Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis Doctoral

Tectónica y estructura del retroarco andino entre los 38°15' y los 40°S

García Morabito, Ezequiel

2010

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
García Morabito, Ezequiel. (2010). Tectónica y estructura del retroarco andino entre los 38°15' y los 40°S. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:
García Morabito, Ezequiel. "Tectónica y estructura del retroarco andino entre los 38°15' y los 40°S". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2010.

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

TECTÓNICA Y ESTRUCTURA DEL RETROARCO ANDINO ENTRE LOS 38°15' Y LOS 40°S

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área Ciencias Geológicas

Ezequiel García Morabito

Director de tesis: Dr. Víctor A. Ramos

Consejero de estudios: Dr. Víctor A. Ramos

Buenos Aires, 2010

Tectónica y estructura del retroarco andino entre los 38º15’ y los 40º00’S

Resumen

El estudio integrado de este segmento del retroarco andino, ha permitido definir y caracterizar las distintas etapas que llevaron a su configuración actual desde el mesozoico, permitiendo comprender los alcances y la importancia relativa de cada una de ellas y como estas se interrelacionan a lo largo de la historia del sector.

El análisis y la distribución de las secuencias del ciclo precuyano, y la identificación de las estructuras que controlaron su depositación tanto en superficie como en subsuelo permitió caracterizar la arquitectura extensional de la región, como también identificar y definir temporalmente las distintas etapas que caracterizaron a la fase de rift. La integración de información disponible con observaciones de campo a lo largo del sector precordillerano del sur de Neuquén, permitió a su vez reconocer y caracterizar un primer estadio de deformación bien documentado en otros sectores de la cuenca a partir del Jurásico medio.

El análisis estructural detallado de este segmento del retroarco andino, ha llevado a dividir al mismo en dos dominios estructurales. El límite entre estos coincide con el curso de los ríos Bio Bio y Aluminé, el cual separa dos sectores de la faja plegada y corrida con vergencia opuesta y estilos estructurales diferenciales.

El estudio de los depósitos sinorogénicos terciarios, y su vinculación con los principales rasgos estructurales del área, sumado a las dataciones realizadas sobre las series volcánicas cretácicas-paleógenas y la identificación de un control estructural en su emplazamiento, permitieron definir los principales eventos contraccionales que afectaron a la zona de estudio y constreñir sus edades. El primero y más significativo tuvo lugar durante el Cretácico superior, asociado a una expansión del arco volcánico hacia el antepaís. El último de ellos, desarrollado entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior, ha sido bien acotado temporalmente a lo largo de tres segmentos sobre la base de controles tectonoestratigráficos, permitiendo definir un modelo en el que el alzamiento final de los principales elementos topográficos de sector entre los 11 y los 4,3 Ma, origino una serie de depocentros intermontanos donde se depositaron las secuencias sinorogénicas y sintectónicas terciarias. La medición de unas 300 estrías asociados a los principales rasgos estructurales, permitió estimar un régimen de partición moderado a bajo durante esta etapa, caracterizado por ejes de acortamiento dispuestos mayoritariamente según una orientación ENE, factor que favoreció la reactivación selectiva de las principales estructuras extensionales NNO. Esta última etapa de deformación se produjo luego de una extensa fase extensional que afectó a amplios sectores del margen andino a lo largo del Paleógeno. Dentro de este marco se pudo establecer la génesis de la cuenca de Collón Cura como una cuenca extensional hacia finales del Eoceno, y su pasaje transicional a una cuenca de antepaís durante el mioceno.

La delimitación espacial y temporal de las distintas fases de deformación en el área, permitió a su vez establecer una correlación entre estas y la historia de convergencia entre placas.

La información generada a lo largo del presente estudio fue integrada en un modelo tectono-estructural para la región. Este consta de seis etapas diferenciales desarrolladas entre el Triásico superior y el Plioceno, las cuales han llevado a la configuración actual del segmento andino comprendido entre los 38º15' y los 40º00'S, a través de una compleja historia de deformación de distintas magnitudes y alcances, y regímenes tectónicos alternantes.

Palabras clave: Arquitectura extensional, Fases de deformación, Inversión tectónica, Cordillera de Catan Lil, Cordillera del Chachil, Alto de Copahue – Pino Hachado, Depocentros terciarios, Cuenca de Collón Cura, Cuenca Neuquina, Andes Nordpatagónicos, Análisis cinemático.

Structure and tectonics of the retro-arc area between 38º15' and 40ºS

Abstract

The study of the retroarc area between 38º15' and 40º00'S allowed us to define and characterize different stages that led to the present configuration of this segment, and to understand the real extent and relative importance of each phase, and how they interralate trough the history of the region.

The analysis and distribution of the synrift sequences, and the recognition of the structures which controlled their accumulation, allowed us to characterize the extensional architecture of the region, and led us to define different stages during the mesozoic rift phase. The integration of information and field observations trough the precordilleran system of the south of Neuquén, allowed us to recognize and characterize a first stage of deformation well documented in other sectors of the Neuquen embayment since Jurassic times.

Through the structural analysis of this segment, we divide this andean section into an internal and an external domain based on its distinctive structural evolution. The boundary between them coincides the Bio Bio and Alumine valleys, which separates sectors of the fold-and-thrust-belt with opposite vergence and different structural styles.

The analysis of the tertiary sinorogenic deposits, and their relation with the main structural features of the area, together with the ages obtained for the cretaceous-paleogene volcanic sequences, and the determination of a structural control in their emplacement, allowed us to define the main contractional phases that affected this segment. The most significant event took place during upper Cretaceous times, related to an esatward expansion of Late Cretaceous to Eocene arc-related sequences. On the basis of tectonostratigraphic controls we define the last Andean contractional phase between upper Miocene – lower Pliocene times, more precisely between 11 and 5,6 Ma for a northern segment, between 10 and 6,2 Ma for a central segment, and between 8 and 4,3 Ma for a southern segment. The recognition and interpretation of the main structures and spatial and temporal distribution of the Tertiary sequences allowed us to establish a tectonic model in which the final uplift of the principal topographic features of the area originated a series of intermontane depocenters were synorogenic and syntectonic sequences were accumulated.

The kinematic analysis of tectonic mesostructures allowed us to establish a regime of moderate to low strain partition for this time, with shortening axes orientated according to an ENE direction, which favored the selective reactivation along NNW orientated normal faults of the mesozoic rift phase. The last contractional phase took place after an extensional regime that affected extended segments of the andean margin during Paleogene times. Within this framework, we establish the genesis of the Collón Cura basin as the result of an extensional phase developed since late Eocene times, which later evolved into a foreland basin during the Miocene.

The spatial and temporal definition of the different deformational phases across the area, alllowed the correlation with the history of convergence between plates along the South American margin.
All these data and observations were integrated in a tectonic and structural model which can be divided into six different stages developed between mesozoic and cenozoic times, which lead to tha present configuration of this andean segment trough a complex history of deformation and alternation of different tectonic regimes.

Keywords: Extensional architecture, deformation phases, tectonic inversion, Catan Lil range, Chachil range, Copahue – Pino Hachado Block, Collón Cura basin, Neuquen basin, North Patagonian Andes, kinematic análisis.

Agradecimientos

Este trabajo contó con el apoyo del Conicet (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas) durante todo su desarrollo, y del DAAD (Servicio Alemán de Intercambio Académico) durante las primeras etapas del mismo.

Se agradece a los integrantes del Laboratorio de Tectónica Andina en general, y especialmente a Víctor A. Ramos, por aceptar la dirección de este trabajo, y por haber acompañado este proceso con paciencia y entusiasmo.

Un agradecimiento a Hajo Götze y a la gente del Instituto de Geofísica de la Universidad Christian Albrecht de Kiel, quienes me recibieron y ayudaron en distintos aspectos durante mi estadía en aquella ciudad.

A Gonzalo Zamora Valcarce, por haber facilitado información de subsuelo de la zona que resulto de una gran utilidad.

Los trabajos de campo contaron con la valiosa colaboración de Carla Terrizzano, Mario Mariot, y Santiago Mucci, y fueron facilitados por la generosidad de numerosas personas que habitan esas tierras.

A la gente que convirtió el lugar de trabajo en un espacio ameno donde encontrar apoyo, intercambiar ideas, reír.

A mis amigos y a todas esas personas con las que me toco convivir en geografías y tiempos distintos, por enriquecer esta etapa en base a la diversidad de ideas, intereses y sueños.

A mi familia le agradezco su apoyo inquebrantable en cualquiera de los caminos que elija recorrer.

Y finalmente a Car, por el profundo amor y la dulzura que impregnan cada unos de sus actos.

.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos y naturaleza del trabajo…….....2
1.2 Metodología……..….....3
Información de superficie……..3
Información de subsuelo……3
Información gravimétrica……4
1.3 Antecedentes…….....5

CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO GENERAL

2.1 Unidades morfotectónicas …….....10
2.2 Retroarco interno …….....13
Cordillera Principal……..13
Depresión de Bio Bio – Aluminé……14
Alto de Copahue – Pino Hachado y Cordilleras de Catan Lil y Chachil……14
Depresión de Loncopué…….....15
Cuenca de Collón Cura……16
Faja plegada y corrida del Agrio……16
Umbral de Sañico.. …….....17
2.3 Retroarco externo.. …….....17
Dorsal de Huincul.. …….....17
Dorso de los Chihuidos.. ……19
Lineamiento del Río Limay…….....19

CAPÍTULO 3. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

3.1 El basamento……..21
3.1.1 Complejo Colohuincul (Paleozoico tardío)……..22
3.1.2 Formación Piedra Santa (Devónico) ……..23
3.1.3 Complejo plutónico Huechulaufquen (Carbonífero – Pérmico) ……..25
3.1.4 Batolito Patagónico Cordillerano……..26

3.2 El ciclo Jurásico – Cretácico……28
3.2.1 Grupo pre-Cuyo……..28
3.2.2 Grupo Cuyo……33
Formaciones Chachil y Sierra de Chacaico……..33
Formación Los Molles……34
Formación Las Lajas……..34
Formación Challaco……..36
3.2.3 Grupo Lotena……..36
Formación Lotena……..36
Formación Fortín 1º de Mayo……..37
3.2.4 Grupo Mendoza……..37

Formación Quebrada del Sapo……39
Formación Vaca Muerta……39
Formación Picún Leufú……40
Formación Bajada Colorada……41
Formación Agrio……41
3.3 Las rocas ígneas del Cretácico superior - Paleógeno……42
Litología……43
Control estructural en su emplazamiento……47
Edad y correlaciones……50
Implicancia tectónica. ……51
3.4 Secuencias volcanosedimentarias terciarias……53
3.4.1 *Fomaciones Cura Mallín y Lolog*……54
3.4.2 Depósitos volcanosedimentarios neógenos……56
Depocentro Lonquimay……58
Depocentro Kilca……59
Depocentro Las Coloradas……61
Edad y correlaciones……65

CAPÍTULO 4. ARQUITECTURA EXTENSIONAL

4.1. Introducción……69
4.2 Geometría de los depocentros extensionales……71
Los depocentros del engolfamiento neuquino……72
Los depocentros internos……73
4.3 Edad de los depocentros……75
4.4 Relleno inicial de los depocentros……75
4.5 Estructura extensional del área de estudio……78
Depocentros orientales: Chachil - La Atravesada y Chacaico……79
Depocentro centrales: Catan Lil – Trocoquen……86
Depocentros occidentales: Lonquimay, Aluminé, Auca Pan y Malleo……89
Depocentros australes: Las Coloradas y Salitral……90
4.6 Control mecánico en la depositación de la base del Grupo Cuyo? ……96
4.7. Conclusiones……100
Mecanismo extensional……100
Edad de la deformación……101

CAPÍTULO 5. PRIMER ESTADIO DE INVERSIÓN. LA DEFORMACIÓN DEL JURÁSICO – CRETÁCICO INFERIOR

5.1 El segmento occidental……105
Cerros Lotena y Granito……106
5.2 El segmento precordillerano neuquino……108
Sierra de la Vaca Muerta y cerro Covunco……108
Sierra de Chacaico, cordón de la Piedra Santa y áreas adyacentes……109
5.3 El segmento andino……115

5.4 Estado de esfuerzos durante el Jurásico y el Cretácico…….....116
5.5 Estructuración inicial de la sierra de Chacaico y sectores aledaños……..……..118
5.6 Discusión: edad y mecanismo de deformación……..……..……121
Edad y extensión areal de la deformación……..……121
Discusión: mecanismo de deformación……..……122

CAPÍTULO 6. CONFIGURACIÓN ESTRUCTURAL DEL RETROARCO ANDINO ENTRE LOS 38º15' y 40º00'S

6.1 El retroarco andino entre los 38º15' y los 40º00'S. Características generales. ……..……..…..127
6.2 Dominio Interno……..……..….....129
6.3 Dominio Externo…….....139
6.3.1 Estructuras que controlan el levantamiento de la Cordillera de Catan Lil……..…..…143
Estructuras de primer orden……...……...143
Falla Rahue (Catan Lil sur)…….....143
Falla Lonqueo (Catan Lil central)……..…….....144
Lineamiento Pureve Pehuen – Falla Trocoquen (Catan Lil norte)…… …..…....147
Estructuras de segundo orden. Las fallas que controlaron el ascenso de la Cordillera de Catan Lil por su vertiente occidental……..……148
6.3.2 Estructuras que controlan el levantamiento de la Cordillera del Chachil……..……..152
Falla Mallín de Ibáñez (Área de Espinazo del Zorro)…….....……155
Falla Casa Mayor (Segmento sur, área del Cerro Chachil)..……..…..…..…156
Falla Casa Mayor (Segmento norte, área del Cerro La Atravesada)……..……..…..158
6.3.3 Inversión tectónica al sur del Cordón de la Piedra Santa.…….....……..……...159
Anticlinal Las Coloradas y Cerro Mesa……...……...160
Configuración estructural del sector del codo del Catan Lil……..…..…..164
6.4 Secciones estructurales balanceadas (dominio externo)…….....……..…170
6.5 Discusión y conclusiones……..…...…...180

CAPÍTULO 7. EVOLUCIÓN TECTOSEDIMENTARIA TERCIARIA

7.1 Segmentación latitudinal…….…….....183
7.2 Análisis e interpretación de datos gravimétricos…….……184
7.3 Determinaciones de las edades de la última fase de deformación contraccional sobre la base de controles tectonoestratigráficos…….....190
7.3.1 Segmento norte – depocentro Lonquimay (38º15' – 38º45'S)..……...…....190
Modelado gravimétrico cortical 2D……...…194
7.3.2 Segmento central – depocentro Kilca (39º00' – 39º25'S)…..……...……..…196
7.3.3 Segmento austral – depocentro Catan Lil (39º30' – 39º50'S)……...……..…..…202
7.4. La cuenca de Collón Cura (39º30' – 39º50'S)……...……...……208
7.5. Evolución tectónica terciaria……..……....214
Eoceno alto – Mioceno inferior (34 – ~18 Ma)……..……..…..214
Mioceno superior – Plioceno bajo (11 – 4,3 Ma)…….....……216
7.6. Implicancias geodinámicas……..……..……219

CAPÍTULO 8. ANÁLISIS CINEMÁTICO

8.1 Metodología……223
Adquisición de datos……223
Procesamiento y análisis de los datos……224
8.2 Resultados……226
Relación temporal y espacial……227
Región 1 (Catan Lil Norte)……231
Región 2 (Sistema del Chachil)……234
Región 3 (Catan Lil Sur)……236
8.3 Integración de los resultados……238
8.4 Discusión: Partición de la deformación……239

CAPÍTULO 9. INTEGRACIÓN DE DATOS: EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y CONTEXTO DENTRO DE LOS ANDES NEUQUINOS Y NORDPATAGÓNICOS

9.1 Rifting inicial (Triásico superior – Jurásico inferior)……246
9.2 Primer estadio de inversión. La deformación del Jurásico – Cretácico inferior……248
9.3 Inicio de la deformación andina (Cretácico superior) e instauración del arco volcánico cretácico superior – paleoceno……249
9.4 Extensión terciaria. El desarrollo de la cuenca de Collón Cura (Eoceno tardío – Mioceno inferior)……253
9.5 Reactivación durante el Mioceno superior – Plioceno inferior……254
9.6 Plio – Pleistoceno……256

CAPÍTULO 10. CONCLUSIONES……261

BIBLIOGRAFÍA……267

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

El margen activo sudamericano constituye un laboratorio natural óptimo para el estudio de los procesos que han dado lugar a la construcción de la cadena andina, como también de las distintas variables que han intervenido y que han llevado a su configuración actual. Los Andes son el resultado final de una serie de procesos magmáticos y tectónicos que incluyen fases compresivas asociadas a la generación de relieve, fases extensionales, y fases de deformación transcurrente asociadas tanto a generación como destrucción del relieve. Las diferentes variables que han intervenido dentro de este esquema evolutivo y sus distintos tipos de interacciones han dado lugar a grandes variaciones latitudinales que se traducen en diferencias sustanciales entre los distintos segmentos que conforman la cadena andina.

Estimar la importancia relativa de las distintas variables que intervienen en un proceso de subducción y en la generación del relieve para un determinado segmento, requiere de cierto grado de comprensión acerca de los estilos, la magnitud y los tiempos de deformación.

Existen numerosos segmentos a lo largo de la vertiente oriental de los Andes que históricamente han recibido considerable atención por parte de la industria del petróleo y/o diferentes grupos de investigación, por lo que su evolución tectónica se encuentra relativamente bien constreñida. Existen por otro lado segmentos que por una combinación de diversos factores permanecen pobremente constreñidos desde un punto de vista tectónico y estructural. Este es el caso del retroarco interno andino entre los 38º30’ y los 40ºS, donde la extensa cobertura vegetal y el escaso potencial petrolero del sector, han dificultado hasta el presente la realización de estudios estructurales y tectónicos sistemáticos que permitan resolver algunos de los grandes interrogantes que se generan en relación a la construcción de relieve a lo largo de los Andes. Ello se traduce en un déficit en cuanto a la definición y caracterización de las distintas fases de deformación que llevaron a la configuración actual del segmento aquí estudiado.

El retroarco andino a estas latitudes se caracteriza por el desarrollo de un extenso sistema precordillerano topográficamente más importante que la Cordillera Principal y ubicado a más de 400 km de la trinchera. Su extenso desarrollo, sus elevadas alturas, y su posición dentro del retroarco plantean un interrogante acerca de su génesis dentro del contexto del segmento andino aquí estudiado.

En este contexto surgen una serie de preguntas que el presente trabajo intentará responder.
¿Cuál es el origen del sistema precordillerano del sur de Neuquén? ¿Qué factores han intervenido en su formación? ¿Cuál es el origen de las cuencas terciarias desarrolladas a lo largo de este segmento? ¿Cuantas fases de deformación han coexistido espacialmente para dar lugar la configuración actual de este segmento? ¿Cual es la importancia relativa de cada una de ellas? ¿Existe algún tipo de relación entre cada fase de deformación y la historia de convergencia de placas?

1.1 Objetivos y naturaleza del trabajo

Para poder responder estos interrogantes, este estudio integra observaciones de campo y datos de superficie, con la interpretación de imágenes satelitales y modelos de elevación digital, sumado al análisis y procesamiento de datos gravimétricos e información de subsuelo, con el fin de poder caracterizar los estilos, la distribución y los tiempos de deformación de la vertiente oriental de la cadena andina entre los 38º15' y los 40ºS, poniendo énfasis en el sistema precordillerano definido por el alto de Copahue – Pino Hachado y su prolongación austral en las cordilleras de Catan Lil y del Chachil. Dentro de este marco, los objetivos específicos incluyen:

- Caracterizar la distribución y configuración estructural de los sistemas extensionales del Triásico tardío – Jurásico inferior, con el fin de comprender como estos condicionan el estilo y desarrollo de las estructuras asociadas a la orogenia andina posterior.

- Reconocer y caracterizar las principales estructuras del área.

- Determinar la variación en el estilo y en la magnitud de la deformación a lo largo y ancho del área de estudio.

- Caracterizar el ambiente cinemático Neógeno a partir del análisis de microestructuras.

- Definir y caracterizar las distintas fases de deformación que llevaron a la configuración actual del sector.

- Analizar las posibles variables tectónicas que intervinieron en la evolución del segmento.

- Integrar la información generada en un modelo de evolución tectónica del área. Contextualizar este modelo en un marco regional.

1.2 Metodología

Este estudio combina observaciones de campo, datos de superficie, información de subsuelo (sísmica de reflexión y datos de pozo), e información gravimétrica.

Información de superficie

Las campañas geológicas se focalizaron en áreas clave seleccionadas previamente, teniendo en cuenta que un amplio sector del segmento aquí estudiado se encuentra cubierto por vegetación o por productos volcánicos recientes. Se realizaron cuatro campañas durante los veranos 2006, 2007 y 2008 a lo largo de las cuales se reconocieron y estudiaron los principales rasgos estratigráficos y estructurales del área.

Se tomaron asimismo datos de rumbo e inclinación a lo largo de distintas transectas este-oeste y se midieron cerca de 300 estrías en fallas menores asociadas a estructuras de carácter regional reconocidas en el área. Fueron tomadas también muestras de sectores específicos datadas por el método K-Ar en laboratorios del Sernageomin (Servicio Nacional Geológico Minero de Chile).

Información de subsuelo

Compuesta por un total de 15 secciones sísmicas en tiempo de velocidad doble obtenidas por YPF y cinco pozos perforados por YPF entre los años 1956 y 1996 alrededor del anticlinal de Las Coloradas y sectores adyacentes.

La mayor parte de las secciones sísmicas (11) corresponden a líneas de rumbo este – oeste ubicadas entre los 39º25’ – 39º40’S y los 70º25’ – 70º35’W. Tres de ellas corresponden a secciones de baja calidad ubicadas a lo largo de la Fosa de Loncopué, y una atraviesa el campo volcánico Laguna Blanca, algunos kilómetros al oeste de la ciudad de Zapala.

Información gravimétrica

Compuesta por una base de datos que incluye alrededor de 3000 puntos de medición situados a lo largo de la cadena andina y retroarco en el área de estudio y mas de 54000 puntos de medición situados entre los 36º y los 42ºS. Los datos han sido obtenidos a partir de mediciones realizadas por distintos organismos e instituciones nacionales e internacionales a lo largo de más de 30 años. La mayor parte de las estaciones gravimétricas se ubican a lo largo de las principales carreteras de la región, el espaciado promedio entre estaciones es de entre 3 y 5 Km. Todas las mediciones han sido reprocesadas e integradas en una extensa base de datos por Tasarova (2004).

El trabajo comenzó con una extensa recopilación bibliográfica y de antecedentes que incluyen informes geológicos, mapas y material publicado e inédito vinculado directa o indirectamente a la zona de estudio.

La interpretación de fotografías áreas, el análisis y procesamiento de imágenes satelitales y la generación de modelos de elevación digital permitieron elaborar los primeros bosquejos estructurales del área y seleccionar los sectores clave para el desarrollo de las tareas de campo. Estas incluyeron un mapeo detallado de diferentes sectores, el reconocimiento y análisis de las principales unidades estratigráficas y estructuras, así como también el levantamiento de perfiles estratigráficos, la recolección de muestras para su posterior análisis y la medición de indicadores cinemáticos asociados a las principales estructuras del sector. La información generada fue volcada en un GIS junto con la información gravimétrica y de subsuelo de la región.

La identificación de las exposiciones del ciclo precuyano en el área, y su relación respecto de las fallas normales correspondientes a la etapa de Rift permitieron caracterizar la arquitectura extensional del sector, lo que resulto de suma importancia en la caracterización de las estructuras correspondientes a la fase andina.

A partir toma de datos en superficie y de la interpretación de la información de subsuelo se generaron secciones estructurales a lo largo del segmento estudiado que permitieron comprender la geometría del sector. La restitución de algunas de estas secciones permitió a su vez estimar valores de acortamiento a lo largo del segmento.

El procesamiento de la información gravimétrica permitió generar cartas de anomalías de Bouguer, de aire libre y del campo residual isostático, las cuales fueron correlacionadas con los principales rasgos tectonoestratigráficos del área.

El estudio de los depósitos sinorogénicos terciarios y su vinculación a las estructuras andinas del sector, permitió definir la última fase de deformación en el área.
La medición de indicadores cinemáticos en fallas menores vinculadas a estructuras de carácter regional y su procesamiento permitió la caracterización del ambiente cinemático neógeno del sector.
Finalmente se integraron los diferentes aspectos analizados en un modelo de evolución tectónica del área.

1.3 Antecedentes

Las observaciones más antiguas de carácter regional se remontan a finales del siglo XIX y principios del siglo XX, y corresponden a expediciones científicas cuyas observaciones sentaron las bases para la evolución del conocimiento geológico de la región (Bodenbender, 1892, Burckhardt, 1900 a y b, Keidel, 1917, 1925 a y b, y Groeber 1918, 1929). Estos mencionan por primera vez la presencia de sedimentitas mesozoicas en la región (Bodenbender, 1892), realizan las primeras transectas a lo largo de la cadena andina a estas latitudes (Burckhardt, 1900a), y aportan las líneas geológicas fundamentales y en particular los primeros estudios estructurales de la región aquí estudiada y zonas aledañas (Groeber, 1918, 1929). Burckhardt es quien por primera vez hace referencia al Bloque Precordillerano conocido en la literatura como Alto de Copahue – Pino Hachado como "*Chaine de Pino Hachado"* en su transecta entre las localidades de Las Lajas en Argentina y Lonquimay en Chile, donde lo describe como un cordón que separa el plateu de Aluminé del de Las Lajas (Fig.1.1).

Los más relevantes estudios integrales vinculados directa e indirectamente a la zona de estudio incluyen los relevamientos geológicos regionales llevados a cabo por el Servicio Geológico Minero Argentino (Segemar). Entre estos se destacan las hojas geológicas a escala 1:200.000 de Zapala (Lambert, 1956), Lago Aluminé (Galli, 1969b), Junín de los Andes (Turner, 1973), Aluminé (Turner, 1976), Catan Lil (Leanza y Leanza, 1979), Cerro Chachil (Leanza, 1985) así como también las hojas geológicas a escala 1:250.000 Picún Leufú (Leanza y Hugo, 1997), Zapala (Leanza et al. 2001) y Junín de los Andes (Cucchi et al. 2005).
La estratigrafía de la zona ha sido objeto de numerosos estudios. Dentro de los más relevantes se pueden mencionar los trabajos de Gulisano et al. (1984 a y b) y Gutiérrez Pleiming (1995), los cuales se concentran esencialmente en el análisis

estratigráfico del Grupo Cuyo, como también los trabajos que abordan la estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico del sector realizados por Leanza (1992 y 1994) y aquellos que en un contexto mas regional se ocupan de la estratigrafía general del área (Turner, 1965 a y b, González Díaz y Nullo, 1980) y de la estratigrafía del Terciario (Uliana, 1978). Una serie de publicaciones recientes (Leanza et al. 2005, Franzese et al. 2006 y 2007) profundizan en el estudio de las secuencias permo-triásicas de la región.

Dentro de los estudios sobre el volcanismo plio-cuaternario del sector se destacan los de Muñoz y Stern (1988), Lara et al. (2001), Tunstall y Folguera (2005) y Lara y Folguera (2006), por tener una estrecha vinculación con la zona de estudio.

Los estudios estructurales previos son escasos para el retroarco interno a diferencia de lo que sucede en el ámbito extraandino, donde estos han sido mas frecuentes debido al potencial petrolero de la región (Herrero Ducloux, 1946; Bracaccini, 1964; Digregorio, 1972; Digregorio y Uliana, 1980; Zapata et al. 1999; Silvestro y Zubiri 2008; entre otros). Existen sin embargo una serie de trabajos de carácter regional que abordan aspectos de vinculación directa con la zona de estudio. Entre estos se pueden mencionar los estudios de Bracaccini (1970), Chotin (1976), Ramos (1978), Dalla Salda y Franzese (1987) y Repol (2006). Las principales observaciones estructurales de carácter local corresponden a los pioneros trabajos de Lambert (1946, 1956) quien reconoce y describe algunas de las principales estructuras de la zona en las nacientes del río Catan Lil, en la sierra de Chacaico y al oeste de la ciudad de Zapala.

Desde una perspectiva geofísica existen trabajos en torno a los 39ºS que abordan distintas problemáticas del sector; entre estos se destacan los de Pacino (1993, 1997), Martínez et al. (1997), Araneda et al. (1997, 2000), Yuan et al. (2006) y Folguera et al. (2007).

La evolución tectónica mesozoica y cenozoica de la cadena andina a estas latitudes ha sido propuesta para sectores adyacentes al área de estudio por diferentes estudios. González Bonorino (1979) traza un esquema de la evolución geológica de la Cordillera Nordpatagónica entre los 39º y los 43ºS. Vergani et al. (1995), proponen una evolución tectónica de la cuenca neuquina de estrecha relación con el segmento andino aquí estudiado. Algo similar sucede con los trabajos de Mosquera y Ramos (2006), los cuales se focalizan en la evolución de sectores adyacentes. Cobbold y

Rossello (2003) afinan las fases de deformación compresivas para el sector extraandino a partir de consideraciones estratigráficas y estructurales en sectores ubicados inmediatamente al norte y noreste del área de estudio. Trabajos de Folguera et al. (2004) y Folguera y Ramos (2006) describen la neotectónica del sector entre los 36º y los 38ºS y proponen un modelo para este segmento, para el cual reconocen un comportamiento tectónico episódico, al que vinculan con sucesivos cambios en la configuración de zona de Benioff a partir del Cretácico.

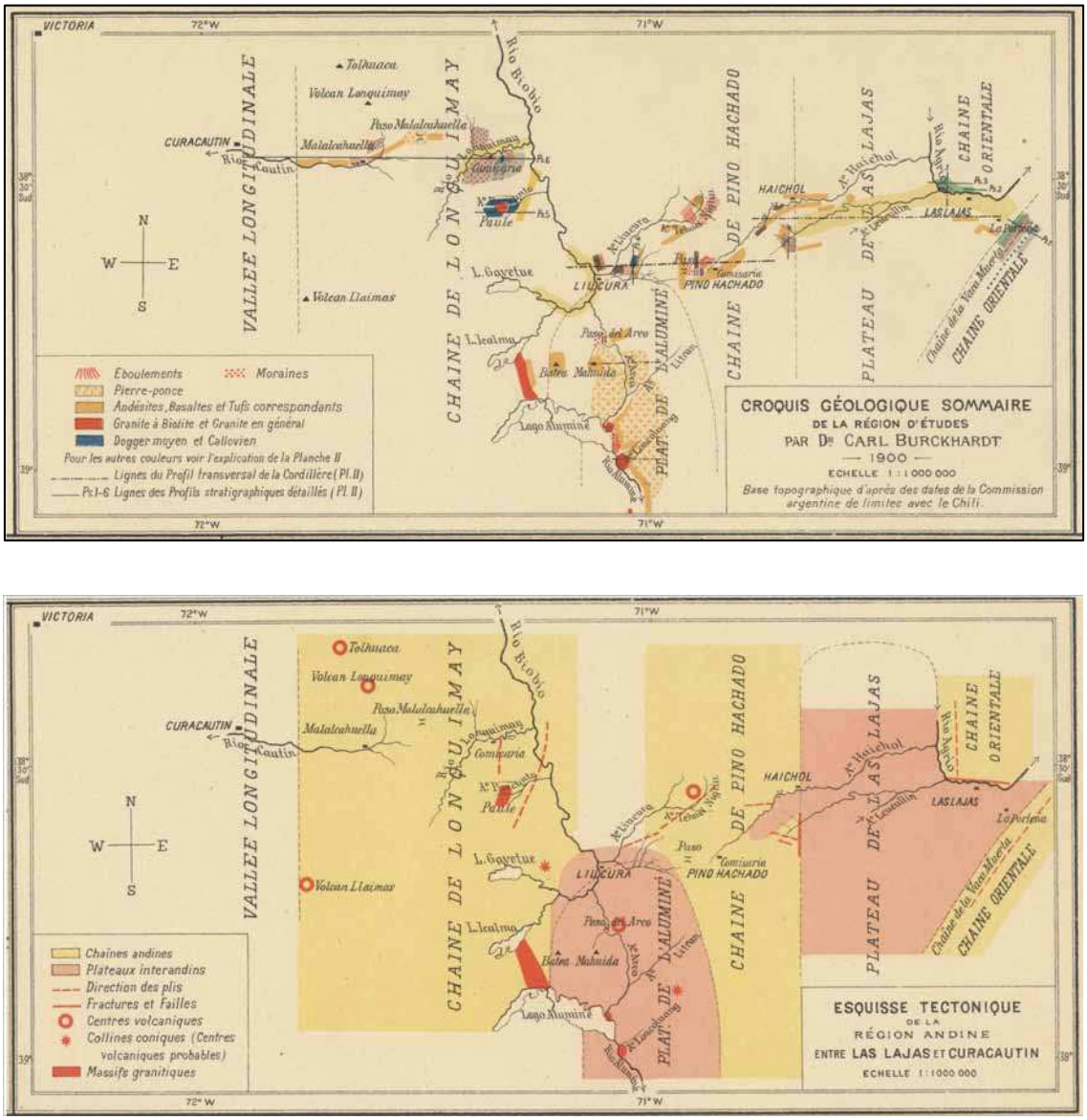


Fig. 1.1. Croquis geológico y esquema tectónico realizados por Carl Burckhardt en su transecta del año 1900 desde la localidad de las Lajas (Argentina) a la localidad de Lonquimay en Chile.

Existen numerosos trabajos de relevancia para los sectores adyacentes ubicados en territorio chileno. Entre los más importantes se encuentran la Hoja 1:250.000 de Curacautín (Suárez y Emparán, 1997), los estudios de la cuenca de Cura Mallín (Suárez y Emparán, 1995, Radic et al. 2002), como también los trabajos vinculados a la neotectónica y estructura del intraarco a estas latitudes (Hervé, 1976; Cembrano, 1998; Lavenu y Cembrano, 1999; Arancibia et al., 1999; Cembrano et al., 2002; Melnick et al., 2006; Rosenau 2004 y Rosenau et al., 2006).

CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO GENERAL

Los Andes Patagónicos al sur de los 38ºS corresponden a una cadena montañosa angosta con elevaciones promedio que rondan los 1.000 metros y espesores corticales que no superan los 40 Km por debajo del arco volcánico (Lüth *et al*.,2003). Estas características contrastan marcadamente con los Andes al norte de los 34ºS, donde los valores de alturas y espesores corticales son ampliamente superiores (Fig. 2.1).

Semejantes cambios latitudinales en la configuración de la cadena andina reflejan evoluciones tectónicas diferentes para los distintos segmentos, como también variaciones en la geometría y en las propiedades físicas de la placa subducida (Jordan *et al*., 1984; Ramos, 1999; Ramos *et al*., 2004) y de la placa Sudamericana (Kley *et al*., 1999; Vietor y Echtler, 2006). A pesar de que ha existido un margen convergente con subducción activa desde el Jurásico (Mpodozis y Ramos, 1989), la configuración actual del edificio andino refleja principalmente la historia de los últimos 25 Ma.

La región abordada en el presente estudio corresponde a un segmento ubicado al sur de la zona de subducción horizontal pampeana. A lo largo del mismo la placa de Nazca se subduce por debajo de la placa Sudamericana con un ángulo normal cercano a los 30º (Bohm et al., 2002), con una dirección de convergencia oblicua respecto del margen de N80ºE y a razón de 66 mm/a, ~80 mm/a a lo largo de los últimos 5Ma (Somoza, 1998). Esta consiste en corteza oceánica de una edad eocena-oligocena al norte de los 40ºS (*Valdivia FZ*), mientras que al sur de esta latitud las edades corresponden principalmente al Mioceno (Tebbens y Cande, 1997).

La historia cenozoica de convergencia entre las placas de Nazca (Farallón) y Sudamericana se encuentra relativamente bien constreñida a partir de una serie de estudios realizados en las últimas dos décadas (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Tebbens y Cande, 1997 y Somoza, 1998). Estos indican que la geometría de subducción fue relativamente constante a lo largo del Cenozoico con algunas variaciones significativas en la oblicuidad y en las tasas de convergencia entre los 28 y los 16 Ma aproximadamente, y con una marcada disminución en la convergencia relativa y un leve aumento de la oblicuidad alrededor de los 5 Ma (Somoza, 1998).

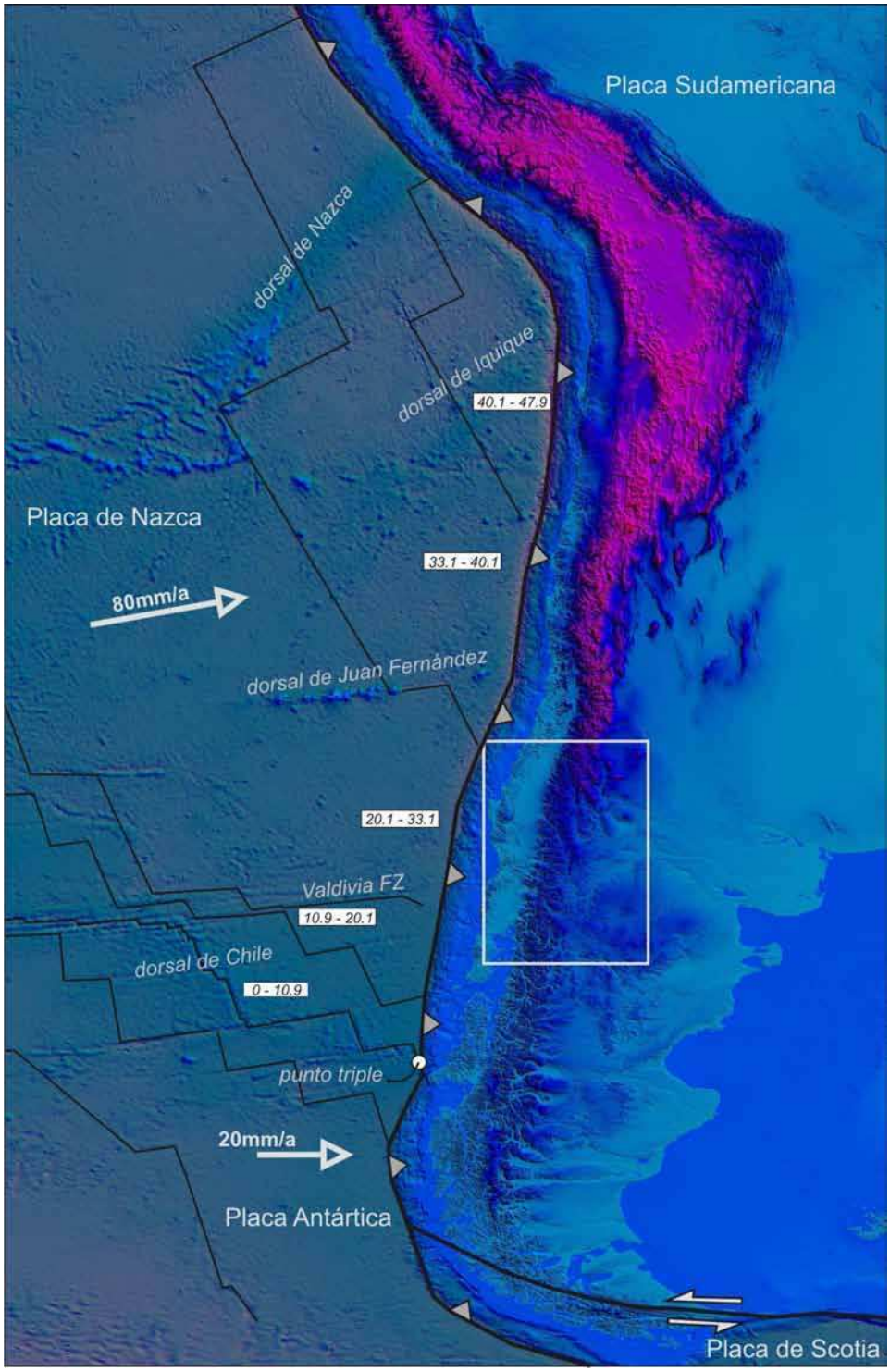


Fig.2.1. Modelo de elevación digital del margen andino y del fondo oceánico. Los números enmarcados corresponden a edades de fondo oceánico tomadas de Mueller (1997) en Vietor y Echtler (2006). El rectángulo indica la ubicación de la figura 2.2.

2.1 Unidades morfotectónicas

El margen convergente entre los 35º y los 42ºS está constituido esencialmente por una serie de unidades morfoestructurales bien definidas y con diferentes grados de

expresión de norte a sur. Esta configuración refleja una serie de eventos tectónicos de comportamiento episódico que tuvieron lugar principalmente desde el Cretácico superior.

La placa continental a estas latitudes puede ser dividida de oeste a este en una zona de antearco, de intraarco y de retroarco. A lo largo del antearco se reconocen la Plataforma continental, la Cordillera de La Costa y la Depresión Central chilena como elementos principales. La primera incluye una serie de cuencas con un relleno que va desde el Cretácico al Cuaternario. La Cordillera de la Costa representa un alto de basamento paralelo a la trinchera con elevaciones que alcanzan los 1.500 metros, esta constituida esencialmente por rocas ígneas de edad Paleozoica que representan un arco magmático paleozoico superior (Martin *et al*., 1999, Willner *et al*., 2000), y por rocas metamórficas de alta presión y baja temperatura interpretadas como correspondientes a un complejo acrecional de edad permo-triásica desarrollado a lo largo del margen SE de Gondwana (Aguirre *et al*., 1972).

Se le da el nombre de Depresión Central a una amplia zona de escaso relieve situada entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, la cual concentra mas de 3.000 metros de secuencias sedimentarias continentales y volcánicas que van del Eoceno al Mioceno (Muñoz y Araneda, 2000; Jordan *et al*., 2001) y que se encuentran mayormente cubiertas por sedimentos de edad plio-cuaternaria. Este sector se comportó como un graben tectónico durante buena parte del terciario, y se esta levantando por lo menos desde el Holoceno (Hervé y Ota, 1993). A la latitud del área de estudio esta depresión se encuentra interrumpida en su extensión latitudinal por un alto de basamento (Horst de Loncoché).

El presente estudio se focaliza en los sectores internos de la vertiente oriental de los Andes. La historia evolutiva de este sector ha estado estrechamente vinculada al desarrollo de la cuenca neuquina. Esta se inició como una cuenca de trasarco en el Triásico superior, período a partir del cual se depositaron más de 7.000 metros de secuencias sedimentarias caracterizadas por la alternancia de series marinas y continentales que reflejan una combinación de variaciones del nivel del mar y eventos tectónicos pasados (Vergani *et al*., 1995). Como consecuencia de la deformación andina que avanzó desde el oeste, la cuenca evolucionó a un sistema de antepaís clásico hacia principios del Cretácico superior (Vergani *et al*., 1995). Por el mismo motivo, el relleno de esta cuenca aflora sobre una amplia superficie al este de la Cordillera Principal.

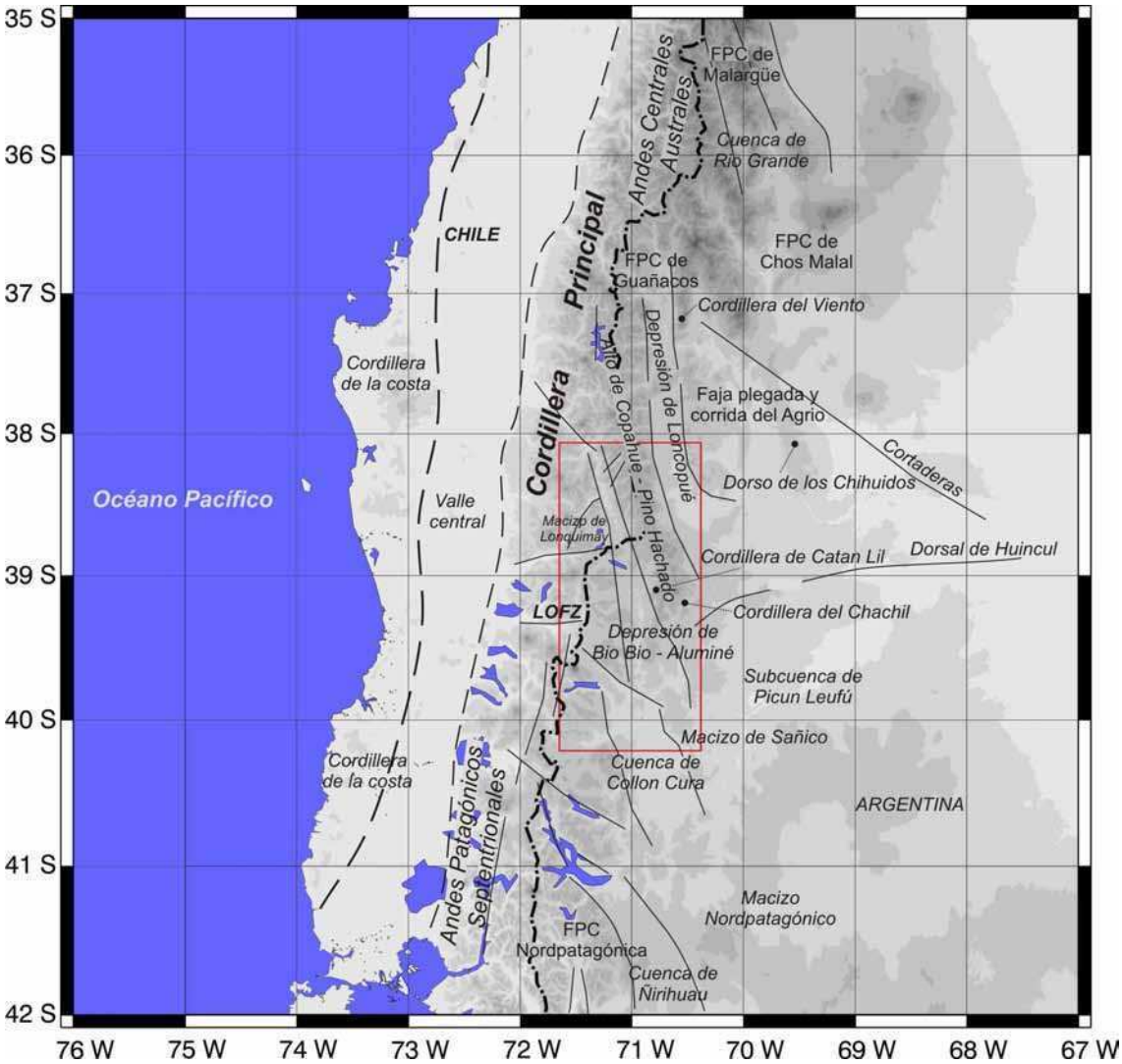


Fig.2.2. Configuración tectónica y principales unidades morfoestructurales de los Andes entre los 35º y 42ºS.

En el ámbito del retroarco andino a estas latitudes pueden diferenciarse dos sectores: a) un sector interno que incluye la Cordillera Principal, una serie de bloques precordilleranos y depresiones intermontanas asociadas, y una faja plegada y corrida inactiva de vergencia dominante al oeste, b) y otro externo caracterizado por el desarrollo regional de una cuenca de antepaís que incluye tanto el sector de plataforma no deformado, como el de antepaís fragmentado. El sector externo incluye asimismo a la dorsal de Huincul, una discontinuidad cortical de primer orden con una compleja historia de deformación multiepisódica que divide el engolfamiento neuquino en un sector norte y otro sur (subcuenca de Picún Leufú, Mosquera, 2006). La presente definición de las unidades morfoestructurales del retroarco andino toma como base las propuestas de Bracaccini (1970), Ramos (1978) y Mosquera y Ramos (2006).

2.2. Retroarco interno

Cordillera Principal

A estas latitudes los Andes forman una cadena montañosa relativamente angosta de raíces que no superan los 40 Km y de alturas medias que rondan los 2000 metros, con valores que decrecen gradualmente hacia el sur.

A lo largo de la misma se ubica el arco volcánico actual, el que se asienta directamente sobre el batolito Nordpatagónico (Pankhurst et al., 1992), formado por rocas plutónicas con un amplio rango de edades que va desde el Mesozoico al Mioceno, y que representan las raíces del arco magmático volcánico jurásico-mioceno (Mpodozis y Ramos, 1989; Pankhurst *et al*., 1992). Estas plutonitas han sido exhumadas diferencialmente de sur a norte (Seifert *et al*., 2005) probablemente como consecuencia de tasas de erosión mas importantes al sur de los 39ºS (Mpodozis y Ramos, 1989), y se encuentran afectadas a lo largo del eje de la cordillera por el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui. Esta estructura regional ha sido descripta como un sistema de fallas de rumbo desarrollado a lo largo del intraarco andino entre los 38ºS y los 48ºS (Hervé, 1976; Cembrano *et al*., 2000, 2002), extendiéndose por mas de 1000 Km a lo largo del mismo, lo que lo convierte en uno de los rasgos tectónicos salientes de los Andes Patagónicos Septentrionales. A través de una serie de fallas de orientación dominante N-NE de muy buena expresión morfológica, acomoda parte de la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana, y controla la distribución de los edificios volcánicos del arco holoceno. Numerosos estudios estructurales, geocronológicos y termocronológicos (Lavenu y Cembrano, 1999; Arancibia *et al*., 1999; Cembrano *et al*., 2002; Thomson, 2002; Rosenau, 2004; Adriasola *et al*., 2006; Rosenau *et al*., 2006; Melnick *et al*., 2006; Thomson *et al*., 2008) han demostrado una cinemática transpresiva dextral neógena en segmentos discretos a lo largo de este sistema. Un gradiente en la partición de la deformación a lo largo del mismo ha dado lugar a la segmentación longitudinal del margen, la que a escala de la región de estudio se expresa en segmentos del retroarco contrastantes al norte y sur de los 38ºS aproximadamente (García Morabito *et al*., 2003). Esta diferencia se manifiesta a través de una neotectónica transpresiva activa al norte de esta latitud (Folguera *et al*., 2004; Melnick *et al*., 2006), la cual se encuentra ausente en el retroarco al sur de la misma (Fig.2.2).

Modelos cinemáticos recientes indican que el sistema de Liquiñe-Ofqui habría acomodado alrededor de 124 Km de desplazamiento dextral entre los 40º y los 42ºS, y unos 67 Km entre los 38º y los 40ºS por lo menos desde el Plioceno (Rosenau *et al*., 2006). Algunos estudios sugieren que este sistema habría sido asimismo activo

durante una parte del Cretácico y durante el Mioceno superior (Cembrano *et al*., 2000, 2002).

Depresión de Bio Bio – Aluminé

Las primeras menciones utilizaron el término fosa de Bio Bio – Aluminé (Folguera *et al*., 2002, García Morabito *et al*., 2003) para describir a esta depresión intermontana de extensión regional desarrollada entre los 38º y los 40ºS y ubicada inmediatamente al este de la Cordillera Principal. Esta se extiende por más de 150 Km y concentra espesores variables de secuencias volcánicas, volcaniclásticas y clásticas terciarias de origen continental, como también importantes volúmenes de basaltos con un rango de edades que va desde el Mioceno superior al Holoceno.

Algunas interpretaciones le adjudican un origen extensional e interpretan su configuración como resultado de una fase extensional post-miocena sobre la base de anomalías gravimétricas negativas (Folguera *et al*., 2003, 2006 y 2007) y evidencias sismológicas de un atenuamiento cortical (Kind *et al*., 2002; Yuan *et al*., 2006). Estudios recientes (García Morabito *et al*., 2009) adjudican sin embargo su configuración actual a la fase de deformación miocena, durante la cual esta depresión constituyó una zona triangular de piel gruesa en donde se desarrolló una cuenca intermontana terciaria constituida por tres depocentros (Lonquimay, Kilca y Catan Lil) bien preservados a lo largo de la misma.

Alto de Copahue – Pino Hachado y Cordilleras de Catan Lil y Chachil

La primera mención de este bloque precordillerano conocido en la literatura como Alto de Copahue – Pino Hachado corresponde a Burckhardt (1900 a y b), quien en su transecta desde la localidad de las Lajas a Curacatuitín en Chile, lo describe como un cordón que separa el plateau de Las Lajas, del plateu de Aluminé, al que denomina *Chaine de Pino Hachado.*

Este alto estructural se extiende con rumbo NO por más de 180 Km a lo largo del retroarco andino entre los 38º y los 39º30’S aproximadamente, alcanzando alturas que superan a las de la Cordillera Principal a estas latitudes. Esta flanqueado hacia el oeste por los valles de los ríos Bio Bio en Chile y Aluminé en Argentina, y al este por el segmento austral de la depresión de Loncopué. Esta configuración hace que este segmento del retroarco interno andino adquiera una configuración de la topografía del tipo *Valley and Ridge*.

Su prolongación austral esta representada por las cordilleras del Chachil y de Catan Lil, las que representan niveles de exposición profundos de la faja plegada y corrida, alcanzando alturas de hasta 2.800 a mas de 100 km al este del arco volcánico holoceno, y generando un marcado quiebre topográfico como también una expansión del orógeno a estas latitudes. Un registro estratigráfico más completo respecto de la porción septentrional, donde esta unidad morfoestructural se encuentra mayormente cubierta por secuencias volcánicas pliocenas, como también una mayor complejidad estructural, convierten a las cordilleras del Chachil y de Catan Lil en un sector clave para el estudio de la estructura y tectónica de este segmento andino.

Las características litológicas y estructurales, y su posición en el retroarco, hacen que la situación de este sector, se asemeje a la de la Cordillera del Viento, un bloque precordillerano que ocupa las posiciones del retroarco interno inmediatamente al este del extremo norte de la depresión de Loncopué y que se levantó mediante dos fases de contracción discretas, una en el Cretácico superior y otra en el Mioceno medio – Mioceno superior asociada a una somerización de la placa subducida para el segmento ubicado al norte del lineamiento Cortaderas (Folguera *et al*., 2007).

Depresión de Loncopué

La depresión de Loncopué se extiende por unos 300 Km con rumbo norte-sur a lo largo del retroarco interno andino, limitando hacia el este con la faja plegada y corrida del Agrio.

Debido a la extensa cobertura de los productos volcánicos plio-cuaternarios que constituyen su relleno superficial, y a la baja calidad de la sísmica, no se conocen con precisión las edades, litologías y espesores de las secuencias que constituyen su relleno inicial, ni existe consenso aun acerca de la geometría de su límite oriental a pesar de los numerosos estudios que han abordado el tema. Una serie de trabajos proponen la existencia de una falla inversa con vergencia al oeste que involucra al basamento en la deformación como límite occidental de la faja del Agrio (Lesta *et al*., 1985; Ramos, 1998; Eisner, 1991; Cobbold y Rossello, 2003), otros favorecen la existencia de una falla normal con inclinación hacia el oeste (Ramos, 1978; Zapata *et al.*, 1999; Jordan *et al*., 2001; García Morabito y Folguera, 2005). Según este último modelo, la fosa de Loncopué se habría originado en el contexto de una tectónica extensional regional, controlando la acumulación de potentes secuencias continentales en el Oligoceno (Jordan *et al*., 2001). Existe además la posibilidad de que esta depresión haya controlado la acumulación de secuencias volcánicas eocenas (LLambías y Rapela, 1989).

Durante el Plio-Pleistoceno, muchas de las estructuras previas habrían sido reactivadas extensionalmente, controlando la acumulación de los productos volcánicos mas jóvenes, como sugieren una serie de evidencias geológicas de superficie y geofísicas a lo largo del segmento austral de la fosa (Folguera *et al*., 2003; García Morabito y Folguera, 2005; Ramos y Folguera, 2005; Yuan *et al*., 2006, Folguera *et al*., 2006; Folguera *et al*., 2007; Rojas Vera *et al*., 2008).

Cuenca de Collón Cura

Esta unidad morfoestructural definida por Ramos (1978) y González Díaz y Nullo (1980), concentra espesores variables de secuencias volcánicas y continentales terciarias con un rango de edades que va desde Mioceno bajo al Plioceno, depositadas al pie de los Andes entre los 39º45' y los 41ºS. Algunos trabajos le asignan características genéticas comunes a la depresión de Loncopué, aunque descartan evidencias de una actividad extensional reciente (Ramos, 1978; Mosquera y Ramos, 2006). No existe aun certeza acerca de los espesores de sedimentos que concentra esta cubeta, ni existe consenso aun acerca de su génesis. Es probable que el relleno inicial haya estado controlado por un régimen extensional, como sugieren discordancias progresivas en secuencias sedimentarias y volcánicas de la Formación Auca Pan asociadas a fallas normales. Su morfología actual sería sin embargo un reflejo de la fase de deformación miocena, durante la cual esta cubeta se comportó como una cuenca intermontana que recibió los sedimentos provenientes del alzamiento de la Cordillera Principal y de los sectores internos del macizo de Sañico ubicado inmediatamente al este (García Morabito *et al*., 2009).

Faja plegada y corrida del Agrio

La faja plegada y corrida del Agrio (Bracaccini, 1970; Ramos, 1978) ha sido objeto de numerosos estudios a lo largo de las últimas décadas debido a su alto potencial petrolero, por lo que su evolución mesozoica y terciaria se encuentra relativamente bien constreñida. Esta unidad puede acotarse entre el lineamiento Cortaderas al norte, la dorsal de Huincul al sur, y el dorso de los Chihuidos al este, y corresponde a una faja inactiva caracterizada por una historia de deformación multiepisódica que se inicia alrededor de los 100 Ma, extendiéndose a la largo de todo el Cretácico (Zapata y Folguera, 2005; Zamora Valcarce y Ramos, 2006), y que concluye en el Mioceno superior (Ramos, 1998; Cobbold y Rossello, 2003; Zapata y Folguera, 2005).

La faja del Agrio puede ser dividida en dos sectores en función de los mecanismos de deformación dominantes, uno interno, donde la estructura es resultado de la inversión de fallas normales pre-jurásicas (Ramos, 1998; Repol, 2006; Zamora Valcarce, 2006), y otro externo caracterizado por la inserción de fallas de basamento en la base de la secuencia sedimentaria, las que generaron un transporte de la misma hacia el antepaís (Zapata *et al.*, 1999; Zapata y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al*., 2006).

Umbral de Sañico

Corresponde a un macizo de basamento parcialmente cubierto y limitado por un extenso volcanismo cenozoico. Este bloque se encuentra segmentado por el lineamiento del Río Limay en su parte media y limita hacia el oeste con la cuenca de Collon Cura. Segmentos discretos del borde occidental de este macizo se encuentran controlados por fallas inversas con vergencia al oeste que involucran el basamento en la deformación.

Amplios sectores de esta unidad estuvieron afectados por la tectónica extensional del Triásico superior – Jurásico inferior, la que se expresa en una serie de depocentros controlados por fallas normales de orientación dominante NNO y NE, las cuales fueron parcialmente invertidas durante la deformación andina (Muravchik *et al*., 2008).

2.3 Retroarco externo

Dorsal de Huincul

Esta unidad morfoestructural constituye el rasgo más destacado del retroarco externo neuquino, extendiéndose por mas de 200 Km con rumbo E-O a ENE desde la ciudad de Zapala hasta la ciudad de Neuquén aproximadamente, y dividiendo al engolfamiento neuquino en un sector norte (antepaís fragmentado y antefosa de Añelo) y un sector sur (subcuenca de Picún Leufú) (Mosquera y Ramos, 2006). Los extremos de este sistema pueden ampliarse tanto al este como al oeste respecto de sus límites tradicionales (Mosquera y Ramos, 2006). En el sector correspondiente al retroarco interno andino se lo puede vincular a una serie de rasgos transversales a la cadena andina, muchos de los cuales fueron descriptos por Chotin (1976) y Chotin y Giret (1979).

La dorsal de Huincul presenta una compleja historia de deformación multiepisódica asociada a una línea de debilidad de basamento que ha sido interpretada como resultado de la acreción del terreno Patagonia en el Pérmico Temprano (Mosquera y Ramos, 2006). La configuración estructural compleja de esta faja de deformación polifásica es producto de la interacción de los sistemas extensionales de orientación

ONO a NO, y los distintos pulsos de deformación compresiva que afectaron a este sistema.

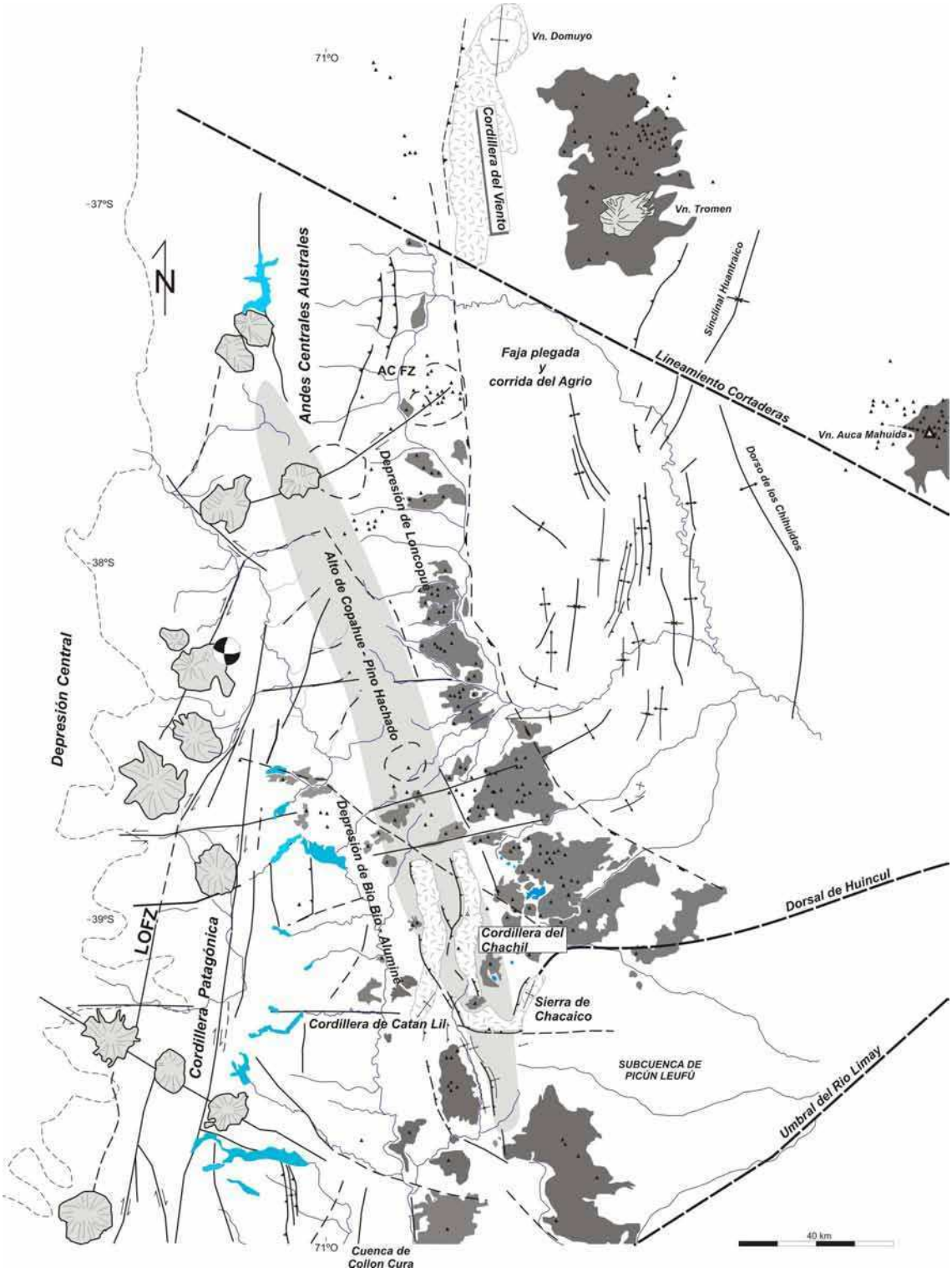


Fig. 2.3. Esquema morfoestructural del arco y retroarco andino entre los 37º y 40ºS. Nótese la extensión regional del Alto de Copahue – Pino Hachado y de su prolongación austral en las cordilleras de Catan Lil y del Chachil.

De acuerdo a las interpretaciones mas recientes, la deformación compresiva que se inició en el Pliensbachiano, habría invertido localmente las fallas normales del Triásico superior – Jurásico inferior en forma transpresiva, generando al mismo tiempo estructuras compresivas de orientación E-O a NE (Pángaro et al., 2006, 2008; Cristalini et al., 2007; Silvestro y Zubiri, 2008). Los siguientes pulsos de deformación que afectaron a este sistema en distintas proporciones corresponden al Cretácico inferior (Valanginiano - Cenomaniano), al Cretácico superior (Cenomaniano – Maastrichiano) y al Mioceno (Mosquera, 2008).

Dorso de los Chihuidos

Corresponde a un alto de basamento de extensión regional que se encuentra ampliamente cubierto por secuencias del Cretácico tardío, las cuales han sido interpretadas como secuencias sinorogénicas asociadas al desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio. La principal estructura corresponde a un anticlinal asimétrico de vergencia al oeste. La historia de deformación de este sistema se inicia durante el Jurásico – Cretácico temprano, cuando los hemigrábenes mesozoicos son invertidos transpresivamente a partir de desplazamientos levógiros a lo largo de las estructuras norte – sur (Mosquera y Ramos, 2006). Este sistema habría sido reactivado durante el Cretácico superior, aunque es principalmente resultado de la inversión de las fallas normales mesozoicas durante el Mioceno superior.

Hacia el este del dorso de los Chihuidos se reconocen a la antefosa de Añelo y al sistema de Entre Lomas como principales elementos morfoestructurales. La primera corresponde a un eje sinclinal de extensión regional de orientación NO-NNO. El sistema de Entre Lomas corresponde a una serie anticlinales simétricos de rumbo dominante NO.

Lineamiento del Río Limay

El lineamiento del Río Limay corresponde a una zona de debilidad que se extiende con rumbo NE por más de 200 Km desde el macizo de Sañico al sudoeste, hasta prácticamente la ciudad de Neuquén al noreste, constituyendo el límite sudoccidental de la subcuenca de Pincún Leufú. Este sector habría concentrado parte de la deformación cretácica y terciaria que afectó la región, la que a su vez causó la inversión de los hemigrábenes del Triásico superior – Jurásico inferior en el área, particularmente a lo largo del depocentro de la China Muerta dispuesto subparalelamente al lineamiento del Río Limay (Mosquera y Ramos, 2006). La región que se extiende hacia el sudeste esta caracterizada por secuencias mesozoicas y

terciarias subhorizontales que hacia el sur se disponen en relación de *onlap* sobre las rocas que conforman el macizo de Somuncura. No existen evidencias de deformación compresiva en este sector.

CAPÍTULO 3. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

En el segmento aquí estudiado afloran una amplia variedad de litologías, las cuales abarcan un amplísimo rango temporal que se extiende desde el Paleozoico hasta el Cenozoico. Dada la gran extensión areal de la zona de estudio y la gran variedad de litologías presentes, se han incluido a las distintas formaciones expuestas a lo largo de la región dentro de cuatro grandes grupos: 1) el basamento, 2) el ciclo sedimentario Jurásico – Cretácico, 3) las rocas ígneas del Cretácico superior – Paleógeno, y las secuencias volcanosedimentarias terciarias.

Los estudios estratigráficos en el área son numerosos, particularmente entre las secuencias sedimentarias correspondientes al ciclo Jurásico – Cretácico. Los distintos relevamientos regionales realizados por el Segemar desde el año 1956 (Lambert, 1956; Galli, 1969b; Turner, 1973; Turner, 1976; Leanza y Leanza, 1979; Leanza, 1985; Leanza y Hugo, 1997; Leanza *et al*., 2001, 2003; Cucchi *et al*., 2005) contribuyeron a enriquecer notablemente el conocimiento estratigráfico de la zona que se tenía a partir de los trabajos pioneros de Groeber (1929 y 1946) y Lambert (1946 y 1956). Existe asimismo una abundante bibliografía acerca de estudios sedimentológicos de detalle en distintas unidades expuestas en la zona (Capítulo 1).

El objetivo del presente trabajo no incluye el estudio estratigráfico-sedimentológico detallado de la zona, por lo que el presente capítulo representa mayormente una síntesis de la numerosa información disponible en la literatura a partir de algunos de los trabajos citados. Se ha profundizado sin embargo en el análisis de las distintas formaciones que presentan un interés especial por su importancia en la definición de los tiempos de deformación que afectaron a la región y de aquellas secuencias que constituyen el relleno inicial de los sistemas extensionales del Triásico superior – Jurásico inferior. En algunas de estas formaciones se han realizado perfiles sedimentarios de detalle y recogido muestras para su análisis y datación.

3.1 El basamento

Existen en el área de estudio numerosas exposiciones de rocas de basamento. Estas afloran de manera discontinua principalmente al sur de los 39ºS, en donde se presentan como afloramientos dispersos a lo largo de la Cordillera Principal y afloramientos de mayor continuidad a lo largo del retroarco entre los 39º y los 42ºS (Fig.3.1).

3.1.1 Complejo Colohuincul (Paleozoico tardío)

Los afloramientos de metamorfitas en el ámbito de los Andes Nordpatagónicos son conocidos desde los trabajos de Groeber (1929, 1946), Feruglio (1941) y González Bonorino (1944). Es sin embargo en trabajos regionales entre Aluminé y Junín de los Andes, donde Turner (1965b, 1973) describe y agrupa a estas metamorfitas de bajo grado en la Formación Colohuincul, distinguiéndolas de los granitos, tonalitas y migmatitas de la Formación Huechulaufquen. Dalla Salda *et al*. (1991), agrupa finalmente bajo el término Complejo Colohuincul a una asociación de metamorfitas y migmatitas en base a observaciones de campo en la zona de San Martín de los Andes.

Remanentes de este basamento cristalino afloran de manera discontinua a lo largo de la Cordillera Principal entre los 39° y los 42°S, principalmente como colgajos en el Batolito Patagónico. Algunos de los afloramientos más importantes se encuentran inmediatamente al oeste de Aluminé, en la márgenes de los lagos Ñorquinco, Quillén y Curruhue, en la zona de la bajada de Rahue, y al oeste de Junín de los Andes en los faldeos del cerro Colohuincul. Al sur del área de estudio, extensos afloramientos han sido descriptos en las inmediaciones de San Martín de los Andes, al sur y sudoeste de Bariloche, y al norte de El Maitén a lo largo del Cordón del Serrucho.

Las rocas agrupadas dentro de este complejo corresponden principalmente a metamorfitas de grado medio tales como esquistos, filitas y cuarcitas de colores grises oscuros a verdosos. Estas metamorfitas han sido estudiadas en detalle por Vattuone (1988, 1990) al oeste del río Aluminé, quienes determinan diferentes zonas asociadas a un metamorfismo regional.

Basándose en estudios previos, Ramos (2008) definió dos cinturones metamórficos y magmáticos, uno norte preservado de manera paralela al limite sur de la cuenca neuquina que se extiende hasta el sector austral de la cuenca del Colorado, y otro oeste preservado a lo largo del sector central de Patagonia, cuyas exposiciones septentrionales se dan entre San Martín de los Andes y Bariloche.

Las rocas metamórficas asignadas al cinturón norte eran asignadas tradicionalmente al Precámbrico a lo largo del río Limay y en la zona de Bariloche. Edades U-Pb para anfibolitas expuestas al sur de Bariloche de 345 ± 4,3 Ma (Basei *et al*., 1999), y de 292 ± 9 Ma para gneises tonalíticos de la zona de Paso Flores (Varela *et al*., 1999), han sido interpretadas como edades de cristalización del protolito por estos autores, contradiciendo la propuesta tradicional. La edad de las rocas metamórficas del cinturón oeste expuestas a lo largo de los faldeos orientales de la cordillera entre San Martín de los Andes y Bariloche hasta las inmediaciones de Paso de Indios en la provincia de Chubut, eran asimismo asignadas al

Precámbrico – Paleozoico inferior, hasta los estudios de Basei *et al*. (1999), quienes determinaron una edad de metamorfismo paleozoica tardía. Lucassen *et al*. (2004) obtuvieron por su parte edades Rb-Sr de 368 ± 9 Ma en migmatitas cerca de San Martín de los Andes, y una edad U-Pb de 380 ± 4Ma en la zona de Piedra del Águila.

3.1.2 Formación Piedra Santa (Devónico)

Las primeras menciones a estas metamorfitas corresponden a Groeber (1918), quien las describe "como micaesquistos con pegmatitas" en el curso medio del río Catan Lil, y como zocalo antiguo más tarde (Groeber, 1929). Trabajos posteriores en la sierra de Chacaico y cerro Chachil agrupan a estas metamorfitas de bajo grado bajo el termino "basamento cristalino" (García Vizcarra, 1943; Lambert, 1946 y 1956). Posteriormente Digregorio y Uliana (1980) denominaron estas metamorfitas de bajo grado como Ecnictitas de la Piedra Santa, y Leanza (1985) las agrupó bajo la Formación Piedra Santa. Los primeros estudios de detalle acerca de estas metamorfitas corresponden a Franzese (1995), quien las describe como una sucesión de filitas y esquistos pelíticos.

Los afloramientos más importantes de esta unidad corresponden al cordón de la Piedra Santa, y al cerro Trapial Mahuida en el ámbito de la sierra de Chacaico, ubicado inmediatamente al noreste del accidente geográfico que le da nombre a esta formación. Afloramientos menores se reconocen asimismo en el portezuelo del Ñireco y en la quebrada del Cajón Negro inmediatamente al oeste del curso superior del río Catan Lil.

La Formación Piedra Santa incluye de esta manera una serie de metamorfitas de bajo grado correspondientes a la facies esquistos verdes. Predominan filitas, esquistos y gneises derivados de un metamorfismo regional sobre una secuencia turbidítica dominada por la alternancia de pelitas y grauvacas, habiéndose reconocido localmente *hornfels* de grano fino a mediano producto de un metamorfismo de contacto asociado a la intrusión de cuerpos graníticos carbonífero-pérmicos (Franzese, 1995).

Dataciones K-Ar en esquistos del Cordón de la Piedra Santa arrojaron edades que van de los 372 ± 18 Ma a los 311 ± 16 Ma (Franzese, 1995), las cuales corresponderían a la edad del metamorfismo. Este estaría relacionado a las intrusiones carbonífero-pérmicas (Leanza *et al*., 2005). Digregorio y Uliana (1980), interpretan a estas secuencias como un episodio posterior de acumulación respecto de la Formación Colohuincul sobre la base de un grado de metamorfismo menor, y postulan una edad devónica para la misma. Dataciones en gneises correspondientes al macizo de Sañico ubicado hacia el sur arrojaron por otra parte una edades de 410 ± 60 Ma (Stipanicic y Linares, 1975) y de 425 ± 28 Ma (Varela *et al*., 2005).

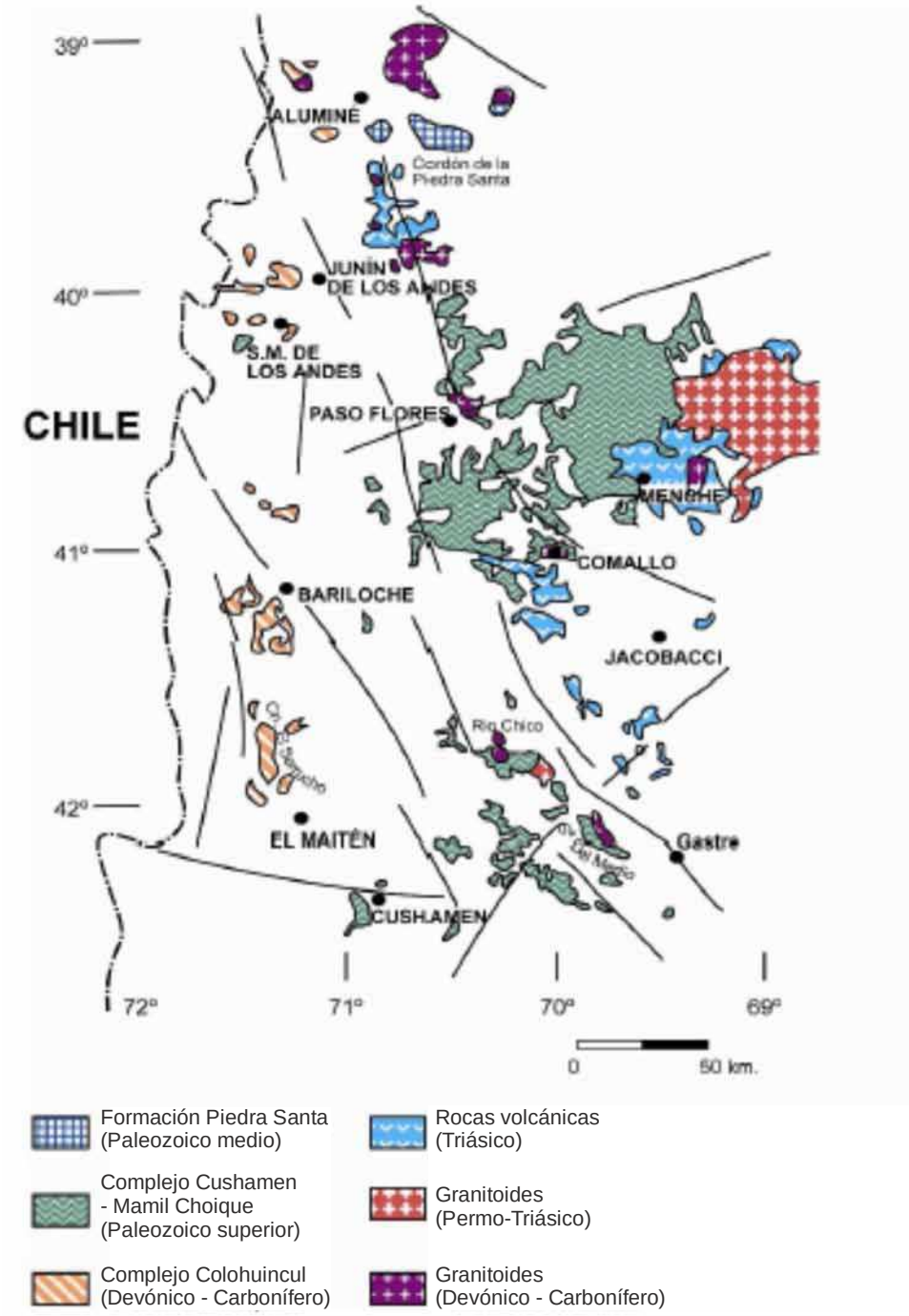


Fig. 3.1. Mapa esquemático de los afloramientos de rocas de basamento en los sectores andinos y extraandinos de las provincias de Neuquén y Río Negro (modificado de Dalla Salda *et al*., 1999).

Algunos autores han correlacionado a la Formación Piedra Santa al Complejo Colohuincul (Turner, 1965; 1973; 1976), a las metamorfitas del sudeste de Neuquén y noroeste de Río

Negro correspondientes al Complejo Cushamen (Leanza *et al*., 2005), y a la Formación La Horqueta de la Provincia de Mendoza (Dessanti, 1956; Leanza *et al*., 2005).

3.1.3 Complejo plutónico Huechulaufquen (Carbonífero – Pérmico)

Parte del basamento premesozoico de esta región cordillerena esta representado por granitoides neopaleozoicos a los que oportunamente Turner (1965) agrupo en la Formación Huechulaufquen. La importancia de estas rocas plutónicas en este segmento de los Andes es conocida desde los estudios de Buckhardt (1900), Groeber (1919, 1929), Feruglio (1927, 1949), Galli (1954, 1969) y González Bonorino (1944, 1974) entre otros. Ljunger (1930-1931) y Groeber (1942) habían relacionado ya a las rocas plutónicas de la Cordillera Nordpatagónica a mas de un ciclo magmático. Es sin embargo a partir de los estudios regionales de Turner (1965, 1973, 1976) y González Díaz (1982) que comienza a profundizarse en la naturaleza de esta faja plutónica. Estudios posteriores, entre los que se destacan el de Pankhurst et al. (2006), permitieron determinar con precisión la edad del emplazamiento ígneo paleozoico.

La extensa vegetación que cubre la mayor parte de los sectores cordilleranos a estas latitudes ha dificultado la individualización de los diferentes pulsos magmáticos que están representados a lo largo de la faja plutónica que se extiende al sur de los 38°S. A grandes rasgos se pueden diferenciar sin embargo los granitoides neopaleozoicos del complejo plutónico Huechulaufquén de los granitoides mesocenozoicos que forman parte del batolito patagónico cordillerano.

Estos granitoides son abundantes en la región fronteriza con Chile entre los 38º y los 39ºS donde forman las costas de muchos de los grandes lagos del sector (Lagos Curruhue, Quillen, Huechulaufquen, Aluminé, Moquehue, Lacar entre otros), como en asomos más discretos a lo largo del valle del los ríos Aluminé y Quillén. Son también importantes en los sectores preandinos, donde conforman el núcleo de las cordilleras de Catan Lil, Chachil y de la sierra de Chacaico, como también en sectores en la zona de Piedra del Águila más al sur.

Las rocas de mayor desarrollo corresponden a granodioritas de grano medio a grueso y coloraciones claras, siendo las tonalitas y los granitos de menor importancia relativa respecto de estas. Incluyen además una gran variedad litológica de rocas hipabisales, entre las que se destacan los pórfidos de composición dacítica y andesítica. Algunos autores incluyen diversos asomos de migmatitas dentro del complejo plutónico Huechulaufquen (Turner, 1965; González Díaz y Nullo, 1980; Leanza *et al*., 2005), probablemente como consecuencia de las dificultades de mapeos de detalle en los sectores al oeste del río Aluminé que permitan su correcta individualización. Vattuone y Latorre (1998) han diferenciado dos grupos de características litológicas y edades distintas para un segmento cordillerano comprendido entre

los 39° y los 39°30'S, aunque sin aportar edades absolutas que permitan una mejor distinción entre pulsos magmáticos.

Estas plutonitas intruyen mayormente a las metamorfitas del Complejo Colohuincul, relaciones que se pueden observar con mayor claridad a lo largo del sector precordillerano.

Teniendo en cuenta características litológicas similares y un rango de edades compatible, es posible incluir dentro de este complejo plutónico a los granitoides precordilleranos que Leanza (1985, 1992) agrupara bajo el término Complejo Plutónico del Chachil.

Gran parte de los primeros estudios asignaban a estos granitoides al Precámbrico – Paleozoico inferior (Groeber, 1929; Feruglio, 1949; Galli, 1954 y Turner, 1965, 1973, 1976). Trabajos posteriores aportaron sin embargo edades que han permitido ajustar la edad de este complejo. Entre estos se destacan el trabajo de González Díaz (1982), quien realizó dataciones K-Ar y Rb-Sr en numerosos asomos al sur de los 39°S, las cuales arrojaron valores de 350 ± 10 Ma, 340 ± 10 Ma y 257 ± 13 Ma que representan edades de enfriamiento en las inmediaciones del Lago Lacar, y de 270 ± 10 Ma en la margen sur del lago Lolog.

Entre las localidades de Aluminé y Junín de los Andes, Varela et al. (1994) obtuvo una isocrona Rb-Sr de 285 ± 5 Ma en muestras atribuidas a este complejo plutónico. Lucassen *et al.* (2004) obtuvo edades Rb-Sr de 300 ± 3 y 299 ± 6 Ma similares en un complejo intrusivo al sur de Aluminé. Una datación K-Ar sobre biotita en el sector precordillerano arrojo asimismo una edad de 281 ± 4 Ma (Sillitoe, 1977). Las edades de los granitoides Paleozoicos en el ámbito del Macizo Nordpatagónico varían asimismo entre los 394±4 Ma y los 272 ± 2 Ma (Varela *et al*., 2005; Pankhurst *et al*., 2006). Edades U/Pb en circones para muestras de subsuelo de la zona de la dorsal de Huincul han arrojado recientemente valores de 286.5 ± 2.3 Ma y 284.0 ± 1.3 Ma (Schiuma y Llambías, 2008). Munizaga et al. (1988) destacan la presencia de plutonitas y metamorfitas de edad carbonífera en la Región de los Lagos en territorio chileno.

Los granitoides correspondientes a este complejo plutónico han sido interpretados recientemente por Ramos (2008), como parte de una arco magmático activo durante el Paleozoico tardío, con edades U-Pb de entre 420 y 380 Ma (Basei et al., 2005).

Batolito Patagónico Cordillerano

Los granitoides mesocenozoicos que aparecen expuestos al sur de los 38ºS a lo largo del eje de la Cordillera Principal constituyen las exposiciones septentrionales del Batolito Patagónico Cordillerano, el cual representa uno de los principales pulsos de plutonismo andino entre los 39º y 42ºS. Por sus similitudes litológicas respecto de las plutonitas paleozoicas y la gran cobertura vegetal que presentan los sectores de la cordillera a estas latitudes, resulta dificultosa la individualización de los distintos eventos magmáticos representados por estos

granitoides. Dataciones recientes han facilitado una mejor diferenciación de los distintos cuerpos graníticos que se superponen a lo largo de esta faja plutónica. A pesar de ello sigue faltando un relevamiento de detalle que incluya un plan de dataciones para resolver la cronología de los distintos cuerpos intrusivos que conforman este complejo plutónico. A grandes rasgos se pueden diferenciar los granitoides neopaleozoicos de los granitoides mesocenozoicos.

Los granitoides del Cretácico han sido agrupados por Cucchi *et al*. (2005) bajo la denominación Granodiorita Paso de Icalma, siguiendo el criterio adoptado por Vattuone *et al*. (1996), quien designó como Formación Icalma a los granitos cretácicos que afloran entre los lagos Moquehue y Aluminé. Al sur de los 40ºS, los granitoides cretácicos conforman una faja continua que engloba núcleos graníticos de edad terciaria (González Díaz, 1982). Al norte de esta latitud afloran de manera relativamente continua al este del río Aluminé entre el río Quillén y los lagos Moquehue y Aluminé al norte. Litológicamente predominan las granodioritas grises de grano mediano a fino con asomos subordinados de gabros.

Latorre *et al*. (2001) presentaron una serie de dataciones en muestras correspondientes a exposiciones ubicadas en las inmediaciones de los lagos Aluminé y Ñorquinco, las cuales arrojaron edades de entre 111 y 100 Ma. Una datación en afloramientos ubicados sobre la margen del lago Huechulaufquén arrojó una edad de 116 ± 16 Ma (Parica, 1986). Un tanto más hacia el sur, Crosta *et al*. (2008) obtuvieron una edad K-Ar de 125 ± 20 Ma en los faldeos del cerro Falkner. Sobre las márgenes del río Pulmari, Cucci et al. (2005) obtuvieron una edad de 70 ± 10 Ma en un cuerpo gábrico que intruye a los granitos cretácicos. A orillas del lago Aluminé se han reportado asimismo granitoides que han dado una edad del Cretácico Superior – Paloceno (Suárez y de la Cruz (información inédita), en Suárez y Emparán, 1997).

Hacia el sur del área de estudio, a la latitud de Bariloche, el Batolito Patagónico presenta dos pulsos, uno cretácico de mayor extensión y otro de edad miocena de menor importancia relativa (González Díaz, 1982), con edades de entre 131 y 71 Ma y 16 y 7 Ma respectivamente (González Díaz, 1982).

Las rocas intrusivas ubicadas a lo largo de la vertiente occidental de la cordillera en territorio chileno, han arrojado por otra parte edades que abarcan un amplio rango temporal comprendido entre el Jurásico superior y Mioceno superior (Suárez y Emparán, 1997; Munizaga *et al*., 1988; Lara y Moreno, 2000), estando las plutonitas miocenas muy bien desarrolladas en la región de los lagos (Munizaga et al., 1988).

3.2 El ciclo Jurásico – Cretácico

La depositación de este ciclo sedimentario se enmarca en el desarrollo y evolución de la cuenca Neuquina, la cual se inició como una cuenca de trasarco en el Triásico superior, período a partir del cual se depositaron mas de 7.000 metros de secuencias sedimentarias caracterizadas por la alternancia de series marinas y continentales que reflejan una combinación de variaciones del nivel del mar y eventos tectónicos pasados (Vergani *et al*., 1995; Legarreta y Gulisano, 1989 y Howell *et al*., 2005), evolucionando de una cuenca de trasarco a un sistema de antepaís clásico hacia principios del Cretácico superior (Vergani *et al*., 1995).

En los sectores centrales de la cuenca, el registro sedimentario es completo y comprende un amplio espectro temporal comprendido entre el Triásico superior y el Paleoceno. Las secuencias expuestas a lo largo del segmento aquí estudiado se depositaron mayormente en el borde occidental de la subcuenca de Picún Leufú, ubicada al sur de la dorsal de Huincul, por lo que el registro sedimentario difiere tanto en los espesores involucrados y los lapsos de tiempo representados, como en los arreglos de facies de las distintas unidades respecto de las secuencias expuestas al norte principalmente a lo largo de la faja del Agrio.

Estas secuencias están representadas esencialmente en los sectores externos del área de estudio ubicados al este del río Aluminé, mas específicamente alrededor de los principales elementos topográficos del sector (cordilleras de Catan Lil y Chachil, sierra de Chacaico, sierra de la Vaca Muerta, cordón de la Piedra Santa) y al sur de Fortín 1º de Mayo y este del curso del río Catan Lil donde aparecen expuesto los registros mas completos de este segmento (Fig. 3.2).

3.1.1 Grupo pre-Cuyo

Se reúne bajo esta denominación informal a una serie de sucesiones que se acumularon durante el desarrollo inicial de la cuenca neuquina, caracterizado por el desarrollo de profundos depocentros aislados limitados por fallas normales, los cuales concentraron espesores variables de secuencias volcano-sedimentarias (Vergani *et al*., 1995; Franzese y Spalletti, 2001). Así, la apertura de la cuenca quedo registrada en depósitos clásticos de *synrift* continentales, volcánicos y piroclásticos agrupados dentro del ciclo precuyano o pre-Cuyo por Gulisano (1981), Gulisano *et al*. (1984) y Legarreta y Gulisano (1989), quienes propusieron estos términos para referirse a una secuencia de rocas volcánicas y volcaniclásticas ubicadas estratigráficamente entre el basamento y las sedimentitas marinas del Grupo Cuyo (Gulisano *et al*., 1984).

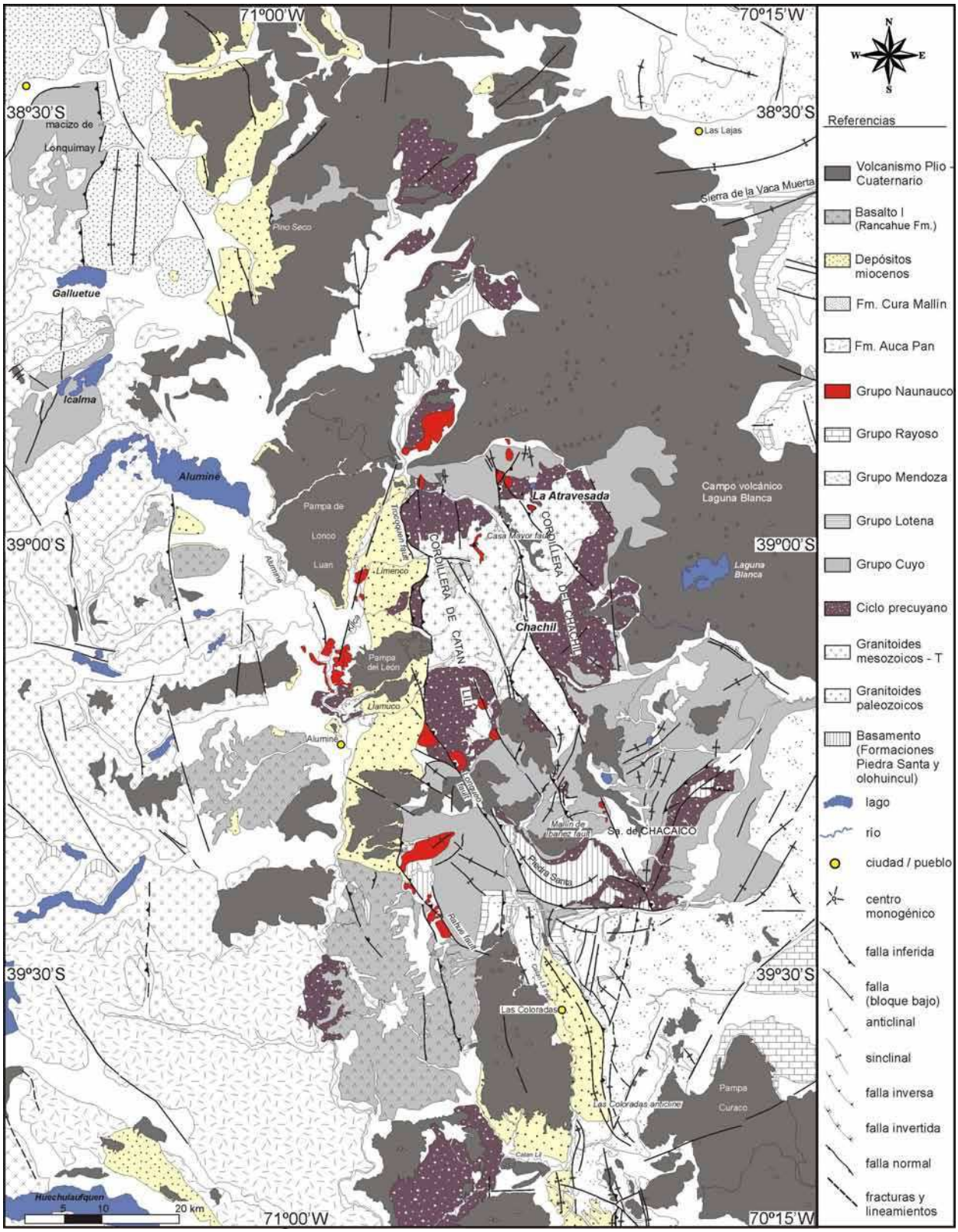


Fig. 3.2. Mapa geológico del retroarco andino entre los 38º30' y los 40º00'S simplificado. Modificado de Leanza y Leanza, 1979; Leanza et al., 2003 y Cucchi et al., 2005.

Este término incluyó históricamente una serie de formaciones expresadas localmente entre los ~ 32º y los 41ºS (Formaciones Remoredo, Planicie Morada, Puesto Kaufmann, Milla Michicó, Lapa, Sañico, Paso Flores, Piedra del Águila, etc.). En el ámbito del área de estudio el pre-Cuyo esta representado por la Formación Lapa (Groeber, 1958), la cual había sido ya descripta por Lambert (1946) como una asociación sedimentario-volcánica a la que este autor agrupo dentro del Rético.

Fig. 3.3. Exposiciones de los miembros inferior y superior del pre-Cuyo a lo largo de la zona de estudio. **A.** Miembro inferior en los faldeos occidentales del cerro Chachil (depocentro del Chachil). **B.** Riolitas y tobas del miembro superior en los faldeos orientales del cerro Chachil (depocentro del Chachil). **C.** Miembros inferior y superior del pre-Cuyo separados por discordancia en el depocentro La Atravesada. **D.** Exposiciones del pre-Cuyo a lo largo del curso del río Aluminé (edad de Rapela et al., 1983). **E.** Conglomerados de grano grueso correspondientes al miembro superior del pre-Cuyo en el Cerro Mallín de Ibáñez. **F.** Brechas rioliticas correspondientes al miembro inferior en la Cordillera de Catan Lil.

Dada la gran variedad de nombres propuestos para las secuencias de *synrift*, como también el amplio rango de edades que estas abarcan, se mantendrá en el presente trabajo el criterio informal de “Grupo” pre-Cuyo para denominar a la totalidad de las secuencias de *synrift* representadas en el área de estudio. Este término incluirá a las secuencias volcánicas y volcániclásticas agrupadas en trabajos previos dentro del Grupo Choiyoi (Leanza, 1990, Gulisano y Gutierrez Pleiming, 1995 y Leanza *et al*., 2003) siguiendo la propuesta de Leanza *et al*. (2005) y Franzese *et al*. (2006).

