesta de Chacabuco, CP-Cordillera Principal, CPE- Cordillera Principal occidental, CPW- Cordillera Principal oriental. Las siglas en rojo representan los siguientes cerros: CER-C° El Roble, CLV-C° Las Vizcachas, CC- C° El Cóndor, CSC-C° San Cristóbal, CMQ-C° Manquehue, MA-Monte Aconcagua, CJ-C° Juncal, CEP-C° El Plomo, CSR-C° San Ramón.</i>	21
<i>b) Distribución de las superficies identificadas en este trabajo y de las fallas reconocidas en el sector (extraídas de Rivano et al, 1993; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996,1999; Sellés D. y Gana P., 2001; y mapa geológico de Chile 1:1.000.000, SERNAGEOMIN; Hoja Santiago, Thiele 1980; Fock, 2005; y Giambiagi et al., 2003).</i>	22
<i>Figura 3.1.1: Superficie S14 ubicada al oeste de El Melón.</i>	23
<i>Figura 3.1.2: Superficies S14 (celeste), S13(azul) y S12(rojo) en las cercanías del túnel Zapata.</i>	24
<i>Figura 3.1.4: Superficies S13 a S9 en el sector de Cuesta la Dormida y Catemu.</i>	26
<i>Figura 3.1.5: Distribución de superficies en las cercanías de Catemu.....</i>	27

<i>Figura 3.1.5: Superficie S11, Se observa la forma de valle colgado. Los cerros dentro de este relieve suave corresponden a S10 y son de roca intrusiva. (Imagen extraída de Google Earth)</i>	<i>27</i>
<i>Figura 3.1.6: Superficies S9 y S10, al oeste de Santiago.</i>	<i>28</i>
<i>Figura 3.1.7: Fotografía de S9 en la Cordillera de la Costa. Fotografía por Reynaldo Charrier.</i>	<i>29</i>
<i>Figura 3.1.8: Superficies S14 a S9 en la Depresión Central y Cuesta de Chacabuco.....</i>	<i>30</i>
<i>Figura 3.1.9: Arriba, vista al frente cordillerano en la latitud de Santiago, se observan las superficies S14, S13, S12, S11, S8 y S6, en rojo segmentado trazas de las fallas reconocida en el sector, en particular las pertenecientes al sistema de falla de Pocuro (S.F.P.). Abajo, perfil topográfico este-oeste de los 33° 7' ±5km, en azul máxima altura, en negro altura media y en rojo altura mínima.....</i>	<i>33</i>
<i>Figura 3.1.10: Marcadores morfológicos que indicarían un paleoescarpe en el frente cordillerano.....</i>	<i>34</i>
<i>Figura 3.1.11: Arriba, superficies al este de Santiago, en línea roja segmentada las fallas y en amarillo el marcador descrito en 3.1.3.1 .Abajo, perfil topográfico este-oeste de los 33°31' ±5km, en azul máxima altura, en negro altura media y en rojo altura mínima.</i>	<i>36</i>
<i>Figura 3.1.12: Superficie S8 al este del cerro San Ramón.....</i>	<i>37</i>
<i>Figura 3.1.13: Arriba, distribución de superficies al norte del río Putaendo. Abajo, perfil topográfico este-oeste entre los 32°24' y los 32°26' ±5Km, en azul máxima altura y en rojo mínima altura de la banda del perfil.....</i>	<i>39</i>
<i>Figura 3.1.14: Arriba, distribución de superficies entre los ríos Putaendo y Aconcagua. Abajo, perfil topográfico este-oeste de los 33°34' ±5km, en azul máxima altura, en negro altura media y en rojo altura mínima.....</i>	<i>40</i>
<i>Figura 3.2.1: Correlación entre superficies S12 y S13 en CH2, en el sector del Estero Chacabuco.</i>	<i>46</i>
<i>Figura 3.2.3: interpretación de los relictos de superficies reconocidas. En azul claro CC3, azul oscuro CC2, verde CC1, celeste CP3, rojo CP2 y morado CP1.</i>	<i>49</i>
<i>Figura 3.2.4: interpolación de superficies correlacionadas.</i>	<i>50</i>
<i>Figura 3.3.1: En la figura derecha se muestra la distribución de CP1(morado) y CP2(rojo), relación con las principales fallas (rojo segmentado). En círculo segmentado en figuras derecha e izquierda superior se muestra escarpe entre CP1 y CP2, en la figura izquierda inferior se muestra la litología del sector señalado.....</i>	<i>52</i>
<i>Figura 3.3.2: En la figura se muestra cómo CP2 se encuentra dislocada por fallas (arriba a la izquierda) al norte, mientras al sur de su extensión se encuentra basculada al oeste (abajo a la izquierda).</i>	<i>53</i>
<i>Figura 3.3.3: En la figura se muestra en celeste la distribución areal de CP3 (derecha). Arriba a la izquierda fotografía de una superficie bien conservada, en la CC al</i>	

<i>norte del río Aconcagua, y abajo a la izquierda se muestra la erosión diferencial de la superficie en rocas volcanoclásticas (a) y en rocas intrusivas (b).</i>	54
<i>Figura 3.3.4: En la figura se muestra en celeste la distribución areal de CC1 en verde (derecha). Arriba a la izquierda fotografías de superficies bien conservadas, en la CC al norte del río Aconcagua, referenciadas abajo a la izquierda: a) superficie al norte de Putaendo y sur de Alicahue, b) superficie al norte de Catemu.</i>	55
<i>Figura 3.3.5: En la figura derecha se muestra en celeste la distribución areal de CC2 (morado) y CC3 (azul). Arriba a la izquierda imagen de la superficie al oeste de El Melón, y abajo a la izquierda la superficie al este de Chacabuco.</i>	56
<i>Figura 4.1: En la figura se muestra una vista al oeste de la CC al oeste de Putaendo. Abajo la 'strath terrace' CC1 en verde, encajonada entre las cumbres de bajo relieve de la CC dadas por la peneplanicie CP3.</i>	57
<i>Figura 4.2: Perfil oeste-este en el sector Cuesta de Chacabuco. En azul las máximas alturas de los 4 perfiles utilizados, en celeste punteado CP3, en verde punteado CC1, en morado punteado CC2, y en rojo las fallas Infiernillo y San Ramón-Pocuro. Se reconoce claramente el aumento de pendiente de CC1 al este de la Falla Infiernillo.</i>	62
<i>Tabla 2: Resumen de eventos descritos en el presente trabajo, y datos de trabajos anteriores (referencias en el texto).</i>	66
<i>Figura 5.1: cronología de los eventos. Nótese que el único posible evento causante de la génesis de CP1 y CP2 (a y b resp.) dentro de los considerados acá, es el alzamiento sugerido por Fock (2005, y los otros dos (2, y 3) serían el causante del resto de las superficies.</i>	67
<i>Figura 6.1: Mapa de superficies de bajo relieve bajo los supuestos de CC2=CC3, CP1=CP2, CP2=CP3 al este del San Ramón, y CP3=CC1 al norte del río Putaendo.</i>	69
<i>Figura 6.2: Modelo básico del alzamiento Andino. Edades en figura 5.1, y tabla 2.</i>	70

Indice de tablas

<i>Tabla 1: Superficies identificadas, Rango de altura y color en el mapa (figura 3.1b) ..</i>	<i>19</i>
<i>Tabla 2: Resumen de eventos descritos en el presente trabajo, y datos de trabajos anteriores (referencias en el texto).</i>	<i>66</i>

1. Introducción.

1.1 Introducción.

Uno de los aspectos más difíciles de resolver en la evolución tectónica de las cadenas de montañas y uno de los problemas que se están enfrentando con mucho interés en el último tiempo en la cadena andina es determinar la edad de los procesos que han intervenido y conocer los mecanismos que condujeron a su alzamiento.

El antearco de Chile Central está formado, de W a E, por tres unidades morfoestructurales: la Cordillera de la Costa (CC), la Depresión Central (DC) y la Cordillera Principal (CP). En trabajos anteriores se han reconocido una serie de superficies planas de erosión continental sobre los cordones de cerros de la CC, DC y CP, las que han sido interpretadas como remanentes de peneplanicies alzadas (Brüggen, 1950; Borde, 1966; Farías et al., 2006; Farías et al., 2007). Este tipo de superficies se formarían originalmente a cotas cercanas al nivel del mar (Phillips, 2002), lo que permite interpretarlas como marcadores geomórficos de alzamiento (Burbank y Anderson, 2001). Sin embargo, hasta ahora no se había realizado un reconocimiento riguroso y sistemático de estas superficies en las cordillera entera (a excepción de Borde, 1966).

En el presente trabajo se caracterizan los distintos niveles que estas superficies forman, determinando sus rangos de elevación, distribución areal y relación con estructuras mayores del antearco de Chile Central.

El presente trabajo presenta los resultados del reconocimiento y la caracterización de los distintos niveles de superficies elevadas, y es un esfuerzo por comprender mejor el significado que estas superficies tienen en la evolución del relieve durante el Neógeno en el antearco Chileno.

1.2 Objetivos del trabajo.

1.2.1 Objetivo General.

-Determinar la cronología relativa (y, en lo posible, absoluta) y el control estructural del alzamiento de superficies relictas en los Andes de Chile central entre los 32°30'S y 33°30'S.

1.2.2 Objetivos específicos.

-Determinar la distribución espacial de marcadores morfológicos, establecer las diferencias y correlaciones entre estas superficies.

-Identificar las causas de los desfases entre superficies.

-Establecer una cronología del alzamiento

1.3 Metodología.

-Utilización de modelos de elevación digital, imágenes satelitales y fotografías aéreas identificar y correlacionar las superficies alzadas.

-Integración de la información geomorfológica de marcadores y geología

-Integración de información geológica y geomorfológica con las determinaciones cronológicas existentes a la fecha.

1.4 Hipótesis de trabajo.

Si se acepta que las superficies son marcadores de alzamiento es posible identificar mediante estos niveles qué fallas han estado activas desde la formación de estas superficies, y determinar si es posible el rechazo de estas estructuras y acotar edades de exhumación y alzamiento.

1.5 Formulación del Problema.

De lo anterior y en el contexto de contribuir a la comprensión del alzamiento de los Andes de Chile Central nace la necesidad de afinar la información obtenida hasta ahora.

Farías et al. (2007) utilizó los relictos de superficies planas para medir alzamiento absoluto y relativo de superficies, mostrando que por ejemplo el rechazo de la falla San Ramón al norte de Santiago no supera los 1100 metros y que disminuye hacia el sur. De ello nace la idea de refinar éste método aportando mayor detalle a los datos obtenidos, es por ello que un estudio en detalle de las mencionadas superficies permitiría entender cuáles fallas han participado realmente en el alzamiento más reciente de los Andes distinguiendo entre terrazas (superficies planas formadas a diferentes alturas) y superficies formadas tanto por variaciones eustáticas como por movimientos verticales asociados al crecimiento andino.

El presente trabajo se encuentra dentro del Proyecto Anillo ACT-18 “Control Tectono-Magmático de Grandes Yacimientos Minerales en la Alta Cordillera de los Andes Centrales (32°-36°S) Asociado al Proceso de Subducción: Un Enfoque Multidisciplinario” el cual tiene entre sus objetivos dilucidar la tectónica y el alzamiento de los Andes de Chile Central.

1.6 Zona de estudio.

La zona de estudio del presente trabajo se encuentra ubicada en Chile central, entre los 32°30'S y 33°30'S, e incluye todo el ancho del territorio nacional entre éstas latitudes, tomando como base la línea que une Puchuncaví y Portillo y abarcando parte de las Regiones de Valparaíso y Metropolitana (Figura 1.1).

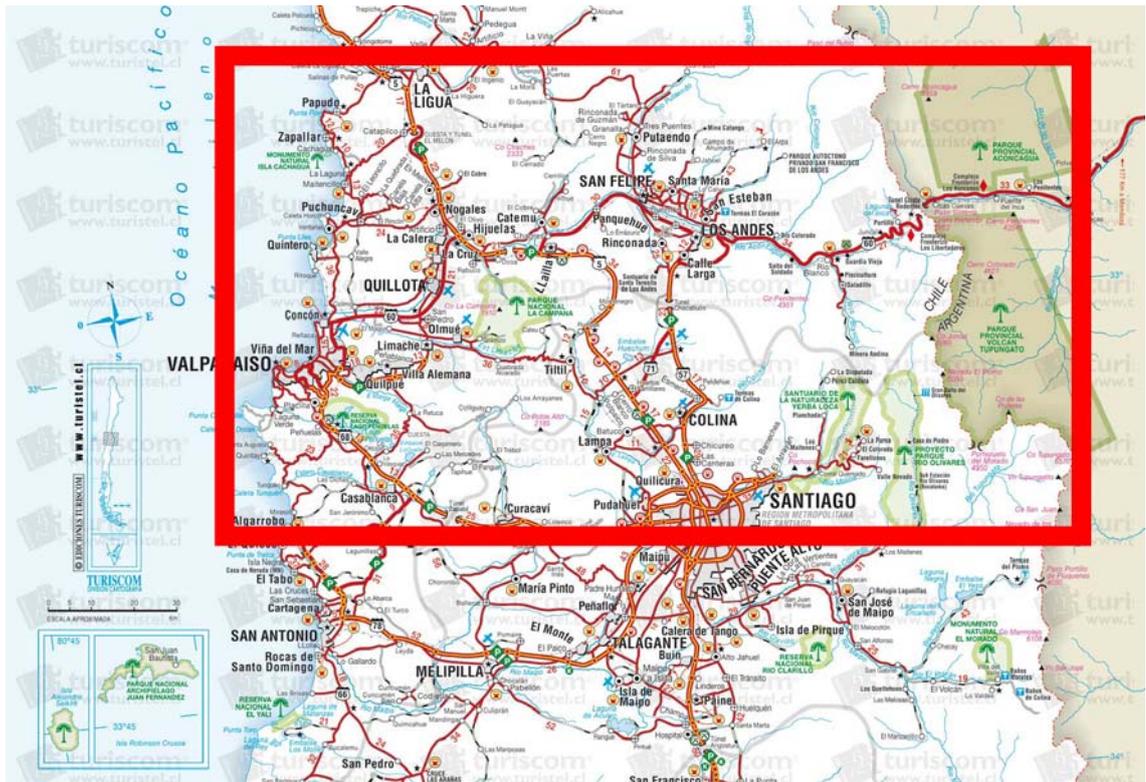


Figura 1.1: Zona de estudio encerrada en rectángulo rojo (www.turistel.cl).

2. Marco Geo-Tectónico.

2.1 Segmentación Andina.

Los Andes, entre los 32° S y los 35° S, muestra 5 unidades morfoestructurales principales, dispuestas en franjas de orientación norte – sur (figura 2.1). A continuación se describe a cada una de estas morfoestructuras, presentándolas de oeste a este:

2.1.1 Cordillera de la Costa (CC).

Esta unidad morfológica puede ser dividida en una franja occidental y otra oriental. La primera está compuesto por rocas metamórficas y cristalinas del Paleozoico Superior en su sector mas occidental y por rocas intrusivas Mesozoicas hacia el oeste, y se caracteriza por su relieve suave interpretados como terrazas de abrasión y de depositación marina (Fuenzalida et al, 1965; Rodríguez, 2008), estas terrazas se encuentran cortadas por fallas normales y de rumbo de orientación NW-SE. La franja oriental está compuesta por rocas estratificadas volcánicas y sedimentarias dispuestas en forma homoclinal hacia el oeste y por rocas intrusivas del Mesozoico Superior hacia el este. El sector oriental de la CC es un cordón montañoso, compuesto por cerros que superan los 2000m.s.n.m. cerca de Santiago y disminuyen en altura hacia el sur, muchas veces las cumbres y sectores en las laderas de la CC se presentan superficies de muy bajo relieve interpretadas como relictos de peneplanicies y de ‘*strath terraces*’ (Borde, 1966; Farías et al, 2007). En el sector central y norte de la zona de estudio la CC oriental se conecta mediante cordones montañosos con la Cordillera Principal.

2.1.2 Depresión Central (DC).

Esta unidad morfoestructural corresponde principalmente a una cuenca rellena por depósitos aluviales y fluviales Pleistocenos a Holocenos que llegan a tener 500 metros de espesor (Thiele, 1980; Araneda et al., 2000; Rauld, 2002). Se encuentran además cerros islas que irrumpen el suave relieve, los cuales tienen alturas sobre los 800 m.s.n.m.

La DC limita abruptamente al este con la Cordillera Principal y hacia el norte de los 33°S es cortada por una serie de cordones montañosos de orientación aproximada este-oeste (cordones transversales) que conectan la CC con la Cordillera Principal y ya al norte de los 32°40'S aproximadamente desaparecen completamente los amplios valles de la DC y la CC se conecta continuamente con la Cordillera Principal. El límite de la CC con la Cordillera Principal está dado por escarpes asociados al sistema de fallas invertidas de vergencia oeste San Ramón-Pocuro (Rauld, 2002; Charrier et al., 2005; Fock, 2005) y por discordancias de erosión que ponen en contacto los depósitos Pleistocenos y Holocenos con rocas volcánicas y sedimentarias Eocenas y Oligocenas que pertenecen a la parte inferior de la Formación Abanico. En la parte central de la DC los depósitos neógenos están en contacto discordante erosivo (Gana y Wall, 1997; Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005) y por fallas invertidas (e.g. Falla infiernillo según Fock (2006)) en los cerros islas y los cordones transversales con rocas Mesozoicas y Cenozoicas. Hacia el oeste los depósitos aluviales y fluviales de la depresión central se encuentran en contacto erosivo con el basamento de rocas estratificadas Cretácicas de la CC oriental.

2.1.3 Cordillera Principal (CP).

Esta unidad puede ser dividida en dos franjas, según su estilo estructural y sus rasgos litológicos:

La franja occidental de la CP (CPW) está compuesta por rocas estratificadas continentales del Cenozoicas correspondientes a las Formaciones Abanico del Eoceno Superior?-Mioceno Inferior y Farellones del Mioceno Inferior-Mioceno Superior (Campbell, 200?; Charrier et al., 2005). En general estas rocas corresponden a secuencias de lavas intermedias a ácidas, secuencias volcánicas y volcanoclásticas intermedias a ácidas con intercalaciones sedimentarias (Fm. Abanico) y por secuencias volcánicas ácidas con intercalaciones ignimbríticas y de sedimentos lacustres (Fm. Farellones). Las formaciones antes mencionadas se encuentran intruidas por cuerpos plutónicos Miocenos en dos franjas (de 17 a 22 Ma al oeste de la CPW, y de 9 a 12Ma aproximadamente en la parte centro-este de la CPW). Estructuralmente la CPW muestra diferentes estilos de deformación. En su parte oeste, las rocas se encuentran fuertemente deformadas por fallas invertidas de vergencia oeste como el sistema de fallas San Ramón-Pocuro y por pliegues asociados a la inversión de éstas fallas (e.g. Charrier et al., 2002; Fock, 2005). En su parte central las rocas se encuentran sin o con muy poca deformación dada por pliegues amplios y suaves y, por último, el extremo este de la CPW se caracteriza por pliegues cerrados y fallas interpretadas en la parte sur de la región de estudio como retrocorrimientos asociados a la Falla El Fierro (ejemplo las fallas Chacayes-Yesillo y Laguna Negra (Fock, 2005)), mientras que al norte las fallas tienen vergencia al este (Hojas Quillota y Portillo, SERNAGEOMIN 1993).

La franja oriental de la Cordillera Principal (CPE) está compuesta por rocas estratificadas Mesozoicas del Jurásico al Cretácico 'medio'. Se trata de sucesiones principalmente sedimentarias, tanto marinas como continentales, y, en menor medida, volcanoclásticas y lavas, pertenecientes a las formaciones: Río Colina, Río Damas, Lo Valdés y Colimapu, en orden decreciente de edad. Dentro de esta franja de la CPE se encuentra una serie de fallas de vergencia este que repiten las secuencias estratificadas formando la faja plegada y corrida de Aconcagua al sur del Cerro Aconcagua, y la de La Ramada al norte de dicho cerro (Giambiagi et al, 2002; Giambiagi y Ramos, 2003).

2.1.4 Cordillera Frontal (CF).

En la región de estudio la Cordillera Frontal se encuentra principalmente en territorio Argentino. Está compuesta por bloques de basamento Pre-Cámbrico, Paleozoico y Triásico y, localmente, por depósitos Cenozoicos de cuencas de antepaís (Giambiagi 1999; Giambiagi et al 2001), de orientación NE-WS se encuentra controlada estructuralmente por una tectónica de piel gruesa (Giambiagi et al., 2003).

2.1.5 Precordillera (PC).

Esta unida se encuentra en territorio argentino y abarca el segmento de subducción plana, entre 28° y 33°S. Corresponde a una faja corrida y plegada constituida por rocas del Paleozoico Inferior y Superior. La región de estudio se encuentra al frente de la parte sur de la Precordillera.

Al sur de la Precordillera y las Sierras Pampeanas (una serie de serranías altas ubicadas en la región pampeana al este de la Precordillera), a los 33°S se produce una notable reducción del ancho de la cadena montañosa, comparándolo al ubicado al norte de esta latitud.

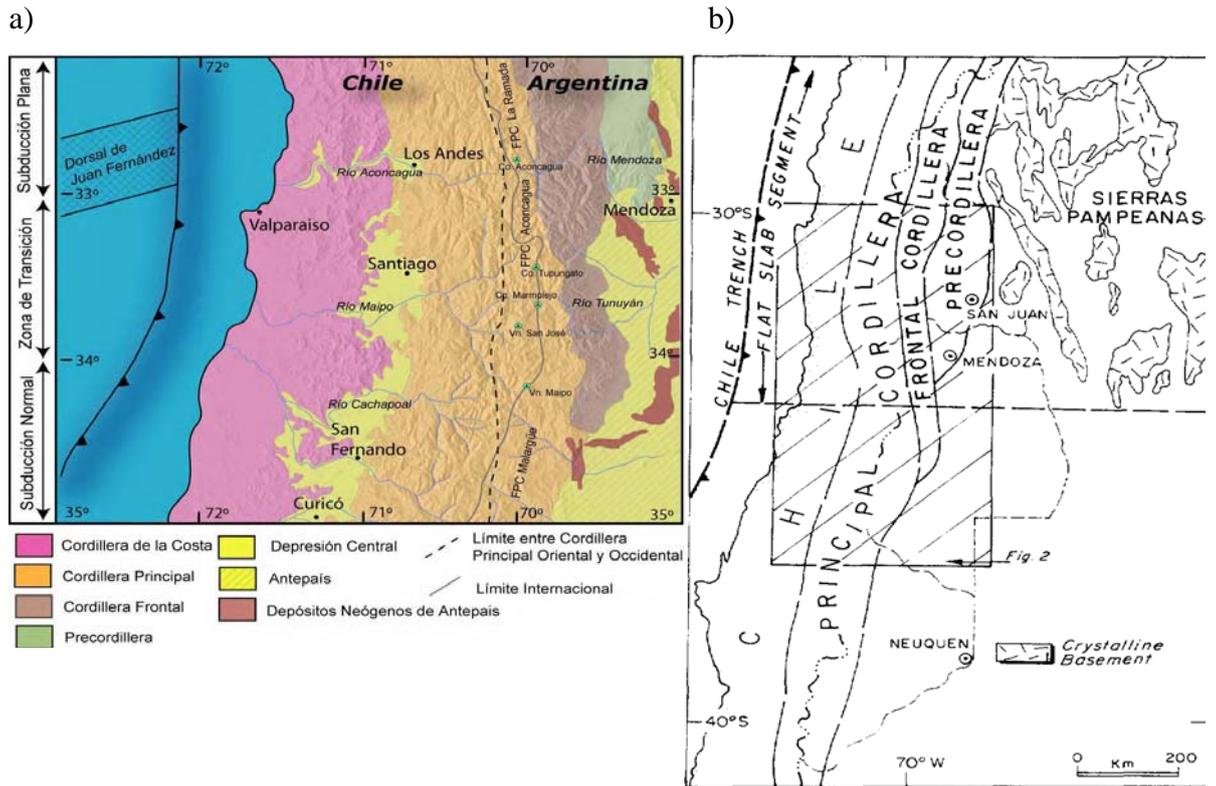


Figura 2.1: a) Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003a) y Tassara y Yáñez (2003). b) Principales morfoestructuras de la segmentación Andina basada en Jordan et al. (1983).

2.2. Marco Tectónico.

Los rasgos morfoestructurales de la Cordillera de los Andes se han desarrollado principalmente desde el Oligoceno Superior (e.g. Allmendinger et al., 1997; Isacks, 1988; Lamb et al., 1997; Rutland, 1971; Sempere et al., 1990; Charrier et al., 2002; Farías et al., 2008), a pesar de que el proceso de subducción es registrado desde el Jurásico. Esto se explica por el cambio en el vector de convergencia a una posición casi ortogonal al margen continental (Pardo-Casas and Molnar, 1987; Somoza, 1998) y la velocidad absoluta del continente (Silver et al., 1998).

Además, la zona de estudio se encuentra en la interfaz de un cambio morfológico importante, la ausencia de Depresión Central al norte de los ~32°40'S, el cual se debe a la subducción plana asociada a la Dorsal de Juan Fernández (Yáñez et al.,

2001, 2002), al cual estaría asociada también la ausencia de volcanismo al norte de los 33°S hasta los ~30°S.

Dentro de la evolución tectónica de los Andes de Chile Central hubo fases de tectónica extensional e inversiones a lo largo del ciclo andino (Charrier et al., 2007). La última fase extensional se habría producido durante el Paleógeno-Mioceno dando origen a la cuenca donde se depositó la Formación Abanico (Aguirre, 1960) (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 1996; 2002; Jordan et al., 2001) la cual durante el Mioceno Inferior se invirtió, lo cual se registra en los pliegues presentes en los bordes de dicha cuenca.

Junto con la inversión de la cuenca se desarrollan al este de ésta las Fajas Plegadas y Corridos de Anconcagua y Malargüe (al norte y sur de los 34°15'S, respectivamente) las cuales absorberían la mayor parte del acortamiento hasta el Mioceno Superior-Plioceno Inferior (Giambiagi et al., 2003, 2005). Posteriormente se desarrollaría un período de fallas fuera de secuencia donde la deformación migraría nuevamente hacia el oeste al borde oriental de la Cuenca de Abanico entre los ~9 y los 4 Ma donde se habría producido el mayor alzamiento de los Andes Centrales del Sur, y por último la nueva migración de la deformación hacia la Cuenca de Antepaís.

El importante cambio morfológico presente en la zona caracterizado por la ausencia de Depresión Central al norte de los ~32°40'S, se ha interpretado como consecuencia de la subducción plana asociada a la Dorsal de Juan Fernández (Yáñez et al., 2001, 2002). Cabe destacar, sin embargo, que recientemente Farías (2007) ha propuesto un relieve predominantemente erosivo para la Depresión Central.

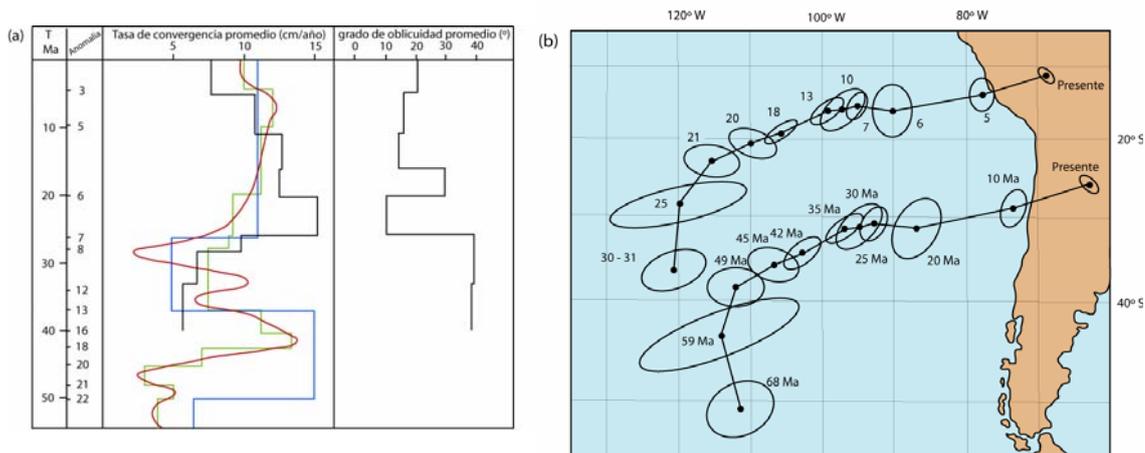


Figura 2.2: (a) Compliación realizada por Fock(2005) de las tasas de convergencia promedio y oblicuidad promedio entre las placas de Nazca y Sudamericana. En verde Pilger (1983), en azul Pardo – Casas y Molnar, 1987, en roja interpolación realizada por Soler y Bonhomme (1990), y en negro Somoza (1998). (b)Reconstrucción del movimiento de 2 puntos de la Placa de Nazca para el Cenozoico (Pardo – Casas y Molnar, 1987).

2.3. Estructuras.

Las principales estructuras presentes en el área de estudio se describirán a continuación, según el dominio morfoestructural en que se encuentran.

2.3.1. Cordillera de la Costa

Fallas normales afectan al conjunto de rocas volcánicas de la Cordillera de la Costa y a los intrusivos del Cretácico Superior que las atraviesan. Presentan una orientación general NW a NE y manteos al este y oeste, generan un desplazamiento relativo *ca.* 400 m. Se reconoce, además, numerosos lineamientos y fallas de dirección NW-SE, de gran extensión, en parte coincidentes con los bordes de la depresión de la laguna de Aculeo. Estas estructuras pertenecen a un conjunto de lineamientos y fallas de orientación NW a WNW que se extiende hasta la costa, del cual forma parte la Falla Melipilla (Wall *et al.*, 1996, Yañez *et al.*, 1998).

Se identifican 3 grandes fallas de importancia regional que coinciden en el curso inferior del Río Maipo:

-Falla Melipilla (Figura 2.4). Presenta un rumbo WNW y manteo subvertical a lo largo del valle del Río Maipo, donde se encuentra cubierta por depósitos cuaternarios. Al pasar desde el sector este de la Cordillera de la Costa hacia el sector oeste se bifurca en dos ramas de rumbo NW. La Falla Melipilla ha sido interpretada como una falla de rumbo dextral y transpresional, que desplaza parte de la sucesión estratificada mesozoica e intrusivos paleozoicos y jurásicos (Gana *et al.*, 1996). La interpretación de los datos geofísicos indica que la Falla Melipilla correspondería a un plano de despegue que acomodaría la compresión norte-sur que afecta a los plutones jurásicos al norte de estas fallas contra un bloque rígido reconocido al sur. Esta compresión de sentido norte-sur estaría condicionada por una tectónica de placas con un estilo de convergencia oblicua de sentido sinistral durante el Mesozoico (Yañez *et al.*, 1998).

Se reconocen, además, una serie de otras fallas de orientación similar a la Falla Melipilla y que pertenecen al mismo set estructural. Estas corresponden a las fallas Marga Marga y Valparaíso – Curacaví (Fig. 2.4). Estas fallas afectan al basamento paleozoico-jurásico y parte del basamento cretácico, presentan rumbo NW, son subverticales y también corresponderían a anomalías geofísicas (Yañez *et al.*, 1998). Existen evidencias que indican que las estructuras NW tendrían una historia compleja desde el Triásico Superior y/o Jurásico (Gana *et al.*, 1996).

La Falla Melipilla correspondería al eje de simetría del minioroclino del Río Maipo (Yañez *et al.*, 2002) que se relaciona a un cambio en la orientación del borde continental desde N-S, al norte de los 33° S, a NNE, al sur de los 33° S.

-Falla Puangue (Figura 2.4) se extiende con rumbo NNE desde Cerro Minillas, hasta el sector de cuesta Lo Encañado, donde es interrumpida por la Falla Río Maipo. Presenta movimiento normal de edad post-pliocena (Gana *et al.*, 1996). A partir de este movimiento se reconoce un bloque colgante y un bloque yaciente formado por rocas intrusivas paleozoicas y triásicojurásicas.

2.4.2 Depresión Central

-Falla Infiernillo. Es también conocida como falla Los Ángeles (Figura 2.4), pone en contacto a la Formación Lo Valle con la Formación Abanico y tiene un rumbo y manteo aproximado $N10^{\circ} E / 80^{\circ} E$ (Fock, 2005). La Falla Infiernillo fue descrita anteriormente como una falla normal (Aguirre, 1957; Aguirre, 1960; Fuentes *et al.*, 2004), que controlaría el límite occidental de la Depresión Central (Aguirre, 1957; Aguirre, 1960). La Falla Infiernillo podría ser la prolongación hacia el norte de la falla de Cerro Renca, la cual se ubica al oeste de la ciudad de Santiago (Figura 3.1), que pone en contacto la Formación Lo Valle con la Formación Abanico. Sellés (1999) la interpreta como una falla normal invertida, y correspondería al límite occidental de la cuenca donde fue depositada la Formación Abanico. Pone en contacto a la Formación Lo Valle con la Formación Abanico (Fock, 2005). Ha sido descrita como una falla normal (Aguirre, 1957, 1960; Fuentes *et al.*, 2002), que controlaría el límite occidental de la Depresión Central (Aguirre, 1957; Aguirre, 1960), pero trabajos más recientes indican que correspondería a una falla normal que posteriormente habría sido invertida en uno o más eventos deformadores durante el Oligoceno Superior – Mioceno Inferior y que presenta vergencia al W (Fock, 2005).

-Sistema de falla Pocuro-San Ramón (Figura 2.4). Es considerada el límite entre la Cordillera Principal y la Depresión Central. Rauld (2002) identificó la traza correspondería a una falla inversa de vergencia al oeste, reconociendo evidencias geomorfológicas (como escarpes), además de pliegues asociados al desarrollo de la falla. Sellés y Gana (2001) reconocen un lineamiento rectilíneo de orientación NS, que ha sido interpretado como la traza de la Falla Pocuro (Carter y Aguirre, 1965). En este lineamiento se han reconocido sedimentos cuaternarios fallados y surgencias de aguas termales alineadas a lo largo de la traza de la falla (Wall *et al.*, 1999).

2.4.3 Cordillera de los Andes

Las estructuras mayores tienen un rumbo general aproximado NS, pero presentan fuertes variaciones en el estilo de deformación y vergencia. Corresponden principalmente a pliegues asimétricos con ejes de rumbo N – NE y a fallas inversas de orientación N – NE y con vergencia tanto al este como al oeste, (González, 1963; Thiele, 1980; Thiele *et al.*, 1991; Charrier *et al.*, 2002, 2005; Fuentes *et al.*, 2002; Rauld, 2002).

-Falla Laguna Negra (Figura 2.4). Es descrita por Fock (2005) y continua hacia el norte con el nombre de Falla El Coironal (Ramos *et al.*, 2002) en el valle del río Olivares. Corresponde a una falla inversa de vergencia oeste, que corta la Formación Abanico y a filones manto asociados al Plutón La Gloria (Cornejo y Mahood, 1997).

-Falla Chacalles-Yesillo (Figura 2.4) correspondería a una falla inversa de alto ángulo de vergencia al oeste, con un rumbo de N20°W y un manteo aproximado de 80°E (Fock, 2005), pone en contacto las formaciones Colimapu y Abanico (Mesozoicas y Cenozoicas respectivamente). A esta falla se le asocia un pliegue sinclinal por propagación de falla con un flanco oriental volcado hacia el este (Fock, 2005) y se encuentra en el sector sur-oriental del área de estudio, al oeste de la Falla El Diablo

-Falla El Diablo (Figura 2.4). Es descrita por Fock (2005) como corrimiento inverso de orientación NNE-SSW de vergencia al este de carácter regional que pone en contacto a la Formación Colimapu con la Formación Lo Valdés (rocas sedimentarias y volcánicas Mesozoicas) y sobre ella misma. Esta falla pone en contacto rocas mesozoicas con rocas cenozoicas, siendo una estructura de carácter regional, que sería la continuación hacia el norte del Corrimiento El Fierro (Davidson, 1971; Godoy, 1991) al sur de los 34°S, y propagado hasta las nacientes del río Maipo (Palma, 1991; Godoy y Palma, 1990b).

En la parte más (sur) oriental de la región de estudio, al este de la Falla El Diablo, se puede observar una secuencia de fallas, anticlinales y sinclinales de rumbo N-NW, apretados y volcados con vergencia de preferencia al este, que constituyen la Faja

Plegada y Corrida del Aconcagua, que afecta principalmente a las rocas Mesozoicas (Thiele, 1980; Ramos *et al.*, 1991; Giambiagi, 2003; Giambiagi *et al.*, 2002a, 2003b).

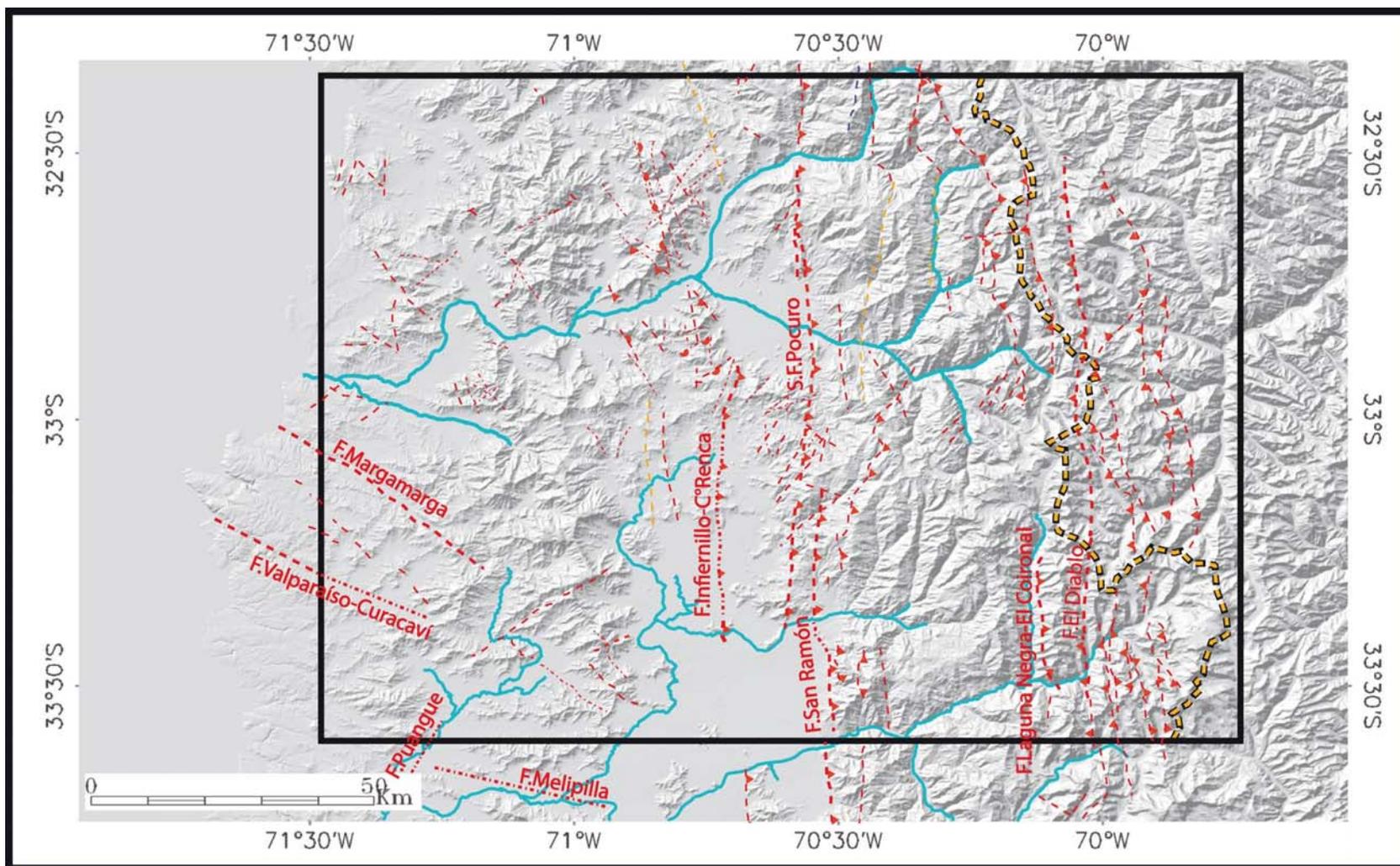


Figura 2.4: Distribución de las principales fallas (en rojo) presentes en el área de estudio. En amarillo frontera entre Chile y Argentina, y en celeste ríos principales.

3. Análisis morfológico de superficies de bajo relieve.

3.1. Distribución de las superficies.

Metodología utilizada en la identificación de las superficies.

En primer lugar la metodología utilizada fue mediante análisis topográfico, mediante modelos de elevación digital y perfiles de dirección este-oeste, con los cuales se tomó una banda de 10 km de ancho y se graficó la elevación mínima, media y máxima de ésta (figura 3.1). El gráfico de la máxima altura en una zona determinada puede mostrar las superficies sin, o con una mitigación del efecto erosivo al que fueron expuestas, por ejemplo una zona donde se encuentran cumbres de misma altura que son el resultado de la erosión de una peneplanicie, o una superficie erosiva plana, un perfil topográfico sólo mostrara las cumbres por las que pasa el perfil, sin embargo al tomar una banda de elevaciones al graficar las máximas elevaciones el perfil mostrara todas las cumbres dentro de esta banda. Éste método no es siempre directo en la identificación de superficies planas relictas ya que pueden haber errores debido a simples coincidencias de los perfiles o que estos muestren otros tipos de superficies como superficies de depositación, valles glaciales, etc. por lo que este análisis debe ser siempre complementado con la observación de los modelos de elevación en tres dimensiones y con imágenes satelitales.

Con posterioridad a la identificación de las superficies se las relacionó en primera instancia por su altura, lo que no significa necesariamente una correlación de superficies. Posteriormente se procedió a correlacionar una a una cada relictos de superficie según su distribución areal, su morfología y las estructuras que se encuentran entre ellas.

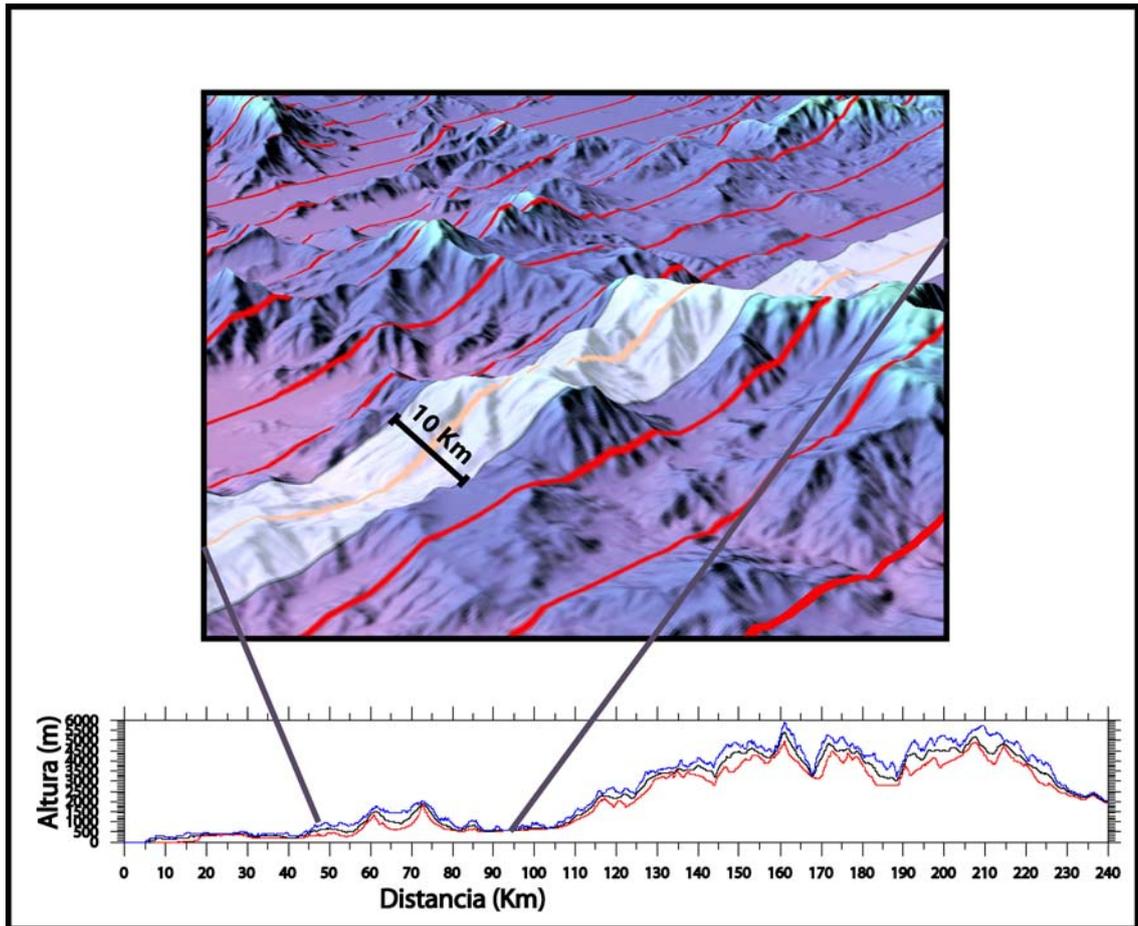


Figura 3: De la topografía se extraen la máxima, mínima y altura media en una franja este-oeste (blanco) de 10 Km de ancho, que se grafica luego en un perfil (abajo).

Distribución de las superficies.

En esta sección se describirá la distribución de las superficies identificadas y clasificadas según su altura, en distintos sectores de la región de estudio, y luego se discutirá e interpretará su correlación por sector para finalmente llegar a una interpretación general según los datos existentes.

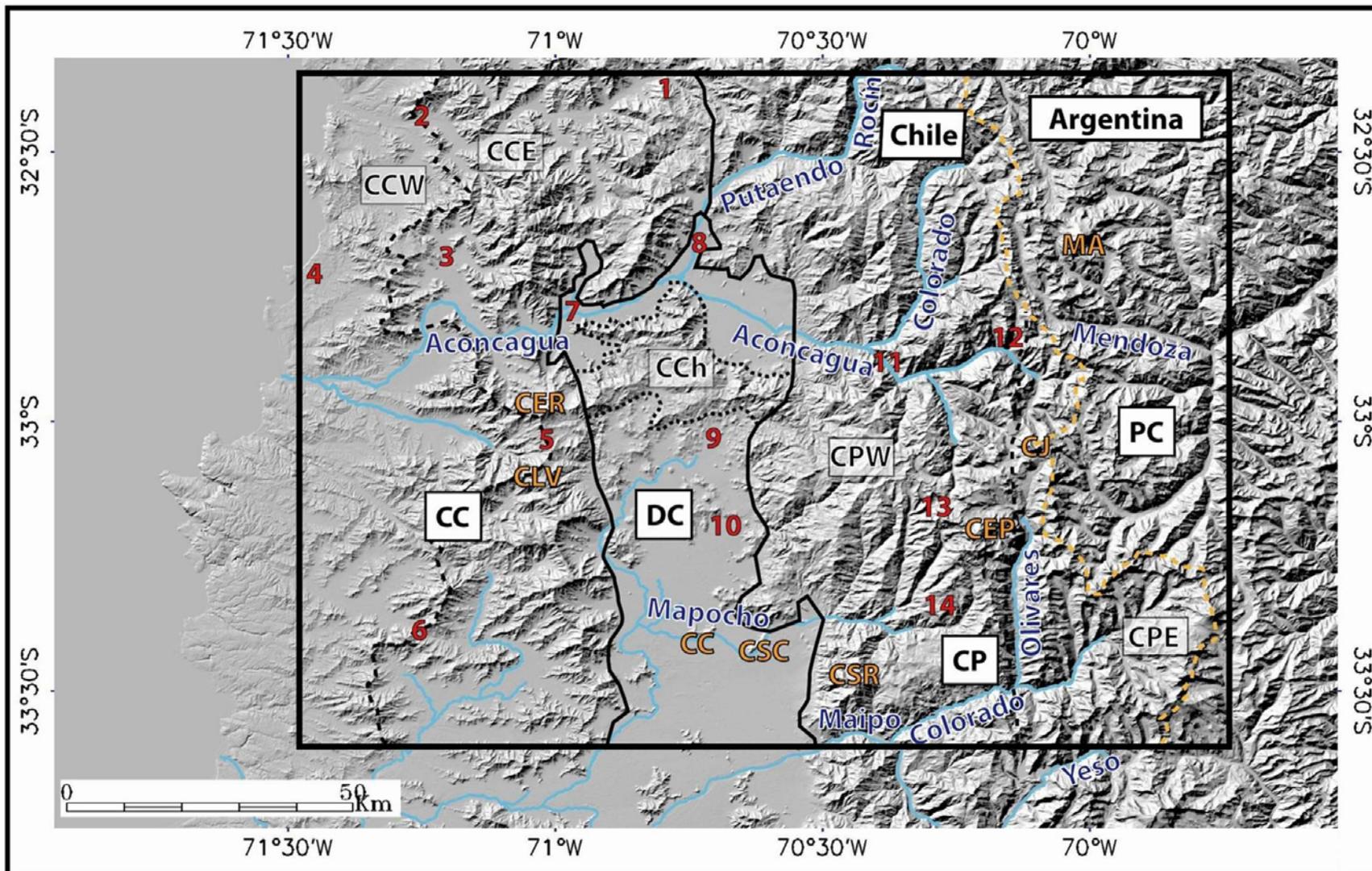
En general se observan en el sector en total 14 niveles de relictos de superficies planas a lo largo y ancho de la cordillera en el sector de estudio que se presentan a continuación:

Tabla 1: Superficies identificadas, Rango de altura y color en el mapa (figura 3.1b)

Nivel	Rango de alturas (m.s.n.m.)	Equivalencia M. Farias et al. (2006)	Color en el mapa
S1	5.300 – 5.500	-	Rosado claro
S2	4.900 – 5.100	-	Crema
S3	4.600 – 4.700	-	Morado
S4	4.050 – 4.200	-	Rosado oscuro
S5	3.750 – 3.850	-	Marrón oscuro
S6	3.500 – 3.600	-	Rojo
S7	2.900 – 3.100	-	Marrón claro
S8	2.550 – 2.650	-	Azul petróleo
S9	2.200 – 2.300	Se1	Celeste
S10	~1.800	Se2	Amarillo
S11	1.500 – 1.600	Se3	Verde
S12	~1.300	-	Rojo
S13	1.000 – 1.100	Se4	Azul oscuro
S14	750 - 800	Se5	Azul claro

Como hemos visto la segmentación morfoestructural Andina en este sector es un rasgo de primer orden al hablar de la geomorfología de la cadena montañosa, y da paso a una primera división para hablar de la distribución de los relictos de superficies, de tal manera que en lo siguiente hablaremos de tres grandes zonas de orientación norte-sur correspondientes a las Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cuesta de Chacabuco, y Cordillera Principal.