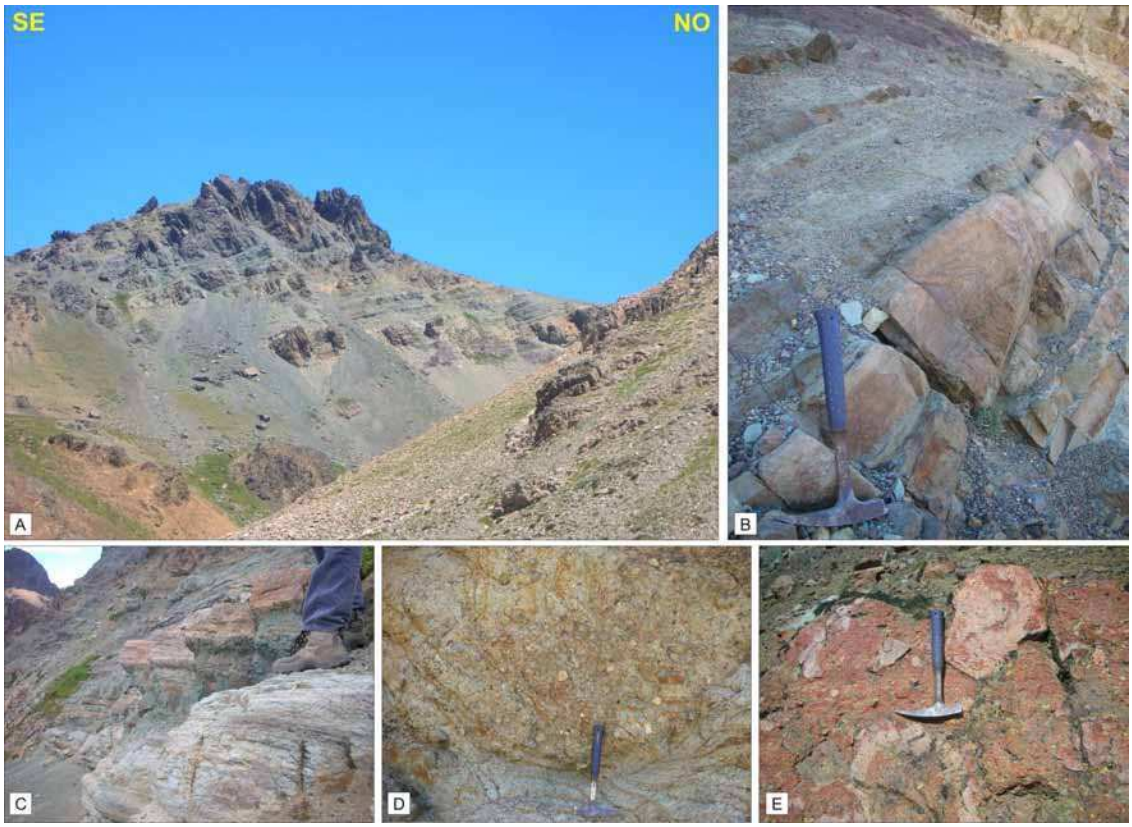


Fig. 3.4. Pre-Cuyo en la Cordillera de Catan Lil (Miembro inferior). **A.** Exposiciones de las secuencias epiclásticas del miembro inferior del pre-Cuyo en las márgenes de las Lagunas Las Mellizas. **B y C.** Intercalación de conglomerados, areniscas tobaceas con estratificación horizontal y pelitas. **D.** Conglomerado polimíctico. Banco lenticular de base erosiva. **E.** Brecha volcánica matriz sostén. Clastos y bloques de composición granítica y riolítica de hasta 80 cm de diámetro.

Los afloramientos mas importantes del pre-Cuyo aparecen expuestos principalmente en la vertiente oriental de los cerros Chachil y La Atravesada, como también en porción austral y septentrional de la Cordillera de Catan Lil (Fig. 3.2). Las mejores exposiciones a lo largo de los faldeos orientales de la Cordillera del Chachil se encuentran en los cursos de los arroyos Ñireco, Piletas y nacientes del Picún Leufú, como también en las inmediaciones de la laguna la Atravesada. Los extremos septentrionales y australes de la Cordillera de Catan Lil presentan a su vez muy buenas exposiciones, particularmente en las inmediaciones del cerro Lonqueo, en la zona de las lagunas Las Mellizas y en los faldeos septentrionales del cerro Chachil chico. Las nacientes del Catan Lil, las inmediaciones del cerro Mesa, el cordón de la Piedra Santa y los faldeos noroccidentales del cerro Mallín de Ibáñez presentan asimismo sitios en los que afloran estas secuencias.

Las exposiciones más orientales del pre-Cuyo corresponden a aquellas bien desarrolladas a lo

largo de la sierra de Chacaico, particularmente en los faldeos de los cerros Trapial Mahuida y Keli Mahuida. Hacia el sur se destacan los asomos en las inmediaciones de la laguna el Salitral.

Se incluye en este trabajo dentro del pre-Cuyo a los afloramientos previamente asignados al Grupo Choiyoi a lo largo del curso inferior del río Aluminé en las inmediaciones de la desembocadura del arroyo Rancahue, como también aquellas exposiciones asignadas a la Formación Aluminé en las cercanías de la localidad de Rahue. En el extremo norte del área de estudio, los afloramientos de los faldeos del cerro Pino Solo, pueden considerarse asimismo como parte de esta secuencia de *synrift*.

En la zona de estudio el pre-Cuyo incluye potentes secuencias de andesitas, riolitas y rocas volcaniclásticas, las cuales en determinadas localidades superan los 1.000 metros de espesor. Estas pueden dividirse en dos miembros. El miembro inferior puede considerarse equivalente a lo que Leanza *et al*. (2005) denominaron Formación Ñireco, y está compuesto esencialmente por rocas volcánicas mesosiliceas, brechas y una proporción menor de rocas epiclásticas que suelen ser frecuentes en la base de la secuencia (Fig. 3.4). El miembro superior es equivalente a la Formación Lapa y está conformado por secuencias sedimentarias, tobas, ignimbritas y basaltos (Fig. 3.3). Las secuencias del miembro superior son dominantes en los faldeos orientales de las cordilleras de Catan Lil y del Chachil, estando las rocas correspondientes al miembro inferior mejor representadas en los sectores más occidentales de ambos cordones. Ambos miembros se encuentran separados por una discordancia angular descripta por Leanza *et al*. (2005) en la sierra de Chacaico y que puede observarse en distintas localidades a lo largo de la zona de estudio (Fig. 3.3c). Estas pueden ser interpretadas como asociadas a la rotación de los bancos durante la apertura de los sistemas de rift en el área. El pre-Cuyo se encuentra a su vez limitado en su base y en su techo por discordancias, las cuales han sido correlacionadas a las discordancias intratriásica e Intraliásica respectivamente (Leanza *et al*., 2005).

De acuerdo con Stipanicic y Rodrigo (1970) y Leanza (1992), la base de esta secuencia puede establecerse aproximadamente en 215 Ma. Dataciones en volcanitas previamente asignadas al Grupo Choiyoi (Cucchi *et al*., 2005) ubicadas en la desembocadura del arroyo Rancahue en el Aluminé, arrojaron una edad de 201 ± 10 Ma (Rapela *et al*., 1983). Por otra parte existen edades U/Pb recientes en circones de muestras de coronas de pozos exploratorios ubicados hacia el este en la zona de la dorsal de Huincul, las cuales arrojaron edades 199,0 ± 1,5 Ma y 203,75 ± 0,26 Ma (Schiuma y Llambías, 2008). Ignimbritas de la Formación Lapa fueron asimismo datadas en áreas vecinas en 219 Ma y 182 Ma (Pángaro et al., 2002 en Franzese *et al*., 2006). El miembro superior de esta secuencia ha sido asignado por Spalletti *et al*. (1993) al Triásico superior alto – Jurásico inferior sobre la base de restos florísticos equiparables a la

Flora de *Dicroidium* hallados en la localidad tipo de la Formación Lapa en las inmediaciones de la sierra de Chacaico. De acuerdo con las edades expuestas, el pre-Cuyo se extiende desde el Triásico Medio – Superior al Jurásico Inferior.

3.1.2 Grupo Cuyo

El término Cuyano fue propuesto inicialmente por Groeber (1946) como denominación a la sección inferior del Jurásico andino de origen marino comprendida entre el Hettangiano y el Bajociano. A partir de una serie de trabajos posteriores (Groeber *et al*., 1953; Digregorio y Uliana, 1975; Dellapé *et al*., 1978) se lo comenzó a utilizar para referirse al primero de una serie de ciclos depositacionales marinos característicos de la cuenca y limitado en su base y en su techo por discordancias que reflejan eventos tectónicos como también cambios en la dinámica de la cuenca.

Los depósitos atribuidos a este ciclo se encuentran ampliamente distribuidos a lo largo del área de estudio, disponiéndose mayormente alrededor de los principales elementos positivos del sector externo (Cordillera de Catan Lil y del Chachil, cordón de La Piedra Santa, sierra de Chacaico, etc.), en donde han sido estudiados en detalle por Gulisano *et al*. (1984), Leanza (1992), Gulisano y Gutierrez Pleimling (1994), Mutti *et al*. (1994) y Paim *et al*. (2008). Están particularmente bien expuestos al este del río Aluminé, en las inmediaciones de Fortín 1° de Mayo entre la Cordillera de Catan Lil y el cordón de la Piedra Santa, a lo largo de las nacientes del río Catan Lil, en los faldeos norte de los cerros Chachil Chico y La Atravesada y en la sierra de Chacaico. En estos sectores se encuentran algunas de las secciones clásicas para el estudio de las sedimentitas marinas del Jurásico inferior y medio (Secciones del arroyo Lapa, del río Catan Lil, del arroyo La Jardinera, etc.). Los sondeos NLC.1, NLC.2, N.LC.x-3, N.LC.x-4, N.CM.x-1 y SJ.Nq C Ca, han llegado a perforar mas de 600 metros de pelitas negras al sur entre la localidad de Las Coloradas y Catan Lil sin alcanzar la base de la secuencia.

La base del Grupo Cuyo muestra cambios abruptos de espesores en cortas distancias, lo que sugiere que el fallamiento extensional que controló la depositación de las secuencias del pre-Cuyo, continuó ejerciendo un control activo sobre las acumulaciones marinas de la base del Grupo Cuyo al menos durante una parte del Jurásico inferior. El Grupo Cuyo incluye las siguientes formaciones:

Formaciones Chachil y Sierra de Chacaico *(Leanza, 1990)*

La Formacion Chachil esta integrada por una alternancia regularmente estratificada de calizas, tobas y areniscas fuertemente silicificadas, y puede ser correlacionada litológica y temporalmente a la Formación Sierra de Chacaico, representando una ingresión marina ampliamente extendida a lo largo de la cuenca. Esta última corresponde a una sucesión de

sedimentitas marinas integrada por areniscas y limolitas con intercalaciones de piroclastitas y calizas. Ambas unidades presentan un conglomerado basal y cubren mediante una discordancia a las secuencias volcánicas y volcaniclásticas del pre-Cuyo, estando cubiertas a su vez concordantemente por la Formación Los Molles. El contenido fosilífero de ambas formaciones, caracterizado por invertebrados marinos, ha permitido asignarlas a un laspo comprendido entre el Pliensbaquiano temprano y tardío (Volkheimer, 1973; Leanza, 1990).

Formación Los Molles *(Weaver, 1931)*

Corresponde a sedimentitas marinas de interior de cuenca y de costa afuera depositadas entre el Toarciano y el Bajociano medio (Cucchi *et al*., 2005). Esta formación esta representada por espesas secuencias de lutitas negras y grises con proporciones subordinadas de limolitas, y numerosos niveles de areniscas intercaladas que se hacen más frecuentes en su tramo medio y superior (Fig. 3.5). Las secuencias de la Formación Los Molles han sido interpretadas como depositadas en un ambiente marino de baja energía, con intervalos extendidos representando el desarrollo de sistemas turbidíticos en un ambiente de prodelta (Rosenfeld y Volkheimer, 1980 y Gulisano et al., 1984 a y b).

En algunos sectores estas secuencias superan los 1.000 metros de espesor. La base de esta unidad muestra cambios abruptos de espesores en cortas distancias, lo que hace suponer que la parte inferior de la secuencia estuvo controlada por un fallamiento normal activo durante su depositación.

La Formación Los Molles se conoce como Tres Esquinas y Puesto Araya en el sur de Mendoza, y como Nacientes del Bio Bio en territorio chileno, donde presenta buenas exposiciones a lo largo del macizo de Lonquimay (Fig. 3.2). En la zona de la Cordillera de Catan Lil y áreas aledañas ha sido referida en trabajos regionales previos como “Liásico” (Lambert, 1956), “Cuyano” (Galli, 1969b) y Formación la Jardinera (Turner, 1976).

La gran cantidad de ammonites que se encuentran dentro de esta secuencia ha permitido acotar la edad de la misma entre el Toarciano y el Bajociano medio (Cucchi *et al*., 2005).

Formación Las Lajas *(Weaver, 1931)*

Corresponde a secuencias marino marginales y deltaicas, representadas por una sucesión mayormente arenosa con intercalación de lutitas, limolitas, areniscas conglomerádicas y conglomerados. Hacia el techo de la secuencia se hacen frecuentes las tufitas (Cucchi *et al*., 2005). Esta formación representa un proceso de gradual retracción del nivel del mar en donde las secuencias correspondientes a un ambiente marino marginal comienzan a ser reemplazadas gradualmente por secuencias grano y estrato crecientes que son interpretadas como el resultado de la progradación de un sistema deltaico (Gulisano, 1981). En la zona de

Fortín 1º de Mayo, sobre ambas márgenes del Río Catan Lil, donde esta unidad aparece bien expuesta, los espesores superan los 500 metros y el contacto basal con la Formación Los Molles está dado por una discordancia erosiva (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994) (Fig. 3.5a). La edad de esta formación ha sido inferida sobre la base de niveles amonitíferos en otros sectores de la cuenca como correspondiente a un lapso depositacional comprendido entre el Bajociano superior y el Caloviano inferior.

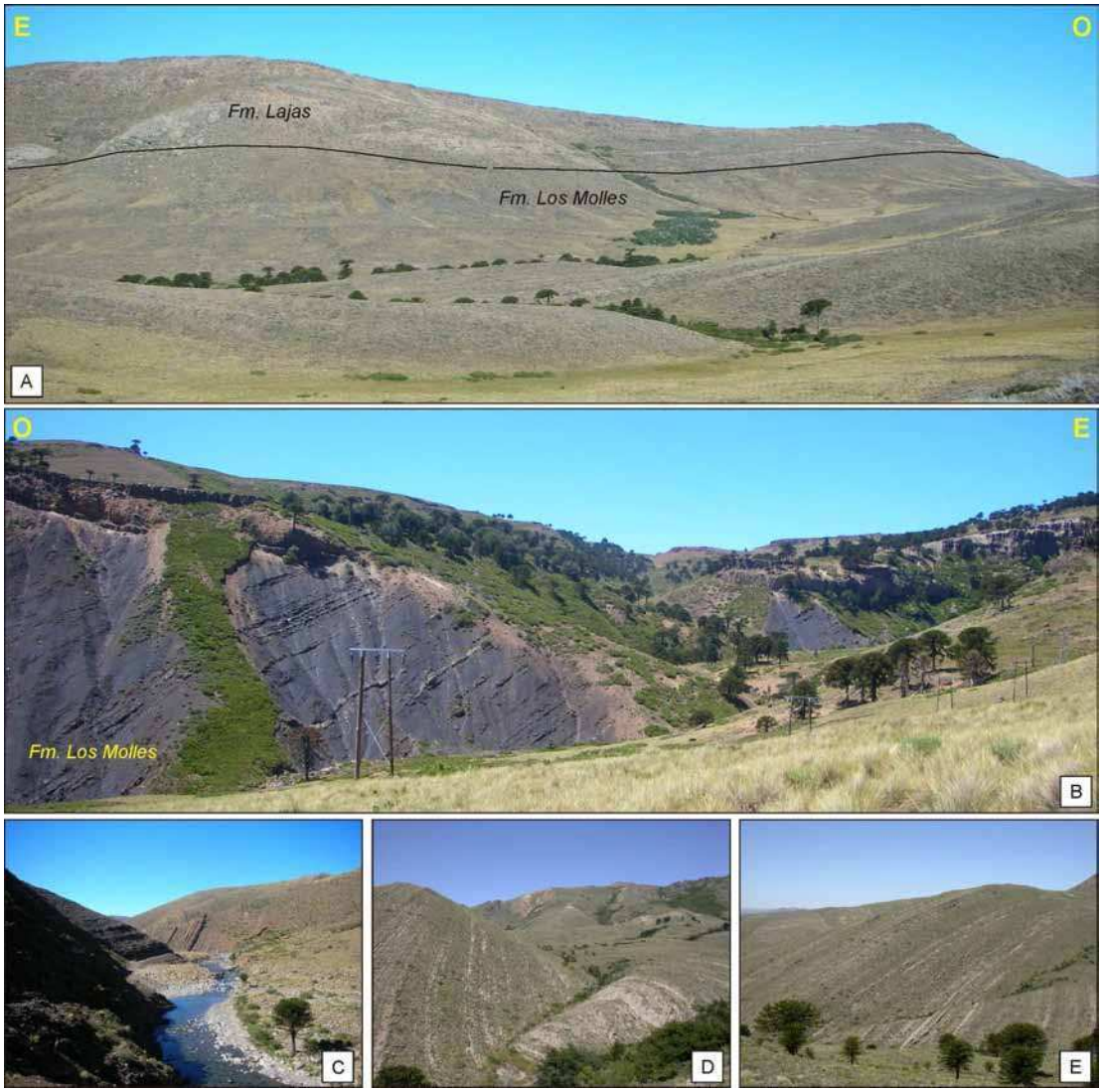


Fig. 3.5. Grupo Cuyo. A. Contacto entre la Formación Los Molles y Lajas en las cabeceras del arroyo Fortín 1º de Mayo. **B.** Sección inferior de la Formación Los Molles (facies marino profundas) compuesta por una sucesión de pelitas al norte del cerro Trocoquén. **C.** Facies turbidíticas de la Formación Los Molles en las nacientes del río Catan Lil. **D y E.** Intercalación de areniscas y conglomerados a lo largo del arroyo de la Mina.

Formación Challaco *(de Ferrariís, 1947)*

Esta unidad representa la parte cuspidal del Grupo Cuyo y corresponde litologicamente a estratos de conglomerados y areniscas de colores castaños interestratificados con niveles de capas rojas de fangolitas depositadas en un ambiente continental fluvial. Se encuentra desarrollada en el sur y el este de Neuquén, y representa la culminación del proceso de retracción de nivel del mar y continentalización iniciado durante la depositación de la Formación Las Lajas. Esta unidad alcanza los 100 m de espesor al sur del cordón de la Piedra Santa, sucede en forma gradual a partir de la primera aparición de pelitas rojas a la Formación Lajas y es cubierta en discordancia por la Formación Lotena. Se la asigna al Calloviano inferior tardío (Leanza *et al*., 2003) y puede considerársela como un equivalente lateral de la Formación Tábanos.

3.1.3 Grupo Lotena

El Grupo Lotena conforma un ciclo sedimentario limitado en su base y en su techo por discordancias de primer orden que lo separan del Grupo Cuyo (discordancia intracaloviana, 154 Ma) y del Grupo Mendoza (discordancia intermálmica, 144 Ma) (Gulisano, 1981), cuya depositación se inicia con el reestablecimiento de una conexión marina en el Caloviano (Legarreta y Gulisano, 1989). Fue definido originalmente por Groeber (1946) como Loteniano-Chayacano, y redefinido como Grupo Lotena por Leanza (1992) y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995), quienes siguiendo la línea de Dellapé *et al*. (1978 y 1979) y Gulisano *et al*. (1984a) incluyeron a las Formaciones Lotena y Fortín 1º de Mayo dentro del mismo. Este ciclo se extiende por 9 Ma, durante los cuales se depositan secuencias continentales, marino someras clástico carbonáticas y evaporíticas. En la región de estudio, las unidades carbonáticas y evaporíticas se encuentran ausentes y son reemplazadas parcialmente por sedimentitas continentales de origen fluvial que pueden considerarse un equivalente lateral de las primeras.

El Grupo Lotena presenta exposiciones arealmente reducidas cuyos mejores asomos se encuentran al sur del cordón de la Piedra Santa, a lo largo de los tramos medios del arroyo Fortín 1º de Mayo, y al noreste de esta zona en la sierra de la Vaca Muerta. En este sector de la cuenca, se consideran a las Formaciones Lotena y Fortín 1º de Mayo como parte de este grupo.

Formación Lotena *(Weaver, 1931)*

Esta formación fue definida originalmente por Weaver (1931) en el área del cerro Lotena, al este de la zona de estudio. Esta conformada por secuencias marinas y continentales

caracterizadas por una sucesión que alcanza hasta 250 metros de espesor y que se inicia con un conglomerado basal, continuando con una alternancia de areniscas de colores castaños y pelitas gris verdosas. El tramo basal de la secuencia representado por los niveles conglomerádicos responde a un ambiente fluvial que pasa muy rápidamente a un ambiente marino de offshore al que se sobreimponen secuencias turbidíticas expresadas en la intercalación de areniscas y lutitas (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995).

La edad de la Formación Lotena ha sido estimada sobre la base de su contenido fosilífero como correspondiente al Caloviano medio (Stipanicic, 1969) y al Caloviano medio alto a superior (Dellapé *et al*., 1978).

Formación Fortín 1º de Mayo *(Gulisano et al., 1984)*

Fue definida por estos autores entre el segmento sur de la cordillera de Catan Lil y el cordón de la Piedra Santa, quien incluyó dentro de la misma a las capas rojas que suprayacen a la Formación Lotena e infrayacen a la discordancia intermálmica en la comarca de Fortín 1º de Mayo.

Consiste en una secuencia clástica continental de alrededor de 100 metros de espesor constituida por pelitas y areniscas rojizas entre las que alternan niveles conglomerádicos de coloraciones moradas. Estas secuencias han sido interpretadas por Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) como depositadas en un ambiente fluvial anastomosado y aluvial. Estos mismos autores consideran a esta unidad como un equivalente lateral de la Formación Auquilco, bien expresada en los sectores centrales de la cuenca. De acuerdo con las relaciones estratigráficas es posible asignar esta formación al Oxfordiano (Leanza *et al*., 2003 y Cucchi *et al*., 2005).

3.1.3 Grupo Mendoza

Este término fue establecido por Stipanicic et al. (1968), quienes le otorgaron el rango de grupo y sustituyeron de esta manera al Mendociano de Groeber (1946). Existen abundantes trabajos estratigráficos referidos al mismo, debido a que las secuencias del Grupo Mendoza se encuentran ampliamente distribuidas en Mendoza y en los sectores extraandinos de Neuquén, como también por el importante potencial petrolero de algunas de las formaciones que lo integran. El Grupo Mendoza incluye un conjunto de formaciones de carácter marino y continental, que en algunos sectores de la cuenca alcanzan los 2.500 metros de espesor (Digregorio y Uliana, 1980), depositadas entre el Tithoniano y el Barremiano (Aguirre Urreta y Rawson, 1997), momento a partir del cual la cuenca comienza a perder su conexión marina.

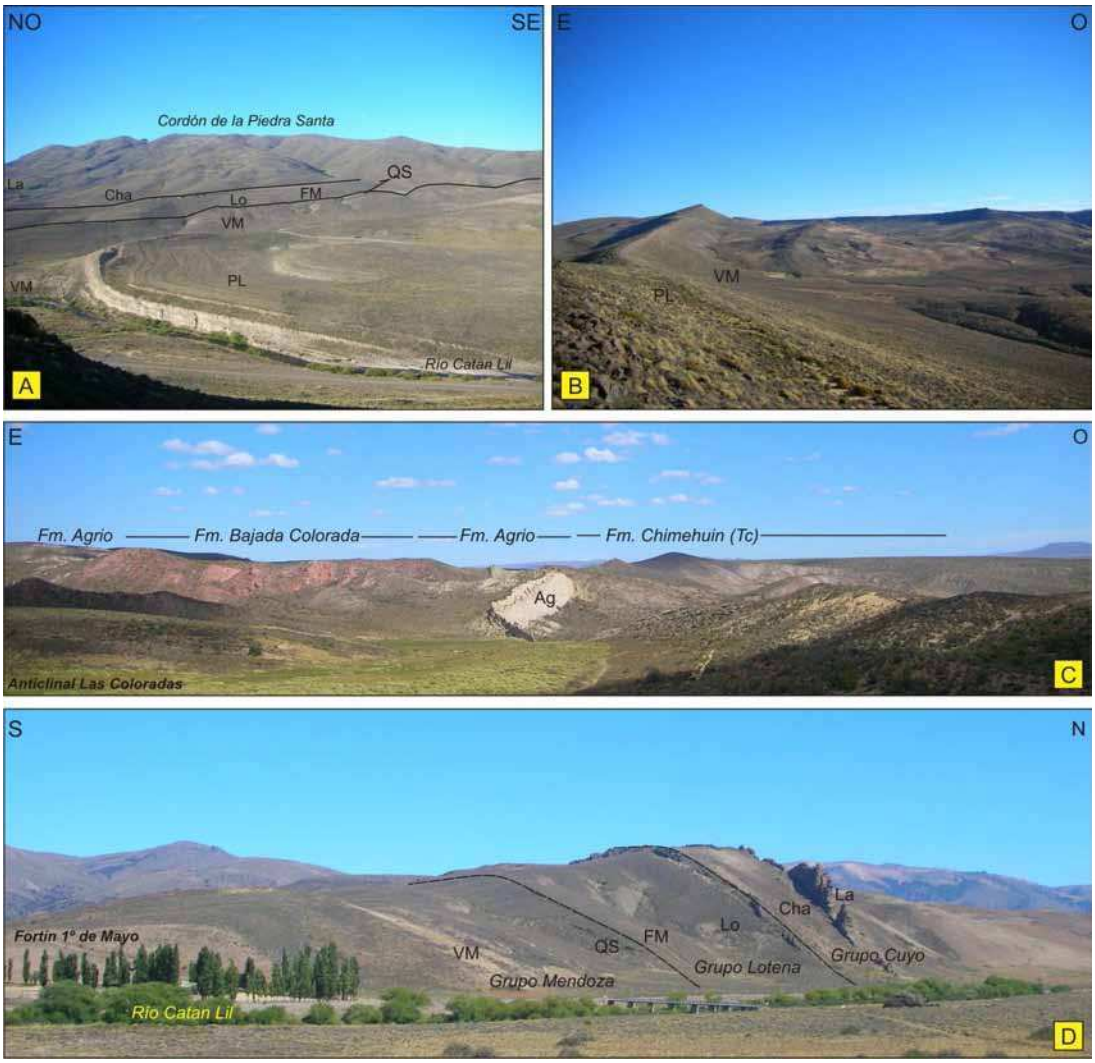


Fig. 3.6. Exposiciones de las distintas formaciones correspondientes a los Grupos Lotena y Mendoza en la comarca de Fortín 1º de Mayo. **A.** Vista al noreste del sinclinal Catan Lil, en cuyos flancos se aprecian las secuencias de las Formaciones Picúl Leufú (PL), Vaca Muerta (VM), Quebrada del Sapo (QS), Fortín 1º de Mayo (FM), y Lotena (Lo). **B.** Exposiciones de las pelitas verdes de la Formación Vaca Muerta (Miembro Carrín Cura) y de las calizas de la Formación Picún Leufú al este del río Catan Lil. **C.** Areniscas y conglomerados fluviales de coloraciones rojizas correspondientes a la Formación Bajada Colorada constituyendo el núcleo del anticlinal Las Coloradas, cuyos limbos frontal y dorsal están constituidos por bancos calcáreos de la Formación Agrio. **D.** Exposiciones de las secuencias de los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza al oeste del curso del río Catan Lil.

En el ámbito de la zona de estudio las formaciones del Grupo Mendoza se encuentran ampliamente distribuidas a lo largo de los sectores orientales, extendiéndose desde la faja del Agrio y la sierra de La Vaca Muerta, pasando por los sectores ubicados al este de la sierra de

Chacaico, hasta una amplia zona ubicada entre el curso inferior del río Catan Lil y la ruta 40. En el segmento comprendido entre el codo del Catan Lil y Piedra del Águila más al sur, presenta asimismo muy buenas exposiciones.

Formación Quebrada del Sapo *(Digregorio, 1972)*

Esta unidad representa la base de la transgresión marina del Grupo Mendoza. Su espesor no supera los 50 metros y sus mejores exposiciones corresponden a aquellas ubicadas en las inmediaciones de la desembocadura del arroyo Fortín 1º de Mayo y al sur del cordón de la Piedra Santa en las inmediaciones de la estancia Maria Juana.

Corresponde esencialmente a conglomerados polimícticos clasto-sosén de colores grisáceos, interpretados como depositados en un sistema fluvial anastomosado y en un ambiente marino litoral que representa los estadios iniciales de la transgresión marina tithoniana (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995). En la zona de estudio estos conglomerados se apoyan discordancia mediante sobre las sedimentitas del Grupo Lotena y son cubiertos por las secuencias sedimentarias marinas de la Formación Vaca Muerta. La Formación Quebrada del Sapo en la zona de estudio puede considerarse equivalente a la Formación Tordillo (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995). De acuerdo con las relaciones estratigráficas observables se la puede asignar al Kimmeridgiano y eventualmente al Tithoniano inferior bajo (Leanza y Hugo, 1997 y Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995).

Formación Vaca Muerta *(Weaver, 1931)*

Fue definida originalmente por Weaver (1931) para designar a los estratos del Tithoniano constituidos por un conjunto de pizarras calcareas grises oscuras y se corresponde con la parte basal del ciclo ándico definido por Groeber (1946). Mas tarde Leanza et al. (1972) utilizó este nombre formacional para referirse a las sedimentitas comprendidas entre el techo de la Formación Tordillo y la base de la Formación Mulichinco en los sectores centrales de la cuenca. Esta unidad ha sido objeto de numerosos estudios debido a que es considerada la roca madre más prolífica en el ámbito de la cuenca neuquina por su alto contenido de bitumen.

La localidad tipo se encuentra en los faldeos occidentales de la sierra de la Vaca Muerta, ubicada inmediatamente al noroeste de la ciudad de Zapala. En el marco de la zona de estudio esta unidad presenta muy buenas exposiciones en las inmediaciones de Fortín 1º de Mayo, en donde las secuencias del Grupo Mendoza conforman el núcleo del sinclinal homónimo, como también inmediatamente al SE de la estancia María Juana, donde aparece conformando el flanco oriental de un anticlinal desarrollado inmediatamente al este del río Catan Lil. Hacia el sur del codo de Catan Lil se encuentra asimismo ampliamente

representada inmediatamente al este de la ruta nacional 40, donde aparece formando parte de las estructuras anticlinales de la zona. Presenta también muy buenos afloramientos al este de la sierra de Chacaico, principalmente a lo largo de la quebrada del Sapo.

Corresponde a depósitos marinos de fondo de cuenca caracterizados por la alternancia de lutitas grises y negras, calizas y margas bituminosas. En las inmediaciones de la desembocadura del Arroyo Fortín 1º de Mayo incluye asimismo numerosos bancos de areniscas verdes que en otros estudios han sido atribuidos a la Formación Carrín Cura (Leanza *et al*., 1978) y que representan la interdigitación de lenguas distales.

En la comarca de Fortín 1º de Mayo, la Formación Vaca Muerta presenta un espesor de 180 metros (Leanza et al., 2003). Hacia el sudeste de este sector, distintos sondeos (NLC.1, NLC.2, N.LC.x-3, N.LC.x-4, N.CM.x-1 y SJ.Nq C Ca) han atravesado unos 200 metros de esta unidad.

Sobre la base de su abundante contenido fosilífero ha sido posible asignar esta unidad a un intervalo comprendido entre el Tithoniano inferior alto a medio (Leanza *et al*., 2003).

Formación Picún Leufú *(Leanza, 1973)*

Esta formación fue definida originalmente por Leanza (1973) inmediatamente al sur del cerro homónimo y de la meseta de la Barda Negra, para designar a un conjunto de secuencias predominantemente calcareas que se interponen concordantemente entre las Formaciones Vaca Muerta y Bajada Colorada y que presentan buenas exposiciones principalmente en el sector sur de la cuenca (subcuenca de Picún Leufú).

Esta unidad aflora inmediatamente al sur de Fortín 1º de Mayo, a ambas márgenes del río Catan Lil, donde aparece conformando los flancos de las estructuras anticlinales y sinclinales del sector. Hacia el sur presenta buenas exposiciones desde el codo del Catan Lil hacia el sur.

Se caracteriza por el desarrollo de potentes bancos de caliza micrítica de colores claros que son más potentes hacia la base de la unidad y que presentan intercalaciones de limonitas, arcilitas, y en menor medida coquinas, areniscas y dolomías. El tramo superior de la secuencia está caracterizado por la alternancia de limolitas y margas verdes (Cucchi *et al*., 2005). Estas secuencias presentan unos 250 m de espesor y representan el desarrollo de una plataforma carbonática en un ambiente marino poco profundo de aguas templadas en el sector sudoriental de la cuenca (Legarreta y Uliana, 1979). El tramo superior de la misma ha sido interpretado como depositado en un ambiente de *lagoon* (Cucchi et al., 2005). Sondeos ubicados entre el río Catan Lil y la ruta nacional 40 han atravesado más de 300 metros de estas secuencias.

La Formación Picún Leufú ha sido carteada frecuentemente como Formación Quintuco en el área (Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1995), a pesar de que esta última constituye un ente

formacional diferente de acuerdo con Leanza *et al*. (1997).
Los registros de amonites en esta formación permiten adjudicarla a un lapso comprendido entre el Thitoniano medio alto y el superior (Cucchi *et al*., 2005).

Formación Bajada Colorada *(Roll, en Fossa Mancini et al., 1938)*
La Formación Bajada Colorada fue propuesta originalmente como una unidad basal de los "Estratos con Dinosaurios" (Roll, en Fossa Mancini *et al*., 1938). Otros autores la consideraron parte del Grupo Río Limay (Herrero Ducloux, 1946) mientras que numerosos trabajos posteriores la correlacionaron con la Formación Rayoso (Pozzo, 1956; Digregorio, 1972; Leanza y Leanza, 1979; Leanza, 1985, 1992, 1994 y Cucchi, 1998). Fueron Rolleri *et al*. (1984) quienes incluyeron por primera vez a las secuencias continentales de la Formación Bajada Colorada dentro del Grupo Mendoza. Las mejores exposiciones se dan al sur de las Coloradas, donde estas secuencias aparecen conformando el núcleo de anticlinal homónimo.
Esta unidad incluye en el área una serie de secuencias continentales que se disponen sobre la Formación Picún Leufú de manera concordante y son cubiertas en relación de discordancia erosiva por la Formación Agrio (discordancia Intravalanginiana). Está compuesta esencialmente por conglomerados, areniscas gruesas, limonitas y arcilitas que conforman secuencias rítmicas de hasta cerca de 500 metros de espesor y coloraciones dominantemente rojizas. Estas representan un ambiente fluvial con variaciones en el régimen de flujo (Cucchi *et al*., 2005). De acuerdo con las relaciones estratigráficas que presenta en la zona, se asigna a la Formación Bajada Colorada al Berriasiano superior – Valanginiano inferior.

Formación Agrio *(Weaver, 1931)*
Esta formación fue definida originalmente por Weaver (1931) sobre las márgenes del río Agrio al norte del segmento aquí estudiado. Trabajos posteriores excluyeron a las capas del yeso de transición o Huitriniano de Groeber (1929 y 1946) originalmente contenidas dentro de esta unidad formacional, para restringir la misma a las sedimentitas de origen marino comprendidas entre las Formaciones Mulichinco y la Formación Huitrín en esa localidad (De Ferraris, 1968; Marchese, 1971 y Digregorio y Uliana, 1975, entre otros).
Históricamente esta formación ha sido dividida en los miembros inferior, Avilé y superior en el ámbito de la faja plegada y corrida del Agrio. En la zona de estudios los afloramientos de esta unidad se restringen únicamente a su tramo inferior representado en una faja latitudinal ubicada al este de Las Coloradas y asociada a la estructura anticlinal de nombre homónimo, en donde los bancos calcáreos de la misma aparecen conformando paredes subverticales en el flanco occidental de esta estructura. Unos kilómetros hacia al este han sido reconocidos asimismo exposiciones reducidas.

En estos sectores, la Formación Agrio se caracteriza por unos 100 metros de bancos calcareos de colores amarillentos que se distinguen fácilmente debido a su mayor dureza relativa respecto de las secuencias infra y suprayacentes. Son también frecuentes los bancos de coquinas blancas con abundancia de gastrópodos, pelecípodos y equinodermos y los niveles pelíticos de coloraciones claras. Estas secuencias representan un ambiente marino somero, lo que contrasta con los ambientes marino profundos representados en las potentes secuencias que se pueden apreciar en el centro de la cuenca al norte del área de estudio (Cucchi *et al*., 2005).

En los sectores centrales de la cuenca Aguirre Urreta y Rawson (1997) han asignado a esta formación a un lapso comprendido entre el Valanginiano superior hasta el Barremiano inferior. En el área de estudio se encuentra representado únicamente el tramo inferior de la secuencia, el que de acuerdo a su contenido fosilífero representa un rango temporal comprendido entre Valanginiano superior tardío y el Hauteriviano inferior (Cucchi et al., 2005).

3.3 Las rocas ígneas del Cretácico superior - Paleógeno

Las rocas ígneas de edad paleógena se encuentran ampliamente distribuidas en la vertiente oriental y sectores extraandinos de los Andes Patagónicos septentrionales y neuquinos. En el ámbito de los Andes neuquinos han sido referidas históricamente al Grupo Molle (Yrigoyen, 1972), el que incluye a las Formaciones Collipilli (Llambías y Rapela, 1987) y Cayanta (Rapela y Llambías, 1985), las cuales representan las fases intrusivas y efusivas de este ciclo magmático. Estas secuencias aparecen bien representadas en los sectores internos de la faja plegada y corrida del Agrio (Fig. 3.8), y han sido objeto de numerosos estudios entre los que se destacan los de Rapela y Llambías (1985), Llambías y Rapela (1987, 1989), Franchini *et al*. (2003), y Zamora Valcarce (2006).

Hacia el sur, entre los ~39º y los 43ºS aproximadamente, el conjunto de rocas volcánicas que aflora a lo largo del flanco oriental de la cadena andina como en los sectores extraandinos fue incluido históricamente en la denominada Serie Andesítica (Feruglio, 1927, 1941; Groeber, 1954). Si bien son numerosos los estudios acerca de este conjunto (Turner 1965 a y b; González Bonorino, 1973; González Bonorino y González Bonorino, 1978; González Díaz, 1979; Rapela *et al*., 1983, 1988; Dalla Salda *et al*., 1981; entre otros), quedan aun importantes aspectos cronológicos y estratigráficos por resolver. Siguen siendo necesarias una adecuada sistematización y delimitación de las formaciones propuestas por diferentes autores, como también una mejor diferenciación de los distintos ciclos magmáticos representados en este conjunto.

En la literatura, la Serie Andesítica andina ha recibido distintas denominaciones formales entre las cuales la Formación Auca Pan (Turner, 1965a, 1973, 1976) y Formación Ventana (González Bonorino, 1973) han sido las más utilizadas.

En la zona de estudio, entre los 39º y los 40ºS, las distintas secuencias de este complejo volcaniclástico y volcánico policíclico han sido asignadas en la mayor parte de los trabajos previos a la Formación Auca Pan sin mayores diferenciaciones. Este término reemplazó a denominaciones previas tales como Serie andesítica oligocénica (Groeber, 1918; Feruglio, 1927; Groeber, 1954) y Mollelitense, Trafulitense y Chilelitense (Groeber, 1953, 1954). Turner (1965 a y b, 1973, 1976), brindó detalladas descripciones de estas secuencias, ubicando su localidad tipo en el área del cerro Auca Pan. A pesar de ello no ha habido hasta el momento una correcta diferenciación de los eventos magmáticos representados en el área.

En la zona de estudio se pueden diferenciar aquellas exposiciones correspondientes a los sectores internos de aquellas ubicadas en los sectores externos (Fig. 3.2). Mientras que en los sectores ubicados al este del río Aluminé predominan las fases intrusivas por sobre las efusivas, para los sectores occidentales no se han reconocido cuerpos intrusivos asociados a estas secuencias.

Las mejores exposiciones en el sector interno corresponden a aquellas ampliamente distribuidas en los faldeos del cerro Auca Pan y áreas aledañas, como también aquellas presentes en las márgenes del lago Paimún, sierra de Mamil Mamal, y márgen austral del lago Huechulaufquen hacia el sur. En el extremo norte se destacan los afloramientos correspondientes a los faldeos del cerro Colorado y aquellos bien expuestos al norte de Aluminé a lo largo del valle del río homónimo.

Al este del río Aluminé las exposiciones son numerosas, destacándose aquellas ubicadas a lo largo del valle del Kilca y Cochicó Chico, a lo largo de la quebrada del arroyo Colocó más al sur y las intrusiones del cerro Panqueco. Una buena parte de las exposiciones se distribuye de manera continua a lo largo de las cordilleras de Catan Lil y del Chachil, destacándose entre estas las agujas del Chachil Chico y las intrusiones inmediatamente al noroeste del cerro La Atravesada (Fig. 3.11).

Litología

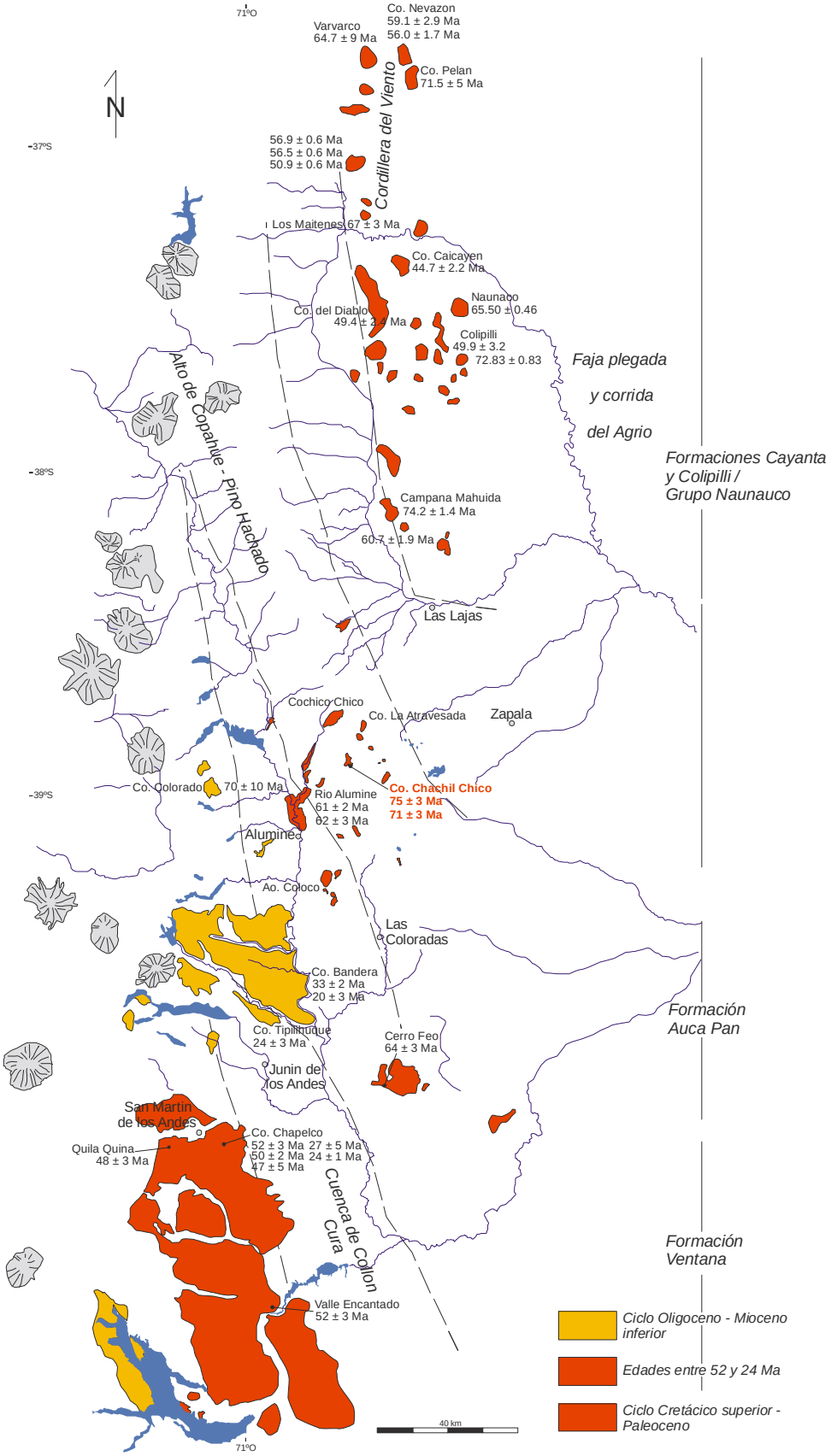
Los afloramientos correspondientes a los sectores internos de área de estudio, están integrados mayormente por potentes secuencias de andesitas hornblendíferas y augíticas de coloraciones grises y verdosas, tobas y en menor medida basaltos y dacitas, observándose en ciertas zonas paquetes de brechas y aglomerados volcánicos (Fig. 3.8). Entre estos últimos son frecuentes los fragmentos angulosos y subangulosos de andesitas de hasta 60 cm de diámetro inmersos en una matriz tobácea de coloraciones claras.

En algunas zonas, como en el sector medio del curso del río Malleo, se han encontrado intercalaciones de paquetes sedimentarios entre las volcanitas. Estos, alcanzan hasta 20 metros de espesor y están integrados dominantemente por pelitas castañas y conglomerados polimícticos clasto-sostén dominados por fragmentos de andesitas de hasta 3 cm de diámetro (Fig. 3.8d). Turner (1973) ha informado espesores de hasta 700 metros para estas secuencias.

En el sector externo, contrariamente a lo que se observa en la zona occidental, predominan las fases intrusivas por sobre las efusivas, a pesar de que estas últimas también están presentes. A lo largo de las cordilleras de Catan Lil y del Chachil se han reconocido una serie de cuerpos porfíricos intrusivos de composición andesítica-riodacítica, emplazados dominantemente en las secuencias jurásicas del Grupo Cuyo, y en menor medida en el pre-Cuyo y granitoides del Paleozoico (Fig. 3.9). Estos cuerpos representan lacolitos, domos intrusivos de dimensiones variables y sus series extrusivas asociadas caracterizadas por la emisión de lavas y brechas andesíticas y riodacíticas. Pueden ser correlacionados a aquellos cuerpos litológicamente similares que intruyen a las sedimentitas mesozoicas en los sectores internos de la faja plegada y corrida del Agrio (Grupo Naucanco). Son también frecuentes las brechas y aglomerados volcánicos, entre estas predominan los fragmentos angulosos y subangulosos de andesita de hasta 50 cm de diámetro. Algunas de estas brechas se presentan intruyendo a las sedimentitas del Grupo Cuyo, como puede observarse en las cabeceras del río Catan Lil.

Las fases extrusivas asociadas, bien representadas por las “agujas” riodacíticas del cerro Chachil Chico y sectores adyacentes (Fig. 3.11), están dominadas esencialmente por la alternancia andesitas, riodacitas y riolitas de coloraciones grises y verdosas en cuya composición litológica intervienen cristales de cuarzo, plagioclasa y sanidina. Las exposiciones del cerro Chachil Chico habían sido ya descriptas por Lambert (1948) como una “alineación de extrusiones o tapones piroclásticos que representan volcanes riodacíticos”, habiéndolas asignado al Mioceno inferior a medio.

Fig. 3.7. *(Página siguiente).* Distribución de las secuencias ígneas paleógenas entre los 37º y los 41ºS. Edades tomadas de: Sillitoe (1977), Rapela *et al*. (1983 y 1988), Domínguez *et al*. (1984), Llambías y Rapela (1989), Lagorio *et al*. (1998), Franchini *et al*. (2003) y Zamora Valcarce (2008). Edades en rojo: presente estudio.


71ºO
N
-37ºS
-38ºS
-39ºS
Co. Nevazon
59.1 ± 2.9 Ma
56.0 ± 1.7 Ma
Varvarco
64.7 ± 9 Ma
Co. Pelan
71.5 ± 5 Ma
Cordillera del Viento
56.9 ± 0.6 Ma
56.5 ± 0.6 Ma
50.9 ± 0.6 Ma
Los Maitenes 67 ± 3 Ma
Co. Caicayen
44.7 ± 2.2 Ma
Naunauco
65.50 ± 0.46
Co. del Diablo
49.4 ± 2.4 Ma
Colipilli
49.9 ± 3.2
72.83 ± 0.83
Faja plegada
y corrida
del Agrio
Formaciones Cayanta
y Colipilli /
Grupo Naunauco
Alto de Copahue - Pino Hachado
Campana Mahuida
74.2 ± 1.4 Ma
60.7 ± 1.9 Ma
Las Lajas
Cochico Chico
Co. La Atravesada
Zapala
Co. Colorado
70 ± 10 Ma
Rio Alumine
61 ± 2 Ma
62 ± 3 Ma
Co. Chachil Chico
75 ± 3 Ma
71 ± 3 Ma
Alumine
Ao. Coloco
Las
Coloradas
Co. Bandera
33 ± 2 Ma
20 ± 3 Ma
Formación
Auca Pan
Co. Tipilquque
24 ± 3 Ma
Cerro Feo
64 ± 3 Ma
Junin de
los Andes
San Martin
de los Andes
Co. Chapelco
52 ± 3 Ma 27 ± 5 Ma
50 ± 2 Ma 24 ± 1 Ma
47 ± 5 Ma
Quila Quina
48 ± 3 Ma
Cuenca de Collon
Cura
Formación
Ventana
Valle Encantado
52 ± 3 Ma
Ciclo Oligoceno - Mioceno
inferior
Edades entre 52 y 24 Ma
Ciclo Cretácico superior -
Paleoceno
40 km
71ºO

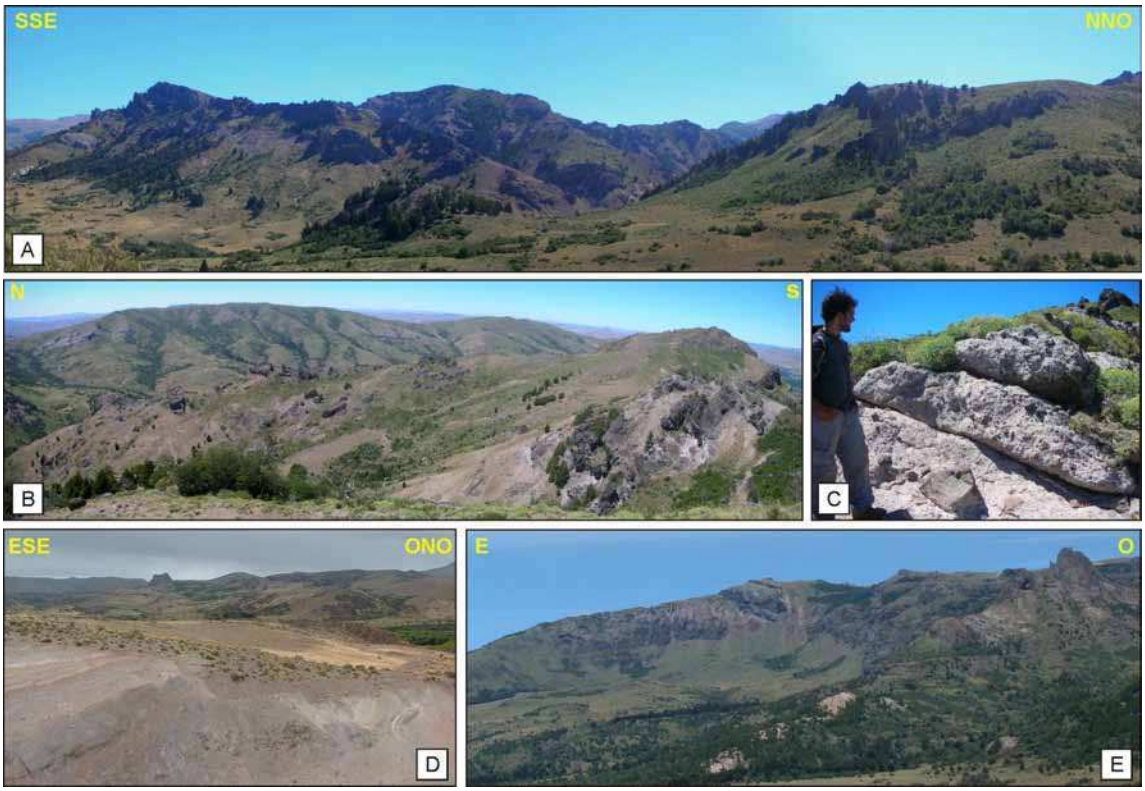
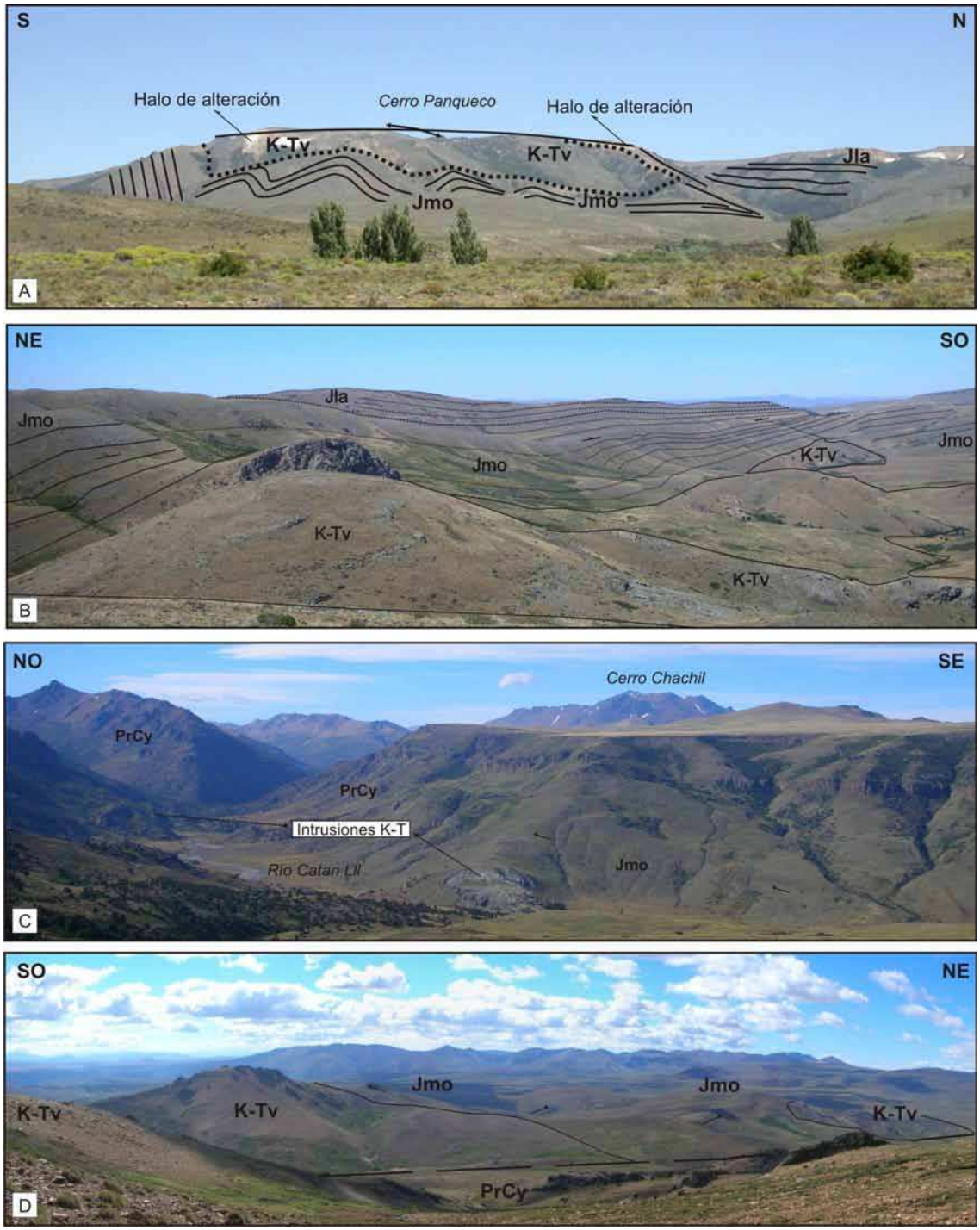


Fig. 3.8. Exposiciones de la Formación Auca Pan a lo largo del sector interno del área de estudio. **A y B.** Alternancia de andesitas, aglomerados y brechas en la margen sur del Lago Huechulaufquén. **C.** Detalle: Aglomerados y brechas volcánicas con fragmentos de andesítas inmersos en una matriz tobácea. **D.** Intercalación de espesores variables de areniscas y conglomerados en las secuencias volcánicas. **E.** Afloramientos de la Formación Auca Pan sobre el valle del río Malleo, sierra de Mamuil Malal.

Fig. 3.9. *(Página siguiente)*. Cuerpos intrusivos de composición andesítica – dacítica expuestos a lo largo de las cordilleras de Chachil y Catan Lil. Estos se encuentran estrechamente vinculados a los principales rasgos estructurales de la zona. **A.** Sedimentitas jurásicas de la Formación Los Molles intruidas por un cuerpo de composición andesítica y plegadas periclinalmente en el extremo austral de la cordillera de Catan Lil (cerro Panqueco). **B.** Intrusiones alineadas con rumbo noroeste asociadas a la porción austral de la falla Rahue. **C.** Volcanitas y brechas intruyendo a las sedimentitas jurásicas y a las secuencias del pre-Cuyo asociadas a un lineamiento regional de rumbo NO entre las cordilleras de Catan Lil y del Chachil. **D.** Intrusivos del cerro La Atravesada asociadas a una falla de rumbo NE en el flanco noroccidental del mismo.



Control estructural en el emplazamiento de las intrusiones del sector externo

Cuando observamos la distribución de los diferentes cuerpos intrusivos reconocidos a lo largo de las cordilleras de Chachil y Catan Lil, vemos que existe una estrecha relación entre estos y

los principales rasgos estructurales del área. Esta premisa se cumple solo en el caso de las fases intrusivas del sector externo. Dada la mayor distribución areal de las fases extrusivas, no resulta evidente un control estructural en la distribución de las mismas aunque tampoco se descarta un control similar.

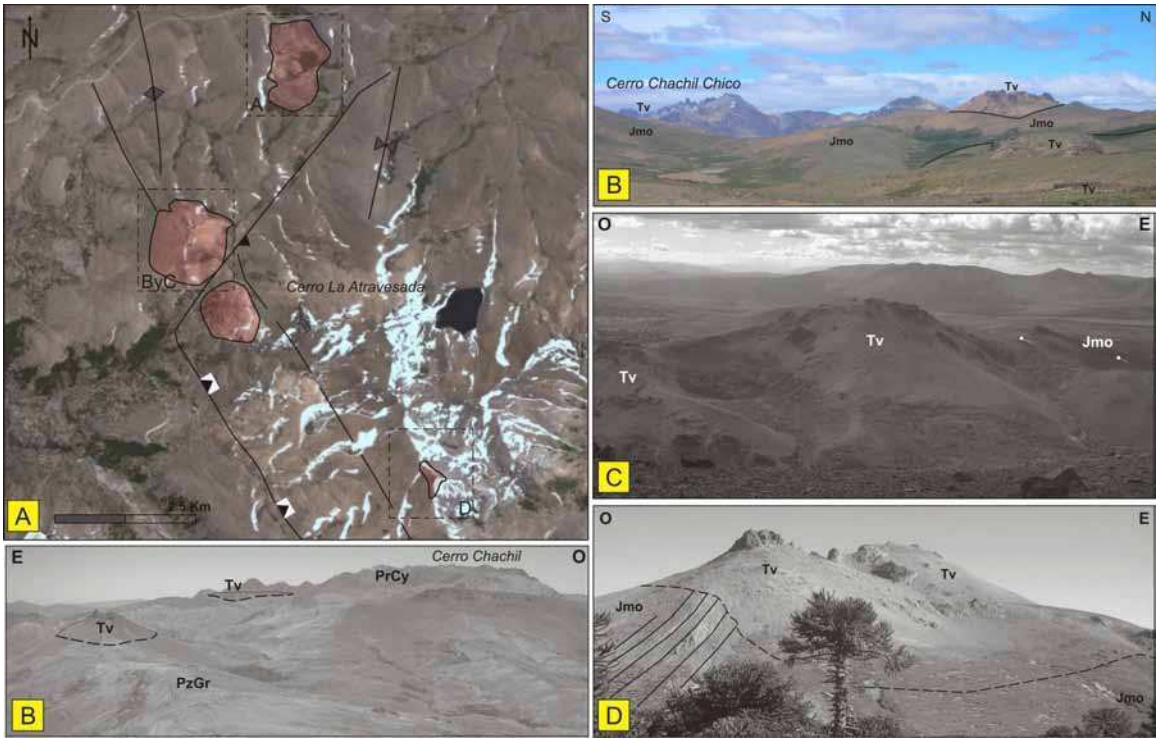


Fig. 3.10. Intrusiones del cerro La Atravesada. Nótese la estrecha vinculación entre las intrusiones y los rasgos estructurales del sector.

En los faldeos sudoccidentales del Cerro La Atravesada se han identificado tres intrusiones principales y una serie de fases extrusivas menores asociadas (Fig. 3.10). Estas, se encuentran alineadas en torno a una falla de rumbo NE que se extiende por unos 6 Km a lo largo de la prolongación septentrional de la cordillera del Chachil. El cuerpo de mayores dimensiones (Fig. 3.10c) corresponde a un lacolito andesítico emplazado en la intersección de esta falla y un anticlinal asimétrico de vergencia el oeste y rumbo NNO desarrollado en las sedimentitas del Grupo Cuyo. Un lineamiento menor de rumbo NO aparece asociado asimismo al flanco occidental del mismo. Estas características permiten interpretar que este cuerpo fue emplazado en la zona de máxima flexura del plegamiento, o bien en la intersección entre esta y una falla de rumbo NE.

Otro cuerpo aparece vinculado a la intersección de dos fallas regionales conjugadas que

controlaron el ascenso del cerro la Atravesada por su flanco occidental, una de rumbo NO – NNO, y otra de rumbo NE. Sus dimensiones son menores y sus límites no son tan precisos. El intrusivo septentrional por su parte, afecta a las secuencias jurásicas un tanto al noreste de este sector, y aparece asociado a la prolongación nororiental de esta estructura de rumbo NE, la que habría controlado su emplazamiento. Hacia el sur, a lo largo de las nacientes del río Catan Lil, dos domos intrusivos de pequeñas dimensiones se ubican sobre la traza de un lineamiento de extensión regional y rumbo NO.

A lo largo del curso del arroyo Coloco, una serie de cuerpos andesíticos y brechosos de dimensiones variables emplazados en las secuencias de la Formacion Los Molles (Fig. 3.11), se disponen a lo largo de la traza del segmento austral de la falla Rahue, la cual se extiende por mas de 10 Km con un rumbo dominante NO. En su porción septentrional se han reportado asimismo exposiciones correspondientes a fases efusivas de composición andesítica.

La falla del Lonqueo se extiende por más de 15 Km con un rumbo NO y controló el ascenso de la porción austral de la cordillera de Catan Lil. A lo largo de su segmento noroccidental se reconocen una serie de intrusiones de dimensiones variables y exposiciones discretas de brechas andesíticas. Esta estructura de primer orden, parece haber ejercido un control en el emplazamiento de estas secuencias. Algo similar ocurre a lo largo de los faldeos occidentales de la cordillera de Catan Lil en la zona del curso del Quilachanquil, donde una serie de pequeños domos extrusivos parecen estar vinculados a las estructuras que controlaron el ascenso de la porción central este cordón.

Un control de las estructuras cretácicas en el emplazamiento de una serie de intrusiones se puede observar a lo largo de los sectores internos de la faja del Agrio, donde Repol *et al*. (2002) ha propuesto que el emplazamiento de una serie de lacolitos y filones capa de la Formación Collipilli se ajusta a las zonas de alivio tensional del sistema de estructuras, sugiriendo una contemporaneidad entre el desarrollo de las estructuras y el emplazamiento de las intrusiones.

Cuadro. 3.1. Edades obtenidas en volcanitas de las Agujas del Chachil. Edades K-Ar en roca total realizadas por el SERNAGEOMIN, Santiago de Chile.

Num. Muestra	Material	%K	Ar. Rad. nl/g	% Ar. Atmosférico	Edad Ma	Error 2 sigma
H1987 .MO	Roca total	1,66	4,691	48	71	± 3
P1190 .MO	Roca total	1,66	4,951	19	75	± 3

Edad y correlaciones

Se muestrearon las exposiciones del cerro Chachil chico con el fin de poder determinar la edad absoluta de las sucesiones ígneas de los sectores internos del área de estudio, y poder enmarcar este ciclo magmático en un modelo tectónico evolutivo. Las muestras tomadas corresponden a rocas volcánicas afaníticas con menos de 5% de fenocristales de cuarzo, plagioclasa, sanidina, ferromagnesianos cloritizados y granates diseminados. Los fenocristales se encuentran inmersos en una pasta constituida por feldespato potásico, algo de cuarzo y microlitos de plagioclasa. Las mismas fueron datadas por el método K/Ar en roca total (masa fundamental), habiéndose obtenido valores de 71 ± 3 Ma y 75 ± 3 Ma (Cuadro 3.1). Estos son aproximadamente contemporáneos con las edades K/Ar obtenidas por Lagorio *et al*. (1998) en basandesitas expuestas cerca de la confluencia de los ríos Kilca y Aluminé unos kilómetros al oeste, las cuales arrojaron valores de 61 ± 2 Ma y 62 ± 3 Ma. Inmediatamente al sur del codo del Catan Lil, en los faldeos del cerro Feo, Linares *et al*. (1991) han reportado asimismo una edad de 64 ± 3 Ma, la cual cae también dentro del rango de edades que se vienen mencionando.

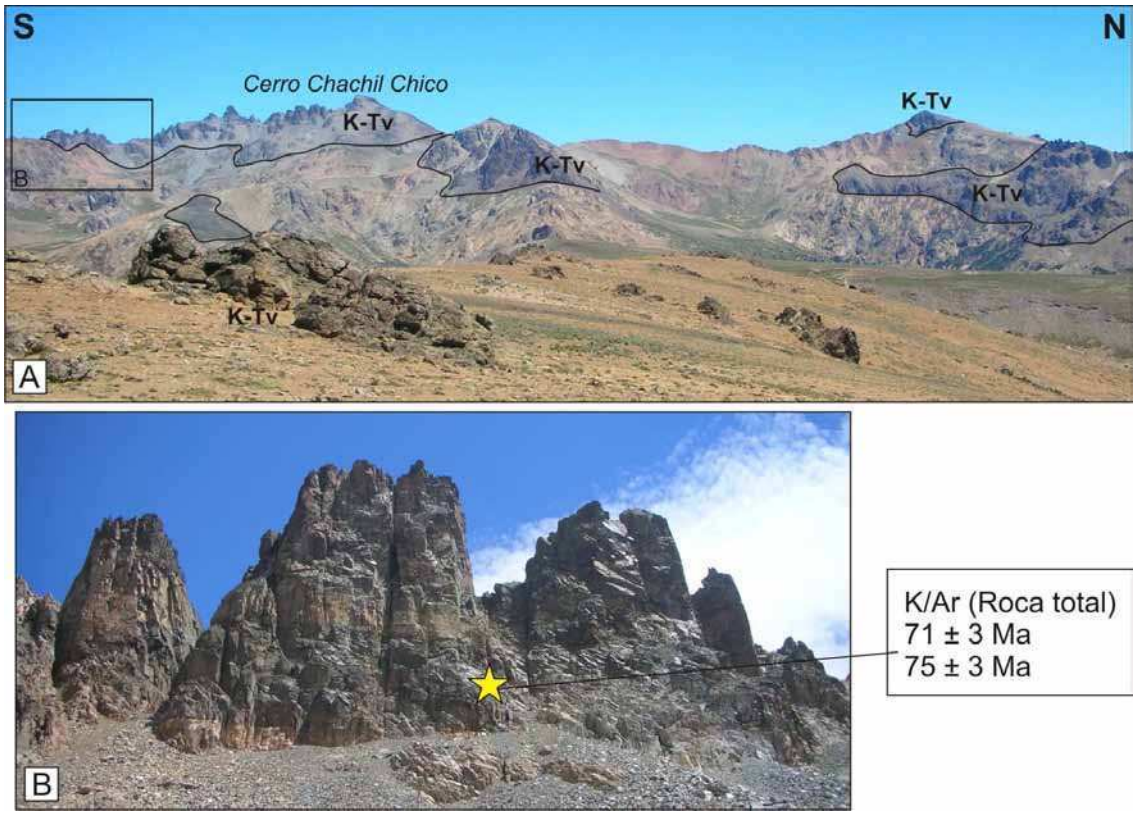


Fig. 3.11. Fases extrusivas a lo largo de la cordillera de Catan Lil. **A.** Agujas riodacíticas del cerro Chachil Chico vistas desde la cordillera del Chachil. **B.** Detalle de las agujas del Chachil. Afloramientos en los que se obtuvieron las muestras datadas.

En el segmento ubicado inmediatamente al norte del área de estudio, a lo largo de los sectores internos de la faja plegada y corrida del Agrio, Zamora Valcarce (2006) y Zamora Valcarce *et al*. (2007), han reportado edades Ar-Ar de 65,5 ± 0,46 y 72,83 ± 0,83 Ma para las rocas ígneas del Grupo Naunaco (Formaciones Collipilli y Cayanta), y una edad de 56,64 ± 44 Ma para los filones capa asociados. Estas se suman a las edades K-Ar de 60,7 ± 1,6 (Franchini *et al*., 2003) y 74,2 ± 1,4 Ma (Sillitoe, 1977) del Campana Mahuida ubicado inmediatamente al norte del área de estudio; y a las obtenidas más al norte por distintos investigadores, las que abarcan un rango comprendido entre los 67 ± 3 Ma y los 56 ± 1,7, si se excluyen las edades un tanto mas jóvenes obtenidas por Llambías y Rapela (1989) en exposiciones de la Formación Collipilli (Fig. 3.2). Estos valores contrastan significativamente respecto de aquellos obtenidos en secuencias de la Formación Auca Pan para los sectores internos del área de estudio. En la zona de cerro Bandera – Piloli, Rapela et al. (1983) reportaron edades K-Ar en andesitas acidas y basaltos de 33 ± 2 Ma y de 20 ± 3 Ma respectivamente. Uliana (1978) menciona asimismo una edad de 24 ± 2 Ma para ignimbritas del Cerro Tipilihuque.

Implicancia tectónica. Propuestas y discusión acerca de las secuencias ígneas del Cretácico superior – Paleógeno

Sobre la base de las edades mencionadas, es posible distinguir dos ciclos magmáticos bien diferenciados espacial y temporalmente dentro de las secuencias ígneas paleógenas expuestas a lo largo del área de estudio entre los 38º15’ y los 40ºS: uno representado por las exposiciones del sector externo, correspondiente al Cretácico superior – Paleoceno (75 – 61 Ma) y correlacionable a las secuencias del Grupo Naunaco expuesto en los sectores internos de la faja del Agrio; y otro expresado en los sectores internos por la Formación Auca Pan correspondiente al Oligoceno – Mioceno inferior (33 – 20 Ma), correlacionable a las secuencias de la Formación Ventana expuestas al sur de los 40ºS.

Esta situación es similar a la que se observa al sur del área de estudio entre los 40ºS y 42º30’S, donde Rapela *et al*. (1988) reconocen dos arcos subparalelos dentro de la Serie Andesítica: el cinturón de Pilcaniyeu correspondiente al Paleoceno-Eoceno (60 - 42 Ma) al este, y el cinturón de El Maitén de edad oligocena (33 - 23 Ma) ubicado unos kilómetros al oeste del primero.

Desde un punto de vista geoquímico, las volcanitas paleocenas altamente silíceas del río Aluminé estarían reflejando procesos de diferenciación avanzados en una zona de arco (Lagorio *et al*., 1998). Algo similar ocurre para las rocas ígneas de Collipilli, Campana

Mahuida, y cerro Caicayén , expuestas en el segmento ubicado al norte del área de estudio, cuya geoquímica evidencia características propias de un arco volcánico emplazado en una corteza continental engrosada (40 - 50 Km) (Kay *et al*., 1991; Llambías y Rapela, 1989; Franchini *et al*., 2003; Zamora Valcarce, 2006). Un esquema similar propusieron Rapela et al. (1988) para las secuencias del Terciario inferior correspondientes al Cinturón Pilcaniyeu expuestas entre los 40º y los 42º30'S, quienes las describen como una serie calcoalcalina desarrollada en el marco de una corteza continental engrosada.

Tanto las rocas de Collipilli, cerro Nevazón, cerro Caicayén y Campana Mahuida, expuestas a lo largo de la faja del Agrio (74,2 – 44,7 Ma), como las rocas del sector externo del área de estudio ubicado inmediatamente al sur (38º15 - 40ºS) (Cerro Chachil Chico, Cerro La Atravesada, Cerro Panqueco, Cochico Chico, Arroyo Colocó, Ríos Kilca y Aluminé), y las exposiciones del Cerro Feo al sur del codo del Catan Lil, representan de esta manera una expansión del volcanismo hacia el antepaís (Fig. 3.2). Esta expansión del arco, estaría asociada a un evento de somerización de la placa subductada propuesto por Ramos y Folguera (2006) para el segmento ubicado entre los 36º y los 38ºS. En el presente trabajo extendemos los límites de este segmento de subducción somera del Cretácico superior – Paleoceno hasta los 40ºS por lo menos, sobre la base de las características litológicas y cronológicas presentadas para el conjunto ígneo expuesto en los sectores externos del área de estudio. Esta situación podría hacerse extensiva al sector de los Andes Nordpatagónicos ubicado entre los 40º y los 42º30'S, donde las fajas interna y externa de la serie andesítica podrían estar expresando asimismo variaciones en el ángulo de inclinación de la placa subductada entre el Cretácico superior - Paleoceno y el Mioceno inferior, como ya sugirieron Ramos y Cortes (1984) y Folguera *et al*. (2009). Esta expansión del arco de mas de 80 Km asociada a una somerización de la placa, tiene fuertes implicancias en lo que hace a las edades de deformación y a la evolución tectónica del segmento precordillerano neuquino en particular, y del segmento del retroarco comprendido entre los 38º15 y los 40ºS en general.

A lo largo de las Cordilleras de Chachil y Catan Lil, el emplazamiento de los diferentes cuerpos ígneos estuvo controlado por una serie de estructuras de carácter regional, lo que se evidencia a partir del patrón de distribución de los mismos. Ello sugiere que estas estructuras son previas o cuando menos contemporáneas al emplazamiento de las secuencias ígneas del cretácico superior – paleoceno. Las relaciones mayormente discordantes respecto de las sucesiones sedimentarias mesozoicas, sumado a las nuevas dataciones realizadas, permite suponer de esta manera que un evento compresivo habría tenido lugar al menos durante el Cretácico Superior – Paleoceno si aceptamos que las secuencias ígneas cretácicas y

paleógenas fueron intruidas en las últimas fases de la deformación, o bien con anterioridad a los ~ 70 Ma, si se las considera como posteriores a la misma.

Las secuencias volcánicas de la Formación Auca Pan (33 – 20 Ma), representadas principalmente en el extremo septentrional de la Cuenca de Collón Cura, deben tratarse como un ciclo magmático independiente respecto del que tuvo lugar hacia el Cretácico superior – Paleógeno inferior. El mismo esta representado por un conjunto de andesitas, basaltos, brechas y aglomerados de hasta 700 metros de espesor, y se extiende desde la base del Oligoceno hasta el Mioceno inferior. Observaciones realizadas en el sector septentrional de la cuenca de Collón Cura al norte del lago Huechulaufquén, permitieron reconocer una serie de discordancias progresivas asociadas a un fallamiento de tipo extensional desarrolladas en las intercalaciones sedimentarias y miembros volcaniclásticos de estas secuencias. Dataciones en sectores inmediatamente adyacentes a estas exposiciones, arrojaron valores de 33 y 24 Ma (Rapela *et al*., 1983; Uliana, 1978), lo que permite suponer que por lo menos los términos basales de estas secuencias estuvieron vinculados para comienzos del Oligoceno al desarrollo inicial de la cuenca de Collón Cura como una cuenca de tipo extensional durante el Oligoceno inferior.

Muchos de los estudios previos en la cuenca de Cura Mallín y en menor medida en la cuenca de Ñirihuao, consideraban a las volcanitas de las Formaciones Ventana y Auca Pan, como el sustrato sobre el cual se habrían desarrollado las estructuras extensionales que controlaron las acumulaciones sedimentarias del Oligoceno - Mioceno inferior. A partir de estas observaciones es posible afirmar, que al menos una parte de las secuencias volcánicas representadas por la Formación Auca Pan a estas latitudes, y por la Formación Ventana al sur de los 40ºS, fueron contemporáneas a la actividad de las estructuras que controlaron el desarrollo de las distintas cuencas de intraarco donde se acumularon las diferentes sucesiones sedimentarias que hoy en día aparecen expuestas a lo largo de la cadena andina entre los 34 y los 42ºS (Jordan *et al*., 2001).

3.3 Secuencias volcanosedimentarias terciarias

La existencia de depósitos continentales terciarios en al ámbito de los Andes Nordpatagónicos es ampliamente conocida desde fines del siglo XIX y principios del siglo XX, a partir de los relevamientos de Wehrli (1899), Roth (1899), Burckhardt (1900 a y b), y Windhausen (1912, 1914), entre otros. Es sin embargo a partir de los trabajos de Grober (1921, 1929, 1942, 1946) y de los relevamientos regionales realizados por geólogos del Servicio Gelógico Nacional

(Lambert, 1956; Turner, 1965a, 1965b, 1973, 1976; Galli, 1969b; entre otros), que el conocimiento acerca de las distintas unidades comenzó a evolucionar.

Una importante contribución al conocimiento del Terciario neuquino se debe los intentos de sistematización regional por parte de Feruglio (1949-1950), Uliana (1978), y González Díaz y Nullo (1980), y a los trabajos estratigráficos de González Díaz *et al*. (1986), y González Díaz y Riggi (1984). A pesar de ello, siguen faltando estudios que permitan resolver discrepancias en cuanto a la identificación, correlación, y cronología de algunas de las unidades terciarias.

Dadas sus relaciones estructurales y su significado durante la evolución tectónica de este segmento de los andes, resulta vital el estudio detallado de estas secuencias ya que las mismas son clave para la delimitación de los tiempos de deformación y por ello, para la elaboración de un modelo de evolución tectónica para el área.

3.3.1 Fomaciones Cura Mallín y Lolog

Las exposiciones de secuencias sedimentarias, volcánicas y volcaniclásticas correspondientes al Oligoceno – Mioceno inferior a lo largo de la Cordillera Principal entre los 36º y los 39ºS han sido referidas históricamente a la Formación Cura Mallín. Este término fue introducido por González y Vergara (1962) para designar a una unidad volcaniclástica de más de 1.300 metros de espesor expuesta en las inmediaciones de la laguna La Laja (Chile). Estas secuencias han sido estudiadas por un gran número de investigadores, destacándose los trabajos estratigráficos de detalle realizados por Niemeyer y Muñoz (1983), Suárez y Emparán (1995, 1997), Radic *et al*. (2002), Kemnitz *et al*. (2005), y Burns *et al*. (2006).

En sus exposiciones a lo largo del valle del Río Bio Bio la Formación Cura Mallín ha sido separada en dos miembros: el Miembro Guapitrío, esencialmente volcánico, y el Miembro Río Pedregoso principalmente sedimentario (Suárez y Emparán, 1997). Este, subyace y engrana con el primero, pudiendo también estar intercalado en el mismo (Suárez y Emparán, 1997). El miembro Guapitrío está constituido por una sucesión volcánica intermedia a acida esencialmente piroclástica, con intercalaciones de lavas y sedimentitas continentales (Suárez y Emparán, 1997). El miembro Río Pedregoso por su parte, está integrado por secuencias de conglomerados, areniscas y pelitas que representan asociaciones de facies características de ambientes lacustres, deltaicos y fluviales (Suárez y Emparán, 1995).

Estudios estratigráficos y estructurales entre los 37º y los 39ºS, los cuales incluyen la interpretación de secciones sísmicas en la vertiente oriental de los Andes a estas latitudes, concluyeron que las secuencias de la Formación Cura Mallín forman parte de una serie de depósitos de edad oligocena – miocena superior, expuestos entre los 36º y los 42ºS, los cuales se depositaron en un ambiente de intraarco en el marco de un régimen tectónico

extensional que habría perdurado hasta mediados del Mioceno (Carpinelli, 2000; Radic *et al*., 2002; Jordan *et al*., 2001; Burns *et al*., 2006; Melnick *et al*., 2006, entre otros).

No se conocen exposiciones de la Formación Cura Mallín en la vertiente oriental de la Cordillera al sur de los 38ºS. Sin embargo puede establecerse una correlación entre esta Formación, y las sedimentitas continentales que aparecen al sur de los 39º30'S, las cuales han sido referidas a la Formación Lolog (Turner, 1965a). Estas secuencias afloran de manera discontinua al este del lago Lolog, y sobre la margén del Río Chimehuin, y están conformadas por una alternancia de areniscas amarillentas y grises, arcilitas verdosas y lutitas carbonosas que alcanzan espesores de hasta 450 metros (Turner, 1965a), cuya base esta caracterizada por la presencia de un conglomerado dominado por fragmentos de rocas de basamento (Turner, 1965a; Uliana, 1979; Cucchi *et al*., 2005).
Si bien estas secuencias han sido asignadas al Eoceno superior (Turner, 1965a, 1973; Cucchi *et al*., 2005), no se conocen hasta el momento dataciones que permitan corroborar esta propuesta. González Bonorino (1979), ha sugerido que podrían corresponder a intercalaciones sedimentarias dentro de las volcanitas eocenas. Grober (1939) y Turner (1973) por su parte, han sugerido una correlación con las sedimentitas de la Formación Ñirihuao bien expuestas en los sectores extraandinos de las provincias de Chubut y Río Negro.

Fig. 3.12. Intercalación de pelitas carbonosas y areniscas al este de Junín de los Andes. Estas exposiciones referidas históricamente a la Formación Chimehuin pueden ser correlacionadas sobre la base de sus características litológicas con la Formación Lolog.

La presencia de secuencias pelíticas carbonosas con alternancia de areniscas amarillentas en numerosas exposiciones en el sector norte de la cuenca de Collón Cura a la latitud de Junín de los Andes (Fig.3.12), sumado a edades de entre 24 y 15 Ma (Uliana, 1978; Linares y González, 1990) obtenidas en tobas e ignimbritas intercaladas en las secuencias sedimentarías, sugieren que buena parte de las unidades mapeadas como Formación

Chimehuin en el sector norte de la cuenca en realidad pueden estar representando exposiciones atípicas de la Formación Lolog.

3.3.2 Depósitos volcanosedimentarios neógenos

Los depósitos continentales terciarios comprendidos entre el Mioceno medio y Mioceno superior - Plioceno se encuentran ampliamente distribuidos a lo largo de todo el retroarco andino entre los 38º y los 42ºS, por lo que han sido objeto de numerosos estudios en al área extraandina de las provincias de Neuquén, Río Negro y Chubut, habiendo recibido distintas denominaciones generales con las que frecuentemente han sido descriptas unidades consideradas similares. En la zona de estudio los depósitos continentales terciarios han sido referidos históricamente como Formación Chimehuin (Turner, 1965a), mientras que hacia el sur se los ha agrupado bajo el término “Colloncurense” (Roth, 1899; Groeber 1929, 1946*)* y Formaciones Collón Cura (Yrigoyen, 1969) y Río Negro (Deferraris, 1966; Dessanti, 1972). Al norte del lago Aluminé, a lo largo del valle del río Bio Bio, colegas chilenos han asignado asimismo a una serie secuencias volcánicas y continentales de características similares a la Formación Mitrauquén (Suárez y Emparán, 1997).

Los niveles terciarios neógenos fueron estudiados inicialmente por Roth (1899), quien investigó el contenido faunístico en las exposiciones de las márgenes del río Collón Cura, a las que denominó como “Colloncurense”. Posteriormente Yrigoyen (1969) propuso la denominación formal Formación Collón Cura.

Para el segmento comprendido entre los 39º y los 40ºS, las secuencias del terciario fueron identificadas originalmente como “Colloncurense” por Groeber (1929), Banchero (1957) y Coco (1957), y como Formación Collón Cura por Leanza y Leanza (1979), mientras que los miembros superiores fueron referidos como “Areniscas Azuladas” por Galli (1954; 1969a) en consonancia con las “Areniscas del Río Negro” o “Rionegrense” propuestos por Roth (1899), Groeber (1929), y Wichmann (1934) hacia el sur.

Estas secuencias han sido estudiadas desde un punto de vista estratigráfico y de su contenido paleontológico por un gran numero de investigadores. La mayor parte de los trabajos que abordaron la estratigrafía del Terciario en los sectores extraandinos de Neuquén y Río Negro, han dividido a los depósitos continentales neoterciarios en dos unidades: las Formaciones Collón Cura y Río Negro, separadas por intercalaciones del basalto I de Groeber (1922; 1955) y adjudicadas mayormente al Mioceno y al Plioceno respectivamente (Groeber, 1922, 1955; Dessanti, 1972, Digregorio y Uliana, 1975; González Díaz y Nullo, 1976; González Díaz y Riggi, 1984). En el marco de estudios regionales y de la confección de las hojas geológicas del SEGEMAR entre las localidades de Aluminé y Junín de los Andes, Turner (1965a; 1965b;

1973; 1976) propone el término Formación Chimehuin como criterio para agrupar a las secuencias volcanosedimentarias depositadas entre el Mioceno, y difíciles de diferenciar en el campo. Trabajos posteriores cuestionan la validez de esta denominación, y proponen que la Formación Chimehuin corresponde a un término formal carente de una adecuada determinación y definición que incluiría a distintas formaciones (Formaciones Collón Cura y Río Negro) (González Díaz y Riggi, 1984). A partir de un estudio sedimentológico de detalle a lo largo de la cuenca de Collón Cura, entre Junín de los Andes y San Carlos de Bariloche, González Díaz *et al*. (1986) dividen a estos depósitos en las Formaciones Collón Cura y Caleufú, esta última conformada por los miembros Limay Chico y Alicura, los cuales según estos autores conforman un único ciclo agradacional que incluye a las antiguas Formaciones Río Negro y Alicurá. Trabajos de índole regional recientes realizados en la zona de estudio continúan utilizando el término propuesto por Turner (1965a) para designar a las secuencias volcanosedimentarias expuestas en la zona (Leanza *et al*., 2003; Cucchi *et al*., 2005).
La dificultad de llevar a la práctica la separación y diferenciación de buena parte de las secuencias continentales neoterciarias debido a la discontinuidad de las exposiciones y a la cobertura del área, hace que en el presente estudio el “Colloncurense” y las formaciones “Collón Cura” y “Caleufú” sean reunidas bajo el término de Formación Chimehuin diferenciando entre sus distintos miembros siempre que ello sea posible.

Los depósitos neoterciarios se distribuyen esencialmente a lo largo de una faja latitudinal que se extiende desde el valle del río Bio Bio en territorio chileno, continua a lo largo de los faldeos occidentales de la Cordillera de Catan Lil, hasta ocupar buena parte del sector extraandino al la altura de Junín de los Andes. Dada la configuración accidentada del relieve en el sector precordillerano del área de estudio, estos se distribuyen principalmente a lo largo de una serie de depocentros intermontanos que suelen coincidir con los principales cursos fluviales de la zona (ríos Lonquimay, Kilca, Aluminé, y Catan Lil). Las secciones mas completas corresponden a aquellas que se pueden observar a lo largo de los ríos Mitrauquén, Tralilhue y Pino Seco en el segmento norte (Suárez y Emparan, 1997), a lo largo de los ríos Limenco, Llamuco y Rahue en el sector central, y en una faja latitudinal bien expuesta al este del curso inferior del río Catan Lil a la altura de Las Coloradas. Hacia el sur, las características del relieve menos accidentado en el retroarco hace que las secuencias aparezcan expuestas con mayor continuidad desde el quiebre topográfico del frente de la Cordillera Principal en el poniente, hasta el curso de los ríos Aluminé y Collón Cura al este, con secuencias particularmente bien desarrolladas a lo largo del valle del Río Chimehuin.

La característica litológica esencial de estas secuencias es la presencia de material tobáceo

primario o reelaborado participando en la conformación de areniscas, conglomerados y en menor medida pelitas, por lo que estas pueden ser interpretadas como una serie de depósitos continentales fuertemente vinculados a una actividad volcánica coetánea. A pesar de que las exposiciones deben haber sido relativamente continuas, los asomos se concentran de manera discontinua en los distintos depocentros (Lonquimay, Kilca y Catan Lil) dispuestos latitudinalmente entre los 38º15' y los 40ºS, de manera que la descripción detallada de estas secuencias se hará respetando la configuración de los mismos.

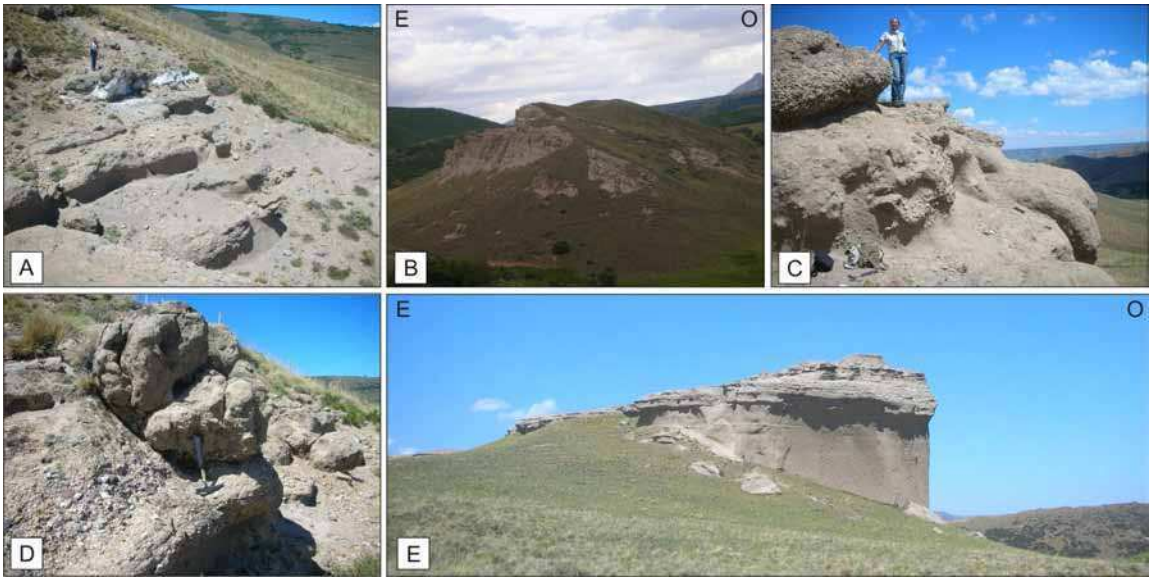


Fig. 3.13. Miembro inferior de las secuencias neógenas de la Formación Chimehuin en el depocentro Kilca. **A y B**. Exposiciones en las inmediaciones del arroyo Quilachanquil, compuestas por la intercalación de conglomerados clasto y matriz-sostenidos y niveles de tobas. **C y D**. Detalle de los niveles conglomerádicos clasto y matriz-sostén interpretados como correspondientes a flujos de detritos y canales gravosos. E. Banco masivo de tobas con niveles de tufitas y conglomerados sobrepuestos.

Depocentro Lonquimay

En este sector ubicado en territorio chileno, las secuencias neoterciarias están integradas por una sucesión de conglomerados, ignimbritas y lavas andesíticas expuestas a lo largo de una franja ubicada inmediatamente al este del río Bio Bio (Fig. 3.2). Suárez y Emparán (1997) diferenciaron en este sector dos miembros dentro de estas secuencias: un miembro esencialmente conglomerádico, con intercalaciones de ignimbritas de composición dacítica y lavas andesíticas, y otro miembro constituido por lavas andesíticas y tobas, que sobreyace y engrana lateralmente con el primero. Estas secuencias se disponen concordantemente a las sedimentitas de la Formación Cura Mallín, y marcan un cambio de un ambiente esencialmente

lacustre a un sistema fluvial de ríos gravosos y flujos torrenciales.
Para el miembro inferior de la Formación Mitrauquén en el cerro Licurá, Suárez y Emparán (1997), han informado un espesor mínimo de 300 metros (sin base expuesta). Para el miembro volcánico han estimado asimismo un espesor mínimo de 100 metros.
Estas secuencias fueron interpretadas como acumuladas en un abanico aluvial sobre la base de la presencia de conglomerados fluviales y depósitos de flujo de detritos en la unidad inferior del miembro sedimentario (Suárez y Emparán, 1997), el cual fue sucedido por un sistema fluvial entrelazado (Suárez y Emparán, 1997; Melnick *et al*., 2006).

Depocentro Kilca

En este sector los depósitos neoterciarios han sido referidos históricamente como Colloncurense (Galli, 1969b) y como Formación Chimehuin (Turner, 1965b, 1973; Uliana, 1978). Están integrados por una sucesión de conglomerados, ignimbritas y lavas intercaladas, con una proporción menor de areniscas, tufitas y paleosuelos que se concentra principalmente entre el curso del Río Aluminé y los faldeos occidentales de la Cordillera de Catan Lil.
A grandes rasgos pueden diferenciarse dos miembros, uno inferior en el que predominan las tobas y los conglomerados, y uno superior en el que el espesor de las secuencias y la presencia de tobas disminuye y los niveles de areniscas y tufitas se hacen más abundantes (Fig. 3.14). Este miembro sobreyace y engrana lateralmente con el primero. En determinados sectores son frecuentes las intercalaciones de basaltos, las cuales pueden volverse abundantes relegando a las sucesiones volcanosedimentarias como sucede al este del río Aluminé en los valles del arroyo Relém y del río Rucachoroi.

Los conglomerados suelen representar canales gravosos de diferentes dimensiones, mientras que los niveles ignimbriticos y los conglomerados matriz-sostén tienden a expresarse en cuerpos tabulares que representan episodios volcánicos y flujos gravitatorios asociados a pendientes pronunciadas.
La base de la secuencia difícilmente aparece expuesta a estas latitudes, pero de un corte del río Aluminé se infiere que esta sobreyacen discordancia mediante a las secuencias volcánicas paleógenas y es a su vez cubierta por basaltos de edad pliocena. Se estima un espesor aproximado de 450 metros.

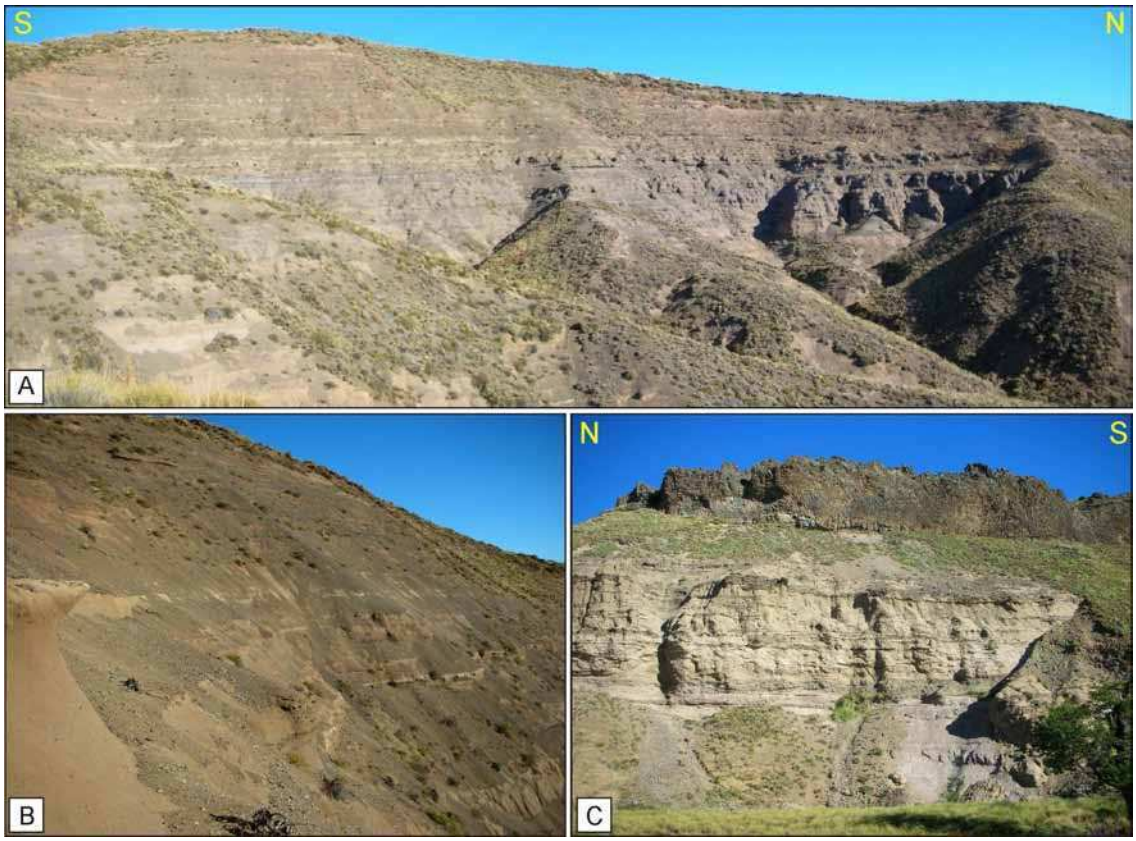


Fig. 3.14. Secuencias neoterciarias en el depocentro Kilca. **A y B.** Miembro superior. Intercalación de tobas, areniscas azuladas y conglomerados lenticulares al sur de la Pampa del León. **C.** Intercalación de tobas, areniscas tobaceas y niveles conglomerádicos a lo largo del río Kilca.