A continuación se muestran algunas referencias geográficas que se utilizarán de ahora en adelante en el presente trabajo:



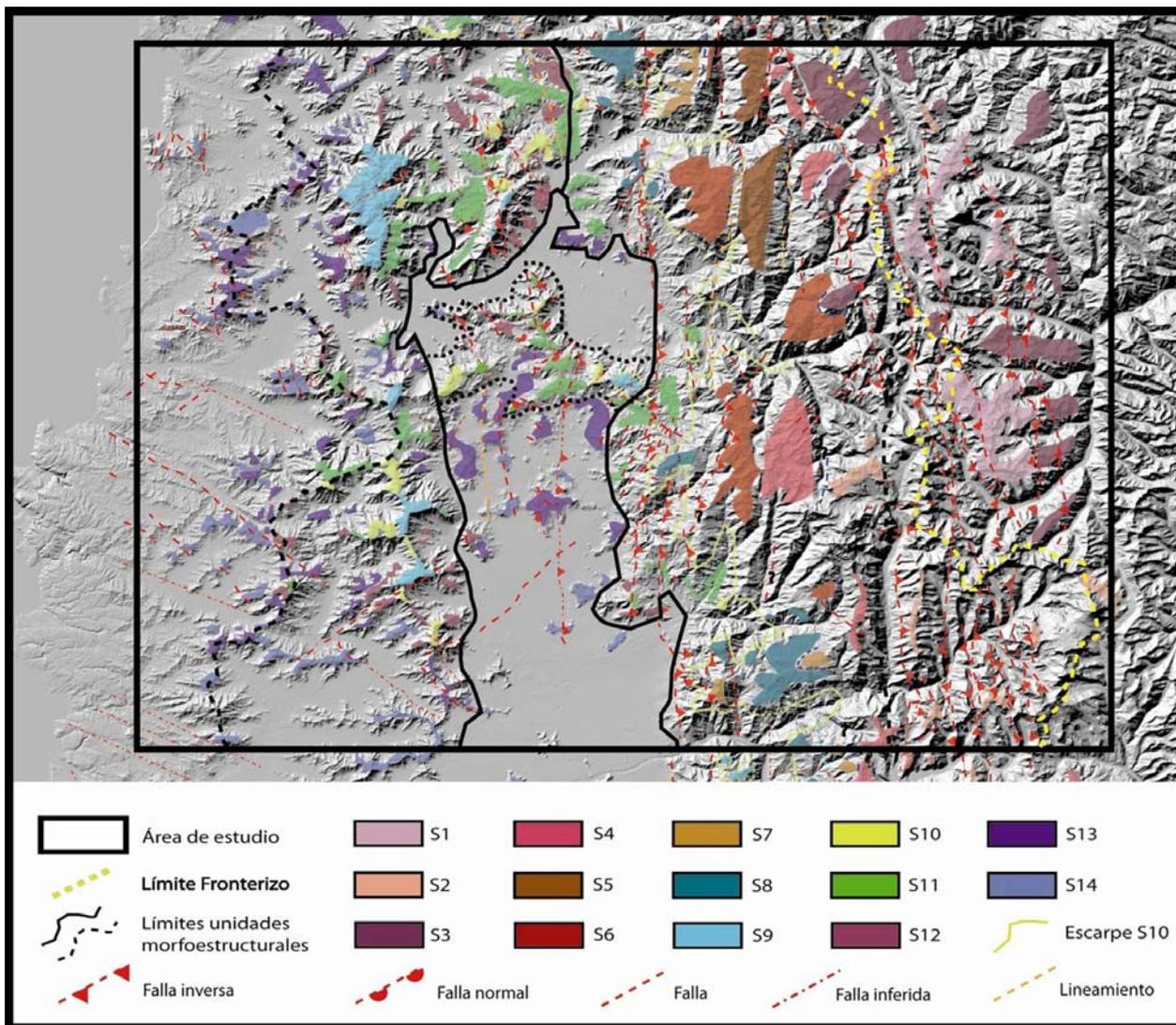


Figura 3.1: a) Ilustración con los nombres de ríos, lugares referenciados en el texto, las morfoestructuras y el límite fronterizo. Los números indican las siguientes localidades: 1- Alicahue, 2-La Ligua, 3-El Melón, 4-Puchuncaví, 5-Cuesta La Dormida, 6-Túnel Zapata, 7-Catemu, 8-Putando, 9-Chacabuco, 10-Colina, 11-Salto del Soldado, 12-Laguna del Inca (Portillo), 13-Rio Blanco los Bronces, 14-La Parva. Las siglas con blanco corresponden a las unidades morfoestructurales: CC-Cordillera de la Costa, CCE-Cordillera de la Costa occidental, CCW-Cordillera de la Costa oriental, DC-Depresión Central, CCH-Cuesta de Chacabuco, CP-Cordillera Principal, CPE- Cordillera Principal occidental, CPW-Cordillera Principal oriental. Las siglas en rojo representan los siguientes cerros: CER-C° El Roble, CLV-C° Las Vizcachas, CC- C° El Cóndor, CSC-C° San

Cristóbal, CMQ-C° Manquehue, MA-Monte Aconcagua, CJ-C° Juncal, CEP-C° El Plomo, CSR-C° San Ramón.

b) Distribución de las superficies identificadas en este trabajo y de las fallas reconocidas en el sector (extraídas de Rivano et al, 1993; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996,1999; Sellés D. y Gana P., 2001; y mapa geológico de Chile 1:1.000.000, SERNAGEOMIN; Hoja Santiago, Thiele 1980; Fock, 2005; y Giambiagi et al., 2003).

3.1.1 Cordillera de la Costa.

Las superficies que afectan la CC se encuentran entre los 750 y los 2.250 m s.n.m aproximadamente, para las superficies S9 a S14, y se encuentran sobre prácticamente cualquier tipo de roca de las que conforman ésta unidad, que son en su mayoría rocas volcánicas, volcanoclásticas, calizas, areniscas, conglomerados y rocas intrusivas.

A continuación se procederá a describir cada superficie.

3.1.1.1 Superficie S14.

Corresponde a la superficie más baja y tiene alturas comprendidas entre 750 y 800 m s.n.m., se distribuye a lo largo de toda la CCW y corresponde a cumbres de cerros y a sucesiones de cuchillas planas en los bordes de éstos. En particular en un sector al oeste de la localidad de El Melón esta superficie se manifiesta como una superficie plana relativamente extensa de aproximadamente 20 km² (figura 3.1.1), en la CCE, al norte de los 32°55'S aparece en forma de relictos o remanentes diseminados y hacia el oeste en forma de cuchillas planas en laderas de cerros mayores, luego no se los vuelve a encontrar hasta al sur de los 33°22'S donde abarcan el ancho entero de la CCE dominando cumbres de cerros en formas de herradura y en laderas de cerros mayores.

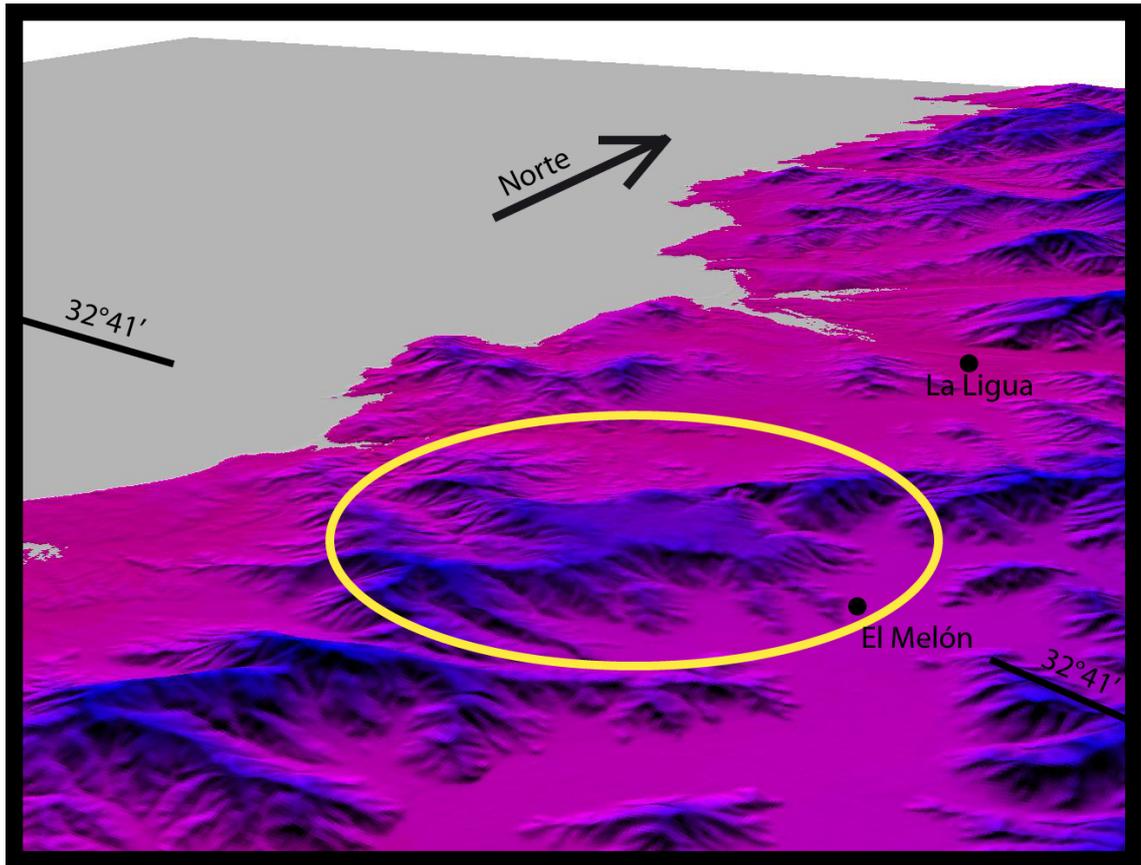


Figura 3.1.1: Superficie S14 ubicada al oeste de El Melón.

3.1.1.2 Superficie S13.

Esta superficie se tiene alturas entre 1000 y 1100 m s.n.m. Las superficies presentes en la CC, en general, se manifiestan como cordones de altura constante, usualmente paralelos o rodeando cerros en forma semi-radial y separados entre ellos por quebradas, pero en grupos continuos que colindan con cerros de mayor altura mediante escarpes pronunciados. En algunos sectores de la vertiente occidental de la CC como al norte y noreste de La Ligua y al noreste y sureste de Puchuncaví estos cordones forman las cumbres de las serranías.

Al sur de los 32°53'S se presenta en forma diseminada como cumbres en forma de cordones de altura constante no muy extensas (menos de 7 km de largo), en sectores, como al norte del túnel Zapata, pueden observarse valles colgados que muestran la existencia de esta superficie (figura 3.1.2). Al norte de la latitud mencionada anteriormente, las superficies se presentan más extensas (hasta 12 km de largo). Cabe

destacar que la mayoría de las superficies presentes en la CC se encuentran hacia el oeste de las altas cumbres de la CC.

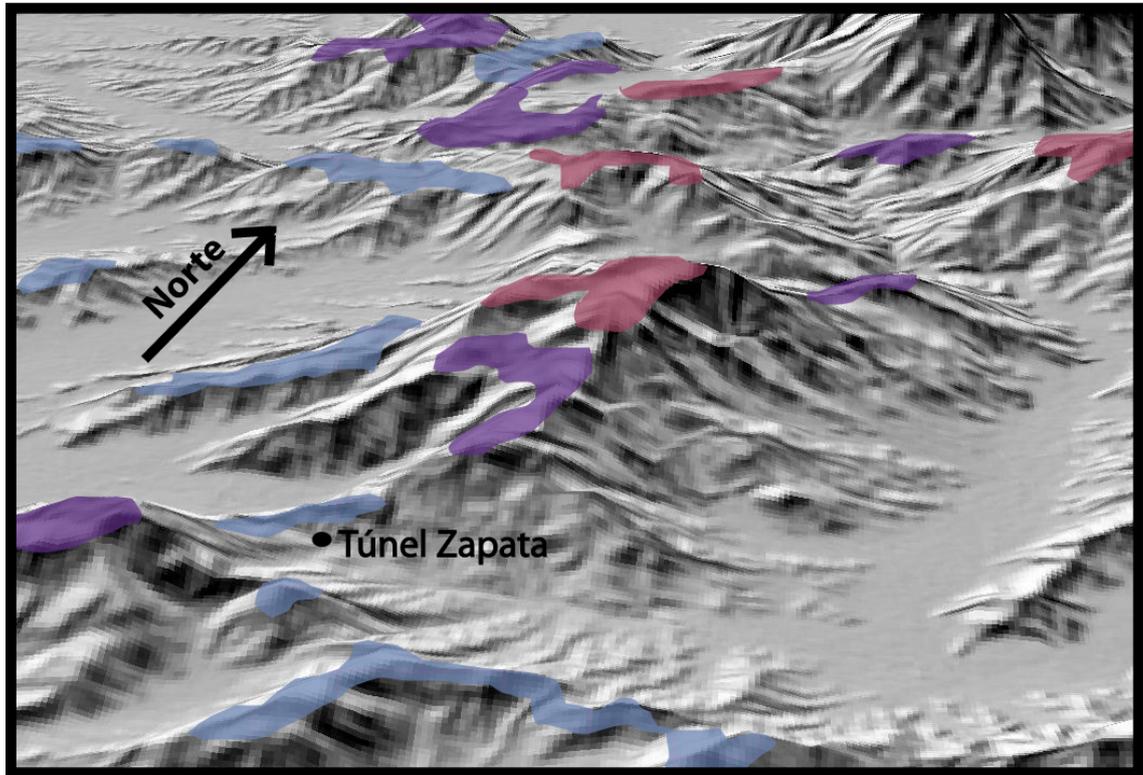


Figura 3.1.2: Superficies S14 (celeste), S13(azul) y S12(rojo) en las cercanías del túnel Zapata.

3.1.1.3 Superficie S12.

La altura de esta superficie ronda los 1.300 m s.n.m., y su distribución se concentra en las cercanías del Cerro El Roble. Se presenta diseminada en la parte norte del sector de estudio. Se manifiesta casi en su totalidad como cordones contiguos de altura constante, salvo al sur de Alicahue ($32^{\circ}24'S$, aproximadamente) donde se presenta como un valle colgado (figura 3.1.3). En general, esta superficie no es muy definida debido a la reducida extensión de sus indicadores remanentes y dada la forma en que se manifiesta (cordones montañosos) no es una superficie confiable, sin embargo, es un dato que no puede ser descartado *a priori*.

Esta superficie, junto con las dos anteriores (S13 y S14), limita en ciertos sectores con fallas de orientación nor-oeste como por ejemplo las fallas Valparaíso-Curacaví y Margamarga (Figura 2.4).

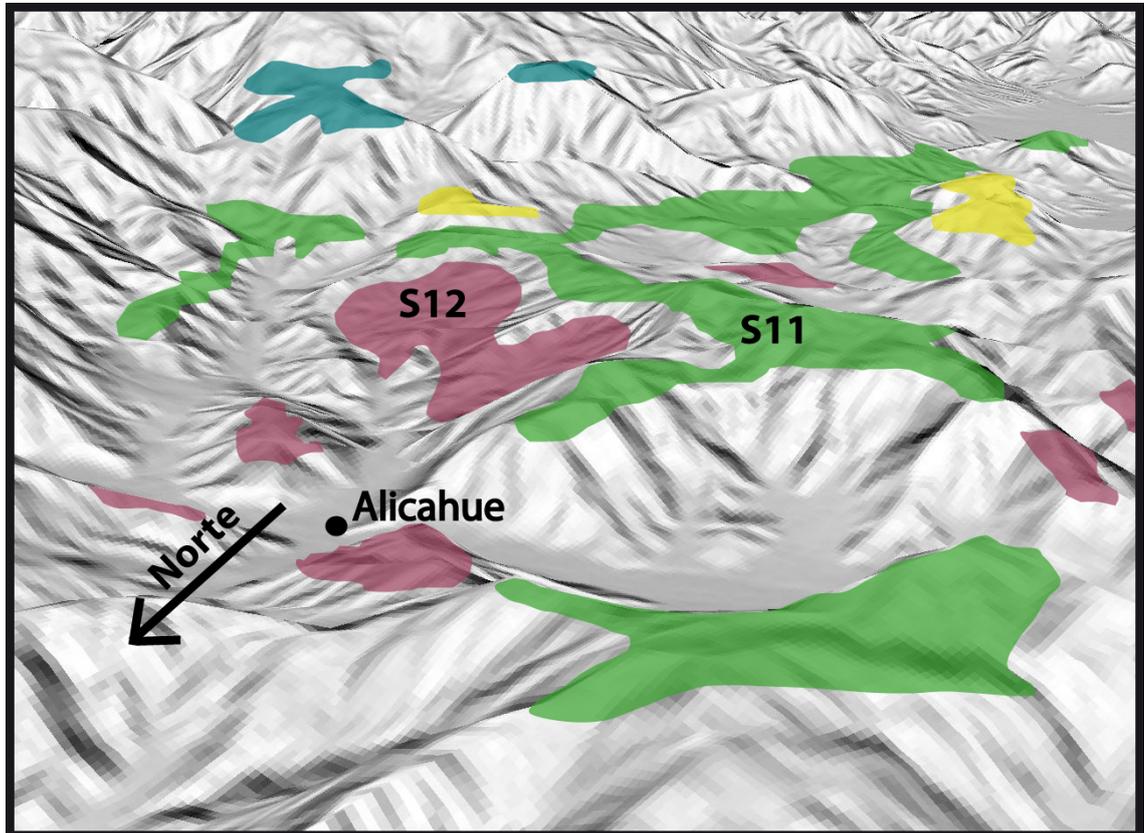


Figura 3.1.3: Superficies S11 y S12 en las cercanías de Alicahue. Observación: la superficie verde S11 en segundo plano que parece tener menor altura por efecto de la perspectiva.

3.1.1.4 Superficie S11.

La altura de esta superficie está comprendida entre 1.500 y 1.600 m s.n.m. Se distribuye en la parte oriental de la CC y mayormente al norte de los $33^{\circ}7'S$. En las cercanías de esta latitud se observa como un cordón montañoso que limita al este mediante escarpe con el cerro Las Vizcachas (perfil EW), al norte de dicho cerro en la Cuesta La Dormida se presenta la superficie como un cordón rodeando un valle colgado (figura 3.1.4). Esto indicaría la altura inicial de dicho valle como superficie.

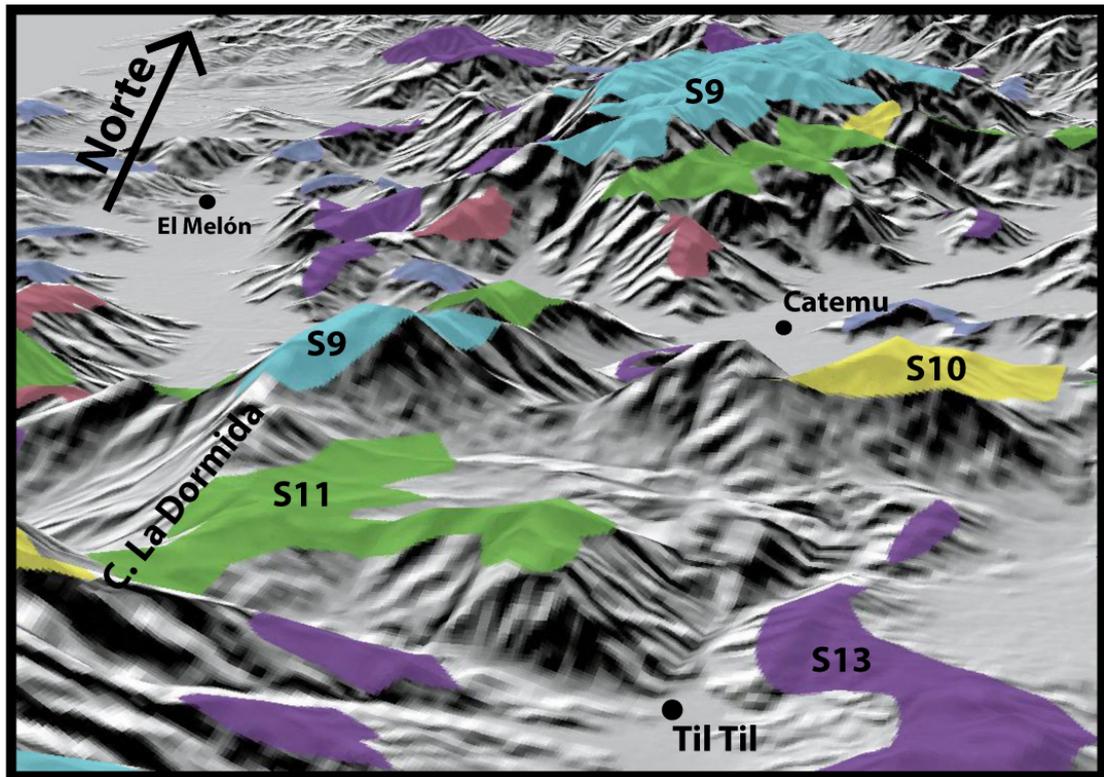


Figura 3.1.4: Superficies S13 a S9 en el sector de Cuesta la Dormida y Catemu.

Hacia el sector norte de la zona de estudio se observan varias y extensas superficies de forma de cordones montañosos semi-paralelos que limitan en escarpe con cerros mayores como lo que sucede al este de Putaendo y al norte de Catemu donde también la superficie se presenta como tal (figura 3.1.5). Al norte de Putaendo es posible observar una superficie muy extensa (140 km² aproximadamente) con suaves superficies de las cuales sobresalen cerros que corresponden a intrusivos. Esta superficie limita al este, mediante escarpe erosivo, con cerros de mayor altura. Al norte del sector descrito anteriormente se expone un remanente de la Superficie S12 (figura 3.1.3 y 3.1.6) descrita anteriormente, que muy probablemente es producto de la erosión de ésta superficie S11.

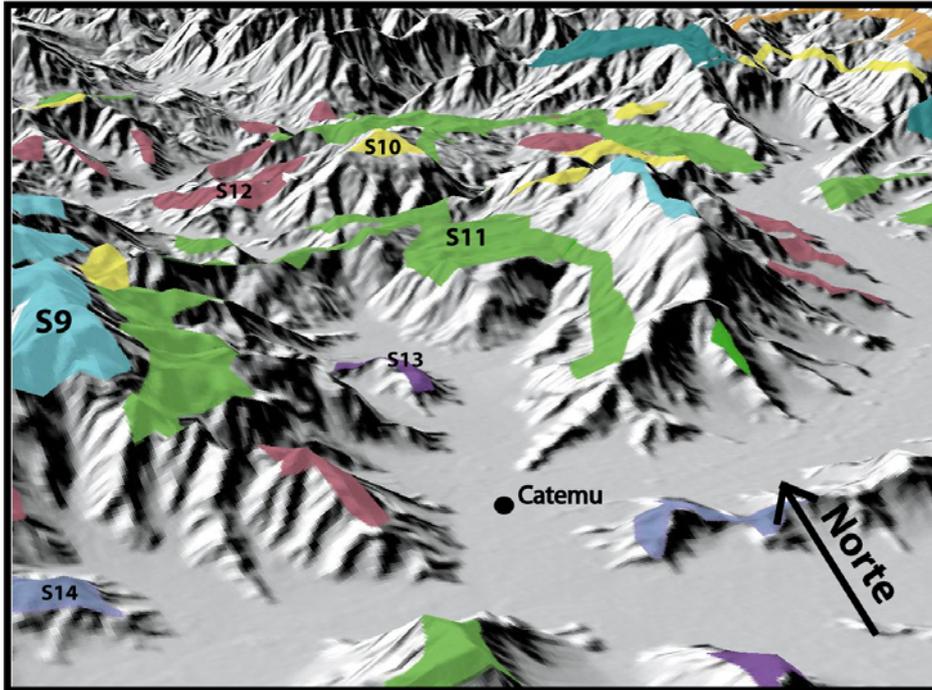


Figura 3.1.5: Distribución de superficies en las cercanías de Catemu



Figura 3.1.5: Superficie S11, Se observa la forma de valle colgado. Los cerros dentro de este relieve suave corresponden a S10 y son de roca intrusiva. (Imagen extraída de Google Earth)

3.1.1.5 Superficie S10.

La altura de esta superficie es de entre 1.850 y 2.000 m s.n.m. Se distribuye en el cordón de la parte oriental de la Cordillera de la Costa que va desde los 32°54' y 33°25'S y al norte de los 32°38'S. En el primer sector se encuentra formando cordones montañosos de altura constante, a veces uniendo cerros de mayor altura, y como superficies planas (figura 3.1.6). En este sector no es muy clara la existencia de éste nivel como superficie y podría ser producto de la erosión de S9 ya que las superficies no están limitadas por escarpes bien definidos con los remanentes de la superficie superior, y no se sabe realmente si los interfluvios de altura constante fueron erosionados. Al norte de los 32°38'S, se identifican en los perfiles sectores correspondientes a esta superficie; sin embargo, no son muy confiables como marcadores dada la irregularidad de su expresión topográfica y poca continuidad de éstos (figura 3.1.5).