En un perfil de detalle del miembro inferior en el valle del río Quilachanquil (Fig. 3.15) se han identificado las siguientes unidades de acumulación:

1. Bancos tabulares masivos de colores claros que alcanzan hasta los 5 m de espesor. Son abundantes los fragmentos subangulares de volcanitas de entre 2 y 18 cm de diámetro y los fragmentos de ignimbritas de hasta 10 cm de diámetro. Es común la presencia de intercalaciones de lentes clasto-soportados constituidos esencialmente de fragmentos subangulares de volcanitas y basaltos de hasta 30 cm de diámetro y fragmentos menores de sedimentitas del Grupo Cuyo. Entre los clastos de menor tamaño predominan los fragmentos pumíceos de entre 0,5 y 2 cm. La matriz es esencialmente tobacea. Se interpretan como depósitos de flujos gravitatorios (flujo de detritos).

2. Conglomerados polimícticos clasto-sostenidos. Bancos lenticulares de hasta 1 metro de espesor. Los clastos son mayormente subredondeados y presentan tamaños de entre 0,5 y 7cm. Corresponden esencialmente a sedimentitas del Grupo Cuyo, a volcanitas del pre-Cuyo

y a fragmentos de tobas terciarias. La matriz es arenosa-tobácea. Se interpretan como depósitos de canales dominantemente gravosos.

3. Tobas líticas. Bancos tabulares masivos de hasta 1,10 metros de espesor. Clastos subangulares a subredondeados de tamaños y litologías variables. Fragmentos de hasta 8 cm de diámetro de basaltos y volcanitas triásicas, fragmentos pelíticos del Grupo Cuyo y gran cantidad de fragmentos pumíceos de entre 0,1 y 1,5 cm de espesor.

4. Conglomerados polimícticos clasto-sostenidos con leve estratificación horizontal. Bancos de hasta 1,35 m de espesor. Los clastos corresponden dominantemente a fragmentos subangulares a subredondeados de tobas infrayacentes, aunque también son abundantes los clastos de volcanitas y sedimentitas mesozoicas. Se interpretan como depósitos de canales fluviales.

5. Tobas de lapilli. Bancos tabulares masivos de hasta 0,85 m de espesor y colores claros constituido esencialmente por fragmentos pumiceos (~85%) que no exceden el centímetro de diámetro. El resto corresponde a fragmentos líticos volcánicos y sedimentarios de diámetro menor a un centímetro.

Depocentro Las Coloradas

Las secuencias neoterciarias bien expuestas a lo largo del curso inferior del río Catan Lil representan un ciclo agradacional de secuencias volcanosedimentarias acumuladas en un depocentro intermontano asociado a las estructuras andinas bien desarrolladas en la zona. El relleno está conformado esencialmente por tobas, conglomerados clasto y matriz-sostenidos, niveles de paleosuelos y en menor medida tufitas y areniscas, localmente se observan intercalaciones de basaltos.

Pueden diferenciarse dos miembros dentro de estas secuencias, uno inferior dominado por depósitos gravitacionales (flujos de detritos), tobas y conglomerados clasto-sostenidos que engrana hacia los sectores distales con niveles de paleosuelos desarrollados en tobas, conglomerados de granulometrías más finas y areniscas tobáceas (Fig. 3.16). Las rocas que componen el miembro inferior de estas secuencias presentan en el área fuertes inclinaciones y discordancias progresivas asociadas al crecimiento de estructuras anticlinales con vergencia al oeste. El miembro superior esta formado dominantemente por secuencias sedimentarias depositadas a partir del retrabajo sedimentario de tobas e ignimbritas y se dispone de manera horizontal y subhorizontal mayormente en relación de discordancia respecto de las secciones inferiores (Fig. 3.16a). Los espesores son variables a lo largo del depocentro, pero se han estimado unos 500 metros en los sectores ubicados al este del Río Catan Lil (sin base expuesta).

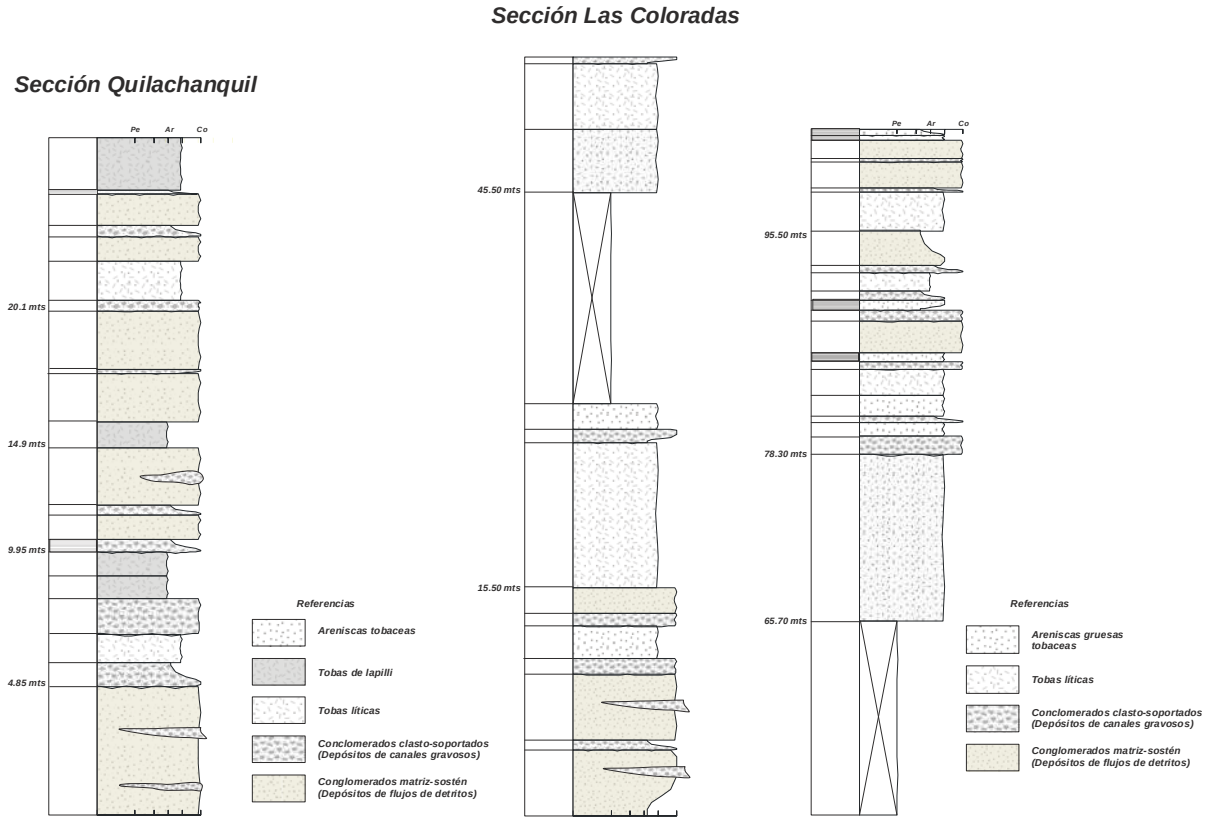


Fig. 3.15. Perfiles estratigráficos de detalle en las inmediaciones del arroyo Quilachanquil y al este de Las Coloradas.

En un perfil de detalle de la sección inferior de esta unidad 3 km al este del curso del río Catan Lil se han definido las siguientes unidades (Figuras 3.15 y 3.17):

1. Tobas líticas. Bancos masivos y tabulares de hasta 12 metros de espesor de tobas con predominancia de clastos angulosos de hasta 7 cm de diámetro de sedimentitas del Grupo Mendoza y gran abundancia de fragmentos de conchillas de bivalvos. Incluyen asimismo clastos de volcanitas mesosilíceas y básicas, como también fragmentos de cuarzo subredondeado a redondeado. Se interpretan como depósitos de flujos piroclásticos.

2. Bancos masivos de hasta 1,4 m de espesor de conglomerados polimícticos clasto-soportados, compuestos por clastos subangulosos de sedimentitas (esencialmente fragmentos de pelitas y areniscas correspondientes las secuencias del Grupo Mendoza) y clastos subredondeados de volcanitas ácidas y mesosilíceas. La matriz es esencialmente tobacea. Los clastos alcanzan hasta 40 cm de diámetro. Se interpretan como flujos de detritos.

3. Tobas pumíceas. Bancos tabulares masivos de hasta 10 metros de espesor de tobas

pumíceas. Predominan los fragmentos pumíceos del tamaño arena. Pueden observarse fragmentos líticos en forma subordinada entre los que predominan sedimentitas subredondeadas y subangulosas y en menor medida fragmentos de cuarzo y volcanitas. Se interpretan como flujos piroclásticos.

4. Conglomerados polimícticos clasto-soportados. Banco lenticulares de hasta 0,5 metros de espesor. Algunos bancos no superan los 10 cm de espesor. Los clastos no superan los 0,3 cm de diámetro y corresponden esencialmente a fragmentos subangulosos y subredondeados de sedimentitas y cuarzo. En algunos casos estos bancos presentan estratificación horizontal o entrecruzada. Se interpretan como depósitos de canales gravosos.

5. Areniscas de grano grueso. Bancos tabulares y lenticulares de entre 0,70 y 8 m de espesor de areniscas de grano grueso compuestas por un porcentaje elevado material tobaceo. Se interpretan como tobas resedimentadas.

6. Conglomerados polimícticos matriz-soportados. Bancos tabulares de hasta 6 m de espesor de conglomerados compuestos por clastos subredondeados a subangulosos de hasta 7 cm de espesor de sedimentitas y volcanitas inmersos en una matriz esencialmente tobacea. Se interpretan como flujos de detritos.

Los perfiles levantados en las secciones inferiores de los depocentros Kilca y Las Coloradas difieren en la composición litológica de los clastos que integran los diferentes depósitos. Mientras que en las sucesiones de Kilca predominan fragmentos de volcanitas correspondientes al pre-Cuyo, fragmentos graníticos y de sedimentitas del Grupo Cuyo, las sucesiones de las Coloradas presentan una clara predominancia de fragmentos de sedimentitas del Grupo Mendoza por sobre las demás litologías, lo que es perfectamente consistente con las litologías que se expresan en la Cordillera de Catan Lil y el anticlinal las Coloradas, estructuras que conformarían las respectivas áreas de aporte para ambos depocentros.

A pesar de ello, existe marcada similitud en las características de los depósitos y el tipo de ambientes que estos expresan. Ambas secciones se ubican en posiciones proximales respecto de los sectores que concentraron mayor deformación en el mioceno. Ello hace que en estas secuencias predominen los depósitos de flujos gravitatorios y canales gravosos asociados a la actividad volcánica del momento. Estas facies son reemplazadas hacia sectores más distales por sucesiones de menor granulometría correspondientes a ambientes de menor energía.

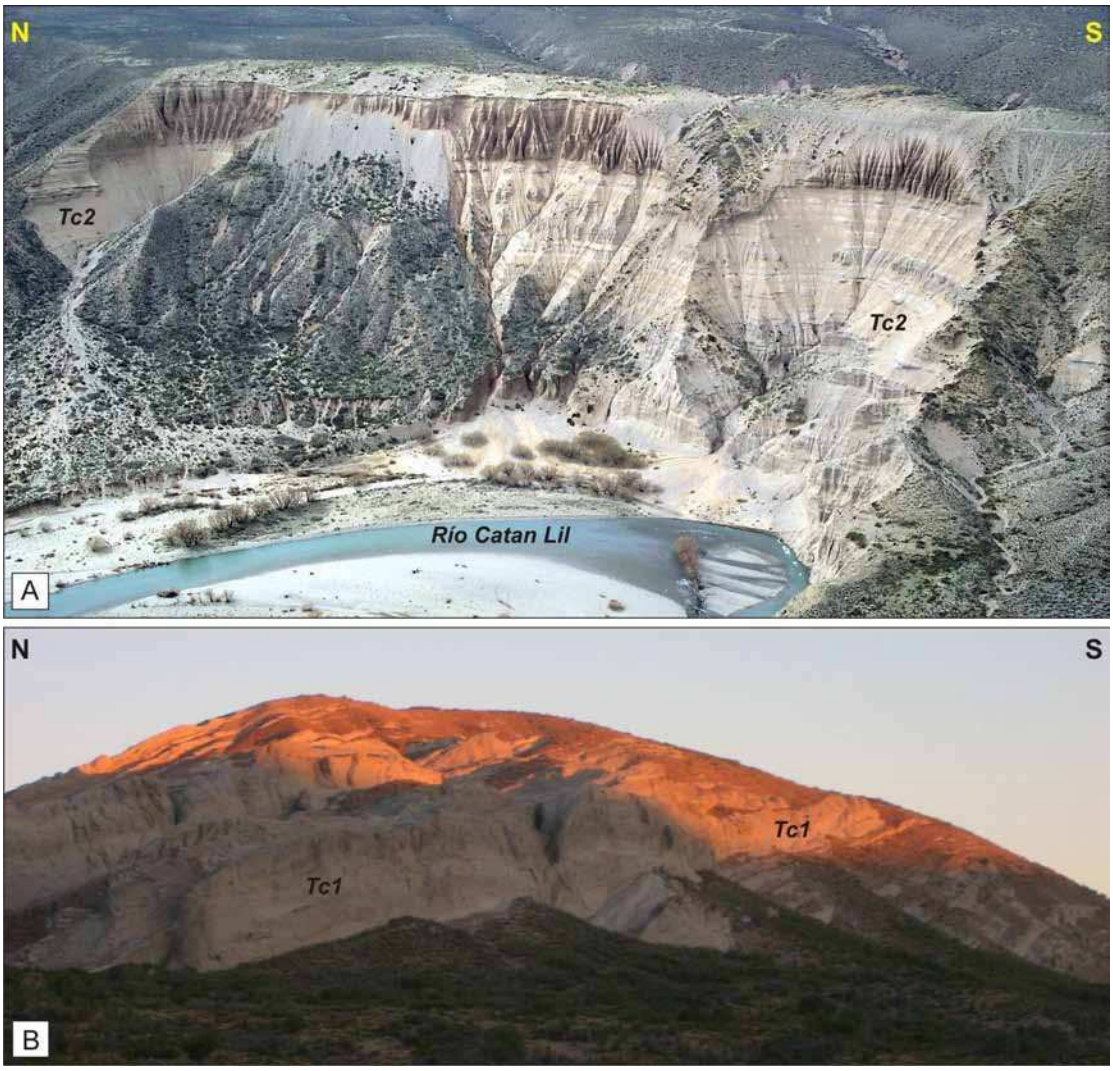


Fig. 3.16. Secuencias terciarias expuestas en el depocentro Catan Lil. **A.** Miembro superior (Tc2) sobre la margen izquierda del río Catan Lil. Intercalación de tobas, conglomerados y areniscas tobáceas dispuestas subhorizontalmente (fotografía tomada por Jorge Amado, fuente: Google Earth). **B.** Miembro inferior de la Formación Chimehuin (Tc1) unos 3 Km al este de Las Coloradas compuesto por la intercalación de tobas y depósitos de flujos de detritos y canales gravosos.

La presencia de conglomerados matriz-soportados de fábrica desordenada sugiere que estos fueron depositados como flujos de detritos. Los paleocanales de material esencialmente gravoso indican el desarrollo de ríos entrelazados. De esta manera, estas secuencias pueden ser interpretadas como acumuladas en un contexto de elevadas pendientes con el probable desarrollo de abanicos aluviales representados por la abundancia de depósitos correspondientes a flujos gravitatorios con canales gravosos y arenosos intercalados. Este ambiente parece ser sucedido por un ambiente fluvial de tipo entrelazado mejor representado hacia las secciones superiores. Estas características hacen que los depósitos neoterciarios

ubicados a lo largo del valle de los ríos Kilca, Aluminé y Catan Lil sean correlacionables a aquellos asignados a la Formación Mitrauquén al este del valle del Bio Bio en territorio chileno.

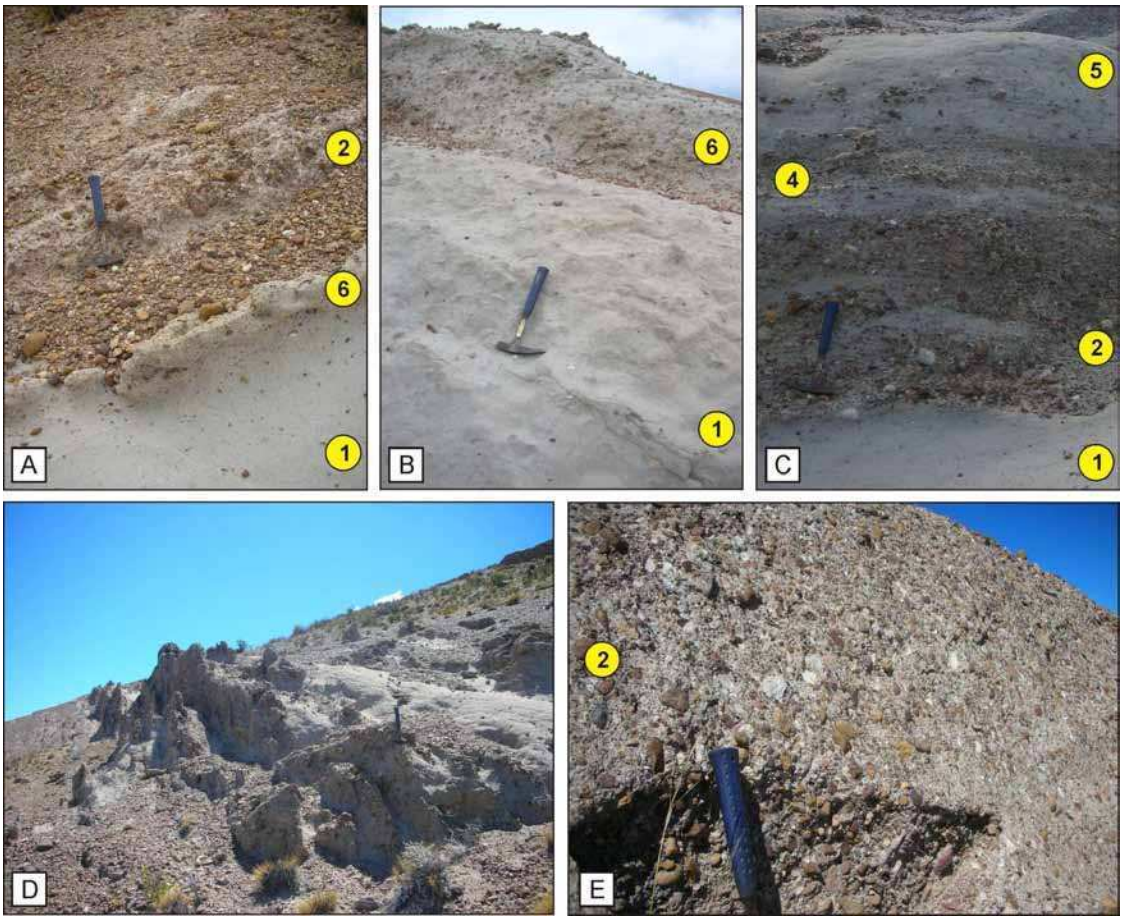


Fig. 3.17. Detalle del miembro inferior de la Formación Chimehuin 3 Km al este de las Coloradas. Los círculos amarillos representan las distintas unidades de acumulación definidas en la sección Las Coloradas.

Edad y correlaciones

Las secuencias neoterciarias expuestas en los sectores extraandinos de las provincias de Neuquén, Río Negro y Chubut, como también aquellas expuestas en la región del Bio Bio en Chile, presentan un amplio rango de edades que de acuerdo con las dataciones disponibles hasta el momento abarca gran parte del Mioceno. Estas han sido datadas por diferentes investigadores, habiéndose obtenido edades de entre 18 y 7,4 Ma (veáse Tabla 3.1). Los basaltos que frecuentemente se disponen sobre las mismas han arrojado a su vez edades que van de los 6,7 a los 3,4 Ma (Valencio *et al*., 1970; Linares *et al*., 1991; Suárez y Emparán, 1997; Vattuone y Latorre, 1998; Re *et al*., 2000). Estas secuencias son a su vez portadoras de

restos óseos y piezas dentarias de grandes mamíferos herbívoros de edad dominantemente friasense (Uliana, 1979).
Este ciclo agradacional se extendería de esta manera entre el Mioceno medio y el Plioceno aproximadamente. Dado que estas secuencias son clave en la delimitación de los tiempos de deformación que afectaron a la región, es necesario establecer diferencias y similitudes entre los diferentes términos para poder acotar las edades de algunos de los miembros que aparecen expuestos entre los 38º y los 40ºS.

Tanto por su ubicación estratigráfica, intercalada entre la Formación Cura Mallín (Oligoceno - Mioceno inferior a medio) y las lavas del Plioceno, como por una serie de dataciones en tobas e ignimbritas que forman parte de las sucesiones y que arrojaron valores de entre 9,5 y 8 Ma (veáse Tabla 3.1), es posible asignar las secuencias volcanosedimentarias de la Formación Mitrauquén expuestas en el valle del Bio Bio al Mioceno superior, mas precisamente a un lapso comprendido entre los 9,5 y los 5,7 / 4,8 Ma.

Los depósitos terciarios expuestos en diferentes sectores a lo largo de la faja plegada y corrida del Agrio han sido asignados en diferentes trabajos a las Formaciones Puesto Burgos y Rincón Bayo. Ambas unidades presentan similitudes con los miembros inferior y superior del Terciario expuesto en los depocentros Kilca y Las Coloradas. No se conocen sin embargo dataciones para estas unidades. Las edades que se manejan hasta el momento (Mioceno medio y Mioceno superior – Plioceno respectivamente según Zamora Valcarce, 2006) provienen esencialmente de restos fósiles de mamíferos y plantas, y de correlaciones con unidades expuestas en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. Esto hace que estas edades resulten menos confiables que las que se manejan para las secuencias expuestas en Chile. Hay que agregar que un basalto intercalado en secuencias conglomerádicas terciarias en las inmediaciones de la ciudad de Zapala fue datado en 8,6 Ma (Melnick et al., 2006). Basaltos similares han arrojado asimismo edades de 8,8 y 8 Ma inmediatamente al sur de este sector (Valencio et al., 1970).
Las secuencias terciarias expuestas principalmente a lo largo de los faldeos occidentales de la Cordillera de Catan Lil y sectores adyacentes no han sido estudiadas en detalle en investigaciones previas, por lo que las dataciones en el área son escasas. Pueden asignarse sin embargo a un período comprendido entre los 10 y los 6,2 – 3,4 Ma sobre la base de dataciones realizadas en basaltos intercalados en las secuencias terciarias, las cuales arrojaron una edad de 10 ± 1 Ma inmediatamente al norte de la Pampa del León (Vattuone y Latorre, 1998) y de 10 ± 1 Ma en las inmediaciones de Aluminé (Linares y González, 1990), así como también por dataciones realizadas en basaltos que cubren a las mismas y que

arrojaron valores entre 6,2 ± 0.3 Ma y 3,4 ± 0.1 (Vattuone y Latorre, 1998; Re et al., 2000) . Estas edades ubican a esta sucesión volcanosedimentaria dentro del Mioceno superior, lo que es consistente con las edades que presentan las sucesiones terciarias en el depocentro Lonquimay, las cuales como se ha visto, presentan características similares a las secuencias expuestas en a lo largo de los valles de los ríos Aluminé y Kilca.

Las secuencias expuestas a lo largo del valle del río Catan Lil pueden ser correlacionadas sobre la base de sus características litógicas, a algunas de las sucesiones expuestas en el extremo norte de la cuenca de Collón Cura y en el depocentro Kilca. Si bien no se conocen dataciones para estas exposiciones en particular, estudios de detalle de los diferentes miembros ignimbríticos que componen parte de las secuencias terciarias en los sectores extraandinos de los Andes Patagónicos septentrionales (Miembros ignimbrítico Pilcaniyeu, Chimehuin y Llamuco), han permitido asignar sobre la base de sus características litológicas a las ignimbritas del valle del río Catan Lil al miembro ignimbrítico Chimehuin (ICH), al cual se le ha asignado una edad de 8 Ma (Mazzoni y Benvenuto, 1990; Mazzoni y Rapela, 1991). Si bien el miembro ignimbrítico Chimehuin (ICH) presenta características similares al miembro ignimbrítico Pilcaniyeu, este se diferencia sobre la base de un mayor contenido de pómez, cristales y líticos (Mazzoni y Rapela, 1991). Ello situaría a gran parte de las secuencias terciarias que afloran entre Junín de los Andes y Las Coloradas, dentro de términos estratigráficos más jóvenes respecto de las secciones medias e inferiores de la Formación Collón Cura, cuyo miembro ignimbrítico Pilcaniyeu ha sido asignado al Mioceno medio sobre la base de numerosísimas dataciones que oscilan en torno a los 14 Ma (Marshall et al., 1977; Rabassa, 1978; Mazzoni y Benvenuto, 1990; Mazzoni y Rapela, 1991; González Díaz et al, 1990; entre otros). Dataciones realizadas en las inmediaciones de Junín de los Andes en ignimbritas y tobas intercaladas en los términos epiclásticos de las secuencias terciarias, han arrojado edades de entre 11 y 7,4 Ma, lo que avalaría esta hipótesis.

De acuerdo a lo expuesto es posible restringir las secuencias terciarias del área de estudio al Mioceno superior, estando ausentes los términos inferiores que se encuentran bien representados al sur de Junín de los Andes a lo largo de los sectores medios y australes de la cuenca de Collón Cura. Así y todo, sigue resultando necesario un estudio estratigráfico detallado que incluya un plan de dataciones que permita diferenciar las diferentes secuencias que integran los depósitos terciarios, de modo de poder distinguir aquellas que pueden haberse depositado en un contexto extensional particularmente en la cuenca de Collón Cura, de aquellas que representan depósitos sintectónicos y/o sinorogénicos asociados a la última fase de deformación que afectó los sectores extraandinos de los Andes a estas latitudes.

Tabla 3.1. Recopilación de edades para los depósitos neoterciarios expuestos entre los 38º15’ y los 41ºS.

Zona Valle del Bio Bio (Chile)					
Formación Mitrauquén	Cordillera Piedra Parada	ignimbrita	K/Ar	7,8 ± 0,8 Ma	Suárez y Emparán (1997)
Formación Mitrauquén	Sector Piedra Blanca	toba dacítica	K/Ar	8,0 ± 0,5 Ma	Muñoz (1988)
Formación Mitrauquén	Río Mitrauquén	andesita	K/Ar	8,0 ± 0,3 Ma	Muñoz (1988)
Formación Mitrauquén	Río Tralilhue	andesita	K/Ar	8,1 ± 0,6 Ma	Muñoz (1988)
Formación Mitrauquén	Río Tralilhue	toba riolítica	K/Ar	8,3 ± 0,9 Ma	Muñoz (1988)
Formación Mitrauquén	Río Mitrauquén	toba riolítica	K/Ar	8,3 ± 0,9 Ma	Muñoz (1988)
Formación Mitrauquén	Río Pino Seco	toba	K/Ar	9.5 ± 2,8 Ma	Suárez y Emparán (1997)
Zona Aluminé					
Basalto intercalado en Chimehuin	NE de Zapala	basalto		8,6 ± 3,5 Ma	Valencio et al. (1970)
Basalto	5 Km S de Zapala	basalto		8,8 ± 0,2 Ma	Valencio et al. (1970)
Basalto intercalado en Chimehuin	Pampa del León	basalto		10 ± 1 Ma	Vattuone y Latorre (1998)
Basalto	Río Aluminé	basalto		10 ± 1 Ma	INGEIS (en Linares y González, 1990)
Zona Junín de los Andes					
Formación Chimehuin	Cuesta La Rinconada	ignimbrita	K/Ar	7,4 ± 0,2 Ma	INGEIS (en Linares y González, 1990)
Formación Chimehuin	Río Chimehuin	ignimbrita (ICH)		8 Ma	Mazzoni y Rapela (1991)
Formacion Chimehuin	Río Chimehuin	ignimbrita		8 Ma	González Díaz et al. (1986)
Formación Chimehuin	Co. Putmaker (N Junín)	toba	K/Ar	13 ± 3 Ma	INGEIS (en Linares y González, 1990)
Formación Chimehuin	Lg. Anchimayín (Junín)	toba	K/Ar	14 ± 1 Ma	González Díaz et al. (1990)
Formación Chimehuin	Co. Putmaker (N Junín)	toba	K/Ar	14 ± 1 Ma	González Díaz et al. (1990)
Formación Chimehuin?	Farallón del Chimehuin	toba		18 ± 1 Ma	Linares y González (1990)
Cuenca de Collón Cura Sur					
Formación Collón Cura	Ao. Limay Chico	toba	K/Ar	8 ± 0,2 Ma	González Díaz et al. (1990)
Formación Collón Cura	Ao. Limay Chico	toba	K/Ar	8 ± 2 Ma	González Díaz et al. (1990)
Formación Collón Cura	Ao. Limay Chico	toba	K/Ar	8 ± 2 Ma	Linares y González (1990)
Formación Collón Cura	Qda. Aguilucho (RN)	toba		10,7 Ma	Cazau et al. (1989)
Formación Collón Cura	Qda. Aguilucho (RN)	toba		11,5 Ma	Cazau et al. (1989)
Formación Collón Cura	Paso Flores (RN)	toba riodacitica	K/Ar	11 ± 1 Ma	Coira et al. (1985)
Formación Collón Cura	Ea. Collón Cura	toba	K/Ar	11 ± 1 Ma	González Díaz y Valvano (1974)
Formación Collón Cura	B. Saavedra (RN)	ignimbrita (MIP)	K/Ar	13,8 ± 0,9 Ma	Mazzoni y Benvenuto (1990)
Formación Collón Cura	Cerro Anchimayín	toba	K/Ar	14 ± 1 Ma	Linares y González (1990)
Formación Collón Cura	Ruta Nac. N40	ignimbrita (MIP)	K/Ar	14 ± 0,3 Ma	Marshall et al. (1977)
Formación Collón Cura	Ruta Nac. N40	ignimbrita (MIP)	K/Ar	14,1 ± 0,3	Marshall et al. (1977)
Formación Collón Cura	Ao. Quemquetre	ignimbrita (MIP)	K/Ar	14,4 ± 0,3 Ma	Marshall et al. (1977)
Formación Collón Cura	Río Collón Cura	ignimbrita (MIP)	K/Ar	14,1 Ma	Mazzoni y Rapela (1991)
Formación Collón Cura	Ao. Pichileufú (RN)	ignimbrita	K/Ar	14 ± 1 Ma	INGEIS (en Linares y González, 1990)
Formación Collón Cura	Corralito (RN)	ignimbrita (MIP)	K/Ar	15 ± 1 Ma	Outes Menga (1993)
Formación Collón Cura	Ruta Nac. N40 (RN)	ignimbrita	K/Ar	15 ± 1 Ma	Outes Menga (1993)
Formación Collón Cura	Pilcaniyeu (RN)	ignimbrita		15 Ma	Rabassa (1978)
Formación Collón Cura	Ruta Nac. N40	ignimbrita	K/Ar	15,4 ± 0,3 Ma	Marshall et al. (1977)
Formación Collón Cura	Ea. Thorp (RN)	ignimbrita	K/Ar	15,9 ± 3,1 Ma	Mazzoni y Benvenuto (1990)
Formación Collón Cura	Paso Flores (RN)	toba	K/Ar	16,1 ± 2,6 Ma	Mazzoni y Benvenuto (1990)
Formación Collón Cura	Corralito (RN)	ignimbrita (MIP)	K/Ar	16 ± 1 Ma	Outes Menga (1993)
Formación Collón Cura	Paso Flores (RN)	ignimbrita	K/Ar	18 ± 1 Ma	INGEIS (en Linares y González, 1990)

En la región, el Cuaternario se halla fundamentalmente representado por depósitos glaciarios, especialmente por el till de morenas marginales. Las correspondientes facies proglaciarias no han sido diferenciadas.

La remoción en masa alcanza mayor relevancia sobre ambos laterales del valle del río Aluminé, bajo la forma de flujos y deslizamientos rotacionales con una fase distal de corriente de tierra. Acumulaciones propias de deslizamientos rotacionales son comunes en las márgenes de las planicies estructurales lávicas de los basaltos neógenos.

CAPÍTULO 4. ARQUITECTURA EXTENSIONAL

4.1. Introducción

Durante el Triásico superior y el Jurásico inferior, el margen occidental de Gondwana estuvo sometido a un prolongado régimen extensional el cual dio lugar a la generación de un extenso sistema de depocentros, cuyo desarrollo estuvo fuertemente condicionado por las zonas de sutura y fabricas de basamento. En este contexto se enmarca la génesis inicial de la cuenca neuquina, la cual se inició como una cuenca de trasarco en el Triásico superior, período a partir del cual se depositaron más de 7.000 metros de secuencias sedimentarias caracterizadas por la alternancia de series marinas y continentales que reflejan una combinación de variaciones del nivel del mar y eventos tectónicos pasados (Vergani *et al*., 1995; Howell *et al*., 2005); evolucionando de una cuenca de trasarco a un sistema de antepaís clásico hacia principios del Cretácico superior (Vergani *et al*., 1995).

La configuración inicial de la cuenca estuvo caracterizada por el desarrollo de profundos depocentros aislados limitados por fallas normales, los cuales concentraron espesores variables de secuencias volcano-sedimentarias (Vergani *et al*., 1995; Franzese y Spalletti, 2001). Estos se habrían interconectado posteriormente durante la etapa de enfriamiento térmico (Vergani *et al*., 1995; Franzese y Spalletti, 2001). De esta manera, la apertura de la cuenca quedo registrada en depósitos clásticos de *synrift* principalmente continentales, volcánicos y piroclásticos agrupados dentro del ciclo precuyano o del término informal pre-Cuyo (Gulisano, 1981; Gulisano *et al*., 1984; Legarreta y Gulisano, 1989).

La mayor parte de los estudios acerca de la arquitectura extensional de la cuenca se focalizaron históricamente en los sectores extraandinos, donde una relativa baja influencia de la deformación andina, sumado a los sucesivos relevamientos por parte de la industria del petróleo han permitido una buena caracterización de la distribución de estos sistemas en subsuelo (Vergani *et al*., 1995; Rossello y Barrionuevo, 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Cristallini *et al*., 2006, 2009; Pángaro *et al*., 2006; Mosquera, 2008; Silvestro y Zubiri, 2008).

Los sectores occidentales o andinos de la cuenca han recibido por el contrario menor atención relativa debido a la mayor dificultad en la caracterización de la estructura extensional como consecuencia de la fuerte deformación compresiva a la que han sido sometido estos sectores durante la deformación andina.

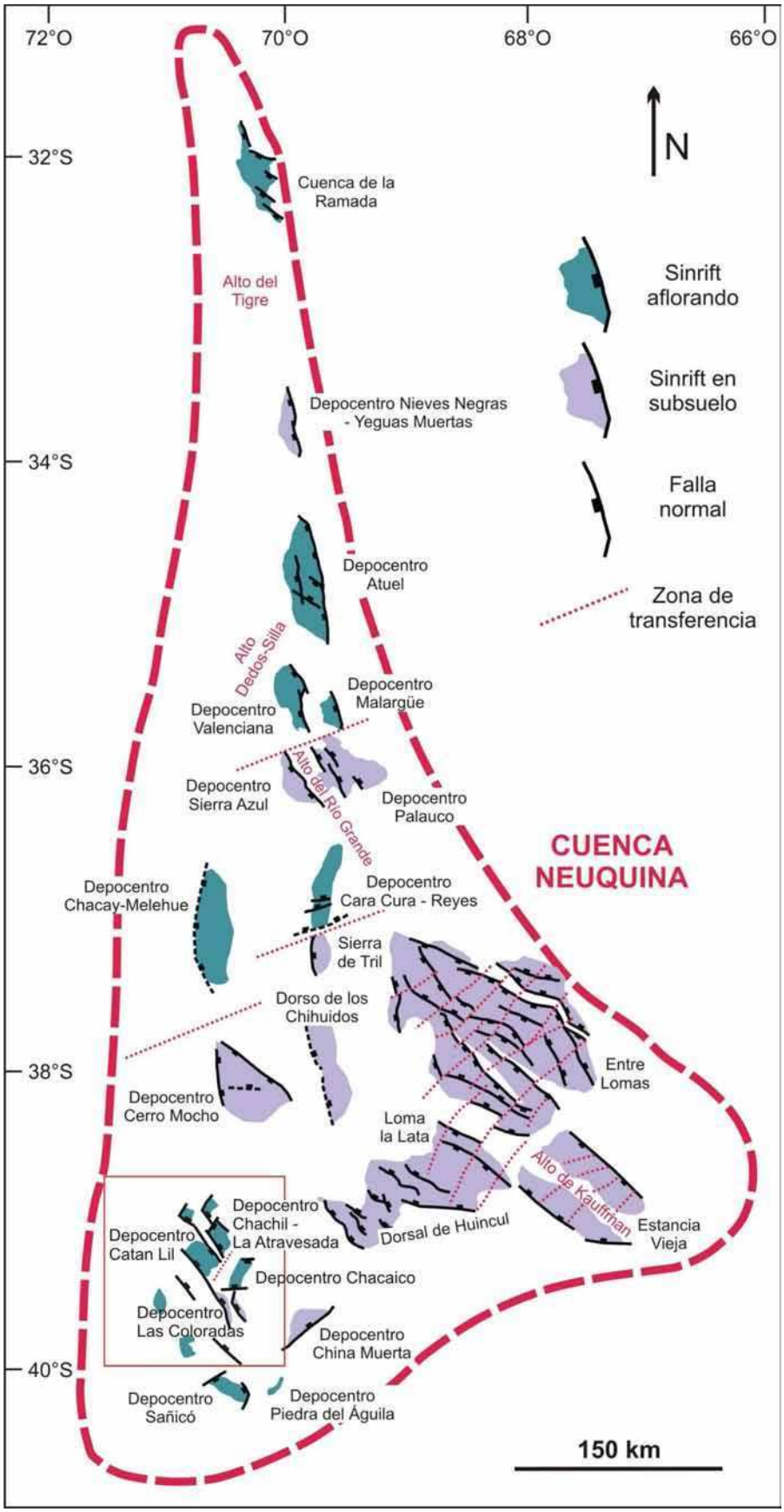


Fig.4.1. Mapa de distribución de los depocentros pre-cuyanos de edad triásica superior – jurásica inferior en el ámbito de la cuenca neuquina. (Tomado de Bechis, 2009, con modificaciones en el segmento de estudio enmarcado en el recuadro).

Esta fase de inversión ha llevado sin embargo a que una buena parte de los depósitos de *synrift* y de las estructuras que los controlaron estén bien expuestos en sectores septentrionales y australes de la cuenca. Ello convierte a estos sectores en lugares óptimos para estudios estratigráficos y estructurales de detalle, que permitan caracterizar la cinemática de apertura de estos sistemas y la importancia relativa de las distintas variables que intervinieron en el proceso extensional (direcciones de extensión, anisotropías de basamento, debilidades litosféricas, etc.).

En el marco del presente estudio, resulta clave una precisa caracterización de los sistemas extensionales, dado el fuerte control que estos han ejercido en la posterior estructuración compresional del área. Cuando observamos un mapa de las estructuras andinas del retroarco entre los 38º15' y los 40º00'S, apreciamos inmediatamente una variación significativa en la orientación de las mismas de acuerdo a su ubicación. Estas variaciones tienen su correlato en los diferentes estilos de deformación reconocidos, y son interpretadas como el resultado del desarrollo heterogéneo de los sistemas de rift dentro del área de estudio.
Un conocimiento detallado de la geometría de los sistemas de rift, su ubicación y desarrollo, nos permitirá de esta manera explicar variaciones en los estilos y magnitudes de deformación a lo largo del segmento aquí estudiado, y comprender mejor como actuaron los procesos de deformación en aquellos sectores en los que se desarrollaron depocentros extensionales.

4.2 Geometría de los depocentros extensionales

Los depocentros extensionales del Triásico superior – Jurásico inferior presentan configuraciones variables a lo largo y ancho de la cuenca neuquina, las cuales están esencialmente gobernadas por la orientación de las fallas normales que controlaron su desarrollo inicial. Existe cierto consenso en que las variaciones de estas estructuras en relación a su ubicación dentro de la cuenca han sido controladas por anisotropías del basamento vinculadas esencialmente a la orientación del grano estructural del mismo (Vergani *et al*., 1995; Mosquera y Ramos, 2006; Mosquera, 2008).
A grandes rasgos es posible diferenciar dentro de la cuenca un sector interno andino que fue afectado de manera significativa por las sucesivas fases de deformación compresiva, de un sector externo, donde los efectos de la deformación no alcanzaron a alterar significativamente la configuración primigenia de los depocentros extensionales. Estas diferencias pueden resultar ventajosas o no al momento de estudiar la arquitectura extensional este sector de los Andes. La baja influencia de la

deformación andina en los sectores externos se traduce en una mejor preservación de las fallas normales que controlaron el desarrollo inicial de la cuenca. A ello se le puede agregar el mayor potencial petrolero relativo de los sectores externos respecto del sector andino, lo que se expresa en mayores niveles de detalle del conocimiento que se tiene de la arquitectura extensional, producto de la alta densidad de información de subsuelo disponible para el ámbito del engolfamiento. En los sectores internos de la cuenca en general y en el área de estudio en particular, las sucesivas fases de deformación compresional que afectaron la región dificultan considerablemente la reconstrucción de la geometría original de los depocentros. Ha sido sin embargo el mismo proceso de inversión tectónica, el que ha permitido que buena parte del relleno inicial de la cuenca y de las estructuras que controlaron su acumulación, aparezcan expuestos en las fajas plegadas y corridas andinas a lo largo de una franja meridional que se extiende entre los 32º y los 40ºS aproximadamente (Fig. 4.1). Ello facilita los estudios estratigráficos y estructurales de campo, independientemente de la información de subsuelo de la que se disponga. Así y todo sigue siendo superior el conocimiento que se tiene acerca de los sectores externos de la cuenca, lo que se puede apreciar con claridad en la figura 4.1., y lo que implica que estudios que tiendan a resolver esta problemática sigan siendo necesarios.

A diferencia de lo que ocurre en otras cuencas de rift a lo largo de los Andes, donde los depocentros que han controlado su desarrollo son escasos y de gran magnitud, la cuenca neuquina se caracteriza por una amplia red de depocentros con valores de longitud que se encuentran entre los 5 y los 70 Km, y cuyo ancho oscila en torno a los 7 Km (Mosquera, 2008). Esto se traduce en un elevado número de depocentros de dimensiones medias y configuraciones variables desarrollados a lo largo y ancho de la cuenca neuquina.

Los depocentros del engolfamiento neuquino

En el sector del engolfamiento neuquino las fallas normales mesozoicas muestran una orientación dominante ONO a NNO (Vergani *et al*., 1995; Veiga *et al*., 1999; Cristallini *et al*., 2006, 2009; Mosquera y Ramos, 2006; Barredo *et al*., 2008; Mosquera, 2008). Los depocentros correspondientes a los sistemas Entre Lomas, Loma La Lata y Estancia Vieja se desarrollan en subsuelo y presentan una orientación general NO con variaciones entre ONO y NNO. Las estructuras de primer orden corresponden esencialmente a fallas normales de polaridades NE y SO y longitudes de hasta 20 Km, segmentadas por zonas de transferencia de orientación NE (Fig. 4.1) (Vergani *et al*., 1995; Veiga *et al*., 1999; Rossello y Barrionuevo, 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Cristallini *et al*., 2006, 2009; Barredo *et al*., 2008). Esta configuración puede hacerse

extensiva a los sectores extraandinos correspondientes a la dorsal de Huincul, donde de acuerdo a estudios recientes, las fallas extensionales presentarían un rumbo similar dado por estructuras con una orientación general ONO a NO (Pángaro *et al*., 2006; Silvestro y Zubiri, 2008). Los modelos previos de la dorsal coincidían en postular fallas normales de orientación ENE a E-O y polaridades norte y en menor medida sur (Vergani *et al*., 1995; Mosquera y Ramos, 2006).

En los sectores extraandinos ubicados al sur de la dorsal de Huincul correspondientes a la subcuenca de Picún Leufú (Mosquera y Ramos, 2006), las fallas normales se disponen de manera subparalela al lineamiento Río Limay con una orientación dominante ENE a NE (Vergani *et al*., 1995; Mosquera y Ramos, 2006; Mosquera 2008). Dentro de este sector se destaca el depocentro China Muerta, el cual estuvo controlado por una falla normal de rumbo NE con el bloque hundido hacia el NO, en donde se acumularon hasta 3.000 metros de secuencias de *synrift* representadas mayormente por depósitos lacustres correspondientes a la Formación Puesto Kaufmann, los cuales se encuentran en subsuelo (Mosquera y Ramos, 2006) (Fig. 4.1).

Los depocentros internos

La estructura extensional de los sectores andinos de la cuenca se encuentra enmascarada por los distintos pulsos compresivos a los que ha sido sometido todo el retroarco interno andino de la provincia de Neuquén, lo que dificulta en cierta medida su identificación. Como consecuencia de este mismo proceso de inversión, es posible sin embargo encontrar exposiciones de las secuencias de *synrift* y de las estructuras que controlaron su acumulación. Es lo que ocurre en los sectores precordilleranos correspondientes a la Cordillera del Viento al norte y a las Cordilleras de Chachil, Catan Lil y Chacaico al sur. Ambos se ubican en un área de borde de cuenca en donde los distintos depocentros mesozoicos se encuentran bien desarrollados. En aquellos sectores en que las secuencias de *synrift* no aparecen expuestas, estos cordones se encuentran segmentados por extensos lineamientos y fallas de orientación NO a NNO.

El depocentro de Chacay Melehue es el más significativo en el área de la Cordillera del Viento (Fig. 4.1). Este ha sido descripto como un hemigraben con polaridad hacia el este sobre la base de un incremento de los espesores del precuyano hacia el oeste (Manceda y Figueroa, 1993, 1995), el cual estaría vinculado a una estructura con inclinación al este coincidente con el borde occidental de la Cordillera del Viento (Booth y Coward, 1996; Zapata *et al*., 1999).

El segmento de las Cordilleras de Catan Lil, Chachil y Chacaico corresponde al área de estudio y entre los sistemas de mejor desarrollo se encuentran los depocentros de

Catan Lil, Chachil - La Atravesada y Las Coloradas, de los cuales nos ocuparemos detalladamente en las siguientes páginas.

La faja plegada y corrida del Agrio se ubica entre ambos bloques precordilleranos (Cordilleras del Viento y Cordilleras de Catan Lil, Chachil y Chacaico) en los que las secuencias de *synrift* aparecen ampliamente expuestas. En este sector los sistemas extensionales se encuentran en subsuelo como consecuencia de los mayores espesores acumulados de las secuencias mesozoicas, respecto de los sectores ubicados inmediatamente al norte y al sur. El segmento correspondiente a la faja plegada y corrida del Agrio ha sido objeto de numerosos estudios a lo largo de las últimas décadas debido a su alto potencial petrolero. Distintos trabajos han sugerido que la estructura del sector interno de la faja es resultado de la inversión de fallas normales pre-jurásicas que afectan al basamento de la cuenca (Ramos, 1998; Repol, 2006; Zamora Valcarce, 2006). Este sistema extensional estaría controlado por estructuras de orientación N-S, NO, NNO y E-O (Ramos, 1978, 1998; Vergani *et al*., 1995; Repol *et al*., 2002; Repol, 2006; Mosquera y Ramos, 2006) que forman parte del sistema extensional de Tres Chorros (Vergani *et al*., 1995). Trabajos regionales han interpretado a estos depocentros como controlados por fallas normales paralelas al curso del río Agrio de orientación norte – sur e inclinación al este (Vergani *et al*., 1995; Both y Coward, 1996; Repol *et al*., 2002, Repol, 2006). A pesar de ello pueden reconocerse en imágenes satelitales y modelos de elevación digital de la zona, una serie de lineamientos de orientación dominante NNO que segmentan a las estructuras andinas desarrolladas en la cubierta mesozoica. Dentro de esta zona se destaca el depocentro Cerro Mocho (Bechis, 2009), el cual se encuentra limitado por dos fallas de polaridad opuesta, una de orientación NO e inclinación al SO controlando su borde nororiental, y otra de orientación NNO e inclinación al este desarrollada en su margen occidental, y fuertemente invertida durante la deformación andina (Ramos, 1998; Zapata *et al*., 1999; Zamora Valcarce *et al*., 2006). Una estructura menor este – oeste estaría controlando asimismo el margen sur de este depocentro (Bechis, 2009). Sondeos de la industria petrolera han perforado más de 1,500 metros de secuencias pelíticas correspondientes a la Formación Los Molles en este sector, lo que corroboraría la presencia de un depocentro activo al menos durante el Jurásico inferior (Ramos, 1998; Zapata *et al*., 1999).

Los depocentros más australes de la cuenca están representados por las exposiciones precuyanas de las formaciones Sañicó y Piedra del Águila (Gulisano y Pando, 1981), las cuales habrían acumulado en dos depocentros (Sañicó y Piedra del Águila, Muravchik *et al*., 2008), controlados por fallas normales de rumbo NE, NNO y ENE (Muravchik *et al*., 2008), las cuales habrían sido invertidas durante la deformación

andina. En este sector austral las exposiciones del *synrift* son de baja calidad y los estudios estructurales limitados, por lo que aún restan importantes aspectos por resolver para la adecuada caracterización de estos depocentros.

4.3 Edad de los depocentros

La etapa de *synrift* generalizado en el ámbito de la cuenca neuquina habría comenzado en el Triásico medio a superior temprano, luego de una serie de procesos extensionales previos desarrollados entre el Pérmico superior y Triásico inferior asociados al colapso de los Gondwánides (Mosquera, 2008). Durante esta primer etapa se produjo la depositación del Grupo Choiyoi principalmente a lo largo de la sutura eopaleozoica de Chilenia (Llambías 1999, Mosquera, 2008).

La etapa de rift que dio origen a la cuenca marginal (Franzese y Spalleti, 2001) se extendió esencialmente entre el Triásico medio a superior y el Jurásico inferior. Vergani *et al.* (1995) acotan la etapa de *synrift* entre el Noriano y el Toarciano, luego de lo cual habría tenido lugar la etapa de subsidencia térmica (*sag)* dentro del sistema, asociada a un incremento de la subsidencia y una progresiva disminución del rechazo controlado por estructuras normales. Legarreta y Uliana (1991), proponen una etapa de *synrift* de menor duración, ubicando el límite superior de la misma en el Sinemuriano, momento a partir del cual se habría producido la coalescencia de los distintos depocentros que se encontraban aislados, con una gradual expansión del área de sedimentación y una progresiva disminución de los espacios de acomodación. De acuerdo con estos autores la etapa de *sag* se habría extendido hasta el Toarciano. Mosquera (2002) por su parte, ubica el fin de la etapa de rift en la parte media del Jurásico inferior (Pliensbaquiano), durante la depositación del miembro inferior de la Formación Los Molles.

Una segunda fase de rifting ha sido propuesta asimismo para algunos sectores de la cuenca neuquina durante el Jurásico tardío (Charrier, 1984; Ramos, 1985; Vergani *et al*., 1995; entre otros).

4.4 Relleno inicial de los depocentros

La apertura de la cuenca quedó registrada en una serie de depósitos clásticos de *synrift* continentales, volcánicos y pirocásticos agrupados históricamente dentro del ciclo precuyano (Gulisano, 1981; Gulisano *et al*., 1984, y Legarreta y Gulisano, 1989), los cuales se depositaron en cubetas aisladas limitadas por fallas normales (Franzese y Spalletti, 2001). El término informal pre-Cuyo fue propuesto inicialmente para agrupar

a las secuencias de rocas volcánicas y volcaniclásticas ubicadas estratigráficamente entre el basamento y las sedimentitas marinas del Grupo Cuyo (Gulisano *et al*., 1984). Una gran cantidad de denominaciones formales ha sido propuesta asimismo para asignar a las diferentes secuencias de *synrift* acumuladas en los distintos depocentros reconocidos entre los ~ 32º y los 41ºS. La mayor parte de estas formaciones corresponden a depósitos expuestos entre el sur de Mendoza y el sur de Neuquén (Fig. 4.1). Estas secuencias presentan importantes diferencias litológicas que dependen en gran medida de su ubicación dentro de la cuenca. Mientras que en los sectores septentrionales de la misma se registran depósitos silicoclásticos marinos y continentales, en los sectores centrales y australes existe una mayor participación de secuencias volcánicas y volcaniclásticas dentro de las secuencias, no habiéndose registrado hasta el momento transgresiones marinas durante las primeras etapas de *synrift*.

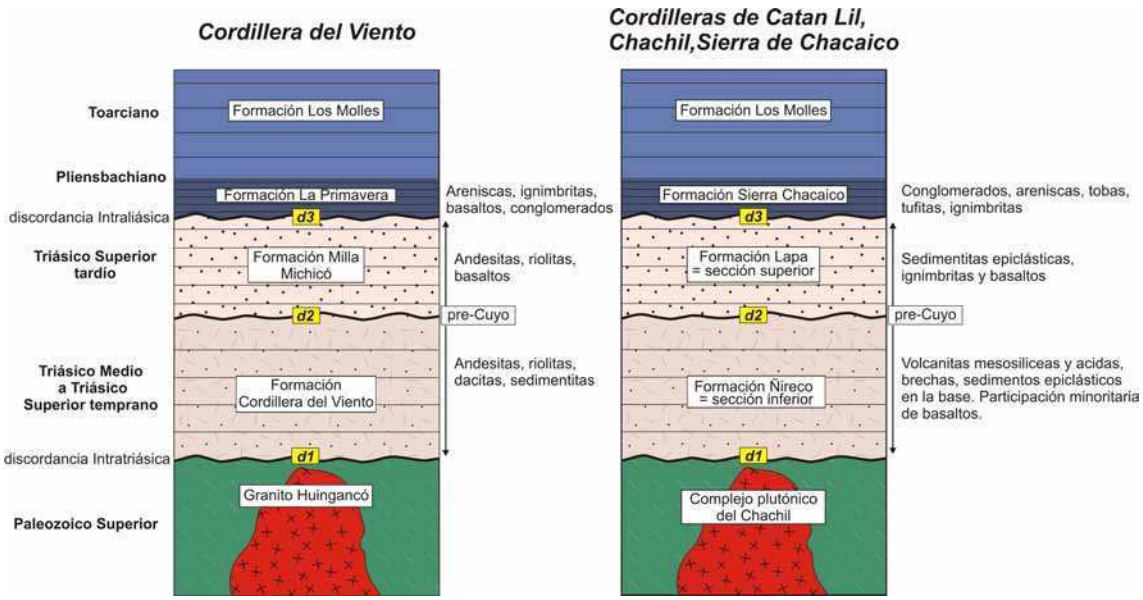


Fig.4.2. Columna estratigráfica del relleno de los depocentros de la Cordillera del Viento y del área correspondiente a las Cordilleras de Catan Lil, Chachil, y sierra de Chacaico (modificado de Leanza *et al*., 2005).

El relleno de los diferentes depocentros desarrollados en el ámbito del área de estudio presenta características litológicas similares entre los distintos sectores, y corresponde esencialmente a una asociación volcano-sedimentaria vinculada predominantemente a ambientes continentales con niveles marinos que se hacen presentes recién hacia el techo de la secuencia. Dentro los depósitos de *synrift* del área es posible diferenciar dos secuencias o miembros: uno inferior al que Leanza *et al*. (2005) denominaron Formación Ñireco, integrado por rocas volcánicas mesosiliceas, brechas, y una

proporción menor de rocas epiclásticas que suelen ser frecuentes hacia la base de la secuencia; y un miembro superior referido históricamente a la Formación Lapa, el cual esta conformado por secuencias epiclásticas, tobas, ignimbritas y basaltos. Ambos miembros se encuentran separados por una discordancia que puede ser interpretada como vinculada a la rotación de bloques durante la apertura de los sistemas de rift en el área. Toda la sucesión se encuentra a su vez limitada en su base y en su techo por discordancias de carácter regional correlacionadas por Leanza *et al*. (2005) a las discordancias intratriásica e intraliásica respectivamente (Fig. 4.2)

El reconocimiento de estas discordancias, sumado a las características litológicas comunes observadas, han permitido a Leanza *et al*. (2005) establecer una clara correlación entre las sucesiones de *synrift* del área de estudio y las expuestas en la zona de la Cordillera del Viento hacia el norte. A este patrón de acumulación común se le agregan las similitudes en cuanto a la situación de ambos sectores dentro de la cuenca y a la segmentación de ambos bloques por estructuras dominantes de rumbo NO-NNO, situación que parece definir una historia común para ambos segmentos, al menos durante el lapso comprendido entre el Triásico superior – Jurásico inferior.

Las secuencias volcánicas presentan una tendecia bimodal y muestran un incremento gradual de las lavas básicas hacia el miembro superior, lo que ha permitido interpretar un progresivo atenuamiento de la corteza como consecuencia de una acentuación de los procesos extensionales para el momento de la depositación del miembro superior del pre-Cuyo (Leanza *et al*., 2005). Paralelamente se produce un incremento de los niveles epiclásticos los cuales son escasos en el miembro inferior. Estos, corresponden esencialmente a secuencias continentales de granulometrías gruesas que hacia los sectores orientales del área de estudio han sido interpretadas como correspondientes a depósitos de flujos gravitatorios (Franzese *et al*., 2006, 2007). La etapa final del estadio de rift esta asociada a la sedimentación en un ambiente marino, expresada por el desarrollo de sistemas turbidíticos vinculados a un volcanismo coetáneo.

La base del pre-Cuyo puede establecerse en 215 Ma de acuerdo con Stipanicic y Rodrigo (1970) y Leanza (1992). Una datación en volcanitas previamente asignadas al Grupo Choiyoi en el depocentro Aucapan, arrojó una edad de 201 ± 10 Ma (Rapela *et al*., 1983). Una serie de edades U/Pb en circones de muestras de coronas de pozos exploratorios para el relleno de los depocentros de la dorsal de Huincul arrojaron edades de 199,0 ± 1,5 Ma y 203,75 ± 0,26 Ma (Schiuma y Llambías, 2008). Edades en ignimbritas de la Formación Lapa expuestas en sectores adyacentes, han arrojado asimismo edades de 219 Ma y 182 Ma (Pángaro *et al*., 2002).

El miembro superior de la secuencia ha sido asignado al Triásico superior alto – Jurásico inferior, sobre la base de restos florísticos equiparables a la flora de *Dicroidium* hallados en el relleno del depocentro de Chacaico (Spalletti *et al*., 1993).

4.5 Estructura extensional del área de estudio

Las sucesivas fases de deformación que condujeron al levantamiento de la cadena andina han tenido una amplia influencia en la zona comprendida entre los 38º15' y los 40º00'S, donde un sistema precordillerano con vergencia dominante al oeste se ha desarrollado en los sectores del retroarco como consecuencia de las mismas. Este sistema estuvo fuertemente influenciado por el desarrollo de los sistemas extensionales del Triásico superior – Jurásico inferior, cuyos depósitos y estructuras se encuentran ampliamente representados a lo largo del mismo, como consecuencia de la fuerte inversión a la que ha sido sometida la región. Este rasgo convierte al área de estudio en un excelente sitio para el estudio de los diferentes depocentros, de las estructuras que controlaron su desarrollo, y de las secuencias que constituyen el relleno inicial de los mismos. Trabajos previos han abordado el estudio de algunos de estos depocentros, entre estos se destacan los de Leanza *et al*. (2005), Franzese *et al*. (2006, 2007), Muravchik (2008 a y b), y Bilmes *et al*. (2008). Estos estudios se focalizaron esencialmente en aspectos estratigráficos a lo largo de la sierra de Chacaico y de los faldeos orientales del cerro Chachil, contribuyendo esencialmente a la diferenciación de facies dentro de las secuencias de *synrift* y a las variaciones de espesores vinculadas a la actividad extensional coetánea, lo que resulta de suma importancia para la comprensión del funcionamiento de los sistemas de rift en el área. A pesar de ello, no se han realizado hasta el momento estudios estructurales de detalle, ni tampoco intentos por caracterizar la arquitectura extensional del área en su totalidad.

La integración de información de superficie y de subsuelo en el presente estudio, ha permitido identificar la ubicación y geometría de las fallas mayores que controlaron el desarrollo de los diferentes depocentros del área. Los principales criterios utilizados en la identificación de las estructuras que configuran la arquitectura extensional del sector fueron: presencia de discordancias progresivas, identificación de estructuras normales invertidas, evidencias del control de estructuras previas en el desarrollo de estructuras andinas, cambios de facies y variaciones de espesores de las secuencias de *synrift,* interpretación de líneas sísmicas y análisis de información de pozos exploratorios, y en menor medida análisis cinemático de estructuras menores.

La integración y el análisis de esta información ha permitido establecer que los depocentros bien representados en los sectores externos del área de estudio al este del curso del río Aluminé, estuvieron controlados mayormente por fallas de primer orden de orientación NO a NNO y polaridad dominante al NE (Fig. 4.3). Entre las estructuras de primer orden se destacan las fallas de Rahue, Las Coloradas, Lonqueo, Felipin y del Chachil (Fig. 4.3). Una serie de fallas menores complementarias de orientaciones NE y NO completan el esquema extensional de la zona. Estas estructuras controlaron el desarrollo de distintos depocentros expresados entre los 38º30' y los 40º00'S, entre los que se detacan los depocentros Chachil – La Atravesada, Chacaico, Catan Lil – Trocoquén, Las Coloradas – Calcatré, Lonquimay, Aluminé, Auca Pan y Malleo (Fig. 4.3).

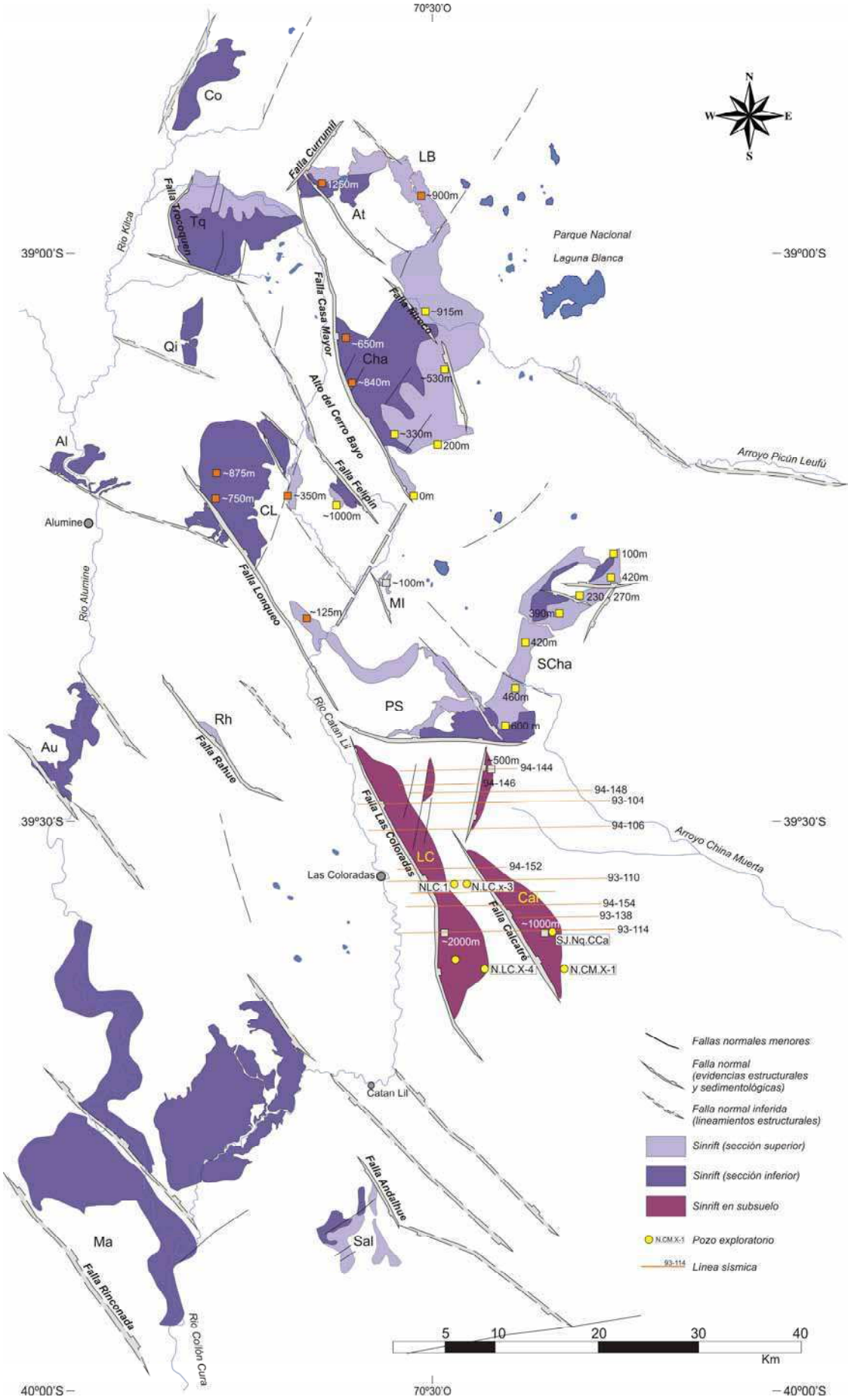
Depocentros orientales: Chachil - La Atravesada y Chacaico

El depocentro Chachil – La Atravesada representa uno de los depocentros de mejor desarrollo en el ámbito de los sectores internos de la cuenca neuquina. Si bien la zona ha sido fuertemente invertida durante los sucesivos pulsos compresivos a los que ha sido sometida la región, resulta posible estimar la geometría y las dimensiones del depocentro sobre la base de los criterios expuestos.

Una estructura de extensión regional con orientación general NNO e inclinación al NE constituye la falla maestra del depocentro (falla Casa Mayor). Esta, se ubica al este de los cursos del Casa Mayor y del arroyo del Chachil, y constituye el borde occidental del depocentro del Chachil en su tramo sur, y del depocentro de la Atravesada en su prolongación septentrional. La mayor parte de los diferentes segmentos de esta estructura han sido fuertemente invertidos durante la deformación compresiva andina, produciendo el ascenso de la Cordillera como un bloque con vergencia al oeste en su totalidad (García Morabito y Ramos, 2008; García Morabito *et al*., 2009).

Internamente pueden reconocerse dos depocentros controlados por la misma estructura: el depocentro del Chachil y el de La Atravesada, ubicados en el segmento austral y septentrional de dicha estructura respectivamente.

Fig.4.3. (Página siguiente). Arquitectura extensional del Triásico superior – Jurásico inferior correspondiente a los sectores internos de la cuenca entre los 39º y los 40ºS. Abreviaciones: Ma, Malleo; Sal, Salitral; LC, Las Coloradas; Cal, hemigraben Calcatré; Au, Auca Pan; SCha, Chacaico; PS, Piedra Santa; MI, Mallín de Ibañez; CL, Catan Lil; Al, Aluminé; Cha, Chachil; Qi, Quilachanquil; Tq, Trocoquen; At, La Atravesada; Co, Cochico. Cuadrados y números indican espesores medidos y estimados. Los cuadrados amarillos corresponden a espesores tomados de Franzese et al. (2006 y 2007).


70°30'O
39°00'S
39°30'S
40°00'S
Co
Tq
Qi
Al
Au
Rh
Ma
Sal
LB
At
Cha
CL
MI
SCha
PS
LC
Ca
Falla Currumil
Falla Trocoquen
Falla Casa Mayor
Alto del Cerro Bayo
Falla Rincón
Falla Felipín
Falla Lonqueo
Falla Rahue
Falla Las Coloradas
Falla Calcatré
Falla Andahue
Falla Rincomada
Rio Kilca
Rio Alumine
Rio Catan Lil
Rio Colón Cura
Parque Nacional
Laguna Blanca
Arroyo Picún Leufú
Arroyo China Muerta
Alumine
Las Coloradas
Catan Lil
1250m
~900m
~915m
~650m
~840m
~530m
~330m
200m
0m
~875m
~750m
~350m
~1000m
~100m
~125m
100m
420m
230
270m
390m
420m
460m
600 m
500m
94-144
94-146
94-148
93-104
94-106
94-152
93-110
94-154
93-138
93-114
~1000m
~2000m
NLC.1
N.LC.x-3
SJ.Nq.CCa
N.LC.X-4
N.CM.X-1
Fallas normales menores
Falla normal (evidencias estructurales y sedimentológicas)
Falla normal inferida (lineamientos estructurales)
Sinrift (sección superior)
Sinrift (sección inferior)
Sinrift en subsuelo
Pozo exploratorio
Linea sísmica
5
10
20
30
40
Km

La porción austral está definida por una falla de orientación NO que controla el borde sudoccidental del depocentro del Chachil, habiendo sido referida por Franzese *et al*. (2006) como parte del sistema de fallas de Chihuido Bayo. Esta estructura de inclinación al NE margina espesores variables de las secuencias de *synrift* en el bloque colgante, separándolas de las rocas graníticas de edad paleozoica del bloque yacente. Las exposiciones del pre-Cuyo se extienden más de 10 Km al este del margen activo del depocentro, dominando tanto los faldeos occidentales como orientales del cerro Chachil. Las secuencias correspondientes al miembro superior se restringen esencialmente a una amplia franja que ocupa las posiciones más externas del depocentro, estando el miembro inferior restringido dominantemente a su sector interno.

En la porción central del depocentro del Chachil, inmediatemante al este del borde activo definido por la traza de la falla Casa Mayor, el *synrift* alcanza unos 800 metros espesor y está representado por volcanitas y brechas volcánicas atribuidas a la sección inferior del ciclo precuyano. En su prolongación más austral esta misma falla margina entre 200 y 330 metros de depósitos de flujos de gravitatorios, ignimbritas y en menor medida andesitas (Franzese *et al*., 2006). Estas sucesiones pierden gradualmente potencia hacia el sudeste, registrándose unos escasos metros potencia en el cruce de esta estructura con la ruta provincial 46, donde ignimbritas de la sección superior del pre-Cuyo apoyan directamente sobre las rocas graníticas del basamento y son cubiertas en relación de *onlap* por los depósitos marinos de la Formación Sierra de Chacaico.

Una serie de fallas normales complementarias de orientación NE se asocian directamente a la falla principal en los faldeos occidentales del cerro Chachil (Fig. 4.4). Estas estructuras de fuerte inclinación prácticamente no han sido invertidas durante la deformación andina y controlaron localmente la depositación de las secuencias volcánicas y volcaniclásticas de la sección inferior de las sucesiones de *synrift*, lo que se evidencia en variaciones de espesor asociadas a las mismas y observadas en la cara oeste del cerro (Fig. 4.4). Internamente el depocentro está caracterizado por una serie de fallas de mediana escala de orientación dominante NE y NNO, y polaridades variables. Estas fallas definen una serie de hemigrábenes menores asociados a los cuales se registran mayores espesores en las secuencias de *synrift* (Franzese *et al*., 2006). Algunas de estas estructuras han sido parcialmente invertidas con el consecuente desarrollo de estructuras anticlinales menores asociadas, habiéndose preservado las fallas normales de mayores inclinaciones.

Unos kilómetros al este de la falla Casa Mayor aflora la falla Ñireco, una estructura extensional subparalela de orientación NO e inclinación al NE, que define el borde

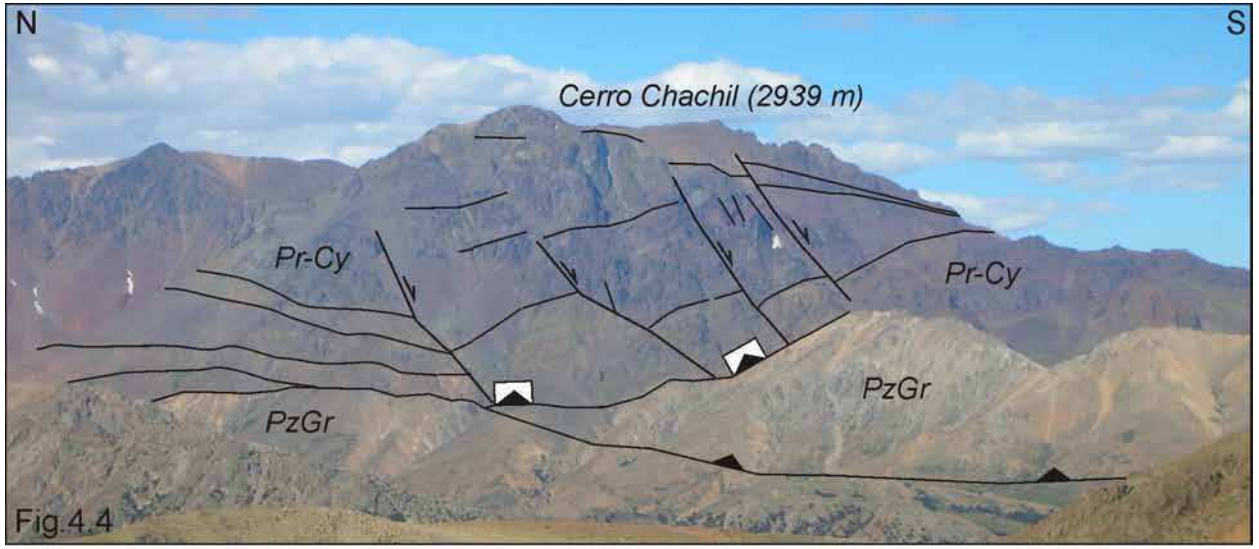
sudoccidental de un hemigráben oriental. Inmediatamente al noreste de esta estructura, la sucesión del *synrift* está integrada por andesitas, ignimbritas y una serie de depósitos piroclásticos retrabajados (Muravchik, 2008b), para la cual Franzese *et al*. (2006) estimaron un espesor mínimo de 915 metros. Una falla complementaria de orientación NE e inclinación al SE controló la acumulación del Pre-Cuyo en este sector, lo que se evidencia en variaciones de espesor dentro de las sucesiones del ciclo precuyano. Una serie de fallas de mediana escala de rumbo NO y polaridad dominante al sur controlaron internamente el espacio de acomodación en este sector del depocentro (Fig. 4.5). La mayor parte de las mismas presenta una alta inclinación y no han sido invertidas durante las diferentes fases de la deformación andina.

El depocentro norte de La Atravesada está controlado por dos fallas normales de orientación NNO con inclinación al NE, constituyendo la más occidental de estas, la estructura principal y la prolongación septentrional de la falla Casa Mayor. La falla Currumil constituye una estructura complementaria de orientación NE con inclinación al SE, y define el borde noroccidental del depocentro La Atravesada. Este sistema de fallas margina unos 1.250 metros de secuencias del pre-Cuyo en el bloque colgante inmediatamente al este del borde activo.

A lo largo de los faldeos occidentales del cerro La Atravesada, las secuencias de *synrift* se sobreponen a las sedimentitas del Grupo Cuyo, evidenciando una importante inversión tectónica a lo largo de esta estructura. Este proceso causó el levantamienro del segmento norte de la Cordillera del Chachil como un bloque ascendido con vergencia occidental (Fig. 4.6).

Las sucesiones del ciclo precuyano se encuentran particularmente bien expuestas a lo largo del faldeo noroccidental del cerro, en las inmediaciones de la Laguna de nombre homónimo (Fig. 4.7). En este sector, las secuencias del miembro superior del *synrift* apoyan en relación de *onlap* sobre las brechas, volcanitas e ignimbritas de la sección inferior (Fig. 4.7 b y c). Mientras que en la sección inferior predominan las secuencias volcánicas y volcaniclásticas de coloraciones moradas, se observa un incremento en la participación de las rocas epiclásticas en la sección superior, en el cual los niveles conglomerádicos alternan con potentes bancos de brechas.

En este sector se observa una progresiva disminución de la inclinación de las secuencias de *synrift*, desde unos 50/40ºNE en la base, hasta inclinaciones en torno a los 5ºNE hacia el techo de la secuencia. Estas discordancias progresivas pueden ser interpretadas como generadas a partir de la progresiva rotación de los estratos durante el proceso de apertura de los sistemas extensionales; en este caso a partir de la actividad de una falla no expuesta con inclinación al sudoeste ubicada unos kilómetros al noreste y de manera subparalela a la falla Casa Mayor.



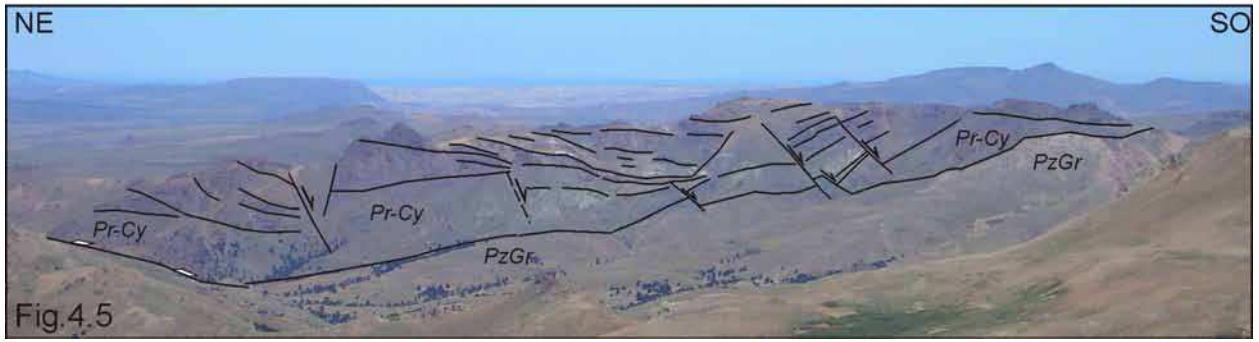


Fig.4.4. Depocentro del Chachil. Vista al ENE de las secuencias de *synrift* expuestas a lo largo de los faldeos sudoccidentales del cerro Chachil. El depocentro se encuentra limitado en este sector por una falla de orientación NO-NNO con inclinación al NE, la cual ha sido invertida durante la deformación andina. Nótese la presencia de fallas de mediana escala y orientación NE asociadas a la estructura principal y su control en la depositación de las sucesiones inferiores del pre-Cuyo. La falla de rumbo norte-sur desarrollada al oeste corresponde a una estructura de atajo de menor ángulo desarrollada durante la inversión del depocentro.

Fig.4.5. Depocentro Chachil – La Atravesada. Variaciones de espesor en las secuencias de *synrift* asociadas a fallas de mediana escala de orientación NO. La falla principal corresponde a una estructura mediana de rumbo NE con inclinación al SE.

Fig.4.6. Límite occidental del depocentro La Atravesada, controlado por una falla de orientación NNO con inclinación al este. Esta estructura fue invertida superponiendo las secuencias del precuyano a las sedimentitas del Grupo Cuyo. Abreviaciones: PzGr, Granitoides paleozoicos; Pr-Cy, Pre-Cuyo; Jmo, Grupo Cuyo (Formación Los Molles).

Una extensa faja de las secuencias del miembro superior del pre-Cuyo aparece expuesta asimismo a lo largo de todo el faldeo oriental de la porción norte de la Cordillera del Chachil. Estas secuencias inclinan mayormente al este y apoyan directamente sobre los granitoides paleozoicos, alcanzando un espesor máximo de unos 900 metros.

La sierra de Chacaico se ubica al este de la Cordillera del Chachil y constituye una localidad tipo para el análisis de las secuencias que constituyen el relleno inicial de la cuenca, siendo numerosos los trabajos que han abordado el estudio estratigráfico detallado del sector (Lambert, 1948; Volkheimer, 1973; Leanza, 1990; Spalletti et al., 1991; D'Elía y Franzese, 2005; Muravchik y Franzese, 2005; Leanza et al., 2005; Franzese et al., 2007; Bilmes et al., 2008, entre otros). Corresponde a una estructura anticlinal de rumbo NNE con vergencia al oeste cuyo núcleo está conformado esencialmente por las secuencias del ciclo precuyano. Este depocentro se encuentra limitado tanto al norte como al sur por fallas normales de rumbo ENE y E-O, las cuales han sido invertidas durante la deformación andina (Franzese et al., 2007; Muravchik, 2008a).

Una falla normal de orientación aproximada E-O con inclinación al norte controló la acumulación de unos 600 metros de secuencias epiclásticas, ignimbritas y andesitas del ciclo precuyano en el extremo austral de la sierra (Franzese et al., 2007; Muravchik et al., 2008a). El espesor de las mismas disminuye gradualmente hacia el norte alcanzando unos 250 metros al norte del arroyo Tin Tin (Franzese et al., 2006).

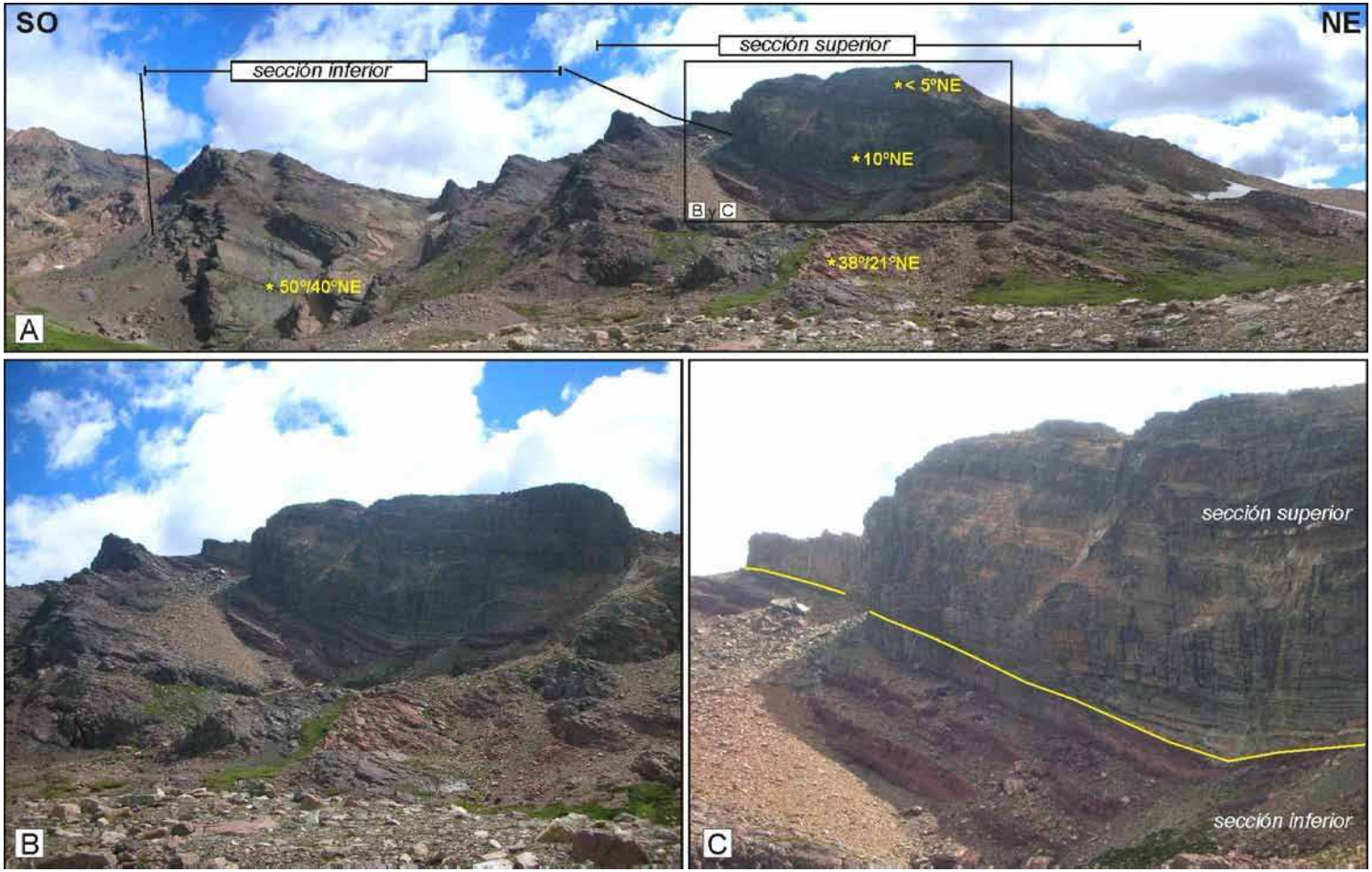


Fig.4.7. Depocentro La Atravesada, flanco nororiental del cerro homónimo. **A.** Variaciones graduales en la inclinación en las secuencias de *synrift* interpretadas como discordancias progresivas. **B y C.** Disposición en *onlap* del miembro superior de las secuencias del precuyano sobre las sucesiones de la sección inferior (modificado de Leanza *et al*., 2005).

Una falla transversal al eje de la sierra limita unos 420 metros de las secuencias de *synrift* un tanto más al norte, en los faldeos australes del cerro Trapial Mahuida (Franzese et al., 2006). Internamente el depocentro está caracterizado por una serie

de pliegues desarrollados en las sucesiones de *synrift* de rumbo NE y oblicuos al eje de la sierra, los que podrían estar indicando la presencia de estructuras invertidas en profundidad. En el segmento noroccidental de la sierra, una falla de rumbo NE a NNE e inclinación al este controló el espacio de acomodación del depocentro; ésta fue fuertemente invertida durante la orogenia andina generando un extenso anticlinal asimétrico de rumbo NE en cuyo núcleo aparecen expuestas las rocas que conforman el basamento del área. Esta falla corta la superficie sólo en el segmento septentrional de la sierra, pero su traza se prolongaría en subsuelo a lo largo de todo el borde occidental de la misma.

Depocentro centrales: Catan Lil – Trocoquen

Un alto estructural (Alto del Cerro Bayo) separa al depocentro de Chachil-La Atravesada del depocentro de Catan Lil (Leanza, 1985, Muravchik, 2008). Esta estructura constituye un *horst* de rumbo NO, el cual se encuentra flanqueado en sus límites occidental y oriental, por dos fallas normales de orientación NO y NNO (fallas Felipín y Casa Mayor) (Fig. 4.2), las cuales constituyen los bordes activos del depocentro Chachil y del sector oriental del depocentro Catan Lil.

La falla Felipín se conoce desde los trabajos pioneros de Lambert (1946) en las nacientes del río Catan Lil. Esta falla de rumbo NO y polaridad al sudoeste constituye uno de los bordes activos del depocentro Catan Lil, separando a las secuencias de *synrift* en el bloque colgante, del basamento representado por los granitoides paleozoicos en el bloque yacente, el cual constituyó un área emergida durante la acumulación de las secuencias del ciclo precuyano y la base del Grupo Cuyo. El análisis de las secuencias asociadas a la falla Felipín muestra el desarrollo de potentes sucesiones aluviales con una importante procedencia de clastos del basamento (Muravchik, 2008b). De acuerdo con este autor, estas sucesiones representan una evolución desde un sistema de depositación transversal, a uno de tipo longitudinal a la falla de borde, lo que evidencia la actividad a lo largo de la falla Felipín al momento de su acumulación. La traza de la falla Felipín se extiende por unos 4 Km al sudeste del cerro Bayo. Su prolongación hacia el noroeste puede inferirse a partir de la presencia de un lineamiento de rumbo NNO y extensión regional que segmenta la porción central de la Cordillera de Catan Lil. Una serie de fallas menores de rumbo NNO y NO y polaridades opuestas acomodan el movimiento de bloques menores al sudeste de la falla Felipín.

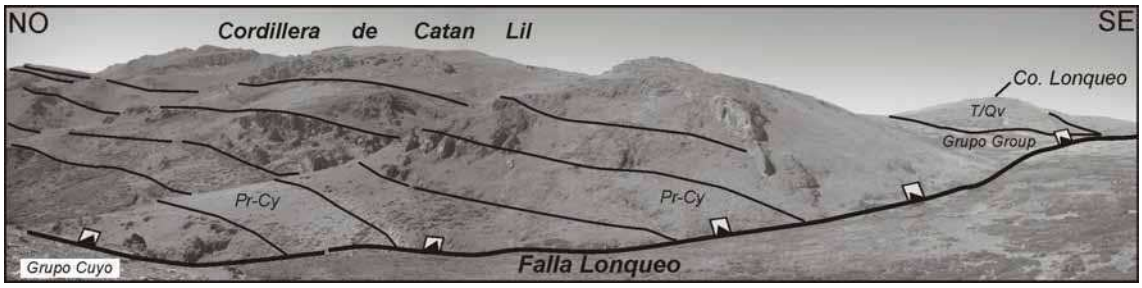


Fig.4.8. Segmento septentrional de la falla Lonqueo. Esta estructura de primero orden constituye el borde sudccodental del depocentro Catan Lil.

La falla Lonqueo de orientación NNO con inclinación al NE constituye el límite sudoccidental del depocentro Catan Lil (Fig. 4.8). Esta estructura de primer orden se extiende por más de 20 Km y constituye uno de los rasgos estructurales más significativos del área de estudio. La generación de espacio de acomodación no ha sido continua a lo largo de esta estructura, observándose un aumento del espacio de acomodación hacia el segmento norte de la misma, donde la falla Lonqueo margina entre 750 y 875 metros de una sucesión esencialmente volcánica y volcaniclástica correspondiente al la sección inferior del ciclo precuyano en el bloque colgante, entre las cuales pueden distinguirse discordancias progresivas inmediatmente al NE del borde activo, asociadas a la rotación progresiva de los bancos durante la apertura del depocentro (Fig. 4.9). Internamente, una serie de estructuras menores de rumbo NNO y NE acomodaron localmente el espacio de acomodación. Esta estructura ha sido fuertemente invertida, llevando las secuencias de *synrift* y las rocas de basamento a la superficie, y sobreponiéndolas a las sedimentitas del Grupo Cuyo a lo largo de su traza (García Morabito y Ramos, 2008, 2009; García Morabito et al., 2009). La reactivación compresional de esta falla normal, ha sido responsable no solo de la inversión del depocentro, sino también del ascenso de la Cordillera de Catan Lil en su porción austral (García Morabito et al., 2009).

Fig.4.9. Depocentro Catan Lil. Discordancias progresivas en las secuencias volcaniclásticas de la sección inferior del ciclo precuyano.

En aquellos sectores de la Cordillera de Catan Lil en que las secuencias de *synrift* no aparecen expuestas, estos cordones se encuentran segmentados por extensos lineamientos y fracturas de orientación NO a NNO, los cuales estarían reflejando una estructura de bloques de basamento.

La geometría del depocentro Catan Lil queda definida de esta manera por las fallas Lonqueo y Felipín, dos estructuras principales de rumbo NO a NNO y polaridades opuestas (fallas Lonqueo y Felipín) las cuales definen una geometría tipo *graben* que controlaron la generación de espacio de acomodación a lo largo del depocentro durante las distintas etapas de evolución del sistema. Una serie de estructuras menores de rumbo NO y NE completan el esquema estructural del área.
Mientras que la falla de Lonqueo parece ejerció un control activo durante la acumulación de las secuencias esencialmente volcánicas y volcaniclásticas de la sección inferior del ciclo precuyano, la falla Felipín por el contrario, parece haber desarrollado su actividad principal durante la acumulación de la sección superior del ciclo precuyano y durante la depositación de la base del Grupo Cuyo.

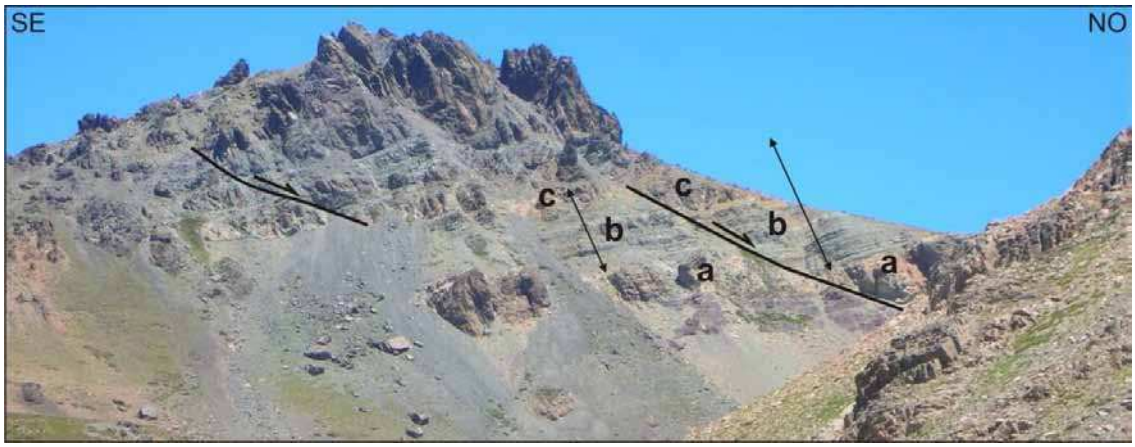


Fig.4.10. Fallas de mediana escala de orientación NE afectando a las secuencias epiclásticas y volcaniclásticas correspondientes a la base del miembro inferior del ciclo precuyano en las inmediaciones de las Lagunas Las Mellizas. Nótese las variaciones de espesores entre ambos lados de las falla más occidental.

En el extremo septentrional de la Cordillera de Catan Lil, la geometría del depocentro Trocoquén corresponde a un segundo depocentro que puede definirse a partir de la presencia de importantes espesores de una sucesión de lavas mesosiliceas y brechas correspondientes al ciclo precuyano, y de la identificación de una serie de estructuras que habrían ejercido un control en la acumulación de las mismas. Una falla de rumbo NNO y otra complementaria de orientación NE definen el borde occidental del

depocentro Trocoquen. Ambas estructuras presentan una inclinación al este y controlaron el espacio de acomodación en el sector norte de la Cordillera de Catan Lil. Una estructura de rumbo ONO determina el borde austral del depocentro. Internamente, una serie de fallas menores de orientación NE y NO controlaron localmente la generación de espacio de acomodación.

A lo largo de los depocentros Catan Lil y Trocoquen se midieron datos cinemáticos en fallas menores asociadas a las estructuras mayores. Estos datos se procesaron con el programa *FaultKinWin*© de Richard Allmendinger, de modo de obtener la orientación de los ejes del elipsoide de deformación en cada localidad. Para las localidades medidas se observa que los ejes de deformación intermedio y máximo (λ2 y λ3) presentan una posición subhorizontal, lo que indica un régimen tectónico extensional (Fig. 4.11). Observamos que las fallas menores presentan orientaciones que se ubican dominantemente en el cuadrante NO, con una dispersión de de las direcciones de máxima extensión (λ1) entre NNE y NE. (Nota: Para información sobre el procesamiento y análisis de los datos cinemáticos véase el Capítulo 8 del presente trabajo).

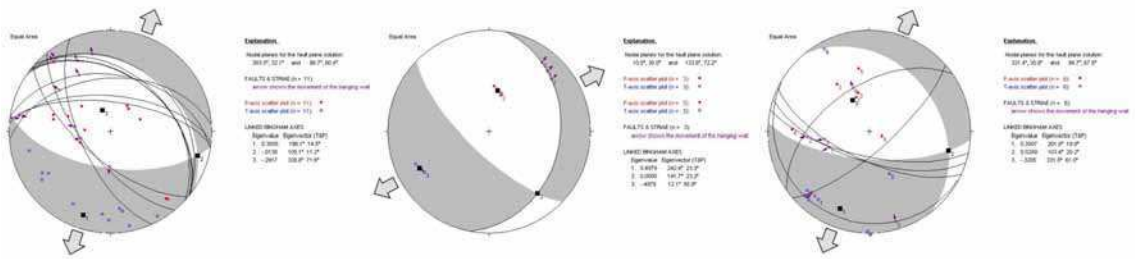


Fig.4.11. Datos cinemáticos correspondientes a fallas menores asociadas a estructuras mayores en distintos sectores del depocentro de Catan Lil. Los cuadrados azules corresponden a los ejes de estiramiento, los círculos rojos a los ejes de acortamiento. Nótese que las direcciones de extensión se ubican mayormente en el cuadrante NO.