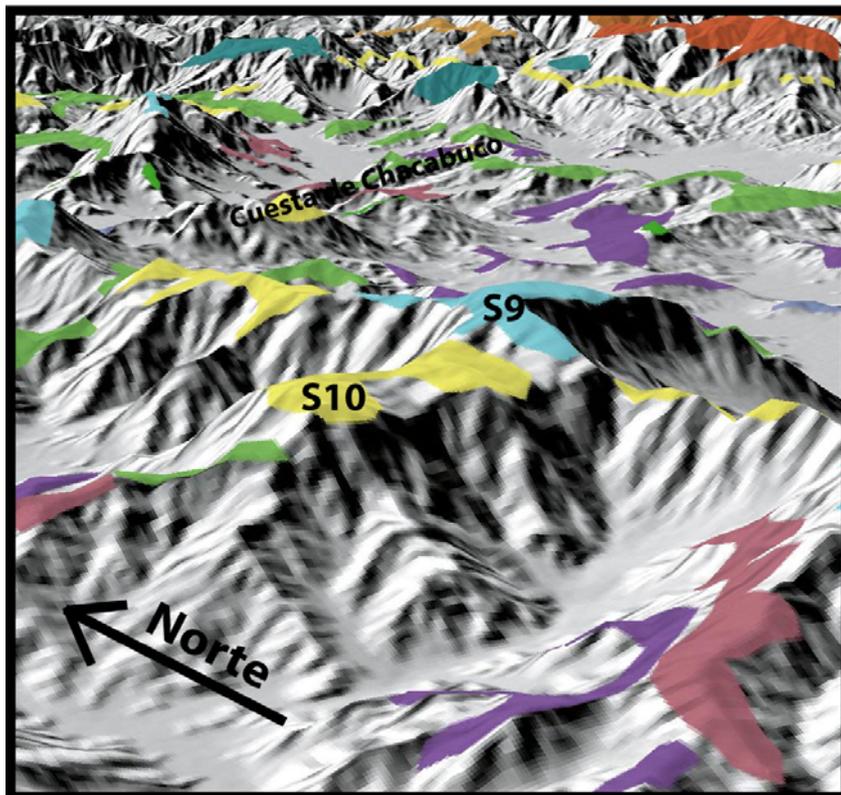


Figura 3.1.6: Superficies S9 y S10, al oeste de Santiago.

3.1.1.6 Superficie S9.

Esta superficie es la de mayor altura presente en la Cordillera de la Costa y se encuentra entre los 2.200 y 2.300 m s.n.m. Se expresa como superficies planas (figura 3.1.7) o de pendientes onduladas muy suaves de más de 5 km de largo, muchas veces unidas por cordones montañosos que en conjunto se alinean con orientación aproximada NNW entre los 32°30' y 33°19'S (figura 3.1.6). Al oeste de Putaendo hay otro cordón cuya cumbre es una planicie perteneciente a esta superficie (figura 3.1.5), posteriormente este cordón se utilizará para correlacionar los remanentes de las superficies en la CC y la CP.

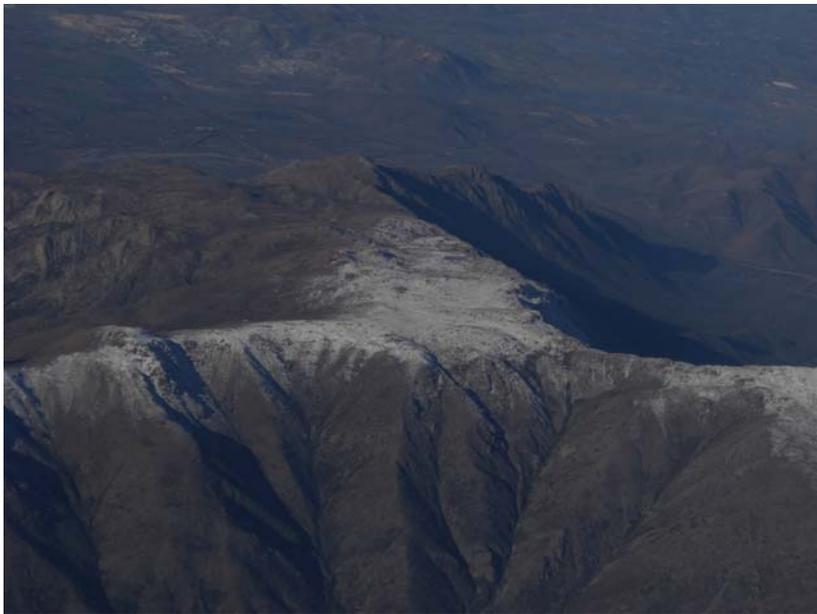


Figura 3.1.7: Fotografía de S9 en la Cordillera de la Costa. Fotografía por Reynaldo Charrier.

3.1.2 Depresión Central y Cuesta de Chacabuco.

3.1.2.1 Superficie S14.

Esta superficie se encuentra desde Santiago hacia el norte determinada por la parte superior de los cerros cerros islas, entre ellos los cerros San Cristóbal y Cóndor (figura 3.1.9), además de otros en las cercanías de Chacabuco (figura 3.1.8). Sólo se observan límites escarpados con cerros mayores al sur de Chicureo, el resto de los representantes de esta superficie colindan con depósitos no consolidados o mediante relieves menores.

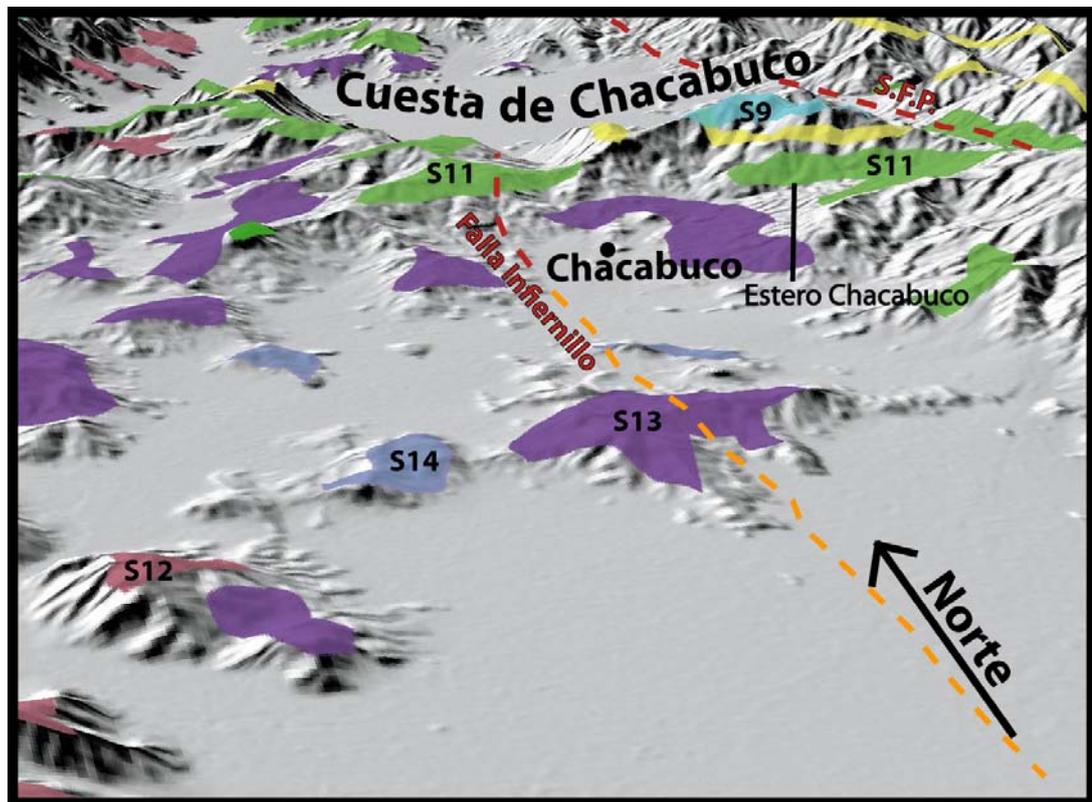


Figura 3.1.8: Superficies S14 a S9 en la Depresión Central y Cuesta de Chacabuco.

3.1.2.2 Superficie S13.

Se extiende principalmente al sur de la Cuesta de Chacabuco y al norte de Santiago, y se expresa como sectores de cerros de bajo relieve con cumbres de similar altura

(figuras 3.1.8 y 3.1.9). Entre los cerros que marcan esta superficie se han construido tranques de relave aprovechando la morfología que éstos tienen.

3.1.2.3 Superficie S12.

Esta superficie se observa en un sector pequeño del noroeste de la Cuesta de Chacabuco y se expresa como un valle colgado cuyo borde tiene la altura de esta superficie. Cerca se encuentran algunos cerros de mayor altura asociados a otra cuenca colgada que confluye a la misma identificada como S12, lo que indica que ésta podría ser una superficie superior erosionada.

3.1.2.4 Superficie S11.

La superficie se manifiesta en la Cuesta de Chacabuco y se extiende por cerca de la mitad de sus cumbres, en particular en el sector oeste de ésta. Se conserva como cerros de superficies suaves (figura 3.1.8). Limita en escarpes de erosión al este y noroeste con cerros de mayor altura donde se identifican superficies S10, y además con superficies S13 hacia el sur.

3.1.2.5 Superficie S10.

Esta superficie se manifiesta en la Cuesta de Chacabuco como un suave relieve en la cima de un cerro al oeste (figura 3.1.8) y al este como un cordón de orientación norte-sur, sin embargo éste sólo se observa bien en los perfiles y no es muy confiable como marcador.

3.1.2.6 Superficie S9.

Esta superficie se encuentra solamente en la parte oriental de la Cuesta de Chacabuco, y está marcada por el borde de un valle colgado de 2 km de diámetro y otros cerros aledaños de misma altura a 2220 m s.n.m. Limita hacia el este y oeste con un escarpe erosivo que la conectan con remanentes de la superficie S11 .

3.1.3 Cordillera Principal.

En la Cordillera principal aparecen las superficies S1 a S12, con excepción de la superficie S9. En general, se distribuyen en franjas de orientación norte-sur y aumentan su altura hacia el este. Algunas de las superficies descritas anteriormente están presentes en la parte oeste de la Cordillera Principal, específicamente en el frente cordillerano (figura 3.1b). Es necesario comentar que, en general, las superficies de mayor altura no se conservan bien debido a la fuerte erosión presente en la cordillera, y que, además, no existen estudios que documenten los límites glaciares ni de circos glaciares anteriores a la última glaciación. Por lo anterior, las superficies presentes en la CP, especialmente en su parte oriental, se identifican mayormente mediante el análisis de los perfiles.

A continuación se procederá a describir cada superficie:

3.1.3.1 Superficie S12.

La superficie se encuentra rodeando el cerro Manquehue al noreste de Santiago y se manifiesta como cordones que terminan en escarpe pronunciado con el cerro anteriormente mencionado (figura 3.1.9).

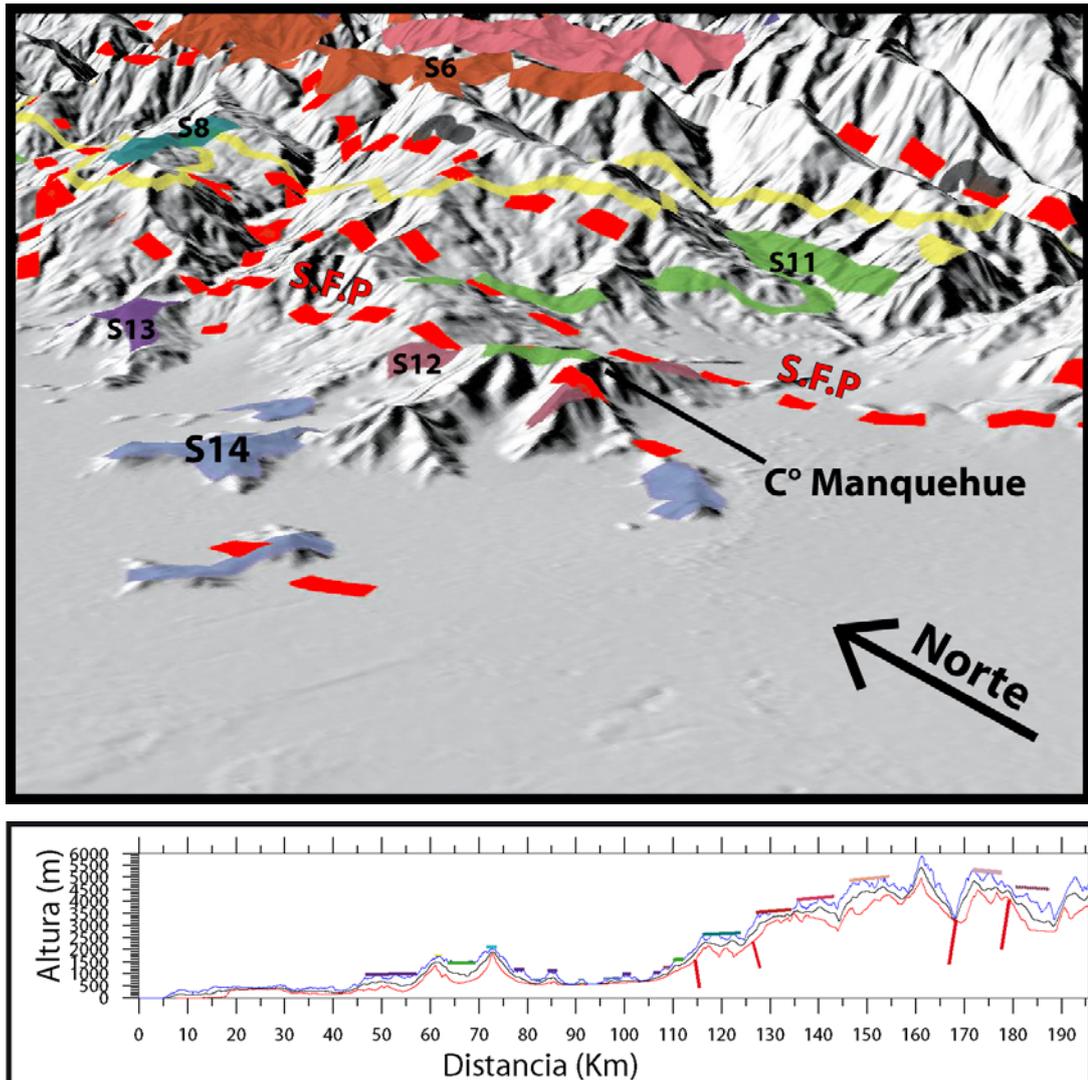


Figura 3.1.9: Arriba, vista al frente cordillerano en la latitud de Santiago, se observan las superficies S14, S13, S12, S11, S8 y S6, en rojo segmentado trazas de las fallas reconocida en el sector, en particular las pertenecientes al sistema de falla de Pocuro (S.F.P.). Abajo, perfil topográfico este-oeste de los $33^{\circ} 7' \pm 5\text{km}$, en azul máxima altura, en negro altura media y en rojo altura mínima.

3.1.3.2 Superficie S11.

Esta superficie se observa en el frente cordillerano (figura 3.1.9) y corresponde a la cima del cerro Manquehue y está presente además al este de la Cuesta de Chacabuco, específicamente al noreste de Chacabuco y al sureste de Pocuro (Estero Pocuro), donde tiene morfología de valles alzados, es decir de ‘Strath Terraces’ con bordes escarpados con los cerros aledaños.

3.1.3.1 Superficie S10.

Esta superficie está presente casi continuamente en todo el frente cordillerano de la zona de estudio, y se manifiesta como “hombros” o nacimiento de nuevos cordones desde la ladera de un cerro los cuales pueden ser seguidos en segmentos con distancias menores a 8 km entre marcadores (figura 3.1.10). Esta continuidad de los marcadores indica su buena confiabilidad y representarían el paleo-escarpe de alguna de las superficies estudiadas.

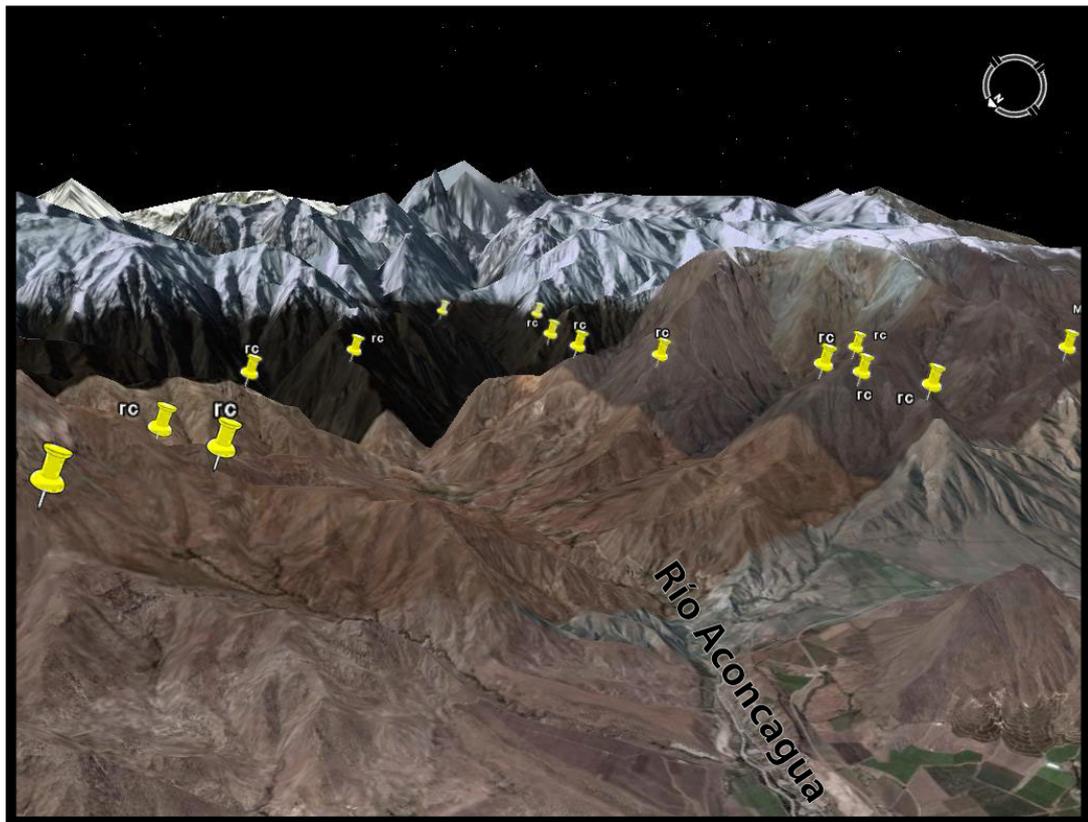


Figura 3.1.10: Marcadores morfológicos que indicarían un paleoescarpe en el frente cordillerano.

3.1.3.4 Superficie S9.

Esta superficie se manifiesta de igual manera que S10, pero en forma menos continua entre segmentos.

3.1.3.5 Superficie S8.

La superficie se encuentra en el frente cordillerano, principalmente al sur del área de estudio al este del cerro San Ramón frente a Santiago (figuras 3.1.11 y 3.1.12) y en la parte septentrional del área de estudio y aledaña a la Cordillera Principal. La primera se presenta como remanentes de suave relieve lo que se ve claramente en la figura 3.1.13 y es bastante extensa (45 km² aproximadamente), a su alrededor existen marcadores pertenecientes a la misma superficie de menos extensión, especialmente al sur del cerro San Ramón. El límite de esta superficie es un escarpe no muy definido con la superficie S7. Al norte del cerro San Ramón no es clara su continuidad y sólo aparece en un sector al este de Colina y al este de Putaendo donde está la laguna El Copín (figura 3.1.14) y donde colinda mediante escarpe bien definido con la superficie S6. La parte norte de esta superficie se manifiesta como un área de relieve suave de 10 km de ancho. Cabe destacar que esta superficie limita al este con un cerro de mayor altura constituido por un intrusivo, al este de dicho cerro se encuentra la Falla Pocuro (figura 3.1.11).

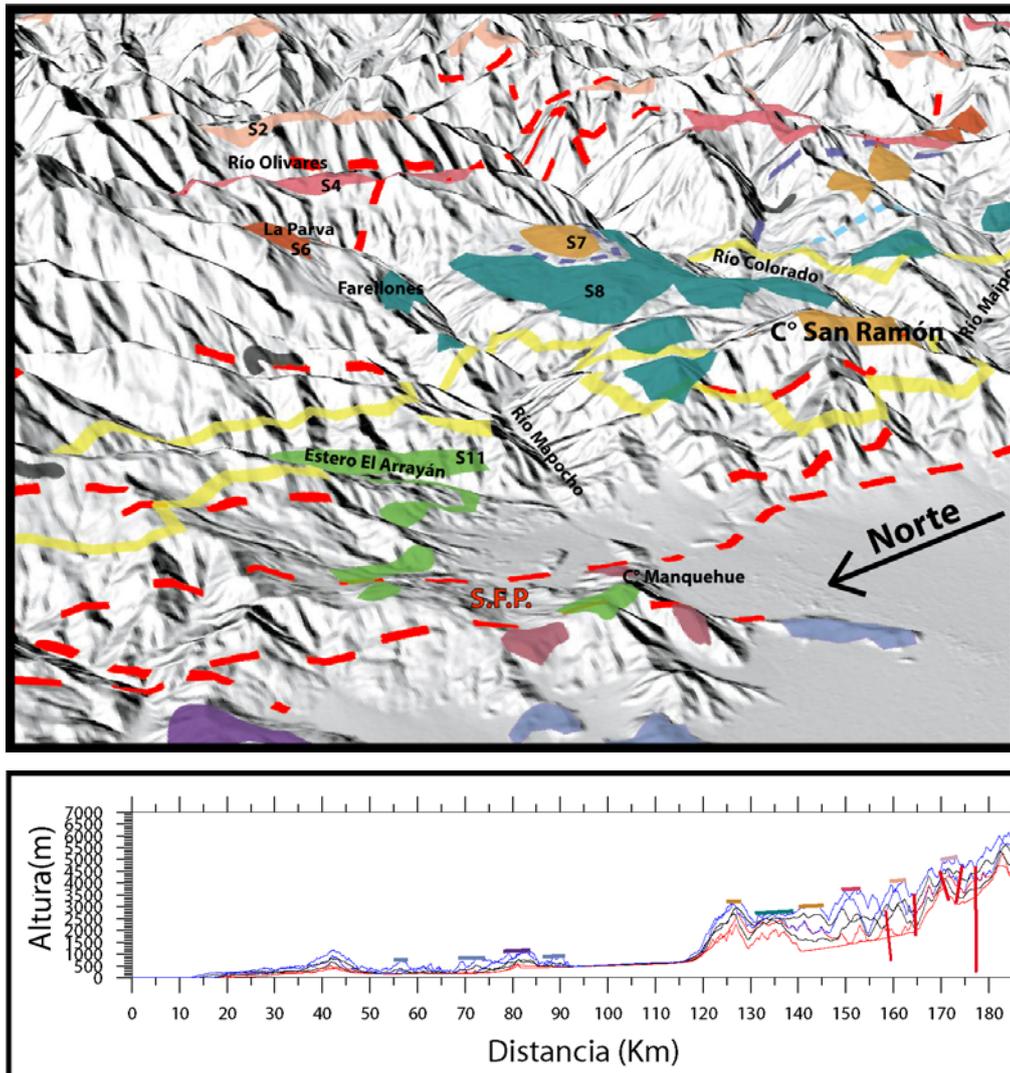


Figura 3.1.11: Arriba, superficies al este de Santiago, en línea roja segmentada las fallas y en amarillo el marcador descrito en 3.1.3.1 .Abajo, perfil topográfico este-oeste de los $33^{\circ}31' \pm 5\text{km}$, en azul máxima altura, en negro altura media y en rojo altura mínima.