Depocentros occidentales: Lonquimay, Aluminé, Auca Pan y Malleo

Los depocentros occidentales se ubican en distintos tramos a lo largo del curso del río Aluminé. Dada la gran cobertura vegetal que presenta el sector, sumado a los niveles basálticos neógenos que cubren extensas superficies a lo largo de los laterales del valle, resulta particularmente difícil definir con precisión la geometría de los diferentes depocentros. Las exposiciones de las secuencias de *synrift* son discontinuas y presentan espesores y litologías variables. A pesar de ello pueden reconocerse

algunas buenas exposiciones al norte y unos kilómetros al sur de Aluminé, como también en la zona de la confluencia entre los ríos Catan Lil y Aluminé. La mayor parte de estas secuencias han sido referidas históricamente a la Formación Aluminé (Turner, 1973) y consisten en una sucesión de lavas de composición andesítica y dacítica, tobas e ignimbritas, las cuales fueron datadas por el método K-Ar en 201 ± 10 Ma (Rapela et al., 1983).

A pesar de las dificultades que se presentan para determinar la ubicación de las fallas que definen la geometría de los depocentros del sector occidental, es posible reconocer la presencia de una serie de lineamientos regionales de orientación dominante NO y ONO a partir del análisis de imágenes satelitales y modelos de elevación digital de la zona. En un mapa del área, puede observarse rápidamente que estos rasgos estructurales se disponen en relación directa respecto de las exposiciones de las secuencias del ciclo precuyano, ejerciendo un control en la distribución de las mismas (Fig. 4.2). Esto permite interpretar a estas estructuras, como expresiones superficiales de fallas mesozoicas que controlaron el espacio de acomodación a lo largo de los diferentes depocentros. Entre las principales estructuras se destacan las del depocentro Malleo, donde dos fallas de orientación NO e inclinación al NE como la falla Rinconada, habrían controlando la generación de espacio de acomodación en el sector, favoreciendo la depositación de importantes espesores de lavas andesiticas y riolíticas, brechas y una menor proporción de niveles epiclásticos.

Depocentros australes: Las Coloradas y Salitral

A lo largo del segmento ubicado al sur de la localidad Fortín 1º de Mayo y del cordón de la Piedra Santa, el análisis de información sísmica ha permitido reconocer la presencia de un extenso depocentro formado por un conjunto de hemigrábenes de ancho y profundidades variables (Fig. 4.12). Estos pueden ser agrupados en dos hemigrábenes principales: María Juana y Calcatré. Dos fallas de orientación NNO y polaridad este, fueron las principales estructuras que controlaron el espacio de acomodación durante la etapa de *synrift. E*stas corresponden a las fallas de Las Coloradas y Calcatré y aparecen bien evidenciadas en las disitintas secciones sísmicas de rumbo este-oeste ubicadas al oriente del curso del río Catan Lil (Figuras 4.13, 4.14, y 4.15). La falla de las Coloradas corresponde a la falla maestra del depocentro y se encuentra bien documentada a lo largo de la mayor parte de las líneas sísmicas analizadas. En superficie su traza esta marcada por el desarrollo de un extenso pliegue anticlinal de nombre homónimo, el cual constituye una estructura

asimétrica con vergencia al oeste que es resultado de la inversión tectónica posterior a la que fue sometida esta estructura extensional. Inmediatamente al este de la falla de Las Coloradas, los espesores de las secuencias de *synrift* superan los 1.500 metros, acuñándose gradualmente unos pocos kilómetros al este de la misma. Una serie de fallas menores complementarías de orientación dominante NNE, completan el esquema extensional del hemigraben María Juana. Estas estructuras menores se reconocen en algunas de las líneas sísmicas del área y coinciden en superficie con una serie de lineamientos y fracturas de igual orientación que habrían sido reactivadas como estructuras de rumbo durante la deformación andina. Estas estructuras menores controlaron asimismo la acumulación de espesores variables del pre-Cuyo en el sector.

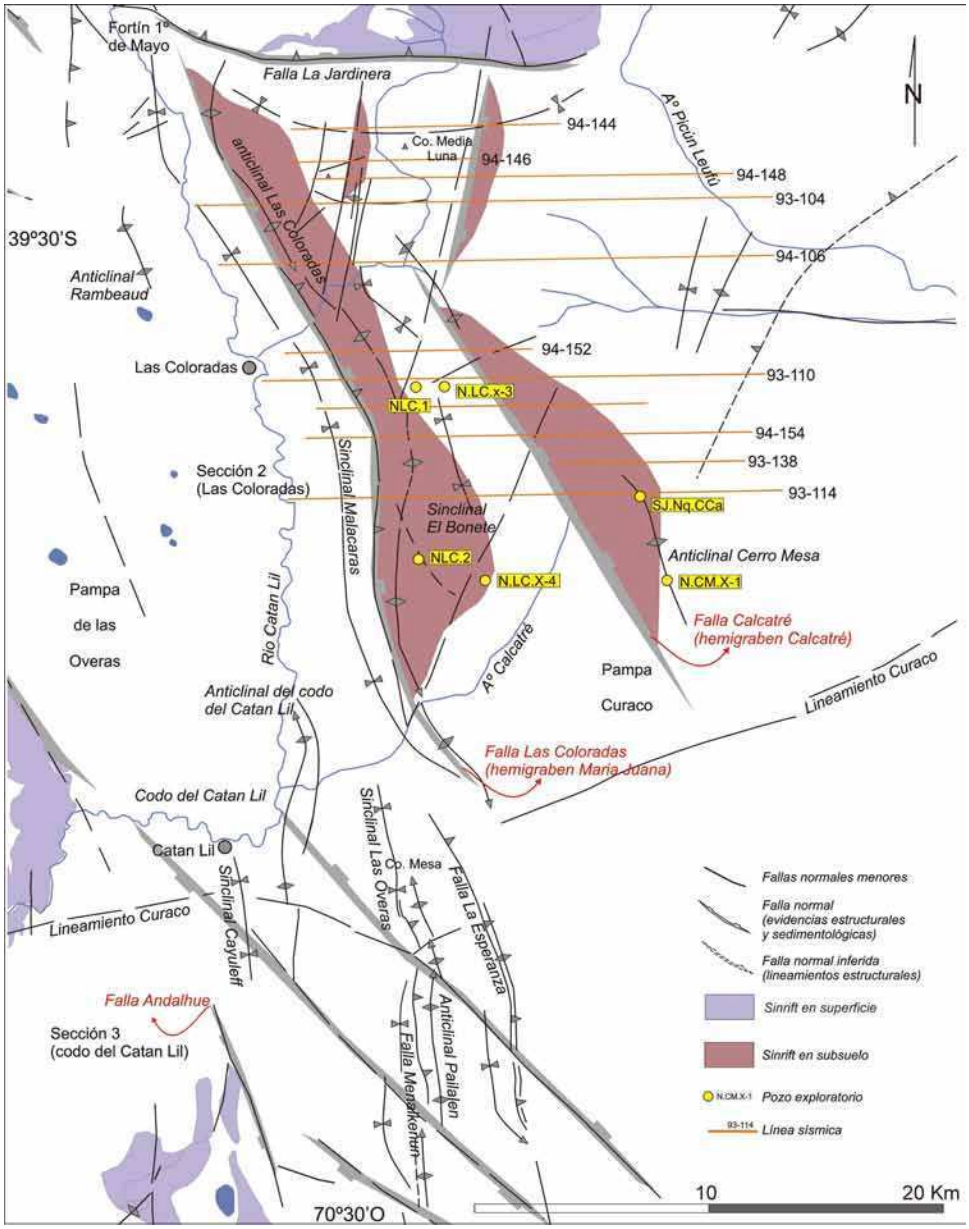


Fig.4.12. (Página anterior). Arquitectura extensional del depocentro Las Coloradas y estructuras andinas superpuestas. Ubicación de las secciones sísmicas y de los pozos exploratorios a partir de cuyo análisis de reconstruyó la geometría del depocentro.

Al oeste del depocentro de la Maria Juana, se ha identificado un segundo hemigraben cuyo borde activo estuvo controlado por una falla de orientación NO y polaridad al NE que se extiende por más de 10 Km y de manera subparalela a la falla de Las Coloradas. Una falla conjugada de orientación NNE constituye la prolongación septentrional del depocentro del cerro Calcatré. Los espesores de las secuencias de *synrift* varían latitudinalmente, pero alcanzan unos 1.000 metros de espesor inmediatamente al este de la falla Calcatré, acuñándose gradualmente hacia el este. Ambas estructuras fueron parcialmente invertidas durante la fase andina.

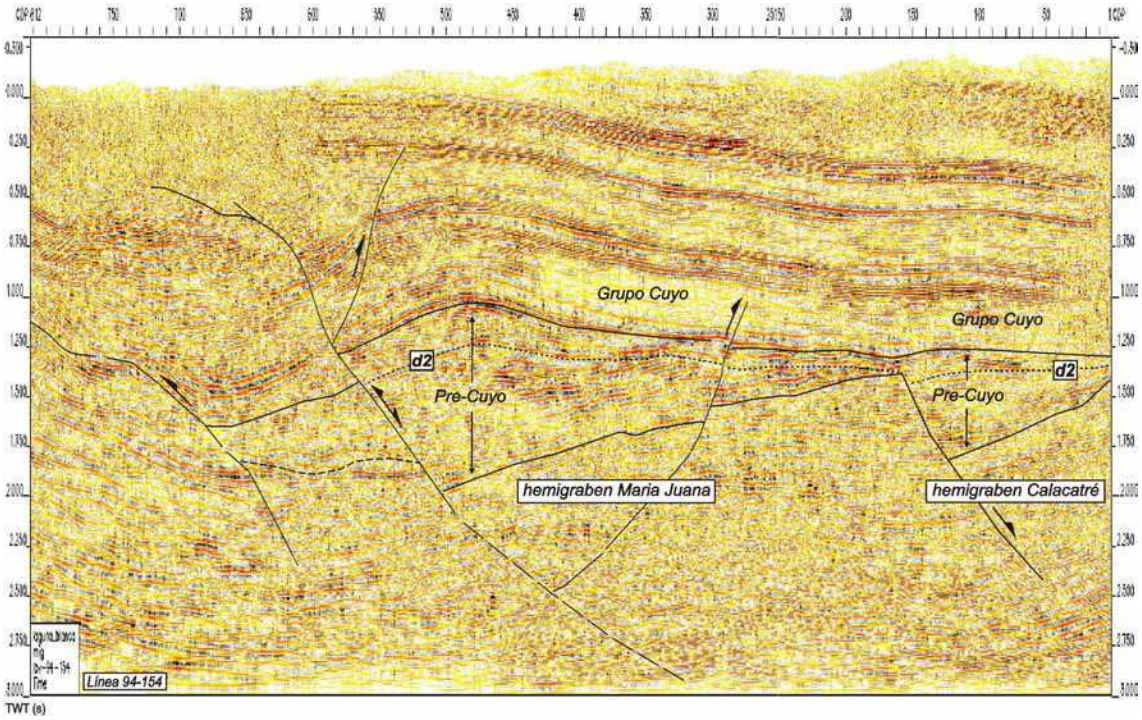


Fig. 4.13. Línea 94-154 de rumbo este – oeste al este del río Catan Lil a través de los depocentros Las Coloradas y Calcatré (ubicación en figura 4.2). Obsérvese la geometría de cuña de los depósitos de sinrift. Nótese la mayor inversión del depocentro occidental respecto del oriental.

Alrededor de las principales estructuras anticlinales generadas a partir de la inversión tectónica de estos depocentros existen seis pozos exploratorios improductivos realizados por YPF entre los años 1955 y 1967. Cuatro de ellos están localizados en el hemigraben María Juana alrededor del anticlinal Las Coloradas y dos de ellos en el cerro Calcatré alrededor de los anticlinales del Cerro Calcatré y Cerro Mesa. Estos pozos no alcanzaron las secuencias del pre-Cuyo. A pesar de ello han atravesado mas

de 500 metros de arcillas negras correspondientes a la Formación Los Molles sin alcanzar la base de la misma, lo que corrobora la presencia de un depocentro que habría estado activo durante buena parte del Jurásico inferior, controlando la acumulación de al menos una parte de la Formación Los Molles. Un esquema similar ha sido propuesto para el depocentro Cerro Mocho, ubicado al norte del área de estudio en los sectores internos de la faja plegada y corrida del Agrio, donde los sondeos de la industria han perforado espesores anómalos de pelitas negras del Grupo Cuyo. En algunas de las secciones sísmicas se ha podido inferir la presencia de una discordancia angular dentro de los depósitos de *synrift* (Fig. 4.5). Esta discordancia podría correlacionarse a la discordancia d2 identificada por Leanza et al. (2005) en las secuencias del pre-Cuyo expuestas en el área de la Cordillera del Viento y de la sierra de Chacaico, y con aquellas discordancias de carácter antihorario identificadas por Mosquera (2008) en secciones sísmicas de la faja del Agrio y de la subcuenca de Picún Leufú.

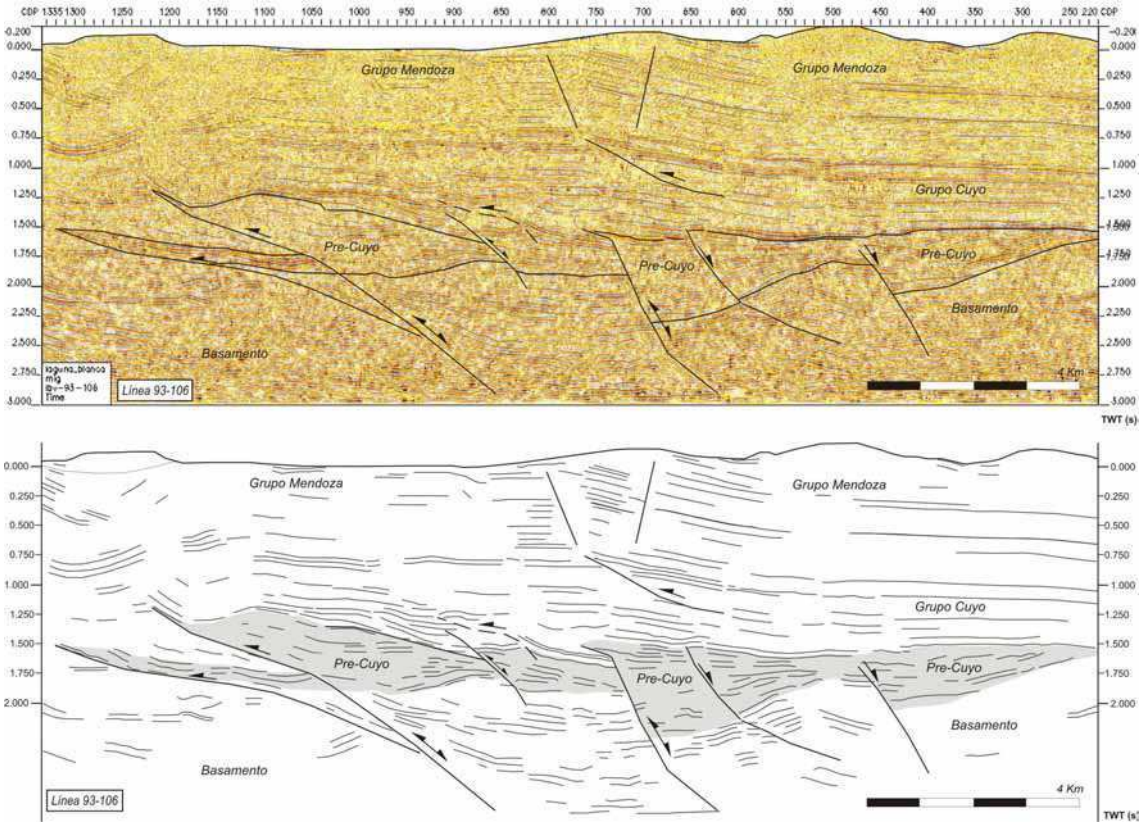


Fig.4.14. Línea 93-106 en tiempo de velocidad doble e interpretación correspondiente. Los diversos hemigrábenes que se aprecian en la sísmica pueden ser agrupados en los hemigrábenes María Juana y Calcatré. Nótese que la inversión posterior se concentró esencialmente a lo largo de la falla Las Coloradas.

La inversión tectónica a la que ha sido sometida el área no ha alcanzado a llevar estos depocentros a superficie, a diferencia de lo que ocurre inmediatamente al norte donde las secuencias que constituyen el relleno de los distintos depocentros aparecen expuestas a lo largo de los faldeos de las Cordilleras de Catan Lil, Chachil y Chacaico. Esta diferencia latitudinal para una corta distancia se interpreta como vinculada al desarrollo diferencial de las secuencias mesozoicas de los Grupos Cuyo, Lotena, y Mendoza al norte y al sur de una estructura de extensión regional transversal a la cadena andina, cuya actividad temprana a partir de Jurásico inferior (Pliensbaquiano – Toarciano) controló el ascenso del cordón de la Piedra Santa en sucesivos pulsos, restringiendo la acumulación de estas secuencias al sector sur del bloque yacente.
Tanto la información de subsuelo como la de superficie, indican que los sucesivos pulsos de deformación compresiva que llevaron a la inversión de los hemigrábenes del sector, se concentraron esencialmente a lo largo de la falla de las Coloradas, en donde la inversión fue mayor respecto de la falla Calcatré y las fallas menores de orientación NE que completan el cuadro de la estructura extensional del área (Figuras 4.13, 4.14, y 4.15). La expresión superficial de este proceso de inversión es el anticlinal asimétrico de Las Coloradas, el cual se extiende por más de 15 Km de manera subparalela al curso del Río Catan Lil constituyendo el rasgo estructural más saliente del segmento.

Inmediatamente al sur del codo del Catan Lil, un anticlinal asimétrico con vergencia al oeste desarrollado en las sedimentitas del Grupo Mendoza se encuentra segmentado por una serie de lineamientos y fracturas de orientación NO (Fig. 4.2). El hecho de no contar con información de subsuelo para este segmento dificulta una determinación precisa de la configuración de los depocentros del sector. A pesar de ello podemos interpretar a estos lineamientos y fracturas como la expresión superficial de las fallas que habrían controlado el desarrollo de los depocentros en el área, dada la similitud de la misma respecto del segmento ubicado inmediatamente al norte.

Las secuencias del pre-Cuyo vuelven a aflorar unos pocos kilómetros al sur del codo del Catan Lil a lo largo de una serie de anticlinales, sinclinales y fallas menores resultantes de la inversión tectónica, bien expresadas al oeste y noroeste de la laguna el Salitral. Estos rasgos estructurales presentan orientaciones variables, con una predominancia de las estructuras de rumbo NNO – NO.

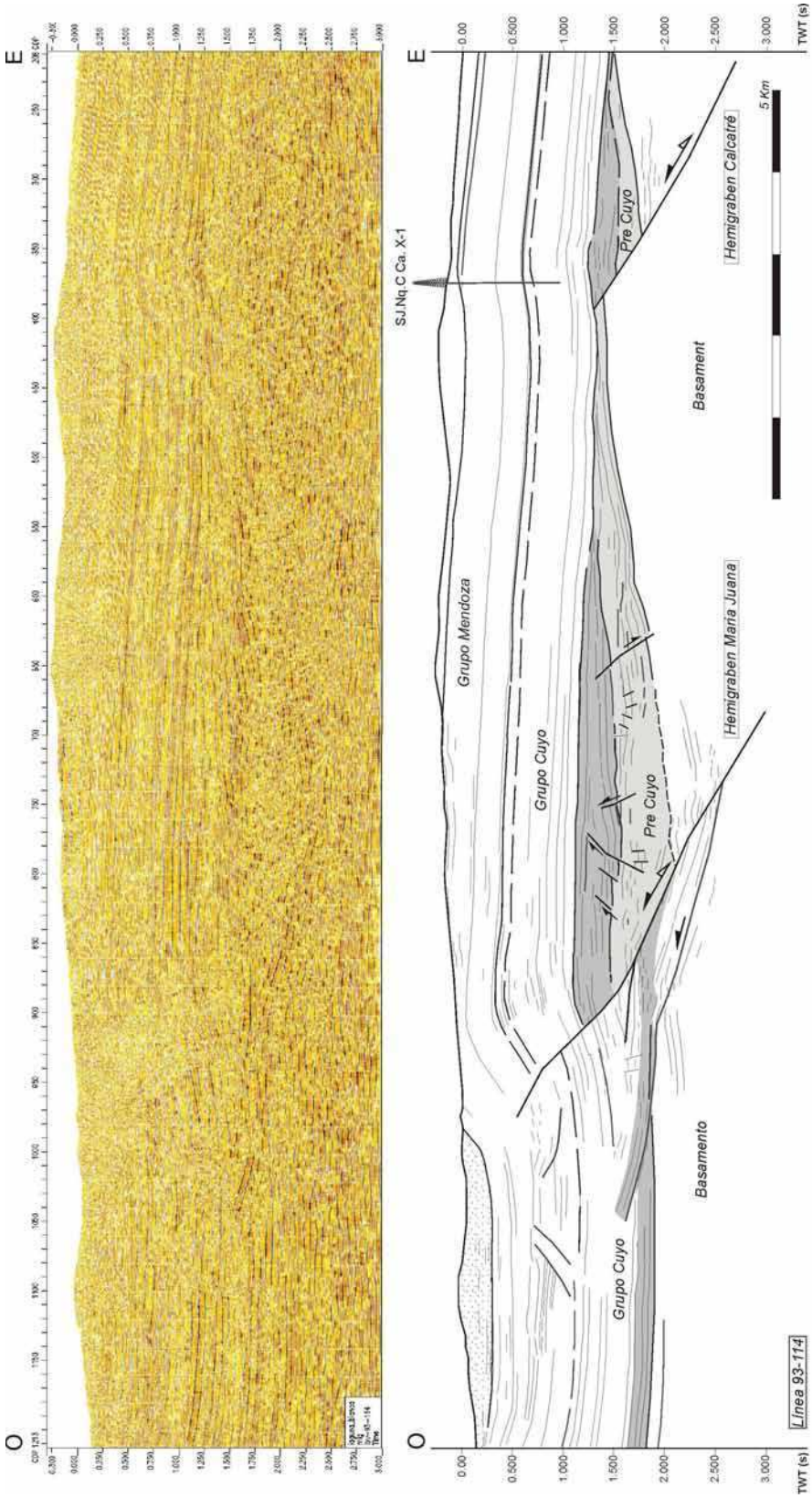


Fig.4.15. Línea 93-114 de rumbo este-oeste que atraviesa el depocentro de las Coloradas e interpretación correspondiente (ubicación en Fig.4.3). Nótese la geometría de cuña de los depósitos de synrift y la inversión que de las estructuras extensionales, especialmente de la falla que controló el hemigraben María Juana.

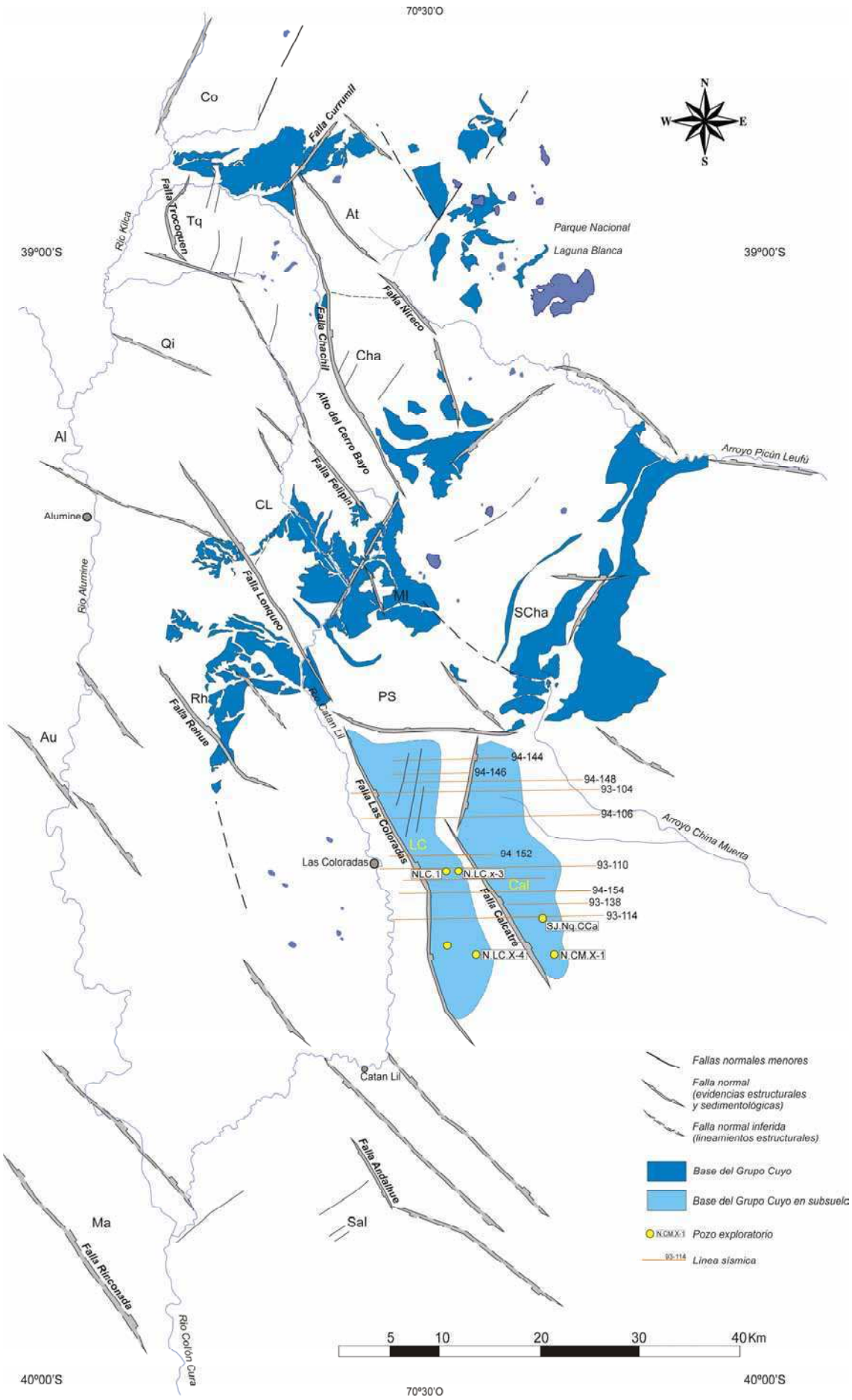
El depocentro El Salitral, parece haber estado controlado por la falla Andalhue de orientación NNO y polaridad al OSO, y otra estructura de orientación ONO desarrollada en el sector oriental. Estas fallas estarían vinculadas a un lineamiento regional de orientación NO desarrollado inmediatamente al norte, y habrían controlado la generación de espacio de acomodación durante la depositación de los miembros inferiores y especialmente del miembro superior del ciclo precuyano. En su prolongación al NO este lineamiento limita del desarrollo de los miembros inferiores de las secuencias de *synrift* hacia el norte, indicando un control de esta estructura en su depositación (Fig.4.2). Una serie de fallas menores de orientación NE completan el esquema estructural del depocentro.

4.6 Control mecánico en la depositación de la base del Grupo Cuyo?

La transición entre las secuencias del ciclo precuyano y las sedimentitas del Grupo Cuyo suele estar marcada por una discordancia en el Pleinsbaquiano bajo y un gradual pasaje a depósitos representativos de paleoambientes marinos asignados al Pliensbaquiiano – Toarciano, acompañado por un decaimiento gradual de la actividad volcánica característica del ciclo precuyano (Gulisano y Pando, 1981; Hinterwimmer y Jauregui, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Leanza, 1990; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994). En la zona de estudio la base del Grupo Cuyo se encuentra representada por las Formaciones Chachil, Sierra de Chacaico, y Los Molles. Estas corresponden a una alternancia regular de calizas, tobas y areniscas de la Formación Chachil, correlacionables a las sedimentitas marinas integradas por areniscas, limolitas con intercalaciones de calizas y piroclastitas expuestas un tanto más al este correspondientes a la Formación Sierra de Chacaico y depositadas durante el Pliensbachiano. La Formación Los Molles corresponde a sedimentitas marinas representadas por una sucesión de conglomerados, areniscas y pelitas depositadas en un ambiente de costa afuera entre Toarciano y Bajociano medio.

Normalmente se acepta que estas secuencias corresponden a la fase de subsidencia térmica del sistema de rift. En un trabajo sobre la evolución de la cuenca neuquina, Vergani et al. (1995) sugirieron sin embargo, un control mecánico para la acumulación de las secuencias correspondientes a la base del Grupo Cuyo.

Fig.4.16. (Página siguiente). Distribución de las secuencias correspondientes a la base del ciclo cuyano y su vinculación a las estructuras del ciclo precuyano.


70°30'O
39°00'S
40°00'S
N
S
W
E
Co
Tq
At
Qi
Cha
Al
CL
Ml
SCha
PS
Rh
Au
Ma
Sal
Falla Currumil
Falla Trocoquen
Rio Kilca
Falla Nireco
Falla Chachil
Alto del Cerro Bayo
Falla Felipin
Falla Lonqueo
Falla Ranue
Rio Alumine
Alumine
Parque Nacional
Laguna Blanca
Arroyo Picún Leufú
Arroyo China Muerta
Falla Las Coloradas
Las Coloradas
Falla Calcatra
Catan Lil
Falla Andalhue
Falla Rinconada
Rio Colton Cura
LC
Cal
94-144
94-146
94-148
93-104
94-106
94-152
93-110
94-154
93-138
93-114
N.LC.1
N.LC.x-3
SJ.Nq.CCa
N.LC.X-4
N.CM.X-1
Fallas normales menores
Falla normal (evidencias estructurales y sedimentológicas)
Falla normal inferida (lineamientos estructurales)
Base del Grupo Cuyo
Base del Grupo Cuyo en subsuelo
Pozo exploratorio
Línea sísmica
5
10
20
30
40Km

Si se observa un mapa que representa la relación entre la distribución de la base del Grupo Cuyo y los sistemas de fallas normales que controlaron la apertura de la cuenca a estas latitudes, puede apreciarse claramente que las sedimentitas marinas de las Formaciones Chachil, Sierra de Chacaico y Los Molles, respetan mayormente la configuración del sistema de fallas precuyano (Fig. 4.16). Las acumulaciones más importantes de estas sucesiones aparecen confinadas en una serie de depocentros limitados por la presencia de fallas normales triásicas y/o altos estructurales (Fig. 4.16). A pesar de que la distribución de las exposiciones de la base del ciclo cuyano muestra una integración mayor de los depocentros respecto del ciclo precuyano, puede inferirse sin embargo el control que las estructuras ejercieron durante la depositación de las mismas.

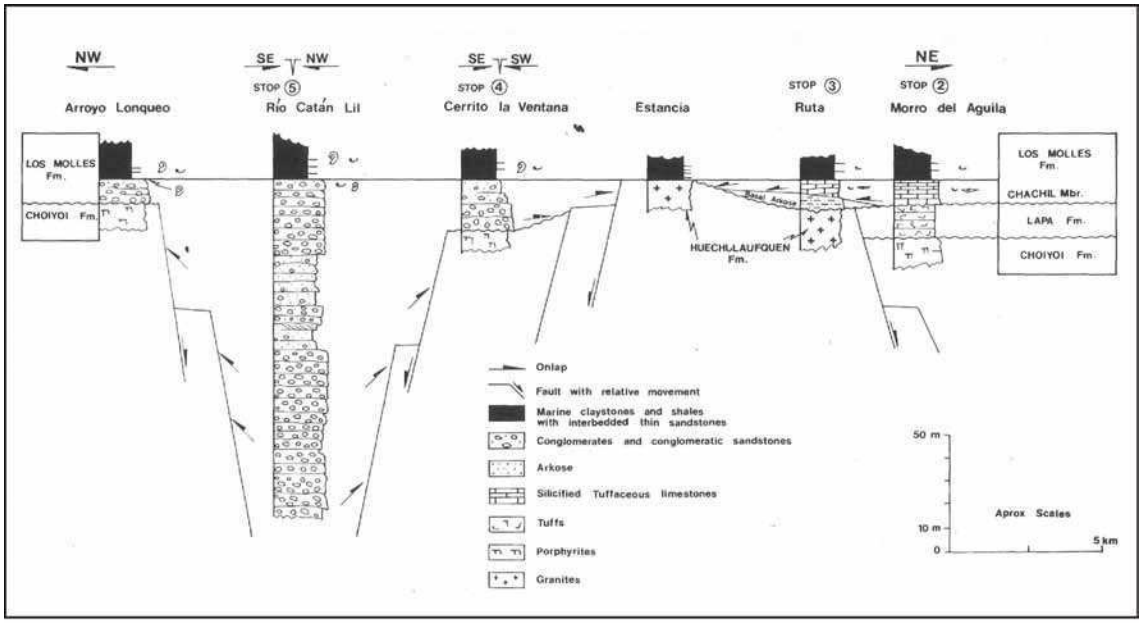


Fig.4.17. Secciones estratigráficas de la base del ciclo cuyano a lo largo en el depocentro Catan Lil y áreas adyacentes (según Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994). Nótese la presencia de un alto estructural o *horst* coincidente con la ubicación del alto del cerro Bayo.

Las variaciones de espesores para cortas distancias en la base del Grupo Cuyo a lo largo del depocentro Catan Lil, corrobora un control mecánico en su acumulación (Fig. 4.17). En este sector, la Formación Los Molles alcanza unos 800 metros y presenta en su base un espesor mínimo de 182 metros de conglomerados con clastos de basamento depositados en un ambiente de abanicos aluviales dominado por flujos gravitacionales en un contexto de altas pendientes (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994). Estas secuencias incorporan gradualmente fragmentos de invertebrados

marinos hacia el tope y son cubiertas por pelitas y areniscas correspondientes a depósitos turbidíticos (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994). Se acuñan al NE, incrementándose paralelamente los espesores de lutitas negras. El espacio de acomodación para la depositación de estas sucesiones, parece haber estar controlado en este depocentro por la actividad de la falla Felipín y estructuras extensionales menores de igual orientación. Hacia el sudeste, sobre los faldeos del cerro Mallín de Ibañez, la base del precuyo presenta asimismo un buen desarrollo y parece estar vinculada a dos estructuras de orientación NO y NNE las cuales fueron invertidas durante la deformación andina.

Unos kilómetros al noreste, a lo largo del depocentro Chachil, esta sucesión aluvial se encuentra ausente, estando la base del ciclo cuyano representada por las calizas de la Formación Chachil, las cuales son cubiertas directamente por las pelitas negras de la Formación Los Molles. Muravchik (2008a) observó que la presencia de calizas someras se circunscribe al depocentro del Chachil, lo que fue interpretado como resultado de una subsidencia menor evidenciada a partir de una batimetría reducida en este sector respecto del depocentro Catan Lil, donde no se dieron las condiciones para la precipitación de carbonatos debido a una mayor subsidencia mecánica.

Unos kilómetros al sudoeste, en el depocentro Rahue, las secuencias del ciclo precuyano presentan escaso desarrollo, estando mayormente ausentes a lo largo del borde activo del depocentro. Aquí las secuencias correspondientes a la base del Grupo Cuyo presentan más de 1.500 metros de espesor, y aparecen restringidas a una cubeta desarrollada entre dos bloques de basamento ascendidos con vergencia al oeste a partir de la reactivación compresiva de fallas normales (Cordón de la Piedra Santa, falla Rahue) (Fig. 4.16).

Inmediatamente al sur, las diferentes secciones sísmicas que atraviesan los hemigrábenes María Juana y Calcatré con rumbo este-oeste, sumado a los espesores atravesados por los diferentes pozos exploratorios, evidenciarían asimismo un control mecánico de las fallas Las Coloradas, Calcatré y de las estructuras menores asociadas, en la acumulación de la base del ciclo precuyano.

Dado que no se han reconocido evidencias directas acerca de un control mecánico en la depositación de la base del Grupo Cuyo, es posible sin embargo que las características mencionadas puedan responder a una serie de sistemas hambrientos para esta etapa. Existe asimismo la posibilidad, de que algunas de las estructuras de orientación NO y NNO hayan experimentado un comportamiento trastensional durante esta etapa, vinculada a un eje de acortamiento dispuesto en el cuadrante NE para este período (véase Capítulo 5), lo que podría explicar la generación de espacio de acomodación a lo largo de las mismas.

4.7. Conclusiones

Mecanismo extensional

La integración de la información de superficie y de subsuelo ha permitido reconocer la geometría de los depocentros desarrollados en el área de estudio e identificar la ubicación y la geometría de las fallas mayores que controlaron su desarrollo, tanto de los depocentros expuestos a lo largo de las Cordilleras de Catan Lil, Chachil y áreas adyacentes, como de aquellos que se encuentran en subsuelo al sur del cordón de la Piedra Santa. Ello permitió establecer un modelo en donde los sistemas de rift estuvieron caracterizados por fallas de primer orden de orientación NNO – NO y polaridad dominante al NE. Estos controlaron la generación de espacio de acomodación y los ambientes sedimentarios durante la depositación de las secuencias del ciclo precuyano y la base del ciclo cuyano. Entre las fallas de primer orden se destacan las de Las Coloradas, Calcatré, Rahue, Lonqueo, Felipín y Casa Mayor; las cuales constituyeron los bordes activos de los depocentros Las Coloradas, Rahue, Catan Lil, y Chachil – La Atravesada respectivamente (Fig. 4.2). Estas estructuras fueron invertidas durante los sucesivos pulsos compresivos a los que fue sometida el área, generando el ascenso de los principales cordones montañosos del sector (Cordilleras de Catan Lil y Chachil, cordón de la Piedra Santa, sierra de Chacaico) como bloques con vergencia dominante al oeste, a lo largo de los cuales aparecen expuestas las secuencias de *synrift*. Una serie de fallas complementarias de orientación NE y E-O acomodan localmente el espacio de acomodación, especialmente en los depocentros La Atravesda y Chacaico. Internamente, una serie de fallas de mediana escala y orientación NO y NE acomodan el movimiento de bloques menores. Muchas de estas estructuras menores, especialmente aquellas con mayores inclinaciones, se han preservado de la inversión que es característica de las estructuras mayores del área.

Este sistema se habría desarrollado a partir de la reactivación de anisotropías de basamento de orientación NNO (Mosquera y Ramos, 2006) y una dirección de extensión regional NNE a NE (Fig.4.11). Esta configuración estaría indicando el desarrollo de un rift oblicuo respecto de la dirección de extensión regional NNE a NE, con movimientos de rumbo siniestrales a lo largo de las estructuras de orientación NNO y NO (Bechis, 2008). Ello podría explicar el patrón romboédrico que definen las estructuras precuyanas en planta. Sin embargo son necesarios estudios detallados acerca de la cinemática de apertura de estos depocentros para poder corroborar esta hipótesis.

Edad de la deformación

Se pueden reconocer en el área al menos tres episodios extensionales durante el Triásico tardío al Jurásico temprano (Fig. 4.18):

1) El primer episodio corresponde a la depositación del miembro inferior del ciclo precuyano, abarcando el lapso Noriano – Retiano. Este ciclo quedó registrado esencialmente por el movimiento de las fallas Rinconada, Las Coloradas, Calcatré, Lonqueo, Casa Mayor, y Trocoquén; a partir de cuya actividad se depositaron potentes secuencias de lavas de composición andesítica y dacítica con sus respectivos depósitos volcaniclásticos asociados, alcanzando espesores cercanos a los 1.000 metros en las áreas adyacentes a la traza de las mismas. Estructuras de orientación NNO y ONO controlaron paralelamente la acumulación de estas secuencias previamente asignadas al Grupo Choiyoi en los depocentros occidentales del área de estudio (depocentros Malleo, Auca Pan, Aluminé). En el depocentro Chachil, una serie de estructuras menores de orientación NE controlaron localmente la generación de espacio de acomodación.

2) Durante el segundo episodio, ocurrido entre el Retiano alto y el Sinemuriano?, habría continuado la actividad a lo largo de las fallas Las Coloradas, Calcatré, y Casa Mayor; generándose nuevo espacio de acomodación a partir del desarrollo y la actividad de las fallas Andalhue, Felipín, Ñireco, Currumil, y fallas menores de orientación NO y NE desarrolladas internamente en cada depocentro. Estas estructuras controlaron la acumulación de los miembros superiores del ciclo precuyano, cuyas secuencias se depositaron mayormente en relación de traslape (*onlap*) respecto de los miembros inferiores. Los mayores espesores de estas secuencias se depositaron como consecuencia de la actividad del segmento septentrional de las falla Casa Mayor, como también a causa de la activación de las fallas Currumil y Ñireco, en donde los espesores superan los 500 metros. En los depocentros occidentales, prácticamente no se registran exposiciones del miembro superior del ciclo precuyano, por lo que se infiere una desactivación de las estructuras que controlaron el desarrollo de los mismos para esta etapa.

3) El último evento habría comenzado con el ascenso relativo del nivel del mar en el Pleinsbaquiano. Durante esta etapa, la subsidencia se habría focalizado esencialmente en los depocentros Las Coloradas, Rahue, Catan Lil, en menor medida Trocoquén y La Atravesada y en sector sudoccidental del depocentro Chachil, desactivándose la mayor parte de las estructuras que controlaron la depositación del ciclo precuyano a lo largo del resto de los depocentros. Las fallas de Las Coloradas, Calcatré, Rahue, el segmento austral de la falla Lonqueo y la falla Felipín, habrían

controlado la generación de espacio de acomodación durante este período junto con la actividad de fallas internas menores, permitiendo la acumulación de secuencias de sedimentitas marinas correspondientes a la base del ciclo precuyano.

El cese de la actividad a lo largo de las fallas normales y la persistencia de un nivel del mar alto, determinaron la transición a la etapa de subsidencia térmica del sistema de rift, representada por las secciones medias y superiores del Grupo Cuyo.

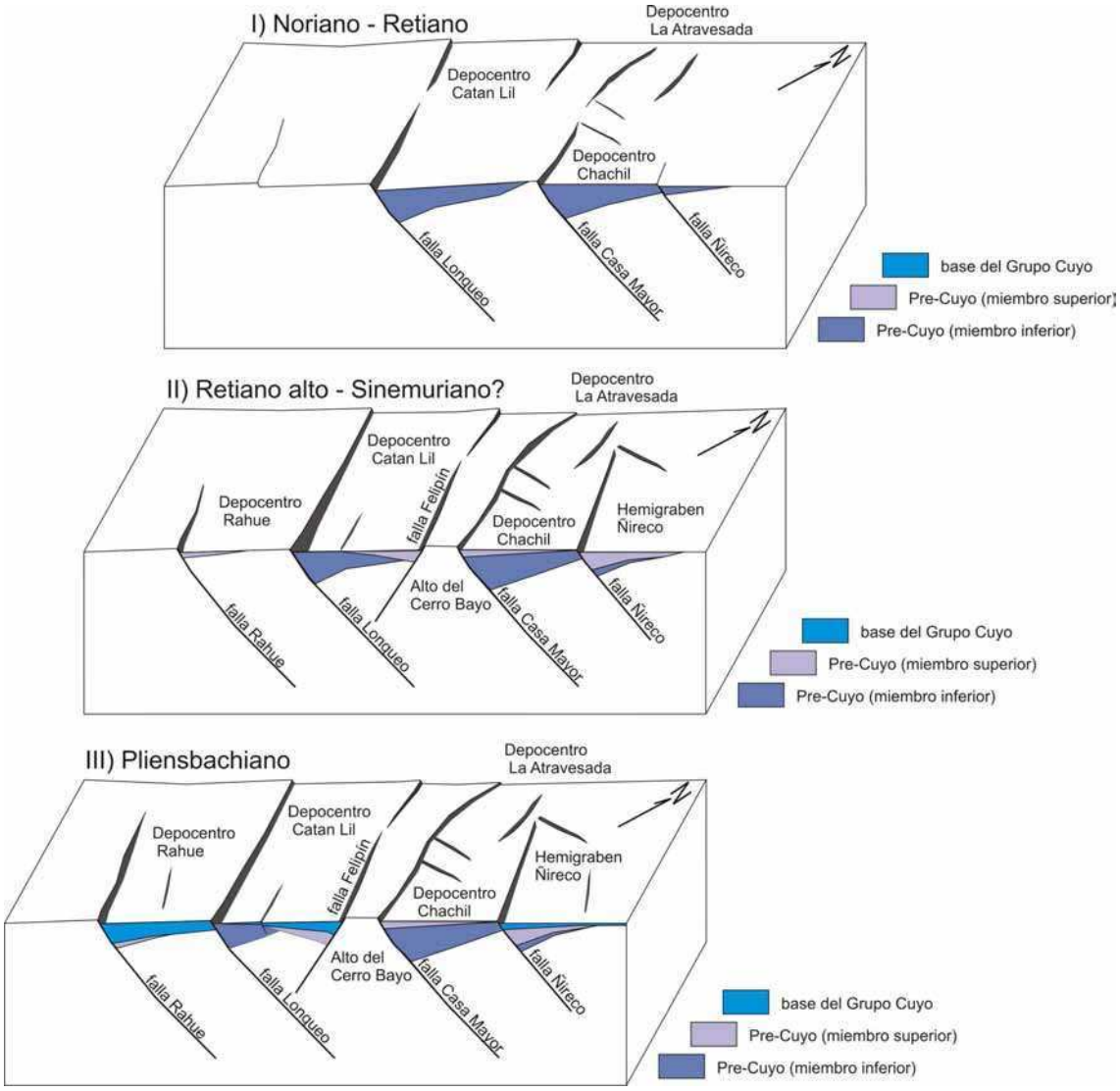


Fig.4.18. Etapas en el desarrollo de los depocentros Rahue, Catan Lil y Chachil entre el Triásico superior y el Jurásico inferior.

CAPÍTULO 5. PRIMER ESTADIO DE INVERSIÓN. LA DEFORMACIÓN DEL JURÁSICO – CRETÁCICO INFERIOR

El fin de la etapa de rift del Triásico superior – Jurásico inferior fue seguido por una etapa de subsidencia térmica desarrollada a partir del Toarciano Inferior. Esta fase de subsidencia térmica coincidió parcialmente en tiempo con el inicio de un proceso regional de deformación de intraplaca cuya primer etapa está bien identificada a lo largo de la dorsal de Huincul y en la prolongación occidental de este sistema en el área de estudio. Este proceso de deformación multiepisódica se extendió desde el Jurásico inferior hasta el Cenozoico, y fue estudiado recientemente en detalle por Mosquera (2008) a partir de la integración de información sísmica 2D y 3D y datos de superficie del engolfamiento neuquino. Este autor identificó distintos episodios de deformación a lo largo del Mesozoico: uno correspondiente al Jurásico inferior (Pliensbaquiano?-Toarciano) – Valanginiano, y otro desarrollado en el lapso Valanginiano – Cenomaniano. Este proceso de deformación estuvo controlado por la configuración de los depocentros extensionales, resultando en la compresión y transpresión de un gran número de hemigrábenes a lo largo de la cuenca; como también por la orientación del campo de esfuerzos regional (Mosquera y Ramos, 2006; Mosquera, 2008; Silvestro y Zubiri, 2008).

Esta sección aborda el primero de estos episodios de deformación, por ser el que mejor se expresó en el área de estudio, concentrándose esencialmente en la margen sur de la cuenca a lo largo del sistema de Huincul, en su prolongación occidental en el área de estudio, y generando el primer pulso de inversión a lo largo de algunas de las principales fallas normales mesozoicas correspondientes a la etapa de rift.

Las evidencias acerca de una estructuración en este segmento de los Andes provienen esencialmente de estudios de subsuelo a lo largo del engolfamiento neuquino y de datos de superficie en localidades clásicas del sector occidental de la dorsal (cerros Lotena y Granito y sierra de la Vaca Muerta). En este apartado presentamos nuevas evidencias de superficie que permiten definir la prolongación de la dorsal en el sector precordillerano y andino neuquino, como también reconocer y caracterizar la presencia de un evento de deformación jurásico inferior – cretácico inferior, postulado por diversos autores para el sector del engolfamiento, en el área de estudio. La integración de esta información, con datos publicados en forma previa por

diferentes investigadores, permiten asimismo proponer un mecanismo de deformación para este período en el área.

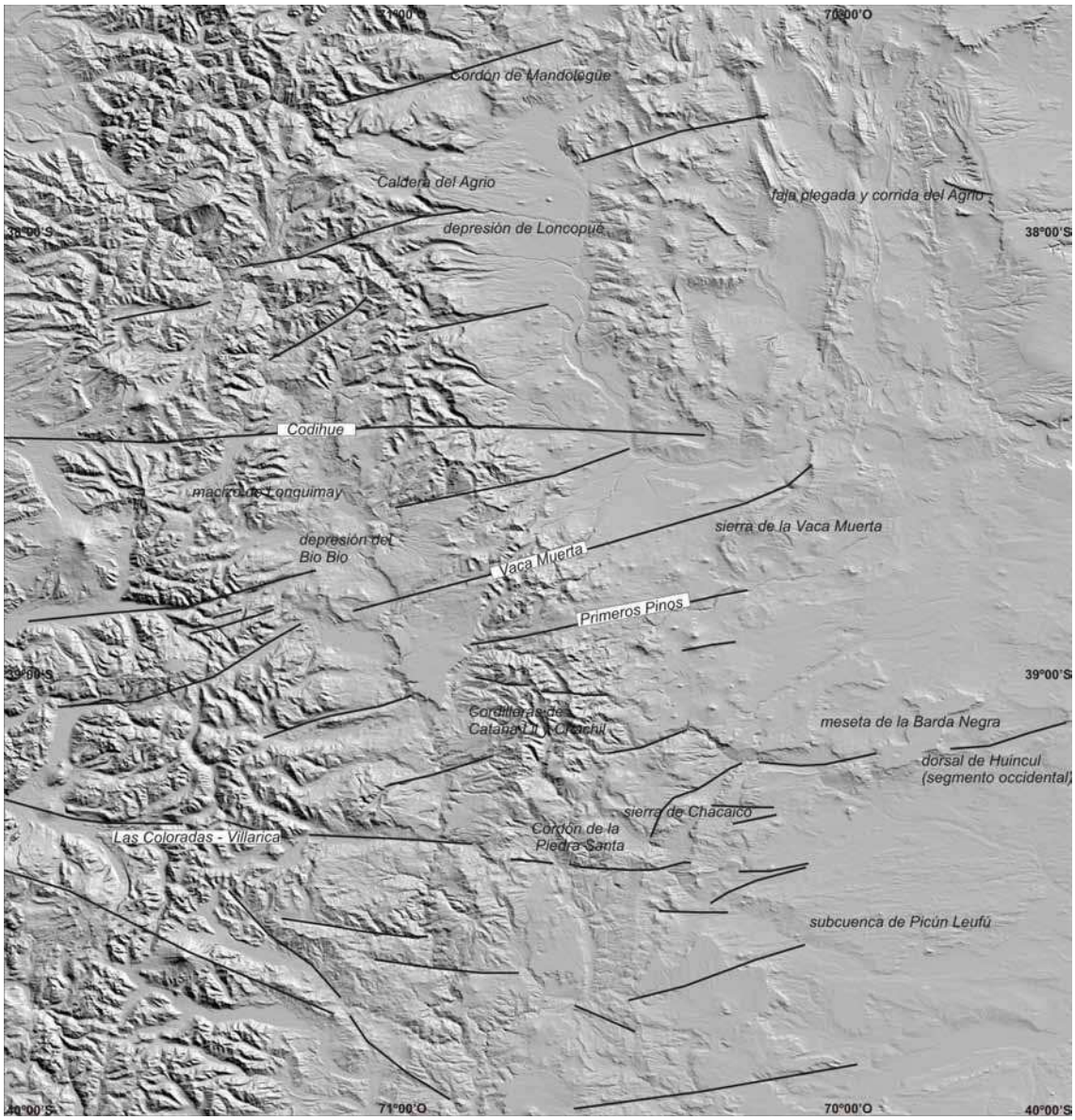


Fig. 5.1. Relieve sombreado entre los 38º y los 40ºS, con estructuras transversales a la cadena andina sobreimpuestas.

La dorsal de Huincul constituye el rasgo tectónico más saliente del engolfamiento neuquino, extendiéndose por mas de 270 Km con rumbo E-O a ENE desde la ciudad de Zapala hasta la ciudad de Neuquén aproximadamente, y dividiendo al engolfamiento neuquino en un sector norte (antepaís fragmentado y antefosa de Añelo) y un sector sur (subcuenca de Picún Leufú) (Mosquera y Ramos, 2006). Su

configuración estructural compleja, es el resultado de la interacción de los sistemas extensionales de orientación ONO a NO, y los distintos pulsos de deformación que afectaron a este sistema. Las interpretaciones más recientes proponen que la deformación compresiva que se inició en el Pliensbaquiano, habría invertido localmente las fallas normales del Triásico superior – Jurásico inferior en forma transpresiva, generando al mismo tiempo estructuras compresivas de orientación E-O y NE (Pángaro et al., 2006, 2008; Cristallini et al., 2007; Silvestro y Zubiri, 2008).
Los distintos pulsos de deformación que afectaron a este sistema en distintas proporciones corresponden de acuerdo a Mosquera (2008) al Jurásico inferior (Pliensbaquiano – Valanginiano), al Cretácico inferior (Valanginiano - Cenomaniano), al Cretácico superior (Cenomaniano – Maastrichiano) y al Mioceno (Mosquera, 2008). Estos episodios controlaron la sedimentación dentro de la cuenca y desarrollaron una serie de secuencias de crecimiento y discordancias asociadas. Silvestro y Zubiri (2008), reconocen por su parte estadios de máxima deformación para los sectores centrales y occidentales de la dorsal correspondientes al Toarciano, Kimmeridgiano y al Valanginiano.

Trabajos recientes han extendido los límites de este sistema tanto al este como oeste, enmarcándolo dentro de una estructura de mayor escala asociada a una línea de debilidad de basamento que ha sido interpretada como resultado de la acreción del terreno Patagonia en el Pérmico Temprano (Mosquera y Ramos, 2006; Mosquera, 2008). Estos mismos autores han estimado un ancho constante de unos 120 Km en su porción occidental y central, reduciéndose el ancho de la faja a la mitad en el segmento oriental.
Se aborda en esta sección un segmento correspondiente al extremo occidental del sistema de Huincul y su prolongación en el sistema precordillerano neuquino (Cordilleras de Catan Lil, Chachil, sierra de Chacaico, cordón de la Piedra Santa), como también su extensión en el sector andino.

5.1 El segmento occidental

El segmento occidental del sistema Huincul se extiende desde el área situada en torno a la meseta de la Barda Negra, inmediatamente al este de los cerros Lotena y Granito, y la localidad de Plaza Huincul (Fig. 5.2). Este segmento ha sido estudiado en profundidad debido a su alto potencial petrolero y a la consecuente abundancia de información de subsuelo que presenta. Esta caracterizado por un predominio de lineamientos orientados en sentido NE, la mayor parte de los cuales se vinculan a

fallas de basamento con importantes rechazos verticales dispuestas ortogonalmente a los hemigrábenes correspondientes a la etapa de rift del Triásico superior – Jurásico inferior. A esta configuración se le agregar estructuras de basamento de rumbo este – oeste con importantes rechazos verticales y evidencias de desplazamiento de rumbo dextral (Silvestro y Zubiri, 2008). En el extremo occidental de este segmento se encuentran los cerros Lotena y Granito. Este sector permite el estudio en superficie acerca de los procesos que llevaron a la configuración estructural compleja de la dorsal, a diferencia de lo que ocurre hacia el este, motivo por el cual constituye un área clásica de estudio

Cerros Lotena y Granito

El área en torno a los cerros Lotena y Granito se ubica a lo largo del segmento occidental de la dorsal de Huincul y constituye una zona de transición entre el sector extraandino y el sector precordillerano de la misma (Fig. 5.2). Dada la buena exposición de las secuencias mesozoicas y de las estructuras, son abundantes los estudios acerca de los procesos de deformación en este sector de la dorsal, remontándose estos a la primera mitad del siglo XX (Windhausen, 1914; Keidel, 1925b; Suero, 1939).

El anticlinal de los cerros Lotena y Granito de orientación ENE a NE constituye la estructura más conspicua del sector. En este sector, una falla normal de la etapa de rift de orientación ONO e inclinación al norte presenta evidencias de inversión (Vergani et al., 1995; Cobbold y Rossello, 2003). Los estudios realizados en el sector han determinado el inicio de la deformación para el Toarciano (Vergani et al., 2005), con una etapa de máxima intensidad durante el Jurásico Superior (Caloviano-Oxfordiano) reflejada en las discordancias intracaloviana e intramálmica (Suero, 1939; Bettini, 1984; Vergani et al., 2005; Mosquera, 2008). Las rotaciones progresivas en las sucesiones mesozoicas asociadas al frente de esta estructura anticlinal (Fig. 5.3), evidencian el crecimiento inicial de la misma a partir de la inversión de un hemigraben de orientación ONO durante la etapa correspondiente al Pliensbaquiano – Valanginiano (Vergani et al., 1995; Cobbold y Rossello, 2003; Mosquera, 2008).

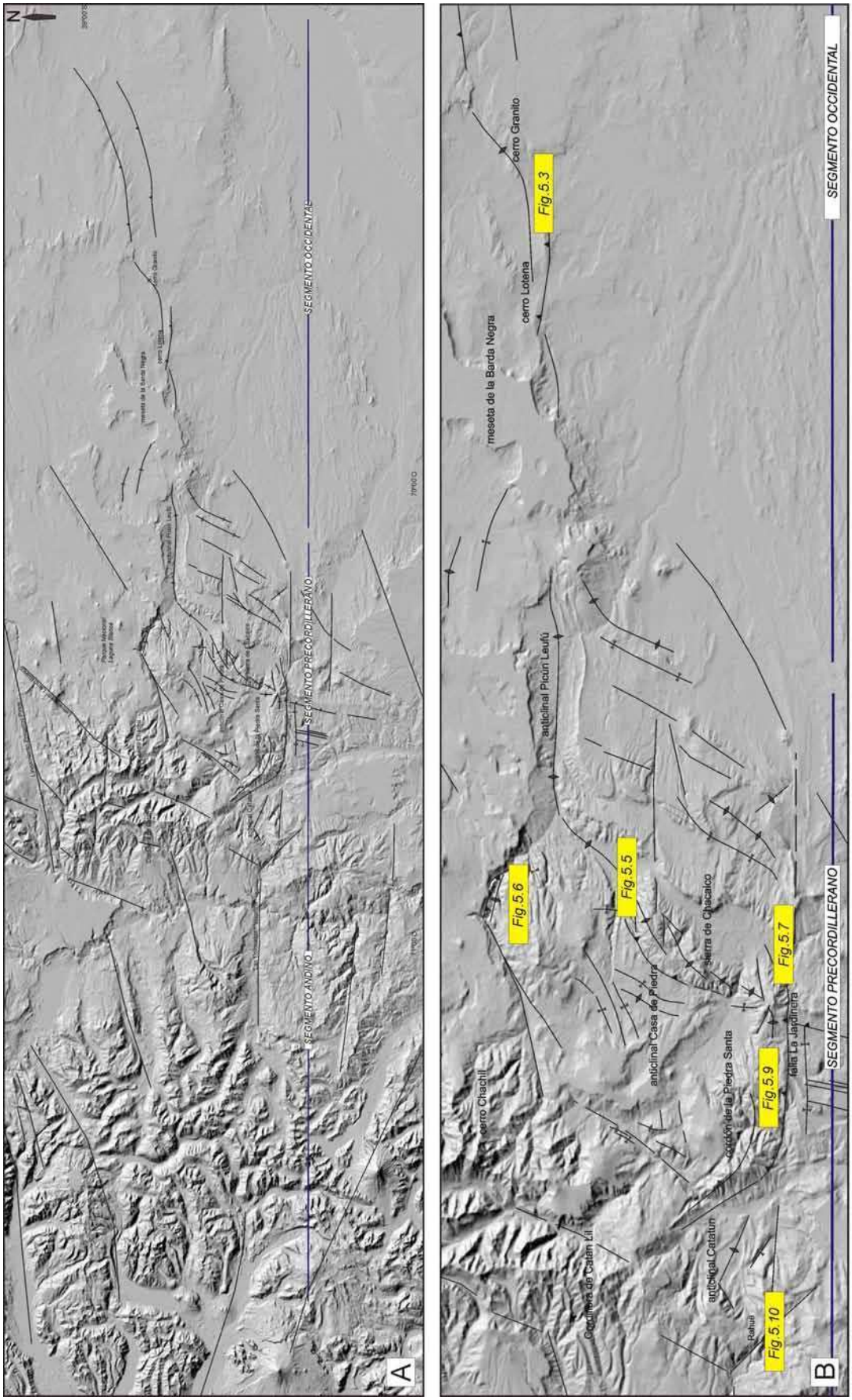


Fig.5.2. A. Mapa estructural correspondiente a los segmentos andino, precordillerano, y occidental del sistema de Huincul. **B.** Ampliación correspondiente al segmento precordillerano de la dorsal. Nótese el predominio de las estructuras NE y este-oeste, y como este sistema interfiere hacia el sector interno con las estructuras NO correspondientes a fallas normales de la etapa de rift invertidas a lo largo de las cordilleras de Chachil y Catan Li.

Fig. 5.3. Rotaciones progresivas en las sucesiones mesozoicas asociadas al crecimiento de una estructura anticlinal de rumbo ENE a NE en las inmediaciones del cerro Lotena (modificado de Cobbold y Rossello, 2003).

5.2 El segmento precordillerano neuquino

Algunos de los lineamientos este-oeste que definen el segmento andino del sistema de Huincul se extienden regionalmente alcanzando los sectores precordilleranos bien expresados al este del curso del río Aluminé. Los lineamientos Villarrica – Las Coloradas, Icalma – Vaca Muerta están bien expresados en los sectores del retroarco, y se vinculan a gran parte de los anticlinales y fallas de orientación NE y este – oeste características en el área. Este sector del retroarco andino, representa de esta manera un segmento transicional entre las expresiones andinas del sistema de Huincul y los sectores occidentales del mismo.

Esta porción del retroarco es a su vez clave para el estudio del primer evento de deformación de intraplaca, por encontrarse en el algunas de las localidades clásicas para el análisis del estadio de deformación correspondiente al lapso pliensbaquiano – valanginiano. Entre estas localidades se destacan la sierra de la Vaca Muerta y cerro Covunco, la sierra de Chacaico, y el cordón de la Piedra Santa. Estas localidades muestran evidencias claras de deformación mesozoica en algunos casos asociadas a la inversión tectónica de depocentros extensionales (Keidel, 1925b; Groeber, 1929; Zavala et al., 2001 y 2003, entre otros).

Sierra de la Vaca Muerta y cerro Covunco

A lo largo de la faja plegada y corrida del Agrio, las principales estructuras se orientan según ejes de rumbo norte-sur. En su porción austral, alrededor de los 38º30’S, se observa una flexura en el eje de las mismas, que pasan a orientarse esencialmente según ejes de rumbo NE a ENE a la latitud del lineamiento Icalma – Vaca Muerta.

Repol (2006) definió a este sector como el límite sur de la faja del Agrio. La mejor expresión de esta flexión en los ejes estructurales la constituye el anticlinal de la Vaca Muerta. Esta estructura ha sido estudiada por diversos investigadores, destacándose los trabajos de Lambert (1956), Zavala (2002), y Repol (2006). Algunos de estos estudios han documentado evidencias de actividad tectónica sinsedimentaria durante la depositación del Grupo Cuyo (Formación Lajas) asociadas al crecimiento de diferentes estructuras anticlinales bien expresadas en el área (anticlinal Vaca Muerta, anticlinal Covunco), produciendo una migración del depocentro de la Formación Lajas hacia el norte (Zavala y González, 2001; Zavala, 2002) (Fig. 5.4).

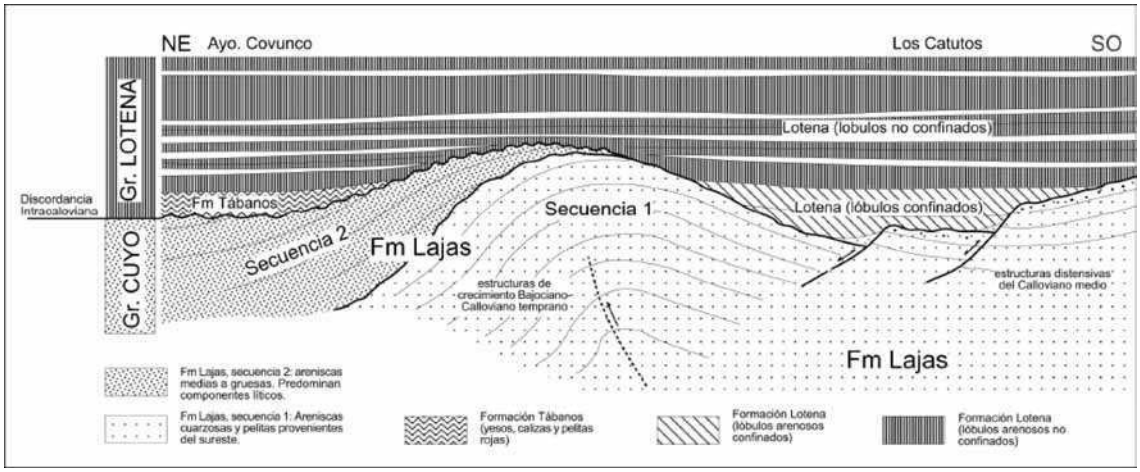


Fig. 5.4. Actividad tectónica correspondiente al Jurásico medio – Cretácico inferior en la sierra de la Vaca Muerta y anticlinal Covunco (según Zavala, 2006). Nótese las geometrías de sincrecimiento durante la depositación del Grupo Cuyo y la discordancia entre los Grupos Cuyo y Lotena.

Sierra de Chacaico, cordón de la Piedra Santa y áreas adyacentes

La sierra de Chacaico constituye un rasgo topográfico alargado según un eje NE que se ubica en torno al límite entre los segmentos occidental y precordillerano del sistema de Huincul (Fig. 5.2). Históricamente se ha considerado al área ubicada en las inmediaciones de los cerros Lotena y Granito como el extremo occidental de la dorsal, aunque ciertos trabajos llegaron a proponer a la sierra de Chacaico como su expresión más occidental (Orchuela et al., 1981). El segmento occidental del sistema Huincul esta caracterizado por un predominio de lineamientos orientados en sentido NE y E-O. La mayor parte de los mismos están vinculados a fallas inversas de basamento con importantes rechazos verticales, estando las estructuras este-oeste afectadas además por una componente de desplazamiento de rumbo dextral (Silvestro y Zubiri, 2008). Observando un mapa estructural del segmento precordillerano ubicado inmediatamente al este, es posible reconocer un patrón similar en la distribución de las estructuras principales entre los segmentos occidentales y precordilleranos de la

dorsal. Este patrón interfiere hacia los sectores internos del segmento precordillerano con las estructuras regionales de rumbo NO a NNO, las cuales corresponden esencialmente a fallas normales de la etapa de rift invertidas durante la deformación andina del área. A pesar de ello es posible reconocer la presencia de una serie de fallas y pliegues de rumbo este-oeste y NE, muchas de las cuales presentan claras evidencias de una actividad tectónica compresiva por lo menos a partir del Jurásico medio. Entre estas se destacan la falla que controla el borde occidental de la sierra de Chacaico y las estructuras anticlinales asociadas, la falla La Jardinera, los anticlinales del Cerro Mallín de Ibáñez, Picún Leufú, Casa de Piedra, etc. (Fig. 5.2).

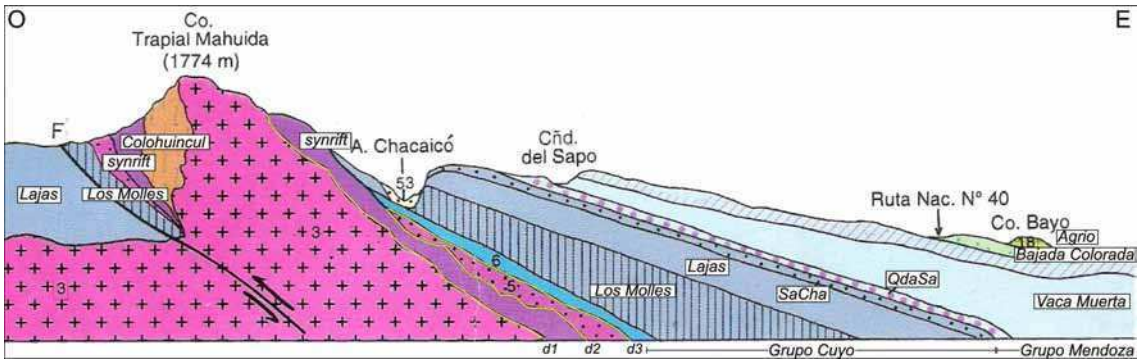


Fig. 5.5. Sección este-oeste de la sierra de Chacaico a la latitud del cerro Trapial Mahuida (según Leanza y Hugo (1997)). Obsérvese la rotación progresiva de las secuencias de los grupos Cuyo y Mendoza en los faldeos orientales de la sierra.

La sierra de Chacaico corresponde a un anticlinal asimétrico y esta controlada en su flanco occidental por una falla de basamento de orientación NNE a NE, que corta la superficie en el sector septentrional de la misma, constituyendo una estructura no emergida en su prolongación austral (Fig. 5.2). Internamente este rasgo topográfico de orientación NE, esta formado por tres anticlinales principales que se disponen escalonadamente con rumbo NE a lo largo de la misma, cuyos núcleos están constituidos por metamorfitas y rocas plutónicas paleozoicas. Estructuras menores de orientaciones dominantes NE y E-O completan el cuadro estructural de este rasgo topográfico (Franzese et al., 2007).

Una serie de sinclinales, anticlinales y fracturas de desarrollo regional y rumbo dominante NE se encuentran muy bien expresadas tanto al este como al este como al oeste de la sierra de Chacaico (Fig. 5.2).

La falla de orientación NE que controla el faldeo occidental de la sierra de Chacaico fue originalmente interpretada como el resultado de la inversión de una falla extensional orientada en igual sentido. Silvestro y Zubiri (2008) observaron recientemente a partir del análisis de información de subsuelo, que los anticlinales de

orientación NE del sector occidental se disponen de manera perpendicular respecto de los hemigrábenes del sector, dispuestos mayormente en dirección NO. Ello los llevó a reinterpretar a estas estructuras compresivas de orientación NE como controladas por un campo de esfuerzos de orientación NO imperante al momento de su generación, y no por fallas extensionales preexistentes. Este esquema puede hacerse extensivo al segmento precordillerano de la dorsal y particularmente al sector de la sierra de Cachaico, donde la falla con vergencia al oeste que controla su vertiente occidental se habría generado como una estructura compresional asociada a un campo de esfuerzos de orientación perpendicular, pudiendo descartarse de esta manera una inversión ortogonal en un modelo similar al propuesto en la sierra de Cara Cura (Pángaro et al., 2006, 2008). En este sector es posible reconocer la existencia de actividad tectónica compresiva asociado al crecimiento de las estructuras NE al menos desde el Jurásico medio. Esta actividad dejó su huella en las geometrías de sincrecimiento de los Grupos Cuyo y Mendoza en los faldeos orientales del cerro Trapial Mahuida (Fig. 5.5).

Los ejes de plegamiento de orientación NE de este segmento en general, y de la sierra de Chacaico en particular, presentan flexuras en la orientación de sus ejes tanto al norte como al sur, donde interceptan dos estructuras transversales de desarrollo regional: el anticlinal Picún Leufú al norte, y la falla la Jardinera al sur (Fig. 5.2).

El anticlinal Picún Leufú se extiende con un rumbo este-oeste por más de 20 km de manera paralela al curso del río homónimo. Se trata de un anticlinal asimétrico con vergencia al sur desarrollado en las sedimentitas de los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza. A lo largo del flanco austral de esta estructura anticlinal, puede observarse un decrecimiento gradual en las inclinaciones de las secuencias de los Grupos Cuyo y Mendoza desde la base hacia el techo de la misma, lo que evidencia el inicio del crecimiento de esta estructura este-oeste con vergencia hacia el sur por lo menos desde el Jurásico medio (Fig. 5.6 A).

Inmediatamente al NE de este, un anticlinal de rumbo ONO se vincula a una falla inversa de igual orientación con vergencia al norte que sobrepone las secuencias de la Formación Lajas sobre las sedimentitas de las Formaciones Lotena y Vaca Muerta (Zavala et al., 2008). Zavala et al. (2008) reconocieron en este sector una discordancia angular que separa a las sedimentitas de las Formaciones Lotena y Tordillo, de las secuencias de la Formación Vaca Muerta (Fig. 5.6 B). Esta discordancia confirma una fase de deformación para el Jurásico superior, la que se enmarcaría dentro de la etapa propuesta por Mosquera en el ámbito de la dorsal (Mosquera y Ramos, 2006; Mosquera, 2008).

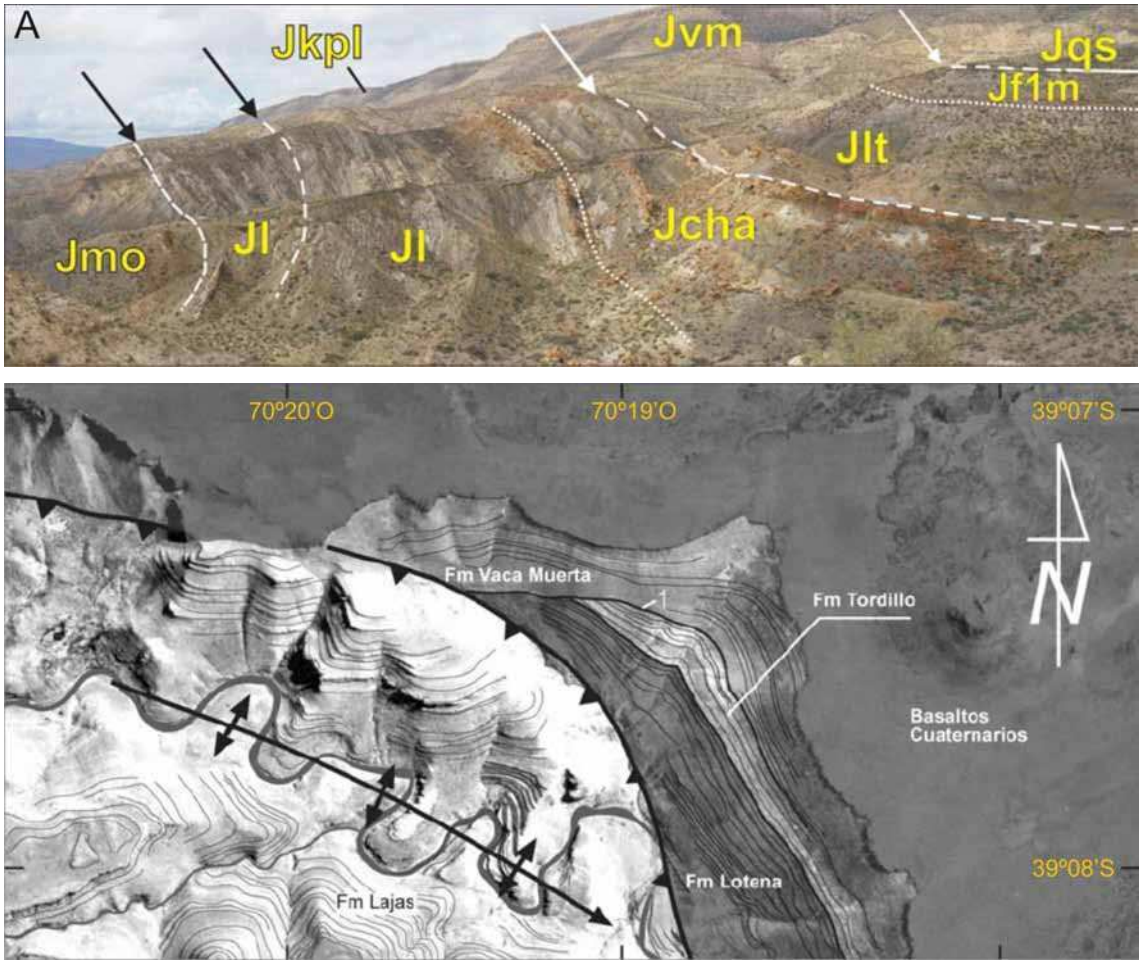


Fig. 5.6. A. Rotaciones progresivas en las sucesiones jurásicas y discordancias asociadas vinculadas al crecimiento episódico del anticlinal Picún Leufú en las proximidades de bajada Los Molles (fotografía tomada de Leanza (2009). **B.** Anticlinal Lohan Mahuida (según Zavala et al., 2008). Nótese la discordancia angular entre las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta.

La falla de la Jardinera constituye una falla inversa de rumbo este-oeste con vergencia al sur y fuerte rechazo vertical. Esta estructura se enmarca en el contexto de un lineamiento este-oeste de extensión regional identificado a ambos lados de la cordillera por Chotin (1976) como lineamiento Las Coloradas – Villarrica (Fig. 5.1). Al este de la localidad Fortín 1º de Mayo, esta falla limita el borde austral del cordón de la Piedra Santa, el cual constituye un anticlinal asimétrico con vergencia al sur a lo largo de cuyo núcleo afloran metamorfitas de edad devónica – carbonífera superior (Franzese, 1995). El levantamiento del cordón de la Piedra Santa como un bloque con vergencia hacia el sur generó el rebatimiento de las secuencias mesozoicas, como también el cabalgamiento de las metamorfitas sobre las sedimentitas de los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza. En su segmento oriental esta falla margina importantes espesores de secuencias del ciclo precuyano, lo que permite interpretar un control

mecánico de la misma en la acumulación de las secuencias de *synrift*. En su extremo occidental la falla la Jardinera intercepta una estructura normal de rumbo NNO la cual ha sido fuertemente invertida.

Zavala et al. (2001) sugirieron que el inicio de la deformación compresiva a lo largo de esta estructura se produjo en el Jurásico medio. Esta hipótesis puede ser corroborada a partir de una serie de evidencias de superficie asociadas al bloque yacente inmediatamente al sur de la traza de la falla la Jardinera. En el segmento occidental de esta estructura puede observarse una rotación progresiva de las unidades correspondientes a los Grupos Cuyo, Lotena y a la base del Grupo Mendoza, lo que sugiere el crecimiento de esta estructura con vergencia al sur al momento de la depositación de las mismas (Fig. 5.7).

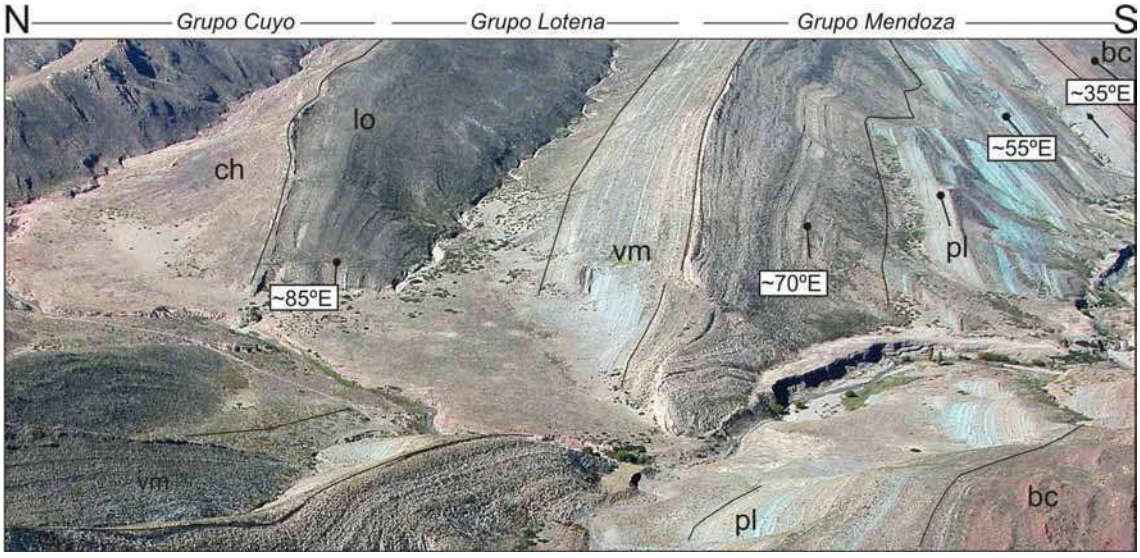


Fig. 5.7. Extremo oriental de la falla la Jardinera. Obsérvese la rotación progresiva de las distintas unidades mesozoicas asociadas a la actividad compresiva de una falla de basamento de rumbo este-oeste y vergencia al sur. Abreviaciones: ch, Fm. Challaco; lo, Fm. Lotena; vm, Fm. Vaca Muerta; pl, Fm. Picún Luefú; bc, Fm. Bajada Colorada.

Una situación similar puede observarse unos pocos kilómetros al oeste, en los sectores adyacentes a la estancia La María Juana. Allí las secuencias del Grupo Cuyo presentan inclinaciones en torno a los 80ºS inmediatamente al sur de la falla la Jardinera, disminuyendo gradualmente al sur a medida que ascendemos en la columna estratigráfica, hasta llegar a inclinaciones en torno a los 10ºE hacia el techo de la Formación Picún Leufú y base de la Formación Bajada Colorada (Fig. 5.8). Lo mismo ocurre inmediatamente al este en el cierre del sinclinal Fortín 1º de Mayo, en donde las secuencias de los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza pierden progresivamente inclinación hacia el techo.

Fig. 5.8. Vista al NE del cordón de la Piedra Santa, controlado por una estructura de rumbo este-oeste e inclinación al norte invertida oblicuamente por lo menos a partir del Jurásico medio. Obsérvese los estratos rebatidos a lo largo del cierre del sinclinal Fortín 1º de Mayo.

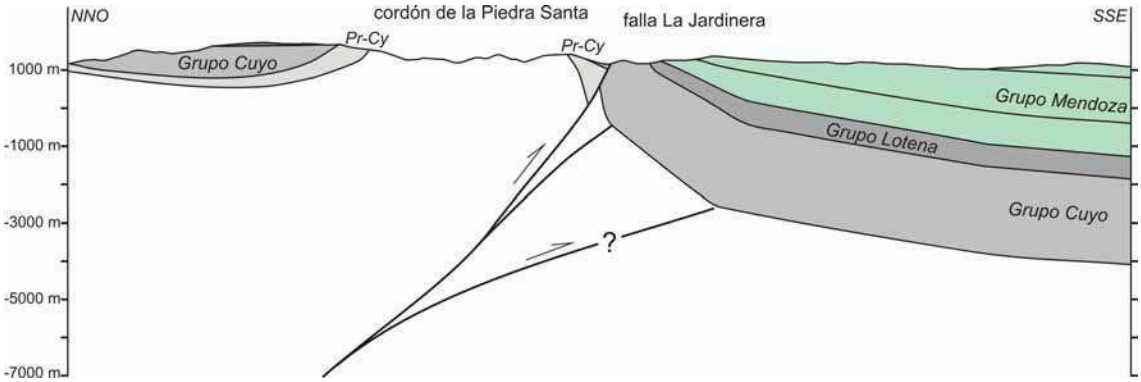


Fig. 5.9. Sección estructural NNO – SSE a través del anticlinal del cordón de la Piedra Santa y la falla La Jardinera. Nótese la progresiva disminución de la inclinación de las secuencias de los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza en el bloque colgante, la que evidencia una actividad tectónica compresiva sinsedimentaria asociada al levantamiento de un bloque de basamento con vergencia al sur.

La traza del lineamiento Las Coloradas – Villarrica se prolonga hacia el oeste a lo largo del curso del arroyo Fortín 1º de Mayo. Este sector corresponde a una localidad clásica para el estudio de las sedimentitas jurásicas del Grupo Cuyo, ya que en el se encuentran los afloramientos mas completos del sector sur de la cuenca neuquina, con exposiciones de mas de 1,500 metros correspondientes a las Formaciones Los Molles y Lajas. En las cabeceras del arroyo Fortín 1º de Mayo se han reconocido discordancias progresivas en las secuencias de la Formación Lajas, las que pueden ser interpretadas como relacionadas a la inversión parcial de bloques de basamento durante la depositación de las mismas, dada las características similares observadas en sectores adyacentes (Fig. 5.9).

En los sectores ubicados al norte de la falla La Jardinera, a lo largo de las cordilleras de Catan Lil y del Chachil, la fuerte inversión tectónica a la que ha sida sometida el sector ha generado la erosión de los niveles correspondientes al Cretácico y a la mayor parte del Jurásico, lo que dificulta la caracterización de este evento de deformación en este sector en particular.

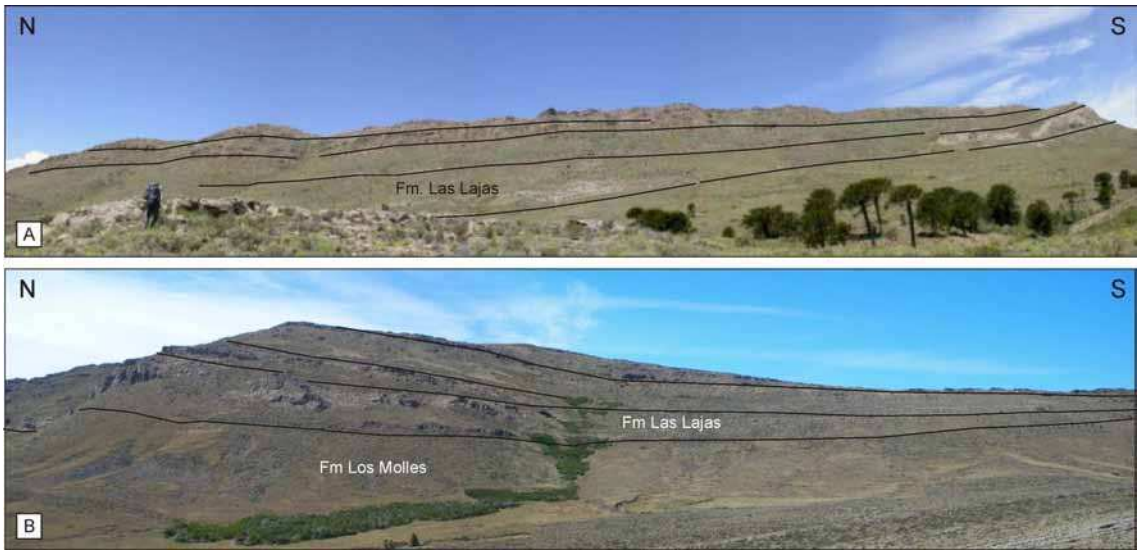


Fig. 5.10. Discordancias progresivas en las sedimentitas de la Formación Lajas en las nacientes del arroyo Fortín 1º de Mayo.

5.3 El segmento andino

El segmento andino de este sistema puede ser vinculado a una serie de estructuras transversales a la cadena andina, algunas de las cuales fueron identificadas por Chotin (1976) y Chotin y Giret (1979) a partir del estudio de imágenes satelitales Landsat TM. La utilización de modelos de elevación digital de 30 metros para el segmento comprendido entre los 38º y los 40ºS, ha permitido profundizar la interpretación e identificar nuevas estructuras transversales a lo largo de este segmento (Fig.5.2). Estos lineamientos de orientación dominante este – oeste alcanzan la costa pacífica a la latitud de Valdivia, y fueron interpretados inicialmente como vinculado a discontinuidades en la placa subducida (Chotin, 1976). Chotin y Giret (1976) identificaron la presencia de tres lineamientos principales (Las Coloradas – Villarrica, Paso Flores – Osorno, y San Carlos de Bariloche), coincidentes con los límites de los sistemas de Huincul y Picún Leufú (Mosquera, 2008). Los modelos de elevación digital han permitido reconocer una gran variedad de rasgos adicionales a los definidos por Chotin (1976). Entre los rasgos estructurales de primer orden se destacan los lineamientos Codihue, Icalma – Vaca Muerta, y Primeros Pinos (Fig.5.2). La ausencia de niveles sedimentarios mesozoicos en este sector imposibilita una

adecuada caracterización de este evento de deformación en el segmento andino de la dorsal. A pesar de ello puede intuirse que al menos una buena parte de estos lineamientos transversales a la cadena andina presentan una historia semejante a la descripta para los segmentos precordilleranos y occidentales de la dorsal.

En los sectores ubicados al norte de la falla La Jardinera, a lo largo de las cordilleras de Catan Lil y del Chachil, la fuerte inversión tectónica a la que ha sida sometida el sector ha generado la erosión de los niveles correspondientes al Cretácico y a la mayor parte del Jurásico, lo que dificulta la caracterización de este evento de deformación en este sector en particular.

5.4 Estado de esfuerzos durante el Jurásico y el Cretácico

A partir del análisis de orientación de fracturas en subsuelo y en superficie, sumado a los sistemas de fracturas Riedel identificados en secciones sísmicas horizontales para los segmentos occidentales y centrales de la dorsal, Silvestro y Zubiri (2008), obtuvieron la dirección del campo de esfuerzos imperante durante el Mesozoico estimando un Azimut medio al 320º – 345º (Fig. 5.11). Esta orientación del σ1 en sentido NO-SE coincide con la inferida por Vergani (2005) en el segmento occidental de la dorsal.

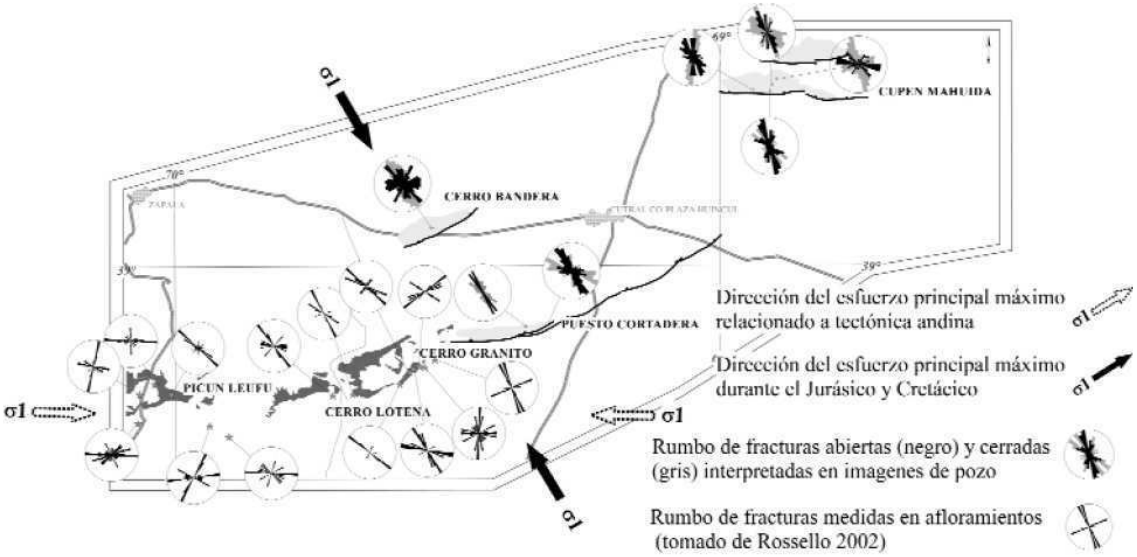


Fig. 5.11. Mapa de orientación de fracturas a lo largo de la dorsal de Huincul (según Silvestro y Zubiri, 2008) cuya orientación responde a un campo de esfuerzos de orientación NO-SE activo al momento del plegamiento durante el Jurásico y el Cretácico.

Algo similar sucede con los paleoesfuerzos inferidos a partir de una serie de pliegues de orientación NE a NNE desarrollados en las sedimentitas jurásicas de la Formación Nacientes del Bio Bio, bien representados en el sector norte del macizo de Lonquimay.

Estos pliegues son intruidos por granitoides cretácicos con edades K-Ar que oscilan entre 149 y 73 Ma (Suárez y Emparán, 1997), lo que indica una edad de plegamiento correspondiente al Jurásico superior - Cretácico inferior, si se tiene en cuenta una edad pliensbaquiana a kimmeridgiana para la Formación Nacientes del Bio Bio (De la Cruz y Suárez, 1997; Rosenau, 2004). El σ1 inferido a partir de la configuración de los pliegues para este período se dispone según un eje de rumbo ONO, en consonancia con las direcciones obtenidas para el segmento occidental de la dorsal (Fig. 5.11) (Rosenau, 2004; Vergani et al., 2005; Silvestro y Zubiri, 2008; Mosquera, 2008).

Repol (2006) obtuvo por su parte resultados similares en la sierra de la Vaca Muerta a partir del análisis cinemático de estructuras menores (Fig. 5.13).

Mosquera y Ramos (2006) arriban a conclusiones similares sobre la base del análisis de la evolución de placas y las estructuras resultantes durante este mismo lapso.

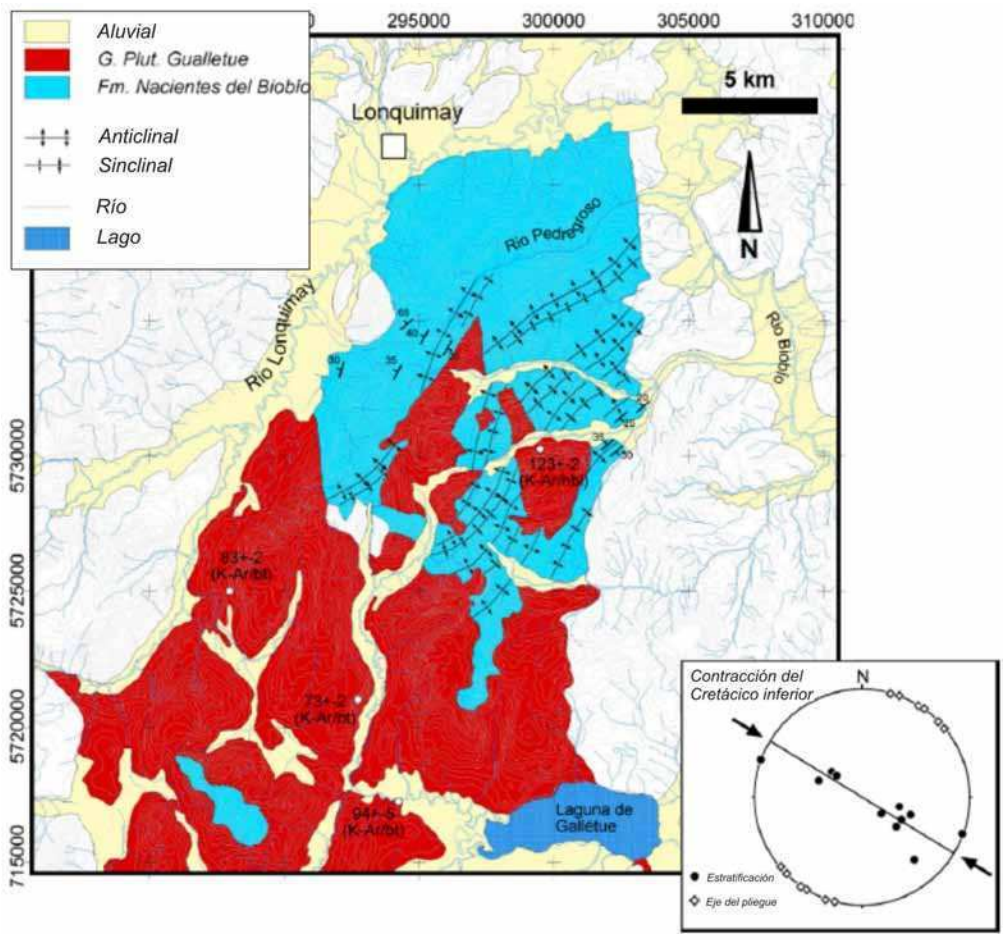


Fig. 5.12. Pliegues de orientación NE a NNE desarrollados en las sedimentitas jurásicas de la Formación Nacientes del Bib Bio intruidos por granitoides cretácicos en el macizo de Lonquimay. El recuadro corresponde a la orientación de los paleoesfuerzos inferidos a partir de la configuración de las estructuras anticlinales (según Rosenau, 2004).

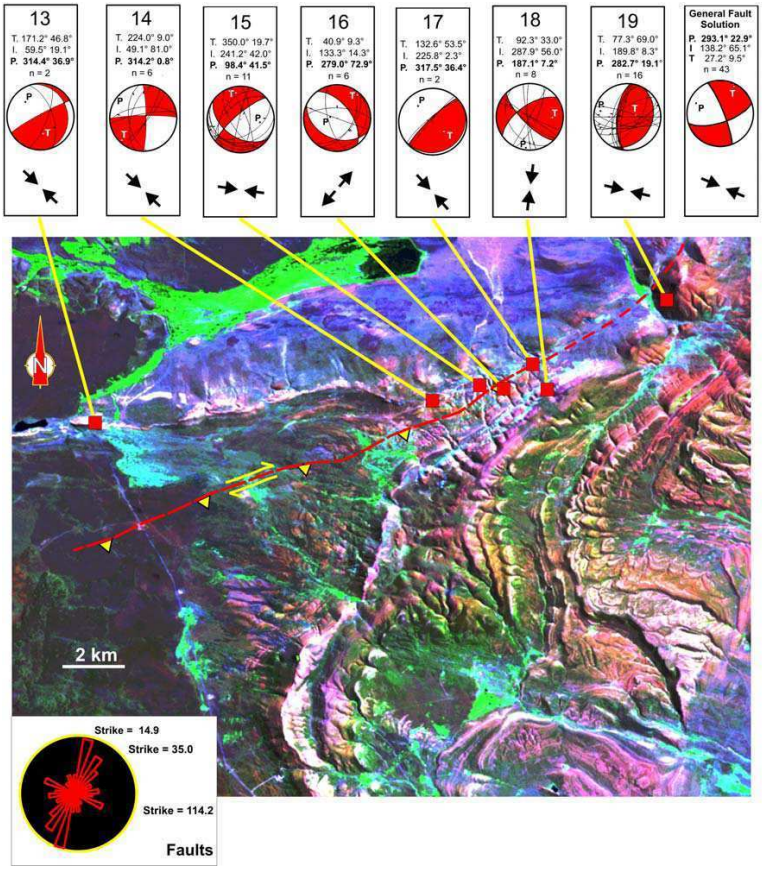


Fig. 5.13. Soluciones obtenidas a partir del análisis cinemático de fallas menores a lo largo de la Sierra de la Vaca Muerta (según Repol, 2006). Las flechas en negro indican la orientación de los ejes P para cada localidad.

5.5 Estructuración inicial de la sierra de Chacaico y sectores aledaños

El σ1 estimado a partir del análisis de fracturas en el segmento occidental de la dorsal, forma un ángulo de 15º a 40º respecto de las estructuras este-oeste de primer orden que caracterizan al sector precordillerano de la dorsal (falla la Jardinera, anticlinal Picún Leufú). De acuerdo con esta configuración, es esperable que estas estructuras transversales se hayan comportando en forma transpresiva, con rechazos verticales significativos y desplazamiento de rumbo derecho durante la mayor parte del Jurásico y buena parte del Cretácico. Un comportamiento cinemático similar ha sido propuesto por Silvestro y Zubiri (2008) para estructuras de igual orientación ubicadas en subsuelo a lo largo del segmento occidental de la dorsal de Huincul. Una serie de estrías medidas en distintas localidades a lo largo de la falla La Jardinera muestran evidencias de desplazamiento de rumbo derecho a lo largo de esta estructura, lo que avala la hipótesis de que las estructuras transversales del área se hayan comportado como estructuras transpresivas, dada la orientación de las mismas respecto al esfuerzo principal máximo orientado a un azimut medio de entre 320 y 345º para el lapso comprendido entre el Jurásico inferior y el Cretácico inferior. Datos cinemáticos

obtenidos por Repol (2006) en la sierra de la Vaca Muerta muestran resultados similares (Fig. 5.13)

Los resaltos forman parte de las clásicas ornamentaciones vinculadas a fallamientos con componentes de desplazamiento de rumbo, y se vinculan a discontinuidades en la traza de una falla (Aydin y Nur, 1982). Estos se manifiestan cuando se dan separaciones entre tramos adyacentes de una zona con desplazamientos de rumbo, expresando diferentes ambientes tectónicos dependiendo de la disposición de esta zona respecto del esfuerzo principal máximo imperante en ese sector. Cuando un resalto presenta un rumbo que tiende a disponerse de manera perpendicuar respecto del esfuerzo principal máximo, se genera un resalto de tipo constrictivo, caracterizado por un bloque sobreelevado y estructuras contraccionales asociadas (Woodcock y Schubert, 1994; Rossello, 2001).

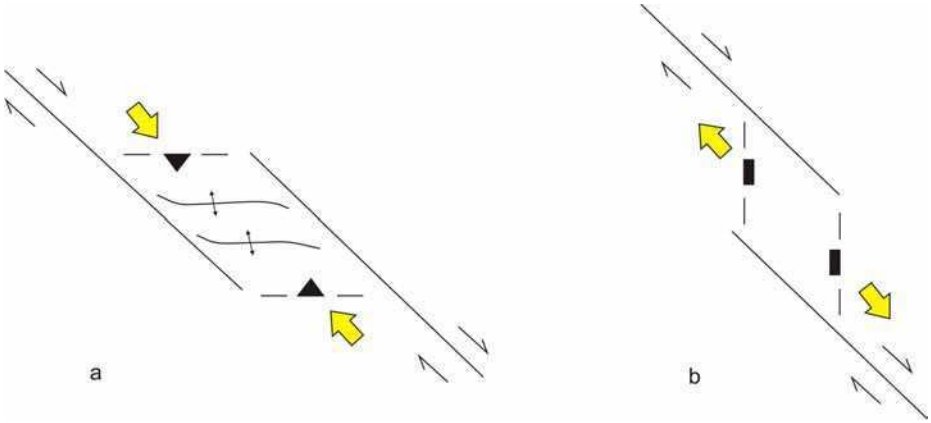


Fig. 5.14. Diagramas esquemáticos correspondientes a resaltos distensivos y constrictivos (a) y distensivos (b). Las flechas amarillas indican condiciones compresivas y divergentes.

Cuando observamos la prolongación de la dorsal de Huincul en el sistema precordillerano ubicado al oeste, vemos que esta se expresa en dos estructuras de primer orden de rumbo este-oeste (falla la Jardinera al sur, anticlinal Picún Leufú al norte) dispuestas de manera escalonada como consecuencia de una terminación occidental a lo largo de la estructura septentrional (anticlinal Picún Leufú) y una terminación en el extremo oriental de la estructura sur (falla La Jardinera). El tramo comprendido entre estas dos estructuras presenta un bloque de basamento sobreelevado con vergencia al oeste representado por la sierra de Chacaico, el cual presenta claras evidencias de actividad tectónica contraccional sinsedimentaria durante la depositación de los Grupos Cuyo, Lotena, y Mendoza, lo que indica que este bloque habría comenzado a estructurarse en el Jurásico medio por lo menos (Fig. 5.5). En forma paralela a este bloque de basamento se desarrollaron una serie de estructuras anticlinales y sinclinales de rumbo dominante NE a NNE, cuyos ejes

tienden a paralelizarse a las estructuras transversales en sus extremos australes y septentrionales (Fig. 5.15).

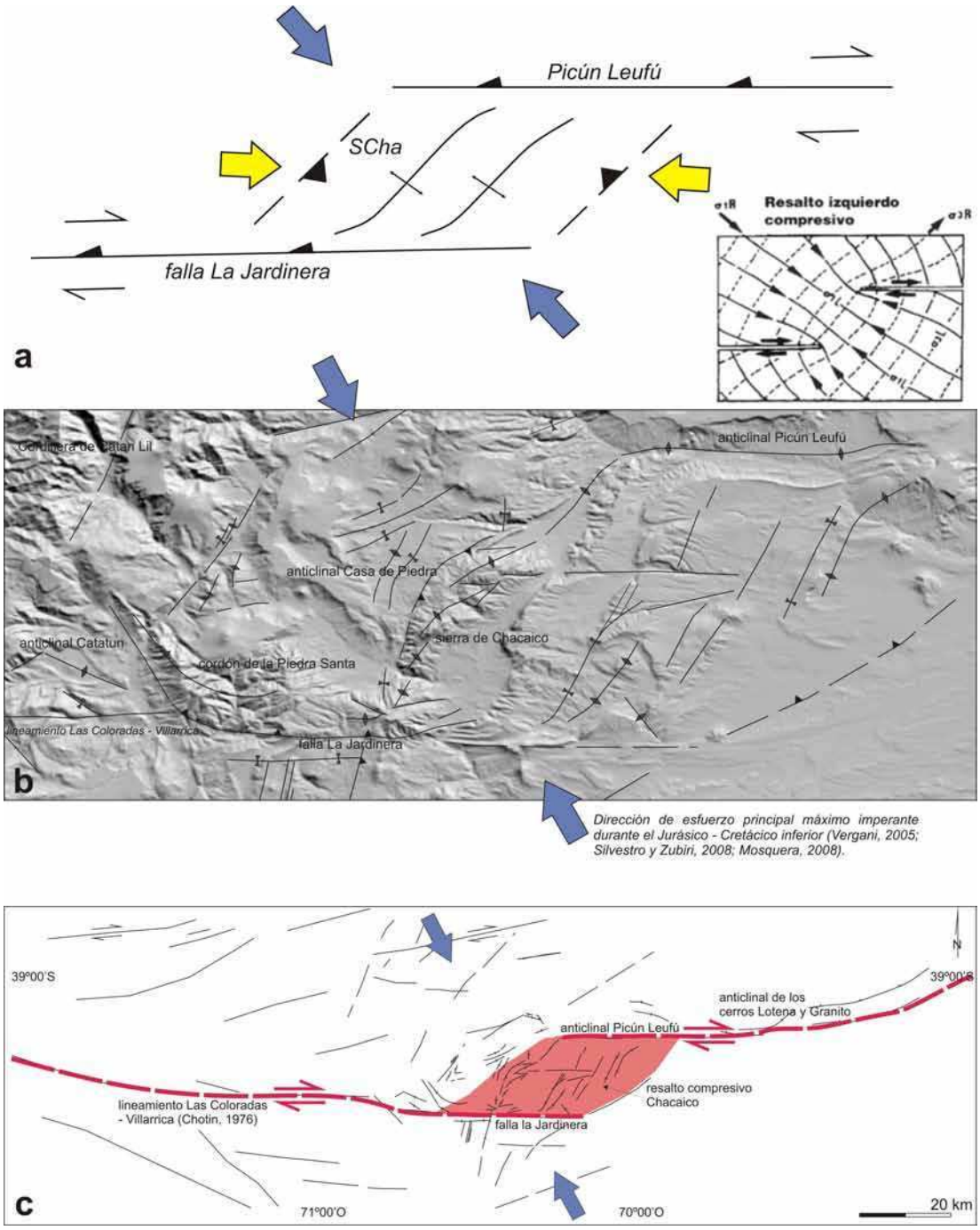


Fig. 5.15. Correlación entre un modelo teórico esquemático de resalto compresivo y un caso de real representado por el área comprendida entre las estructuras este – oeste correspondientes al anticlinal Puicún Leufú y la falla la Jardinera al sur. Nótese la presencia de un bloque de basamento sobreelevado correspondiente a la sierra de Chacaico.

La configuración estructural de este sector se acerca de esta manera a los modelos y esquemas correspondientes a relevos y resaltos constrictivos conocidos de la literatura, sin asumir por ello un comportamiento de rumbo “puro” de las estructuras. Esta similitud entre el modelo teórico y un caso real, sumado a la orientación de los esfuerzos obtenidas por distintos investigadores en sectores adyacentes para este período de deformación (Vergani, 2005; Silvestro y Zubiri, 2008; Mosquera, 2008), y a los datos cinemáticos obtenidos a partir del análisis microtectónico en estructuras menores asociadas, permitirían describir a la zona comprendida entre las estructuras Picún Leufú y La Jardinera, como una zona con comportamiento mixto, caracterizada por corredores transpresivos este-oeste y un sector comprendido entre estos donde las estructuras son dominantente compresivas. Este sector se ajustaría de esta manera con cierta precisión a una modelo de resalto constrictivo al menos para un lapso comprendido entre el Pliensbaquiano? / Toarciano y el Cenomaniano.

5.6 Discusión: edad y mecanismo de deformación

Edad y extensión areal de la deformación

La integración de diferentes fuentes de información, entre las que se destacan los modelos propuestos recientemente para los segmentos centrales y occidentales de la dorsal (Vergani, 2005; Mosquera, 2008; Silvestro y Zubiri, 2008), sumada a la reinterpretación de información previa disponible, y a las nuevas evidencias de campo reconocidas, permitió identificar y caracterizar en el segmento precordillerano representado por las cordilleras de Chachil y Catan Lil, la sierra de Chacaico y el cordón de la Piedra Santa, un evento de deformación identificado por numerosos investigadores al este del área de estudio a lo largo de los límites convencionales de la dorsal (Vergani et al., 1995; Mosquera y Ramos, 2006; Mosquera, 2008; Silvestro y Zubiri, 2008).

Este evento fue asignado por Mosquera (2008) al lapso comprendido entre el Pliensbaquiano y el Cenomaniano. Pángaro et al. (2006), Silvestro y Zubiri (2008) y Vergani et al. (2005), proponen por su parte el inicio de la deformación para el Toarciano alto, durante la depositación del miembro superior de la Formación Los Molles. El análisis de las estructuras del segmento precordillerano de la dorsal, ha permitido identificar una genésis jurásica para buena parte de mismas, especialmente para aquellas con orientaciones NE y este-oeste.

Las geometrías de sincrecimiento y discordancias asociadas a las secuencias mesozoicas expuestas en el área, permiten postular el comienzo de este evento de

deformación por lo menos a partir del Jurásico medio durante la depositación de la Formación Lajas. Estas evidencias coinciden con las observaciones realizadas por Zavala et al. (2001) focalizadas esencialmente en las inmediaciones de la sierra de la Vaca Muerta. Mosquera y Ramos (2006) y Mosquera (2008), a partir de un análisis exhaustivo de información de subsuelo disponible para los sectores del engolfamiento, postulan que el comienzo de la deformación tuvo lugar en el Jurásico inferior, lo que no queda descartado para el área de estudio.

En esta área este pulso de deformación fue responsable del inicio del levantamiento de la sierra de Chacaico y del cordón de la Piedra Santa, probablemente también de los cerros La Atravesada y Chachil, dejando su marca en las geometrías de sincrecimiento y discordancias de los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza, observadas a lo largo de la sierra de Chacaico, falla La Jardinera y lineamiento Las Coloradas – Villarrica. Estas evidencias demuestran la extensión de la deformación jurásica en los segmentos precordilleranos y andinos de la dorsal, agregando nuevas evidencias que avalan la propuesta temporal de Mosquera (2008) para sectores adyacentes al área de estudio a partir del análisis de información de subsuelo y superficie.

Discusión: mecanismo de deformación

Silvestro y Zubiri (2008) plantean para la dorsal de Huincul un modelo de deformación caracterizado por la inversión oblicua de hemigrábenes y el desarrollo de corredores transcurrentes y compresivos, estos últimos sin influencia de los sistemas extensionales previos, que es explicado a partir de una convergencia oblicua con el σ1 dispuesto según un eje ubicado en el cuadrante NO.

Un comportamiento similar de las estructuras se evidencia en el segmento precordillerano de la dorsal, donde las estructuras transpresivas este-oeste y las estructuras compresionales de rumbo NE interfieren con los sistemas extensionales de orientación NO y NNO bien representados en las cordilleras de Catan Lil y del Chachil.

El análisis detallado del sector precordillerano permitió identificar un comportamiento transpresivo con componentes de desplazamiento derecho a lo largo de una estructura este – oeste de primer orden (falla la Jardinera – anticlinal Picún Leufú – anticlinal de los cerros Lotena y Granito), la cual presenta un resalto derecho a la altura de la sierra de Chacaico en el que predominan estructuras contraccionales de rumbo NE a NNE que dieron lugar a la estructuración de bloques de basamento. Esta estructura transversal de primer orden, constituye de esta manera la prolongación de la dorsal de Huincul en el segmento precordillerano neuquino, y concentra un primer evento de

deformación a partir del Jurásico inferior – medio. La orientación del σ1 según un eje de orientación NNO para este período, es consistente con este esquema de deformación en el que las estructuras de rumbo este-oeste se comportan como estructuras transpresivas, con rechazos verticales importantes y desplazamiento de rumbo derecho. Este modelo de deformación tiene su correlato en los sectores convencionales de la dorsal, donde a partir del análisis de abundante información de subsuelo, diferentes investigadores han propuesto una cinemática similar para las estructuras de rumbo este-oeste (Mosquera y Ramos, 2006; Silvestro y Zubiri, 2008).

En el marco de este sistema precordillerano, Rapalini (1988), a partir de la determinación de polos paleomagnéticos en volcanitas correspondientes al ciclo precuyano expuestas en el cerro Chachil y en los faldeos orientales de la Cordillera de Catan Lil, propone una rotación horaria in situ de 80 grados según un eje vertical de un bloque cortical que incluye ambos sitios de muestreo (Fig. 5.16). Numerosos estudios paleomagnéticos han demostrado la presencia de bloques corticales rotados en zonas vinculadas a importantes desplazamientos de rumbo, asociando mayormente las rotaciones horarias a sistemas dextrales mayores (Freund, 1970; Christie-Blick y Biddle, 1985; Woodcock y Schubert, 1994). Rapalini (1988), basándose en estudios regionales de Neher (1986), señala que la región del cerro Chachil habría estado sometida a esfuerzos de cizalla, los cuales habrían dado lugar a importantes desplazamientos dextrales a lo largo de estructuras este-oeste, sin especificar la edad ni los límites de dicho evento.

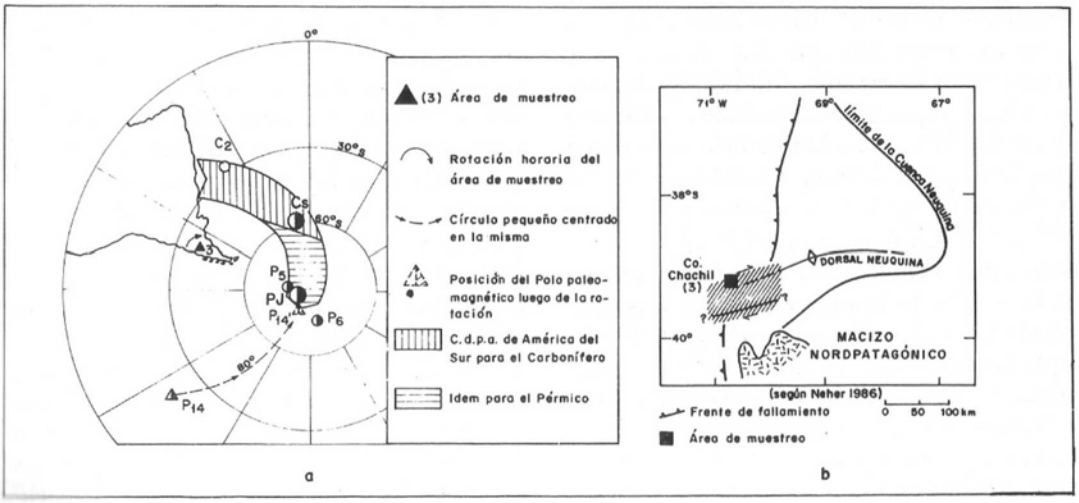


Fig. 5.16. a. Curva de desplazamiento polar aparente de América del sur para el Carbonífero y el Pérmico. P14 corresponde al polo de las volcanitas triásicas y P'14 a la posición del mismo luego de una rotación horaria de 80º según un eje vertical ubicado en el área de muestreo. **b.** Esquema tectónico para la región del cerro Chachil (según Rapalini, 1988).

Las características estructurales del segmento precordillerano de la dorsal, con estructuras de primer orden de orientación este-oeste transpresivas con componentes de desplazamiento de rumbo derecho durante el Jurásico – Cretácico inferior, y estructuras contraccionales de orientación NE cuyos ejes sufren flexuras en la proximidad de las estructuras transversales mayores (falla de la sierra de Chacaico, pliegues del cerro Mallín de Ibáñez, pliegue Casa de Piedra, etc.) (Fig. 5.2) son consistentes con la orientación NO a NNO del σ1 oblicuo respecto de las estructuras este-oeste. Estas evidencias de componentes de desplazamiento de rumbo a lo largo de estructuras transversales, sumada a los datos cinemáticos que sustentan este mecanismo de deformación, y a las rotaciones de bloques corticales propuestas por Rapalini (1989) en el área, constituyen evidencias que integradas permiten inferir la presencia de una faja de ancho variable con deformación de cizalla dextral, activa al menos desde el Jurásico medio hasta el Cretácico inferior. Esta faja estaría limitada al sur por la estructura correspondiente a la falla la Jardinera – anticlinal Picún Leufú, enmarcada a su vez en una estructura mayor que se puede extender tanto al este como al oeste (anticlinal de los cerros Lotena y Granito, lineamiento Las Coloradas – Villarrica, Chotin, 1976), e incluiría al área correspondientes a las cordilleras de Chachil y Catan Lil. Su límite septentrional puede situarse a lo largo de la estructura transversal Codihue, situada inmediatamente al norte del lineamienro Icalma – Vaca Muerta (Fig. 5.1). Esta faja de cizalla dextral explicaría tanto la configuración estructural compleja del sector, como también las rotaciones horarias de 80º obtenidas por Rapalini (1988) en el cerro Chachil y en el sector central de la Cordillera de Catan Lil.

La disposición del σ1 según un eje de rumbo NNO a NO, habría generado de esta manera un desplazamiento oblicuo en las zonas de debilidad este-oeste vinculadas a la colisión del terreno Patagonia y reactivadas durante la etapa de rift (Mosquera y Ramos, 2006; Mosquera, 2008), generando a su vez nuevas estructuras dominantemente contraccionales de orientación NE concentradas principalmente en sectores vinculados a resaltos y pandeos de las estructuras mayores, y desplazamiento de rumbo a lo largo de las fallas normales previas correspondientes a la etapa de rift. La zona correspondiente al sector de la sierra de Chacaico habría evolucionado en este contexto como una zona de resalto compresivo vinculado al resalto de una estructura mayor de rumbo este – oeste con componentes de desplazamientos de rumbo derechos.

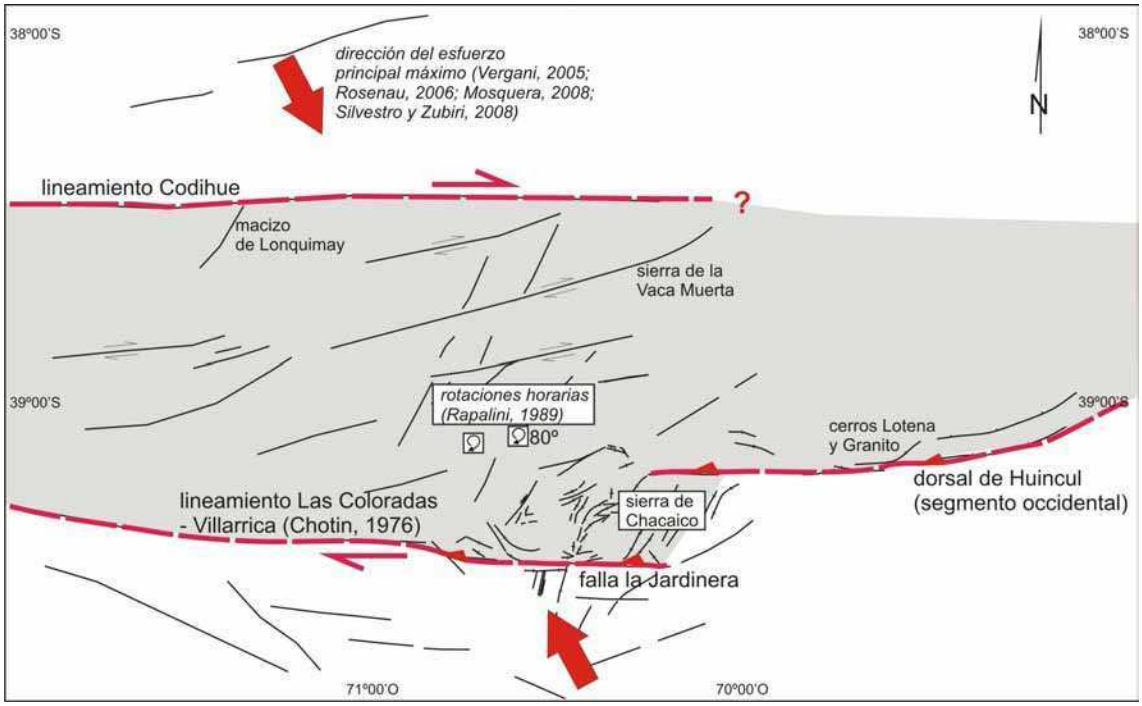


Fig. 5.17. Faja de cizalla dextral? dentro de la cual se desarrollaron la mayor parte de las estructuras correspondientes al lapso de deformación comprendido entre el Jurásico inferior y el Cretácico inferior.

CAPÍTULO 6. CONFIGURACIÓN ESTRUCTURAL DEL RETROARCO ANDINO ENTRE LOS 38º15’ y 40º00’S

El segmento del retroarco andino al sur de los 38º30’S no ha contado hasta el momento con estudios sistemáticos que permitan explicar las estructuras que llevaron al levantamiento de la cadena andina y de los sectores precordilleranos a estas latitudes. Esta situación contrasta con la de los segmentos ubicados inmediatamente al norte y al sur, donde un alto potencial petrolero, sumado a una muy buena expresión y continuidad de las estructuras en superficie, ha generado un gran interés por parte de la industria del petróleo y diferentes investigadores, lo que se tradujo en un enriquecimiento progresivo del conocimiento estructural y tectónico del área a lo largo de las últimas décadas. Esta situación se dio especialmente a lo largo de la faja plegada y corrida del Agrio, ubicada inmediatamente al norte del área de estudio, y en menor medida en la cuenca de Ñirihuau ubicada al sur.

La relativa homogeneidad litológica de algunos sectores del área de estudio, sumado a la extensa cobertura vegetal y volcánica, y al difícil acceso de ciertos sectores, hacen que este segmento del retroarco andino haya recibido escasa atención desde un punto de vista tectónico y estructural. La ausencia de este tipo de estudios se traduce en un desconocimiento acerca de las distintas fases de deformación que condujeron al levantamiento de la cordillera a estas latitudes, como también en la falta de propuestas tectónicas que expliquen satisfactoriamente la evolución de este segmento.

Numerosos trabajos han abordado esencialmente aspectos regionales y estratigráficos del área, sin identificar las grandes líneas estructurales, con excepción de unos pocos estudios, entre los que se destacan los trabajos pioneros de Lambert (1948, 1956) y Turner (1973), y los mas recientes de Leanza *et al*. (2003) y Cucchi *et al*. (2005), quienes describieron algunas de las estructuras que llevaron al levantamiento de la Sierra de la Vaca Muerta y de una parte de la cordillera del Chachil, haciendo a su vez los primeros intentos por definir las fases de deformación que afectaron la zona.

Este capítulo tiene como objetivo describir los principales rasgos estructurales del segmento del retroarco comprendido entre los 38º30’ y los 40º00’S, lo que permitirá definir temporalmente las fases de deformación y elaborar una propuesta tectónica del segmento en los capítulos subsiguientes.

Se analizarán de manera independiente las estructuras que controlaron el ascenso de la Cordillera Principal, respecto de aquellas responsables de la estructuración del sector precordillerano representado por las cordilleras de Catan Lil, Chachil y la sierra de Chacaico, y separado de la Cordillera Principal por la depresión de Bio Bio – Aluminé.

6.1 EL RETROARCO ANDINO ENTRE LOS 38º15' Y LOS 40º00'S. CARACTERISTICAS GENERALES. DOMINIOS INTERNO Y EXTERNO.

Cuando observamos un mapa estructural detallado del segmento andino comprendido entre los 38º15' y los 40ºS, se puede apreciar rápidamente un patrón diferencial en la configuración estructural del segmento correspondiente al retroarco andino, dado por una mayor complejidad estructural relativa de los sectores externos respecto de los internos. Esta diferencia se expresa en una mayor dispersión en la orientación de los principales rasgos estructurales del sector externo, como también en una mayor discontinuidad de las estructuras a lo largo de su rumbo. Esta distinción se acentúa aun más al analizar estadísticamente la distribución de las orientaciones preferenciales de las estructuras del área a partir de un diagrama de rosetas. Mientras que en los sectores internos existe un marcado predominio de las estructuras de rumbo norte-sur por sobre las demás orientaciones; en los sectores externos la distribución es mucho mas heterogénea, con un claro predominio de las estructuras de rumbo NNO-NO y NE, y en menor medida OSO y este-oeste por sobre otras orientaciones. Esta diferencia entre los dominios interno y externo puede ser explicada a partir de la distribución de los sistemas extensionales del Triásico superior – Jurásico inferior en el área, los cuales se encuentran restringidos esencialmente a los sectores al este del curso del río Aluminé, estando prácticamente ausentes en los sectores internos (véase Capítulo 4, Figura 4.3). El desarrollo de estructuras extensionales durante el Triásico superior – Jurásico inferior condicionó fuertemente la estructuración andina posterior en los lugares en los que se desarrollaron, ejerciendo un fuerte control en la orientación y vergencia de las estructuras contraccionales. De esta manera el sector externo cumple con las características generales de una faja plegada de piel gruesa generada esencialmente a partir de la reactivación de antiguas estructuras o zonas de debilidad, caracterizada por estructuras discontinuas a lo largo de su rumbo, importante rol de fallas inversas de alto y mediano ángulo y mayor separación y longitud de onda de los pliegues.

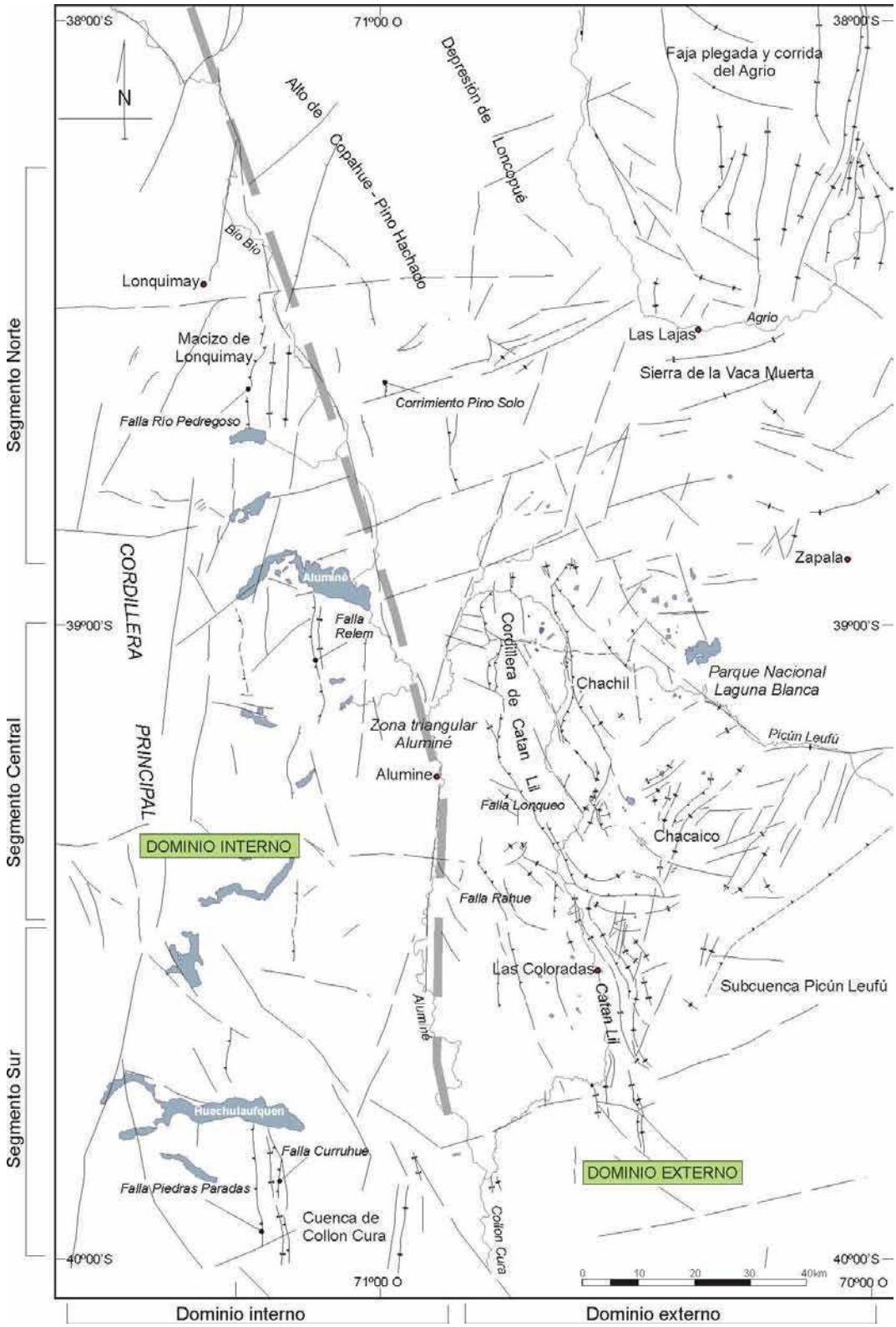


Fig.6.1. Principales estructuras del retroarco andino entre los 38º y los 40ºS basadas en datos de superficie, interpretación de imágenes satelitales y compilación de información previa. Estructura a lo largo de la faja plegada y corrida del Agrio compilada de Herrero Ducloux (1946) y publicaciones posteriores. Estructuras en territorio chileno compiladas de Suárez y Emparán (1997), Rosenau (2004), y Melnick *et al*. (2006). El trazado discontinuo gris indica el límite entre dominios estructurales.

A diferencia de este último, el sector externo presenta una configuración estructural bastante más sencilla, dominada esencialmente por estructuras de mayor continuidad latitudinal y rumbo dominante norte – sur.

Estas características permiten dividir el retroarco andino comprendido entre los 38º15' y los 40ºS en dos dominios estructurales, uno interno y otro externo, cuyo límite coincide aproximadamente con el valle de los ríos Bio Bio al norte y Aluminé al sur, el cual separa dos sectores de la faja plegada y corrida con estilos estructurales diferentes y vergencias opuestas.

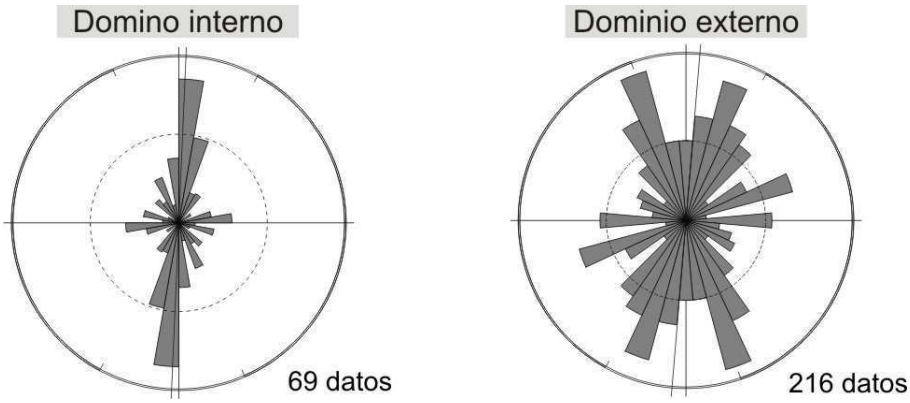


Fig.6.2. Datos estructurales (diagrama de rosetas) correspondientes a los dominios interno y externo.

6.2 DOMINIO INTERNO

Se ha definido como dominio interno al área ubicada inmediatamente al oeste de los cursos de los ríos Bio Bio y Aluminé, caracterizada por estructuras de rumbo dominante norte – sur que afectan principalmente al conjunto de granitoides que integran el batolito nordpatagónico. Este sector se encuentra separado del área precordillerana por la depresión de los ríos Bio Bio y Aluminé, y presenta unos pocos kilómetros al este de su curso un quiebre topográfico de relativa continuidad que define el frente occidental de la cordillera principal a estas latitudes. Desde un punto de vista estructural, la mayor parte de los trabajos se han focalizado históricamente en el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui, desarrollado esencialmente a lo largo del eje de la Cordillera Principal, resultando llamativa la ausencia de estudios en el sector interno del retroarco que describan otras estructuras responsables de la generación de relieve en este sector del retroarco andino. Una serie de transectas este-oeste realizadas a lo largo de los principales valles y quebradas entre los 38º30' y los 40ºS, han llevado a la

confección de una serie de secciones estructurales que ilustran en profundidad la geometría de las principales estructuras que controlaron el levantamiento de la Cordillera Principal a estas latitudes (Fig.6.7).

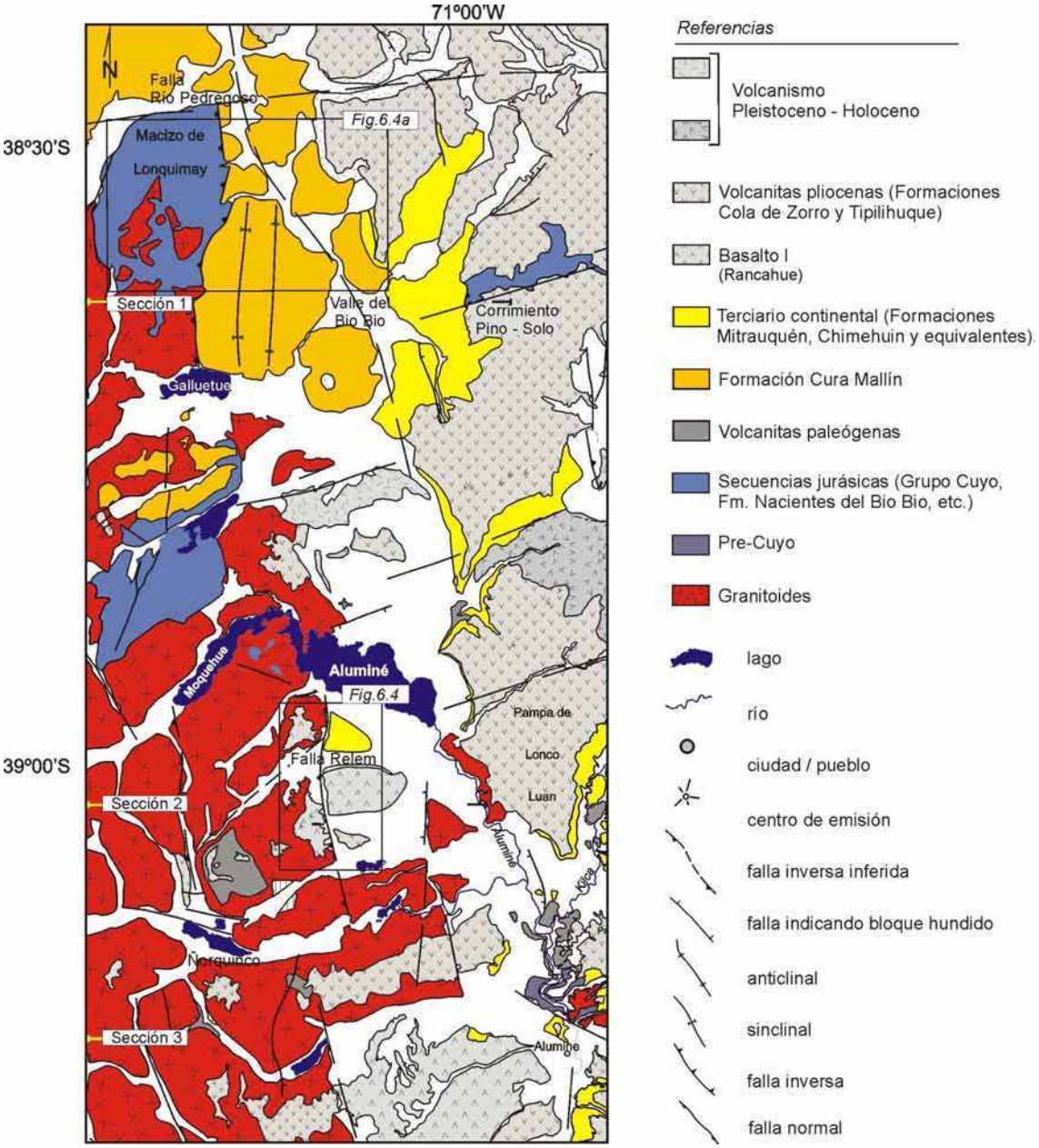


Fig.6.3. Mapa geológico del dominio interno (segmento septentrional) entre los 38º30' y los 39º15'S. Los recuadros engloban las estructuras que definen el frente de levantamiento de la Cordillera Principal a estas latitudes.

A grandes rasgos, el dominio interno se caracteriza por un conjunto de fallas de orientación norte-sur que definen una serie de bloques con alturas relativas mayores hacia la parte axial de la cordillera. Un quiebre topográfico con buena expresión entre los 38º30' y los 40ºS define el límite entre la Cordillera Principal y la depresión de Bio Bio – Aluminé al este. Este presenta una orientación NNO al norte del lago Aluminé y esencialmente norte-sur hacia el sur del mismo, definiendo en planta una leve geometría de arco la cual coincide a lo largo de segmentos discretos con fallas de orientación norte-sur e inclinación al oeste.

En su extremo septentrional, ubicado al oeste del curso del Bio Bio, Rosenau (2004) y Melnick *et al*. (2006), interpretaron el contacto entre las sedimentitas jurásicas de la Formación Nacientes del Bio Bio expuestas a lo largo del faldeo occidental del macizo de Lonquimay, y la Formación Cura Mallín como un contacto tectónico vinculado a una falla norte-sur con inclinación al oeste. Al este de la traza de la falla Río Pedregoso, los estratos correspondientes a las sedimentitas continentales terciarias de la Formación Cura Mallín presentan inclinaciones de entre 10 y 20º E, definiendo un sinclinal de orientación norte – sur, desarrollado como consecuencia del empuje ejercido por el levantamiento del macizo de Lonquimay como un bloque con vergencia al este (Fig.6.4a). Dos anticlinales orientados según ejes norte-sur y desarrollados en las secuencias terciarias inmediatamente al este de la falla Río Pedregoso estarían vinculados a la presencia de fallas en profundidad (Rosenau, 2004). Estas pueden ser interpretadas como fallas normales terciarias de inclinación al este invertidas durante la última fase de deformación que afectó al área en el Mioceno.

La prolongación de este frente de deformación en territorio argentino se expresa bien al sur del Lago Aluminé, donde una falla de orientación norte-sur e inclinación al oeste produce un quiebre topográfico a lo largo de una transecta este-oeste, involucrando al basamento en la deformación y truncando las sedimentitas y volcanitas de la Formación Chimehuin a lo largo de su traza.

A lo largo de la margen sur del valle del arroyo Relem, esta falla sobrepone los granitoides mesozoicos a las volcanitas y sedimentitas miocenas, generando el levantamiento del cordón de los cerros Picudo y Colorado como un bloque con vergencia al este de manera similar a lo que ocurre inmediatamente al norte del lago Aluminé. Una falla menor desarrollada inmediatamente al este se propaga dentro de las secuencias terciarias y puede ser interpretada como un *splay* asociado a la estructura principal (Fig.6.4b y e).

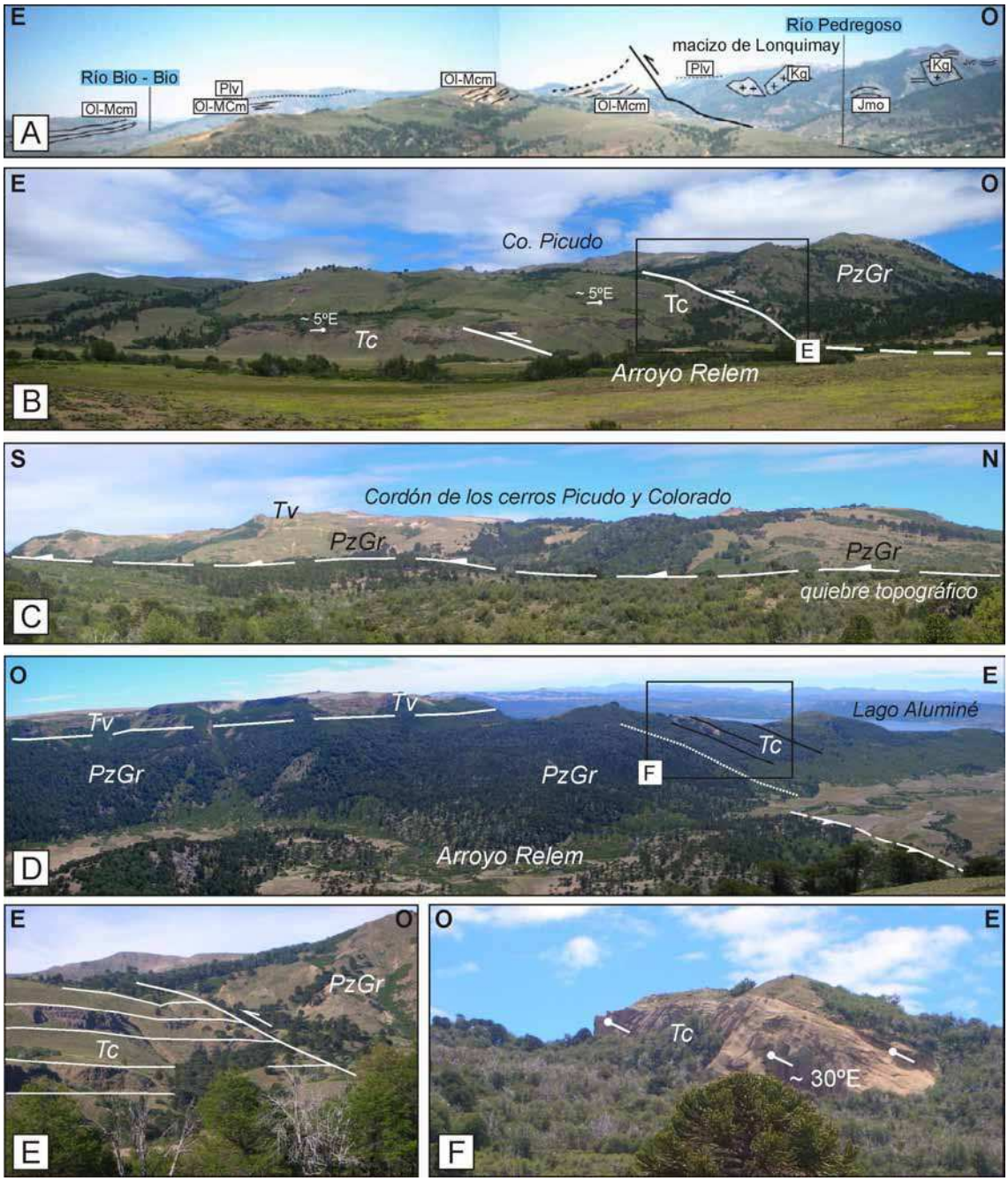


Fig.6.4. Dominio interno, sector septentrional. Principales estructuras que constituyen el frente de levantamiento oriental de la Cordillera Principal a estas latitudes. Para ubicación de las fotografías véase Figura 6.2. **A.** Vista al sur a lo largo del valle del Bio – Bio de la falla Río Pedregoso (según Rosenau, 2004), la cual controló el ascenso del macizo de Lonquimay como un bloque con vergencia al oeste; **B.** Vista al sur de la falla Relem a lo largo del curso del arroyo homónimo. **C.** Quiebre topográfico controlado por la falla Relem al sur del Lago Aluminé; **D.** Margen sur del arroyo Relem. Depósitos de edad miocena flexurados a lo largo del frente de levantamiento del cordón de los cerros Picudo y Colorado; **E.** Detalle de la falla Relem: granitoides paleozoicos sobrepuestos a las secuencias volcánicas y continentales miocenas a lo largo del valle homónimo; **F.** Detalle de las secuencias continentales miocenas flexuradas a lo largo del frente de levantamiento de la cordillera.

Sobre la margen norte del mismo valle, al este de la traza de la falla Relem, las sedimentitas de la Formación Chimehuin presentan inclinaciones de alrededor de 30ºE inmediatamente al este del quiebre topográfico como consecuencia del empuje de este bloque de basamento hacia el oriente (Fig. 6.4d y f). Un tanto mas hacia el este las secuencias de encuentran en posición horizontal, quedando definida de esta manera la presencia de un monoclinal frontal desarrollado en las secuencias miocenas con un limbo occidental de inclinaciones en torno a los 30º estrechamente vinculado a este frente de deformación.
Esta estructura pierde expresión hacia el sur, donde el frente de deformación o bien se encuentra cubierto por basaltos de edad pliocena que sellan la actividad compresional, o bien resulta de difícil identificación debido a la extensa cobertura vegetal del sector.

A lo largo de la sección Rucachoroi la toma de datos de superficie se vio dificultada por la extensa cobertura que presenta el área. Una serie de contactos litológicos anómalos coincidentes con quiebres en la topografía y lineamientos interpretados a partir de imágenes satelitales y modelos de elevación digital, han permitido sin embargo inferir a grandes rasgos la configuración estructural del sector. Una falla de inclinación al oeste habría sido la responsable del levantamiento del cordón de Rucachoroi. Esta estructura habría propagado la deformación hacia el antepaís por medio de una falla de menor ángulo desarrollada en el bloque yacente, la cual involucró a las volcanitas de la Formación Auca Pan como también a las sedimentitas miocenas y a las sucesivas lavas del basalto Rancahue en la deformación (Fig.6.7 sección Rucachoroi).

En el segmento austral el frente de deformación emergente se expresa con claridad en las proximidades del lago Huechulaufquen. La configuración estructural de este sector es de una mayor complejidad respecto del segmento septentrional. Las estructuras presentan una mayor continuidad y una mejor expresión en superficie debido a la menor cobertura del sector. Una serie de estructuras oblicuas de orientación NO segmentan a las estructuras de rumbo norte sur que definen el frente de deformación entre el lago Tromen y el lago Lacar (Fig.6.5). Algunas de estas estructuras, particularmente las más orientales, han sido interpretadas como fallas normales desarrolladas durante la etapa de rift mesozoico (véase capítulo 4).

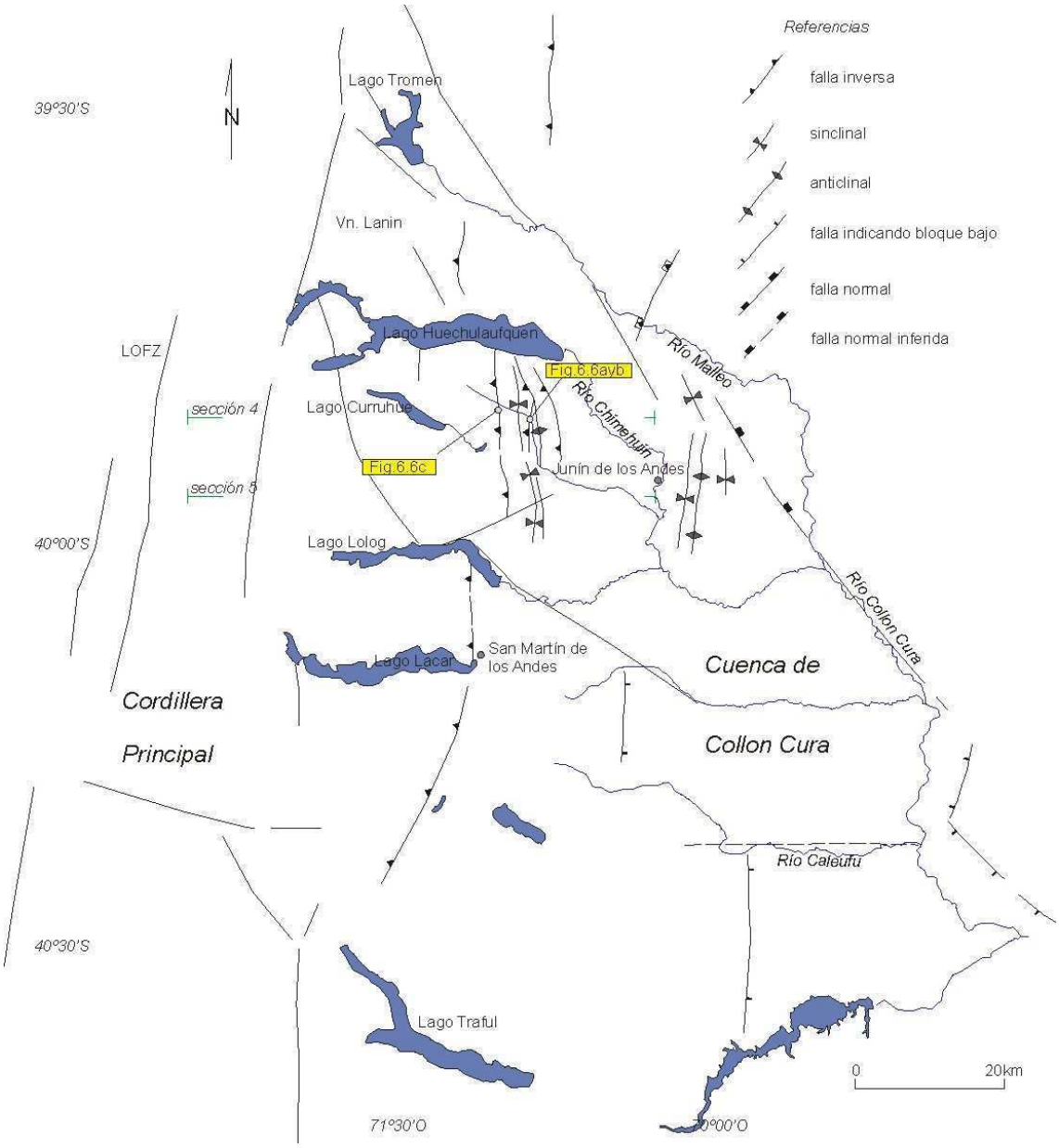


Fig.6.5. Mapa estructural del segmento de retroarco comprendido entre los 39º30' y los 40º30'S. Nótese la mayor complejidad estructural del sector respecto del segmento del dominio interno ubicado inmediatamente al norte (Fig.6.3).

La falla Piedras Paradas, de buena expresión morfológica en el área, coincide con el quiebre topográfico que separa el área cordillerana de los sectores internos de la cuenca de Collón Cura a estas latitudes, poniendo al basamento ígneo-metamórfico en contacto tectónico con las volcanitas terciarias de la Formación Auca Pan y con las sucesiones volcanosedimentarias de la Formación Chimehuin a lo largo de su traza. Esta estructura puede interpretarse de esta manera como una falla inversa de

orientación norte-sur con vergencia al este. Su prolongación austral puede trazarse por unos 80 kilómetros hasta las inmediaciones del lago Traful (González Bonorino, 1979). Un sinclinal frontal desarrollado en las secuencias volcánicas terciarias se asocia directamente a la falla Piedras Paradas inmediatamente al este del Lago Curruhue Chico, extendiéndose con rumbo norte-sur por más de 15 km y de manera paralela a la traza de la misma. Unos 4 kilómetros hacia el este, el flanco oriental de este pliegue se sobrepone a las secuencias de la Formación Chimehuin a lo largo de la falla Curruhue (Fig. 6.6 a y b). Esta falla de vergencia oriental puede ser interpretada como una estructura de atajo (*short-cut*) desarrollada en el bloque yacente, la cual alcanza la superficie unos 4 km al este de la falla principal y con un menor ángulo respecto de ésta, montando las volcanitas de la Formación Ventana por sobre las sedimentitas continentales de la Formación Chimehuin (Fig. 6.7, sección Collón Cura a y b).
Inmediatamente hacia el antepaís pueden reconocerse una serie de suaves plegamientos desarrollados en la Formación Chimehuin, cuyos flancos presentan inclinaciones que no superan los 20º. Estos pueden ser interpretados como vinculados a corrimientos no emergentes que afectan a las secuencias volcánicas terciarias y a las sedimentitas miocenas de la Formación Chimehuin unos pocos kilómetros al este del frente emergente (Fig. 6.7, sección Collón Cura), propagando la deformación hacia el antepaís de manera más significativa respecto de los sectores septentrionales (Fig. 6.7).

En el sector chileno de los Andes a estas latitudes, al oeste del frente de levantamiento de la cadena andina, las principales estructuras se enmarcan dentro del sistema de fallas de Liquiñe Ofqui, el cual se extiende por mas de 1.000 km entre los 46,5º y los 38ºS, ocupando la actual zona del arco volcánico entre estas latitudes y constituyendo uno de los rasgos tectónicos más salientes de los Andes Patagónicos (Lavenu y Cembrano, 1999). A través de una serie de fallas de orientación dominante N-NE de muy buena expresión morfológica, acomoda parte de la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana, y controla la distribución de los edificios volcánicos del arco holoceno.
Este sistema de fallas presenta una actividad episódica a lo largo del Cenozoico. Datos de exhumación diferencial indicarían que el sistema de fallas de Liquiñe Ofqui acomodó levantamiento diferencial de bloques entre el Mioceno medio y superior (16 a 6 Ma; Thomson, 2002; Adriasola *et al.* 2005). Un régimen de rumbo dominantemente transpresivo con actividad trastensiva subordinada ha sido definido asimismo al menos

desde el Plioceno sobre la base de datos cinemáticos de fallas y edades $^{40}Ar/^{39}Ar$ en micas sintectónicas al sur de los 39ºS (Lavenu y Cembrano, 1999; Cembrano *et al*., 2000; Rosenau, 2004, Rosenau *et al*., 2006).

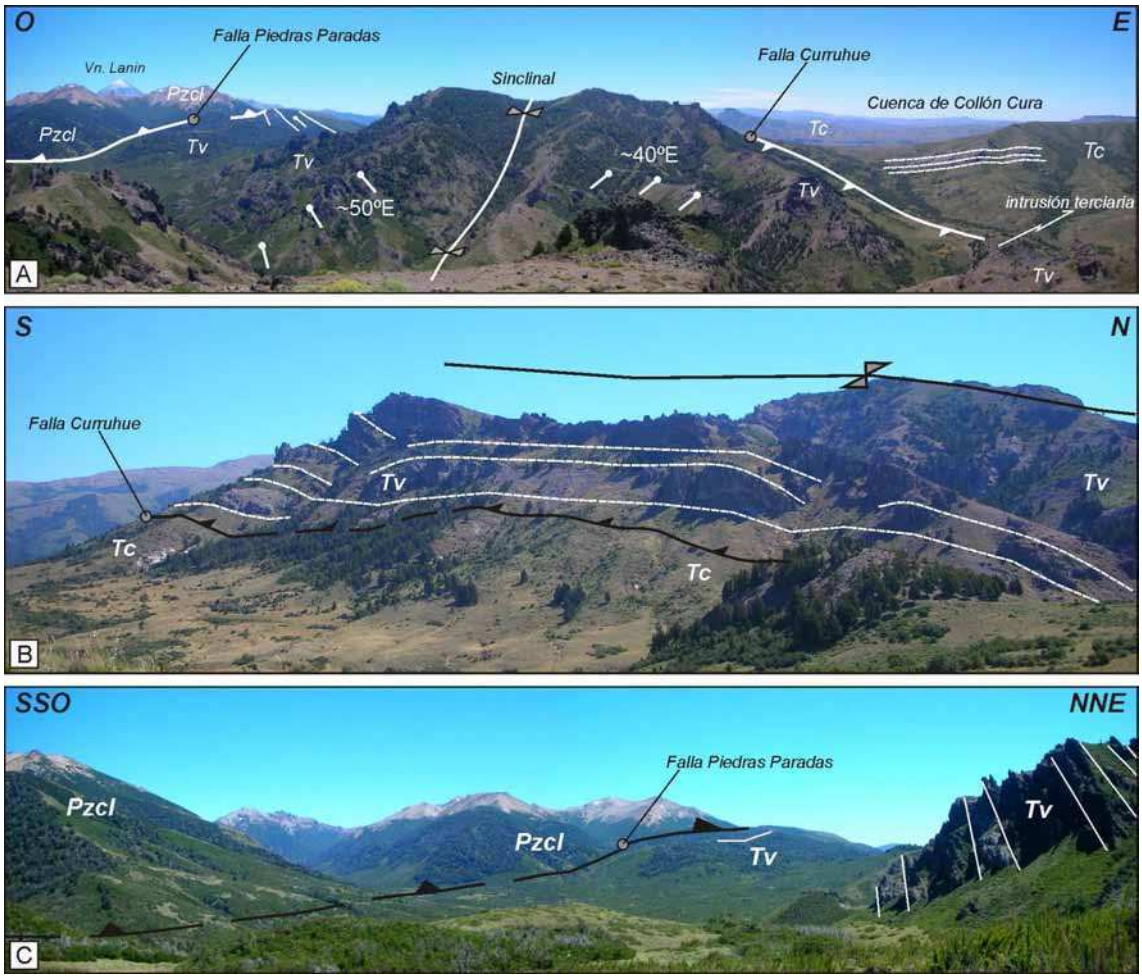
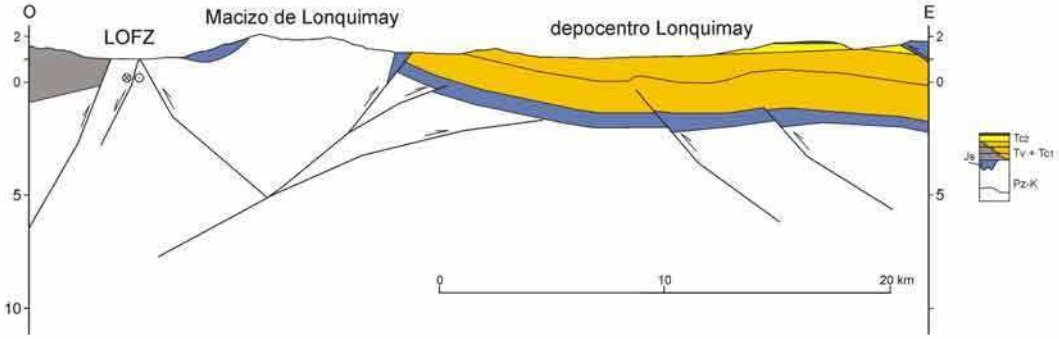


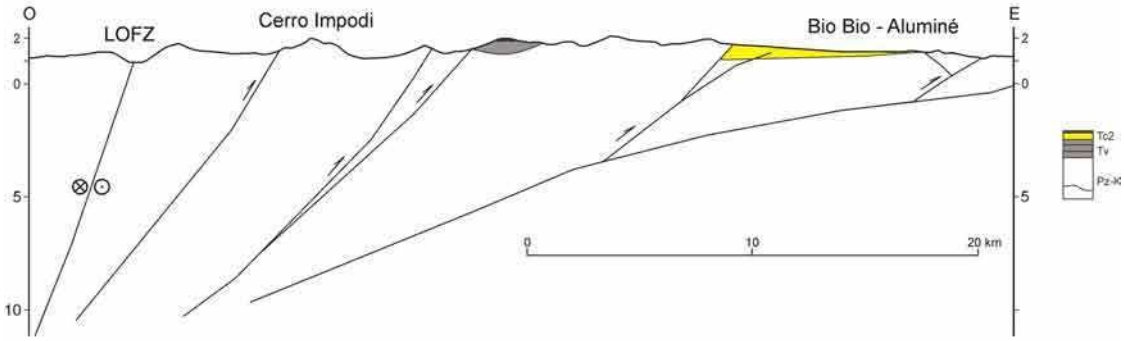
Fig.6.6. Dominio interno, sector austral. Principales estructuras que constituyen el frente de levantamiento oriental de la Cordillera Principal a estas latitudes. **A.** Vista al norte del sinclinal desarrollado en las sucesiones volcánicas terciarias entre las fallas Piedras Paradas y Curruhue; **B.** Falla Curruhue. Estructura con vergencia al este que levanta el flanco oriental del sinclinal sobre las sedimentitas terciarias de la Formación Chimehuin; **C.** Falla Piedras Paradas. Nótese las secuencias volcánicas flexuradas asociadas al extremo norte de la falla.

Fig.6.7. (Página siguiente). Secciones estructurales a lo largo del dominio interno entre los 38º15' y los 40º00'S (Para ubicación véase figuras 6.3 y 6.5). Sección Lonquimay modificada de Melnick et al. (2006).

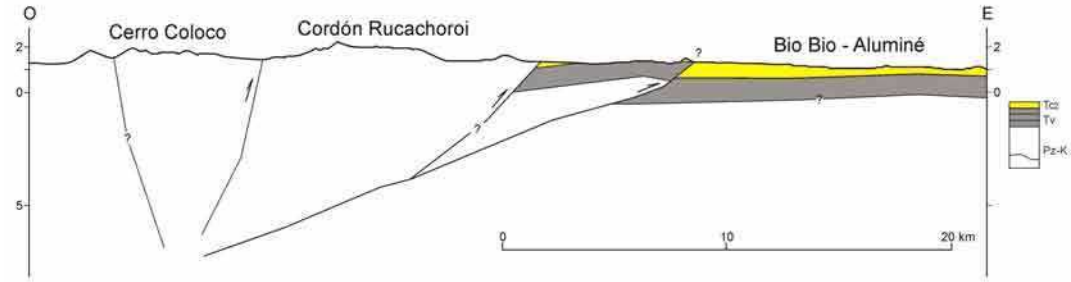
Sección1. Lonquimay



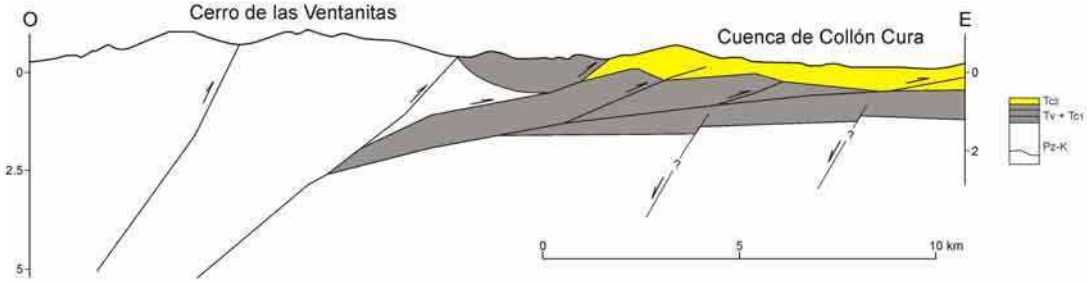
Sección2. Aluminé



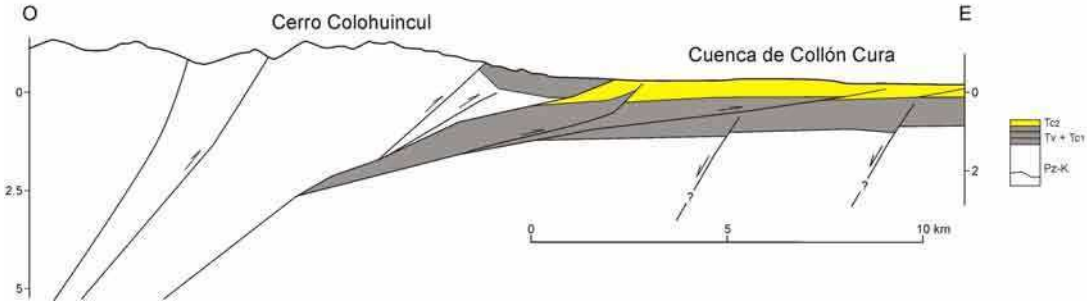
Sección3. Rucachoroi



Sección4. Collón Cura



Sección5. Collón Cura b



Tanto en el segmento septentrional como en el austral del dominio interno existen evidencias directas e indirectas de que parte de la deformación se resolvió a través de la reactivación contraccional de fallas de mediano y alto ángulo que controlaron la generación de espacio de acomodación a lo largo de la cuenca de Cura Mallín al norte, y de la cuenca de Collón Cura al sur, durante el Eoceno superior - Mioceno inferior.

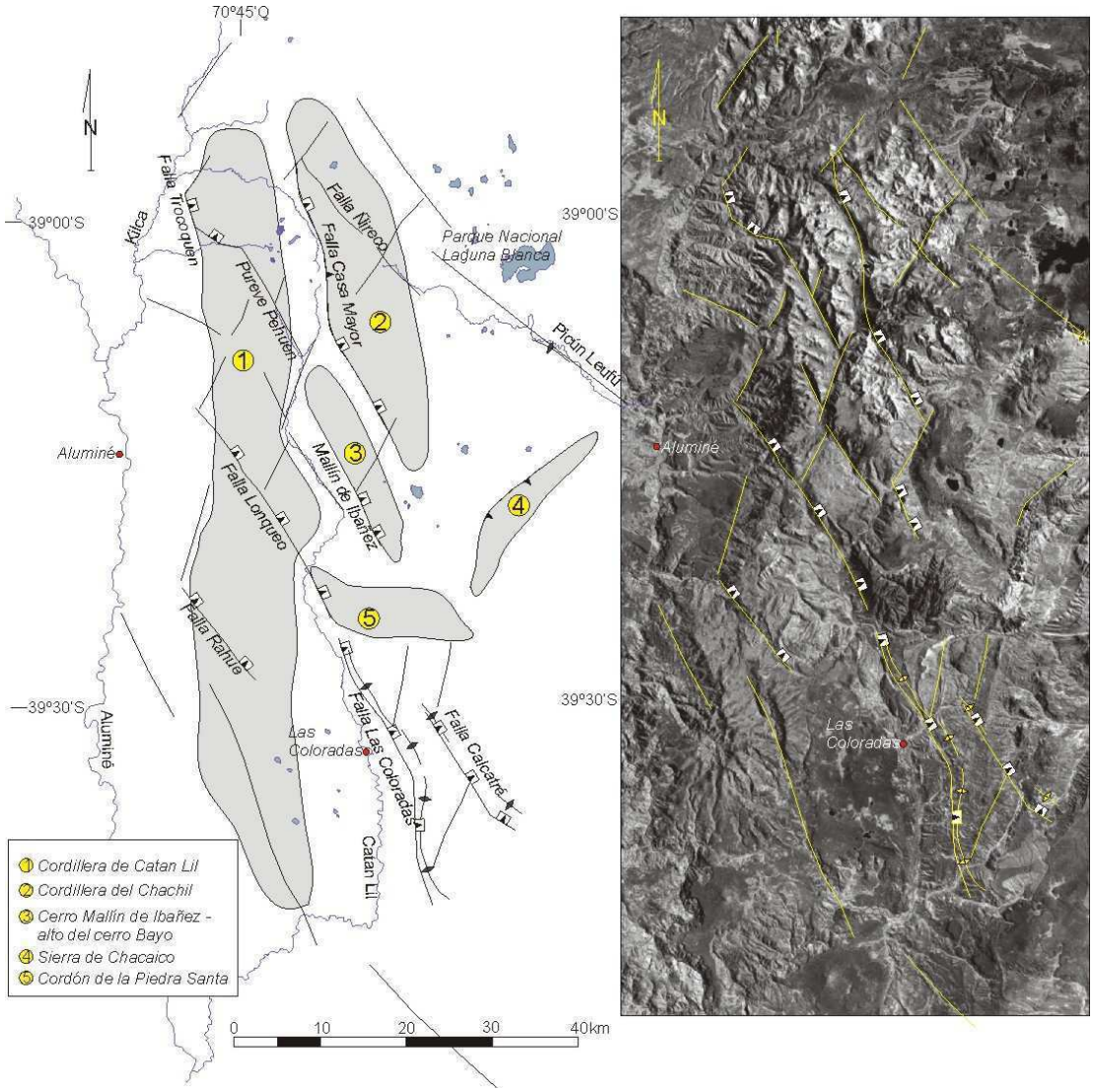


Fig.6.8. Mapa estructural simplificado de las Cordilleras de Catan Lil, Chachil, y sectores adyacentes donde se destaca la importancia de las estructuras de primer orden de orientación NO-NNO. Estas constituyen esencialmente reactivaciones contraccionales de fallas normales correspondientes a la etapa de *rift* mesozoica y controlan el ascenso de los principales elementos topográficos del dominio interno (áreas en gris). Nótese asimismo la importancia de fallas y lineamientos de orientación NE, las que junto con las estructuras de primer orden de rumbo NO-NNO definen una geometría romboidal en planta. Las estructuras de segundo orden y rasgos estructurales menores no han sido incluidos dentro de este mapa estructural con el fin destacar la importancia relativa de las estructuras NO-NNO.

6.3 DOMINIO EXTERNO

Definimos como dominio externo al área ubicada inmediatamente al este del curso del río Aluminé y separada de la Cordillera Principal por la depresión de Bio Bio – Aluminé (Fig.6.1). Este dominio se enmarca en el segmento austral de un bloque precordillerano de buena expresión morfológica entre los 38º y los 39º30'S, el cual ha recibido la denominación de "Alto de Copahue - Pino Hachado" (Muñoz y Stern, 1988; Pesce 1989). Se extiende con un rumbo general nornoroeste por más de 180 km y constituye una divisoria de aguas regional a estas latitudes.

Entre los 38º55' y los 39º30'S, el extremo austral de este elemento morfotectónico regional está representado por una serie de bloques de basamento que conforman el núcleo de una serie de cordones dispuestos submeridionalmente, provocando un marcado quiebre topográfico a lo largo de una transecta este-oeste. Entre estos se destacan las cordilleras de Catan Lil y del Chachil, como también la sierra de Chacaico y el cordón de la Piedra Santa (Fig.6.8). Estas cadenas presentan cotas topográficas superiores a las de la Cordillera Principal y están separadas por decenas de kilómetros del arco volcánico holoceno más oriental, definiendo un sistema precordillerano que ha sido prácticamente ignorado desde un punto de vista tectónico y estructural.

En esta sección se describen en detalle las estructuras que llevaron al levantamiento de estos elementos morfotectónicos, abordándose en el capítulo siguiente la delimitación temporal y el alcance de los diferentes pulsos de deformación que dieron lugar a la configuración del sector.

Las estructuras desarrolladas a lo largo del dominio externo durante el ciclo andino se vinculan esencialmente a una faja plegada y corrida cuyo desarrollo estuvo controlado geométricamente por fallas normales desarrolladas durante la fase de *rift* mesozoica. En el inicio de la apertura de la cuenca neuquina durante el Triásico superior – Jurásico inferior, una serie de fallas extensionales de orientación dominante NO – NNO controlaron la acumulación de las secuencias del ciclo precuyano en una serie de hemigrábenes que tuvieron un muy buen desarrollo en la zona (véase Capítulo 4, Figuras 4.1 y 4.3). Esta situación ejerció un control de primer orden en la estructuración posterior del área, definiendo la presencia de una faja plegada y corrida con vergencia al oeste caracterizada esencialmente por bloques ascendidos limitados por fallas de mediano y alto ángulo de orientación dominante NO a NNO que representan mayormente reactivaciones de estas estructuras de basamento preexistentes.

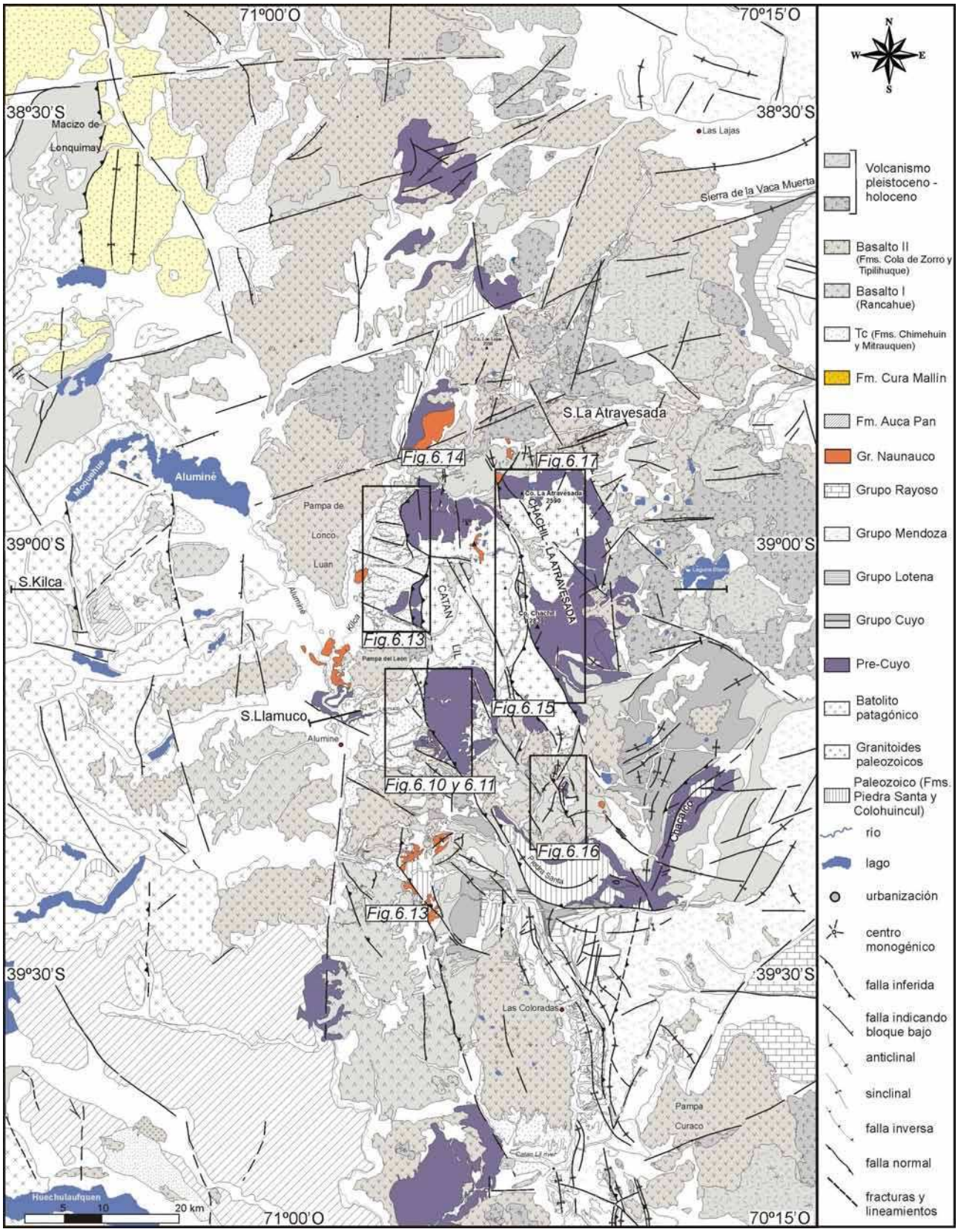


Fig. 6.9. Mapa geológico y estructural del retroarco andino entre los 38º30' y los 40º00'S (modificado de Turner, 1973; Leanza y Leanza, 1979; Leanza, 1990; y Cucchi *et al.*, 2005, entre otros).

Este sector representa niveles de exposición profundos de la faja plegada si se lo compara con el segmento de retroarco ubicado inmediatamente al norte (faja plegada y corrida del Agrio), donde los bloques de basamento invertidos en los sectores internos se encuentran cubiertos por importantes espesores de sucesiones sedimentarias mesozoicas. La continuidad de las estructuras es menor a lo largo de su rumbo y la orientación de las mismas sumamente variable. Existe un rol preponderante de fallas inversas de alto y mediano ángulo, y una mayor separación y longitud de onda de los pliegues. Estas características diferencian a este sector tanto del dominio interno descripto, ubicado al oeste, como del segmento correspondiente a la faja plegada y corrida del Agrio, confiriéndole características propias de las zonas que han sido sometidas a inversión tectónica. Por sus características geográficas, estratigráficas, y estructurales, la situación de este segmento precordillerano resulta por otra parte comparable a la de la Cordillera del Viento, ubicada en posición meridiana similar en el retroarco del norte de Neuquén, y caracterizada asimismo por procesos de inversión tectónica (Vergani et al., 1995; Both y Coward, 1996) (véase Capítulo 2, Figura 2.3).

El sector precordillerano es a su vez resultado de una compleja historia de deformación polifásica que se inicia con los primeros pulsos contraccionales durante el Jurásico, y culmina en el Mioceno superior. Esta conjunción entre un control de estructuras de basamento, y la superposición de distintos eventos de deformación contraccional, con características, alcances y magnitudes diferentes, ha dado lugar a una alta complejidad estructural.

A pesar de ello, se destaca dentro del cuadro estructural del área, el predominio de un sistema de fracturas escalonadas de rumbo NO a NNO y en menor medida un sistema complementario de orientación NE. Este patrón refleja en gran medida la disposición de las fallas normales mesozoicas como también de las zonas de transferencia en profundidad. Los lineamientos y fracturas de orientación NO a NNO segmentan tanto a la cordillera de Catan Lil como la del Chachil a lo largo de su rumbo, y coinciden mayormente con fallas de basamento que constituyen estructuras de primer orden responsables del levantamiento de estos bloques precordilleranos durante el ciclo andino (Fig.6.8).

Complementariamente se destaca un sistema de lineamientos y fracturas de orientación NE. Éstas se asocian mayormente a las terminaciones de las estructuras NO y definen junto con éstas, una geometría rómbica en planta. Buena parte de estas estructuras de orientación NE han sido descriptas en el capítulo 5. En algunos casos

coinciden con fallas inversas con evidencias contraccionales para el Jurásico. Tal es el caso de la falla que margina el faldeo occidental de la sierra de Chacaico. En el mismo sentido hay que destacar la presencia de estructuras de rumbo este – oeste vinculadas a la prolongación de la dorsal de Huincul en este bloque precordillerano.

El cuadro estructural del área se completa con una serie de estructuras menores de orientación dominante norte-sur que controlan buena parte de los faldeos occidentales de las cordilleras de Catan Lil y del Chachil.

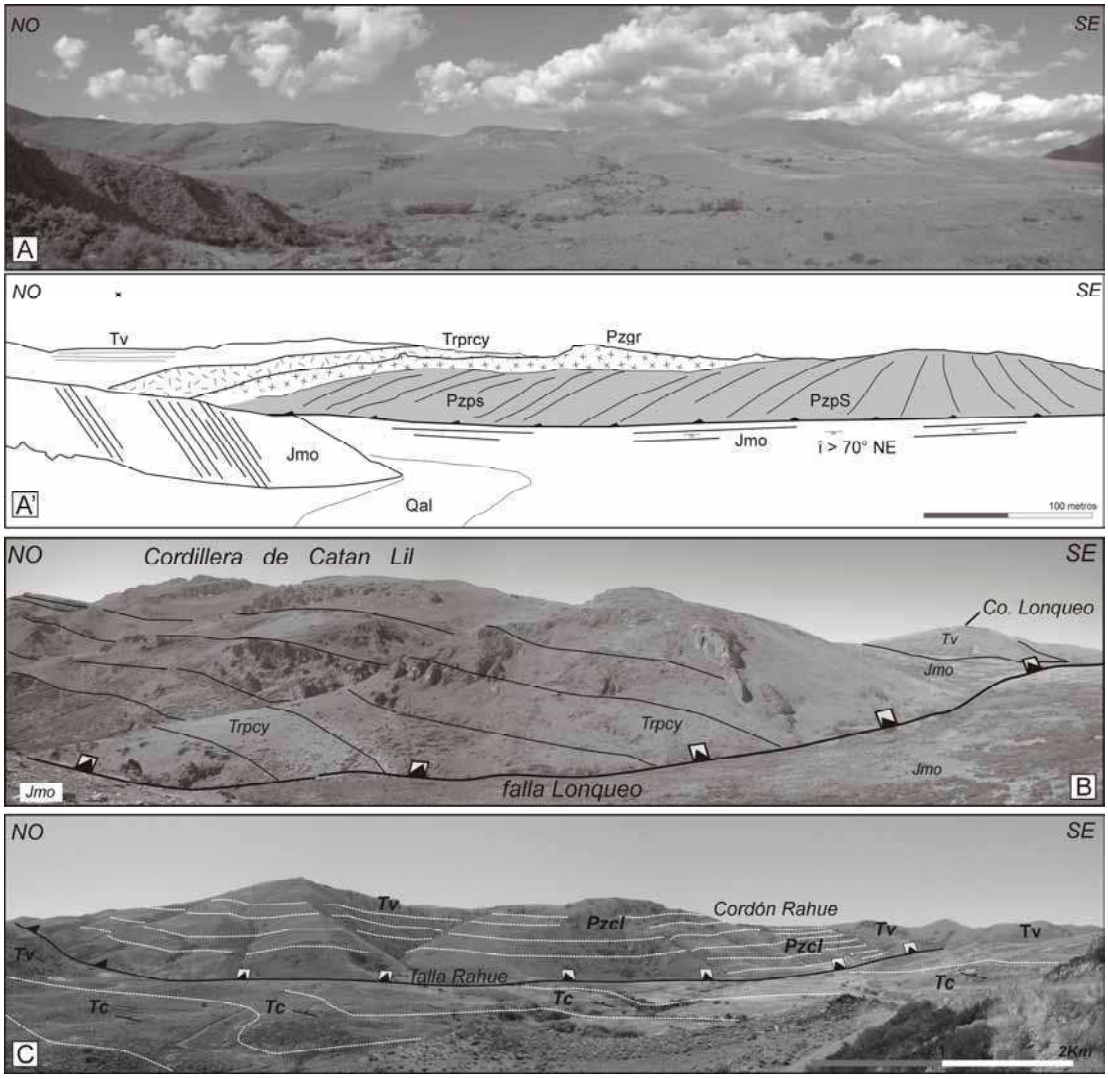


Fig.6.10. Estructuras de primer orden que controlan el ascenso del segmento central de la Cordillera de Catan Lil. **A y A'.** Segmento sudoriental de la falla Lonqueo sobreponiendo el basamento ígneo metamórfico y las secuencias del ciclo precuyano (Trprcy) a las sedimentitas de la Formación Los Molles (Jmo). **B.** Segmento noroccidental de la falla Lonqueo. Estructura que margina al precuyano (Trprcy), el cual se encuentran en contacto tectónico con la Formación Los Molles (Jmo) expuestas en el bloque yacente. **C.** Vista al NE de la falla Rahue de vergencia occidental que sobrepone a lo largo de su traza rocas del basamento paleozoico (Pzcl) a las secuencias miocenas de la Formación Chimehuin (Tc).

6.3.1 Estructuras que controlan el levantamiento de la Cordillera de Catan Lil

A lo largo de la Cordillera de Catan Lil han podido reconocerse muy buenos ejemplos de interacción entre las estructuras extensionales del Triásico superior – Jurásico inferior descriptas en el Capítulo 4, y las estructuras contraccionales del ciclo andino.

La Cordillera de Catan Lil constituye junto con los demás rasgos topográficos del dominio interno, un rasgo morfotectónico de primer orden que se extiende submeridianalmente por más de 80 km a lo largo del retroarco, alcanzando alturas superiores a los 2.500 metros. Su núcleo esta formado esencialmente por granitoides paleozoicos y exposiciones menores de metamorfitas correspondientes a la Formación Colohuincul. En los segmentos australes y septentrionales afloran tanto secuencias volcanosedimentarias del ciclo precuyano, como sedimentitas marinas jurásicas del Grupo Cuyo, estando su vertiente occidental flanqueada por sucesiones volcanosedimentarias terciarias (Fig. 6.9).

A lo largo de su rumbo, la Cordillera de Catan Lil se encuentra segmentada por una serie de fallas oblicuas de orientación NO-NNO que sobresalen respecto de otras estructuras menores en los modelos de elevación digital de la zona. Entre estas se destacan tres estructuras de primer orden de orientación NO-NNO y de muy buena expresión morfológica en el área. Estas generan cambios en la topografía y en la estratigrafía a ambos lados de su traza, como también discontinuidades en la expresión morfológica de este cordón a lo largo de su rumbo (Fig.6.8).

El análisis detallado de área ha permitido definir una jerarquía de los rasgos estructurales del sector, correspondiendo los rasgos NNO mencionados a estructuras de primer orden responsables parte del alzamiento de este bloque precordillerano.

Estructuras de primer orden

Falla Rahue (Catan Lil sur)

La falla Rahue se extiende por más de 10 km con rumbo NO segmentando la porción austral de la Cordillera de Catan Lil y produciendo un marcado quiebre en la topografía a lo largo de su traza (Fig.6.8). Constituye una falla inversa de vergencia occidental que involucra al basamento, incorporando a las metamorfitas de la Formación Colohuincul en la deformación, y poniéndolas en contacto tectónico con las secuencias volcanosedimentarias de la Formación Chimehuin (Fig.6.10 c). En su

porción austral esta estructura produce la repetición tectónica de las secuencias del Grupo Cuyo, marginando los mayores espesores de estas en el bloque nororiental.
A lo largo de la traza de esta falla se registran una serie de intrusiones volcánicas asignables al lapso Cretácico superior – Paleoceno, las cuales se expresan particularmente bien al oeste de las nacientes del arroyo Fortín 1º de Mayo, donde una serie de cuerpos de composición andesítica-dacítica intruyen a las sedimentitas de la Formación Los Molles.
Si bien las exposiciones de las secuencias del ciclo precuyano a lo largo del bloque colgante de esta estructura son limitadas, su actividad como falla normal durante la etapa de Rift se infiere a partir del control que esta estructura ejerce en la distribución de las secuencias inferiores del Grupo Cuyo, marginando mas de 1,000 metros de sedimentitas marinas de la Formación Los Molles en el bloque colgante, cuya distribución se ajusta a la de las estructuras NO definiendo un depocentro de buena expresión en el área (véase Figura 4.16, Capítulo 4).

Falla Lonqueo (Catan Lil central)

Esta falla constituye uno de los rasgos estructurales más significativos del dominio interno. Se extiende por más de 20 km con una orientación NNO generando una marcada discontinuidad topográfica y estratigráfica a lo largo de su traza, la cual segmenta oblicuamente a la Cordillera de Catan Lil en su porción central (Fig.6.8).
Se trata de una falla con inclinación al NE que margina rocas de basamento y sucesiones de *synrift* en el bloque colgante, separándolas de las sedimentitas marinas del Grupo Cuyo bien expuestas a lo largo del bloque yacente (Fig.6.10 a).
Debido a que constituye un límite en la distribución de las secuencias del ciclo precuyano, marginando potentes secuencias volcaniclásticas en algunas de cuyas exposiciones pueden reconocerse discordancias progresivas asociadas a fallamiento de tipo extensional, esta estructura ha sido interpretada como una falla normal de primer orden activa durante el Triásico superior – Jurásico inferior, y responsable de la generación de espacio de acomodación a lo largo del depocentro Catan Lil (véase Figura 4., Capítulo 4).
La misma ha sido fuertemente invertida durante el ciclo andino, llevando rocas de basamento a la superficie y sobreponiéndolas a las sedimentitas del Grupo Cuyo a lo largo del segmento austral de su traza. En este sector la falla Lonqueo es responsable

asimismo del ascenso del sector occidental del cordón de la Piedra Santa como un bloque con vergencia al sudoeste.

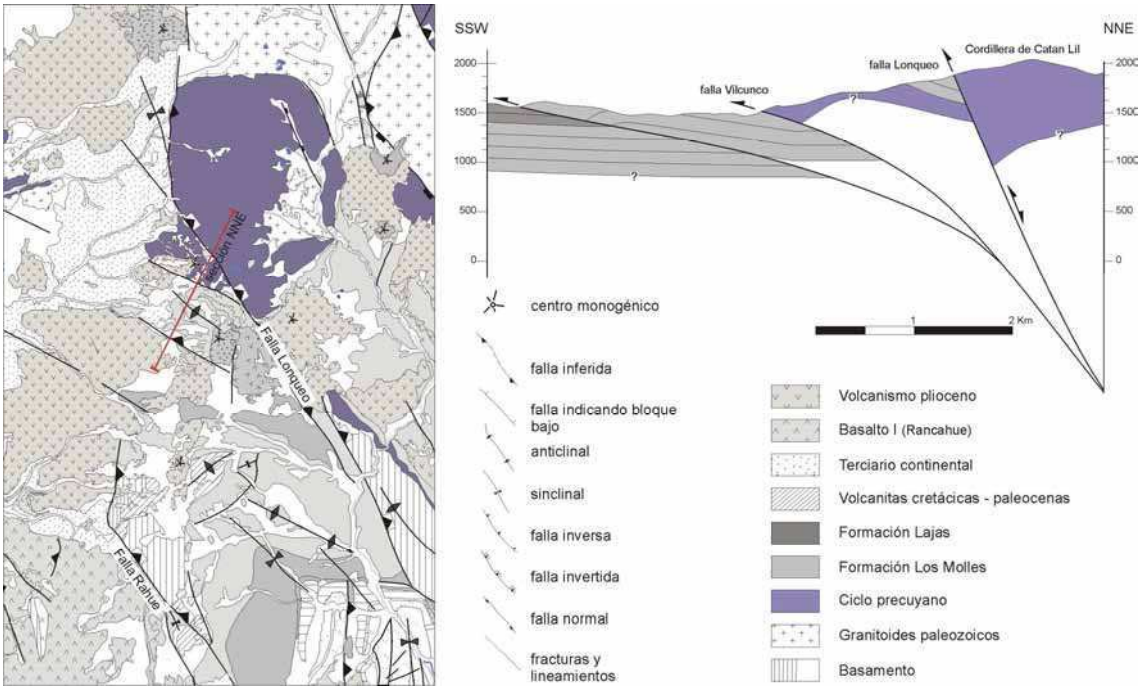


Fig.6.11. Mapa geológico de parte del segmento central de la Cordillera de Catan Lil y sección estructural esquemática en el segmento noroccidental de la falla Lonqueo. Nótese el desarrollo de las fallas Lonqueo y Rahue.

El segmento central de la falla Lonqueo se encuentra parcialmente cubierto por material detrítico, a pesar de ello su traza puede seguirse perfectamente en imágenes satelitales y modelos de elevación digital de este sector.

En su prolongación noroccidental, esta estructura margina entre 750 y 875 metros de una sucesión esencialmente volcánica y volcaniclástica correspondiente a la sección inferior del ciclo precuyano en el bloque colgante, las cuales se encuentran en contacto tectónico con las sedimentitas marinas del Grupo Cuyo a lo largo de segmentos discretos de la misma.

En el sector más occidental de su traza, afloran espesores variables del *synrift* en el bloque colgante, sobre los que se disponen las sedimentitas del Grupo Cuyo con inclinaciones al NE. Alrededor de 1 km al sudoeste las secuencias volcánicas y volcaniclásticas del ciclo precuyano se encuentran en contacto tectónico con la Formación Los Molles, a lo largo de una estructura de orientación NO que puede ser interpretada como una falla de atajo de mediano ángulo desarrollada en el bloque

basal y vinculada en profundidad a la falla Lonqueo, cuya alta inclinación habría dificultado mecánicamente la inversión a lo largo de este segmento de la misma (Fig.6.11). Un anticlinal desarrollado en la Formación Los Molles inmediatamente al sudoeste se encontraría a su vez vinculado a una estructura de menor ángulo que sobrepone estas sedimentitas a las sucesiones correspondientes a la Formación Las Lajas expuestas inmediatamente al sudoeste. Esta estructura es inferida a partir de la repetición tectónica de la Formación Los Molles, cuyas exposiciones vuelven a hacerse presentes por debajo de la Formación Lajas unos pocos kilómetros al sur (Fig.6.11).

El sector comprendido entre las fallas Rahue y Lonqueo corresponde a un área de menores alturas relativas, donde aparecen exposiciones completas de buena parte del Grupo Cuyo (Fig.6.9). Dentro del área se destacan el sinclinal La Jardinera y el anticlinal Catatún (Leanza *et al*., 2003; Cucchi *et al*., 2005), dos pliegues de orientación NO desarrollados en las sedimentitas marinas de las formaciones Los Molles y Lajas. Ambas estructuras corresponden a pliegues de gran amplitud cuyos flancos presentan inclinaciones con valores que oscilan alrededor de los 30º (Fig.6.12).

Fig.6.12. Vista al este del antclinal Catatún y el sinclinal La Jardinera desde el cerro Panqueco. Nótese la gran amplitud de ambos pliegues. Estos se vincularían a una estructura de basamento en profundidad de orientación NO teniendo en cuenta su amplitud y las características estructurales del área.

Dada la gran amplitud de ambos pliegues, y su disposición subparalela respecto de las fallas Lonqueo y Rahue, las cuales constituyen reactivaciones compresivas de estructuras extensionales mesozoicas, resulta acertado vincular ambos plegamientos a una estructura de basamento en profundidad desarrollada entre las fallas Rahue y Lonqueo y con una orientación similar. El elemento morfoestructural de mayores cotas topográficas del sector corresponde al anticlinal del cerro Panqueco, en donde los

estratos de la Formación Los Molles han sido plegados periclinalmente como consecuencia de la intrusión de un cuerpo de composición andesítica de edad cretácica superior – paleocena, generando un pliegue de rumbo NE que constituye el elemento topográfico más destacado del sector (Leanza, 1987).