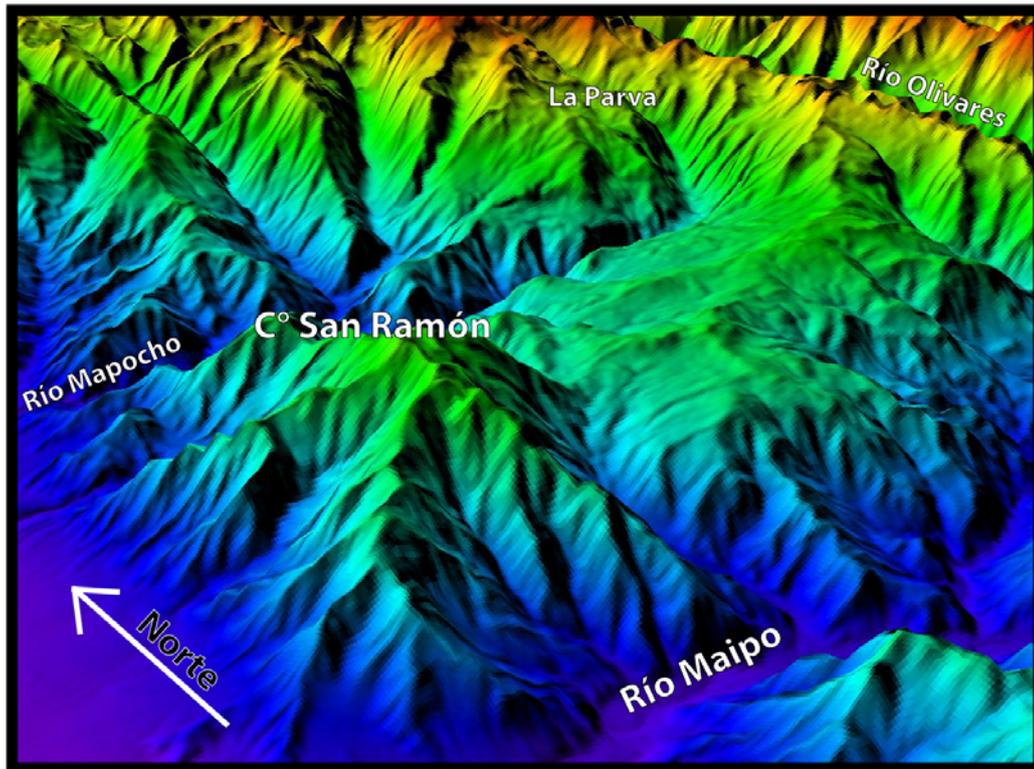


Figura 3.1.12: Superficie S8 al este del cerro San Ramón.

3.1.3.6 Superficie S7.

Esta superficie se encuentra al norte del sector de estudio, y se presenta como tres cordones paralelos este-oeste que emergen de un cordón mayor de orientación norte-sur con el que tienen un escarpe pronunciado, la elevación de este marcador disminuye hacia el este, donde limita con el Sistema de Falla de Pocuro (figura 3.1.13). Al sur del área de estudio la superficie se presenta diseminada en el cerro San Ramón, y al este y sureste de dicho cerro (figura 3.1.11). Si bien los límites con los cerros mayores son escarpes pronunciados tras los cuales se observa la superficie S4, el límite con la superficie S8 no es claro por lo que no se descarta que puedan pertenecer a la misma superficie.

Cabe destacar que al este del cerro San Ramón S7 sobresale rodeada de S8 y el sustrato sobre el cual está S7 es de rocas intrusivas mientras que el sustrato de S8 son lavas y rocas volcanoclásticas.

3.1.3.7 Superficie S6.

Esta superficie está presente en la parte norte del área de estudio y se manifiesta en tres grandes sectores y dos pequeños en la CP occidental. El primer sector ubicado en el límite norte del área de estudio y al oeste del río Rocín. Corresponde a un cordón norte-sur de altura constante el cual limita al oeste mediante un escarpe pronunciado con S7 (figuras 3.1.13 y 3.1.14), y al oeste con el río mencionado anteriormente, por este valle se registra una falla cuyo movimiento relativo se desconoce, y al este de dicha falla se encuentra la superficie S5.

Al sur del río Putaendo se encuentra otro segmento de superficie, la cual en algunos sectores tiene un relieve relativamente suave (figura 3.1.14), por el oeste limita mediante escarpe erosivo con la superficie S6 en el sector de la laguna El Copín, y al este mediante escarpe pronunciado, y por una quebrada de orientación norte-sur con la superficie S5.

Entre los ríos Aconcagua y Colorado al oeste de la Laguna del Inca se observa otro segmento de esta superficie la cual limita con los valles mencionados anteriormente salvo al este donde hay un escarpe curvo bien pronunciado que separa esta superficie de S3 la cual se encuentra en rocas intrusivas mientras que S6 se encuentra sobre lavas y rocas volcanoclásticas.

Otro segmento de esta superficie se encuentra al norte del Estero El Arrayán y es una franja de orientación norte-sur y su expresión topográfica es similar a la primera superficie descrita aquí (figura 3.1.9). Limita al oeste con un marcador no muy bueno de la superficie S8 entre las cuales está registrada una falla inversa de vergencia oeste (mapa 1:1.000.000, SERNAGEOMIN 2003) y al este con S4 donde, si bien no se observa un escarpe claro debido a la erosión propia de estas alturas (3600 m s.n.m. aproximadamente) existe un claro aumento en las alturas que se ve muy bien en los perfiles.

Por último existe un pequeño remanente de esta superficie ubicada en el centro de esquí La Parva, el que limita con un profundo valle al sur y este, y con cerros de mayor altura al norte mediante un escarpe pronunciado.

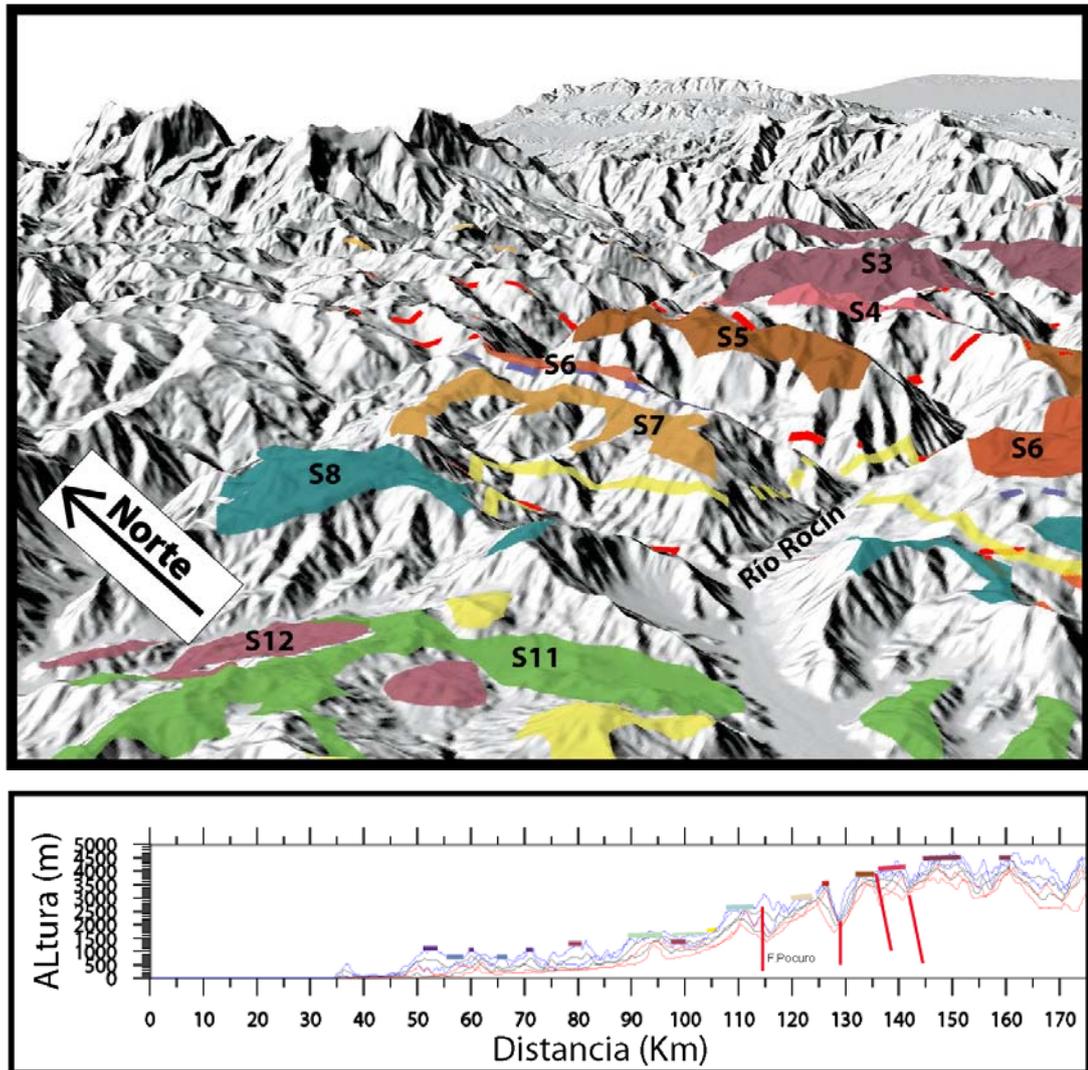


Figura 3.1.13: Arriba, distribución de superficies al norte del río Putaendo. Abajo, perfil topográfico este-oeste entre los $32^{\circ}24'$ y los $32^{\circ}26' \pm 5\text{Km}$, en azul máxima altura y en rojo mínima altura de la banda del perfil.

3.1.3.8 Superficie S5.

La superficie se distribuye en forma de franja al norte de El Salto del Soldado y al este del río Rocín y está dividida en dos sectores por el río Putaendo. El sector sur tiene de límites por el este el río Colorado (Región de Valparaíso) y por el oeste un escarpe pronunciado que lo divide de S6 y a partir del cual se desarrolla un valle norte-sur que desemboca en el río Aconcagua. El sector norte, si bien tiene por límites a ríos de orientación norte-sur, en sus valles están registradas fallas. En el caso del río Rocín no se identifica a que tipo de falla corresponde, sin embargo, la

falla al este de la superficie está documentada como inversa de vergencia este según la Hoja Quillota - Portillo (SERNAGEOMIN, 1993).

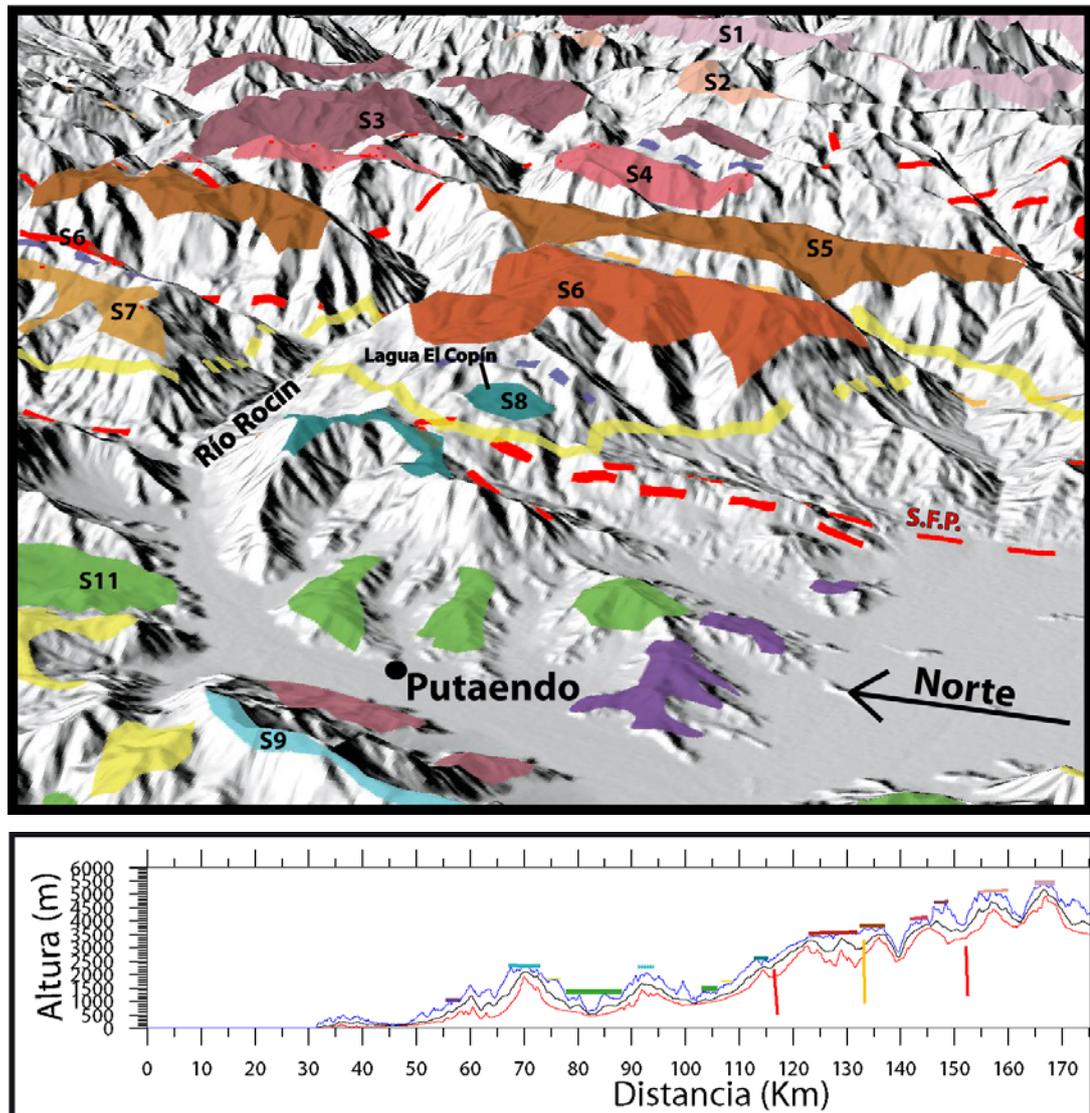


Figura 3.1.14: Arriba, distribución de superficies entre los ríos Putaendo y Aconcagua. Abajo, perfil topográfico este-oeste de los $33^{\circ}34' \pm 5\text{km}$, en azul máxima altura, en negro altura media y en rojo altura mínima.

3.1.3.9 Superficie S4.

Esta superficie se observa en tres sectores principales. Al norte del área de estudio específicamente al suroeste de la cabecera del río Rocín se presentan tres sectores donde se observan remanentes de esta superficie; de éstos, dos corresponden a

cordones de altura constante, y el otro, es un sector de iguales alturas máximas (figura 3.1.13) que limita al sureste por un notorio escarpe con la superficie S3. Al noroeste del cerro El Plomo se presenta otro sector de esta superficie el cual se manifiesta como un área de cumbres de igual altura y algunos sectores de suave pendiente. La superficie limita al oeste por escarpe erosivo con S5, de igual manera limita con S2 al este y al sureste con un cordón montañoso de mayor altura que nace en el cerro El Plomo. Cabe destacar que en el área que comprende este sector de la superficie se encuentra la mina Río Blanco-Los Bronces la cual está cerca del escarpe sureste de dicha superficie.

Al oeste del río Olivares (sur del cerro El Plomo) hay un cordón montañoso de orientación norte-sur y altura constante que corresponde a la altura de esta superficie, el cual limita al oeste con la superficie S7 por medio de un escarpe pronunciado, que se encuentra detrás el cerro San Ramón. Al este, limita con la quebrada del río Olivares, y puede ser seguida al sur del río Colorado. Inmediatamente al este del río Olivares hay otro cordón muy similar, pero que por su altura se lo ha asignado a S2. Entre los cordones antes mencionados hay una falla inversa de orientación norte sur registrada por Thiele (1980) y Fock (2005).

3.1.3.10 Superficie S3.

Esta superficie se extiende en gran parte de la CP al norte de los 33°14'S en el sector Argentino y de los 32°52'S en Chile y se manifiesta como sectores de cumbres y cordones de misma altura como se lo observa en la figura 3.1.14, en el sector norte. Al noroeste del cerro Aconcagua la superficie limita al oeste con S4 mediante una falla inversa de vergencia oeste y orientación noroeste que luego pasa entre sectores de esta superficie (recordar que en esta sección se utiliza el término de superficie para sectores de la misma altura y posteriormente se interpretara y correlacionaran entre sí considerando escarpes erosivos y posibles dislocaciones por falla), la superficie S3 que se encuentra al oeste de la mencionada falla limita a su vez al este por escarpe erosivo con S4 al oeste y por medio de esta falla con S2 al este.

Al suroeste del cerro Aconcagua se observa un marcador no muy extenso desarrollado sobre un sustrato de rocas intrusivas cuyo contacto corresponde con el

escarpe que limita esta superficie con la superficie S6 ubicada entre los ríos Aconcagua y Colorado (Región Metropolitana).

El resto de los marcadores de esta superficie se encuentran en territorio Argentino y limitan, en general, al oeste con S1 y se encuentran alineados en orientación norte-sur, al este tienen por límite quebradas por donde pasan fallas que separan la Cordillera Principal de la Precordillera, entre la superficie S3 y S1 pasan fallas inversas de vergencia este.

3.1.3.11 Superficie S2.

El segmento más septentrional de esta superficie dentro del área estudiada se observa al este de la cabecera del río Rocín y es un cordón de altura relativamente constante. La extensión de esta superficie es reducida en comparación con el general de los remanentes descritos para la CP. Este segmento se encuentra en la divisoria de aguas que corresponde, a su vez, al límite fronterizo con Argentina.

Al norte del Cerro El Plomo y al oeste del Cerro Juncal se encuentra otro segmento de esta superficie el cual tiene una extensión aproximada de 8x3 km.

Al este del río Olivares se presenta un cordón de orientación norte-sur cuya altura corresponde a la de esta superficie y como su simétrico S4, también continúa al sur del río Colorado.

Existen otros sectores con remanentes de menor extensión entre los ríos Colorado y El Yeso que limitan ambos al este con el cordón montañoso correspondiente al límite fronterizo entre Chile y Argentina; sin embargo, el escarpe entre estos remanentes? y el cordón mencionado no es muy notorio y la erosión glacial presente en el sector sugiere que estos sectores no son marcadores muy confiables.

3.1.3.12 Superficie S1.

Esta superficie se encuentra en dos grandes sectores, rodeando el cerro Aconcagua y al este del cerro El Juncal ambas en la Rep. Argentina y se presentan como cordones montañosos cuyas cumbres coinciden en altura. El sector norte de esta superficie limita al oeste por el río Mendoza salvo un sector donde se une mediante un cordón con la superficie S2 en el cual la altura cambia abruptamente entre una superficie y otra, al este el cambio de altitud no es tan fuerte sin embargo la superficie no se

extiende mas al este de la traza de una falla inversa de vergencia este de orientación aproximada norte-sur, que además separa la superficie S1 presente al sur del río Mendoza (este del cerro El Juncal) de la superficie S3. Al oeste de este otro sector de la superficie S1 existe un cordón montañoso de alturas superiores a los 6000 m s.n.m y entre éste y la superficie se ha registrado una falla inversa de vergencia este de orientación aproximada nor-noroeste.

3.2 Discusión y correlación entre superficies.

3.2.1 Cordillera de la Costa.

3.2.1.1 Cordillera de la Costa occidental.

En general es difícil decir si las superficies limitadas por falla fueron alzadas o no por éstas. Al norte del río Aconcagua existen remanentes de las superficies S14 y S13 que limitan y forman un bloque de mayor topografía, un lineamiento es cortado por una superficie S14 y el escarpe que limita estas dos superficies se encuentra relativamente alejado como para inferir una dislocación de superficie y luego retroceso erosivo del escarpe sin embargo no es una posibilidad que deba descartarse. Para las fallas limitantes de estas superficies no hay evidencias suficientes que permitan saber si éstas elevaron el bloque o sólo actuaron como un límite erosivo. Entre estas superficies no existe un gran contraste litológico.

Al sur del río Aconcagua, la traza de la Falla Margamarga limita por el norte la superficie S14 y la separa de las superficies S13 y S12, ésta falla es interpretada como normal en la costa por Rodríguez (2008), pero, si bien la diferencia de altura entre ambas superficies es de cerca de 400 m, a 8 km al este ésta no tiene expresión topográfica sobre la superficie S13, y tampoco se han registrado otras fallas como para explicar un cambio tan abrupto en el comportamiento de la falla Margamarga.

3.2.1.2 Cordillera de la Costa oriental.

La mayor corrección que se puede hacer en éste sector es interpretar la superficie S10 como la erosión de S9 al sur del río Aconcagua, esta interpretación viene del hecho que en la mayoría de los sectores donde se la observa, esta superficie es inferida solamente de los perfiles, no forman superficies amplias salvo en un sector al sur del cerro Las Vizcachas y sus escarpes o límites con cerros de mayor altura no son bien definidos. Además, todos los remanentes de la Superficie S10 se encuentran

sobre rocas estratificadas (rocas volcánicas, volcanoclásticas, sedimentarias continentales y marinas) mientras que la Superficie S9 se desarrolla sobre intrusivos, es decir sobre roca más resistente a la erosión. Al norte del río Aconcagua S9 suele estar en contacto directo y por escarpes muy pronunciados directamente con S11.

En general, la Superficie S12, a diferencia de S14, S13 y S11, en ningún sector se encuentra bien desarrollada, sin grandes extensiones, ni relieves suaves, y, en general, no tiene escarpes pronunciados con las superficies inmediatamente superiores o inferiores y pueden ser asociadas a erosión de la superficie S11 o bien a partes altas de la superficie S13.

Así mismo, las superficies S10 y S11 que se encuentran entre Alicahue y el río Putanendo pueden unirse con el argumento de que no existen escarpes entre ambas y que S10 se encuentra desarrollada sólo en sectores con intrusivos. Bajo el mismo argumento de la ausencia de escarpes, se pueden asociar en la misma zona las superficies S11 y S12. En las cercanías de Putaendo las superficies reconocidas al este y oeste del río son S11 y S12 respectivamente, su morfología es muy similar en ambas y S11 se desarrolla en rocas intrusivas mientras que S12 solamente en rocas estratificadas, de tal manera que ambas pueden ser correlacionadas e interpretadas como S11.

3.2.2 Depresión Central y Cuesta de Chacabuco.

En la DC las superficies S14 y S13 se desarrollan sobre las trazas de falla existentes y no se observa una relación entre éstas y las superficies. Estas superficies podrían ser la misma sujeta a distintos niveles de erosión ya que no hay buenas evidencias y los datos son insuficientes para comprobar o descartar esta hipótesis. La superficie S11 ubicada en el estero Chacabuco corresponde a un valle colgado que conserva muy bien la forma de valle, esta puede ser continuada hacia el oeste como la superficie S13 que aumenta su altura en dirección a este valle. Transitivamente se puede correlacionar la superficie S11 homóloga a la anteriormente descrita ubicada al noreste de la misma (figura 3.2.1).

En la cuesta de Chacabuco ocurre entre las superficies S12, S11 y S10 lo mismo que al norte del río Putaendo, las superficies S10 se desarrollan sobre rocas intrusivas y

los límites entre superficies no son escarpados. Así se interpreta en general la cuesta como una superficie S11. Es necesario destacar que en este sector se observa una superficie S10 junto al marcador de escarpe de S10, esto nos permite correlacionar el frente cordillerano de la CP con lo observado en la CC.

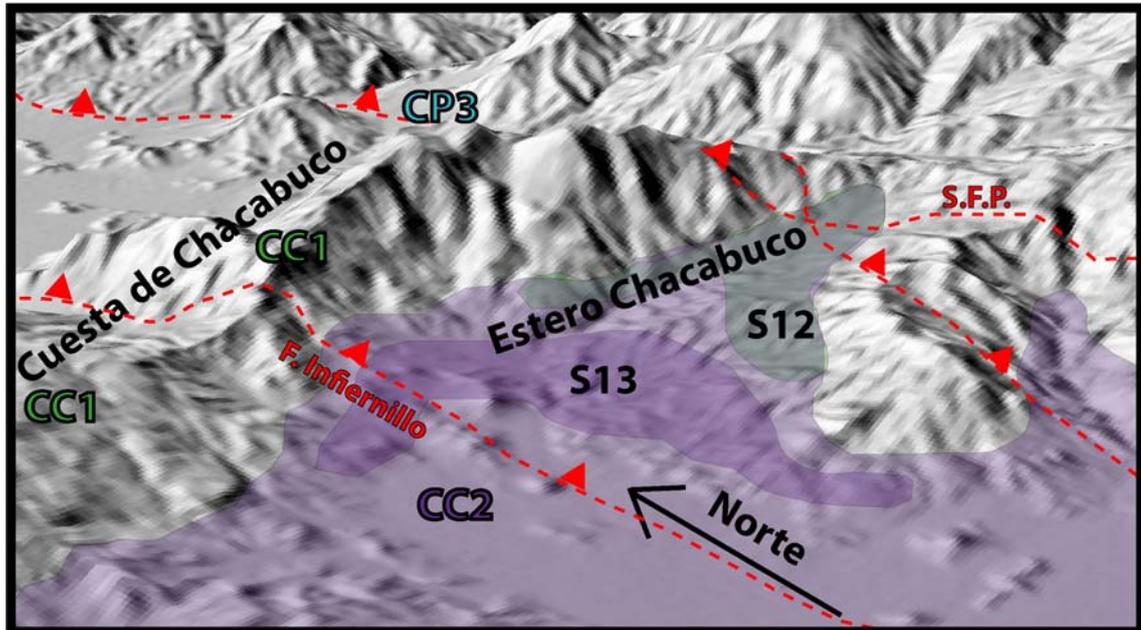


Figura 3.2.1: Correlación entre superficies S12 y S13 en CH2, en el sector del Estero Chacabuco.

3.2.3 Cordillera Principal.

En la superficie S11 ubicada en el estero El Arrayán (figuras 3.3.9 y 3.3.11) tiene características muy similares a la ubicada en el estero Chacabuco (figura 3.2.1) y puede ser correlacionada también con la superficie S12 y sus segmentos cercanos.

En el norte, la superficie S8 aumenta de altura hacia el este y la superficie S7 disminuye hacia el oeste y ambas están en sustrato de rocas volcánicas lávicas y volcanosedimentarias, entre ambas existe un cerro de mayor altura que corresponde a un cuerpo intrusivo emplazado en la traza del sistema de falla Pocuro, trazando un perfil este-oeste por la zona mejor conservada de las superficies se observa que estas pueden ser claramente correlacionables si no se considera dentro de estas el cerro de roca intrusiva. En el sector al este del cerro San Ramón éstas dos superficies son

también correlacionables ya que S7 se encuentra en rocas intrusivas y S8 en rocas volcánicas y volcanoclásticas, y no existe un escarpe entre ambas siendo la tipografía entre ellas muy suave, junto con esto se correlacionan también las superficies encontradas en el cerro San Ramón

Al norte del río Putaendo se observo una superficie S6 que limita al oeste con un escarpe pronunciado con S7 y con el río Rocín al este, más hacia el este existe una superficie S5 y entre ambas por el cauce del río está registrada una falla, como no se observan marcadores que indiquen un contacto erosivo entre ambas, como por ejemplo el observado en el frente cordillerano. Es muy probable que ambas sean la misma superficie y ésta se encuentra dislocada por la falla. Otra posibilidad es que la superficie S6 sea de igual manera S5 pero se encuentre mas erosionada (la expresión de esta superficie es de cordón montañoso). Al este de S5 se encuentra S4 y de igual manera está separada por un río (río Putaendo) por donde además pasa la traza de una falla inversa de vergencia al oeste, y al este de S4 se encuentra S3 también separadas por otra falla inversa de vergencia oeste, en ningún caso hay evidencias de escarpes erosivos ni hay grandes diferencias litológicas entre superficies y estas además se encuentran relativamente bien desarrolladas, por lo que se interpreta corresponden a una sola superficie dislocada por las fallas.

Al sur del río Putaendo hasta la latitud del cerro El Plomo ocurre algo similar pero además se incluyen las superficies S2 y S1, y entre S3 y S4 se observa escarpe erosivo.

Al sur del cerro El Plomo la superficie S6 limita mediante un escarpe erosivo con S4, y al este del río Olivares se encuentra S2, entre ellas se ha registrado la traza de una falla inversa con vergencia al oeste y bajo los mismos argumentos que al norte del río Putaendo se argumenta esta interpretación.

3.2.4 Correlaciones mixtas.

En esta sección se mostraran correlaciones entre superficies que se encuentran en diferentes sectores morfoestructurales.

Cerca de Putaendo las superficies S10 encontradas bajo S9, y el marcador de escarpe en el frente cordillerano están distanciadas por cerca de 14,5 km y tienen una

diferencia de altura de ~280 m, esto da una pendiente aproximada de 1,1°. En las transectas este-oeste de Los Andes, cuesta de Chacabuco y Santiago se calculan pendientes de 1,2°, 1,5° y 1,4° respectivamente, calculadas entre el frente cordillerano y la CC. También se tiene que la superficie que se encuentra sobre S11 equivalente a S10 corresponde a S9 en la CC y a S8 en la CP. Además, las superficies S9 y S8 están separadas por aproximadamente 23 km y su diferencia de elevación máxima es de 230 m, es decir, la pendiente entre estos dos puntos es aproximadamente 0,6° cerca de Putaendo, y cerca de Santiago la pendiente calculada es de 1,2° lo cual se aproxima mucho a la pendiente calculada para S11.

Bajo lo expuesto anteriormente se interpreta también S9 y S8 como una sola superficie.

De lo anterior podemos ahora renombrar las superficies. Según la interpretación dada se habrían formado 6 superficies en el área de estudio, que llamaremos CC3, CC2, CC1, CP3, CP2 y CP1 en orden de menor a mayor altura.

Las superficies CC1, CC2, y CC3 claramente corresponden a '*strath terraces*' ya que se encuentran entre topografías mayores como la CP y partes mas altas de la CC, o entre partes altas de la misma CC, además que el marcador de escarpe de CC1 se interna además en los valles del Maipo, Aconcagua, Putaendo y otros. Este hecho se complementa bien con la pendiente calculada para la misma superficie.

Si bien la superficie CP1 en sectores se encuentra limitada por mayores topografías como lo que ocurre al este del cerro San Ramón lo que hace caer dentro de la calidad de '*strath terrace*', en general se interpreta como peneplanicie ya que abarcaría del frente cordillerano hacia el oeste sin observarse interrupciones. La superficie CP2 tampoco tiene topografías mayores hacia el oeste, y CP1 puede continuarse al este y oeste de los cerros fronterizos siendo éstos casi las únicas topografías mayores que la interrumpen.

De acuerdo con lo expuesto en esta sección, la distribución de superficies a nivel regional de ilustra en la figura 3.2.3, e interpolado se ilustra en la figura3.2.4.

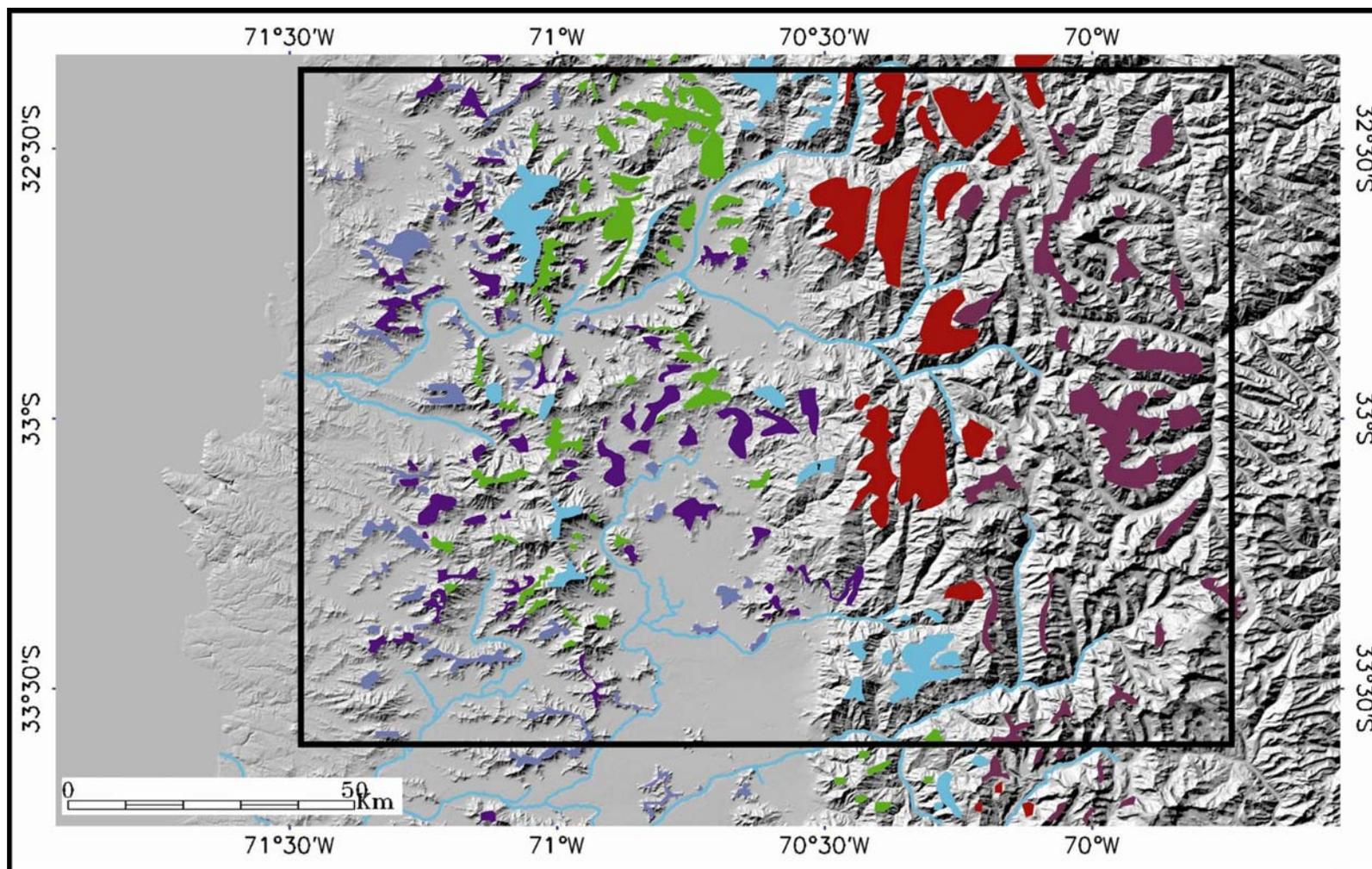


Figura 3.2.3: interpretación de los relictos de superficies reconocidas. En azul claro CC3, azul oscuro CC2, verde CC1, celeste CP3, rojo CP2 y morado CP1.

De tal manera, se pueden extender algunas superficies para visualizar de mejor manera su distribución, como se muestra en la siguiente figura:

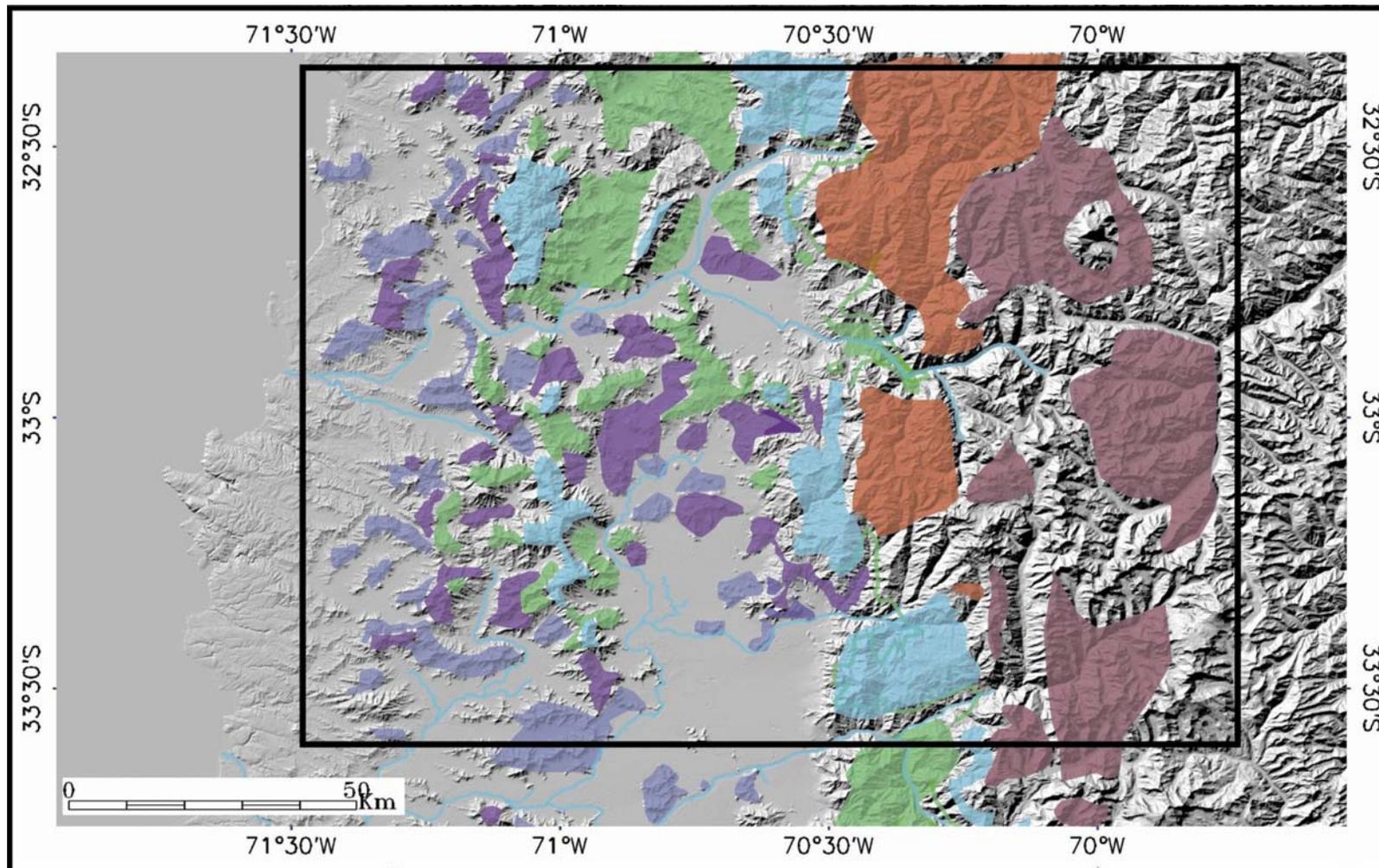


Figura 3.2.4: interpolación de superficies correlacionadas.

3.3 Resumen del capítulo

De esta manera se definen definitivamente 6 superficies de erosión, de las cuales 3 corresponderían a relictos de peneplanicies y 3 relictos de '*strath terraces*' que se nombran de mayor altura a menor como CP1, CP2 y CP3 las peneplanicies y CC1, CC2 y CC3 las '*strath terraces*'.

A continuación se describirán los relictos de superficies a modo de resumen y como complemento a la discusión del subcapítulo anterior.

-CP1 (figura 3.3.1): Se interpreta como el relikto de una peneplanicie y sería esta la más antigua, y de mayor altura de las tres reconocidas. Se distribuye como una franja de orientación norte-sur al sur de los 32°24'S que se encuentra entre los 4.500 y 5.500 m s.n.m. La transición de esta peneplanicie con los cerros superiores es difícil de interpretar ya que si bien en algunos sectores coinciden con fallas de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, otros no, y parece ser erosivo. Además la transición entre CP1 y los cerros mayores podría estar controlada por erosión glaciaria.

La transición con la peneplanicie inferior CP2 es en algunos sectores es observado un escarpe erosivo de aproximadamente 600 m, donde sólo en algunos casos existe un control litológico.

El relikto de peneplanicie es dislocado por fallas inversas de orientación aproximada norte-sur y vergencias este y oeste.

-CP2 (figura 3.3.1): Corresponde al segundo nivel en altura de relictos de peneplanicies, y se encuentra al norte de los 33°22'S entre los 3.500 y 4.700 m s.n.m. Sus límites con CP1 fueron descritos recientemente, y su transición inferior con CP3 es claramente erosiva al oeste del río Rocín, sin embargo al sur del río Putaendo la transición es suave pudiendo ser tanto un escarpe erosivo o tectónico asociado al Sistema de Falla de San Ramón-Pocuro suavizado por erosión posterior. La superficie es dislocada por fallas de vergencia oeste al norte del río Aconcagua que en algunos casos dislocan también a CP1. Algunas de las fallas registradas al norte del río Putaendo continúan al sur de éste como lineamientos. Es notable que esta peneplanicie se

encuentre dislocada escalnadamente al norte del río Putaendo, de menor manera entre éste y el río Aconcagua y al sur de éste donde los lineamientos no dislocan la superficie, la misma se encuentra basculada hacia el oeste.

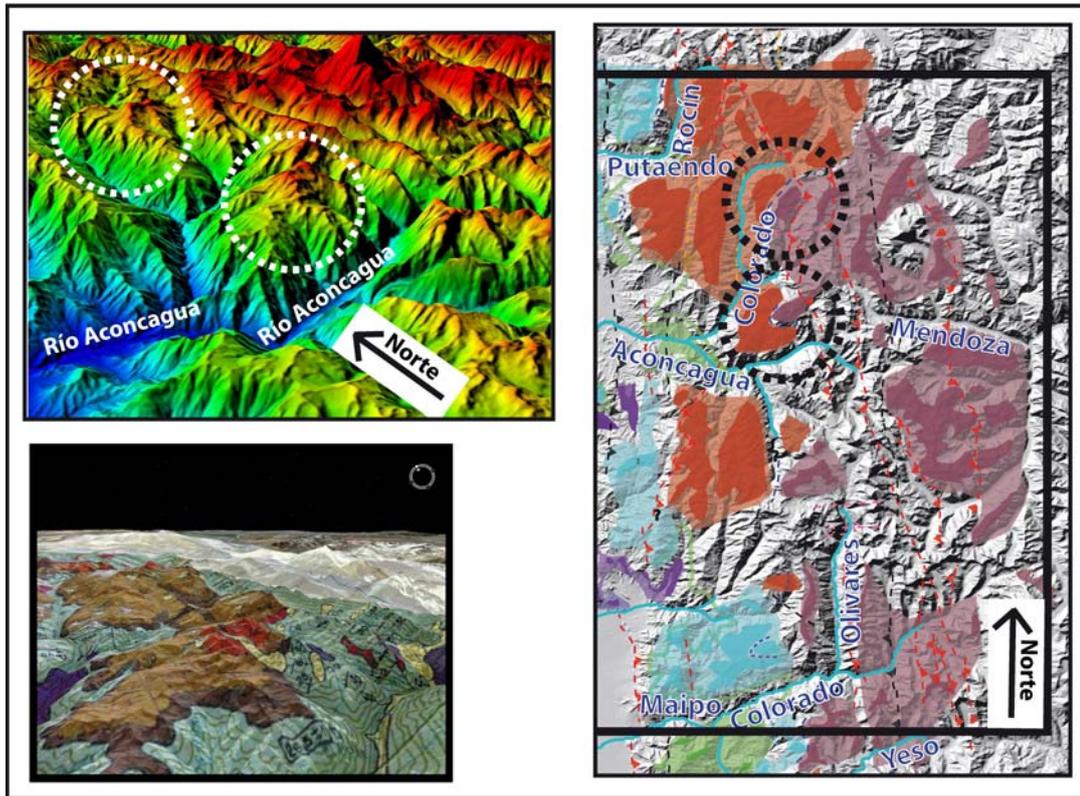


Figura 3.3.1: En la figura derecha se muestra la distribución de CP1(morado) y CP2(rojo), relación con las principales fallas (rojo segmentado). En círculo segmentado en figuras derecha e izquierda superior se muestra escarpe entre CP1 y CP2, en la figura izquierda inferior se muestra la litología del sector señalado.

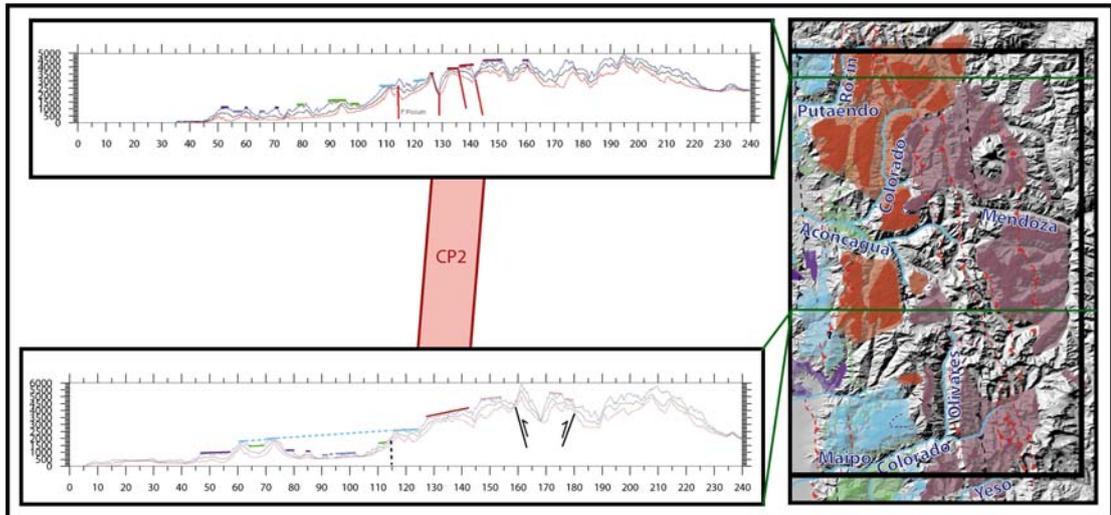


Figura 3.3.2: En la figura se muestra cómo CP2 se encuentra dislocada por fallas (arriba a la izquierda) al norte, mientras al sur de su extensión se encuentra basculada al oeste (abajo a la izquierda).

-CP3 (figura 3.3.3): Es la Peneplanicie de menor altura y se extiende en la CC, CP y la cuesta de Chacabuco, y se encuentra entre los 2.000 y 2.900 m s.n.m. En la CC corresponde a las mayores alturas y se observan distintos niveles debido a un control litológico en la erosión posterior. En las cimas de la CC se conserva bien como superficies de muy bajo relieve. En la CP se encuentra en el frente cordillerano e internándose al este del cerro San Ramón. En algunos sectores esta superficie se interna hacia el este formando ‘strath terraces’ bajo CP2 y al este del cerro San Ramón limita mediante escarpe erosivo directamente con CP1. Cabe destacar que al norte del río Putaendo esta superficie muestra no ser afectada por la traza del sistema de falla San Ramón-Pocuro, sin embargo al sur de éste los escarpes no son claros y no es posible establecer una clara relación entre la superficie con al sistema de falla antes mencionado. En la CC el límite con la superficie CC1 mediante escarpes erosivos, en Cuesta de Chacabuco no es tan claro el escarpe y la diferencia de altura entre superficies es menor que en la CC. Al norte del río Putaendo por el límite de CP3 con CC1 pasa la traza de la falla Infiernillo.

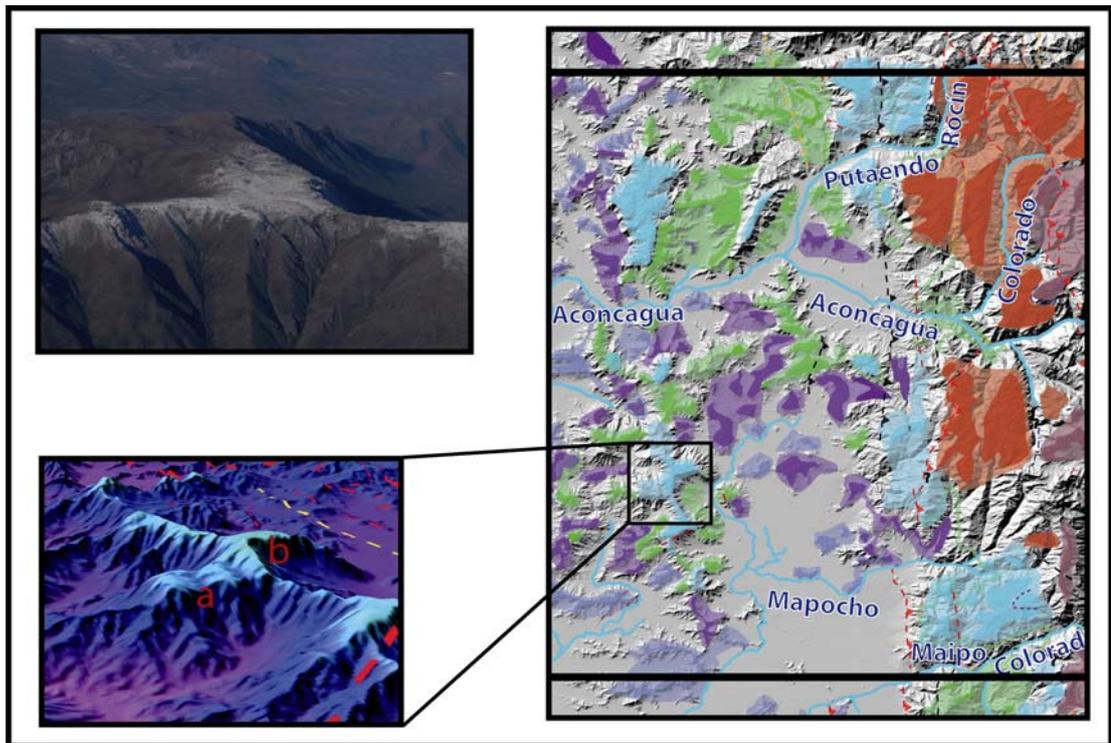


Figura 3.3.3: En la figura se muestra en celeste la distribución areal de CP3 (derecha). Arriba a la izquierda fotografía de una superficie bien conservada, en la CC al norte del río Aconcagua, y abajo a la izquierda se muestra la erosión diferencial de la superficie en rocas volcanoclásticas (a) y en rocas intrusivas (b).