El segmento central de la Cordillera de Catan Lil puede ser interpretado de esta manera, como la inversión de un depocentro controlado en su borde sudoccidental por una falla de inclinación al NE, asociadas a la cual se registran importantes variaciones de espesor en las secuencias del ciclo precuyano. La reactivación contraccional de la misma, sumado a la generación de nuevas estructuras que cortan el bloque bajo cuando la inversión se hizo mecánicamente inviable, constituyen las estructuras responsables del ascenso de esta porción de la cordillera de Catan Lil, lo que documenta el rol preponderante que jugó el mecanismo de inversión tectónica en la generación de relieve del sector.

Lineamiento Pureve Pehuen – Falla Trocoquen (Catan Lil norte)

Un lineamento regional de muy buena expresión morfológica en el área se extiende por unos 20 km con rumbo NNO, atravesando de manera oblicua el segmento septentrional de la Cordillera de Catan Lil. Debido a la homogeneidad litológica del sector, expresada por granitos y granodioritas de edad paleozoica, no contamos con herramientas para determinar la inclinación o vergencia de esta estructura (Fig.6.9). Su buena expresión morfológica, sumado a la discontinuidad que produce en la topografía, permiten sin embargo inferir una importante discontinuidad de basamento asociada a la traza de la misma (Fig.6.8).

Su proximidad y similar orientación respecto de la falla Felipín, una falla normal de la etapa de rift de polaridad oeste ubicada inmediatamente al sudeste del extremo austral del lineamiento Pureve-Pehuen, podría sugerir un origen común para ambos rasgos estructurales (véase Figura 4.3, Capítulo 4).

En su segmento norte, dos fracturas dispuestas según un rumbo NNO que constituyen su prolongación más septentrional, afectan exposiciones discretas del basalto Rancahue, cuyas capas se disponen directamente sobre el basamento granítico con inclinaciones de hasta 10º al oeste – noroeste. Esta configuración, junto con los rechazos que presentan los basaltos, permiten inferir un movimiento vertical de

bloques de basamento asociados al extremo septentrional de este lineamiento probablemente con vergencia hacia el este.

La estructura Pureve-Pehuen dispuesta a lo largo del valle homónimo continua hacia al norte bajo la forma de una falla de orientación ONO paralela a las nacientes del arroyo Limenco, la cual adquiere un rumbo NO en el frente de la Cordillera de Catan Lil. En este sector esta estructura recibe el nombre de falla Trocoquén. El bloque yacente de esta falla, ubicado al sudoeste, consiste en una alternancia de conglomerados y tobas de edad miocena correspondientes a la Formación Chimehuin, mientras que en el bloque colgante se destacan importantes espesores de la sección inferior del ciclo precuyano. A lo largo de la traza de la falla Trocoquen, estas dos unidades se encuentran en contacto tectónico, estando las secuencias del ciclo precuyano montadas sobre las sucesiones miocenas, lo que indica una inversión positiva de esta estructura. Este movimiento habría controlado el ascenso del segmento norte de la Cordillera de Catan Lil como un bloque con vergencia al oeste.

Estructuras de segundo orden. Las fallas que controlaron el ascenso de la Cordillera de Catan Lil por su vertiente occidental.

Un mapeo detallado lo largo la vertiente occidental de la Cordillera de Catan Lil permitió reconocer asimismo una serie de estructuras corresponsales del levantamiento de este elemento topográfico (Fig.6.9). Estas fallas presentan mayormente orientaciones norte-sur, expresándose en aquellos sectores libres de cubierta vegetal y/o basáltica, y representan estructuras de un orden jerárquico menor respecto de aquellas de orientación NO y NNO ya descriptas. A pesar de ello han jugado un rol importante en el levantamiento de la Cordillera de Catan Lil por su vertiente occidental.

La culminación noroccidental de la falla Lonqueo se resuelve a través de un lineamiento de igual orientación a ésta expresado en las sedimentitas terciarias bien expuestas al pie de la Cordillera de Catan Lil, que puede interpretarse como la prolongación de la falla Lonqueo en profundidad. Por otra parte se observa una inflexión de esta estructura asociada al frente occidental de la Cordillera de Catan Lil, desde donde continúa como una falla inversa de vergencia occidental y rumbo norte-sur que trunca los depósitos de la Formación Chimehuin a lo largo de su traza.

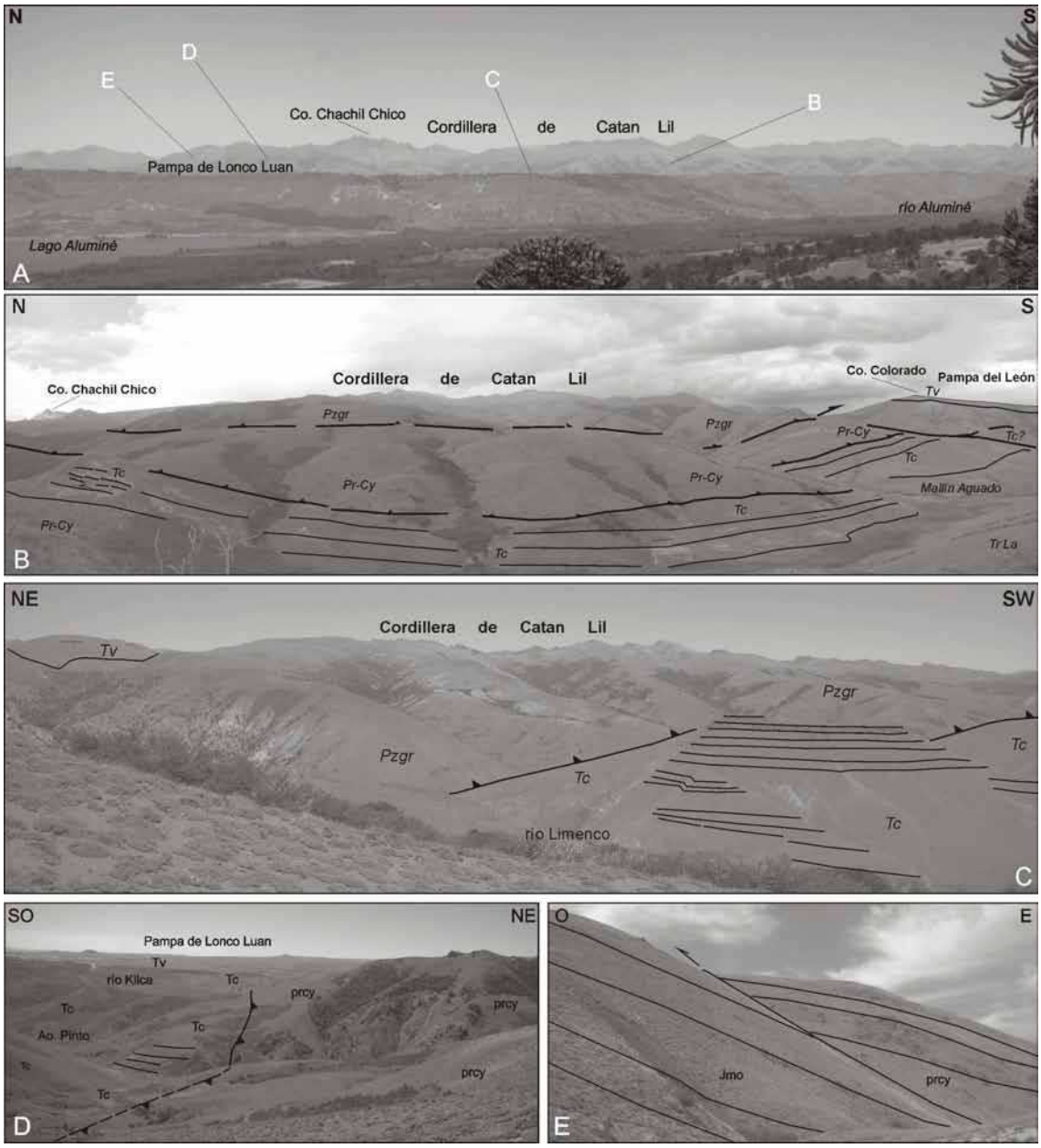


Fig. 6.13. Frente de la Cordillera de Catan Lil. **A.** Vista al este de los faldeos occidentales del segmento septentrional y central de la Cordillera de Catan Lil. **B.** Vista al este de dos de las fallas de vergencia occidental que controlan el frente del Catan Lil al norte de la Pampa del León. **C.** Falla norte-sur que sobrepone el basamento granítico a las secuencias miocenas en las nacientes del río Limenco. **D.** Falla de orientación NO y vergencia occidental que pone en contacto tectónico a las volcanitas de la sección inferior del ciclo precuyano con las sedimentitas de la Formación Chimehuin en las nacientes del arroyo Pinto. **E.** Falla de vergencia occidental sobreponiendo las secuencias precuyanas a las sedimentitas marinas de la Formación Los Molles al este del río Kilca.

El sinclinal Lonqueo, representa un sinclinal frontal de orientación NNO desarrollado en las sucesiones volcanosedimentarias terciarias expuestas a lo largo del frente de

este segmento de la Cordillera de Catan Lil. Su flanco oriental presenta inclinaciones en torno a los 30ºO, mientras que las inclinaciones de su flanco occidental oscilan alrededor de los 23ºE. Inmediatamente al este las secuencias terciarias se disponen subhorizontalmente. Este sinclinal estaría vinculado en profundidad a una falla de inclinación al este desarrollada en el bloque bajo del tramo norte-sur de la falla Lonqueo, la cual con un ángulo mas tendido propagó la deformación hacia el oeste, involucrando a los depósitos de la Formación Chimehuin en la deformación (Fig.6.24).

En los faldeos occidentales de la Cordillera de Catan Lil ubicados inmediatamente al norte de este sector, estas estructuras se encuentran cubiertas por una serie productos volcánicos del Plioceno, los cuales constituyen una meseta basáltica denominada Pampa del León. Unos pocos kilómetros al norte de la misma en las inmediaciones del río Quilachanquil, vuelven a observarse una seria de fallas que controlan el frente de la Cordillera de Catan Lil, cuyo núcleo esta conformado a estas latitudes por granitoides de edad paleozoica. Cerca de su borde occidental, estas rocas de basamento se sobreponen a las rocas del ciclo precuyano a lo largo de una falla inversa de rumbo norte-sur e inclinación al este. Unos cientos de metros al oeste, una segunda falla de igual rumbo e inclinación, monta a su vez las secuencias precuyanas por encima de los conglomerados e ignimbritas de la Formación Chimehuin (Fig.6.13 b). En su prolongación septentrional, este sistema de estructuras se expresa en una falla de vergencia occidental que sobrepone las plutonitas paleozoicas a las secuencias volcanosedimentarias terciarias inmediatamente al sur del curso del río Limenco (Fig.6.13 c).

Un tanto más al norte, entre los ríos Limenco y el cerro Trocoquen, el frente del segmento central del Catan Lil se encuentra controlado por la prolongación noroccidental de la falla Trocoquén descripta dentro de las estructuras de primer orden. Este tramo de orientación NNO expone tanto rocas del basamento granítico, como también secuencias del ciclo precuyano, sobreponiéndolas a las sucesiones terciarias expuestas inmediatamente al oeste de su traza (Fig.6.13 d). Una falla complementaria de orientación NE sobrepone una sucesión de volcanitas triásicas a las sedimentitas marinas de la Formación Los Molles (Fig. 6.13 e). Esta estructura se expresaría un tanto más al norte, donde una falla de rumbo norte-sur ha sido descripta por Galli (1969) como una estructura con vergencia al oeste que monta las secuencias triásicas sobre las sedimentitas del Grupo Cuyo.

Una serie de fracturas de orientación norte-sur se reconocen a lo largo del segmento norte de la Cordillera de Catan Lil hacia el este del cerro Trocoquen. En el extremo norte del Catan Lil, un pliegue asimétrico desarrollado en las sedimentitas de la Formación Los Molles se asocia a la prolongación septentrional de una de estas fracturas. Dicha estructura anticlinal cumple con las características generales de un pliegue por propagación de falla, presentando un limbo frontal más empinado y angosto respecto de su limbo dorsal, la presencia de un sinclinal asociado a la terminación de la falla, una disminución gradual del desplazamiento a lo largo de la falla terminando en pliegue, y un plegamiento más apretado en profundidad (Fig.6.14).

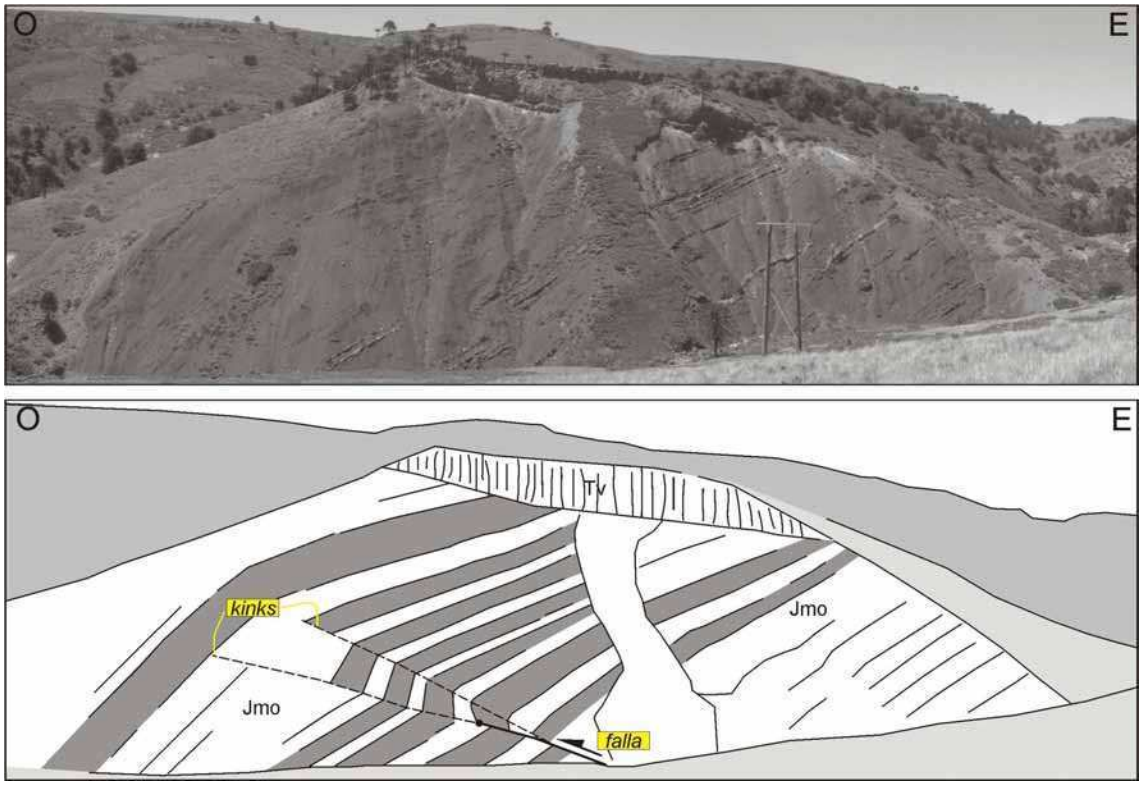


Fig.6.14. Pliegue por propagación de falla de vergencia occidental desarrollado en las sedimentitas marinas de la Formación Molles inmediatamente al NE del cerro Trocoquen. Esta estructura anticlinal se vincula a una falla de mediano ángulo de rumbo aproximado norte-sur e inclinación al este, estando sellada por basaltos del Plioceno.

La expresión de la Cordillera de Catan Lil como elemento morfoestructural distintivo, y la traza de las estructuras responsables de su levantamiento, se interrumpen hacia el norte contra un sistema de lineamientos y fracturas transversales a la cadena andina con orientaciones dominantes ENE (Fig.6.1).

Un extenso campo volcánico dominado por basaltos y andesitas cubre la mayor parte del bloque norte. Estos productos de edades que van del Plioceno al Holoceno, cubren la mayor parte de la zona dificultando la identificación de las estructuras responsables de la estructuración del sector. La alineación de centros monogénicos, y su estrecha relación a las fracturas y lineamientos identificados en imágenes satelitales y fotografías aéreas de la zona, sugieren sin embargo un control por parte de estas en la distribución de estos productos volcánicos plio-cuaternarios.

6.3.2 Estructuras que controlan el levantamiento de la Cordillera del Chachil

La Cordillera del Chachil constituye uno de los elementos topográficos más significativos del dominio externo. Ubicada unos pocos kilómetros al este de la Cordillera de Catan Lil, presenta una orientación y desarrollo latitudinal similar a esta, y una marcada asimetría de sus laderas dada por pendientes occidentales mucho más abruptas respecto de las orientales. A lo largo de su línea de altas cumbres, se destacan los cerros Chachil y La Atravesada, de 2839 y 2590 metros de altura respectivamente, los cuales constituyen los picos de mayor altura de la región, constituyendo una divisoria de aguas regional entre los ríos que drenan al sur (cuenca de los río Aluminé y Collón Cura), y aquellos que lo hacen hacia el este (cuenca del río Picún Leufú). Su límite septentrional se ubica en los faldeos del cerro La Atravesada al sur de la ruta provincial 13, mientras que su prolongación austral se ubica en las inmediaciones del cerro Mallín de Ibáñez, quedando manifiesta cierta continuidad con el cordón de la Piedra Santa ubicado inmediatamente al sur (Fig.6.8).

El núcleo de la Cordillera del Chachil esta constituido por un conjunto de granitoides de edad paleozoica, estando tanto las vertientes orientales como sus extremos austral y septentrional dominados por exposiciones de secuencias correspondientes al ciclo precuyano y al Grupo Cuyo (Fig.6.9).

Al igual que el Catan Lil, la cordillera del Chachil se encuentra segmentada por una serie de estructuras de orientación dominante NO-NNO, las que junto con una serie de rasgos de orientación NE y en menor medida norte-sur, integran el sistema de fallas del Chachil (García Morabito et al., 2009). Este sistema tiene su mejor expresión en las inmediaciones del Cerro Chachil, estando particularmente bien desarrollado a lo largo de todo el flanco occidental de la cordillera homónima, y extendiéndose por unos 50 kilómetros de manera paralela a los principales valles de la zona. Algunas de las

estructuras que integran este sistema de fallas, fueron descriptas en los trabajos pioneros de Lambert (1946) en las nacientes del río Catan Lil.

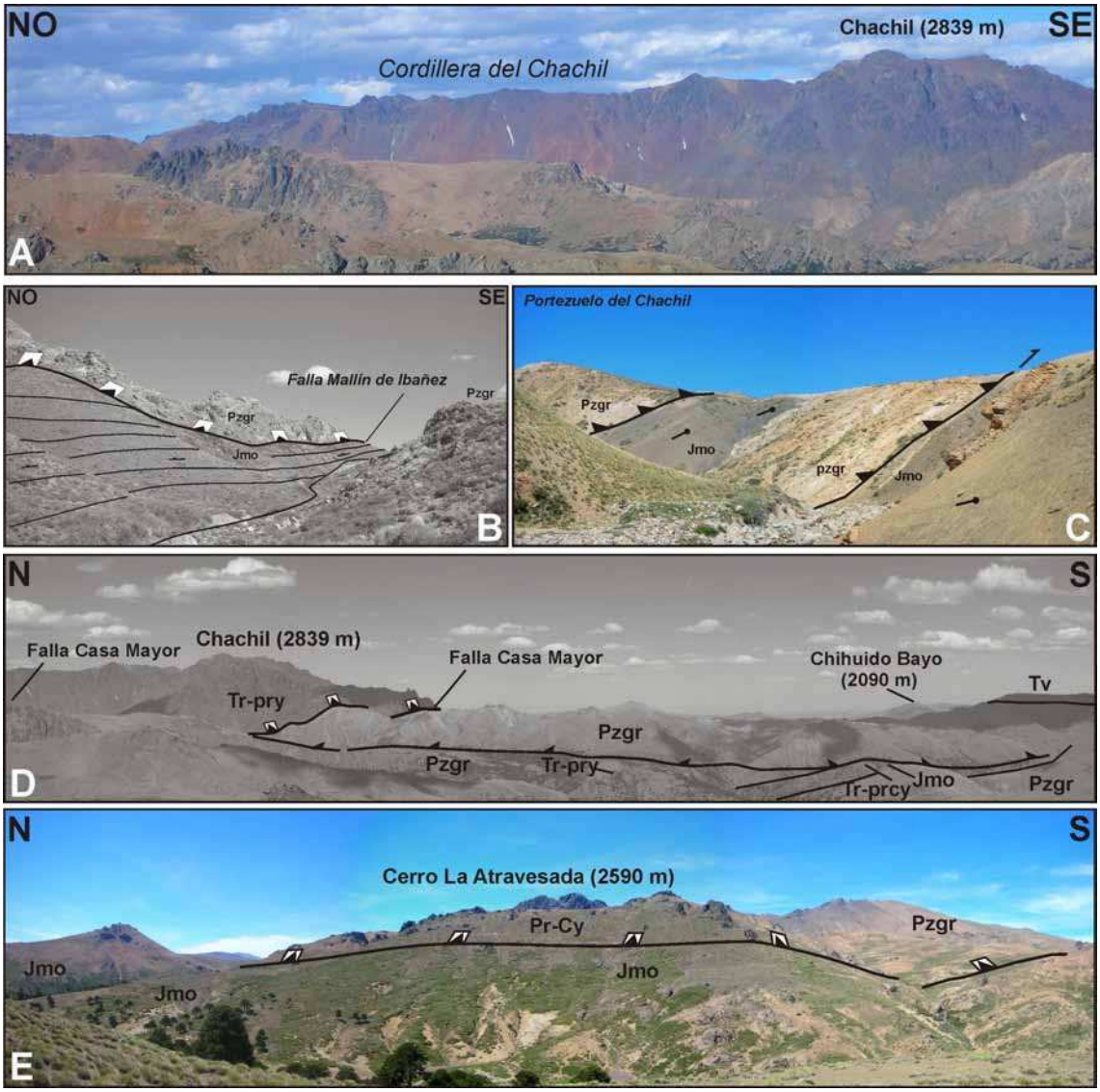


Fig.6.15. Sistema de fallas del Chachil. Estructuras que controlan el levantamiento de la cordillera homónima por su flanco occidental. **A.** Vista al NE de una porción de la Cordillera del Chachil. **B.** Falla Mallín de Ibáñez. Sedimentitas de la Formación Los Molles intercaladas tectónicamente entre los núcleos de basamento granítico occidentales y orientales. **C.** Falla Casa Mayor en el portezuelo del Chachil. Sedimentitas marinas jurásicas intercaladas tectónicamente entre el basamento granítico (modificado de Lambert, 1946). **D.** Extremo austral de las fallas Casa Mayor y Resse Ngelú. Esta última constituye una estructura de atajo desarrollada en el bloque yacente vinculada a la inversión del depocentro Chachil, controlado en este sector por la falla Casa Mayor. **E.** Extremo septentrional de la falla Casa Mayor en los faldeos occidentales del Cerro La Atravesada. La inversión de esta falla normal sobrepone las secuencias del precuyano a las sedimentitas jurásicas de la Formación Los Molles.

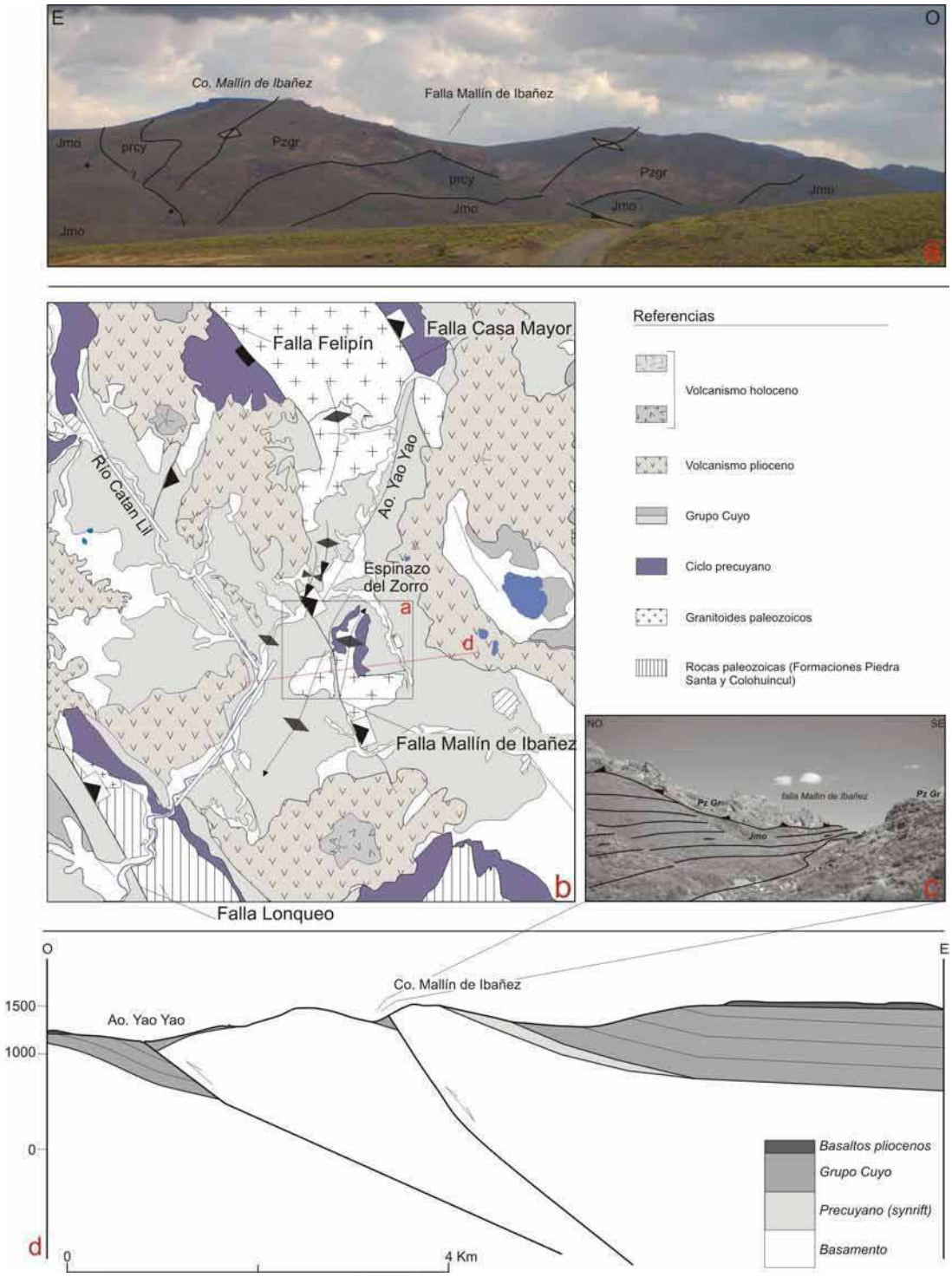


Fig. 6.16. Área de Espinazo del Zorro. **A.** Vista al sur de los anticlinales del cerro Mallín de Ibañez. **B.** Mapa geológico del área de Espinazo del Zorro (modificado de Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994). **C.** Falla Mallín de Ibañez: Exposiciones de la Formación Los Molles intercaladas tectónicamente entre el basamento granítico. **D.** Sección estructural este-oeste a través de las principales estructuras del sector (véase ubicación en Figura **b**).

Falla Mallín de Ibáñez (Área de Espinazo del Zorro)

El cerro Mallín de Ibáñez se ubica unos tres kilómetros al este de la confluencia del arroyo Yao Yao con el río Catan Lil, adyacente a la localidad conocida en la zona como Espinazo del Zorro. Dentro de la estructura de este sector de destacan dos anticlinales de orientación predominante NE segmentados por una falla homónima de orientación NNO y vergencia occidental, la cual expone tanto las rocas del basamento granítico como conglomerados del ciclo precuyano. El anticlinal desarrollado en el bloque bajo de la falla, presenta un eje de orientación NE a lo largo del cual afloran los granitoides paleozoicos que constituyen su núcleo, sobre los que se apoyan las sedimentitas de la Formación Los Molles con inclinaciones de hasta 25º al ONO y ESE a lo largo de ambos flancos (Fig. 6.16).

El anticlinal del bloque colgante presenta por el contrario una marcada asimetría. A lo largo de su flanco oriental, los conglomerados precuyanos y las sedimentitas de la Formación Los Molles alcanzan inclinaciones de hasta 76ºO con promedios que se ubican en torno a los 60ºNO, mientras que las mismas rocas se disponen sobre el basamento granítico con un ángulo mucho mas tendido a lo largo de su flanco occidental, con inclinaciones que no superan los 20ºE.

Estos dos pliegues definen de esta manera un anticlinal de orientación general NE que ha sido disectado por la falla Mallín de Ibáñez, una estructura NNO de vergencia occidental, que sobrepone a lo largo de su segmento central las rocas de basamento granítico a las sedimentitas de la Formación Los Molles, cuyas exposiciones de unas pocas decenas de metros se encuentran tectónicamente intercaladas entre los núcleos graníticos de ambos pliegues (Fig.6.16 c). Esta falla ha sido interpretada como una estructura extensional de polaridad oriental que controló la depositación de los conglomerados del ciclo precuyano expuestos en el bloque colgante (véase Capítulo 4). La inversión de esta estructura durante el ciclo andino controló de esta manera el ascenso de este sector correspondiente al extremo sur de la Cordillera del Chachil, exponiendo las rocas del basamento y disectando una estructura anticlinal desarrollada en forma previa.

En las inmediaciones del arroyo Yao Yao, la falla Mallín de Ibáñez se curva hacia el NNE, disponiéndose de manera subparalela a una discontinuidad de basamento de orientación NE paralela al curso del mismo, y expresada en un lineamiento de igual rumbo y extensión regional.

Esta discontinuidad debió actuar como una zona de transferencia entre las fallas Casa Mayor – Felipín y la falla Mallín de Ibáñez durante el Triásico superior – Jurásico

inferior (véase Figura 4.3, Capítulo 4), reactivándose mas tarde como una zona transpresiva evidenciada a partir de una serie de pliegues en echelón desarrollados en las secuencias de la Formación Los Molles y dispuestos de manera subparalela a la traza del lineamiento Yao Yao.

Falla Casa Mayor (Segmento sur, área del Cerro Chachil)

La falla Casa Mayor corresponde a una estructura de primer orden de orientación general NNO que se extiende desde los faldeos sudoccidentales del Cerro Chachil hasta las inmediaciones del cerro La Atravesada, reconociéndose prácticamente de manera continua a lo largo de la mayor parte de la vertiente oriental de la Cordillera del Chachil. Constituye de esta manera uno de las estructuras mas importantes de la región. Durante el inicio de la apertura de la cuenca neuquina entre el Triásico superior y el Jurásico inferior, esta falla controló la generación de espacio de acomodación a lo largo del depocentro Chachil – La Atravesada, uno de los depocentros de mejor desarrollo del sector sudoccidental de la cuenca (véase Figura 4.3, Capítulo 4), cuyo sector austral correspondiente a los faldeos del cerro Chachil fue descripto detalladamente por Franzese *et al*. (2006).

Esta estructura fue invertida durante las sucesivas fases contraccionales a las que fue sometida el área, controlando el ascenso de la Cordillera del Chachil como un bloque con vergencia occidental (García Morabito *et al*., 2009). La inversión no fue un proceso homogéneo a lo largo de esta estructura. El relevamiento estructural detallado del sector permitió reconocer diferencias en la cantidad de inversión a lo largo de las estructuras que controlaron el ascenso de la cordillera del Chachil, como también diferentes mecanismos a partir de los cuales se resolvió la misma.

A lo largo de la vertiente austral del cerro Chachil, el extremo sur de la falla Casa Mayor se expresa en una estructura de orientación NNO que margina potentes secuencias volcánicas y volcaniclásticas correspondientes al ciclo precuyano en el bloque colgante, separándolas del basamento granítico del bloque yacente. Los abruptos cambios de espesor y de facies en las sucesiones de *synrift* a lo largo de la misma, permitieron a Franzese *et al*. (2006) interpretarla como una falla extensional con polaridad al este correspondiente a la fase de *rift*. La inversión fue parcial a lo largo de este segmento, probablemente como consecuencia de una dificultad mecánica surgida de un alto ángulo de falla, lo que hizo que la deformación se resuelva a partir del desarrollo de una estructura de atajo que cortó el bloque bajo,

generando una trayectoria más tendida compatible con un estado de esfuerzos compresivos subhorizontales. Este *shortcut* se expresa unos pocos kilómetros hacia el oeste, en las inmediaciones de la unión de los arroyos Chachil y Puruve Pehuen, como una falla de vergencia occidental que trunca las exposiciones del precuyano y del Grupo Cuyo a lo largo de segmentos discretos de su traza generando asimismo un marcado quiebre en la topografía a lo largo de la misma (Fig. 6.15 d).
Ambas estructuras convergen al pie del cerro Chachil, en el flanco occidental del mismo. Una serie de estructuras extensionales de alto ángulo y mediana escala se asocian a la falla Casa Mayor en su porción austral, y no presentan evidencias de inversión contrariamente a lo que sucede a lo largo de la estructura principal.

Hacia el norte la falla Casa Mayor discurre de manera subparalela al curso del arroyo homónimo con una orientación general norte-sur. El segmento central de esta estructura fue reconocido por Lambert (1946) en la zona del portezuelo del Chachil, donde se ubican las nacientes del arroyo Chachil y Casa Mayor. En este sector afloran exposiciones discretas de las secuencias precuyanas y de la Formación Los Molles, lo que permite una mejor interpretación de la estructura respecto del sector ubicado inmediatamente al norte donde la homogeneidad litológica dificulta la identificación de la traza de esta estructura mayor. Estas exposiciones se encuentran comprendidas entre los bloques graníticos de la cordillera del Chachil al oeste, y del cordón Puruve-Pehuen al este, el cual forma parte de la Cordillera de Catan Lil.
En este sector la deformación se resuelve a través de un sistema imbricado de fallas desarrolladas en el bloque yacente, el cual afecta principalmente a las secuencias precuyanas y a las sedimentitas jurásicas. La falla principal corresponde a la más oriental de este conjunto de estructuras, y sobrepone el basamento granítico a las volcanitas precuyanas, las cuales montan a su vez a las sedimentitas de la Formación Los Molles expuestas un tanto más al oeste. Estas presentan inclinaciones de hasta 45° E, y se encuentran a su vez en contacto tectónico con los granitos del cordón Puruve-Pehuen, en lo que puede interpretarse como una falla con inclinación al este.
Inmediatamente al norte, a lo largo de las nacientes del arroyo Casa Mayor, las sedimentitas marinas de la Formación Los Molles se encuentran intercaladas tectónicamente dentro del basamento granítico (Lambert, 1946), como consecuencia de la falla Casa Mayor, la cual incorporó al basamento en la deformación, montándolo sobre las sedimentitas jurásicas (Fig.6.15c). Estas secuencias vuelven a aparecer

expuestas aguas abajo en contacto tectónico con los granitoides paleozoicos, en lo que parece ser una falla menor asociada a la estructura principal.

Lambert (1946) interpretó a las exposiciones triásicas y jurásicas del sector como parte del remanente de un sinclinal desarrollado entre dos anticlinales correspondientes a las Cordillera de Catan Lil al oeste, y del Chachil al este.

La traza de la falla Casa Mayor se extiende hacia el norte con una orientación NNO de manera subparalela al curso del arroyo homónimo. Esta solo puede ser inferida a partir de evidencias morfológicas, dado que la alta homogeneidad litológica del sector dificulta cualquier tipo de determinación estructural.

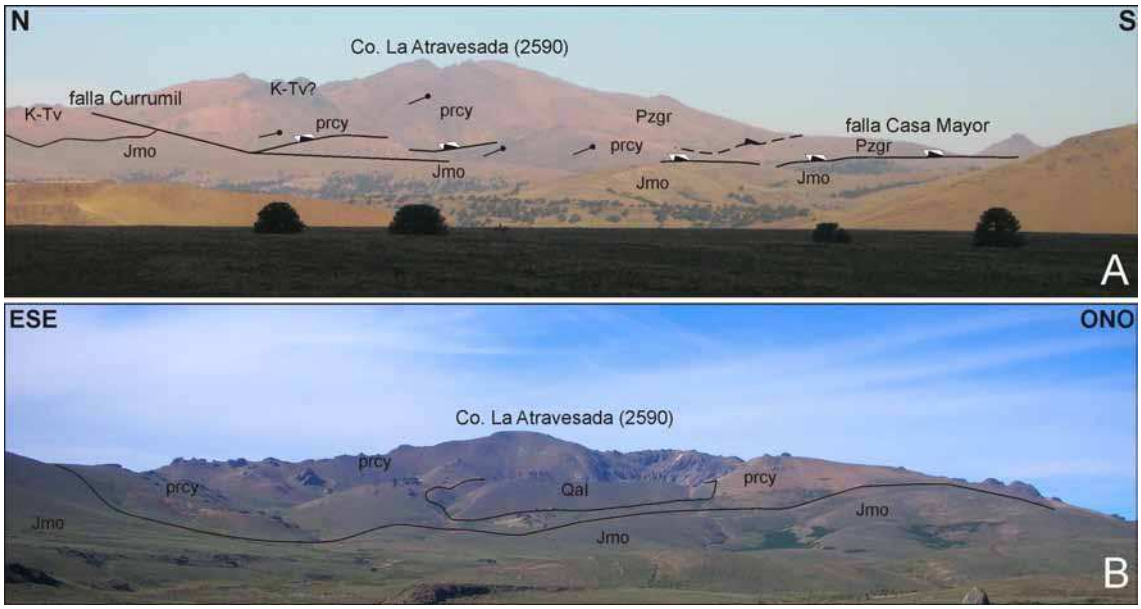


Fig.6.17. Depocentro La Atravesada. **A.** Vista al este del cerro La Atravesada y de las estructuras que controlan su flanco occidental y noroccidental. **B.** Vista al sur del los faldeos orientales del cerro La Atravesada.

Falla Casa Mayor (Segmento norte, área del Cerro La Atravesada)

La prolongación septentrional de esta estructura vuelve a reconocerse en los faldeos occidentales del cerro La Atravesada. Durante la etapa de *rift* mesozoica que afectó a este sector, esta falla de polaridad oriental controló la generación de espacio de acomodación dentro del depocentro La Atravesada, permitiendo la acumulación de mas de 1.000 metros de secuencias de *synrift* correspondientes al pre-Cuyo. La inversión de este segmento NNO de la falla Casa Mayor se evidencia a partir de exposiciones discretas de rocas del ciclo precuyano y del Grupo Cuyo a lo largo de los

faldeos septentrionales del valle, a las cuales se le sobrepone el basamento granítico por medio de una falla de vergencia occidental. Inmediatamente al norte, la prolongación de esta estructura se evidencia a lo largo de la pendiente occidental del cerro La Atravesada, donde importantes espesores del pre-Cuyo se sobreponen a las sedimentitas marinas jurásicas del Grupo Cuyo (Fig.6.15 e).

Una segunda falla de orientación NO desarrollada aproximadamente un kilómetro al este de la falla Casa Mayor afecta esencialmente a las secuencias precuyanas a lo largo de su traza. Esta estructura de vergencia occidental, genera un importante quiebre en la topografía y puede ser interpretada sobre la base de información de superficie como un corrimiento de paso desarrollado en el bloque superior (*hanging-wall bypass-thrusts*) durante la inversión del depocentro La Atravesada.

La falla Currumil, una estructura complementaria de orientación NE y vergencia occidental, controla el flanco noreste del cerro La Atravesada, marcando a su vez el límite septentrional de la Cordillera del Chachil (Fig.6.17).

Una serie de de pliegues norte-sur desarrollados en el Grupo Cuyo, dos anticlinales y un sinclinal ubicados en los faldeos septentrionales del cerro La Atravesada, completan el cuadro estructural del área.

6.3.3 Inversión tectónica al sur del Cordón de la Piedra Santa

Existe un marcado contraste latitudinal entre el segmento ubicado al norte y al sur del cordón de la Piedra Santa. El límite preciso entre ambos segmentos esta dado por la traza de la falla La Jardinera, una estructura transversal a la cadena andina de vergencia austral, con evidencias de actividad contraccional a partir del Jurásico. Hacia el este del paraje Fortín 1º de Mayo, esta estructura regional controla la vertiente austral del cordón de la Piedra Santa, un anticlinal asimétrico cuyo núcleo está constituido por metamorfitas de edad paleozoica que cabalgan a las sedimentitas de los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza a lo largo de segmentos discretos de la falla La Jardinera (Fig.6.9).

Mientras que en el segmento ubicado al norte de esta estructura, el proceso de inversión tectónica expuso la mayor parte de los depocentros mesozoicos, llevando a superficie tanto las secuencias de *synrift* como las rocas de basamento; en el segmento austral estos se encuentran en subsuelo cubiertos por una potente sucesión sedimentaria mesozoica, lo que restringe las exposiciones de basamento en el área (Fig.6.9). Esta diferencia latitudinal para una corta distancia puede explicarse

esencialmente a partir de la falla La Jardinera, cuya actividad temprana a partir del Jurásico controló el ascenso en sucesivos pulsos del cordón de la Piedra Santa como un bloque con vergencia al sur, restringiendo la depositación de las acumulaciones mesozoicas mayormente al sector sur correspondiente al bloque yacente de esta estructura. Estas características, sumado a la menor cobertura vegetal respecto de los sectores ubicados tanto al norte como al poniente, hacen que en el segmento ubicado al sur de Fortín 1º de Mayo, los rasgos estructurales presenten una mayor continuidad latitudinal y una buena expresión superficial.

La integración de información previa del área (Leanza y Leanza, 1979; Leanza *et al*., 2003; Cucchi *et al*., 2005), con datos de superficie generados a partir del relevamiento de campo, e interpretación de fotografías aéreas y modelos de elevación digital del sector, sumado al análisis e interpretación de abundante información de subsuelo (9 líneas sísmicas y 6 pozos de exploración), ha permitido caracterizar detalladamente la configuración estructural de este segmento, permitiendo dilucidar la interacción entre las estructuras extensionales del Triásico superior – Jurásico inferior y las estructuras contraccionales desarrolladas con posterioridad.
En la configuración estructural de este segmento se destaca la presencia de una serie de plegamientos, entre los que sobresalen dos estructuras anticlinales de extensión regional desarrollados en las secuencias mesozoicas y bien definidos en superficie, vinculados a la presencia de fallas en profundidad. El estudio de estas estructuras es clave para comprender la influencia que la arquitectura extensional del sector ejerció en el posterior desarrollo de las estructuras contraccionales.

Anticlinal Las Coloradas y Cerro Mesa

Dentro del área se destaca el anticlinal asimétrico Las Coloradas por sobre el resto de las estructuras. Este constituye un elemento positivo dispuesto de manera paralela al curso del río Catan Lil, y desarrollado unos pocos kilómetros al este del mismo según un eje de plegamiento orientado en dirección NNO en su segmento septentrional, y norte-sur en su segmento austral, el cual presenta una serie de culminaciones a lo largo de su rumbo (Fig.6.18). El eje del pliegue se eleva gradualmente hacia el norte, en donde afloran las sucesiones de los Grupos Cuyos y Lotena a lo largo de su núcleo (Leanza *et al*., 2003). En su segmento sur, el eje de esta estructura anticlinal se encuentra erodado en las secuencias del Grupo Mendoza.

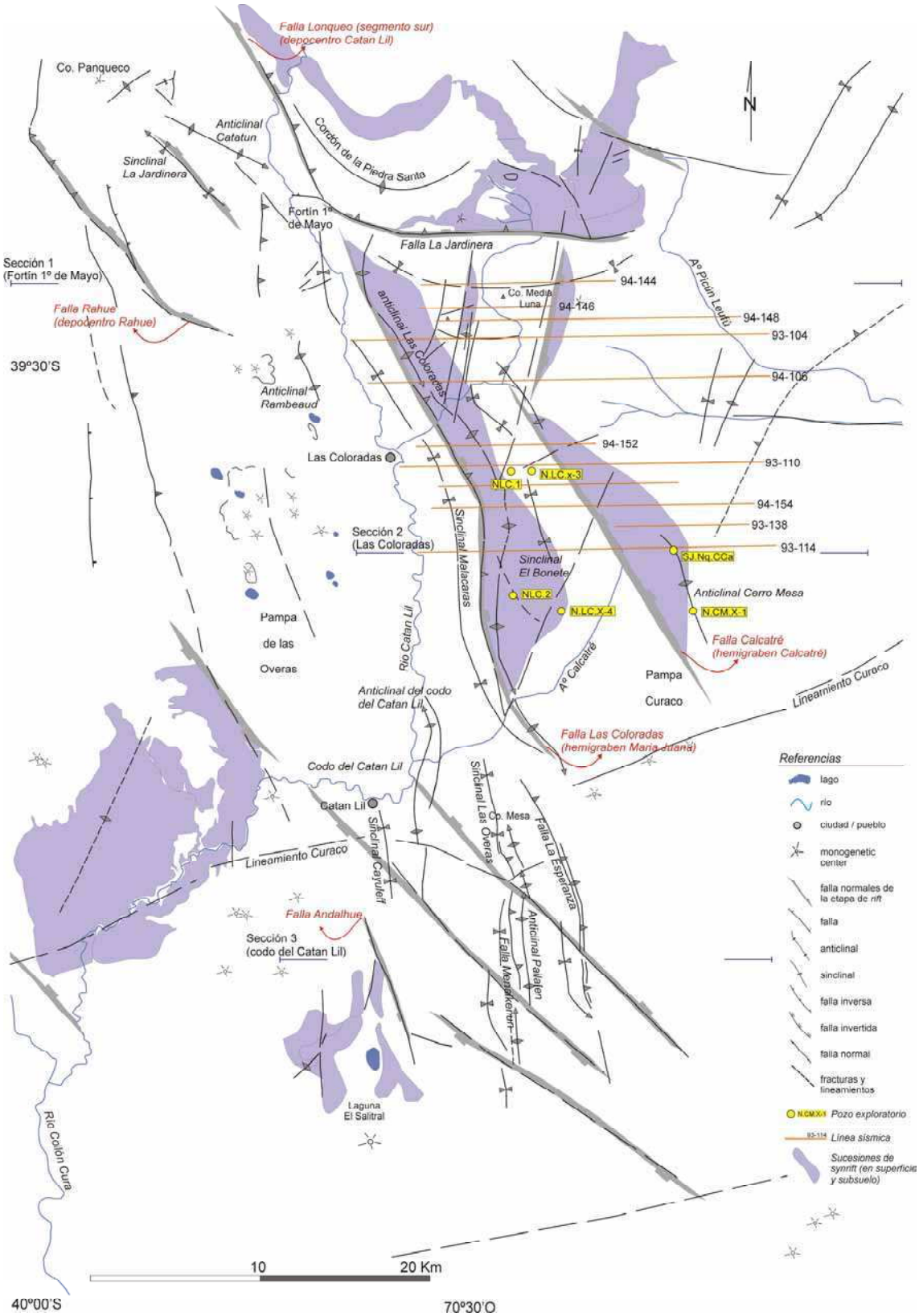


Fig.6.18. Configuración estructural del dominio interno al sur de Fortín 1º de Mayo. Mapa con la interpretación de la arquitectura extensional del sector conformado por fallas de primer orden, y estructuras contraccionales superpuestas.

La fuerte asimetría de este anticlinal se manifiesta en las altas inclinaciones que alcanzan las capas de su flanco occidental, con valores cercanos a los 90º y sectores en donde los estratos se encuentran rebatidos; muy superiores respecto de las inclinaciones en torno a los 25ºE de su flanco oriental. Esta geometría indica una vergencia al oeste de las estructuras, lo que puede corroborarse a partir del análisis de la información sísmica del área.

Un anticlinal desarrollado en las secuencias del Grupo Mendoza, cuyo eje se dispone según un rumbo NO de manera subparalela al anticlinal Las Coloradas, constituye otro de los rasgos estructurales destacados de este segmento. Este recibe el nombre de anticlinal Cerro Mesa y se ubica unos kilómetros al este del primero, presentando una leve asimetría de sus flancos y una expresión superficial mas limitada, estando sus flancos occidental y oriental vinculados a fallas en profundidad.

Paralelamente se destacan dentro del cuadro estructural del área, una serie de fracturas de orientación NE complementarias a las estructuras principales del sector, las cuales afectan a la cubierta mesozoica presentando una buena expresión en superficie (Fig. 6.18). Estas fracturas tienen su correlato en algunas de las secciones sísmicas, donde se expresan como fallas de alto y mediano ángulo que afectan principalmente a las secuencias de los Grupos Lotena y Mendoza sin aparente vinculación con las estructuras de basamento. Corresponden esencialmente a fallas de componente inversa, aunque también pueden observarse en menor medida estructuras con componente normal. Si bien su génesis no resulta del todo clara, es probable que estos rasgos estructurales se hayan originado como estructuras contraccionales que posteriormente se reactivaron como estructuras con importantes componentes de rumbo.

El análisis e interpretación de una serie de líneas sísmicas este-oeste dispuestas de manera perpendicular a los principales ejes de plegamiento de la zona, permitió definir la presencia de dos extensos hemigrábenes en profundidad (Figuras 6.19, 6.20, 6.21). Ambos depocentros (María Juana y Calcatré), concentran potentes espesores del *synrift,* cuya depositación estuvo controlada por las fallas Las Coloradas y Calcatré, dos estructuras de orientación NNO y NO respectivamente y polaridad al este (Fig. 6.18). Ambas fallas constituyen los bordes activos de ambos depocentros, lo cual se evidencia en la sísmica a partir de una progresiva disminución de los espesores del *synrift* y un acuñamiento gradual de sus bancos hacia el este, a medida que aumenta la distancia respecto de ambas estructuras.

Inmediatamente al este de la falla Las Coloradas los espesores del precuyano superan los 1.500 metros, perdiendo potencia y acuñándose hacia el este. Una serie de estructuras menores controlaron localmente la generación de espacio de acomodación a lo largo de este depocentro. Los espesores del *synrift* son variables a lo largo del depocentro Calcatré ubicado unos pocos kilómetros al este, alcanzando unos 1,000 metros de espesor en las inmediaciones de la falla homónima.

Ambas estructuras fueron invertidas en sucesivos pulsos durante el ciclo andino, dando lugar a la generación de anticlinales asimétricos con vergencia occidental desarrollados en la cubierta mesozoica, cuyas mejores expresiones superficiales son el anticlinal las Coloradas y Cerro Mesa, con ejes que se disponen en planta de manera paralela a la traza de las fallas homónimas (Fig. 6.14).

Tanto la información de superficie, como el análisis de la información de subsuelo, indican que la inversión afectó a ambas estructuras, habiéndose concentrado mayormente a lo largo de la falla Las Coloradas (Figuras 6.19, 6.20, 6.21). Ello explica el mejor desarrollo del pliegue homónimo, las altas inclinaciones que alcanzan los bancos a lo largo de su limbo frontal, como también la propagación de la deformación hacia el oeste del curso del Catan Lil observada tanto en las secciones sísmicas como en superficie.

El sinclinal Malacaras corresponde a una estructura de orientación NNO dispuesta de manera paralela al curso del río Catan Lil y del anticlinal Las Coloradas, y genéticamente vinculada al crecimiento de este último como consecuencia de la propagación de la deformación hacia el oeste. Este sinclinal se encuentra desarrollado a lo largo de la mayor parte de su traza en las secuencias continentales terciarias expuestas en el valle del Catan Lil y bien representadas a lo largo del limbo frontal del anticlinal Las Coloradas. Estas exposiciones constituyen una pieza clave en la definición de las edades de levantamiento de esta estructura como veremos en el capítulo siguiente. En su extremo septentrional, donde el eje de este pliegue se encuentra mas elevado, las secuencias terciarias han sido eliminadas por la erosión, quedando sus limbos frontal y dorsal conformados por las secuencias de los Grupos Cuyo, Lotena, y Mendoza. En este sector ubicado en las inmediaciones del paraje Fortín 1º de Mayo, la deformación se propagó hacia el oeste mediante una estructura vinculada en profundidad a la falla Las Coloradas. Esta alcanza la superficie 5 Km al oeste del extremo septentrional del anticlinal Las Coloradas, repitiendo tectónicamente las secuencias de los Grupos Lotena y Mendoza, y generando el transporte del sinclinal Malacaras hacia el poniente (Fig. 6.25).

Las secciones sísmicas que atraviesan esta estructura hacia el sur, evidencian no solo una reactivación compresiva de la falla Las Coloradas y el desarrollo de estructuras antitéticas menores de vergencia oriental afectando el limbo dorsal del anticlinal homónimo, sino también la formación de estructuras de menor ángulo que cortan el bloque bajo propagando la deformación hacia el oeste (Figuras 6.19, 6.20, 6.21).

La deformación se resolvió de esta manera a partir de la reactivación contraccional de las estructuras extensionales mesozoicas, habiéndose concentrado la mayor parte de la misma a lo largo de la falla Las Coloradas, como también a partir de la formación de nuevas estructuras de menor ángulo asociadas a las estructuras principales.

Configuración estructural del sector del codo del Catan Lil

En el sector ubicado al sur del codo del Catan Lil, la inversión tectónica parece no haber jugado un rol tan importante en comparación con los segmentos ubicados al norte. El hecho de no contar con información de subsuelo para este sector, dificulta la interpretación de las estructuras en profundidad. La escasa cobertura vegetal que presenta este sector, ha permitido sin embargo caracterizar la configuración estructural del mismo a partir de información de superficie y la interpretación de fotografías áreas y modelos de elevación digital de la zona.

Una serie de pliegues y fallas de orientación norte-sur con buena continuidad y expresión superficial afectan la cubierta mesozoica y terciaria del sector. Estas estructuras presentan mayormente una vergencia occidental y se encuentran segmentadas a lo largo de su rumbo por una serie de lineamientos oblicuos de orientación NO, los cuales corresponden a estructuras extensionales correspondientes a la fase de *rift* mesozoica (Fig. 6.18).

El anticlinal La Esperanza constituye la más oriental de las estructuras, extendiéndose con rumbo norte-sur por unos 10 km al sur de la ruta nacional 40. Constituye un anticlinal asimétrico de vergencia occidental desarrollado en las secuencias del Grupo Mendoza. Su flanco oriental más tendido presenta inclinaciones en torno a los 20ºE, estando su limbo frontal vinculado a una falla de vergencia al oeste que sobrepone las rocas del Grupo Mendoza a las sedimentitas terciarias de la Formación Chimehuin. En su segmento septentrional esta estructura se encuentra cubierta por niveles basálticos terciarios, los cuales se encuentran afectados por el desarrollo de la misma.

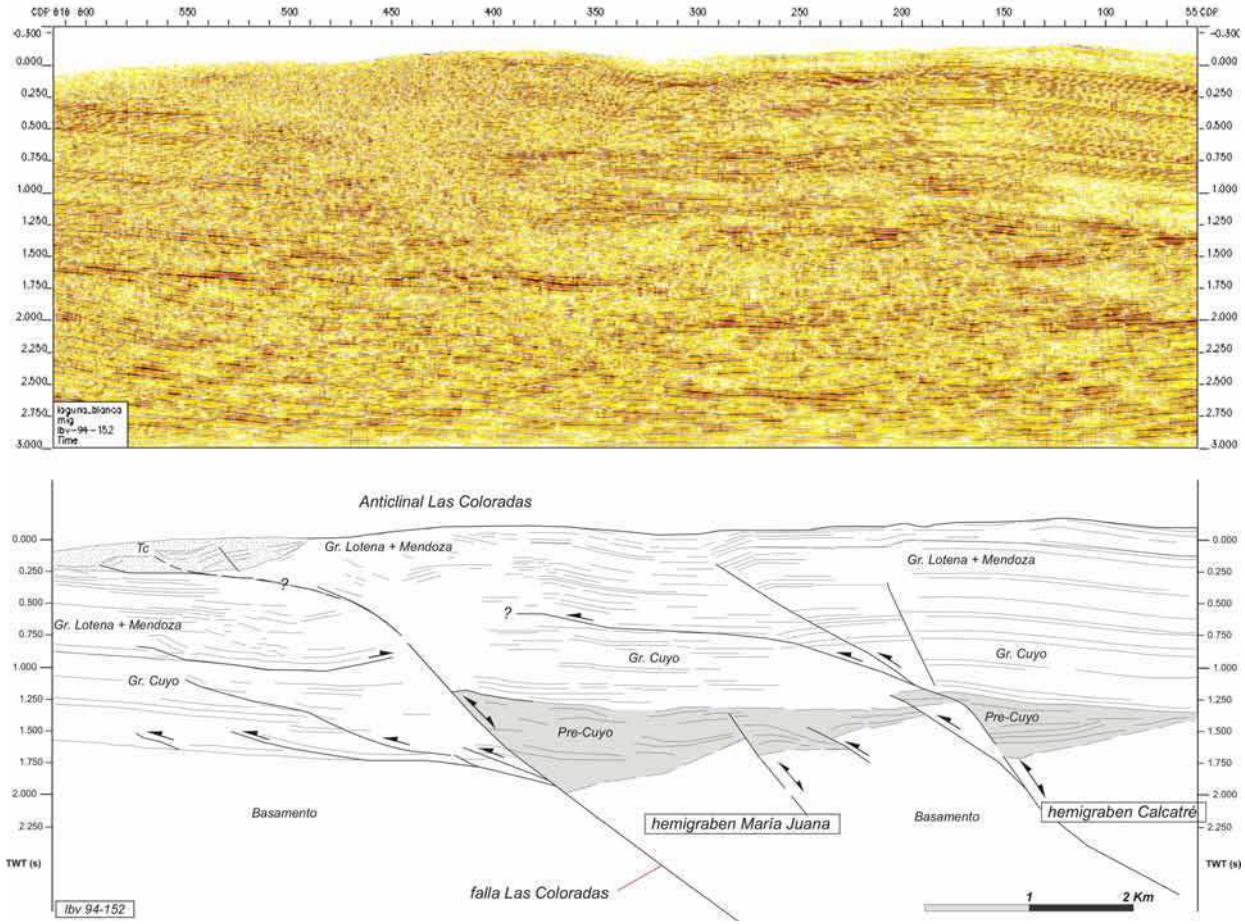


Figura 6.19. Línea 94-152 en tiempo de velocidad doble e interpretación estructural correspondiente. Esta sección este-oeste se ubica inmediatamente al este de Las Coloradas y atraviesa a los anticlinales Las Coloradas y Calcatré, los cuales constituyen la expresión superficial de los hemigrábenes Maria Juana y Calcatré respectivamente. En esta sección puede apreciarse claramente como la deformación se resuelve con la inversión de estructuras extensionales previas y la formación de estructuras de menor ángulo en el bloque bajo (Ubicación en Figura 6.18).

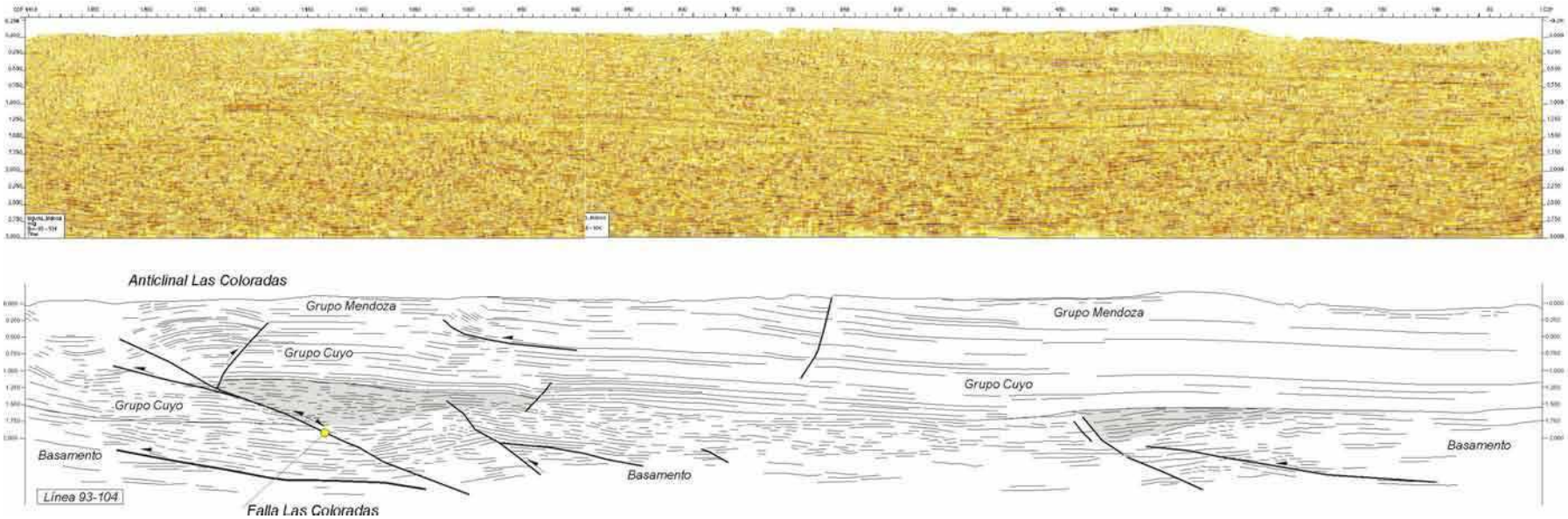


Figura 6.20. Línea 93-104 de orientación este-oeste ubicada a los 39º30' aproximadamente y la interpretación estructural correspondiente (para ubicación véase Figura 6.14). La deformación se concentra esencialmente alrededor de la falla Las Coloradas, resolviéndose a través de la inversión de esta estructura, como también a partir de la formación de estructuras más tendidas en el bloque bajo y una falla menor de vergencia oriental que afecta al limbo dorsal de esta estructura anticlinal. Nótese asimismo la presencia de un sinclinal en el bloque bajo (Ubicación en Figura 6.18).

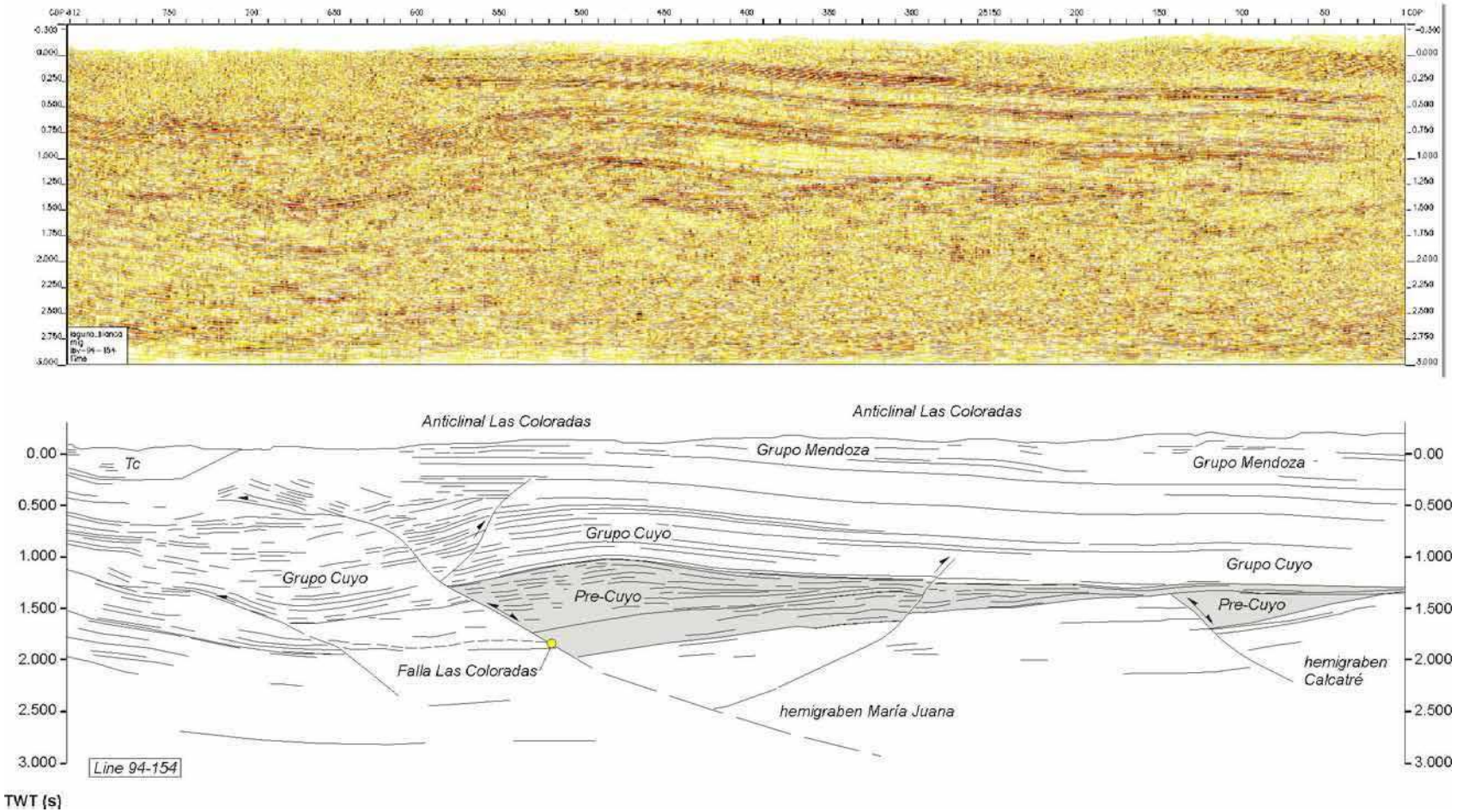


Figura 6.21. Línea 94-154 de orientación este-oeste ubicada unos pocos kilómetros al sudeste de Las Coloradas y la interpretación estructural correspondiente (para ubicación véase Figura 6.14).

El crecimiento de este anticlinal como una estructura con vergencia al oeste plegó los niveles que formaban parte de una extensa meseta basáltica, alcanzando a fallarlos en el frente del anticlinal, donde el rechazo esta en el orden de los 100 metros. En el extremo austral de esta estructura es posible reconocer un esquema similar. Allí, un mismo nivel basáltico presenta una diferencia topográfica de unos 80 metros entre el bloque elevado y el bloque bajo de esta falla.

Un sinclinal frontal desarrollado en la Formación Agrio y en las secuencias volcanosedimentarias terciarias se asocia directamente al anticlinal La Esperanza inmediatamente al oeste del mismo. Este sinclinal de orientación norte-sur constituye una depresión local rellenada por espesores variables de los depósitos sinorogénicos terciarios de la Formación Chimehuin, los cuales aparecen expuestos a lo largo del eje y de los flancos de esta estructura con inclinaciones que no superan los 20º. Esta pequeña cuenca terciaria se encuentra limitada de esta manera por dos estructuras anticlinales: el anticlinal La Esperanza al oeste, y el anticlinal Pailalen al este, por lo que puede interpretarse como una pequeña cuenca de *piggy back* desarrollada entre ambas estructuras y transportada pasivamente hacia el poniente (Fig. 6.18).

El anticlinal Pailalen constituye otra de las estructuras salientes del sector. Este anticlinal asimétrico de vergencia occidental desarrollado en las sedimentitas de la Formación Agrio, presenta un eje de rumbo norte-sur dispuesto de manera paralela unos cuatro kilómetros al oeste del anticlinal La Esperanza (Fig.6.18). A lo largo de su limbo dorsal las secuencias de la Formación Agrio se presentan con inclinaciones de hasta 10º, sobre estas se disponen las sucesiones terciarias de la Formación Chimehuin con inclinaciones algo menores. La fuerte asimetría de este anticlinal se manifiesta en las altas inclinaciones que alcanzan las capas de su flanco occidental, con valores cercanos a los 90º y segmentos a lo largo de los cuales los estratos se encuentran rebatidos como consecuencia del empuje hacia el oeste. Esta estructura se vincula a una falla de inclinación al este que recorre su flanco occidental, poniendo en contacto tectónico las sucesiones cretácicas con las secuencias volcanosedimentarias terciarias. Tanto el eje del anticlinal como la traza de la falla Menalkenun se encuentran segmentadas a lo largo de su rumbo por tres lineamientos oblicuos de rumbo NO vinculados a estructuras de basamento. Las cuatro culminaciones que presenta el anticlinal a lo largo de su rumbo, coinciden con la posición de las estructuras oblicuas mencionadas.

El sinclinal Las Overas se extiende de manera paralela a lo largo del bloque bajo. Sus flancos están formados por las exposiciones de la Formación Agrio, sobre las que se asientan espesores variables de las sedimentitas continentales miocenas, las cuales forman parte del mismo, habiéndose depositado a lo largo de su eje en lo que se puede interpretar como una pequeña cuenca intermontana de características similares a las que se observan en el área. En su segmento septentrional, el eje del sinclinal Las Overas atraviesa la meseta basáltica del cerro Mesa. Los basaltos que rematan la secuencia forman parte de los flancos del mismo, con inclinaciones de hasta 10º al este y al oeste.

Hacia el oeste, en las inmediaciones de intersección de la ruta nacional 40 con la ruta provincial 23 se ubica el anticlinal del codo del Catan Lil (Leanza *et al*., 2003). El eje de este pliegue sufre una serie de inflexiones alrededor de un eje de orientación general norte-sur ubicado sobre la margen izquierda del río Catan Lil y desarrollado en los conglomerados de la Formación Quebrada del Sapo (Grupo Mendoza). El flanco oriental de esta estructura presenta inclinaciones de hasta 60ºE, y su segmento norte parece estar controlado por una falla de vergencia oriental.
Las exposiciones miocenas vuelven a parecer expuestas un tanto al este, recostadas sobre el flanco oeste del anticlinal del codo de Catan Lil. Estas forman parte del sinclinal Cayuleff, cuyo eje se extiende con orientación norte-sur desde el paraje Catan Lil hacia el sur (Fig.6.18). Las exposiciones de la Formación Chimehuin se apoyan a su vez en discordancia sobre las secuencias cretácicas del Grupo Mendoza, las que forman parte de esta estructura presentando inclinaciones de hasta 28º tanto al este como al oeste.
Hacia el este y sudoeste del anticlinal del codo del Catan Lil se destacan las exposiciones del Grupo Cuyo y de las rocas del ciclo precuyano. Estas se presentan formando parte de una serie de pliegues de mediana escala bien expresados al este y norte de la laguna el Salitral, y forman parte del uno de los depocentros mesozoicos del sector sudoccidental de la cuenca neuquina. La generación de espacio de acumulación a lo largo del mismo estuvo controlada por la falla Andalhue, una estructura NNO y que fue invertida durante el ciclo andino como una falla de vergencia oriental, llevando las secuencias de *synrift* a la superficie (Fig.6.27).

El hecho de no disponer de información de subsuelo para este sector, limita considerablemente la interpretación de las estructuras observadas en superficie. La

buena continuidad de las principales estructuras del sector a lo largo de su rumbo, sumado a las cortas distancias que separan a los ejes de plegamiento, y a una orientación preferencial norte-sur de los trenes estructurales, permitirían inferir sin embargo un menor control relativo del basamento en la estructuración posterior del sector respecto del segmento ubicado inmediatamente al norte.

La mayor oblicuidad de las fallas normales mesozoicas al sur del codo del Catan Lil, habría propiciado de esta manera la formación de nuevas estructuras de orientación dominante norte-sur, a diferencia de lo que se observa inmediatamente al norte, en donde una disposición NNO de las fallas de basamento favoreció la inversión a lo largo de las mismas, siendo las estructuras expresadas en superficie resultado directo de este proceso. La falla Andalhue, de rumbo NNO, sería la única dentro del conjunto de fallas extensionales del sector sur con evidencias de haber sufrido una inversión apreciable a lo largo de su traza.

6.4 Secciones estructurales balanceadas (dominio externo)

Sobre la base de información de superficie y de subsuelo, y con el fin de elaborar un modelo geométrico-cinemático de la faja plegada a estas latitudes que incluya las principales estructuras descriptas y elementos morfotectónicos mencionados, se construyeron una serie de secciones estructurales de orientación dominante este-oeste entre los 38º15’ y los 40ºS (Figuras 6.22 a 6.27). Su ubicación fue escogida en función de la disposición de información de subsuelo y/o superficie, y de una orientación ortogonal respecto de los principales elementos estructurales del área (Figuras 6.9 y 6.18). Tres secciones corresponden al segmento ubicado al norte de Fortín 1º de Mayo, y otras tres al segmento ubicado al sur de esta localidad. Una serie de secciones menores de escasos kilómetros de longitud ubicadas en sitios clave completan el análisis del área.

Dada la escasa cubierta sedimentaria y la participación dominante del basamento en la deformación del segmento ubicado al norte, las tres secciones allí realizadas no han sido restituidas. Las características del sector ubicado al sur de Fortín 1º de Mayo, permitieron sin embargo la restitución mediante el método de longitud de línea, de tres secciones realizadas a lo largo de este segmento con el fin de cuantificar el acortamiento sufrido por la faja plegada a estas latitudes.

Las tres secciones ubicadas al norte (secciones La Atravesada, Kilca y Llamuco), muestran que el sector está controlado por grandes estructuras de inversión que involucran al basamento en la deformación. Ello provoca que en la faja plegada y corrida se reconozcan una serie de bloques levantados, que en algunos casos dan lugar a grandes estructuras anticlinales (Figuras 6.22, 6.23 y 6.24).

Las grandes estructuras desarrolladas en el área, en parte debido a la existencia de discontinuidades corticales previas, dieron lugar a importantes levantamientos que se expresan en el desarrollo de los principales elementos topográficos de la zona.

Los rasgos estructurales observados en superficie en las inmediaciones de las estructuras principales, son interpretados mayormente como asociados a estructuras de atajo desarrolladas mayormente en los bloques yacentes y vinculadas a las fallas de inversión en profundidad. Buenos ejemplos de esto lo constituyen las estructuras desarrolladas en el frente de la Cordillera de Catan Lil y en los faldeos occidentales del cerro La Atravesada. Estas estructuras trasmitieron la deformación hacia el oeste, involucrando a las secuencias terciarias en la deformación.

Parte del levantamiento de la Cordillera de Catan Lil estaría dado asimismo por la inserción de una cuña de basamento por debajo de la misma. Esta cuña se vincularía a un escalón en el nivel de despegue del basamento si se toman como referencia los modelos de Zapata et al. (1999) para el segmento ubicado inmediatamente al norte a lo largo de la faja plegada y corrida del Agrio.

El avance de esta cuña hacia el este habría favorecido de este modo el ascenso del Catan Lil como un bloque de vergencia occidental a partir de la reactivación de discontinuidades corticales previas y la generación de nuevas estructuras de orientación dominante norte-sur.

Las secciones ubicadas al sur de Fortín 1º de Mayo (secciones Fortín 1º de Mayo, Las Coloradas y codo del Catan Lil) demuestran asimismo la importante participación del basamento en la deformación.

A lo largo de las secciones Las Coloradas y Fortín 1º de Mayo la deformación se resolvió a través de la inversión de una serie de hemigrábenes, concentrándose esencialmente a lo largo de la falla Las Coloradas (Figuras 6.22 y 6.23). La reactivación contraccional de esta estructura propagó la deformación a la cubierta mesozoica, afectando asimismo a los depósitos miocenos expuestos a lo largo del flanco occidental del pliegue homónimo. El desarrollo de una serie de fallas de atajo en el bloque yacente propagó la deformación hacia el oeste dando lugar a la formación de

un extenso sinclinal desarrollado en las secuencias mesozoicas a lo largo de cuyo eje se desarrolló una pequeña cuenca intermontana en la que se depositaron las secuencias sinorogénicas terciarias. La propagación de la deformación al poniente generó a su vez el transporte pasivo de este depocentro intermontano hacia el oeste.

En la sección del codo de Catan Lil el rol de la inversión tectónica es importante en el sector occidental, concentrándose esencialmente a lo largo de la falla Andalhue, la cual lleva las secuencias del ciclo precuyano a superficie generando un alto relieve estructural en el sector (Figuras 6.24 y 6.25). Hacia el este, las estructuras anticlinales de vergencia occidental con ejes elongados en dirección norte-sur, pueden ser interpretadas como el resultado del desarrollo de estructuras de mediano ángulo asociadas a estructuras de basamento mesozoicas que propagan esencialmente la deformación dentro de la cubierta sedimentaria (Fig. 6.25). Entre los ejes de las principales estructuras del sector se destacan una serie de cubetas a lo largo de las cuales se concentraron espesores variables de depósitos continentales de edad miocena.

La restauración de las secciones permitió estimar el acortamiento sufrido por la faja plegada y corrida a estas latitudes. Este varía desde un 6% para la sección al sur del codo del Catan Lil, hasta un 12.3% para la sección a la latitud de Fortín 1º de Mayo, pasando por un 7% (sección Las Coloradas). Estos valores muestran un gradual decrecimiento en los valores de acortamiento hacia el sur y son consistentes con una zona donde la inversión tectónica jugó un rol relevante. Además, se enmarcan dentro del rango de valores estimados a lo largo de la faja plegada y corrida del Agrio, los cuales van desde un 8 a un 14% (Zamora Valcarce, 2006). Las mayores tasas corresponden al sector en donde la participación del basamento es menor y en donde las estructuras de piel fina juegan un rol relevante.

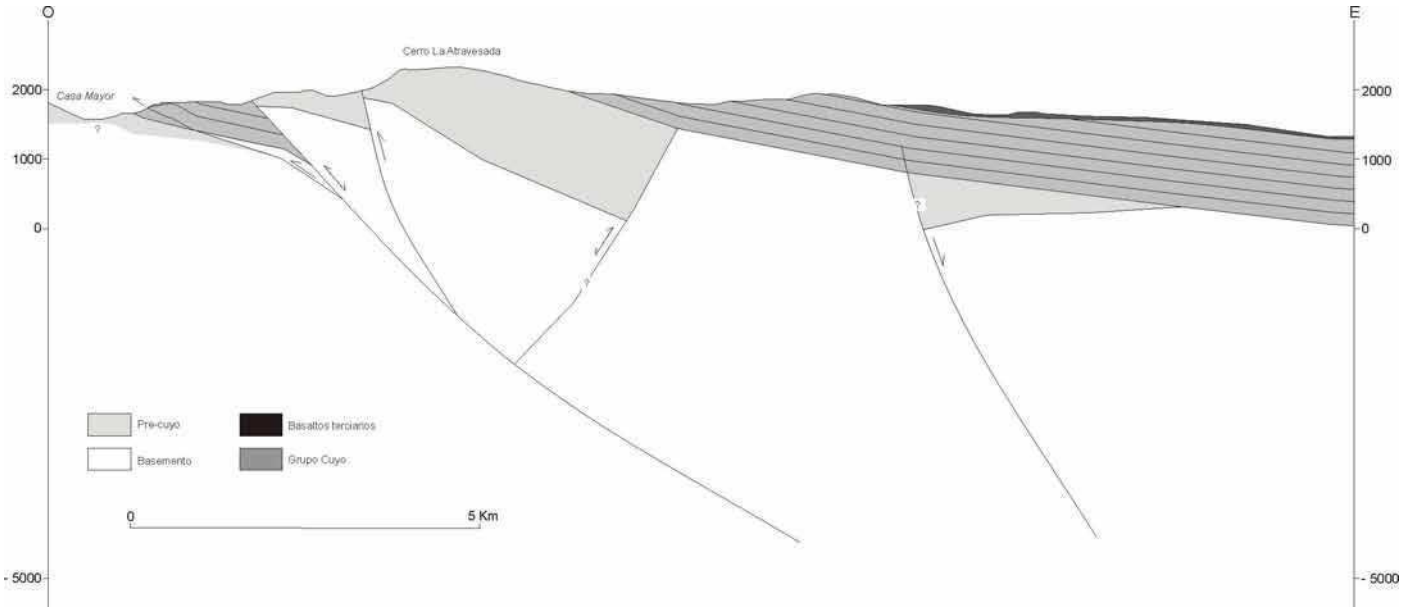


Figura 6.22. Sección estructural este-oeste a través del extremo norte de la Cordillera del Chachil (Cerro La Atravesada). Véase ubicación en Figura 6.9.

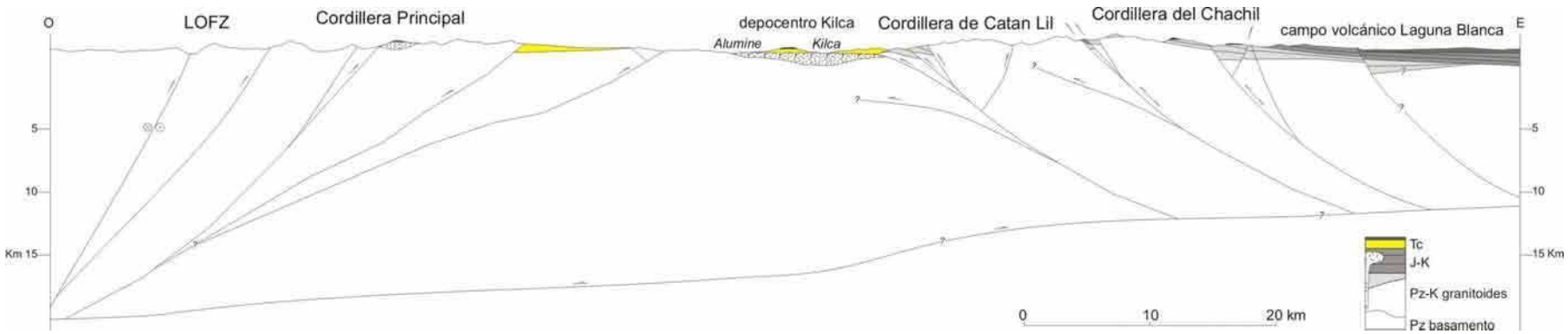


Figura 6.23. Sección estructural este-oeste a través de las Cordilleras de Catan Lil y Chachil (para ubicación véase Figura 6.9). Esta sección incluye ambos dominios estructurales. Nótese como la vergencia opuesta de las estructuras determinan la presencia de una zona triangular de piel gruesa coincidente con el valle del río Aluminé.

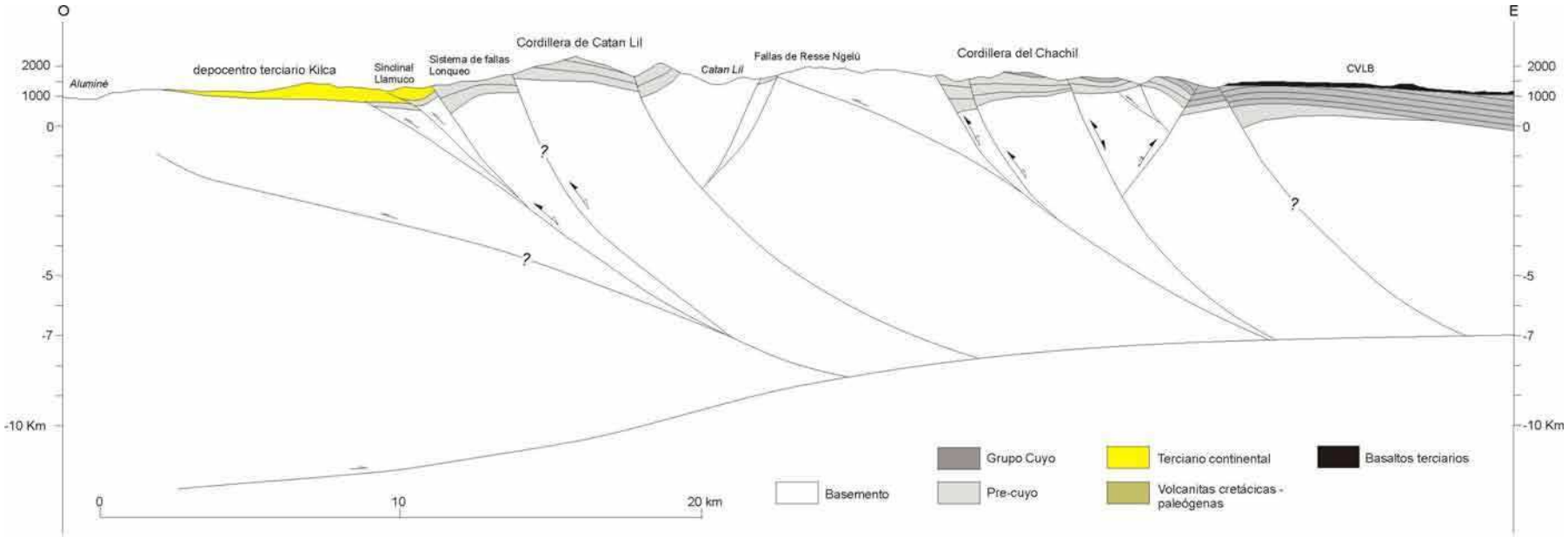


Figura 6.24. Sección estructural este-oeste a través de las Cordilleras de Catan Lil y Chachil (para ubicación véase Figura 6.9).

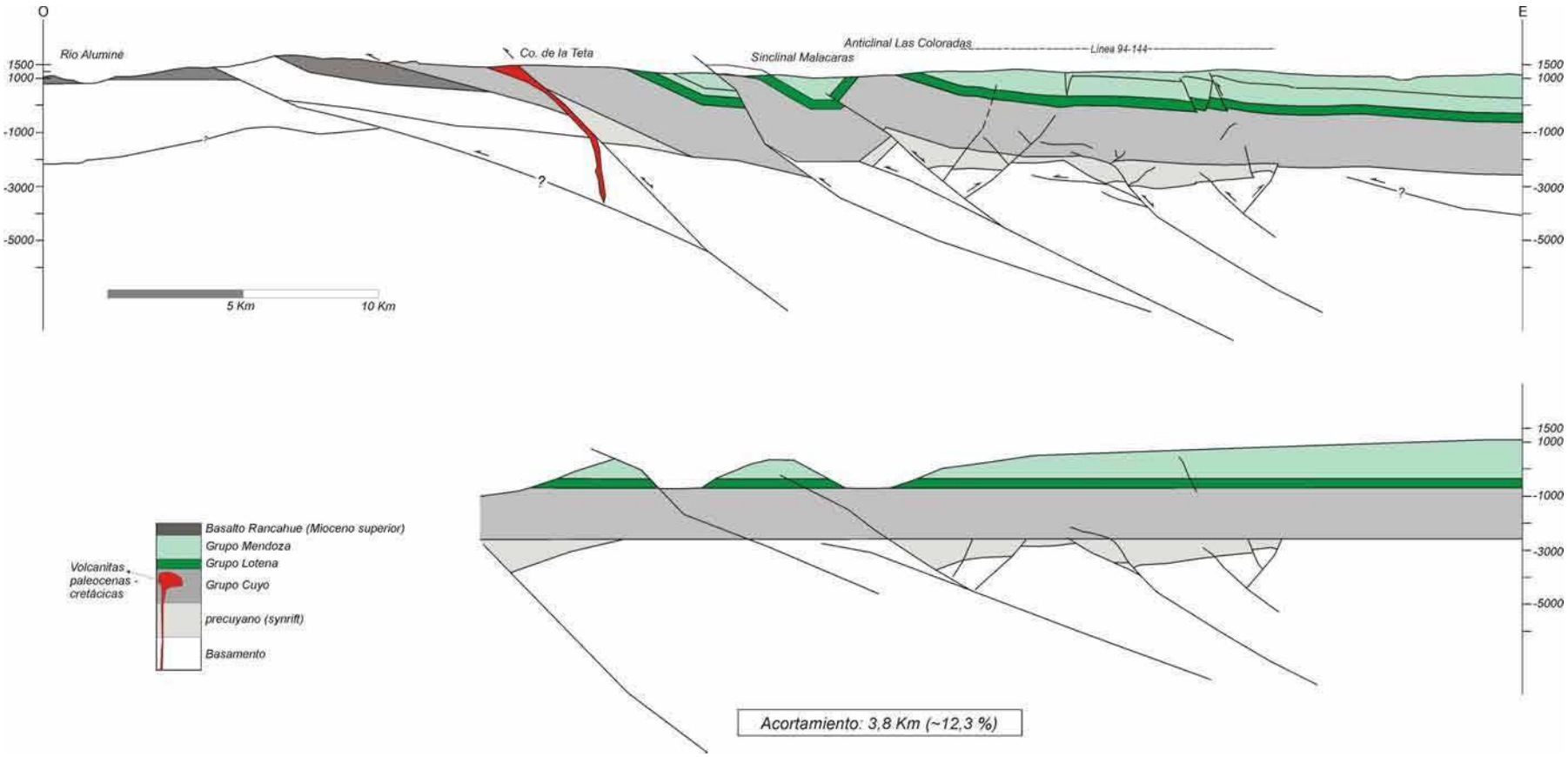


Figura 6.25. Sección estructural este-oeste a través del extremo septentrional del anticlinal Las Coloradas y el sinclinal Malacaras en las inmediaciones de Fortín 1º de Mayo (véase ubicación en Figura 6.14).

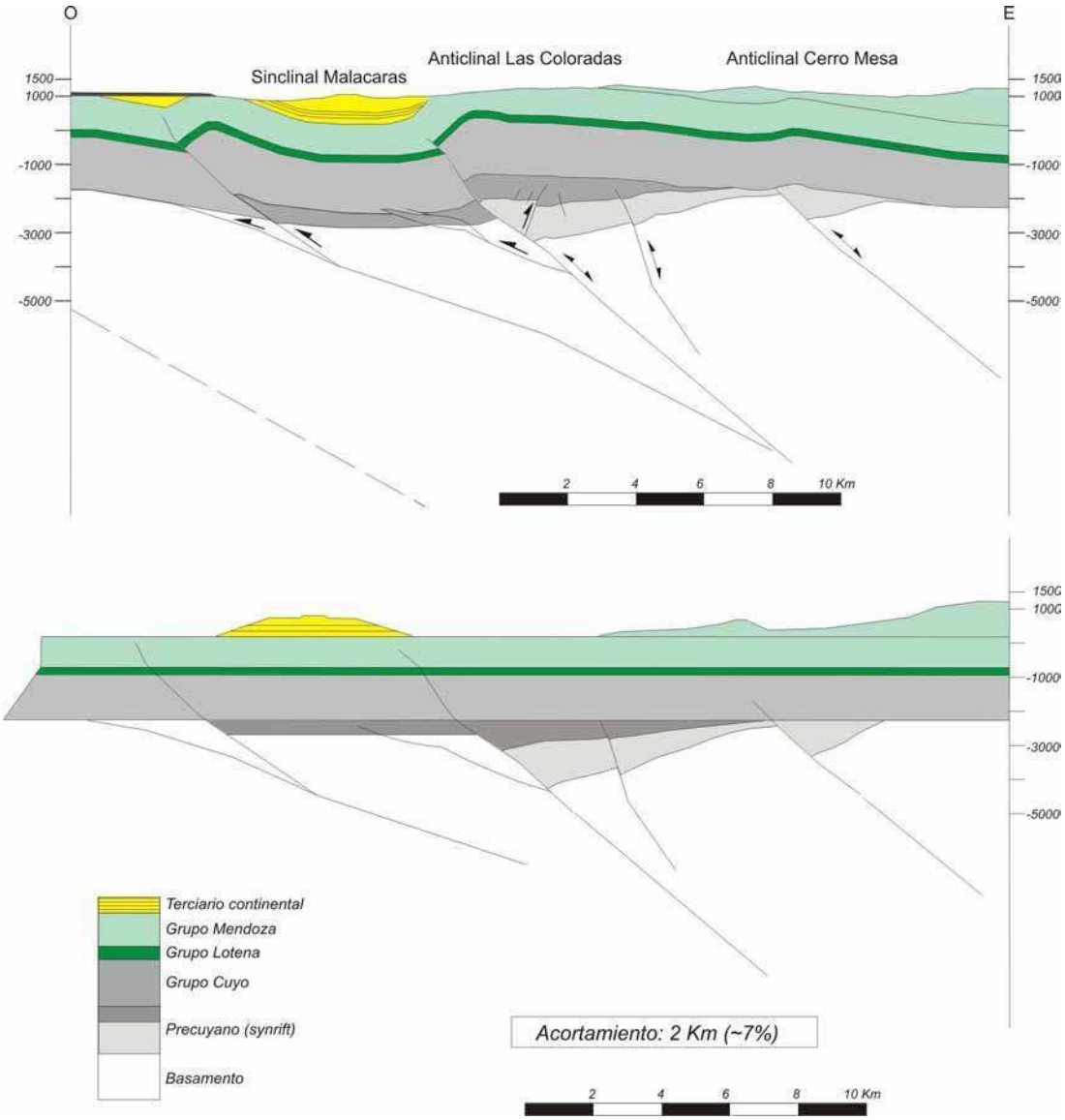


Figura 6.26. Sección estructural este-oeste a través de los anticlinales Las Coloradas y Calcatré al sudeste de Las Coloradas (véase ubicación en Figura 6.14).

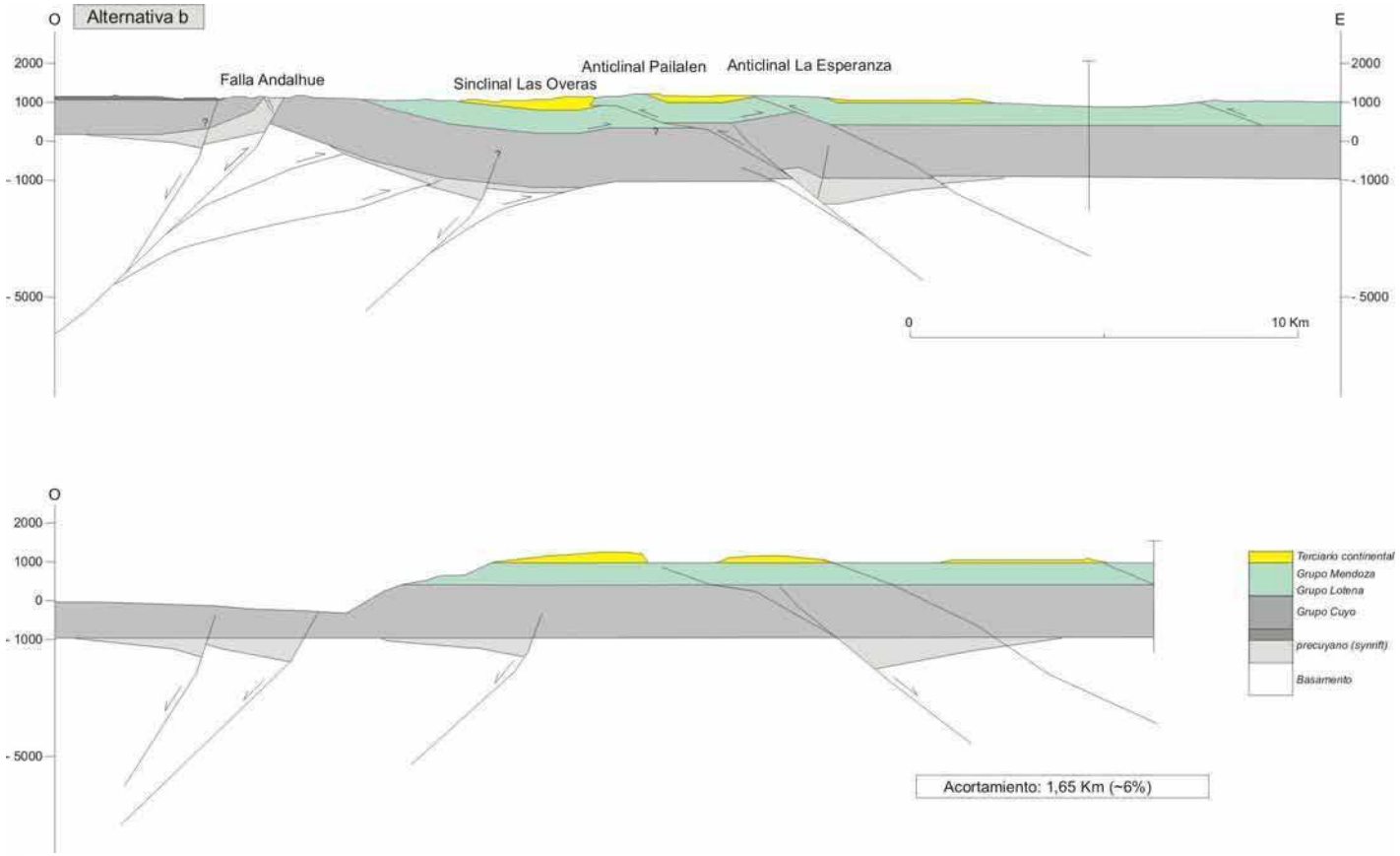


Figura 6.27. Sección estructural este-oeste al sur del codo del Catan Lil . Alternativa a (véase ubicación en Figura 6.14).