-**CC1 (figura 3.3.4):** Este relicto de superficie es el mas alto de las tres ‘strath terraces’ reconocidas y se encuentra entre los 1.400 y hasta 2.000 m s.n.m., y se distribuye en la CC, Cuesta de Chacabuco y el frente cordillerano de la CP, donde se reconoce principalmente como una serie de marcadores que se pueden continuar por todo el frente cordillerano, internándose además en los valles de los ríos Putaendo, Aconcagua, Mapocho y Maipo. Los límites con CC2 son siempre mediante escarpes erosivos, tampoco la superficie parece estar dislocada por fallas aunque en el sector de Cuesta de Chacabuco no es posible determinar como límite con CP3 un escarpe erosivo, o debido a la Falla Infiernillo. El resto de la superficie no se encuentra afectada por estructuras. La superficie se conserva bien en algunos sectores al sur de Alicahue o al norte de Catemu y se conservan valles colgados (figura 3.3.4).

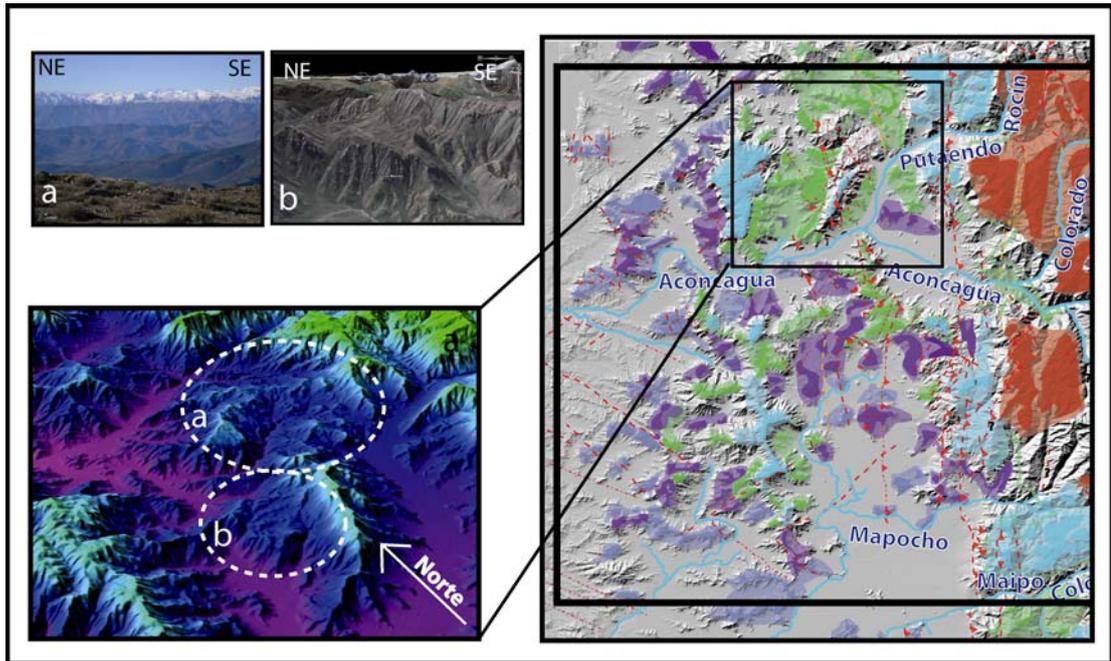


Figura 3.3.4: En la figura se muestra en celeste la distribución areal de CC1 en verde (derecha). Arriba a la izquierda fotografías de superficies bien conservadas, en la CC al norte del río Aconcagua, referenciadas abajo a la izquierda: a) superficie al norte de Putaendo y sur de Alicahue, b) superficie al norte de Catemu.

-**CC2 (figura 3.3.5):** se distribuye en toda la CC, DC y partes del frente cordillerano y se encuentra entre los 1.000 y 1.300 m s.n.m. En general no se encuentra bien conservada y en ocasiones puede confundirse con CC3, sus límites son escarpes erosivos en general pronunciados con CC1 y no siempre bien claros con CC3. La superficie no parece ser afectada por estructuras.

-**CC3 (figura 3.3.5):** Corresponde a la mas baja de las 'strath terraces' identificadas, se distribuye en la CCW, DC y CCE concentradas principalmente en las dos primeras, y se encuentra entre los 750 y 800 m s.n.m. Limita superiormente con CC2 como fue descrito en el párrafo anterior, e inferiormente con sedimentos no consolidados, cordones montañosos menores y al este de la CCW con terrazas de abrasión marina. No tiene

evidencias de estar afectadas por estructuras y se conserva bien como superficie de bajo relieve en sectores de la CCW.

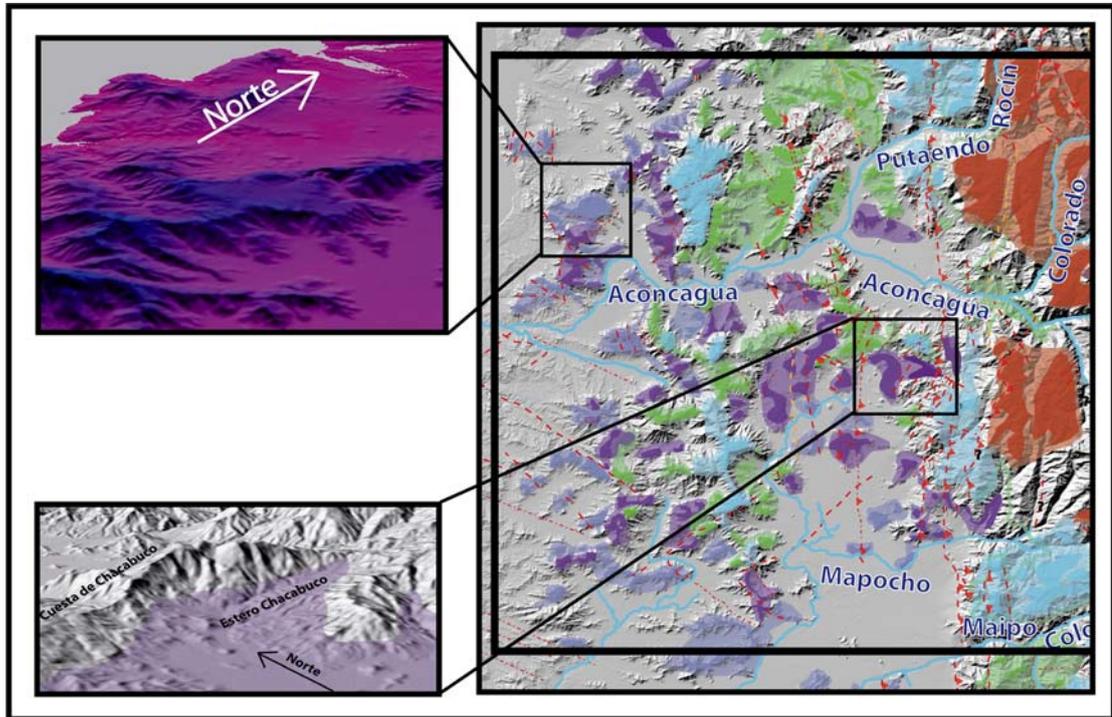


Figura 3.3.5: En la figura derecha se muestra en celeste la distribución areal de CC2 (morado) y CC3 (azul). Arriba a la izquierda imagen de la superficie al oeste de El Melón, y abajo a la izquierda la superficie al este de Chacabuco.

4. Discusión

-Los relictos de superficies planas identificados en el presente trabajo tienen características por las cuales pueden ser reconocidas como peneplanicies (CP1, CP2, y CP3) y como terrazas de erosión fluvial (CP1, CP2, y CP3). Las primeras se identifican como tales principalmente por su extensión y baja pendiente, la superficie de mayor altura tienen contacto con algunos cerros mayores y los rodean, sin encontrarse cordones ni cerros de mayor altura en sus márgenes ni morfologías que indiquen otro posible origen de la superficie. Las dos superficies menores no encuentran mayores topografías al oeste, y limitan por escarpes erosivos al este con las superficies mayores, donde se encajonan en sectores mostrando morfologías de 'strath terraces' en la frontera, sin

embargo se reitera que en general las superficies son extensas y de baja pendiente (eg. CP3 tiene una extensión de al menos 70Km de ancho en algunos sectores). Por otra parte las tres superficies de menor altura se encuentran encajonadas entre cerros de mayor altura, ya sea dentro de la CC como en la DC (figura 4.1), y además en sus límites se reconocen aumentos de elevación en su perfil longitudinal al encajonarse en algunos sectores, que permiten reconocer su origen fluvial.



Figura 4.1: En la figura se muestra una vista al oeste de la CC al oeste de Putaendo. Abajo la 'strath terrace' CC1 en verde, encajonada entre las cumbres de bajo relieve de la CC dadas por la peneplanicie CP3.

-La acción e influencia glaciaria en las morfologías observadas no es clara ni existen estudios que indiquen los límites de acción glaciaria. Se tienen registros sedimentarios en el cajón del río Maipo al oeste de la localidad San Gabriel en la confluencia de los ríos Maipo y Yeso, y marcan un nivel de erosión glaciaria a los 1.700 m s.n.m. aproximadamente. La morfología de valles glaciares puede ser fácilmente confundida con 'strath terraces', y dado lo anterior existe la posibilidad que se estén malinterpretando los marcadores del frente cordillerano. Lugares en particular donde no es clara la morfología glaciaria que pueden ser importantes al momento de interpretar el relieve son los actuales valles de ríos mayores donde existen morfologías interpretadas

como 'strath terraces', y en particular en las cercanías del río Aconcagua, al noreste y sureste del Salto del Soldado justamente donde se observan escarpes erosivos entre CP1 y CP2 (figura 3.3.1). Hay que destacar que si bien históricamente se dice que los glaciares no respetan un nivel base, esto no es correcto en todos los casos.

-En la distribución de los márgenes de la peneplanicie de menor altura donde se comporta como '*strath terrace*' ya se reconocen los proto-cursos de los ríos Aconcagua y Maipo (inmediatamente al sur del área de estudio), y con mayor claridad en el margen oriental de la superficie CC1, donde se reconocen además otros proto-cursos de ríos actuales como el Colorado (Región Metropolitana), Mapocho y Putaendo. Hay que recordar que estos podrían ser debido a erosión glaciaria, sin embargo la relación de altura entre estos indicadores muestran un nivel base común en los distintos valles.

-Se reconoce también cómo ya en la formación de CC1 las cumbres de la CC no son erosionadas generando un cordón norte-sur proto-cordillera de la costa, esto se observa también en las otras superficies en las que en general como se vio en el capítulo de correlaciones son erosionadas diferencialmente según sus litologías y habría formado una barrera para la migración de los 'knickpoints' que migraban al este tras la formación de CP3. Se observa de la distribución de CC1 que la proto-depresión central habría sido mucho más amplia y con más pasos hacia el oeste, situación que va restringiéndose progresivamente en las siguientes superficies más bajas, restringiéndose la cantidad de cauces que iban hacia el oeste. Esto indica que a medida que se fue alzando la CC y DC progresivamente los ríos mayores habrían capturado los cauces que no tenían la incisión suficiente para sortear el obstáculo de la proto-cordillera de la costa. Esta teoría concuerda con lo propuesto por Farías (2007), Farías et al. (2008) y Rodríguez (2008).

-Las peneplanicies se generan a alturas cercanas al nivel base (e.g. Phillips, 2002 entre otros) a menos que exista una barrera importante, en tal caso pueden ser generadas en alturas mayores, como se expuso en los párrafos anteriores hay evidencias de que las superficies han estado conectadas al antiguo Pacífico sin tener ninguna barrera intermedia, por lo que puede deducirse que se formaron cerca del nivel base. Puesto que

las diferencias de alturas, al menos entre cada peneplanicie superan los 300m en los escarpes erosivos límites de éstas, y no hay evidencias de cambios tan abruptos del nivel del mar, la diferencia de altura entre las superficies pueden ser atribuidas a alzamientos tectónicos.

-Dada la disposición de las superficies no es posible determinar plenamente su relación con las fallas identificadas en el sector puesto que no existen relaciones de contacto entre todas las superficies con cada una de las fallas, como por ejemplo la temporalidad relativa de actividad de las fallas pertenecientes a la Faja Corrida y Plegada de Aconcagua con respecto a las terrazas de abrasión fluvial (*'strath terraces'* CC1, CC2 y CC3).

-El límite entre CP3 y CP2 al norte de Santiago siempre se encuentra algunos kilómetros (<10Km) al este del sistema de falla Pocuro. Existe la probabilidad que haya sido originalmente la misma peneplanicie dislocada por la falla, y luego el escarpe retrocedió por erosión hasta un nuevo cambio del nivel base que dio lugar a CC1, así la distancia entre el escarpe que divide CC1 y CP3 al norte del sector de estudio se aleja a más del doble de distancia del sistema de falla Pocuro. Esto expuesto acá es sólo una posibilidad y no existen más evidencias que prueben o refuten esta hipótesis, en caso de ser cierta la hipótesis de Farías corresponde al caso, y el rechazo asociado al sistema de falla de Pocuro sería cerca de 400 m al oeste del río Rocín y cerca de 800m al norte de Alicahue asociado a la prolongación de la falla Infiernillo.

-La falla Infiernillo no parece tener rechazo identificable en el sector sur del área de estudio, a pesar de que Pardo et al. (2006) reconoce actividad sísmica actual. En Cuesta de Chacabuco la traza de esta falla marca una diferencia de altura de unos 200m a ambos lados, lo que podría estar relacionado a una actividad de la falla posterior a la formación de CP3, e indicaría que CP3 y CC1 corresponden a la misma superficie. Al norte del río Putaendo ésta marca el límite entre CP3 y CC1, a pesar de ser necesario un estudio más detallado y con datos más consistentes para determinar si corresponden a la misma superficie dislocada o si la falla solamente actúa como un límite erosivo, sin embargo en

la CC aproximadamente 20 Km al oeste de la Falla Infiernillo, donde la diferencia de altura entre CP3 y CC1 es de ~700 m, la diferencia de altura entre estas superficies es de ~400 m, lo que indica que de todas maneras la falla ha tenido actividad luego de la formación de CC1 con un rechazo de 300 m al menos.

El sistema de falla de Pocuro tampoco tiene actividad al menos importante o confiablemente reflejada mediante esta metodología al norte de Santiago, con claridad al menos al norte del río Aconcagua, al contrario de lo que propone Farías (2007), dado que se reconocen morfologías que denotan un cambio topográfico por la presencia de peneplanicies diferentes ligadas a génesis individuales. Cabe destacar que la resolución en los perfiles utilizados en el presente trabajo es mayor a la utilizada por Farías puesto que los perfiles utilizados son en base a anchos menores. A pesar de esto no es posible determinar relaciones al este y sur de Santiago donde Rauld (2002) reconoce actividad reciente reflejada en depósitos no consolidados.

Es muy probable que haya un traspaso de la deformación, acomodada por ambas fallas entre el norte y el sur del sector de estudio.

-Es preciso destacar el cambio de estilo estructural que afecta la peneplanicie CP2 la cual se encuentra casi horizontal y dislocada por fallas inversas de vergencia oeste al norte del sector de estudio y basculada hacia el oeste en forma de un solo bloque estructural al noreste de Santiago. Este fenómeno podría estar asociado al cambio regional en el estilo de deformación en estas latitudes, que coincide con el límite sur de la deformación continental de escama gruesa que eleva la Cordillera Frontal y las Sierras Pampeanas y/o con el cambio en el tipo de subducción (varios autores, eg. Charrier et al, 2002; Giambiagi, 2003), sin embargo en términos de este trabajo no hay información suficiente como para generar un modelo estructural de tal escala.

-Es notable la ausencia de CP2 al sur de los 33°10's presentándose solamente en un pequeño sector en La Parva. Al sur de dicha latitud la superficie CP1 está contigua a CP3. Además en este sector hay una disminución general en la altitud de la CP y Los Andes en general, y por la distancia que separan a CP2 y CP3 en dicho sector, junto con

el desarrollo de drenaje hacia el sur desde CP2, sugiere que ambas correspondan a la misma superficie en este sector y se encuentre basculada al sur, lo que explicaría la mala conservación de CP3 al sureste del pueblo de Chacabuco.

-Autores proponen en el norte y sur de Chile un alzamiento de la CC, que da orígenes a basculamientos, de ser ciertas estas propuestas es natural poner a prueba esta teoría en el sector, donde Rodríguez (2007) ya mostró un efectivo alzamiento al oeste de la CCW reflejado en terrazas de abrasión marina. Para observar este fenómeno en este trabajo debería existir una notable diferencia entre los perfiles de las superficies descritas. Observando el sector de la Cuesta de Chacabuco, que es el dentro del área de estudio casi la única transecta este-oeste continua entre la CC y la CP (figura 4.2), las 'strath terraces' CC1 y CC2 tienen claramente menos pendiente que el actual 'thalweg', sin embargo éstos no son comparables dado que CC1 y CC2 son superficies de erosión, mientras que los actuales cursos fluviales se encuentran sobre sedimentos y no se encuentran erosionando sustrato salvo algunos sectores. En la CC y DC las 'strath terraces' y CP3 tienen aproximadamente la misma pendiente salvo al este de la traza de la Falla Infiernillo, donde CC1 aumenta su pendiente y se acerca en altura a CP3 (figura 4.2) lo que podría interpretarse como un basculamiento del antearco, sin embargo no es confiable esta interpretación dado que se están comparando una superficie controlada por ríos (CC1) con una superficie controlada por mas agentes erosivos, que en definitiva corresponde a un orden mayor. En otras palabras el aumento de pendiente al este de CC1 podría ser natural del perfil del río que la generó, o puede ser explicado de otra manera como deformación de la CP, recordando que el cambio de pendiente de las superficies se encuentra entre la Falla Infiernillo y el escarpe con CP2. Esta última propuesta es mucho mas consistente con los datos disponibles.

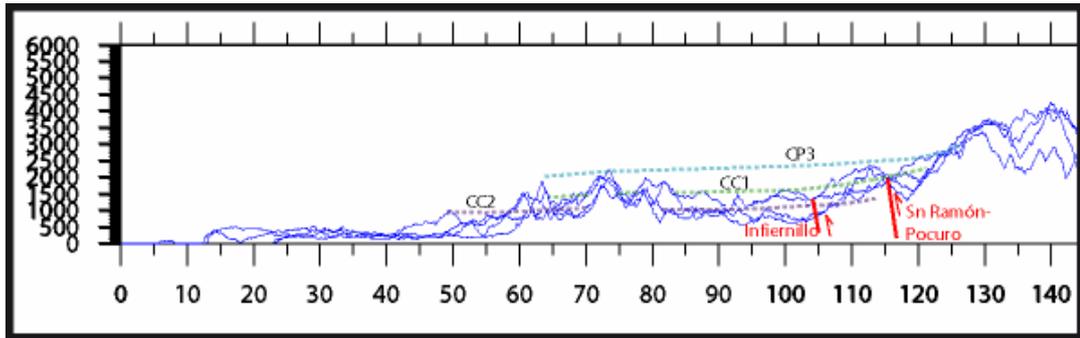


Figura 4.2: Perfil oeste-este en el sector Cuesta de Chacabuco. En azul las máximas alturas de los 4 perfiles utilizados, en celeste punteado CP3, en verde punteado CC1, en morado punteado CC2, y en rojo las fallas Infiernillo y San Ramón-Pocuro. Se reconoce claramente el aumento de pendiente de CC1 al este de la Falla Infiernillo.

5. Cronología

En consideración que en este trabajo no se cuenta con dataciones radiométricas ni datos estratigráficos propios, sólo se puede establecer una cronología relativa. Adelante se discutirá en base a datos de trabajos anteriores.

Dada su condición erosiva la superficie más antigua necesariamente debe ser la de mayor altura, que en este caso corresponde a CP1, posteriormente se formaron CP2, CP3, y así hasta CC3.

-La superficie CP1 se encuentra sobre rocas de la Formación Farellones que según dataciones radiométricas de la Hoja Quillota y Portillo (SERNAGEOMIN, 1993) mediante el método K-Ar en plagioclasa tienen $18,4 \pm 4$ Ma, y también sobre intrusivos de edad Miocena pertenecientes a la unidad Portezuelo de Azufre de entre $19,2 \pm 0,7$ y $17,8 \pm 0,6$ Ma (dataciones de K-Ar en roca total. Rivano, 1996 y Vergara et al., 1988 respectivamente.). Esta superficie se encuentra además sobre rocas del intrusivo La Gloria datado en 9,8 Ma (Fock., 2005) de manera que puede decirse entonces que las superficies descritas en este trabajo son posteriores a los 9,8 Ma.

-La superficie CP2 se encuentra en rocas de la unidad intrusiva Cerro Blanco que tiene edades de $7,8 \pm 0,3$ y $8 \pm 0,3$ Ma de K-Ar en biotita (Hoja Quillota y Portillo; SERNAGEOMIN, 1993). Además se ha descrito sobre esta superficie el complejo porfirico-volcánico La Copa de edades en SHRIMP $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ circonio de $4,55 \pm 0,18$ and $5,88 \pm 0,27$ Ma ($4,92 \pm 0,09$ Ma edad promedio calculada) (Deckart, 2005) que da una edad mínima para CP2.

Las superficies posteriores a CP1 y CP2 se encuentran en rocas de edades similares o más antiguas que las mencionadas anteriormente, de manera que las superficies **(a)** CP1 y **(b)** CP2 se generaron entre los $\sim 9,8$ y los ~ 5 Ma.

-Por otra parte todas las superficies estudiadas en este trabajo son anteriores al desarrollo de terrazas de abrasión marina en la costa y CCW, cuyas edades son probablemente

Plio-Pleistocenas (Borde, 1966; Börgel, 1983; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996). Los depósitos asociados a la terraza de abrasión marina mas elevada descrita por Rodríguez (2008) tiene una edad de 2,7 Ma según Encinas (2006), que fija una edad mínima para la superficie CC3. Luego las superficies **(c)** CP3, **(d)** CC1, **(e)** CC2 y **(f)** CC3 se generaron entre los ~5 y los 2,7 Ma.

-La superficie CP1 se encuentra dislocada por fallas de vergencia este pertenecientes a la Faja Corrida y Plegada del Aconcagua, que dividen la superficie en S1 y S3, por ejemplo al este del cerro Juncal, esto se observa bien al norte del cerro Tupungato, al sur del mismo se observa en partes diferencias en altura que se reflejan en perfiles escalonados, donde coinciden las fallas con las diferencias de alturas, sin embargo la erosión en el sector es muy intensa como para saberlo con certeza. Además la superficie es dislocada por fallas de vergencia oeste como por ejemplo la falla del río Olivares. También al este del río Colorado (Región de Valparaíso) una falla que divide CP1 en S2 y S3 divide CP2 en S3 y S4, por lo que **(i)** al menos algunas de estas fallas (pertenecientes a la Faja Corrida y Plegada de Aconcagua) estuvieron activas posteriormente a la formación de CP2, es decir post ~5 Ma.

-CP2 está dislocada al norte del río Putaendo por la falla cuya traza pasa por el valle del río Rocín, y al este del mismo río por otra falla de vergencia oeste paralela a la mencionada. Al sur del río Putaendo la superficie esta dividida por lineamientos, la diferencia de altura es menor y parece estar basculada hacia el oeste, y al sur del río Aconcagua la superficie presenta una morfología muy similar a las anteriores pero no se encuentra dislocada si no que basculada hacia el oeste con un ángulo aproximado de 2°. **(ii)** De manera que estas fallas, y el basculamiento al oeste de CP2 en la CPW fue, valga la redundancia, posterior a la formación de CP2, es decir post 11 Ma.

-La superficie CP3 no parece estar dislocada por ninguna estructura, Al norte de Los Andes la superficie no se encuentra dislocada por la falla Pocuro por lo que puede decirse que en aquel sector ésta falla no tuvo actividad importante posterior a la formación de CP3 en este sector. No es posible saber mediante este sistema si el sistema

de falla de Pocuro tuvo actividad posterior a las superficies CP1 y CP2 ya que no existen marcadores al oeste de dicha falla, sin embargo al norte del sector de estudio CP3 si es intersectada por la traza de la falla y ésta no se encuentra dislocada, al menos en la escala del método utilizado, **(iii)** luego La falla Pocuro no ha tenido actividad posterior a los 5 Ma (edad mínima de CP2, luego, de CP3).

- **(iv)** El hecho que al norte del río Putaendo se ha identificado actividad de la Falla Infiernillo que desplaza CP3 de CC1 indica que ésta fue posterior a la génesis de CP3, es decir posterior a los 5Ma (edad mínima de CP2, luego, de CP3).

-Existen trabajos anteriores donde se exponen resultados en trazas de fisión en apatito y circonio que exponen edades diferentes a la edad calculada de la roca, y dado que éstos minerales tienen temperaturas de cierre menores que otros métodos utilizados, en tal caso las edades obtenidas pueden ser interpretadas como edades de recalentamiento o bien de exhumación. Entre ellas Fock (2005) presenta una edad de traza de fisión en apatito de $6,35 \pm 2,36$ Ma en cuesta de Chacabuco al este de la Falla Infiernillo y en altura bajo la superficie CP3. Dado que no existen evidencias de cuerpos intrusivos cercanos de edad similar ésta puede ser interpretada como edad de exhumación de estas rocas, y luego que la exhumación es respuesta a un alzamiento este dato indica **(1)** un alzamiento previo a los ~4 Ma (mínima edad considerando el error en el dato de Fock, 2005).

Además en otros trabajos anteriores:

(v) Cornejo y Mahood (1997) proponen una edad de 9,8 Ma para actividad en la falla Laguna Negra.

(2) Makshev et al. (2003) postula un evento de alzamiento entre los 5,6 y 3,7Ma y

(3) Lavenu y Cembrano (1999) dicen que hubo un evento compresivo este-oeste entre los 4,5 y 2,8 Ma.

Esto se puede resumir en la siguiente tabla y figura:

Tabla 2: Resumen de eventos descritos en el presente trabajo, y datos de trabajos anteriores (referencias en el texto).

Numeración	Evento	Edad (Ma)
a	Génesis CP1	9.8 - 5
b	Génesis CP2	9.8 - 5
c	Génesis CP3	5 - 2,7
d	Génesis CC1	5 - 2,7
e	Génesis CC2	5 - 2,7
f	Génesis CC3	5 - 2,7
i	Actividad fallas FCP Aconcagua	< 9.8 (posterior a (a))
ii	Actividad fallas y deformación CPW	< 9.8 (posterior a (a))
iii	Actividad Sist. falla Sn. Ramón-Pocuro	>5 (al norte)
iv	Actividad Falla Infiernillo	<5 (al sur)
v	Actividad Falla Laguna Negra	9,8
1	Alzamiento	> 4
2	Alzamiento	5,6 - 3,7
3	Evento compresivo	4,5 – 2,8

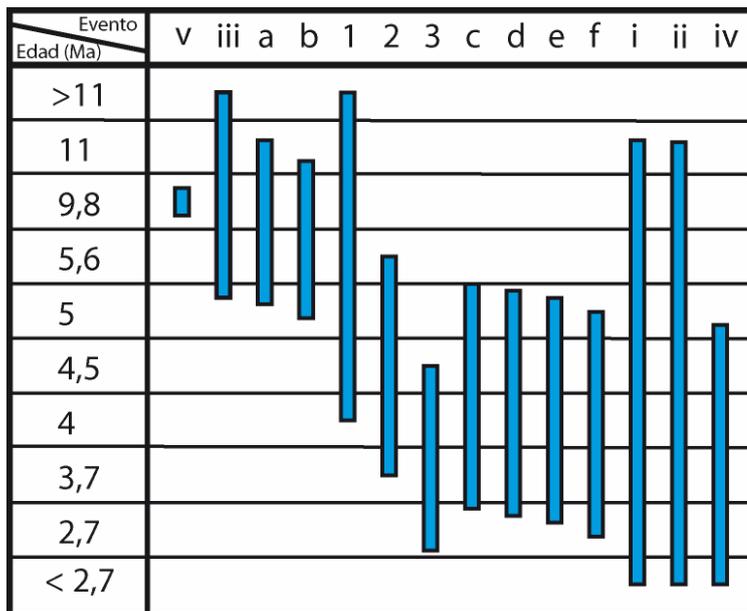


Figura 5.1: cronología de los eventos. Nótese que el único posible evento causante de la génesis de CP1 y CP2 (a y b resp.) dentro de los considerados acá, es el alzamiento sugerido por Fock (2005, y los otros dos (2, y 3) serían el causante del resto de las superficies.

6. Modelo

Considerando la diversidad de teorías expuestas en la discusión que no pueden ser aún constreñidas, y sin ningún otro fundamento más que formular el modelo mas simple posible, en relación a cantidad de superficies descritas. Considerando lo poco probable que resulta generar dos peneplanicies (ver Phillips, 2002) en un período de tiempo de unos pocos millones de años (5 en este caso para CP1 y CP2), se optara las siguientes opciones:

- CP1 y CP2 son la misma peneplanicie: Puesto que los indicadores morfológicos que muestran límite erosivo del contacto, pueden ser efecto de erosión glaciár.
- CP3 y CC1 son la misma 'strath terrace' al norte del río Putaendo: bajo dos supuestos, el primero consiste en asumir son la misma superficie dislocada por la Falla Infiernillo.
- CP2 y CP3 son la misma peneplanicie al norte del río Putaendo: Suponiendo existe un basculamiento de la CP hacia el sur entre los ríos Aconcagua y Maipo, de lo que se desprende que la superficie al este del cerro San Ramón es CP2, luego CP1, CP2 y CP3 corresponden a la misma única peneplanicie.

- CC2 y CC3 son la misma: Puesto que el mal estado de conservación de CC3 no asegura que no sea CC2 mas erosionada.

Bajo estas circunstancias el mapa sería:

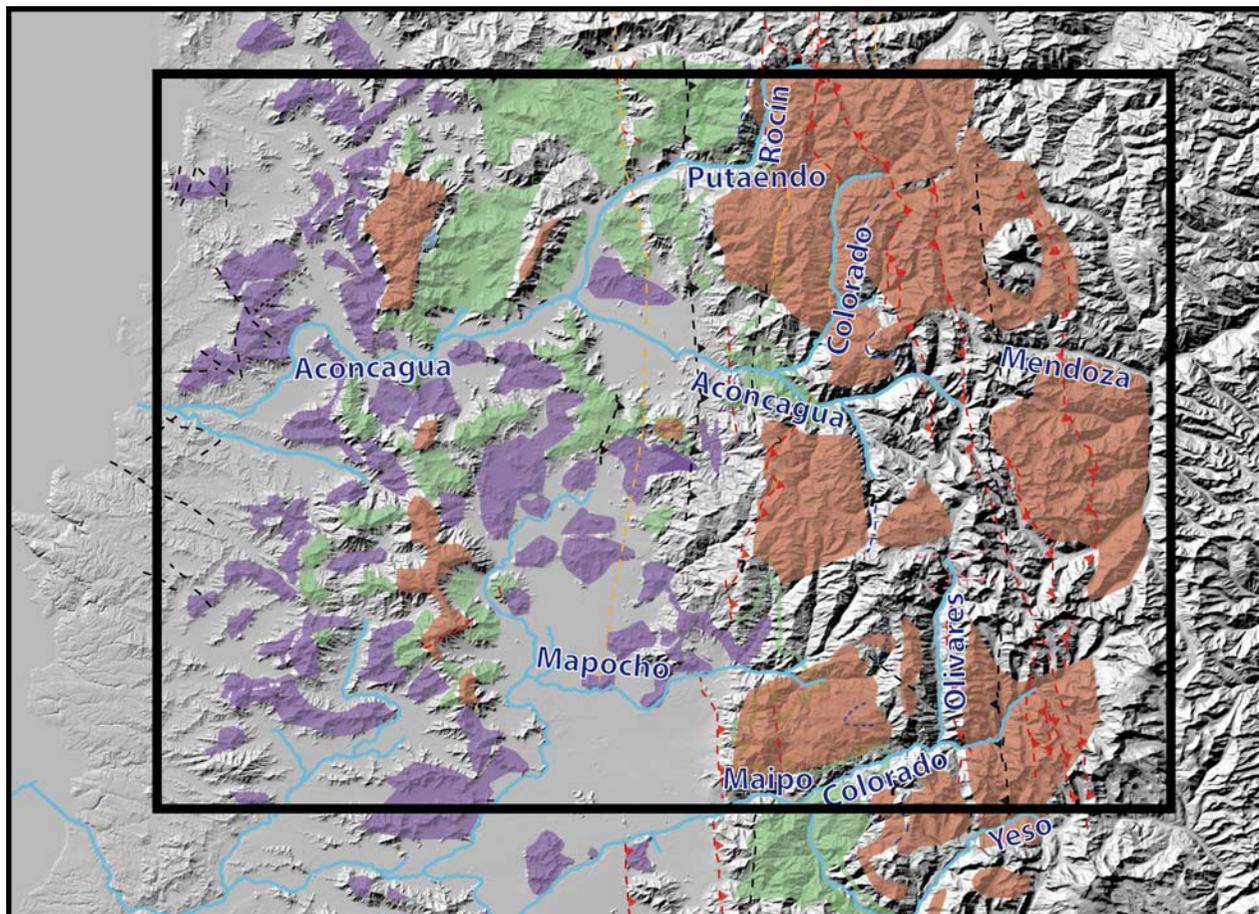


Figura 6.1: Mapa de superficies de bajo relieve bajo los supuestos de $CC2=CC3$, $CP1=CP2$, $CP2=CP3$ al este del San Ramón, y $CP3=CC1$ al norte del río Putaendo.

Luego se puede hacer una cronología que estaría representada en la siguiente figura:

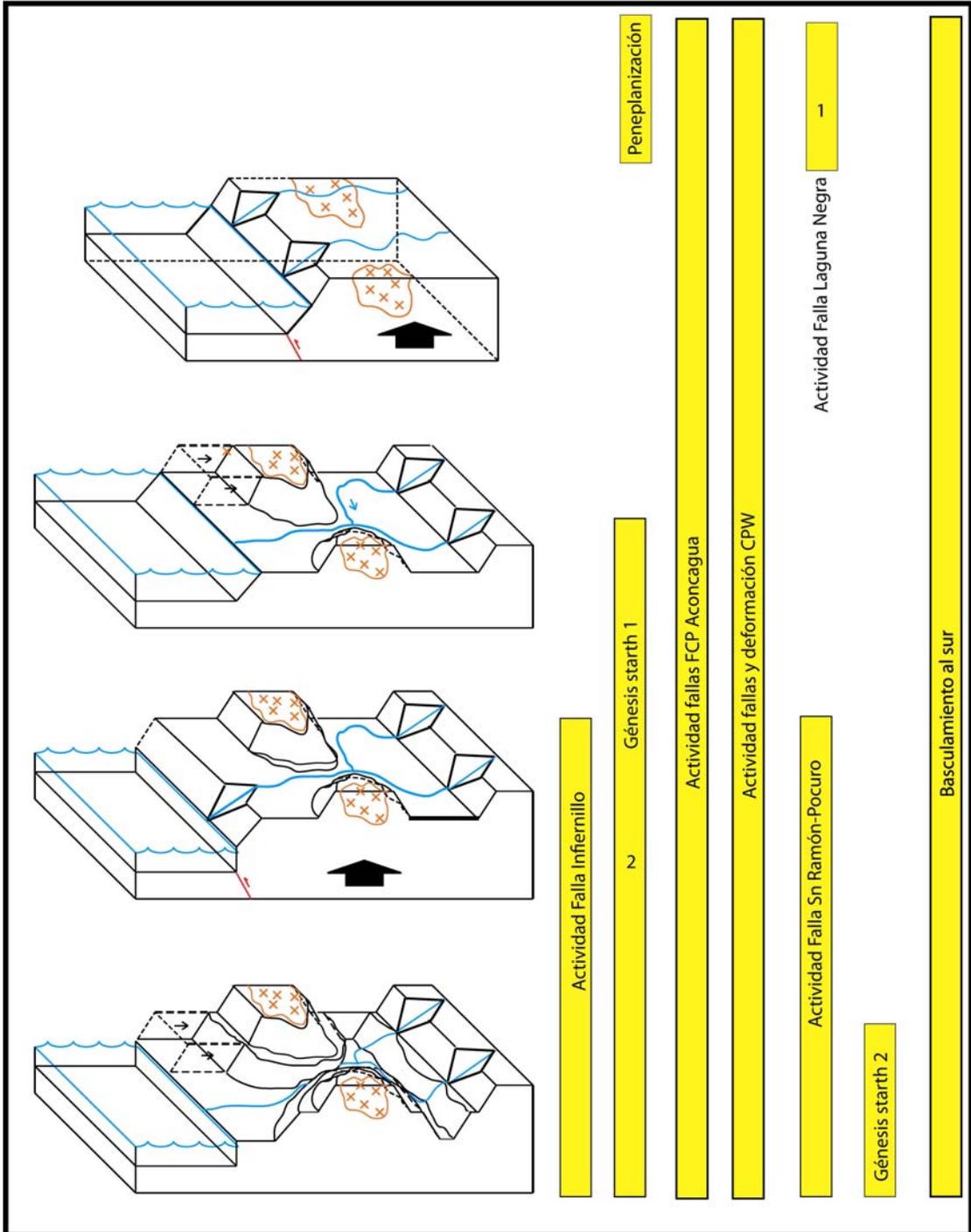


Figura 6.2: Modelo básico del alzamiento Andino. Edades en figura 5.1, y tabla 2.

7. Conclusiones

En este estudio se han reconocido seis relictos de superficies de erosión formadas cerca del nivel base, que reflejan seis etapas o pulsos de alzamiento. Estas se distribuyen y pueden ser reconocidas en casi todo el ancho de la Cordillera Principal.

Las tres superficies de mayor altitud corresponden a peneplanicies formadas en períodos de relativamente baja actividad tectónica y cerca del nivel base, la más alta en este momento se encuentra sobre los 4.500 m.s.n.m., y se encuentran además dislocadas por fallas inversas asociadas a la faja corrida y plegada de Aconcagua y al fallamiento fuera de secuencia reconocido en el Mioceno medio. Además la dislocación de la superficie CP2 por fallas de vergencia oeste muestra distintos estilos de deformación al norte y sur de la cuesta de Chacabuco donde se observa un bloque basculado hacia el oeste.

Además se reconocen tres superficies de erosión fluvial (*'strath terraces'*) ubicadas en y al oeste del frente cordillerano con expresiones a ambos lados de la CC, y que dan cuenta de al menos tres pulsos de alzamiento. En estas superficies ya se identifica una morfología similar a la depresión central que muestra el origen erosivo de esta, como efecto de la barrera litológica que son las rocas intrusivas encontradas en la CC, y que condicionaron el desarrollo de drenaje norte-sur en la DC.

Las edades de las superficies son de entre 9,8 y 5 Ma CP1 y CP2, y entre 5 y 2,7 Ma las superficies CP3, CC1, CC2, y CC3.

8. Recomendaciones y sugerencias

8.1 Críticas al método

El método utilizado para identificar muchas superficies mediante perfiles descrito en el ítem 3. se basa en el principio que las cumbres y cordones “afilados” son difíciles de erosionar fluvialmente ya que la capacidad erosión de un río depende del caudal de éste, y del área de drenaje sobre el punto analizado, y dado que las cumbres tienen estos factores casi cero, la capacidad erosiva de un flujo de agua es mínima. Así al reunir las cumbres de un sector indicarían la altura del relieve original. El problema además de los expuestos en la sección donde se describe el método, es que los procesos gravitacionales de todas maneras desgastan el relieve y además la erosión de todas maneras borra rasgos entre cumbres. Y es un modelo que se basa en modelos teóricos que en el caso de el presente trabajo no están complementados con datos precisos de campaña, ni estudios específicos de los lugares donde existen marcadores claves que indicarían la existencia de las superficies, y sólo se han identificado mediante modelos de elevación digital (MED) e imágenes satelitales. De esta manera el presente trabajo debe considerarse como un estudio preliminar que debe necesariamente ser complementado con datos duros.

8.2 Recomendaciones

Como recomendación queda hacer más dataciones radiométricas, en especial mediante el método U-Th/He en distintas superficies y segmentos de éstas para obtener mejores edades de las dislocaciones de éstas. También se recomienda realizar dataciones mediante isótopos cosmogénicos en las superficies mejor conservadas, como son algunas en la CC, y un mejor mapeo estructural y morfológico de la zona para poder afinar la verdadera distribución y relaciones entre los relictos de superficies.

9. Referencias.

Aguirre, L., 1957. Perfil geológico entre la Cuesta de Chacabuco y el límite con la República Argentina, thesis, 440 pp, Universidad de Chile, Santiago.

Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N° 9, 70 p.

Allmendinger, R. W., Jordan T. E., Kay S. M., Isacks B. L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 25, 139-174.

Araneda, M., Avendaño, M. S., Merlo, C., 2000. Modelo Gravimétrico de la Cuenca de Santiago, Etapa III Final. Actas IX Congreso Geológico Chileno, Vol. 2, p. 404-408.

Borde, J., 1966. Les Andes de Santiago et leur avant-pays : étude de géomorphologie, 559 s. pp., Union française d'impression, Bordeaux

Brüggen, J., 1950. Fundamentos de la Geología de Chile, 374 pp., Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile.

Burbank D.W., y Anderson, R.S., 2001, Tectonic Geomorphology, Department of Geosciences, The Pennsylvania State university, PP.80-198

Carter, W. y Aguirre, L. 1965. Structural Geology of Aconcagua province and its relationship to the central Valley Graben, Chile. Geological Society of America Bulletin 76, p. 651-664.

Charrier, R. y Muñoz, N., 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24° S Latitude and 34°-35°S Latitude: A comparative analysis. In:

Reutter, K-J., Scheuber, E. y Wigger, P. (editores): Tectonics of the Southern Central Andes, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp 233-242.

Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C. III, Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, M. C., Novaceck, M.J., 1996. New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9, N° 2, p. 1-30.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. and Zurita, E., 2002a. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 117-139.

Charrier, R., Bustamante M., Comte D., Elgueta S., Flynn J. J., Iturra N., Muñoz N., Pardo M., Thiele R., Wyss A. R., 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift, *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 236(1-2), 43-77.

Cornejo, P. y Mahood, G. 1997. Seeing past effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contribution to Mineral Petrology*, Vol. 127, p. 159 – 175.

Davidson, J. 1971. Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de la Nacientes del Teno, Curicó, Chile. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Deckart, K., Clark, A.H., Aguilar, C., Vargas, R., Bertens, A., Mortensen, J.K., Fanning M., 2005. Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Río Blanco porphyry copper deposit, Central Chile: implications of an integrated U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar database, *Econ. Geol.*, 100, 905-934.

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Comte, D., 2006. Erosión versus tectónica en el origen de la Depresión Central de Chile central. Proc. XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Vol. 1, p. 201-204.

Farías, M., R. Charrier, S. Carretier, J. Martinod, A. Fock, D. Campbell, J. Cáceres, and D. Comte, 2007. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S), *Tectonics*, 27, TC1005, doi:10.1029/2006TC002046.

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

Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 179 p.

Gana, P.; Wall, R.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área Valparaíso-Curacaví, regiones de Valparaíso y Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 1, escala 1:100.000, anexo.

Fuentes, F., 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33° S). Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 398 p.

Fuenzalida, H., Cooke, R., Paskoff, R., Segerstrom, K. and Weischet, W., 1965. High stands of Quaternary sea-level along the Chilean coast. Geological Society of America, Special Paper 84, p. 473-496.

Gana, P. y Wall R., 1997. Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central (33-33°30'S), *Revista Geológica de Chile*, 24(2), 145-163.

Giambiagi, L.B., 1999, Interpretación tectónica de los depósitos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, en la región del río Palomares, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 54, p. 361-374.

Giambiagi, L., Tunik, M., Ghiglione, M., 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33° 30' S -34° S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 14, p. 707-724.

Giambiagi, L. B., y Ramos, V. A., 2002. Structural evolution of the Andes between 33°30 and 33°45 S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile. *J. S. Am. Earth Sci.* 15, 99–114, doi:10.1016/S0895-9811(02)00008-1.

Giambiagi, L., 2003a. Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45' S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 58, N° 1, p. 85-96.

Giambiagi, L., Ramos, V.A, Godoy, E., Álvarez, P.P., Orts, S., 2003b. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, Vol. 22, N° 4, 1041, doi:10.1029/2001TC001354.

Giambiagi, L. B., Bechis F., García V., Clark A., 2005. Temporal and spatial relationship between thick- and thin-skinned deformation in the thrust of the Malargüe fold and thrust belt, southern Central Andes. Paper presentated at VI International Symposium on Andean Geodynamics, IRD, Barcelona.

Godoy, E. y Palma, W., 1990b. El corrimiento del Fierro y su propagación como plegamiento en el alto río Maipo, Andes de Chile Central; un evento Oligoceno a Mioceno inferior. 2º Simposio del Terciario en Chile, p. 97-104, Concepción.

Godoy, E. 1991. El corrimiento El Fierro reemplaza a la discordancia intrasenoniana en el río Cachapoal, Chile central. 6th Congreso Geológico Chileno, 515–519.

Godoy, E., Yáñez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Central Chilean Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, Vol. 306, Nº 2, p. 217-236.

González, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerale*s, Santiago, Vol. 17, Nº 81, p. 20-61.

Isacks, B. L. 1988. Uplift of the central Andean Plateau and bearing of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93(B4), 3211-3231.

Jordan, T. E., Isacks, B., Ramos, V.A., Allmendinger, R. W., 1983a. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, 1983(3):20-26.

Jordan, T. E., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, Vol. 20, p. 308-324.

Lamb, S., Hoke L., Kennan L., Dewey J., 1997. Cenozoic evolution of the central Andes in Bolivia and northern Chile. In *Orogeny through time*, edited by J.-P. Burg and M. Ford, pp. 237-264.

Lavenu, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional and tranpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* , Vol. 21, p. 1669-1691.

Maksaev, V., Zentilli, M., Munjizaga, F., Charrier, R. 2003. Denudación/alzamiento del Mioceno Superior – Plioceno Inferior de la Cordillera de Chile Central (33°–35°S) inferida por dataciones por trazas de fisión en apatito de plutones miocenos. Proceedings 10th Congreso Geológico Chileno, Concepción, Thematic Session 1.

Palma, W., 1991. Estratigrafía y estructura de la Formación Colimapu entre el Estero del Diablo y el Cordón de Los Lunes, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 95 p.

Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since late cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6, N° 3, p. 233-284.

Pardo, M., Vera E., Monfret T., Yáñez G., Eisenberg A., 2006. Sismicidad cortical superficial bajo Santiago: Implicaciones en la tectónica andina y evaluación del peligro sísmico, paper presented at XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.

Pilger, R.H., 1983. Kinematics of South American subduction zone from global plate reconstructions. In *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs* (Cabre, R.; editor). American Geophysical Union, Geodynamic Series, No. 9, p. 113- 126. Washington D.C., U.S.A.

Phillips, J.D., 2002. Erosion, isostasy, and the missing peneplains, *Geomorphology* **45** (2002), pp. 225–241

Ramos, V.A., Godoy, E., Lo Forte, G., Aguirre-Urreta, M.B., 1991. La Franja Plegada y Corrida del Norte del Río Colorado, Región Metropolitana, Chile Central. *Actas VI Congreso Geológico Chileno*, Santiago, pág. 323-327.

Ramos, V.A., Cristallini, E. y Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 59-78.

Rauld, R.A., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la Quebrada Macul. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 57 p.

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 No. 73 (escala 1: 250.000). Santiago.

Rodríguez, M. P., 2007. Evolución de la erosión y del relieve del antearco de Chile Central (33-34°S) durante el Neógeno mediante el análisis de minerales pesados detríticos y la geomorfología. Tesis para optar al grado de Magpister en Ciencias, mención Geología. Memoria para optar al título de Geólogo.

Rutland, R. W. R., 1971. Andean Orogeny an Ocean Floor Spreading. *Nature*, 233(5317), 252-255.

Sellés, D. y Gana, P., 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins, Escala 1:100.000.

SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.

Sempre, T., Hérail G., Oller J., Bonhomme M. G., 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, 18, 946.

Silver, P. G., Russo R. M., C. Lithgow-Bertolloni C., 1998. Coupling of South America and African plate motion and plate deformation. *Science*, 297 (5347), 60-63.

Soler, P. y Bonhomme, M., 1990. Relations of magmatic activity to Plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to Present; Geological Society of America, Memoir 241 pp 173-191.

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallón) – 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, Nº 3, p. 211 -215.

Tassara, A. y Yáñez, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*, vol.30, no.2, p.159-186.

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile Nº 29, 21p.

Thiele, R., Beckar, I., Levi, B., Nystrom, J. O., Vergara, M. 1991. Tertiary Andean volcanism in a caldera-graben setting. *Geologische Rundschau*, **80**, 179–186.

Wall, R., Gana, P., Gutierrez, A., 1996. Mapa Geológico del área San Antonio-Melipilla, Regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos Nº 2, escala 1:100.000, 1 anexo.

Wall, R., Sellés, D., Gana, P., 1999. Area Tilti-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 11.

Yáñez, G., Ranero C. R., Von Huene R., Díaz J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern Central Andes (32°- 34°S): The role of Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 106(B4), 6325-6345.

Yañez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Selles, D., 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: Geodynamic evidence and interpolations, *J S Am Earth Sci*, 15(1),23-38.