6.5 Discusión y conclusiones

El estudio estructural del retroarco andino entre los 38º15' y los 40ºS permite dividir a la región en dos dominios estructurales (García Morabito et al., 2009). Un dominio interno caracterizado por el desarrollo de fallas de mediano y alto ángulo de orientación norte-sur y vergencia al este, que propagan la deformación dentro de las sucesiones terciarias expuestas al pie del quiebre topográfico de la cordillera. En aquellos sectores en que tuvo lugar el desarrollo de cuencas de origen extensional durante el Eoceno? – Oligoceno (cuenca de Cura Mallín y cuenca de Collon Cura), existen asimismo evidencias directas e indirectas de inversión tectónica a lo largo de algunas de las estructuras que controlaron la acumulación de los productos volcanosedimentarios terciarios.

El análisis de información de superficie y de subsuelo indica que la estructura del dominio externo puede explicarse a partir del desarrollo de una faja plegada y corrida de piel gruesa y vergencia occidental a lo largo de la cual la inversión tectónica de las estructuras extensionales mesozoicas jugó un rol central.

El límite entre ambos dominios coincide con los cursos del río Bio Bio en territorio chileno y del río Aluminé en territorio argentino. Este separa dos sectores de la faja plegada y corrida con vergencia opuesta y diferentes estilos estructurales que definen una zona triangular de piel gruesa coincidente con los valles del Bio Bio y el Aluminé.

La diferencia en el estilo estructural entre ambos dominios puede atribuirse a la arquitectura extensional mesozoica, caracterizada por una serie de depocentros de orientación NNO y NO desarrollados esencialmente a lo largo del dominio externo.

El patrón estructural de la inversión depende del rumbo y la geometría de las fallas extensionales y de transferencia que definen los depocentros, como también de la orientación de los esfuerzos compresivos (Lowell, 1995).

La mayor parte de las fallas normales invertidas identificadas tanto en superficie como en subsuelo a lo largo del dominio externo, corresponden mayormente a estructuras de orientación NNO, y en menor medida a estructuras de rumbo NE y este-oeste. Estas constituyen rasgos de primer orden que controlan el levantamiento de los principales elementos topográficos del sector. Aquellas fallas normales de orientación ONO a NO identificadas a lo largo del retroarco andino, no presentan por el contrario evidencias significativas de reactivaciones contraccionales, lo que podría explicarse

por su mayor oblicuidad respecto de las direcciones de contracción durante el ciclo andino.
La inversión tectónica fue de esta manera un proceso selectivo, habiéndose concentrado esencialmente a lo largo de las estructuras de orientación NNO.
En aquellos sectores en que la oblicuidad o la alta inclinación de las estructuras extensionales hizo de la inversión un proceso mecánicamente inviable, se favoreció el desarrollo de nuevas estructuras de orientación dominante norte-sur con ángulos de corte más tendidos.

El proceso de inversión se produjo en una serie de etapas diferenciadas que van desde el Jurásico inferior al Mioceno superior. Cada uno de estos estadios se asocia entre otros parámetros, a una determinada dirección y velocidad de convergencia entre las placas oceánicas y América del Sur (Pilger, 1984; Pardo Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005). La dirección de los esfuerzos transmitidos hacia el antepaís durante cada una de estas etapas de deformación, y su angularidad respecto de las estructuras previas, constituyen un factor clave para comprender el patrón de inversión del área.

La determinación de las distintas fases de deformación que afectaron al área, la orientación de los esfuerzos contraccionales durante cada una de ellas y su vinculación a los procesos de inversión del área, serán abordados en los siguientes capítulos. Por el momento sólo es posible afirmar que la orientación de los esfuerzos en un sentido NO a partir del Jurásico favoreció la primer etapa de inversión principalmente en aquellas estructuras de orientación NE y este-oeste como se vio en capítulo anterior. Las etapas subsiguientes produjeron principalmente la inversión de aquellas estructuras orientadas según un rumbo NNO.

Los valores de acortamiento orogénico derivados de las secciones balanceadas se enmarcan dentro de los valores medios obtenidos para secciones ubicadas a lo largo de la faja plegada y corrida del Agrio (Zamora Valcarce, 2006), por lo que no parecen existir grandes variaciones latitudinales entre el segmento ubicado al norte y al sur de los 39ºS. Los valores obtenidos en este estudio van desde un 7% a un 13.3%, correspondiendo los mayores porcentajes a aquellos sectores en los que la deformación se resolvió no solo a partir de la inversión de las estructuras

extensionales mesozoicas, sino también a partir de la generación de estructuras de atajo y corrimientos de piel fina.

CAPÍTULO 7. EVOLUCIÓN TECTOSEDIMENTARIA TERCIARIA.

El alto de Copahue – Pino Hachado y su prolongación austral en las cordilleras de Catan Lil y del Chachil constituye uno de los elementos morfotectónicos de mayor relevancia del retroarco andino entre los 38º15' y los 40º00'S. Este sistema precordillerano se encuentra separado de la Cordillera Principal por la depresión de Bio Bio – Aluminé y se ubica unos 100 km del arco volcánico holoceno, extendiéndose en dirección NNO por más de 180 km y alcanzando alturas superiores a las del eje de la cadena andina a estas latitudes. A lo largo de sus vertientes occidentales es posible reconocer una serie de depocentros terciarios, los cuales concentran espesores variables de sucesiones volcanosedimentarias de edad miocena. Estos se han preservado a lo largo de los principales valles fluviales del retroarco, constituyendo una extensa faja de orientación NNO coincidente con la depresión de Bio Bio – Aluminé entre los 38º15' y los 39º40'S, y extendiéndose hacia el sur a lo largo de la cuenca de Collón Cura ubicada al pie de la cadena andina al sur de esta latitud (Fig. 7.1). El origen y la evolución de los mismos se encuentran pobremente constreñido. La génesis de algunas de estas depresiones fue interpretada en un modelo tectónico regional por Dalla Salda y Franzese (1987), quienes las incluyeron en un cinturón sedimentario oriental, interpretándolas como pequeñas cuencas de transtensionales vinculadas a la actividad de una serie de fallas y fracturas de transcurrencia anastomosadas durante buena parte del Terciario (Dalla Salda y Franzese, 1987; Spalletti y Dalla Salda, 1996). El origen de esta zona de depositación, y la historia terciaria del alto de Copahue – Pino Hachado y de las cordilleras de Catan Lil y del Chachil, parecen estar sin embargo estrechamente relacionadas a través de la última fase de deformación contraccional que afecto a este sector del retroarco andino (García Morabito y Ramos, 2008b; García Morabito *et al*., 2009). El estudio de estos depocentros, y su relación con los principales rasgos estructurales del área, constituye de esta manera una pieza clave en la delimitación temporal del último pulso de deformación al que fue sometida el área.

Este capítulo aborda de esta manera la evolución terciaria tectonosedimentaria de este segmento del retroarco andino a partir de la integración de información de superficie y subsuelo, y el análisis de información gravimétrica del sector.

A partir del mismo se intentará establecer un modelo tectónico que explique satisfactoriamente la génesis de estos depocentros y su vinculación a la estructuración de este segmento andino en general y del sistema precordillerano del sur neuquino en

particular, intentando acotar a su vez temporalmente la última fase de deformación contraccional que dio lugar a la configuración actual de la cadena andina a estas latitudes. Se indagará asimismo en la génesis de la cuenca de Collón Cura, y a través de ello, en la delimitación temporal y alcances de la fase extensional que afectó a este sector de los Andes en forma previa a la última estructuración compresiva del sector.

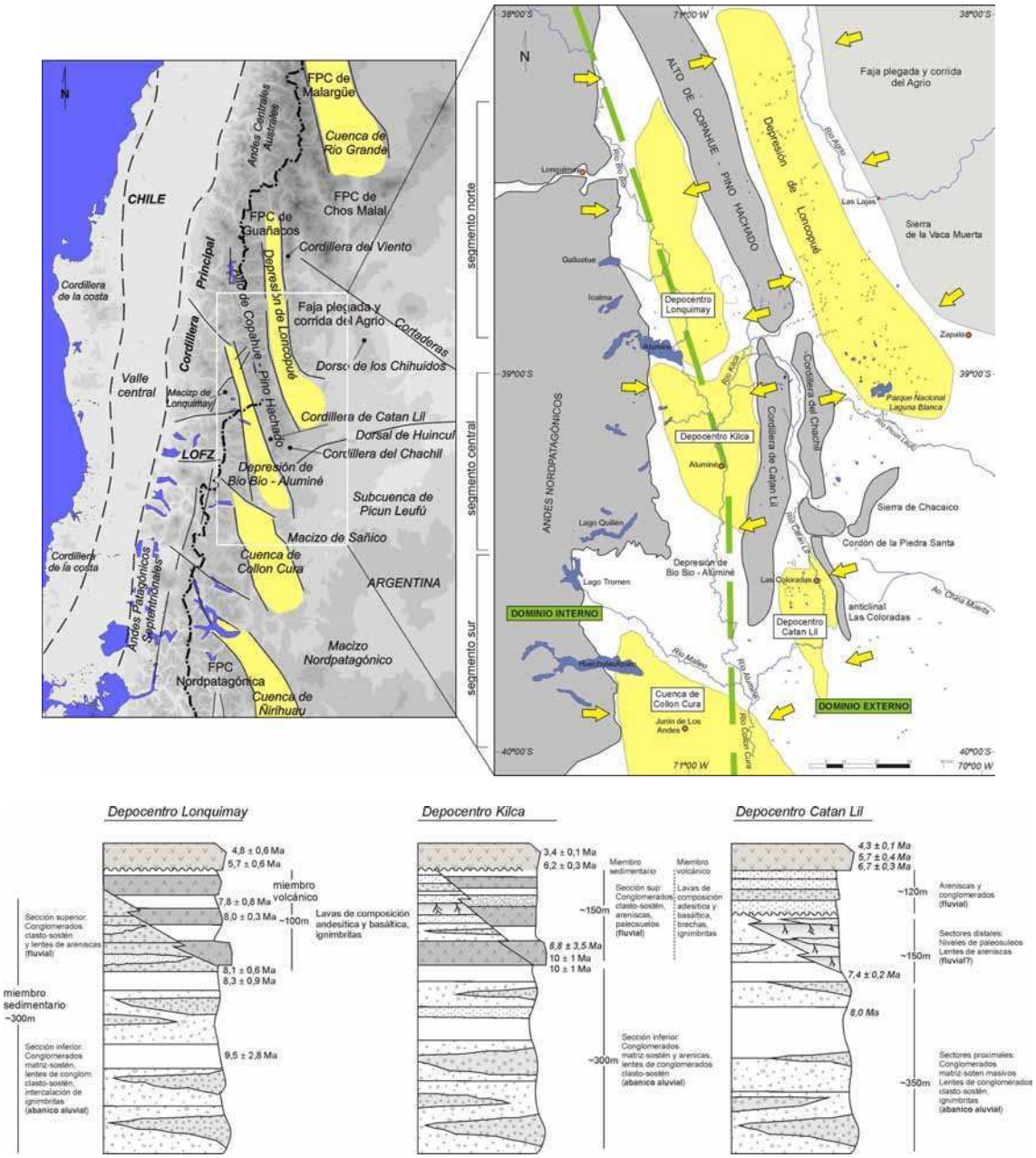


Fig.7.1. Configuración del retroarco andino entre los 38º00' y los 40º00'S. Distribución de las sucesiones volcanosedimentarias terciarias a lo largo de los principales valles fluviales de la zona. Las áreas sombreadas corresponden a la Cordillera Principal y al sistema precordillerano conformado por el alto de Copahue – Pino Hachado, las cordilleras de Catan Lil y del Chachil, el cordón de la Piedra Santa y la Sierra de Chacaico. Las flechas amarillas corresponden a las direcciones de aporte sedimentario. Columnas sedimentarias representativas de cada uno de los depocentros.

7.1 Segmentación latitudinal

Sobre la base de diferencias latitudinales en el estilo, la magnitud y distribución de la deformación, y en función de variaciones menores en la sucesión estratigráfica es posible diferenciar tres segmentos a lo largo del retroarco andino a estas latitudes: a) un segmento norte (38º15'-38º45'S), b) uno central (39º00'-39º25'S), y c) otro sur (39º30'-39º48'S). Estos segmentos se encuentran limitados por una serie de fracturas y lineamientos transversales a la cadena andina, coincidiendo cada uno de ellos con un depocentro de edad terciaria (Fig. 7.1).

Si bien el registro sedimentario terciario se encuentra expuesto de manera relativamente continua a lo largo de la depresión de Bio Bio – Aluminé y del retroarco en general, existen interrupciones locales en el mismo dadas por diferentes accidentes geográficos y estructurales, lo que permite individualizar distintos depocentros a lo largo de la depresión de Bio Bio – Aluminé y del sector que se extiende al pie de la Cordillera Principal hacia el sur. Estos corresponden de norte a sur al depocentro Lonquimay ubicado en el valle del río Bio Bio, al los depocentros Kilca y Catan Lil, y a la cuenca de Collón Cura desarrollada al sur de los 39º40'S (Fig. 7.1).

Estas cubetas sedimentarias tienen su correlato en mapas de anomalías gravimétricas residuales obtenidos para este segmento del retroarco (Figuras 7.3 y 7.4). Estos, han contribuido a su ubicación y delimitación precisa, particularmente en aquellos sectores del retroarco interno ampliamente cubiertos por vegetación, como también a la identificación de diferentes rasgos a escala cortical del sector.

7.2 Análisis e interpretación de datos gravimétricos.

Los datos gravimétricos utilizados en el cálculo de campo residual isostático del segmento del retroarco andino comprendido entre los 38º y los 41ºS a partir de la anomalía de Bouguer observada, forman parte de una base de datos que incluye mas de 54.000 puntos de medición entre los 36º y los 42ºS a lo largo de las principales rutas y caminos de la región, con un espaciado promedio de entre 3 y 5 Km. La base de datos utilizada proviene de una compilación de diferentes fuentes que incluyen aquellas correspondiente al proyecto "*Collaborative Research Center, SFB-267*" titulado "*Deformation Processes in the Andes*" (Oncken *et al*., 2006). Esta base de datos (SFB-267) consiste específicamente en una serie de datos obtenidos en la campaña MIGRA2000 (Schmidt y Götze, 2006), datos aportados por Repsol-YPF y datos gravimétricos medidos por la Universidad de Chile y compilados por Araneda *et al*. (1999).

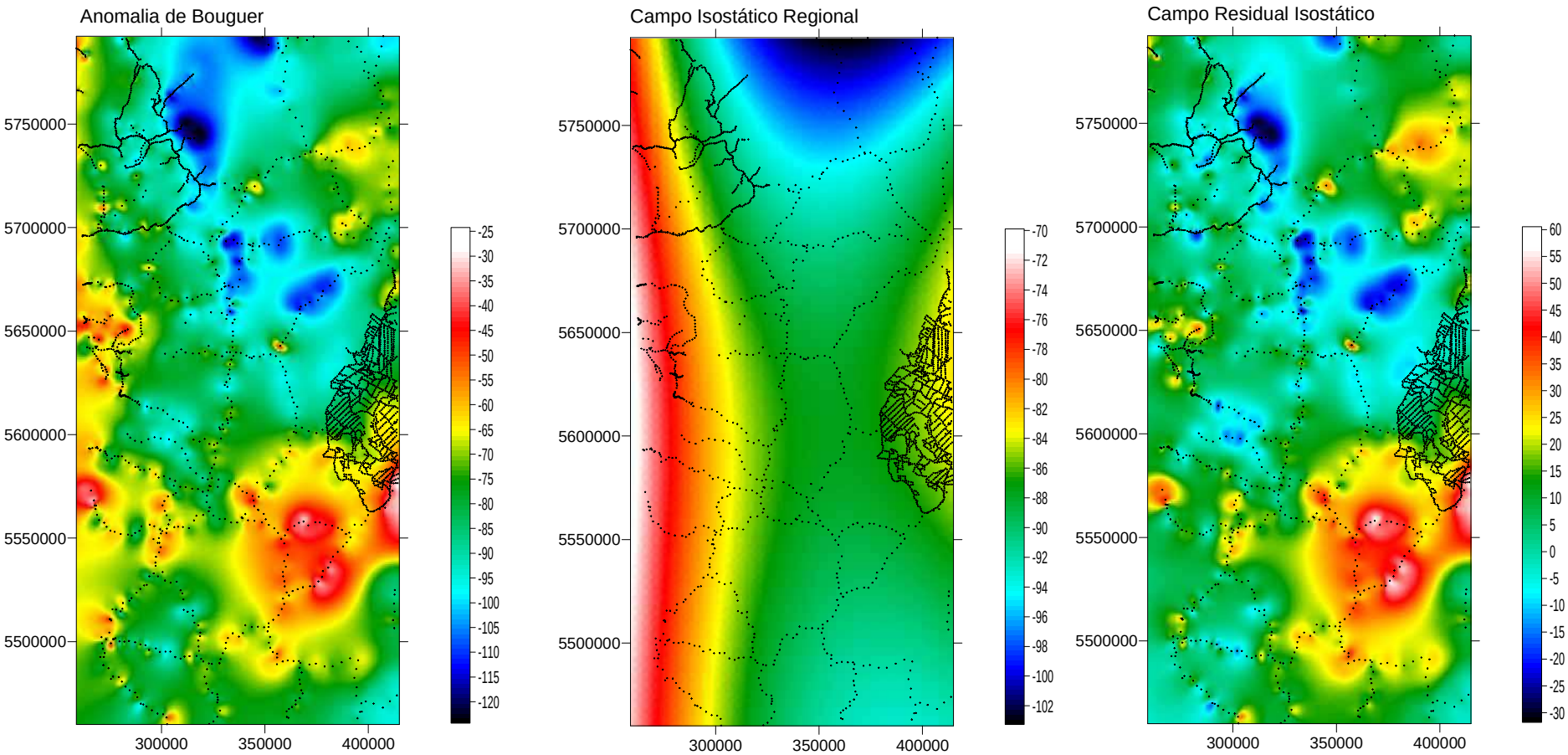


Fig.7.2. Mapas gravimétricos del retroarco andino entre los 38º y los 40ºS en coordenadas UTM: anomalía de Bouguer, campo isostático regional, y campo residual isostático. Los puntos negros corresponden a las estaciones de medición ubicadas a lo largo de las principales rutas y caminos de la región, con un espaciamiento promedio de entre 3 y 5 Km. Para explicación véase texto.

El efecto de compensación isostática de la topografía fue calculado suponiendo un modelo regional de Vening-Meinesz utilizando los siguientes parámetros: densidad de la corteza: 2,67 t m^{-3}, densidad del manto: 3,2 t m^{-3}, densidad del agua: 1,03 t m^{-3}, espesor cortical a nivel del mar: 35 Km, y una rigidez flexural de 10^{23} Nm (e.g. Götze *et al*., 1990, 1994). El efecto de gravedad del modelo de densidades fue procesado utilizando técnicas basadas en la transformada rápida de Fourier. El campo regional isostático fue sustraído luego de la anomalía de Bouguer al nivel de las estaciones. El campo residual isostático resultante se muestra en las figuras 7.2, 7.3, y 7.4 con información adicional superpuesta.

La obtención de un campo isostático regional y su sustracción a un mapa de anomalía de Bouguer observada, permite obtener un mapa de anomalías residuales isostáticas que omiten el efecto gravimétrico causado por el déficit de densidad bajo las áreas elevadas (raíces isostáticas) (Fig. 7.2). El mapa resultante muestra de esta manera las anomalías de gravedad producidas por los contrastes de densidad en la corteza, lo que permite a grandes rasgos definir dominios corticales de alta y baja densidad los cuales se asocian a máximos y mínimos del campo residual isostático respectivamente.

El mapa resultante permite de esta manera definir los límites entre contrastes de densidad corticales como también una localización de las estructuras frágiles desarrolladas en la corteza superior y una correlación entre la geología de superficie y las anomalías observadas.

Uno de los rasgos salientes del mapa corresponde a una serie de bajos gravimétricos orientados en dirección NNO que coinciden con las sucesiones terciarias acumuladas a lo largo de la depresión de Bio Bio – Aluminé definiendo un cinturón de depositación relativamente continuo (García Morabito *et al*., 2009) (Fig. 7.4). Densidades estimadas a partir de muestras tomadas en los diferentes depocentros del sector arrojaron valores entre los 2.20 t m^{-3} y 2.37 t m^{-3}. Estos bajos gravimétricos se encuentran localizados entre el alto de Copahue – Pino Hachado y el macizo de Lonquimay a lo largo del segmento norte, alcanzando valores de alrededor de -30 x 10^{-5} m/s^2 en coincidencia con el sector austral de la cuenca de Cura Mallín y el depocentro Lonquimay. Se encuentran limitados tanto al este como al oeste por altos entre 5 y 40 x 10^{-5} m/s^2 a lo largo del alto de Copahue – Pino Hachado, y valores entre 0 y 20 x 10^{-5} a lo largo del macizo de Lonquimay. Un tanto más al sur, la ubicación de un bajo gravimétrico entre -30 y -5 x 10^{-5} m/s^2 coincide con el desarrollo del depocentro Kilca en superficie.

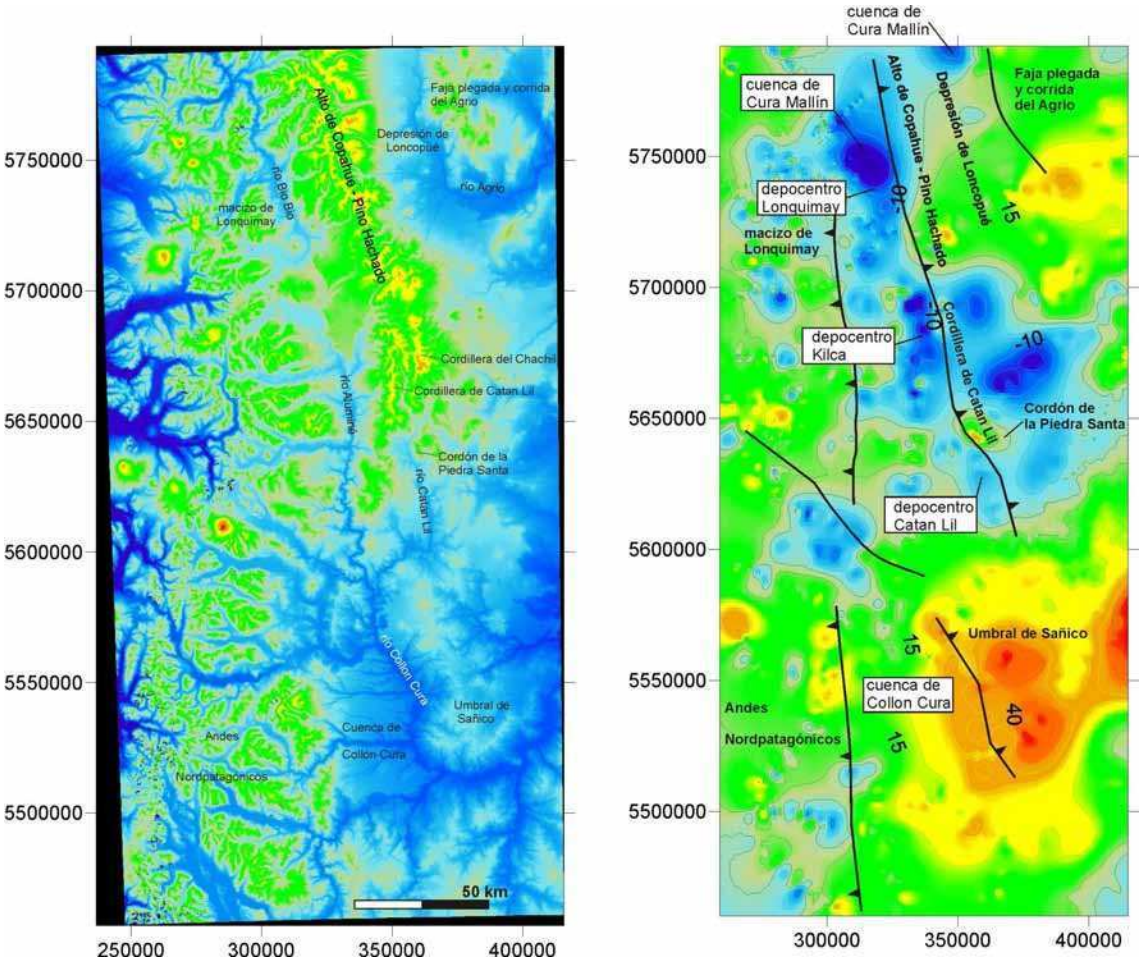


Fig. 7.3. Correlación entre la topografía, el campo residual isostático, y los principales elementos morfotectónicos del retroarco andino entre los 38º y los 40ºS en coordenadas UTM. **A.** Topografía. **B.** Campo residual isostático y rasgos geológicos superpuestos.

Un bajo gravimétrico de entre -15 y -5 x 10^{-5} m/s^2 representa la posición del depocentro Catan Lil. Este bajo define una cubeta de orientación norte-sur limitada tanto al este como al oeste por dos altos relativos de similar orientación. El alto oriental es coincidente con la posición del anticlinal Las Coloradas, una estructura de inversión tectónica y vergencia occidental que define el límite este del depocentro Catan Lil. El límite septentrional de este bajo gravimétrico esta dado por una anomalía positiva de alrededor de 40 x 10^{-5} m/s^2, la cual parece estar vinculada al cordón de la Piedra Santa, un bloque de basamento controlado a lo largo de su flanco austral por estructuras de orientación NNO y este-oeste, para cuyas muestras hemos estimado densidades de entre 2,70 t m^{-3} y 2,71 t m^{-3}.

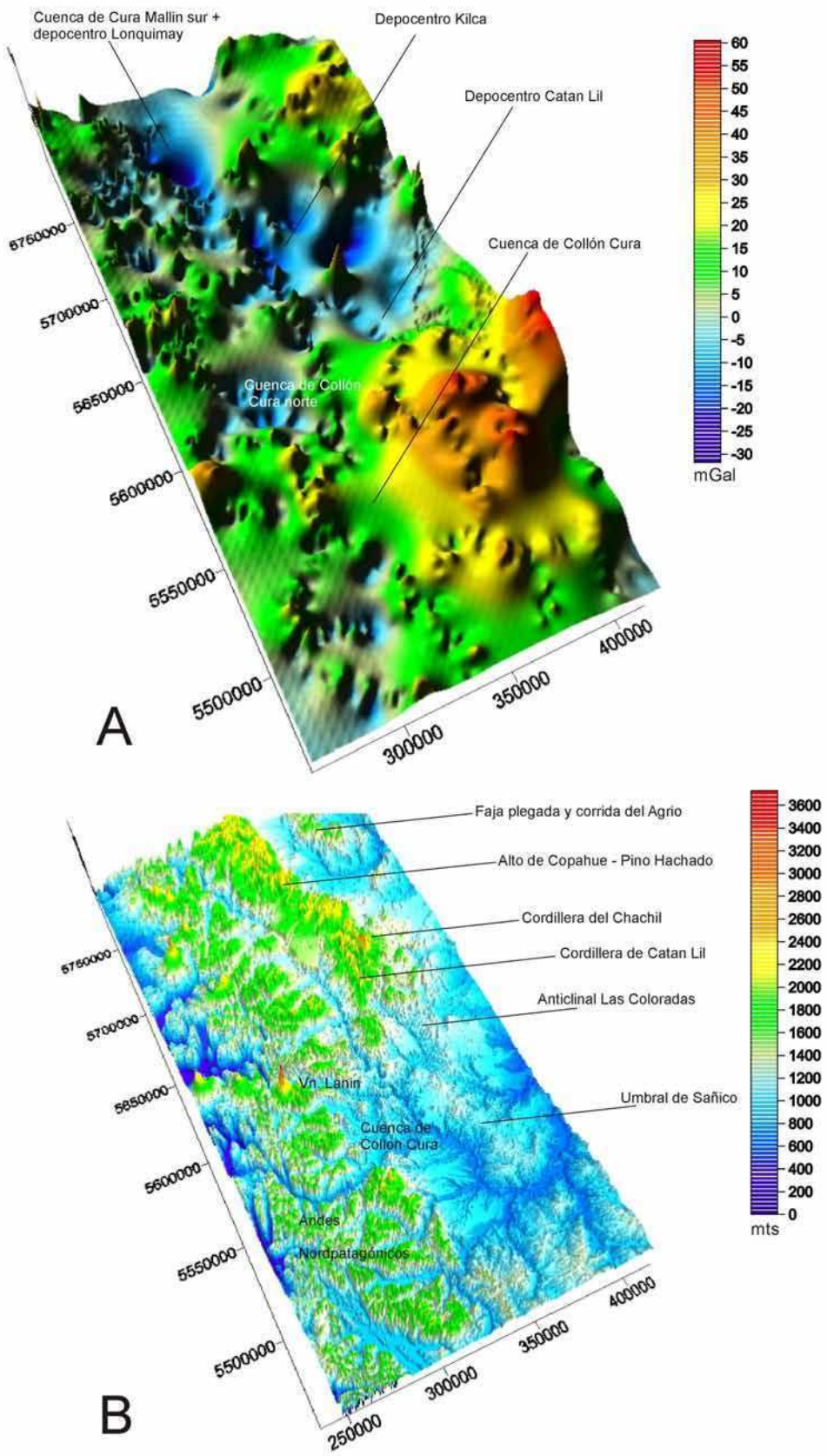


Fig.7.4. Correlación entre la topografía y el campo residual isostático del retroarco andino entre los 38º y los 40ºS. **A.** Campo residual isostático. **B.** Topografía.

Existe asimismo una coincidencia espacial entre los bloques de basamento de vergencia occidental correspondientes al umbral de Sañico hacia el sur, y una serie de altos gravimétricos con valores que alcanzan los 60 x 10^{-5} m/s2. El contraste entre estos valores altos, y aquellos ubicados entre los -5 y los 20 x 10^{-5} m/s^2 inmediatamente al oeste, parecen definir el límite oriental de la cuenca de Collón Cura. A pesar de su buen desarrollo en superficie, y de la amplia distribución de las exposiciones sedimentarias a lo largo de la misma, los valores de gravedad observados por encima de los límites de la cuenca no condicen con aquellos expresados por los depocentros ubicados más al norte. Esto podría ser adjudicado a la presencia de potentes sucesiones volcánicas y volcaniclásticas de la Formación Auca Pan en subsuelo. Estas secuencias pueden ser observadas un tanto más al oeste, donde son afectadas por una serie de fallas normales sindepositacionales que sugieren una génesis extensional para la cuenca de Collón Cura al momento de la acumulación de las sucesiones de la Formación Auca Pan. Inmediatamente al sur del lago Huechulaufquen, una serie de altos gravimétricos del orden de los 23 x 10^{-5} m/s^2 alineados en dirección norte-sur, coinciden con el frente de levantamiento de la Cordillera Principal a estas latitudes, definiendo el límite noroccidental de la cuenca.
Interpretamos un bajo gravimétrico de -25 x 10^{-5} m/s^2 ubicado por encima de la depresión de Loncopué como parte de un depocentro de la cuenca Cura Mallín cubierto por los productos volcánicos pliocuaternarios que constituyen el relleno superficial de esta depresión. Asociado al límite oriental del segmento austral de esta depresión, es posible observar un fuerte gradiente gravimétrico, el que estaría indicando la presencia de una discontinuidad a lo largo del límite con el sector interno de la faja del Agrio.

Dos bajos gravimétricos con valores de entre -30 y -10 x 10^{-5} m/s^2 ubicados al este de la Cordillera de Catan Lil resultan un tanto más difícil de interpretar. Estos bajos gravimétricos se ubican en las inmediaciones del campo volcánico Laguna Blanca, donde una serie de productos volcánicos de retroarco con edades que van del Plioceno al Holoceno aparecen cubriendo la mayor parte del área. Una interpretación posible seria relacionar dichos bajos gravimétricos a bolsones de material conductivo emplazados en la corteza, similares a los determinados por Brasse y Soyer (2001) a lo largo de una transecta ubicada inmediatamente al norte de este sector, y estrechamente vinculados a los importantes volúmenes de basaltos de retroarco que caracterizan a buena parte de este sector (Folguera *et al*., 2007).
Otra interpretación posible seria vincular estos bajos gravimétricos, particularmente el más importante de los mismos, a potentes espesores de sedimentos mesozoicos,

aunque en este sentido no existen una correlación tan marcada entre estas exposiciones y la posición de las anomalías negativas.
A lo largo de la Cordillera Principal, no parece existir por el contrario una clara correlación entre el campo residual isostático calculado, y los rasgos estructurales y geológicos superficiales observados.

7.3 Determinaciones de las edades de la última fase de deformación contraccional sobre la base de controles tectonoestratigráficos

7.3.1 Segmento norte – depocentro Lonquimay (38º15' – 38º45'S)

El alto de Copahue – Pino Hachado corresponde al rasgo topográfico más significativo de este segmento, alcanzando alturas que superan los 2.000 metros y constituyendo la divisoria de aguas a estas latitudes. Este bloque de orientación NNO se encuentra limitado tanto al este como al oeste por dos depresiones tectónicas: la de Loncopué ubicada al este, y el segmento septentrional de la depresión de Bio Bio – Aluminé al poniente, a lo largo del cual se desarrollaron la cuenca de intraarco oligocena-miocena de Cura Mallín y el depocentro Lonquimay en el Mioceno superior.
La estructura y la estratigrafía de las vertientes occidentales de este alto estructural ha sido estudiada por diferentes investigadores, destacándose especialmente los trabajos de Suárez y Emparán (1995, 1997), Rosenau (2004), y Melnick *et al*. (2006).
La extensa cobertura vegetal del sector ha conspirado en la identificación de las estructuras que llevaron al alzamiento de este bloque. A pesar de ello ha sido posible reconocer una falla de orientación norte-sur y vergencia occidental a lo largo de la vertiente occidental de este bloque (corrimiento Pino Seco de Suárez y Emparán, (1997)). Este sobrepone las sedimentitas jurásicas de la Formación Nacientes del Bio Bio, correlacionables a la Formación Los Molles, a las sucesiones terciarias de la Formación Mitrauquén.

Se le ha dado el nombre de Lonquimay, a un depocentro angosto superpuesto al segmento austral de la cuenca de Cura Mallín, y desarrollado a lo largo de la vertiente occidental del alto de Copahue – Pino Hachado. Se encuentra limitado al oeste por el macizo de Lonquimay, un bloque de basamento de vergencia oriental controlado por la falla Río Pedregoso (véase Capitulo 6, dominio interno), y concentra unos 400 metros de sucesiones volcanosedimentarias miocenas asignadas a la Formación Mitrauquén.
Esta unidad estratigráfica está formada por una sucesión de ignimbritas, lavas de composición andesítica y dacítica, y conglomerados interpretados como depositados

en un sistema de abanicos aluviales que pasa transicionalmente a un sistema fluvial entrelazado (Suárez y Emparán, 1997).

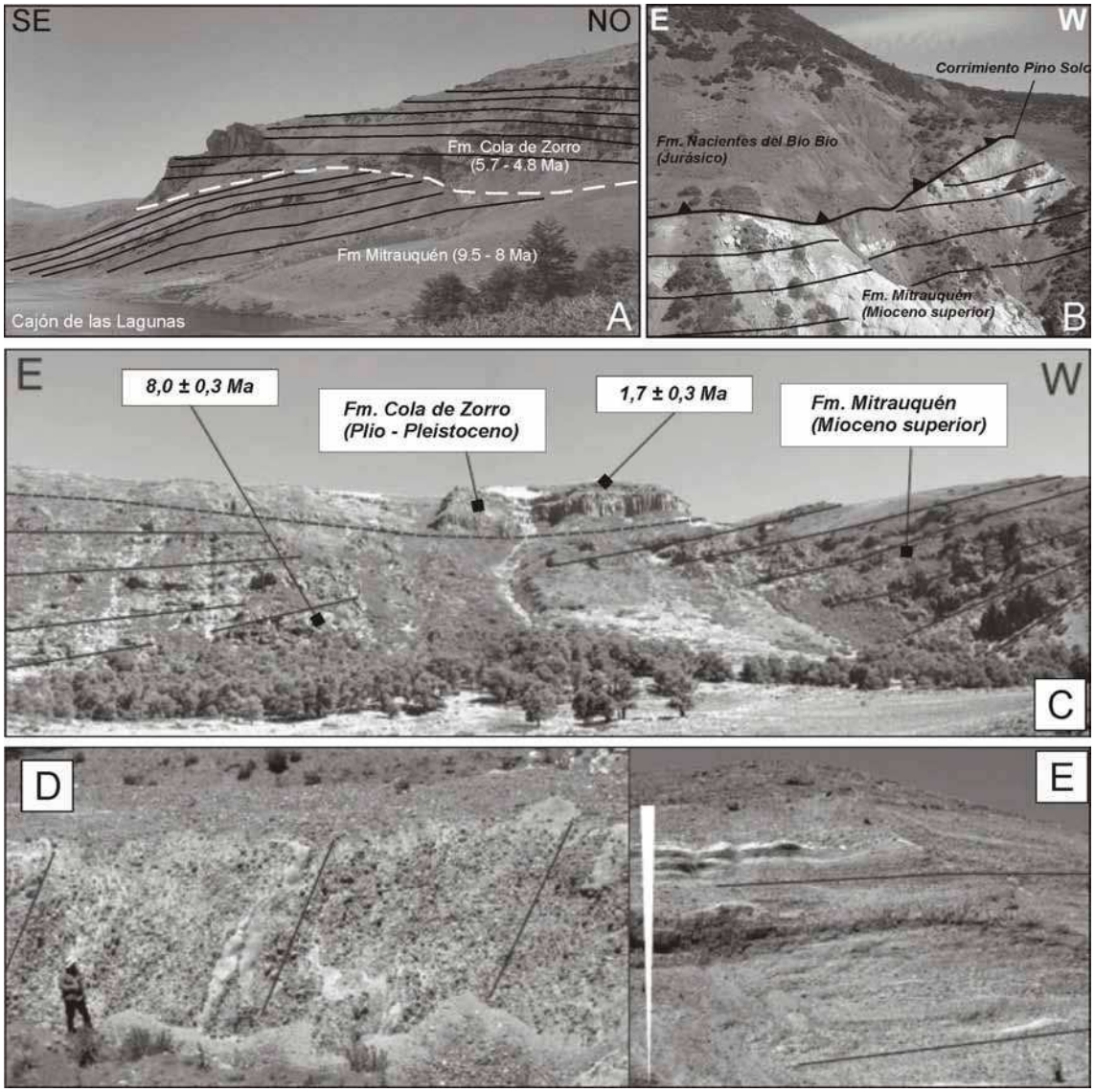


Fig. 7.5. Segmento norte. **A.** Vista al SO de la discordancia entre la Formación Mitrauquén y las volcanitas de la Formación Cola de Zorro en el límite entre Argentina y Chile (García Morabito y Folguera, 2005). **B.** Vista al sur del corrimiento Pino Seco (Suárez y Emparán, 1995), el cual sobrepone las sedimentitas jurásicas de la Fm. Nacientes del Bio Bio a los depósitos terciarios de la Fm. Mitrauquén. **C.** Vista al sur de las secuencias de la Fm. Mitrauquén a lo largo del valle homónimo, nótese la progresiva disminución de la inclinación hacia el techo de las secuencias (tomado de Melnick *et al*., 2006). **D y E.** Depósitos sintectónicos de la Fm. Mitrauquén al este del curso del río Bio Bio (tomado de Melnick *et al*., 2006).

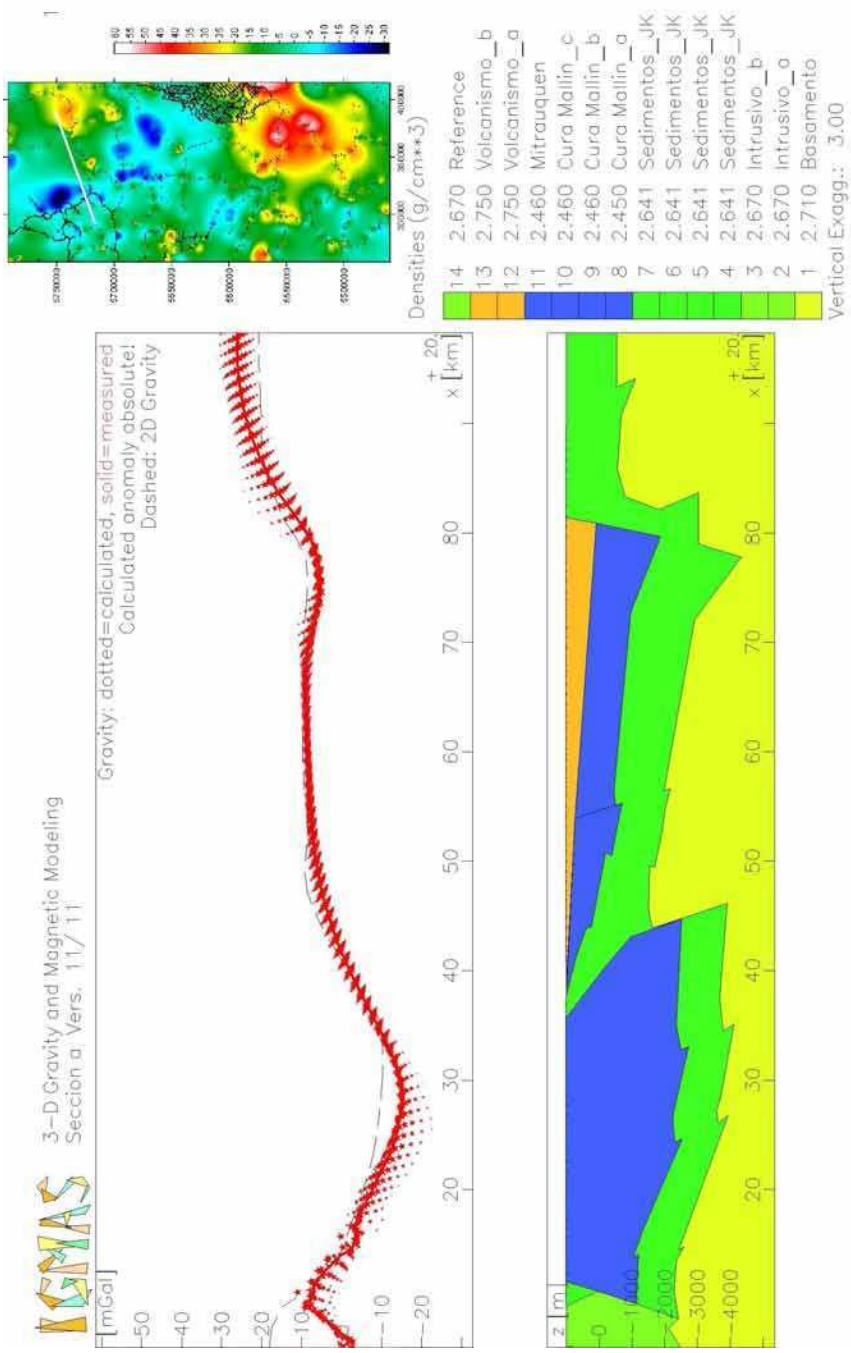


Fig. 7.6. Modelado gravimétrico 2D de una sección de rumbo N80ºE ubicada a los 38º45'S aproximadamente. Esta atraviesa las principales unidades morfoestructurales del sector : cuenca de Cura Mallín sur, alto de Copahue - Pino Hachado, depresión de Loncopué, y sectores internos de la faja plegada y corrida del Agrio.

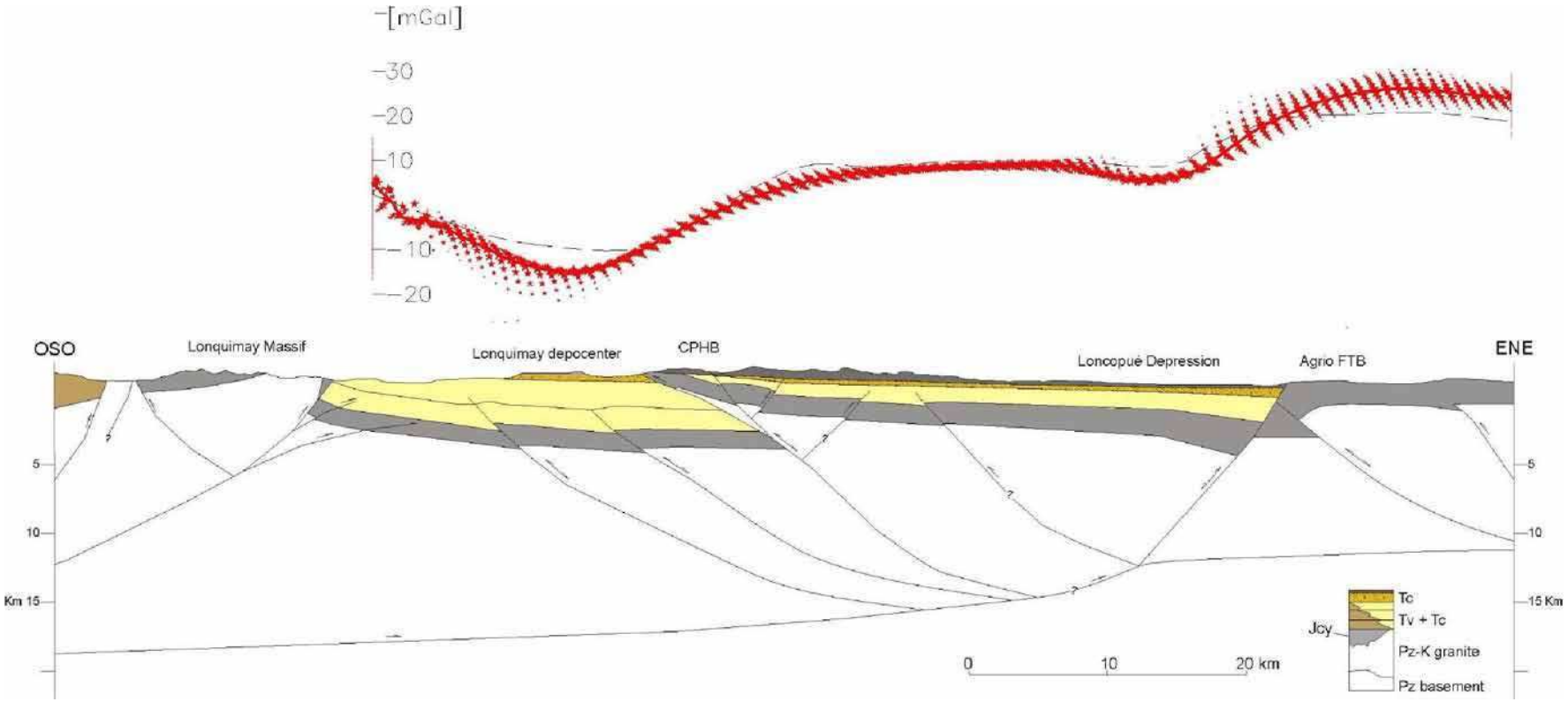


Fig. 7.7. Sección estructural este - oeste construida sobre la base de un modelo gravimétrico cortical en dos dimensiones.

Variaciones en el espesor de los bancos individuales, y disminución gradual de las inclinaciones en exposiciones de la Formación Mitrauquén, pueden ser observadas sobre las márgenes orientales del valle del Bio Bio. Una disminución progresiva de las inclinaciones, desde unos 20ºE a posiciones subhorizontales a lo largo del valle del Mitrauquén, sumado a un incremento hacia el techo en la granulometría de las sucesiones sedimentarias, llevaron a Melnick *et al*. (2006) a interpretar a estos depósitos como secuencias sintectónicas depositadas en el limbo frontal de un pliegue por propagación de falla vinculado al corrimiento Pino Seco inmediatamente al este de la frontera argentino-chilena (Fig. 7.5).

Ignimbritas intercaladas en estas secuencias arrojaron edades K/Ar que se encuentran entre los 9,5 ± 2,6 Ma y los 8,0 ± 0,3 Ma (Suárez y Emparán, 1997). Basaltos de la Formación Cola de Zorro, cuyos miembros inferiores fueron datados en 5,7 Ma (Linares *et al*., 1999) y 4,8 ± 5 Ma (Suárez y Emparán, 1997), cubren en discordancia a las sucesiones de la Formación Mitrauquén, sellando la deformación contraccional miocena en el área. Una serie de estructuras desarrolladas con posterioridad, entre las que se destacan fallas extensionales y trastensionales, afectan a estas sucesiones volcánicas plio-pleistocenas, y se vinculan al sistema de fallas de Liquiñe – Ofqui (Melnick *et al*., 2006).

Thomson et al. (2008) reporta entre otras edades, una edad (U-Th)/He en apatitas de 11 ± 0,7 Ma para la vertiente occidental del alto de Copahue – Pino Hachado en las inmediaciones del cerro Pino Solo.

Teniendo en cuenta estos datos, el último pulso de contracción andina que llevó a la configuración actual del retroarco a estas latitudes, resultando en el alzamiento final del alto de Copahue – Pino Hachado y en la inversión de la cuenca de Cura Mallín, puede acotarse entre los 11 y los 5,6 Ma.

Modelado gravimétrico cortical 2D

Este segmento del área de estudio se caracteriza por una extensa cobertura vegetal y volcánica que ha tornado dificultosa su adecuada caracterización estructural. El sector reviste por otra parte gran importancia dado que incluye algunas de las unidades morfoestructurales claves para una interpretación tectónica del área (cuenca de Cura Mallín, alto de Copahue – Pino Hachado, depresión de Loncopué). En el sector ubicado en territorio chileno tiene lugar el desarrollo del segmento austral de la cuenca de Cura Mallín. El desarrollo de la misma se restringe de acuerdo con los datos disponibles al presente, a un lapso comprendido entre los 29 y los 17 Ma aproximadamente (Burns et al., 2006). En su segmento austral concentra espesores

variables de sucesiones volcánicas y sedimentarias depositadas entre los 27 y los 11,3 Ma. Si bien está aceptado su origen extensional durante el Oligoceno, no se conocen con precisión los espesores que concentra este sector de la cuenca, como tampoco la geometría en profundidad de las estructuras observadas en superficie (falla río Pedregoso, corrimiento Pino Seco, etc.), algunas de las cuales controlan la vertiente occidental del alto de Copahue Pino Hachado a estas latitudes. A lo largo de la depresión de Loncopué, no se conocen por otra parte que sucesiones forman parte de su relleno, debido en parte a la extensa cobertura volcánica del sector y a la mala calidad de las escasas secciones sísmicas ubicadas a lo largo de la misma. Estas incertidumbres hacen que no exista consenso aún acerca de su génesis, ni acerca de la geometría del límite con los sectores internos de la faja del Agrio.

Todas estas razones convertían a este segmento en un sector propicio para la elaboración de un modelo gravimétrico cortical en dos dimensiones, aprovechando la buena distribución de estaciones de medición a lo largo del mismo (véase Figura 7.6).

Sobre la base de datos de superficie y una buena distribución de estaciones a lo largo de una transecta este-oeste, se modeló una sección 2D utilizando el *software* de modelado de campos potenciales 2D y 3D IGMAS. Las densidades utilizadas en el modelo fueron estimadas a partir de la medición de muestras de mano de las distintas unidades expuestas en ambas vertientes del alto de Copahue – Pino Hachado.

Las curvas de gravedad medida y calculada ajustan bien a lo largo de la sección. En el modelo se destaca la presencia de:

- Un bajo gravimétrico de alrededor de -12 mGals en coincidencia con el segmento austral de la cuenca de Cura Mallín. El espesor del relleno modelado supera los 2.000 metros, ajustando razonablemente bien las curvas de gravedad medida y calculada.

- Un máximo gravimétrico (10 mGals) coincidente con el límite occidental del alto de Copahue – Pino Hachado. Los datos gravimétricos muestran un gradiente positivo desde la depresión de Loncopué hacia el este, donde un máximo de 25 mGals coincide con altos de basamento ubicados a lo largo de los sectores internos de la falla del Agrio controlados por fallas inversas de alto ángulo y vergencia occidental.

- Un mínimo local ajusta por otra parte razonablemente bien con un relleno sedimentario y volcánico de unos 4.000 metros en el eje de máxima subsidencia de la depresión.

- Un máximo gravimétrico en el sector occidental que coincide con el macizo de Lonquimay, el cual ha sido modelado como un bloque de basamento ascendido a través de una falla de inclinación al oeste por su flanco oriental.

- El corrimiento Pino Seco, controla por otra parte el límite oeste del alto de Copahue – Pino Hachado, y ha sido modelado en profundidad como la propagación de una falla de mediano ángulo vinculada a una estructura de alto ángulo en profundidad, la cual puede ser interpretada como una falla normal correspondiente a la fase extensional mesozoica.

A partir de este modelo se propone una sección estructural de unos 100 Km de longitud (Fig. 7.7). En esta se evidencia que el alto de Copahue – Pino Hachado se estructuró a partir de la reactivación contraccional de una falla normal mesozoica de inclinación al este con expresión superficial al este del valle del río Bio Bio. De acuerdo a este modelo, una serie de fallas de alto ángulo controlaron la acumulación de una parte de las sucesiones correspondientes a la Formación Cura Mallín, mientras que una falla principal de inclinación al oeste habría controlado la subsidencia a lo largo de la depresión de Loncopué, afectando a los sectores internos de la faja plegada y corrida del Agrio, lo que es consistente con la propuesta acerca de una génesis extensional para la misma durante el Oligoceno (Jordan *et al*., 2001; García Morabito y Folguera, 2005; Ramos y Folguera, 2005; Folguera *et al*., 2006).

7.3.2 Segmento central – depocentro Kilca (39º00’ – 39º25’S)

A lo largo de este segmento, el domino externo de la faja plegada y corrida está constituido por diferentes bloques de basamento levantados en sucesivos pulsos a partir de la inversión de los sistemas extensionales mesozoicos y con vergencia dominante hacia el oeste. Entre estos se destacan las cordilleras de Catan Lil y del Chachil, las que constituyen la prolongación austral del alto de Copahue – Pino Hachado, definiendo un sistema precordillerano separado del frente de levantamiento de la Cordillera Principal por la depresión de Bio Bio - Aluminé. La estructura de este sector ha sido descripta en detalle en el capítulo precedente.

A lo largo de esta depresión intermontana se concentran buena parte de los depocentros terciarios del retroarco, entre los que se encuentra el depocentro Kilca, que es el que concierne a este segmento. El sector de mejor desarrollo del mismo corresponde al área ubicada entre el curso del río Aluminé al oeste y el frente occidental de la cordillera de Catan Lil al este. Existe a lo largo de este sector una

estrecha interacción entre las estructuras que controlan el frente del Catan Lil y las secuencias depositadas a lo largo del mismo.

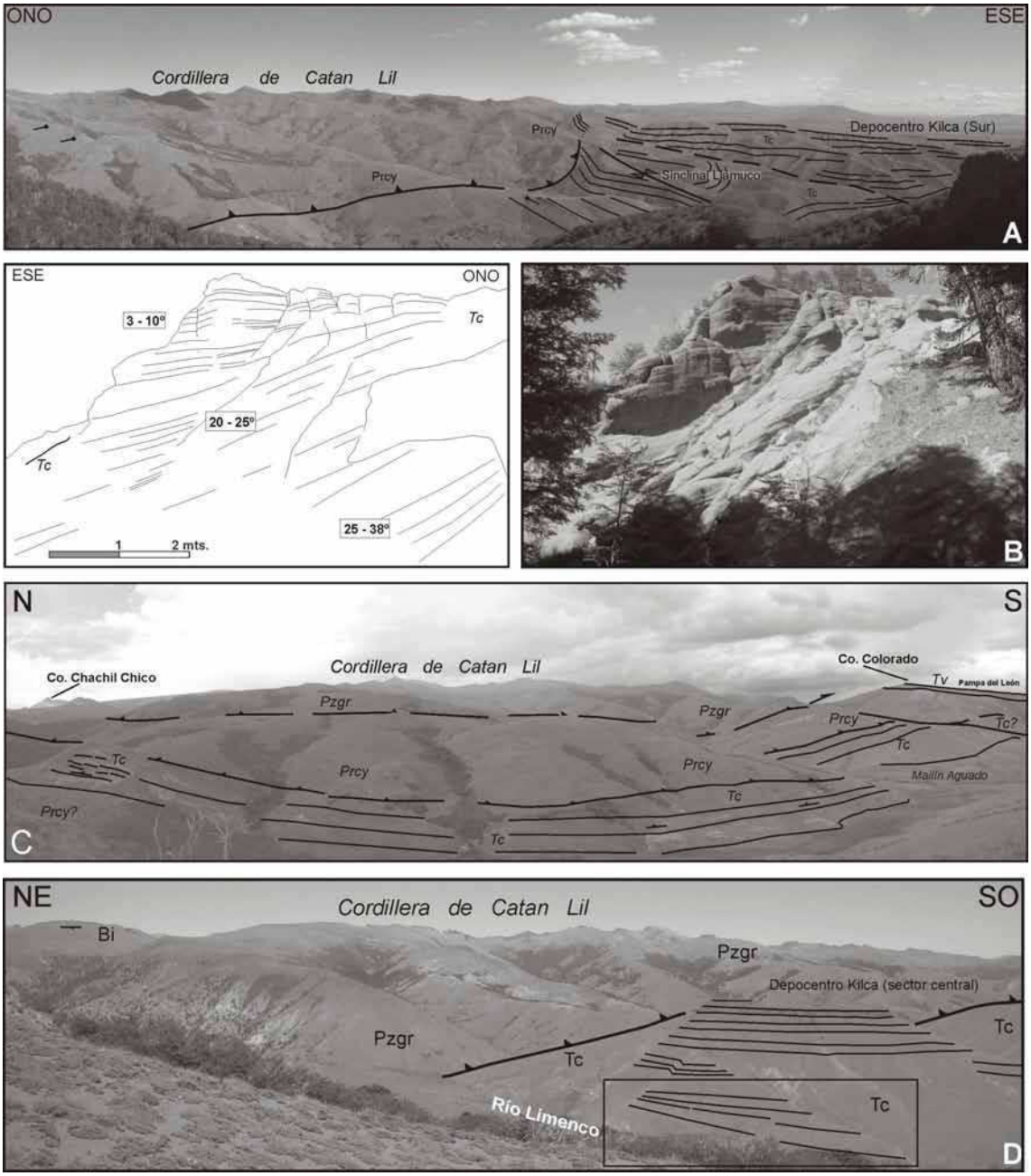


Fig.7.8. Segmento central: Sector oriental del depocentro Kilca y su vinculación a las estructuras que controlaron el alzamiento final de la Cordillera de Catan Lil. **A.** Vista al sudeste del sector austral del depocentro y de la vertiente occidental de la Cordillera de Catan Lil. Nótese el desarrollo del sinclinal Llamuco. **B.** Disminución progresiva de las inclinaciones hacia el techo en sucesiones volcaniclásticas terciarias vinculadas al sinclinal Llamuco. **C.** Vista al este de dos fallas de vergencia occidental afectando a las secuencias terciarias inmediatamente al norte de la Pampa del León. **D.** Vista al SE del sector este del depocentro Kilca y de la Cordillera de Catan Lil en el valle del Limenco. Nótese en el recuadro el decrecimiento progresivo de las inclinaciones en la base de las exposiciones terciarias.

En el extremo austral del depocentro, las secuencias de la Formación Chimehuin presentan inclinaciones al NE y se encuentran en contacto tectónico con un bloque de basamento de vergencia occidental que define un marcado quiebre topográfico coincidente con la traza de la falla Rahue, una estructura de inversión NNO e inclinación al este, cuya último pulso de actividad puede establecerse de esta manera para el Mioceno.

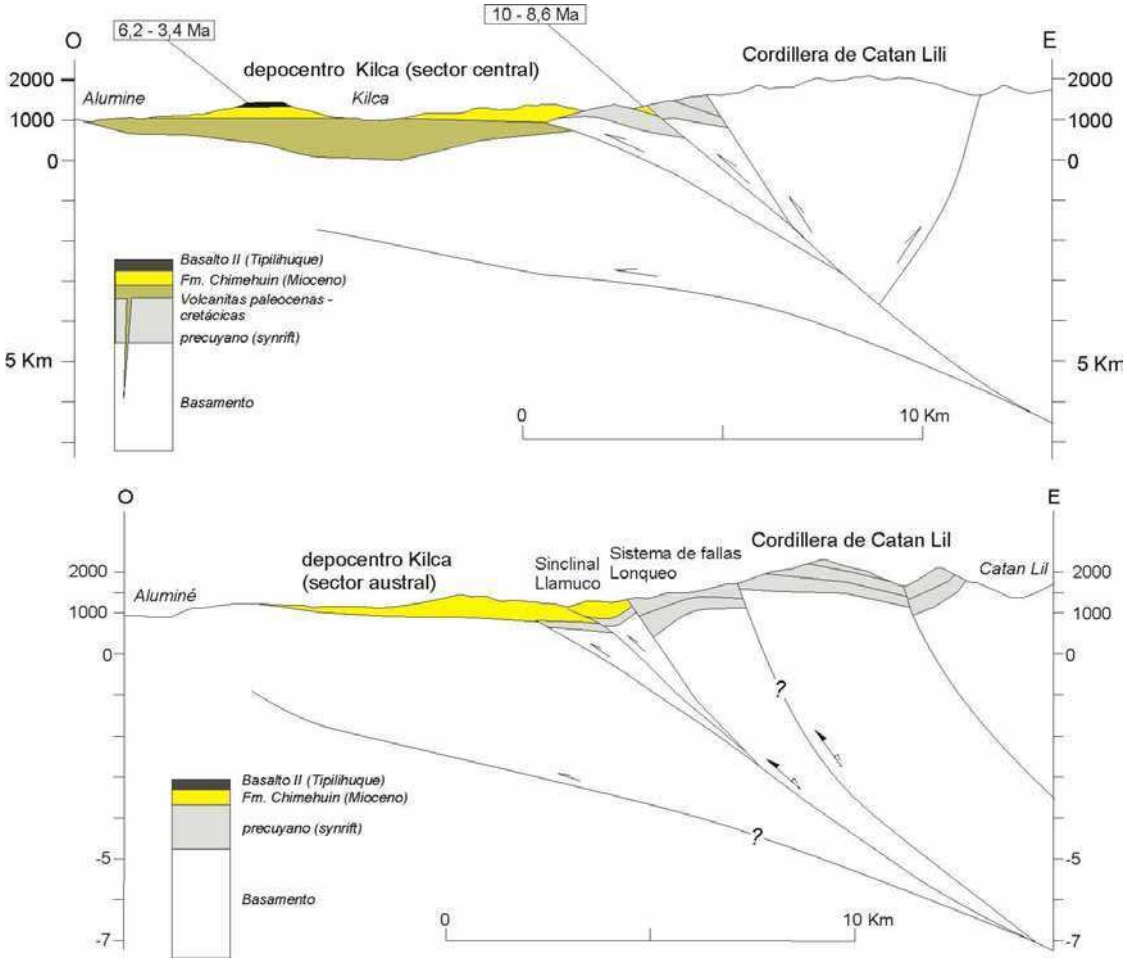


Fig. 7.9. Secciones estructurales este-oeste a través del depocentro Kilca y de la Cordillera de Catan Lil.

Hacia el norte, otra falla de inversión de orientación NNO (falla Lonqueo) alcanza el frente de la cordillera de Catan Lil, generando el ascenso del segmento central de la cordillera de Catan Lil, y propagando la deformación dentro de las sucesiones terciarias. Esta estructura trunca las exposiciones terciarias de la Formación Chimehuin a lo largo de su traza (Fig. 7.8a). Una serie de discordancias progresivas desarrolladas en secuencias conglomerádicas expuestas en las nacientes del río Llamuco, se asocian al flanco oriental del sinclinal homónimo (Fig. 7.8b). Esta estructura de orientación NO desarrollada al pie de la cordillera de Catan Lil en las

sucesiones terciarias, se vincularía a una falla inversa de vergencia occidental ligada en profundidad a la estructura que controla el frente del Catan Lil a estas latitudes (Fig 7.9). Las discordancias progresivas asociadas al flanco oriental del sinclinal Llamuco indicarían una sedimentación coetánea al crecimiento de esta estructura.

Al norte del río Llamuco, a lo largo de la pampa del León, las estructuras que controlan el frente del Catan Lil se encuentran sepultadas debajo de una extensa meseta basáltica de edad pliocena.

Es posible reconocer la prolongación septentrional de este sistema de fallas en las inmediaciones del río Quilachanquil donde el núcleo de la cordillera de Catan Lil consiste en granitoides paleozoicos que se sobreponen a las secuencias del ciclo precuyano. Inmediatamente al oeste, una segunda falla sobrepone estas secuencias a las exposiciones de la Formación Chimehuin (Fig. 7.8c). Este sistema imbricado, conformado por dos fallas inversas de inclinación al este, controla el ascenso de la porción central de la cordillera de Catan Lil, y define a su vez el límite oriental del depocentro Kilca (Fig. 7.9).

La prolongación de este sistema hacia al norte se expresa en una estructura de rumbo norte-sur y vergencia al oeste que sobrepone los granitos paleozoicos a las sucesiones terciarias a lo largo de su traza. En la base de las exposiciones de la Formación Chimehuin ubicadas inmediatamente al oeste en las cabeceras del río Limenco, los bancos individuales evidencian una progresiva disminución de las inclinaciones, desde unos 10ºO en la base, hasta posiciones subhorizontales hacia el techo (Fig. 7.8d). Ello sugiere una depositación contemporánea con alzamiento de este sector del Catan Lil. Entre el valle del Limenco y el cerro Trocoquén, las secuencias terciarias se encuentran asimismo afectadas por la actividad de una falla de orientación NNO y vergencia al oeste que controla parte del levantamiento del segmento norte del Catan Lil.

El depocentro Kilca se encuentra de esta manera en estrecha relación con las estructuras que controlan el frente occidental de la cordillera de Catan Lil a estas latitudes, las cuales definen a su vez su límite oriental. El límite occidental del mismo, esta dado por el frente de levantamiento de la cordillera, expresado en este segmento en el quiebre topográfico definido por la traza de la falla Relem (véase Capitulo 6).

Esta cuenca intermontana se extiende por alrededor de 80 Km en sentido NNO, concentrando espesores variables de una sucesión volcanosedimentaria integrada esencialmente por ignimbritas, conglomerados, y una proporción menor de areniscas asignadas a la Formación Chimehuin (Turner, 1973, 1976; Uliana, 1979; Cucchi et al., 2005), que en los sectores de mejor desarrollo oscilan en torno a los 450 metros de espesor. Son asimismo frecuentes las intercalaciones de basaltos dentro de estas

secuencias, las que en algunos sitios del depocentro constituyen potentes sucesiones de lavas que se apilan en detrimento de la fracción sedimentaria.

Las secuencias de mayor granulometría tienden a formar cuerpos lenticulares de conglomerados clasto-sostenidas que representan canales gravosos de diferentes dimensiones, mientras que los niveles ignimbríticos y las sucesiones de conglomerados matriz-sostenidos corresponden esencialmente a episodios volcánicos y flujos gravitatorios asociados a pendientes pronunciadas. Estos depósitos contienen numerosos clastos de composición andesítica y riolítica retrabajados de las secuencias del ciclo precuyano, como también una proporción elevada de clastos de pelitas y areniscas del Grupo Cuyo, y fragmentos de basaltos de edad cenozoica.

Niveles de paleosuelos y depósitos de caída completan la secuencia, la cual puede ser interpretada como depositada en un contexto de elevadas pendientes con el desarrollo de abanicos aluviales vinculados a la actividad volcánica contemporánea, representados en el registro por la abundancia de depósitos correspondientes a flujos gravitatorios con canales gravosos y arenosos intercalados.

Estas evidencias, sumadas a las discordancias progresivas observadas en las cabeceras del arroyo Llamuco y del río Limenco, sugieren una depositación sintectónica vinculada al levantamiento de la Cordillera de Catan Lil hacia el este. La abundancia de clastos con litologías de basamento incorporados a los sedimentos en los sectores orientales del depocentro, sugieren asimismo un área de aporte vinculada a la erosión de las secuencias expuestas a lo largo de la Cordillera de Catan Lil.

Un basalto intercalado en las sucesiones terciarias en las inmediaciones de la Pampa del León, fue datado en 10 ± 1 Ma (Vattuone y Latorre, 1998), indicando una edad correspondiente al Mioceno superior. Una datación realizada en exposiciones similares del basalto Rancahue en las inmediaciones de Aluminé arrojó asimismo una edad de 10 ± 1 Ma (Linares y González, 1990).

Hacia el NE de este sector, el Basalto Zapala, el cual puede ser correlacionado al Basalto Rancahue, aparece intercalado en las secuencias conglomerádicas terciarias y fue datado en 8,6 ± 3,5 Ma (Valencio *et al*., 1970 en Melnick *et al*., 2006). Edades de entre 8,8 y 8 Ma fueron obtenidas asimismo en exposiciones del Basalto Zapala al sur de esta localidad (Valencio *et al*., 1970).

El basalto Tipilihuque sella la deformación contraccional a lo largo del depocentro Kilca. Diferentes exposiciones del mismo fueron datadas en 6,2 ± 0,3 Ma (Re *et al*., 2000) y 3,4 ± 0,1 Ma (Vattuone y Latorre, 1998) a lo largo del valle del río Aluminé.

De esta manera, el alzamiento final de la cordillera de Catan Lil y del sistema precordillerano en general puede acotarse a lo largo del segmento central entre los 10

y los 6,2 Ma, restringiendo la última fase de contracción en el área al Mioceno superior.

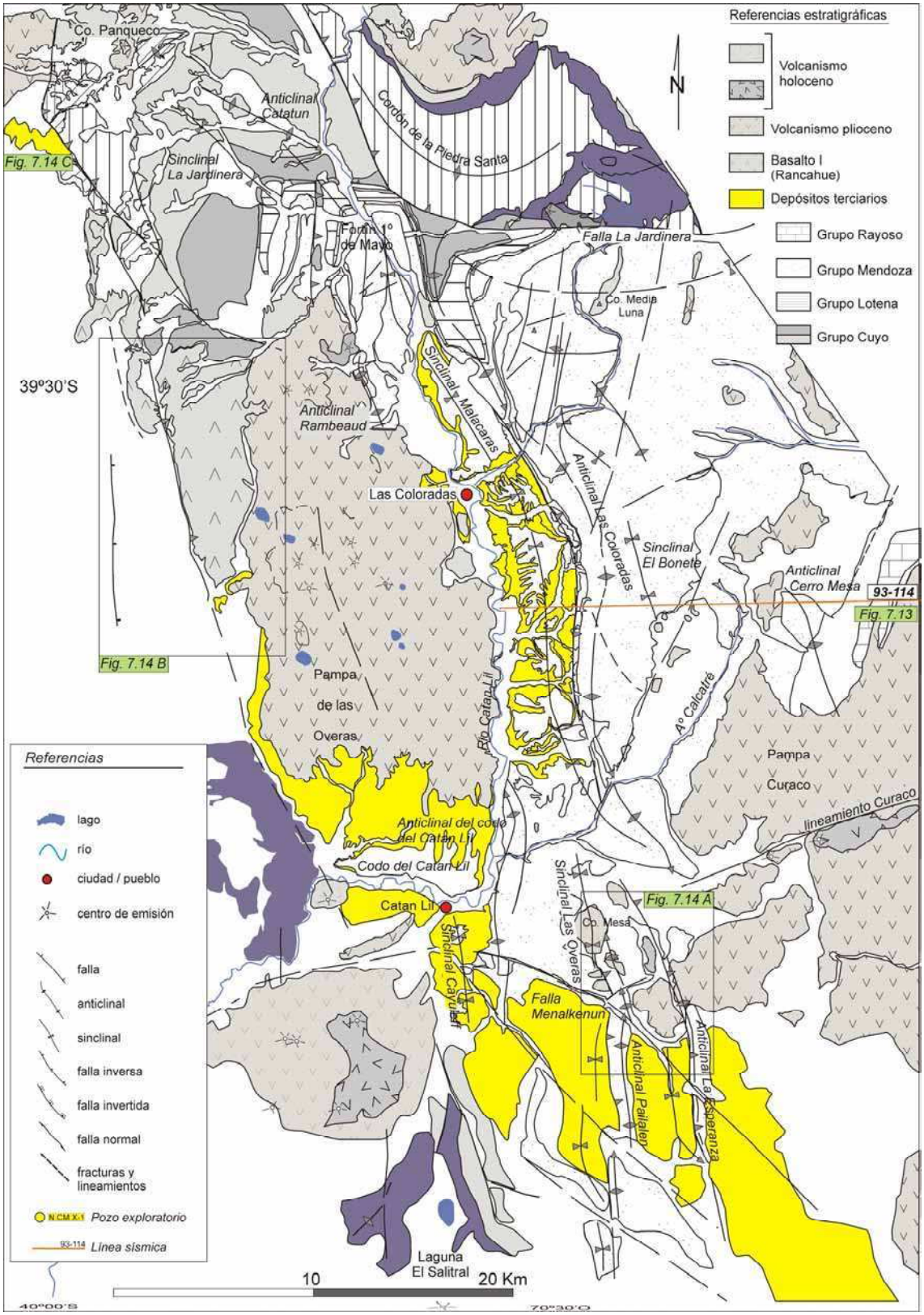


Fig. 7.10. Mapa geológico del segmento austral del área de estudio (dominio externo), modificado de Leanza *et al*. (2003). Nótese el desarrollo del depocentro Catan Lil.

7.3.3 Segmento austral – depocentro Catan Lil (39º30' – 39º50'S)

El depocentro Catan Lil corresponde a una pequeña cuenca intermontana desarrollada a lo largo del curso inferior del río homónimo, que se extiende en dirección norte-sur por unos 20 Km entre los 39º30' y los 39º50'S aproximadamente (Fig. 7.10). Las secuencias neoterciarias expuestas a lo largo del mismo representan un ciclo agradacional de secuencias volcanosedimentarias depositadas en estrecha relación con el desarrollo de las estructuras de este área.

El relleno de este depocentro esta conformado por una sucesión de tobas, conglomerados clasto y matriz-sostenidos, niveles de paleosuelos, y en menor medida tufitas y areniscas, observándose localmente la intercalación de basaltos, que alcanzan localmente unos 500 metros de espesor (véase Capítulo 3).

Las facies epiclásticas contienen numerosos fragmentos de basaltos cenozoicos y abundantes clastos de pelitas y calizas fosilíferas retrabajadas de las secuencias del Grupo Mendoza expuestas a lo largo del límite oriental del depocentro.

La génesis de esta cuenca intermontana está relacionada a la inversión de un hemigraben de orientación NNO. Un pliegue asimétrico desarrollado en las sucesiones mesozoicas de muy buena expresión superficial, se vincula en profundidad a la inversión de una falla de basamento mesozoica correspondiente a la etapa de *rift*, como se puede observar en una serie de secciones sísmicas de orientación este-oeste que atraviesan esta estructura.

La línea 93-114, ubicada al este de Las Coloradas, atraviesa la porción oriental del depocentro Catan Lil como también los ejes de los anticlinales Las Coloradas y Cerro Calcatré, ubicado unos pocos kilómetros hacia el este. La sísmica muestra el desarrollo de dos anticlinales asimétricos vinculados a fallas de inclinación al este en profundidad, lo que evidencia una reactivación contraccional de dos estructuras extensionales de polaridad al este que controlaron la depositación de las secuencias del ciclo precuyano y parte de la base del Grupo Cuyo durante la fase de *rift* que afectó la zona entre el Triásico superior y el Jurásico inferior. En el bloque bajo de la falla más occidental, interpretamos una serie de reflectores con inclinaciones al este como una falla de atajo que propaga la deformación hacia el oeste. Es posible reconocer estructuras similares en secciones sísmicas ubicadas tanto al norte como al sur de ésta, como también en observaciones de superficie al oeste del paraje Fortín 1º de Mayo. La sísmica muestra un depocentro terciario relativamente simétrico que coincide con las exposiciones terciarias en superficie, con un espesor máximo de 0,25 segundos (tiempo de velocidad doble). Las secuencias allí depositadas muestran terminaciones en *onlap* en el sector este, y pueden ser interpretadas como depositadas sintectónicamente al crecimiento del anticlinal Las Coloradas (Fig. 7.12).

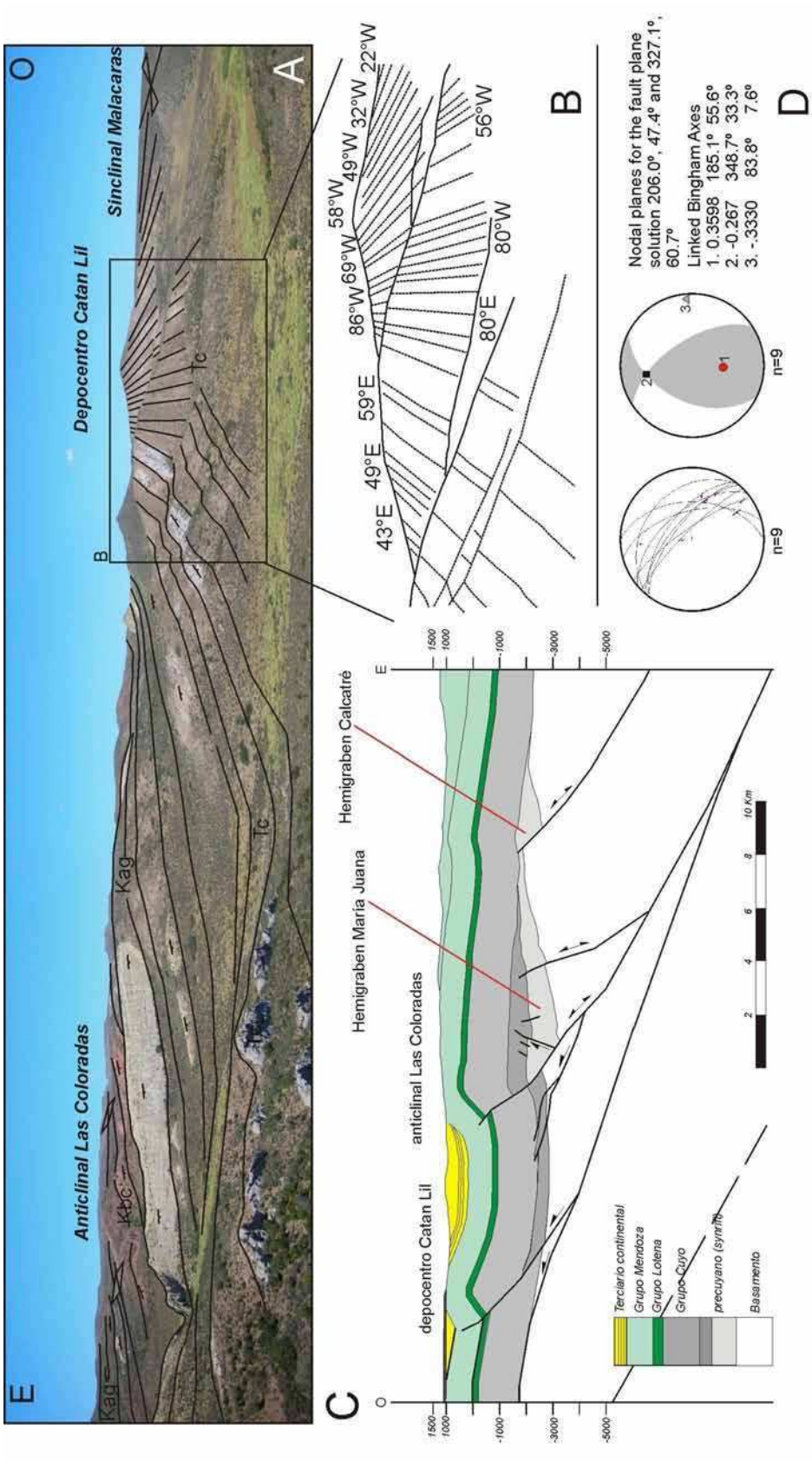


Fig. 7.11. Segmento austral, depocentro Catan Lil. **A.** Vista al sur de los estratos de crecimiento desarrollados en las secuencias de la Formación Chimehuin asociados a un anticlinal asimétrico de vergencia occidental unos pocos kilómetros al este del curso inferior del río Catan Lil (modificado de Cobbold et al., 2006). **B.** Detalle: Los estratos pasan desde posiciones cercanas a los 90º a posiciones subhorizontales. **C.** Análisis cinemático de fallas menores vinculadas al anticlinal Las Coloradas. *Stereoplot* 1: Los círculos mayores representan planos de falla menores, las flechas indican la dirección de movimiento relativo del bloque colgante. *Stereoplot* 2: Resultado del análisis cinemático de fallas menores. Dirección de los esfuerzos principales indicadas por círculo (σ1), cuadrado (σ2), y triángulo (σ3). D. Sección estructural este-oeste a lo largo del depocentro Catan Lil constreñida por datos de superficie y de subsuelo.

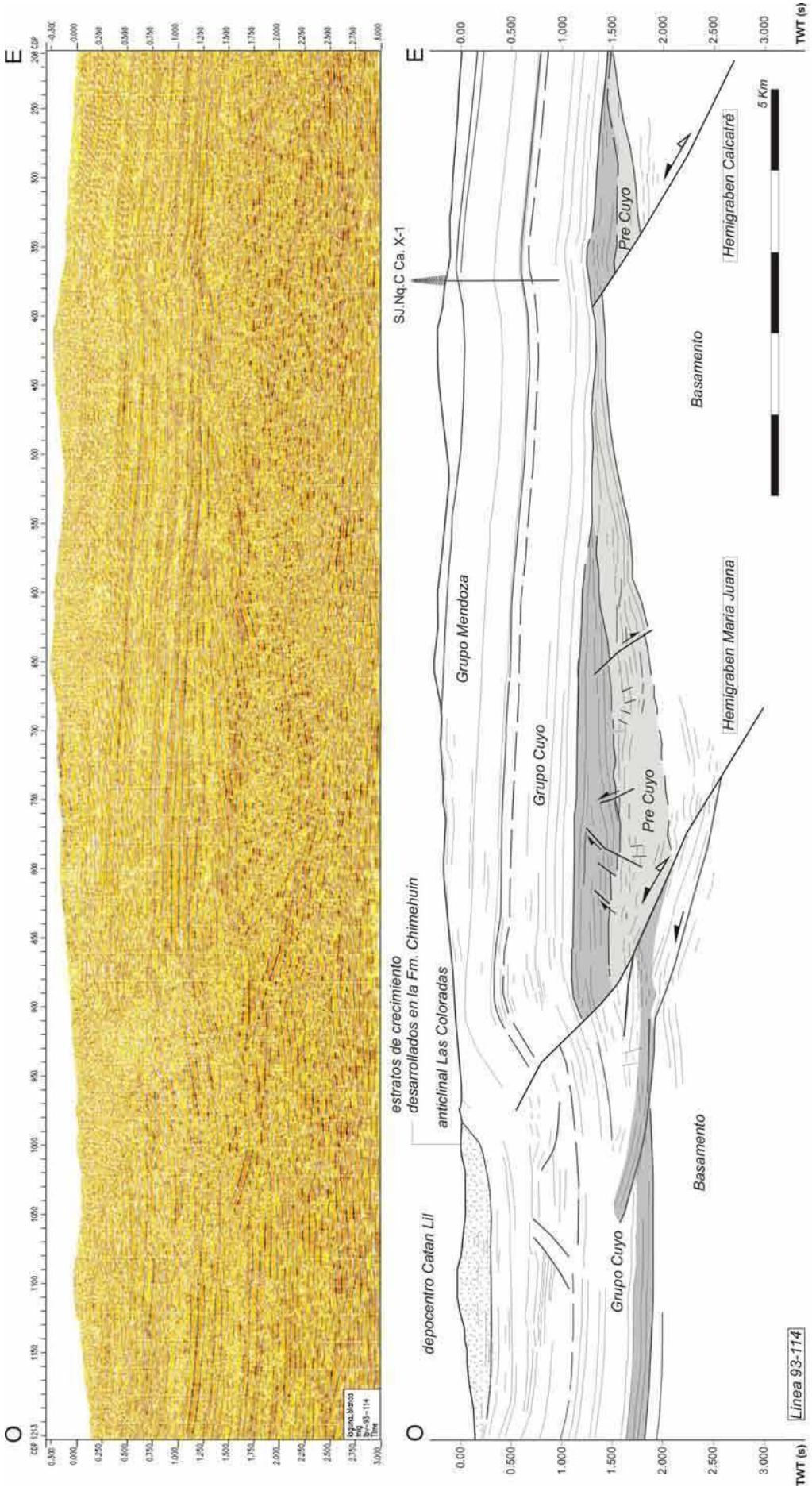


Fig.7.12. Línea 93-114 de rumbo este-oeste que atraviesa el depocentro Catan Lil e interpretación correspondiente (ubicación en Fig.4.3). Nótese el desarrollo del depocentro Catan Lil asociado al limbo frontal del anticlinal Las Coloradas.

La información sísmica muestra que el basamento estuvo involucrado en la deformación, al igual que las sucesiones mesozoicas, las que fueron intensamente plegadas y transportadas hacia el oeste, generando las condiciones propicias para la depositación de las secuencias volcanosedimentarias de la Formación Chimehuin en relación de *onlap* con el limbo frontal del anticlinal Las Coloradas. A lo largo del límite oriental del depocentro Catan Lil, las sucesiones de la Formación Chimehuin afloran en una faja angosta de estrecha relación con el anticlinal Las Coloradas en donde pueden observarse estratos de crecimiento y discordancias progresivas ya mencionadas por Leanza *et al*. (2003). Los estratos, que se encuentran fuertemente volcados o en posiciones en torno a los 90º inmediatamente al oeste del contacto con la Formación Agrio, pierden gradualmente inclinación hasta alcanzar disposiciones subhorizontales hacia el oeste (Fig. 7.11 a y b). Estas evidencias superficiales confirman junto con la sísmica, que la depositación de estas secuencias de la Formación Chimehuin fue sincrónica al crecimiento de este anticlinal asimétrico de vergencia occidental, y probablemente a la última fase de inversión tectónica que afectó el área.

Hacia el oeste, las inclinaciones de la Formación Chimehuin se incrementan desde posiciones subhorizontales, hasta alcanzar unos 30ºE de inclinación, conformando un sinclinal frontal desarrollado de manera paralela al anticlinal Las Coloradas que se extiende por alrededor de 35 Km a lo largo del curso del río Catan Lil. Interpretamos que los estratos occidentales fueron plegados pasivamente con la propagación de la deformación hacia el oeste, afectando no sólo a los sedimentos mesozoicos sino también a las volcanitas miocenas de la Formación Rancahue las cuales se encuentran plegadas y falladas hacia el oeste (Fig. 7.13b).

Este escenario nos lleva a interpretar al depocentro Catan Lil como una pequeña cuenca de *piggyback* transportada pasivamente hacia el poniente por la faja plegada y corrida luego de la depositación de los miembros inferiores de la Formación Chimehuin (Fig. 7.11c).

Al sur del codo del Catan Lil, pueden reconocerse asimismo una serie de cubetas menores desarrolladas entre los principales trenes estructurales del sector. Estos corresponden a pequeñas cuencas intermontanas ubicadas entre los ejes de una serie de anticlinales asimétricos de vergencia occidental y orientación norte-sur desarrollados en las sedimentitas del Grupo Mendoza (Fig. 7.10). Las sucesiones miocenas forman parte de una serie de sinclinales desarrollados de manera paralela a los ejes anticlinales del sector. El crecimiento de estas estructuras trunca las secuencias terciarias a lo largo de los limbos frontales de los anticlinales Pailalén y La

Esperanza, sobreponiendo en ciertos segmentos las sedimentitas del Grupo Mendoza a las mismas.

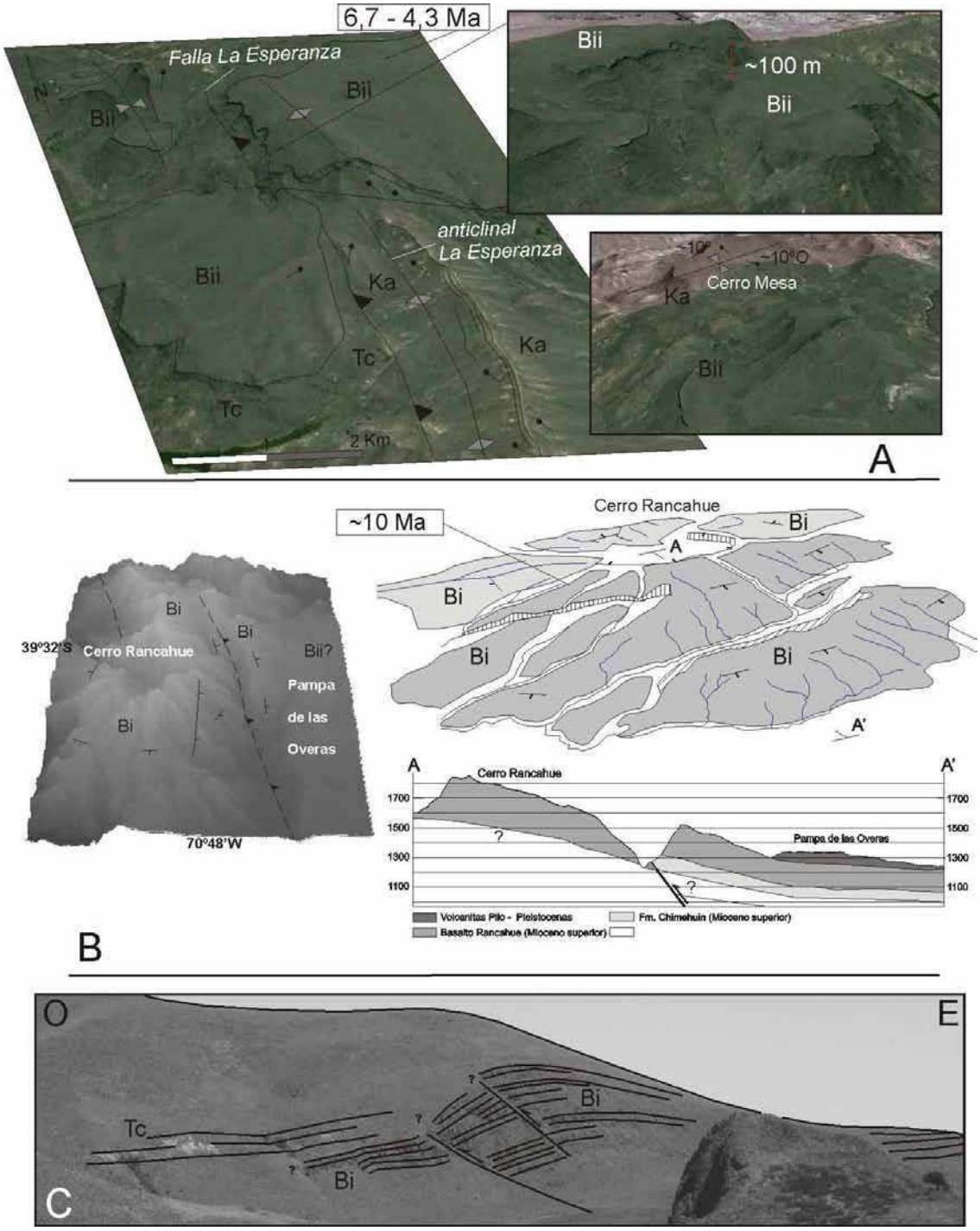


Fig. 7.13. Basaltos neógenos afectados por la última fase de deformación contraccional a lo largo del segmento sur del área de estudio. **A.** Evidencias morfológicas de la incorporación de las exposiciones del Basalto II (BII) en la última fase de deformación contraccional que afectó al área al sur del codo del Catan Lil. Nótese como el crecimiento del anticlinal la Esperanza pliega los niveles basálticos dispuestos en discordancia sobre las secuencias mesozoicas **B.** Evidencias morfológicas del flanco del cerro Rancahue afectado por fallamiento inverso. **C.** Vista al sur de exposiciones del Basalto Rancahue falladas y plegadas al sur de Rahue.

Entre los anticlinales La Esperanza y Pailalen, una depresión local concentra espesores variables de los depósitos sinorogénicos de la Formación Chimehuin, los cuales forman parte de un sinclinal cuyos flancos no superan los 20º de inclinación. Esta pequeña depresión intermonatana constituye así una pequeña cuenca de *piggyback* desarrollada entre ambas estructuras y transportada pasivamente hacia el oeste.

A lo largo de la traza norte de la falla La Esperanza y unos pocos kilómetros al oeste a lo largo del sinclinal Las Overas, la cubierta basáltica del sector ha sido involucrada en la deformación (Fig. 7.13 a). El crecimiento del anticlinal La Esperanza como una estructura de vergencia occidental, involucró a las coladas basálticas en el plegamiento, alcanzando a fallarlas en el frente del mismo, donde el rechazo oscila en torno a los 100 metros.

El sinclinal Las Overas, asociado a una estructura de vergencia occidental y desarrollado en las sedimentitas mesozoicas, afecta a la pequeña meseta basáltica del cerro Mesa, donde los niveles que rematan la secuencia alcanzan inclinaciones de hasta 10º tanto al este como al oeste.

Dentro de las sucesiones terciarias acumuladas a lo largo del área, han podido diferenciarse dos miembros que en ciertos sectores presentan una relación de discordancia (véase Capítulo 3). El miembro inferior esta dominado por depósitos gravitacionales (flujo de detritos) y canales gravosos de dimensiones variables asociados. Hacia los sectores distales, estas secuencias engranan con ambientes de menor energía representados por niveles de paleosuelos desarrollados mayormente en tobas. El miembro superior se dispone mayormente con actitudes subhorizontales y corresponde esencialmente a secuencias epiclásticas depositadas a partir del retrabajo de material tobaceo.

Estas secuencias han sido interpretadas como acumuladas en un contexto de elevadas pendientes caracterizado por el desarrollo de abanicos aluviales representado por la abundancia de depósitos de flujos gravitatorios con canales arenosos y gravosos intercalados que caracterizan a la sección inferior de los depósitos. Este parece haber sido sucedido por un ambiente fluvial entrelazado expresado en las secciones superiores. Estas características sugieren un origen común con las secuencias acumuladas a lo largo de los depocentros Lonquimay y Kilca ubicados hacia el norte, como también una acumulación en un contexto de generación de relieve vinculado a la última fase de deformación contraccional que afectó al área, como sugieren también los estratos de crecimiento observados en los sectores orientales del depocentro.

Si bien no se han realizado dataciones directas sobre las secuencias terciarias expuestas en el curso inferior del río Catan Lil a lo largo del depocentro homónimo, existen abundantes edades en ignimbritas correlacionables expuestas inmediatamente al sudeste en las inmediaciones de Junín de los Andes. En este sector, correspondiente al extremo norte de la cuenca de Collón Cura, las edades obtenidas por distintos investigadores comprenden un rango que va de los 18 a los 7,4 Ma, ubicándose la mayoría de estas en torno a los 14 Ma y a los 8 Ma (González Díaz *et al*., 1990; Linares y González, 1990; Mazzoni y Rapela, 1991) (véase tabla 3.2, Capítulo 3).

Estudios detallados de los diferentes miembros ignimbríticos que forman parte de las sucesiones terciarias del retroarco andino a estas latitudes, han permitido a Mazzoni y Benvenuto (1990) y Mazzoni y Rapela (1991), asignar las ignimbritas del curso inferior del Catan Lil al miembro ignimbrítico Chimehuin (ICH), al cual le han asignado una edad de 8 Ma (Mazzoni y Benvenuto (1990) y Mazzoni y Rapela (1991)).

Los basaltos involucrados en la deformación corresponden al Basalto II de Groeber y pueden ser correlacionados con el Basalto Zapala (Delpino *et al*., 1995) o con la Formación Tipilihuque (Turner, 1973). Al sur de Catan Lil los mismos han sido datados en 6,7 ± 0,3 Ma (Linares *et al*., 1991), 5,7 ± 0,4 Ma (Valencio *et al*., 1970), y 4,3 ± 0,1 Ma (Linares *et al*., 1991). Existen asimismo numerosas dataciones en exposiciones del basalto Zapala sobre la traza de la ruta 40 que van de los 8,8 a los 4,6 Ma (Cortelezzi y Durac, 1969; Valencio *et al*., 1970).

De esta manera, la contracción andina que resultó en la inversión del sistema de hemigrábenes del área, dando lugar al alzamiento final de los diferentes anticlinales, y generando las condiciones para el desarrollo de una serie de depresiones intermontanas asociadas, puede constreñirse para este segmento a un lapso comprendido entre los 8 y los 4,3 Ma aproximadamente.

7.4. La cuenca de Collón Cura (39º30’ – 39º50’S)

La cuenca de Collón Cura fue definida como unidad morfotectónica independiente por Ramos (1978) y González Díaz y Nullo (1980) en el marco de estudios regionales. Corresponde a una cubeta de buen desarrollo al pie de la Cordillera Patagónica entre los 39º30’ y los 41’00S aproximadamente, que abarca una buena parte del retroarco interno a estas latitudes. Su borde oriental esta definido por el umbral de Sañico y su límite occidental por el quiebre topográfico de la cordillera.

No existe aun consenso acerca de su génesis, aunque algunos autores han sugerido un origen extensional similar al de la depresión de Loncopué y probablemente al de la

cuenca de Cura Mallín durante el Oligoceno (Ramos, 1978; Mosquera y Ramos, 2006). No existe asimismo certeza acerca de los espesores que concentra esta cubeta. Históricamente se ha considerado que el relleno de la misma se componía casi exclusivamente de las sucesiones miocenas atribuidas a la Formación Chimehuin y/o Collón Cura, cuya base apoyaba sobre un basamento paleógeno correspondiente a las sucesiones volcánicas de la Formación Ventana, reduciendo el espesor del relleno a unos pocos centenares de metros (Spalletti, 1983). Los miembros inferiores y medios del relleno sedimentario, con edades en torno a los 15-14 Ma (Marshall *et al*., 1977; Mazzoni y Benvenuto, 1990; Linares y González, 1990; entre otros), indicaban una génesis neógena para la misma.

Observaciones de campo realizadas en el segmento septentrional de la misma, sumadas a una compilación de edades, y a una comparación con los nuevos modelos evolutivos que están siendo propuestos para la cuenca de Ñirihuau ubicada al sur (Asensio *et al*., 2006; Bechis, 2008; Bernardo *et al*., 2009), permiten sentar las bases para un nuevo modelo tectosedimentario acerca de la génesis de esta cuenca.

Los primeros registros cenozoicos del área corresponden a las volcanitas expuestas en el sector oriental al este del río Collón Cura y asignadas en trabajos previos a la Formación Santa Isabel, (Parker, 1973; Rapela *et al*., 1983), integrada por andesitas y tobas, brechas y aglomerados volcánicos, como también por pórfidos de composición andesítica y riolítica (Leanza y Hugo, 1997). Estas exposiciones han sido datadas en las inmediaciones del cerro Feo en 64 ± 3 Ma (Linares *et al*., 1991), lo que permite vincularlas a un cinturón magmático oriental de edad cretácica – paleoceno (75 – 61 Ma), desarrollado entre los 37º y los 40ºS aproximadamente, el cual representa una expansión del arco volcánico hacia el este durante este período (véase sección 3.3 del Capítulo 3). Esta franja volcánica podría guardar asimismo cierta relación con el Cinturón Volcánico Pilcaniyeu, de edad paleocena a eocena inferior (62 a 42 Ma), el cual expresa el desarrollo de un arco volcánico de orientación NO desarrollado en el antearco de las provincias de Río Negro y Chubut (Rapela *et al*., 1983 y 1988).

Este ciclo magmático difiere espacial y temporalmente de aquel emplazado en los sectores internos del área, representado por las exposiciones de la Formación Auca Pan a estas latitudes, las cuales puede ser correlacionadas con los miembros más jóvenes de la Formación Ventana, ampliamente desarrollada al sur de San Martín de los Andes.

Las secuencias de la Formación Auca Pan, cuyas exposiciones ocupan buena parte del segmento septentrional de la cuenca de Collón Cura en las inmediaciones del lago Huechulaufquén, están formadas por un conjunto de andesitas, basaltos, brechas, aglomerados volcánicos, e intercalaciones sedimentarias, que alcanzan hasta 700

metros de espesor. En las inmediaciones del cerro Bandera, unos kilómetros al oeste de Las Coloradas, Rapela *et al*. (1983) reportaron edades K-Ar en andesitas y basaltos de 33 ± 2 Ma y de 20 ± 3 Ma. Uliana (1978) menciona asimismo una edad de 24 ± 2 Ma para ignimbritas expuestas inmediatamente al este del lago Huechulaufquén. Estas edades, sumadas a las características litológicas comunes, permiten vincularlas a la actividad volcánica del cinturón volcánico El Maitén hacia el sur (34 a 21 Ma), cuyas secuencias muestran características de arco desarrolladas en un contexto de progresivo adelgazamiento de la corteza probablemente asociado a extensión (Rapela *et al*., 1983; Rapela *et al*., 1988; Bechis, 2008). En este contexto se pueden enmarcar asimismo las exposiciones discontinuas de la Formación Lolog a lo largo de la cuenca de Collón Cura.

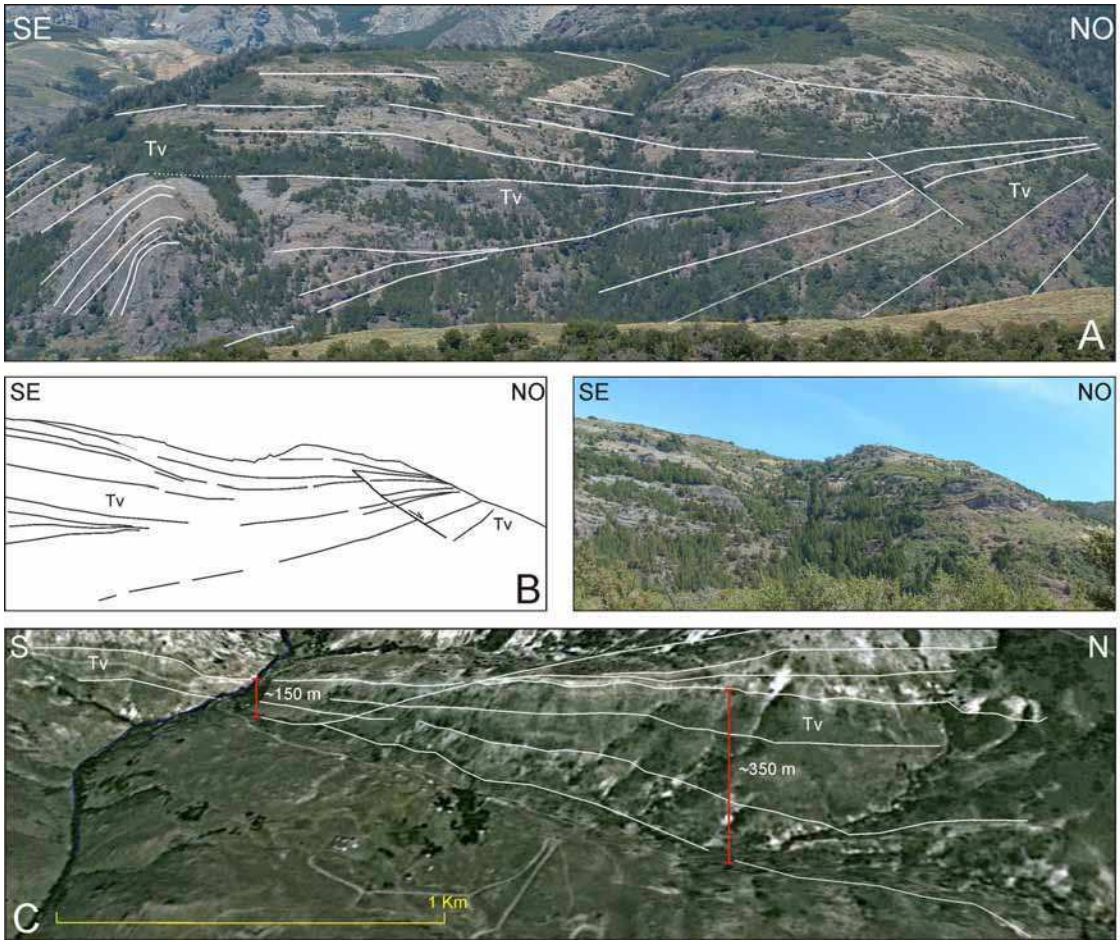


Fig.7.14. Variaciones lateras de espesor y discordancias progresivas asociadas a falla normales en la vertiente septentrional de la sierra de Mamuil Malal (**A y B**), y en los faldeos occidentales del cerro Auca Pan (**C**).

Observaciones de campo realizadas en el segmento norte de la cuenca de Collón Cura permitieron reconocer variaciones laterales de espesor y discordancias progresivas en asociación con fallas normales de mediana escala en sucesiones

volcaniclásticas e intercalaciones sedimentarias de las secuencias de la Formación Auca Pan, lo que indicaría una actividad tectónica extensional sincrónica con la sedimentación (Figuras 7.14 y 7.15). Estas son las primeras evidencias de superficie acerca de un control sinextensional en la depositación de las sucesiones oligocenas para este segmento, y son consistentes con evidencias de superficie y de subsuelo acerca de un control extensional en la depositación de las secuencias del Grupo Río Foyel (Eoceno tardío – Oligoceno temprano (Giacosa y Heredia, 2004)) y de la Formación Ventana (Oligoceno) a lo largo de la cuenca de Ñirihuau (Asencio *et al*., 2006; Bechis, 2008; Bernardo *et al*., 2009).

En las sucesiones volcaniclásticas expuestas en los faldeos septentrionales de la sierra de Mamuil Malal se han observado variaciones laterales de espesor y discordancias progresivas (Fig. 7.14). Si bien no han podido apreciarse grandes estructuras asociadas a las mismas, es posible inferir a partir del reconocimiento de fallas normales menores, un control extensional en la acumulación de estas secuencias.

En el sector mas oriental del afloramiento, es posible observar un cambio abrupto en la actitud de los bancos, los que pasan en su sección superior de leves inclinaciones al NO, a disponerse con fuertes inclinaciones al SE, dando lugar a una estructura anticlinal de vergencia sudeste, que puede interpretarse como resultado de la reactivación compresiva de una falla normal de orientación NNE a NE e inclinación al oeste. Unos pocos kilómetros al sudoeste, Turner (1973) y Cucchi *et al*. (2005), interpretaron una falla de extensión regional y orientación NNO, que ponen en contacto a las plutonitas paleozoicas con las andesitas de la Formación Auca Pan a lo largo de su traza, como una falla normal de alto ángulo con inclinación hacia el este, lo que sustenta la interpretación de un control extensional en la acumulación de la Formación Auca Pan.

Un tanto más al norte, en las inmediaciones del cerro Auca Pan, pueden reconocerse importantes variaciones laterales de espesor en los bancos individuales de las ignimbritas y secuencias vocaniclásticas de la Formación Auca Pan, lo que supondría un control estructural sincrónico a su acumulación (Fig. 7.14c)

Las mejores evidencias de sedimentación sinextensional terciaria la constituyen sin embargo exposiciones ubicadas sobre la margen sur del río Malleo en el sector norte de la cuenca (Fig. 7.15). Allí, pueden observarse estratos de crecimiento desarrollados en las sucesiones volcanosedimentarias de la Formación Auca Pan en asociación con una serie de fallas normales de mediana escala de orientación NNE y polaridad al oeste cuyos rechazos se encuentran en el orden de los dos metros. Dentro de las sucesiones pueden observarse numerosos bancos de conglomerados cuyos

espesores disminuyen gradualmente a medida que aumenta la distancia respecto de la estructura que controló su depositación. La mayor parte de estas estructuras presenta altos ángulos, lo que las preservó de la inversión durante la fase contraccional que afectó este sector de la cuenca en el Mioceno. Aquellas fallas de menor ángulo muestran sin embargo evidencias de reactivación contraccional. En este marco pueden observarse discordancias progresivas desarrolladas en las sedimentitas miocenas de la Formación Chimehuin, las que se disponen en relación de *onlap* sobre los miembros superiores de las sucesiones oligocenas (Fig. 7.15 a y c). Ello sugiere una reactivación compresiva de una falla oriental de inclinación al oeste al momento de la depositación de las sucesiones miocenas (Fig. 7.15c).

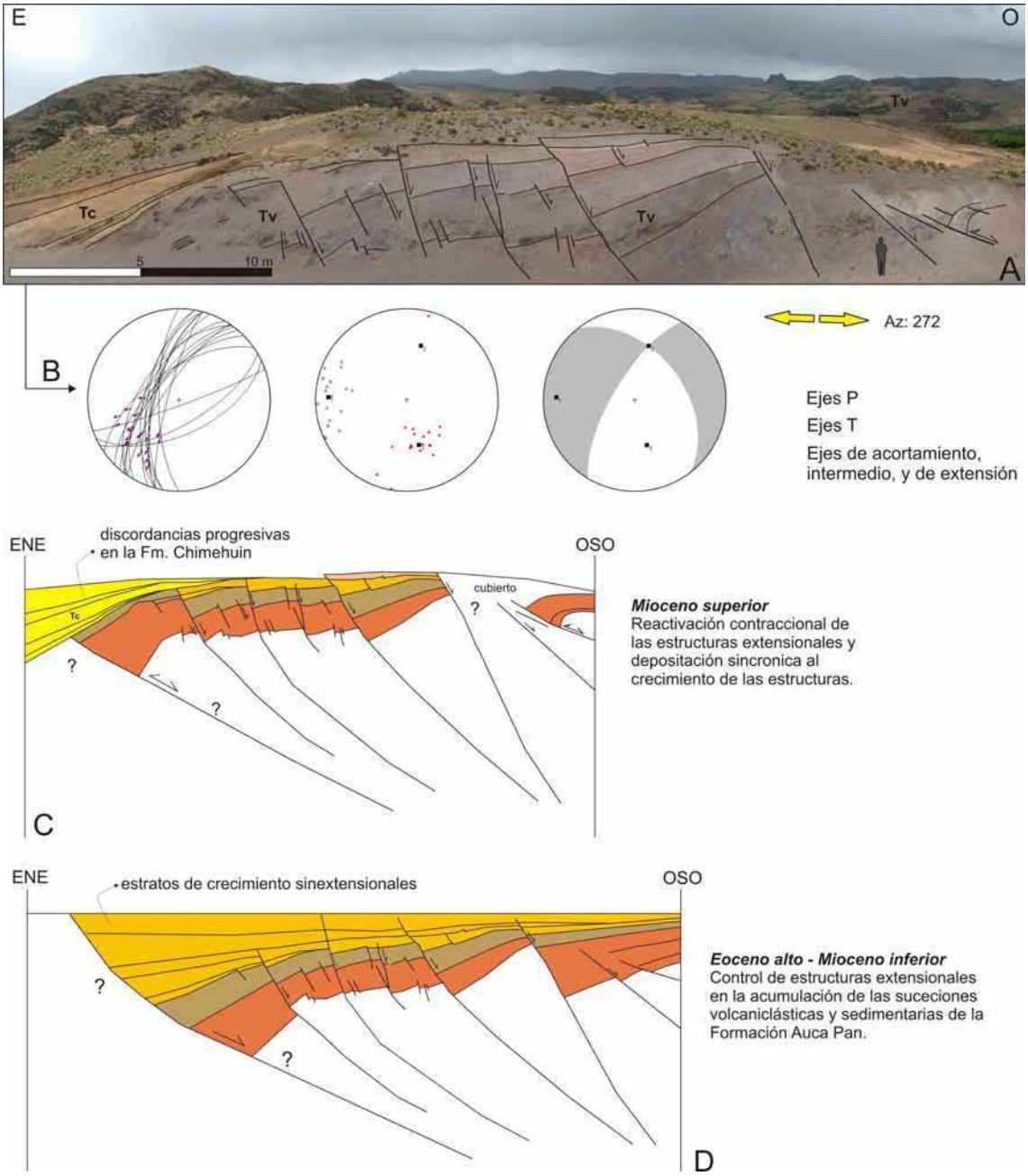


Fig.7.15 (Página anterior). Cuenca de Collón Cura, segmento septentrional. Fallas extensionales de mediana escala **A.** Control estructural en la depositación de las sucesiones volcaniclásticas y sedimentarias de la Formación Auca Pan en el segmento septentrional de la cuenca de Collón Cura. Nótese la progresiva disminución en la inclinación de los bancos, como también la pérdida de espesor hacia los sectores distales de las estructuras. **B.** Datos cinemáticos tomados en las fallas normales. Estas presentan una orientación dominante al NNE e inclinación al oeste. Los ejes de extensión inferidos a partir del procesamiento de datos se disponen según un azimut de 272º. Las estrías medidas en fallas menores sugieren una componente de rumbo. **C y D.** Esquema estructural evolutivo. ***Eoceno alto – Mioceno inferior (34 a 18 Ma)****:* actividad tectónica extensional sincrónica con la sedimentación. ***Mioceno superior (8 a 4,3 Ma)***: reactivación contraccional de las fallas normales de menor ángulo sincrónica con la depositación de las sedimentitas de la Formación Chimehuin.

Estas evidencias de superficie sugieren una actividad tectónica extensional al momento de la depositación de las secuencias de la Formación Auca Pan. El afloramiento del río Malleo resulta en este marco de suma utilidad, dado que resume en algunas decenas de metros, la historia terciaria del segmento septentrional de la cuenca de Collón Cura, dada por una fase inicial de actividad extensional durante la cual se depositaron las secuencias de la Formación Auca Pan, la cual fue sucedida en el Mioceno por una etapa contraccional (Fig. 7.15c).

Las estructuras compresivas afectan a los depósitos miocenos que constituyen el relleno superficial de la cuenca. Esta deformación se expresa en una serie de fallas de orientación dominante norte-sur y vergencia oriental que controlan el frente de levantamiento de la cordillera a estas latitudes (véase sección 6.2, Capítulo 6), como también en una serie de suaves plegamientos desarrollados en la cubierta sedimentaria tanto al este como al oeste del curso del Chimehuin.

Existen numerosas dataciones realizadas por distintos investigadores en las tobas e ignimbritas que forman parte del relleno superficial de la cuenca. Estas han arrojado edades de entre 18 y 7,4 Ma (González Díaz *et al*., 1986,1990; Linares y González *et al*., 1990). Sobre las base de las discordancias progresivas observadas en los depósitos miocenos del sector, y teniendo en cuenta las cercanías respecto del depocentro Catan Lil ubicado pocos kilómetros al NE, es posible restringir la deformación miocena del sector a un período comprendido entre los 8 y los 4,3 Ma.

De esta manera, el relleno de la cuenca de Collón Cura, registra la transición entre un régimen extensional que se desarrolló entre el Eoceno alto y el Oligoceno tardío (~34 a 18 Ma), seguido por una fase de subsidencia térmica representada por los términos basales de los depósitos miocenos (18 a 13 Ma), y un régimen compresivo que se restringe al Mioceno superior – Plioceno bajo (~8 a 4,3 Ma), durante el cual se terminó de estructurar la faja plegada y corrida a estas latitudes (Fig. 7.16). La morfología

actual de la cuenca de Collón Cura sería de esta manera un reflejo de la última fase de deformación, durante la cual esta cubeta se comportó como una cuenca intermontana que recibió los sedimentos provenientes del alzamiento de la Cordillera Principal y de los sectores internos del umbral de Sañico ubicado inmediatamente al este (García Morabito *et al*., 2009).

La cuenca de Collón Cura se enmarca de esta manera dentro las cuencas de intraarco extensionales desarrolladas a lo largo de los Andes entre los 33º y los 45ºS (Jordan *et al.*, 2001), evidenciando particularmente una historia episódica similar a la de las cuencas de Cura Mallín y Ñirihuau, desarrolladas al norte y al sur respectivamente.

7.5. Evolución tectónica terciaria

Eoceno alto – Mioceno inferior (34 – ~18 Ma)

Durante el terciario, importantes sectores del margen andino comprendido entre los 33º y 45ºS fueron afectados por una tectónica de tipo extensional (Jordan *et al*., 2001; Charrier *et al*., 2002; Radic *et al*., 2002; Ramos y Folguera, 2005; Burns *et al*., 2006; Melnick *et al*., 2006; entre otros). A lo largo del segmento que nos concierne, este régimen extensional de carácter regional tuvo su expresión en el desarrollo de dos cuencas de intraarco, las cuales concentraron espesores variables de sucesiones volcanosedimentarias terciarias: la cuenca de Cura Mallín, cuyo segmento austral se desarrolla en territorio chileno a lo largo del valle del Bio Bio, y la cuenca de Collón Cura, la cual ocupa una buena porción del retroarco entre los al sur de los 39º15’S aproximadamente. Tradicionalmente, el inicio de esta etapa caracterizada por el desarrollo de cuencas a lo largo de los Andes Australes ha sido ubicado en el Oligoceno tardío, habiéndosela vinculado a un brusco incremento de las velocidades de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana (Muñoz *et al*., 2000; Jordan *et al*., 2001; Melnick *et al*., 2006). Los nuevos modelos propuestos para la cuenca de Ñirihuau, sugieren sin embargo, que la apertura de ésta y otras cuencas, se habría iniciado en algún momento del Ecoceno superior (Asencio *et al*., 2006; Bechis, 2008; Bernardo *et al*., 2008). Las evidencias tectonosedimentarias descriptas para el segmento septentrional de la cuenca de Collón Cura, no sólo coinciden con las nuevas propuestas temporales para el origen de la cuenca de Ñirihuau, sino que permiten además concretamente enmarcar a la cuenca de Collón Cura, cuya génesis se establecia tradicionalmente para el Mioceno medio, dentro de esta serie de depocentros terciarios expresados a lo largo del margen andino entre los 33º y los 45ºS, redefiniendo asimismo el inicio de la tectónica extensional en el área.

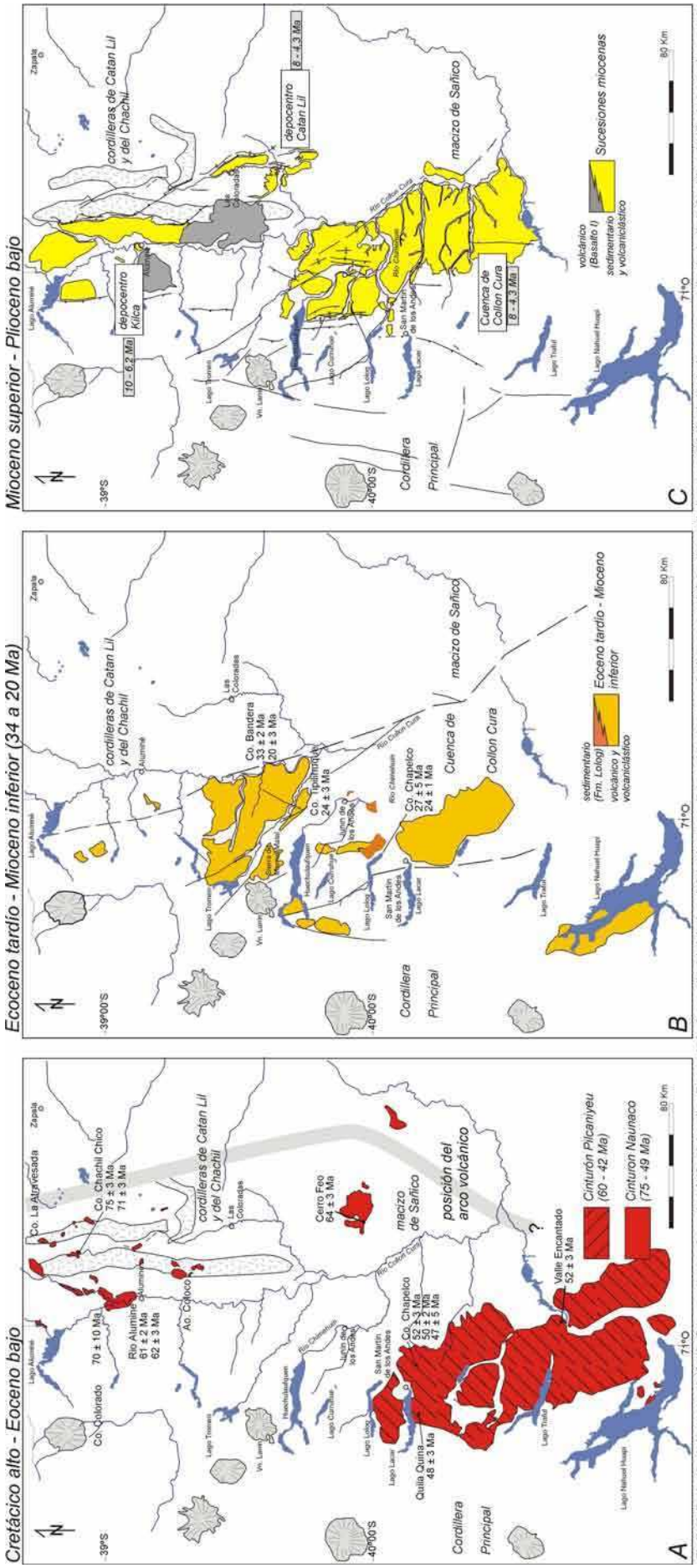


Fig.7.16. *Evolución de la cuenca de Collón Cura y sectores adyacentes. A) Cretácico alto - Eoceno bajo. Desarrollo del cinturón volcánico Naunaco. Este registra la presencia de un arco volcánico desarrollado a unos 400 Km de la trinchera que se extiende desde la Cordillera del Viento hasta el segmento septentrional de la cuenca de Collón Cura. B) Eoceno tardío - Mioceno inferior. Migración del arco hacia la trinchera y desarrollo inicial de la cuenca de Collón Cura bajo un régimen tectónico extensional. En este contexto se depositan las sucesiones de las Formaciones Auca Pan y Lolog. C) Mioceno superior - Plioceno bajo: Contracción a lo largo del retroarco, estructuración final de bloques precordilleranos en el retroarco asociado al desarrollo de cuencas intermontanas. Depositación de las sucesiones sintectónicas de las Formaciones Mitrauquen y Chimeuin a lo largo de los diferentes depocentros del retroarco. Levantamiento diferencial de bloques a lo largo del sistema de fallas de Liquiñé Ofqui (Thomson, 2002; Adriasola et al., 2005).*

Si bien no existen de momento datos suficientes que permitan extender estas nuevas edades al resto de las cuencas terciarias desarrolladas a lo largo del margen andino, parece cuando menos acertado considerar la posibilidad de un origen común de las mismas para el Eoceno tardío – Oligoceno temprano, durante una etapa de relativa baja velocidad de convergencia y una alta oblicuidad entre la placas de Nazca y Sudamericana (Somoza, 1998). (Fig. 7.18).

Mioceno superior – Plioceno bajo (11 – 4,3 Ma)

La última fase contraccional que dio lugar al alzamiento final del alto de Copahue Pino Hachado y de las cordilleras de Catan Lil y Chachil a lo largo del domino externo, y al desarrollo actual de la Cordillera Principal a estas latitudes, puede acotarse sobre la base de los controles tectonoestratigráficos presentados, a un lapso de tiempo comprendido entre el Mioceno superior y el Plioceno bajo. La misma puede constreñirse mas precisamente entre los 11 y los 5,6 Ma para el segmento norte, entre los 10 y los 6,2 Ma para el segmento central, y entre los 8 y los 4,3 Ma para el segmento sur, el cual incluye a la porción norte de la cuenca de Collón Cura (Figuras 7.17 y 7.18). Estas edades muestran un progresivo rejuvenecimiento del inicio de la generación de relieve hacia el sur, lo cual es consistente con una tendencia regional de disminución de las edades de inicio de la deformación hacia el sur, observada para un segmento andino comprendido entre los 30º y los 40ºS (Vietor y Echtler, 2006).

Nuestras evidencias geológicas, geofísicas, y estructurales muestran que el levantamiento final de este sistema precordillerano desde los 11 Ma se vincula a la actividad del corrimiento Pino Seco en su porción norte (Fig. 7.5 b), a la inversión de fallas NNO y NO y al desarrollo de un sistema de fallas norte-sur a lo largo de la vertiente occidental de la cordillera de Catan Lil (Figuras 7.8 y 7.9), y a la inversión de una serie de hemigrábenes mesozoicos hacia el sur (Figuras 7.10, 7.11, y 7.12). Este sistema montañoso de orientación NNO fue reestructurado de esta manera durante el mioceno superior, luego de una fase de deformación contraccional previa desarrollada entre el Cretácico superior y el Paleoceno, y de un período extensional que afectó las áreas adyacentes vinculado al desarrollo de cuencas de intraarco entre el Eoceno tardío y el Mioceno inferior.

Hacia el noroeste del área de estudio se produjo el cierre de la cuenca de Cura Mallín (Ramos y Folguera, 2006), mientras que en el segmento austral se produjo simultáneamente el cierre de la cuenca de Collón Cura y su pasaje a una cuenca de antepaís intermontana vinculada a una tectónica compresiva (Fig. 7.16).

Durante esta fase de deformación la Cordillera adquirió su configuración actual, en parte vinculada a la actividad a lo largo de su frente oriental, donde se desarrollaron una serie de fallas de alto y mediano ángulo, orientación norte-sur, y vergencia al este.

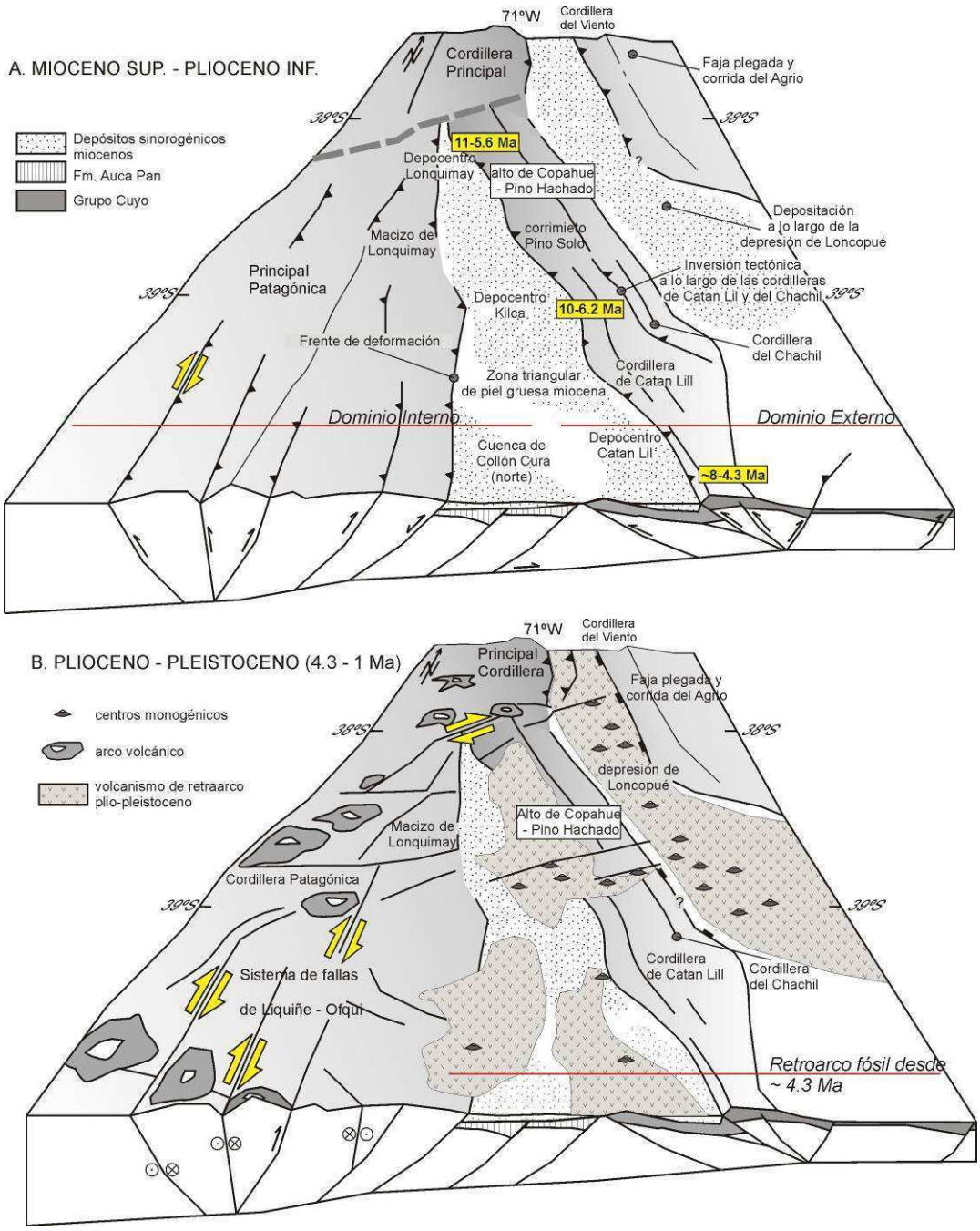


Fig.7.17. Bloques diagrama esquemáticos resumiendo la historia neógena del retraarco andino entre los 38º y los 40ºS.

Este frente se ubica unos pocos kilómetros al oeste de los ríos Bio Bio, Aluminé, y Collón Cura, y se expresa en un frente de vergencia oriental que se extiende entre el

macizo de Lonquimay y el lago Ñorquinco al norte (fallas Río Pedregoso y Relem), y en un frente de deformación bien expresado en el quiebre de la cordillera al sur del lago Huechulaufquen al sur (fallas Piedras Paradas y Curruhue).

El sector chileno de la Cordillera ubicado inmediatamente al este, estuvo a su vez caracterizado por la presencia del sistema de fallas de Liquiñe Ofqui, desarrollado entre los 46º y los 38ºS a lo largo de la actual zona del arco volcánico. Datos de exhumación diferencial a lo largo del mismo, indican que este sistema acomodó levantamiento diferencial de bloques durante esta etapa de deformación (Thomson 2002; Adriasola *et al*., 2005).

Datos de trazas de fisión en apatitas, y edades de enfriamiento a lo largo de la cordillera y del alto de Copahue – Pino Hachado a estas latitudes, arrojan asimismo valores de entre 12,5 y 5,8 Ma (Gräfe *et al*., 2002; Thomson *et al*., 2008), lo que convalida las edades de levantamiento miocenas superiores obtenidas en el sector del retroarco sobre la base de controles tectonoestratigráficos.

La carga ejercida por la faja plegada y corrida durante esta fase de deformación, resultó en el desarrollo de una serie de depocentros intermontanos íntimamente vinculados al levantamiento de bloques y a la generación de espacio de acomodación por subsidencia flexural. Las sucesiones volcanosedimentarias que constituyen el relleno de los mismos pueden ser correlacionadas sobre la base de características litoestratigráficas similares y el rango de edades que comprenden. Estas representan depósitos sintectónicos asociados al levantamiento final del sistema precordillerano constituido por el alto de Copahue –Pino Hachado y las cordilleras del Chachil y Catan Lil, como también a la estructuración a lo largo de la Cordillera Principal, y pueden ser integrados en una cuenca intermontana de orientación NNO desarrollada entre ambos sistemas, de buena correlación con los bajos gravimétricos expresados en el campo residual isostático estimado, y coincidente con zona triangular de piel gruesa durante esta etapa (Fig. 7.17) (véase Capítulo 6).

A una escala más regional, la fase de deformación contraccional miocena resultó en una morfología del tipo "*valley and ridge*", caracterizada por el levantamiento de bloques vinculados mayormente a estructuras de orientación NO a NNO y vergencia occidental (de norte a sur: cordillera del Viento, sectores internos de la faja del Agrio, alto de Copahue – Pino Hachado y cordilleras del Chachil y Catan Lil, umbral de Sañicó, asociados al desarrollo de cuencas de similar disposición (de norte a sur: depresión de Loncopué, depresión de Bio Bio – Aluminé, cuenca de Collón Cura) (Fig. 7.1). Es probable que esta configuración tenga su origen en el fuerte control de la

arquitectura extensional mesozoica, y en menor medida en el desarrollo de las diferentes cuencas extensionales terciarias (cuenca de Cura Mallín y Collón Cura).

Esta fase de deformación se extendió en el área hasta el Plioceno bajo aproximadamente, estando esta acotada por edades que van de los 6,7 y los 4,3 Ma, luego de lo cual la deformación se concentró esencialmente a lo largo del arco volcánico y la región del antearco.

Distintos trabajos han sugerido la existencia de una fase extensional para diferentes sectores del retroarco andino ubicados al sur de los 38ºS para el período que siguió a la fase de deformación del Mioceno superior – plioceno inferior, particularmente a lo largo de la depresión de Loncopué (Folguera *et al*., 2003; García Morabito y Folguera, 2005; Ramos y Folguera, 2005; Folguera *et al*., 2006; Melnick *et al*., 2006; Rojas Vera *et al*., 2008; entre otros).

7.6. Implicancias geodinámicas

Cuando se plasman en un gráfico las distintas unidades expuestas a lo largo del área de estudio, junto con las fases de deformación definidas a partir de controles estratigráficos, y las direcciones y tasas de convergencia entre placas para el terciario, parece factible establecer un vinculo entre los procesos tectónicos desarrollados a lo largo del segmento andino comprendido entre los 38º15’ y los 40ºS, y la historia de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana de acuerdo a las reconstrucciones realizadas por Pardo Casa y Molnar (1987) y Somoza (1998) (Fig. 7.18).

Si aceptamos que el inicio del estadio extensional que dio lugar al inicio de la depositación a lo largo de la cuenca de Collón Cura en el área de estudio, y a la cuenca de Ñirihuau hacia el sur, tuvo lugar entre el Eoceno superior y el Oligoceno inferior, vemos que este episodio coincide con una etapa de baja velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. Esta propuesta contrasta por otra parte con aquella que ubica el inicio de la tectónica extensional en el Oligoceno superior en coincidencia con un salto importante en la velocidad de convergencia entre ambas placas (Muñoz *et al*., 2000; Jordan *et al*., 2001; Melnick *et al*., 2006).

La fase contraccional definida a lo largo del área para un lapso comprendido entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior, coincide por su parte temporalmente con un período de relativa alta velocidad de convergencia subortogonal (~11 mm yr^{-1}) (Pardo Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998) (Fig.7.18).

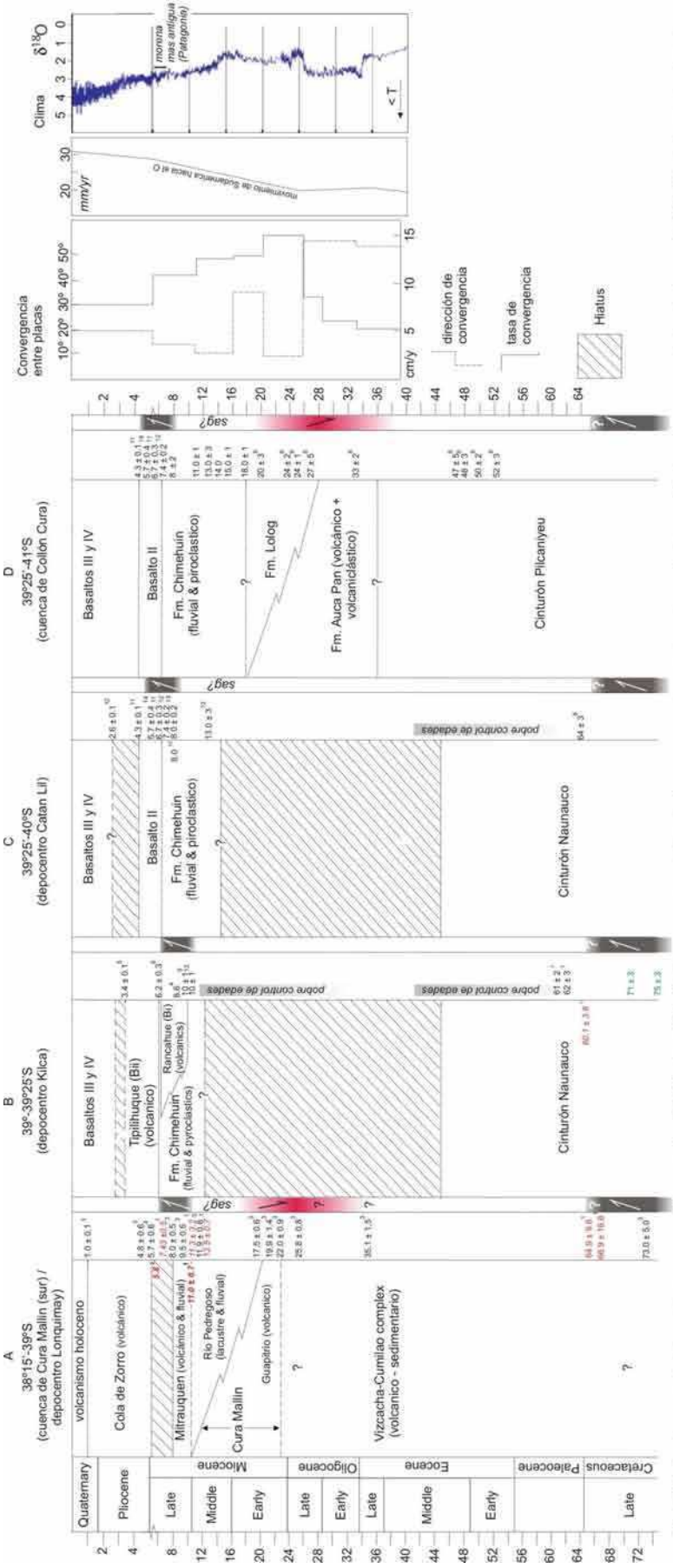


Fig. 7.18. Cuadro estratigráfico del retroarco andino entre los 38°15' y los 41°S dividido en sectores. Historia de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana compilada de Somoza (1998). Movimiento absoluto de Sudamérica tomado de Silver et al. (1998). Registro marino global de 18O tomado de Zachos et al. (2001) en Vietor y Echtler (2006). Datos de trazas de fisión en apatitas y edades de enfriamiento en rojo, compiladas de (1) Thomson et al. (2008) y (2) Graefe et al. (2002). Edades compiladas de (3) Suárez y Emparán, (4) Linares y González (1990), (5) Vattuone y Latorre (1998), (6) Re et al. (2000), (7) Lagorio et al. (1998), (8) Rapela et al. (1988), (9) Uliana (1979), (10) Mazzoni y Benvenuto (1990), (11) Linares et al. (1991), (12) Linares y González (1991), (13) González Díaz et al. (1990), (14) Valencio et al. (1970). Referencias de edades en Collón Cura véase tabla 3.2. Edades en verde: presente estudio.

Esta última fase de deformación contraccional no presenta sin embargo una correlación lineal con la convergencia relativa entre placas, si se tiene en cuenta que no se asocia temporalmente con el importante incremento en la tasa de convergencia acompañado de un decrecimiento en la oblicuidad que se produce alrededor de los 25 Ma (Somoza, 1998). Existe en realidad un *gap* de alrededor de 15 Ma entre este cambio en la velocidad y dirección de convergencia entre placas y el inicio de la deformación contraccional en el retroarco. Ello estaría indicando la intervención de otros parámetros que podrían haber condicionado en cierta forma el inicio de la orogenia miocena en este segmento de los Andes. Entre estos últimos pueden mencionarse: 1) el movimiento absoluto de la placa Sudamericana hacia el oeste (Vietor y Echtler, 2006), 2) variaciones en el acople entre ambas placas (véase Hindle *et al*., 2002; Yañez y Cembrano, 2004; Somoza y Ghidella, 2005), y 3) un debilitamiento de la litósfera (Jordan *et al*., 2001), entre otros.

1) El desplazamiento absoluto de la placa Sudamericana hacia el oeste, constituye el único parámetro vinculado a la cinemática de placas que se incrementa progresivamente a lo largo del Mioceno, desde unos 20 mm yr^{-1} hasta unos 30 mm yr^{-1} aproximadamente (Silver et al., 1998) (Fig.7.18). Este hecho llevó a Vietor y Echtler (2006), a proponer un progresivo crecimiento del orógeno hacia el sur, que alcanza los 38º30’S a los 10 Ma aproximadamente en consonancia con las edades obtenidas en este estudio, vinculado no tanto a un incremento del movimiento relativo entre las placas de Nazca y Sudamericana, sino mas bien al movimiento absoluto de la placa Sudamericana hacia el oeste.

2) Algunos estudios sugieren por otra parte que una caída en las tasa de convergencia relativa entre placas se correlacionan a un incremento del acople entre las mismas a lo largo de la zona de subducción, lo que se traduce en una transmisión de los esfuerzos mas efectiva hacia el retroarco (Yañez y Cembrano, 2004; Somoza y Ghidella, 2005).

3) Jordan et al. (2001), propusieron por su parte un debilitamiento de la litosfera relacionado a la fase extensional que afectó buena parte del margen activo de los Andes Centrales Australes durante el Oligoceno. Esta fase se encuentra bien documentada en los sectores septentrionales y australes del segmento aquí estudiado (cuencas de Cura Mallín y Collón Cura) (Suárez y Emparán, 1995; Jordan *et al*., 2001; Radic *et al*., 2002; Burns *et al*., 2006; y el presente estudio). Es posible que este episodio haya permitido que los intervalos compresivos que le siguieron afectaran amplios sectores del retroarco como consecuencia de una litosfera debilitada mecánicamente a causa de la actividad extensional precedente.

La fase de deformación contraccional miocena, durante la cual se produce un avance hacia el este de la faja plegada y corrida, termina de acuerdo a nuestras

observaciones entre los 6,7 y los 4,3 Ma, momento a partir la cual se concentra esencialmente en los sectores del antearco y del arco volcánico actual. En estos sectores la deformación es particionada entre un sistema de tranpresión y transcurrencia implantado a lo largo del arco, y un sistema de transpresión y compresión pura implantado a lo largo del antearco (Lavenu y Cembrano, 1999; Folguera y Ramos, 2002; Rosenau, 2004; Rosenau *et al*., 2006).

Este escenario caracterizado por un retroarco fósil, contrasta por otro lado con los segmentos andinos ubicados al norte de los 34ºS, donde el acortamiento a lo largo del retroarco andino ha sido continuo desde el Mioceno. Esta migración de la deformación hacia el este coincide con una importante actividad a lo largo del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (Rosenau *et al*., 2006; Melnick *et al*., 2006). Este cambio en las condiciones dinámicas de este segmento andino ocurrido durante el Plioceno inferior, puede atribuirse quizás a una caída gradual de la velocidad de convergencia acompañada de un incremento progresivo de la oblicuidad entre las placas de Nazca y Sudamericana alrededor de los 5 Ma. Este incremento en la oblicuidad explicaría por otra parte el paso desde un sistema de partición bajo para el Mioceno (véase Capítulo 8), a un sistema particionado entre el arco y el antearco (Lavenu y Cembrano, 1999; Rosenau *et al*., 2006). La fosilización de amplios sectores del retroarco puede explicarse también en función de una reducción del acople en la interfase entre las placas de Nazca y Sudamericana (Lamb y Davis, 2003), como consecuencia de una lubricación del sistema. Lo que respondería a un incremento del aporte de sedimentos hacia la trinchera asociado a la conjunción entre el alzamiento final de la misma durante el Mioceno superior, y a la expansión de masas de hielo desde los 7 Ma (Mercer y Suter, 1982) sobre la topografía recientemente construida. El lapso de tiempo transcurrido entre los comienzos de la glaciación alrededor de los 7 Ma y la fosilización del retroarco entre los 6,7 y los 4,3 Ma, abarcaría en ese caso unos 2 Ma, tiempo necesario para que la acumulación de los sedimentos a lo largo de la trinchera comience a intervenir como una variable efectiva en el marco del sistema de subducción andina (Vietor y Echtler, 2006), tendiente a disminuir la transmisión de esfuerzos al continente. Este escenario se apoya en datos de trazas de fisión obtenidos a lo largo del eje de la cordillera a estas latitudes (Gräfe *et al*., 2002; Thomson, 2002; y Thomson *et al*., 2008), la ausencia de una cubierta neógena a lo largo del mismo al sur de los 39ºS, y la exposición de intrusivos corticales neógenos que indican importantes tasas de erosión para los Andes Nordpatagónicos vinculadas a factores climáticos (Hervé *et al*., 1996; Vietor y Echtler, 2006).

CAPÍTULO 8. ANÁLISIS CINEMÁTICO

La variación temporal en la magnitud y en la orientación de los vectores de convergencia entre placas representa una variable de primer orden en los márgenes activos de tipo andino. La partición de la deformación a escala litosférica, producto de la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana, presenta variaciones temporales (a lo largo del Cenozoico) y espaciales (a lo largo del margen Sudamericano), las que se expresan en los distintos estilos tectónicos, como también en diferencias latitudinales en la configuración de la cadena andina.

Los métodos de inversión de esfuerzos o deformación basados en el análisis cinemático de fallas menores asociadas a estructuras de carácter regional, permiten en muchos casos obtener información valiosa acerca de aspectos cinemáticos y/o dinámicos de eventos tectónicos pasados. Es así que a partir del análisis microtectónico de localidades representativas, se ha intentado caracterizar el ambiente cinemático neógeno de este sector de los Andes, y determinar el modo en que los esfuerzos y la deformación fueron transmitidos y acomodados en el retroarco, como también el rol que jugaron las estructuras e inhomogeneidades preexistentes en la estructuración de este sector de los Andes Neuquinos. El objetivo es definir un patrón de deformación regional y reconstruir las principales etapas de evolución a lo largo del Cenozoico.

5.1 Metodología

Adquisición de datos

Durante los trabajos de campo se midieron cerca de 300 estrías en 35 sitios correspondientes a 19 localidades. La mayor parte de los sitios se ubican en el segmento austral del Alto de Copahue – Pino Hachado y corresponden a fallas ubicadas en los faldeos occidentales de los cordones de Catan Lil y del Chachil.

Las mediciones se realizaron mayormente en fallas menores vinculadas a estructuras de primer y segundo orden asociadas a la orogenia andina. Para cada plano de falla se obtuvo su rumbo e inclinación, la orientación y el buzamiento de la estría o espejo de fricción tomado sobre el mismo plano (*rake*), y el sentido y dirección del desplazamiento siguiendo los criterios propuestos por Petit (1987) y Allmendinger (1999). Análisis de este tipo pueden efectuarse sin conocer el sentido de desplazamiento, pero sus resultados van a estar sujetos a una mayor incertidumbre.

Figura 8.1. Ejemplos de indicadores cinemáticos (mayormente estrías asociadas al plano de cizalla) utilizados en la determinación de la dirección y el sentido del movimiento de las fallas menores.

La base de datos cubre una gran cantidad de direcciones con una predominancia de fallas de alto y mediano ángulo de orientación NE, NO, NNO y en menor medida N-S (Figura 8.2).

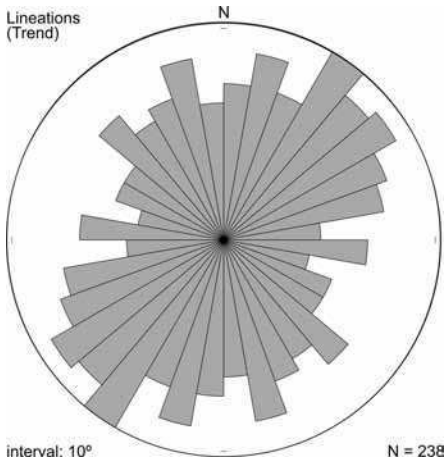


Figura 5.2. Distribución de fallas menores utilizadas en el análisis cinemático.

Procesamiento y análisis de los datos

Para el procesamiento de los datos se utilizó el método geométrico de los diedros rectos (*The right dihedra method*) descripto por Angelier y Mechtler (1977), Allmendinger (1984) y Angelier (1994), y el programa *FaultKinWin*® version 1.1 desarrollado por Allmendinger (2001).

Cuando una falla se mueve, el propio plano de falla y su plano auxiliar definen cuatro cuadrantes (diedros rectos) que quedarán en compresión y tensión alternadamente dependiendo de cómo sea el movimiento. Estos elementos son representados en proyección estereográfica de manera similar a como se representan los mecanismos focales de terremotos. Gráficamente se construyen los ejes P (*pressure*) y T (*tension*) contenidos en el plano de movimiento y ubicados a 45º respecto del polo del plano de

falla contenido en ese mismo plano. La intersección entre los planos nodales se conoce como eje B.

De acuerdo con el método de los diedros rectos (Angelier y Mechtler, 1977), para una población de fallas determinada, el eje de esfuerzo principal máximo (σ1) debería estar contenido en algún lugar dentro del rango de los diedros P, mientras que el eje del esfuerzo principal mínimo (σ 3) debería coincidir con los diedros T. La superposición de los diedros de compresión y extensión de una población de fallas nos definirá entonces la orientación más probable de σ1 y σ3. De un modo gráfico, es posible obtener estas posibles orientaciones si se suman arealmente las zonas compatibles en compresión y en extensión de todos los mecanismos disponibles. Cuando las fallas analizadas son numerosas, difícilmente se obtengan áreas residuales, por lo que esta metodología resulta impracticable. Para poblaciones de fallas numerosas es conveniente utilizar algún software de inversión. En este estudio se ha empleado el programa *FaultKinWin*®, versión 1.1 (Allmendinger, 2001).

Los resultados del análisis cinemático de fallas pueden ser representados de diversas maneras. Una forma muy común es representar los diedros compresivos y distensivos junto con el promedio de los ejes P y T en una proyección estereográfica (red de Wulff, hemisferio inferior), donde el sombreado indica compresión y el blanco extensión.

Es posible que un conjunto de datos correspondiente a determinado sitio incluya diferentes poblaciones de fallas consistentes con distintos ambientes cinemáticos. Cuando esto ocurre suelen reconocerse distintos agrupamientos de los ejes P y T en un ploteo, por lo que pueden ser separados adecuadamente antes de efectuar un análisis. De la misma manera pueden ser excluidos datos aislados que no pueden vincularse a ninguna población.

Cuando los datos cinemáticos son interpretados en términos de esfuerzos (análisis dinámico) es necesario hacer las determinadas asunciones: a) la deformación es homogénea, b) la deformación es coaxial (cizalla pura), y c) el fallamiento es consistente con el criterio de Mohr-Coulomb, lo cual es válido para rocas isótropas.

Dado que estas asunciones difícilmente se cumplen en la naturaleza, o que solo lo hacen a escala pequeña (a escala de afloramiento por ejemplo), los esfuerzos obtenidos a partir de un análisis de este tipo van a estar representando un campo de esfuerzos local. Como aproximación, es posible sin embargo asumir que el promedio de las direcciones de acortamiento sea consistente con las direcciones regionales de esfuerzos o bien con las componentes particionadas del campo de esfuerzos regional.

8.2 Resultados

Los ejes de acortamiento y de extensión derivados del análisis cinemático de fallas menores asociadas a estructuras de carácter regional, muestran cierta variabilidad en su distribución y son consistentes con mecanismos de deformación heterogéneos.

Sobre la base de la orientación de los ejes de acortamiento (eje P), de extensión (eje T) y de los ejes intermedios de deformación (eje B), es posible diferenciar distintas poblaciones correspondientes a fallas con desplazamiento de rumbo (buzamiento del eje-B > 45º), fallas normales (buzamiento del eje-P > 45º) y fallas inversas (buzamiento del eje-T > 45º) (Tabla 8.1). La mayor parte de los resultados obtenidos son consistentes con un fallamiento inverso y presentan una orientación dominante de los ejes de acortamiento ENE (Fig. 8.3). A escala regional, estas direcciones son consistentes con la convergencia relativa entre las placas de Nazca y Sudamericana. Las soluciones correspondientes a un fallamiento de rumbo indican una contracción en dirección NE-SO. Aquellas correspondientes a fallamiento normal muestran una distribución bimodal, indicando extensión en dirección NE y NO.

Nº	*Localidad*	*Sitio*	*Longitud*	*Latitud*	*n*	*nf*	*λ1*	*λ2*	*λ3*
1	Las Mellizas	a	70º41' W	39º09' S	5	5	214/82	312/01	42/08
1	Las Mellizas	b	70º41' W	39º09' S	11	11	198/14	105/11	339/72
2	Quilachanquil		70º48' W	39º05' S	9	8	300/78	182/06	91/11
3	Mallín de Ibañez	a,b	70º34' W	39º17'S	24	21	334/36	223/26	106/43
3	Mallín de Ibañez	c	70º35' W	39º17'S	4	4	288/83	160/04	70/05
4	Las Coloradas	a	70º31' W	39º36' S	9	9	183/44	354/46	88/04
4	Las Coloradas	b	70º31' W	39º36' S	6	6	312/04	220/24	51/66
5	Piedra Santa	a	70º36' W	39º26' S	11	11	189/17	75/53	290/32
5	Piedra Santa	bi	70º34' W	39º26' S	9	9	38/44	231/45	134/6
5	Piedra Santa	bii	70º31' W	39º26' S	7	7	76/49	232/38	332/12
6	Ao. Pinto (S)		70º48' W	38º59' S	18	18	214/52	41/37	308/04
7	Limenco		70º48' W	39º00' S	13	6	201/20	103/20	332/61
8	Ao. Pinto (N)		70º49' W	38º57' S	15	14	336/66	163/23	72/02
9	Casheu Mallo Hue	a	70º45' W	38º56' S	21	21	347/54	227/19	128/29
9	Casheu Mallo Hue	b	70º46' W	38º56' S	3	3	242/23	142/23	12.0/56
10	Puerta del diablo		70º48' W	38º56' S	17	10	331/21	201/61	74/18
11	Río Malleo		71º04' W	39º45' S	19	19	272/15	14/39	165/47
12	La Atravesada		70º40' W	38º56' S	19	15	212/56	344/24	84/22
14	Belisle		70º39' W	39º21' S	11	5	115/56	291/34	22/02
15	Portezuelo Chachil		70º38' W	39º02' S	13	13	124/85	351/03	261/03
16	Río Aluminé		70º53' W	39º47' S	10	10	318/24	150/66	50/04
17	Ao. Lajitas		70º41' W	38º47' S	11	11	334/36	233/16	123/50

Tabla 8.1. Datos cinemáticos obtenidos en fallas menores asociados a estructuras regionales. Nº: número de cada localidad y de los sitios asociadas a estas, n: número de fallas medidas, nf: número de fallas utilizado. λ1, λ2, y λ3: azimut y buzamiento de los ejes principal, intermedio, y menor del elipsoide de deformación.

Relación temporal y espacial

Las heterogeneidades cinemáticas suelen expresarse en distribuciones multimodales de los ejes de extensión y/o acortamiento, y pueden ser producidas por distintos mecanismos: deformación triaxial, reactivación de anisotropías, y/o múltiples eventos de deformación superpuestos (Marret y Allmendinger, 1990). Un análisis gráfico puede permitir identificar alguno de estos mecanismos dado que cada uno de ellos produce patrones característicos en la distribución de los polos de fallas y de las direcciones de desplazamiento (Marret y Allmendinger, 1990). Así y todo, las evidencias geológicas siguen siendo el mejor criterio para distinguir el tipo de mecanismo responsable de las heterogeneidades.

Uno de los problemas mas frecuentes en el análisis cinemático de estructuras se da cuando las fallas menores medidas tienen diferentes edades, o lo que es equivalente, cuando estas no se relacionan con un mismo ambiente cinemático y/o dinámico. En el análisis aquí efectuado, esta situación se hace evidente a partir de la identificación de distintas poblaciones obtenidas. Los resultados sugieren la existencia de poblaciones compatibles con diferentes regimenes cinemáticos, lo que en este caso estaría reflejando variaciones temporales de la deformación. Tanto los elipsoides de deformación compatibles con un fallamiento de rumbo, como aquellos consistentes con un fallamiento normal o inverso, han sido obtenidos de rocas de un amplio rango de edades, que va desde el Devónico hasta el Plioceno. Ello dificulta correlacionar las poblaciones a la edad de las rocas de las que fueron obtenidas como cabria esperar. A pesar de ello, es posible vincular a algunas de estas poblaciones a diferentes fases tectónicas sobre la base de observaciones a escala de afloramiento, así como también a partir de un la configuración estructural y tectónica del sector analizado.

El segmento estudiado presenta una evolución compleja caracterizada por la alternancia de regimenes tectónicos. La fase extensional de mayor alcance esta vinculada al rifting del Triásico superior – Jurásico inferior (Vergani *et al*., 1995). Se han postulado asimismo fases extensionales para el Oligoceno inferior – Mioceno superior (Jordan *et al*., 2001, Folguera y Ramos, 2003; Melnick *et al*., 2006; Burns et al., 2006), y para el Plio-Pleistoceno (Folguera y Ramos, 2003; García Morabito y Folguera, 2005; Ramos y Folguera, 2006; Rojas Vera *et al*., 2008). Estos últimos periodos de relajamiento se habrían producido entre las sucesivas fases de alzamiento orogénico que afectaron la zona. Entre estas últimas se destacan la del Cretácico superior – Paleoceno, y la del Mioceno superior (García Morabito *et al*., 2009).

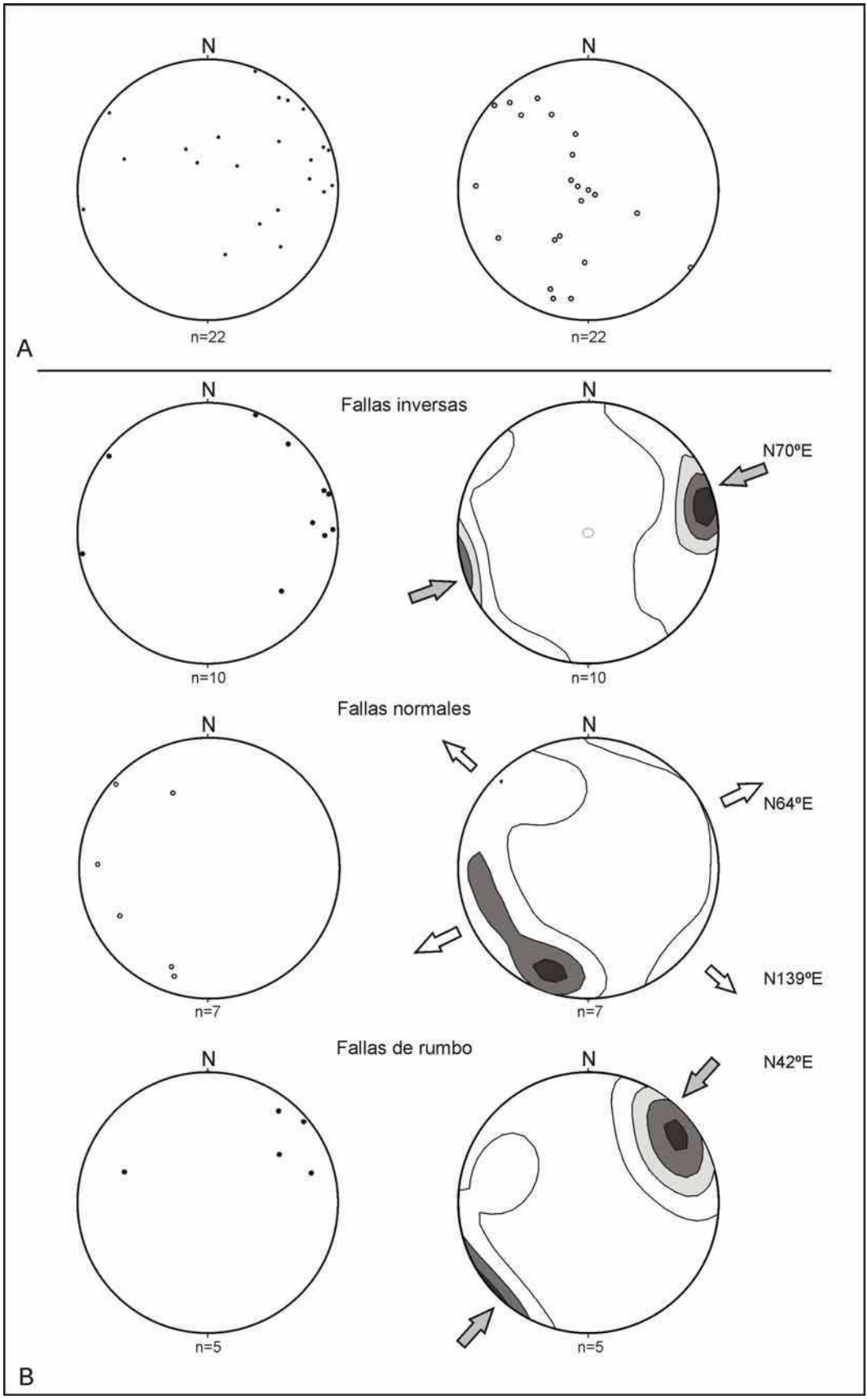


Figura 8.3. Resultados del análisis cinemático de fallas. Ejes P y T obtenidos en cada localidad. **A**. Polos de ejes de acortamiento (**ejes P**: círculos cerrados) y de extensión (**ejes T**: círculos abiertos). **B**. Poblaciones correspondientes a fallas inversas, normales y de rumbo.

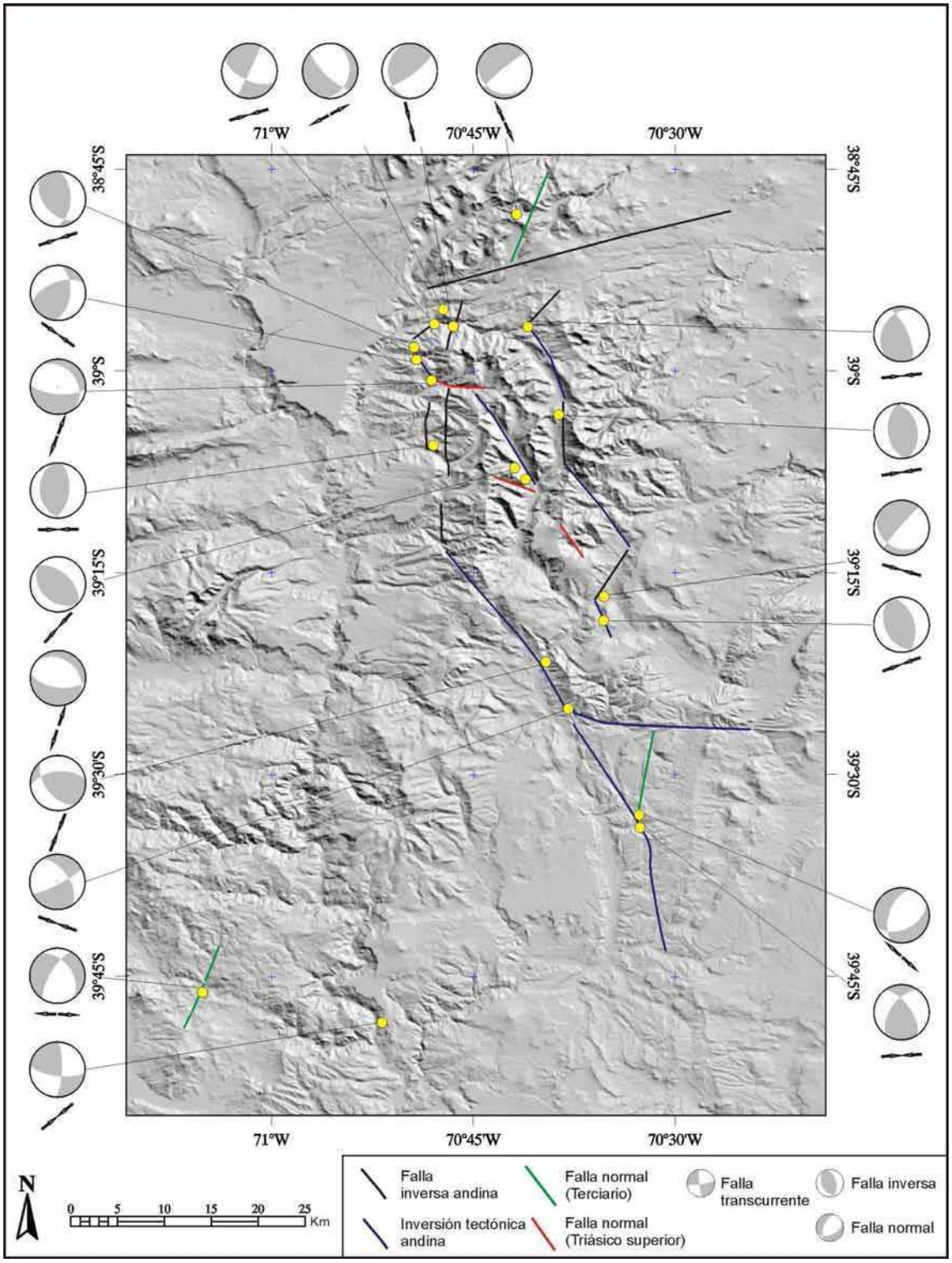


Figura 8.4. Resultados del análisis cinemático de fallas representado por "*beachballs*", ejes de presión y ejes de tensión. Los círculos amarillos indican las localidades incluidas en el análisis. Solo se han representado aquellas estructuras mayores asociadas a las cuales fueron tomados datos cinemáticos.

Algunos de los sectores analizados han preservado localmente una elevada proporción de fallas normales no invertidas durante las sucesivas fases compresivas reconocidas en el área. En ciertos casos, ha sido posible asignar ciertas poblaciones consistentes con una cinemática de fallamiento normal, a alguna de estas fases extensionales a partir del reconocimiento de discordancias progresivas asociadas a las estructuras en donde fueron tomados los datos. Es lo que sucede para las localidades 11 y 17, donde las edades de las fallas normales pueden determinarse conociendo la edad de las secuencias que se depositaron coetáneamente con la actividad de las mismas (Fig.8.5). Algo similar sucede para las localidades 1b, 7, y 9. En estos sectores los datos fueron tomados en fallas menores asociadas a estructuras que controlaron la acumulación de las secuencias de sinrift durante el Triásico superior – Jurásico inferior, por lo que los elipsoides derivados del análisis de las mismas pueden ser asignados a esta fase.

Los elipsoides consistentes con una cinemática de fallamiento normal (Localidades 1b, 3ab, 4b, 7, 9b, 11, 17) pueden ser correlacionados de esta manera a sucesivas fases de extensión y/o transtensión que habrían afectado el área, pudiéndose individualizar diferentes direcciones de extensión para cada fase: NE-SW para el Triásico superior – Jurásico inferior (Localidades 1b, 7, 9b), E-W para el Oligoceno (Localidad 11), y NNW-SSE para el Plioceno (Localidades 4b, 17). Estas representarían direcciones locales que eventualmente pueden hacerse extensivas a escala regional si se incrementa la base de datos.

Los datos utilizados en el presente análisis cinemático fueron recogidos mayormente al este del Río Aluminé. Esta zona estuvo sometida a una tectónica activa desde los ~ 10 Ma hasta los 6 Ma aproximadamente, luego de lo cual la deformación migró hacia el este. Las estructuras desarrolladas con posterioridad en el área han sido interpretadas como vinculadas a una tectónica extensional / transtensiva. Es por ello que aquellas poblaciones compatibles con una cinemática compresiva y transpresiva han sido correlacionadas al último período de contracción acaecido en el área, el cual como se ha dicho, tuvo lugar durante el Mioceno superior, mas precisamente entre los 10 y 6,7 Ma.

De esta manera podemos separar los resultados correspondientes a poblaciones compatibles con cinemáticas correlacionables a fases tectónicas previas y posteriores a la estructuración andina del área (localidades 1b, 3ab, 4b, 7, 9b, 11, 17), de aquellas poblaciones interpretadas como correspondientes a la estructuración miocena, lo que nos permite analizar a estas últimas de manera conjunta (localidades 1a, 2, 3c, 4a, 5,

6, 8, 9a, 10, 12, 14, 15, 16), y así intentar caracterizar el ambiente cinemático y/o dinámico del área durante el Mioceno superior.

Para ello hemos dividido el área de estudio en tres regiones ubicadas a lo largo de las principales estructuras reconocidas: dos de estas regiones se ubican a lo largo de de un sistema de fallas de orientación dominante NNO que controla el ascenso de la Cordillera de Catan lil (Regiones 1 y 3, Catan Lil norte y sur respectivamente). La Región 2 (Chachil) se ubica a lo largo de un segundo sistema de fallas (Sistema de fallas del Chachil) desarrollado a lo largo del flanco occidental de la Cordillera del Chachil (Figuras 8.4 y 8.8).

Región 1 (Catan Lil Norte)

Comprende los faldeos occidentales del segmento norte de la Cordillera de Catan Lil, el cual esta controlado por la prolongación septentrional del sistema de fallas de Lonqueo. Este se caracteriza en este sector por una serie de fallas de rumbos variables (N-S, NO y NE) y vergencia al oeste. La deformación asociada con este sistema de fallas fue estudiada midiendo estructuras secundarias en seis localidades distribuidas latitudinalmente a lo largo del mismo. La mayor parte de los datos fueron tomados en conglomerados y tobas del Mioceno, en secuencias de sinrift del pre-Cuyo y en volcanitas paleógenas.

Localidad 1 (Lagunas Las Mellizas)

Esta localidad de ubica a lo largo de las nacientes del río Catan Lil, en la vertiente oriental de la cordillera homónima. El curso superior del Catan Lil coincide con una falla/lineamiento mayor de rumbo NO, a la cual se asocian una serie de fallas menores de orientación dominante NNO. Los datos cinemáticos obtenidos a lo largo de este frente sugieren, a partir del una distribución multimodal de los ejes P y T, la existencia de dos poblaciones compatibles con diferentes ambientes cinemáticos. Estas poblaciones estarían representando distintos eventos de deformación, razón por la cual fueron analizadas de manera separada.

Las 11 fallas medidas correspondientes a la población 1a son consistentes con un fallamiento normal a lo largo de un plano NO, con la dirección de extensión dispuesta en el cuadrante NE.

Para la población 1b los datos muestran un mecanismo consistente con un desplazamiento de inclinación netamente inverso a lo largo de un plano NO. Las direcciones de acortamiento y estiramiento se sitúan en los cuadrantes NE (N42ºE) y NO respectivamente.

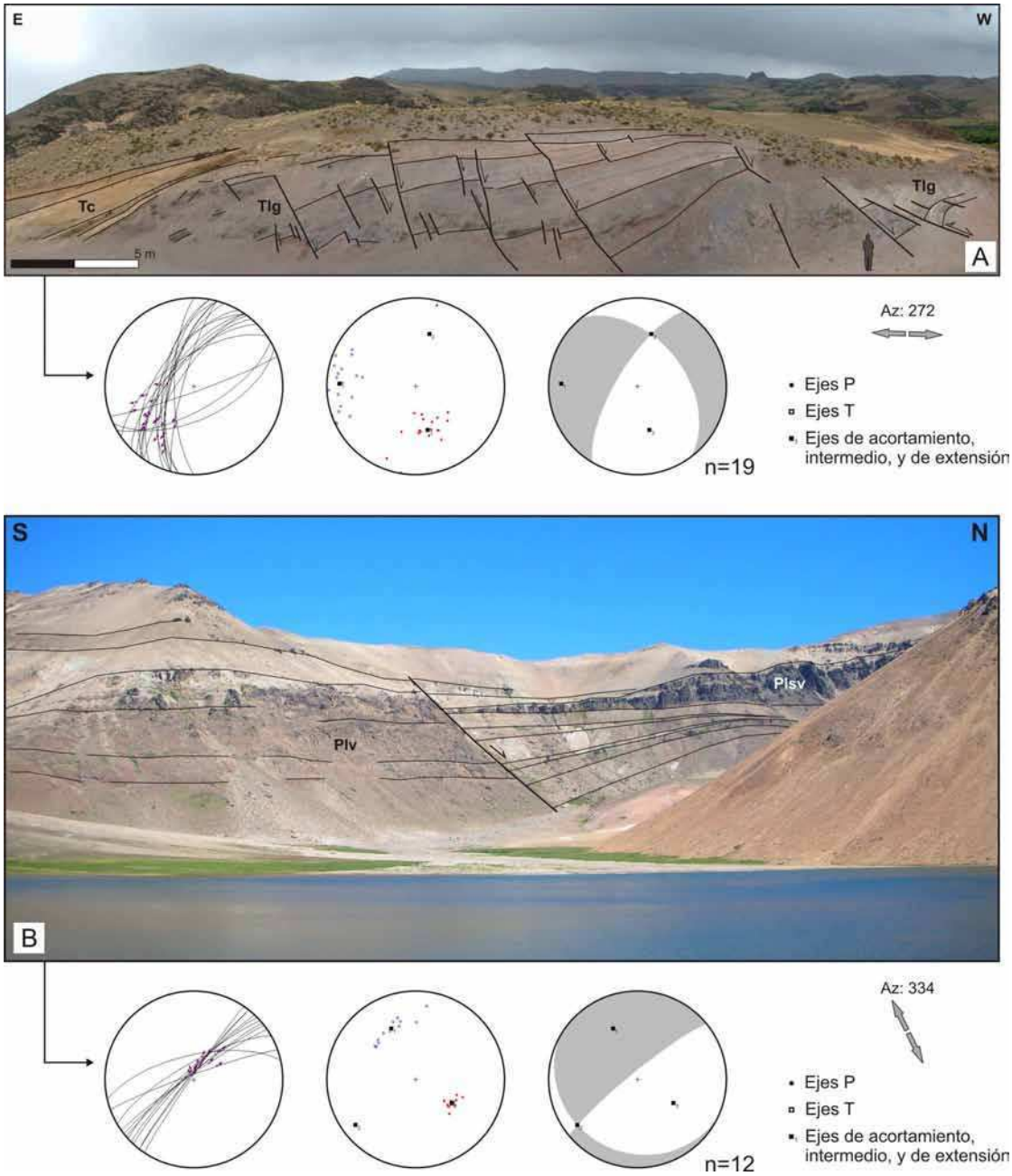


Figura 8.5. Ejemplos de discordancias progresivas asociadas a fallamiento normal. A. Localidad 11: Río Malleo. Fallamiento extensional afectando a las secuencias sedimentarias y volcánicas del Eoceno? - Oligoceno y datos cinemáticos correspondientes a esta localidad. B. Localidad 17: Ao. Lajitas. Hemigraben que controla la acumulación de secuencias volcaniclásticas asignadas al Plioceno y datos cinemáticos asociados. En ambos casos los planos de fallamiento normal se disponen en el cuadrante NE.

A partir de estos resultados, y de observaciones de campo realizadas es posible asignar la población 1a a la fase extensional que afecto el área entre el Triásico superior – Jurásico inferior, la cual se encuentra bien representada en el sector.

Localidad 2 (Quilachanquil)

Los datos cinemáticos obtenidos en este frente muestran un mecanismo claro asociado a un fallamiento inverso de rumbo norte-sur e inclinación al oeste, lo que es compatible con una falla de similares características reconocida al norte del Arroyo Quilachanquil, la cual monta las secuencias del Grupo Pre-Cuyo sobre las sedimentitas miocenas. El eje de acortamiento es subhorizontal y presenta un rumbo N86ºE.

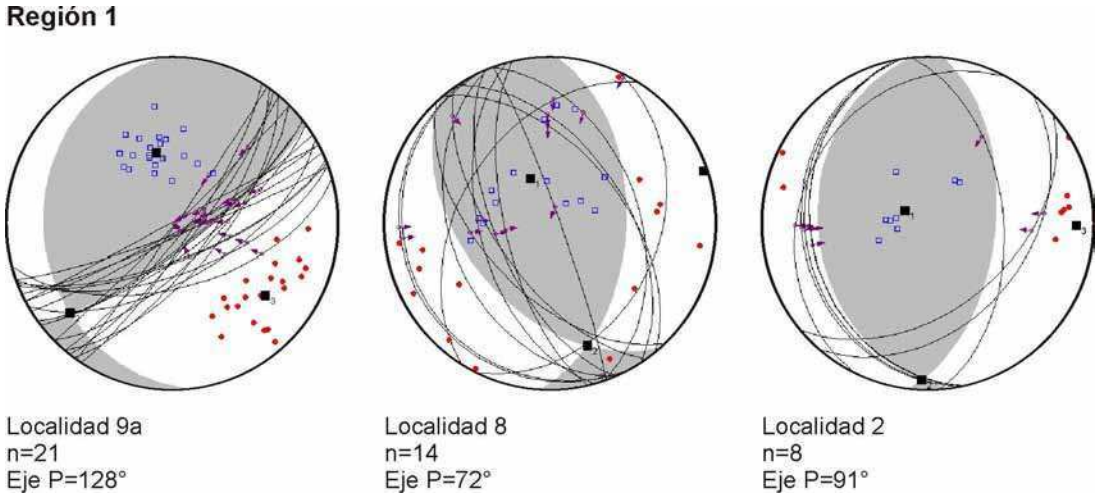


Figura 5.6. Datos cinemáticas correspondientes a la Región 1. Los cuadrados azules corresponden a los ejes de estiramiento, los círculos rojos a los ejes de acortamiento.

Localidad 6 (Arroyo Pinto S)

El frente de la Cordillera de Catan Lil se encuentra controlado en este sector por dos fallas conjugadas, una de orientación NO y otra se orientación NE. Ambas estructuras tienen vergencia al oeste e involucran a las secuencias volcaniclásticas del Pre-Cuyo en la deformación.

El análisis cinemático de las 18 fallas medidas muestra un juego de fallas inversas conjugadas de orientación NE y NNO. El mecanismo resultante indica desplazamiento de inclinación con una componente de rumbo a lo largo de un plano de rumbo N6ºO e inclinación al oeste. Los ejes de compresión y de extensión se ubican en los cuadrantes NO-SE y NE-SO respectivamente.

Localidad 8 (Arroyo Pinto N)

Este sitio se ubica en un sector adyacente a la localidad 6. El mecanismo obtenido a partir del análisis de las 14 fallas medidas, indica un desplazamiento de inclinación con

cierta componente dextral a lo largo de un plano norte-sur con inclinación al oeste. El eje de acortamiento de dispone de manera horizontal según un rumbo N65ºO, mientras que el eje de extensión lo hace según un eje ubicado en el cuadrante NE.

*Localidad 9 (*Casheu Mallo Hue)

A lo largo de las márgenes del Casheu Mallo Hue, en el sector septentrional de la Cordillera de Catan Lil se midieron estrías en más de 25 fallas menores. Los datos cinemáticos obtenidos sugieren, a partir del una distribución multi-modal de los ejes P y T, la existencia de dos poblaciones compatibles con diferentes ambientes cinemáticos. Estas poblaciones estarían representando distintos eventos de deformación, razón por la cual fueron analizadas de manera separada.

Los resultados correspondientes a la primer población (9a) se interpretan como correspondientes a la fase de deformación andina, e indican desplazamiento de inclinación inverso con una leve componente de rumbo dextral a lo largo de un plano de orientación NE con inclinación al SE. El eje de acortamiento se dispone de manera subhorizontal con Az: 128º.

El análisis de la segunda población arroja un mecanismo compatible con un desplazamiento de inclinación normal (9b) a lo largo de un plano NNE responde un eje de extensión ubicado en el cuadrante NE. Esta disposición, junto con las características estructurales del sector, en el que una serie de fallas normales no invertidas controlaron la acumulación de espesores variables del Grupo Pre-Cuyo, permite interpretar este mecanismo como compatible con el período de extensión que afectó el área entre el Triásico superior y el Jurásico inferior.

Localidad 10 (Puerta del Diablo)

Esta localidad se ubica inmediatamente al sur del cerro Trocoquen y se asocia a un rasgo regional de orientación NE bien expresado inmediatamente al sur del mismo.

Los datos cinemáticos obtenidos en 14 fallas menores, indican desplazamiento de rumbo a lo largo de un plano subvertical de orientación NE. El eje de acortamiento se ubica en el cuadrante NE según un eje subvertical de rumbo N74ºE.

Región 2 (Sistema del Chachil)

Comprende los faldeos occidentales del Cordón del Chachil, el cual se encuentra controlado por un sistema de fallas (sistema de fallas del Chachil) de orientación dominante NNO que se extiende regionalmente por más de 50 Km controlando el ascenso del mismo.

La deformación asociada con este sistema de fallas fue estudiada midiendo estructuras secundarias en siete sitios correspondientes a tres localidades distribuidas latitudinalmente a lo largo del mismo.

Localidad 3 (Mallín de Ibáñez)

Esta localidad se ubica en el extremo sur del sistema de fallas del Chachil. La estructura principal corresponde a una falla inversa con vergencia al sudoeste, que sobrepone granitos Paleozoicos a las sedimentitas marinas del Grupo Cuyo (Falla Mallín de Ibáñez). Asociado al bloque colgante de esta estructura, se destaca un anticlinal de orientación NNO, cuyo eje se curva hasta disponerse con una orientación NE de manera paralela al lineamiento coincidente con el curso del río Catan Lil. Un anticlinal desarrollado en las secuencias jurásicas, cuyo eje se dispone también según una orientación NE se reconoce asimismo en el bloque yacente.

Las mediciones se realizaron en dos sitios (3ab y 3c). En el sitio 3ab se midieron estrías asociadas a fallas menores de orientaciones variables en conglomerados del pre-Cuyo. El análisis sugiere una cinemática transtensional con una componente de rumbo dextral a lo largo de un plano subvertical (~86º) de orientación N41ºE. El eje de acortamiento se orienta según un eje de rumbo N74ºO, mientras que el eje de extensión lo hace según un eje de rumbo N27ºO. Esta estructura es interpretada así como una zona de transferencia asociada a la etapa de rifting que afecto a la región durante el Triásico superior – Jurásico inferior, y que desarrolló mayormente fallas normales de orientación NW las cuales se reconocen inmediatamente al sur y al norte de este sector.

En el sitio 3c los datos se obtuvieron a partir de estructuras menores cercanas a la falla Mallín de Ibáñez en rocas de edad pérmica y jurásica. Aquí se registra un juego de fallas inversas que se expresan en un plano de orientación N16ºO que inclina unos 50º al NE y un eje de acortamiento subvertical de rumbo N70ºE compatible con la estructura mayor correspondiente a la falla Mallín de Ibáñez.

Localidad 15 (Portezuelo del Chachil)

Al pie del Cerro Chachil, en las cabeceras de los ríos Casa Mayor y Catan Lil, la estructura se caracteriza por un sistema imbricado con vergencia al oeste que involucra a las rocas graníticas paleozoicas, así como también a las secuencias del pre-Cuyo y del Grupo Cuyo en la deformación. Los datos fueron tomados en fallas menores que afectan tanto los granitos como a las secuencias jurásicas. El análisis cinemático sugiere un desplazamiento de inclinación a lo largo de un plano de

orientación NNO inclinando 42º al este, y un eje de acortamiento horizontal orientado a N12ºO.

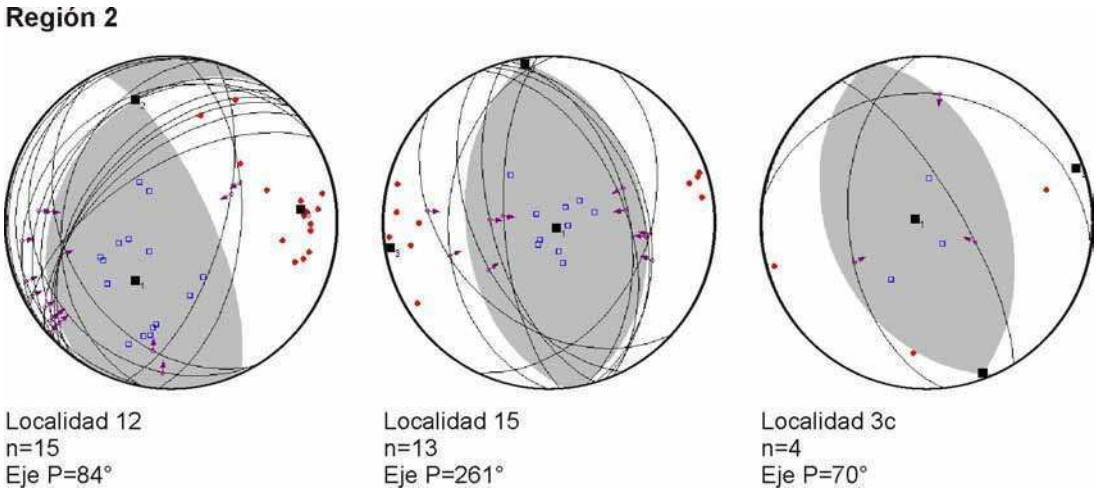


Figura 8.7. Datos cinemáticas de algunas de las localidades de la Región 2. Los cuadrados azules corresponden a los ejes de estiramiento, los círculos rojos a los ejes de acortamiento.

Localidad 12 (Cerro La Atravesada)

La falla Casa Mayor se extiende por unos 10 Km según un rumbo NNO a lo largo del valle del Arroyo Casheu Mallo Hue. Su traza afecta a los granitos Paleozoicos en el tramo sur, y margina a las secuencias de sinrift del pre-Cuyo, montándolas sobre las sedimentitas marinas del Grupo Cuyo en el extremo norte. Una falla conjugada de orientación NE desarrollada en los faldeos noroccidentales del cerro La Atravesada marca el límite septentrional de este sistema.

En este sector se registra mecanismo inverso con una componente de rumbo siniestral a lo largo de un plano de alto ángulo orientado al N25ºO, cuyas direcciones de acortamiento (N84ºE) y estiramiento se sitúan en los cuadrantes NE y NO respectivamente. Esta solución es compatible con la falla de carácter regional (Falla Casa Mayor) que invierte el depocentro La Atravesada en este sector. El plano conjugado indica una componente de rumbo dextral a lo largo de una estructura de rumbo NE, la que podría correlacionarse al sistema conjudado de igual orientación que se observa en imágenes satelitales.

Región 3 (Catan Lil Sur)

El análisis de imágenes satelitales y modelos de elevación digital permiten identificar una prominente zona orientada al noroeste, que se extiende a lo largo de mas de 50 Km desde el codo del Catan Lil al sur, a lo largo del río de nombre homónimo, hasta

alcanzar en su extremo noroeste el Arroyo Llamuco en el faldeo occidental de la Cordillera de Catan Lil. Este rasgo regional se vincula a una serie de fallas inversas de igual orientación, las cuales controlan el desarrollo de un extenso anticlinal asimétrico con vergencia al oeste (anticlinal Las Coloradas) en su segmento sur, y el ascenso de una serie de bloques de basamento con vergencia al SO en su segmento norte (Falla del Lonqueo). Este sistema es interceptado por una estructura regional de rumbo este-oeste conocida en la literatura como falla de las Coloradas (Lambert, 1956; Chotin, 1976) a la altura de Fortín 1º de Mayo. Esta controló el ascenso del Cordón de la Piedra Santa en su flanco sur y habría sido reactivada con una fuerte componente de rumbo durante la orogenia andina.

La deformación vinculada a estas estructuras regionales fue estudiada en distintas localidades ubicadas en el flanco occidental del anticlinal de las Coloradas (Localidad 4), a lo largo de la falla de Lonqueo (Localidad 5a y 14), como también a lo largo de la falla de las Coloradas (Localidades 5bi y 5bii).

Localidad 4 (Anticlinal Las Coloradas)

Un pliegue por propagación de falla con vergencia al oeste desarrollado en las secuencias mesozoicas al este del río Catan Lil constituye el rasgo saliente de este sector. El mismo se encuentra asociado a la reactivación compresiva de una falla normal con inclinación al este correspondiente a la fase extensional del Triásico superior – Jurásico inferior. Un sinclinal frontal desarrollado en las secuencias terciarias inmediatamente al oeste de este anticlinal, una serie de lineamientos y fracturas de orientación NNE ubicadas al este, y estructuras extensionales menores completan el cuadro estructural del sector.

El análisis cinemático de las 15 fallas medidas al este del río Catan Lil sugiere la existencia de más de un episodio de fallamiento, lo que llevo a dividir las poblaciones individualizadas y analizarlas de manera separada.

Los resultados correspondientes a la primer población (4a) indican un desplazamiento de inclinación con una componente de rumbo sinestral a lo largo de un plano de orientación N36ºO e inclinación de 64º al NE. El eje de acortamiento se dispone de manera horizontal en el cuadrante NE con un rumbo N86ºE.

Las segunda población (4b) indica un desplazamiento normal sobre un plano de rumbo N65ºE y con el eje de extensión NO-SE (N48ºO).

Localidad 5 (Piedra Santa)

La falla La Jardinera se dispone con un rumbo E-O a lo largo de mas de 15 Km y poniendo en contacto el basamento metamórfico con las sedimentitas del Grupo

Mendoza a lo largo de su traza. Esta estructura presenta una historia compleja de deformación polifásica, habiéndose comportado como una falla inversa con componentes de rumbo desde el Jurásico al Cretácico, y como una estructura de rumbo durante la fase miocena.

El sitio 5a se ubica en el sector donde esta estructura de rumbo E-O intercepta a otra estructura regional de rumbo NNO. Las estrías fueron medidas en 11 fallas menores de orientación variable que afectan mayormente a las secuencias marinas del Grupo Cuyo. Los resultados sugieren un desplazamiento de inclinación inverso con una fuerte componente de rumbo sinestral a lo largo de un plano NNO e inclinación al ENE. Se observa una rotación del eje de compresión que se dispone con rumbo N70ºO. Este resultado es más compatible con la estructura NNO que con la que se dispone sublatitudinalmente.

El análisis cinemático de las 16 fallas medidas en sedimentitas del Grupo Mendoza en los sitios 5bi, 5bii, y 5biii, indica desplazamientos de rumbo a lo largo de un plano subvertical E-O. Los ejes de compresión se orientan según un rumbo NO.

Localidad 14 (Belisle)

La localidad 14 se encuentra próxima a la confluencia del arroyo de la Mina con el río Catan Lil, en las inmediaciones de una falla inversa de orientación NNO y vergencia al SSO, que pone las metamorfitas Paleozoicas de la Formación Piedra Santa por encima de las sedimentitas marinas jurásicas del Grupo Cuyo.

Los datos se tomaron en rocas correspondientes a la Formación Piedra Santa a lo largo de este frente. Estos sugieren un desplazamiento de inclinación con una componente de rumbo sinestral a lo largo de un plano de orientación E-O. La dirección de acortamiento se dispone de manera horizontal según un rumbo N22ºO, lo que significa una rotación hacia el norte respecto de la disposición de los ejes de acortamiento obtenidos en la mayor parte del resto de las localidades.

8.3 Integración de los resultados

A través de toda el área al este del río Aluminé (dominio externo) las fallas inversas y corrimientos mayores se disponen con rumbos nor-noroeste y noreste. Muchas de estas estructuras invierten fallas normales mesozoicas y controlan el ascenso de bloques de basamento con vergencia al oeste (Fig.8.8). Los sitios ubicados a lo largo de estructuras de orientación NNO y NO muestran una clara componente de inclinación inversa, con ejes de acortamiento subhorizontales que se disponen en el cuadrante ENE, con un valor medio al Az: ~ 065º. Algunas de estas soluciones

muestran componentes de rumbo sinestrales de mayor o menor importancia de acuerdo a la disposición de los planos.

Las direcciones de acortamiento se desvían levemente hacia el norte a lo largo de las estructuras N-S y NE, las cuales en su mayoría presentan una importante componente de desplazamiento de rumbo, lo que podría estar indicando cierto grado de particionamiento de la deformación dada la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana.

En algunas localidades los ejes de acortamiento se disponen en el cuadrante NO, estos resultados son similares a aquellos obtenidos por Repol (2006) en las zonas internas de la faja plegada y corrida del Agrio inmediatamente al norte del área de estudio, y podrían estar reflejando una deflexión local producto de la reactivación andina de estructuras preexistentes, o bien un ambiente cinemático y/o dinámico diferente, es decir, un evento de deformación previo al del Mioceno superior.

En términos generales, las orientaciones de los ejes de acortamiento obtenidas son consistentes con la inversión de los sistemas extensionales mesozoicos de orientación NO y NNO, la reactivación transcurrente de las estructuras perpendiculares y oblicuas a la cadena andina, como también movimientos con componente de rumbo a lo largo de estructuras N-S y NE (Fig.8.10).

El promedio de las direcciones de acortamiento (Az: ~65º) explican no solo la inversión de aquellas fallas normales mesozoicas de orientación NNO, sino también la preservación de aquellas estructuras de mayor oblicuidad respecto de esta dirección, a lo largo de las cuales no se han observado evidencias significativas de inversión (Fig. 8.10).

8.4 Discusión: Partición de la deformación

La partición de la deformación ocurre en un amplio rango de ambientes tectónicos. Cuando la convergencia es oblicua, es común que la deformación sea particionada en fallas de rumbo y fallas inversas que acomodan las componentes de cizalla simple y pura respectivamente en distintas proporciones (Tikoff y Teyssier, 1994; Teyssier *et al*., 1995).

Durante el evento de deformación que afectó la región en el Mioceno superior, podría inferirse cierto grado de partición de la deformación a partir de una distribución levemente bimodal de los ejes de acortamiento obtenidos para el análisis cinemático de las fallas de edad andina. Estos, se disponen mayormente de manera subhorizontal y presentan un rumbo ENE y NE, localmente se reconocen direcciones de rumbo NO (Fig. 8.9). El valor medio se ubica así en el cuadrante NE-SO, con un Az = ~60º.

En la mayor parte de las localidades las direcciones de extensión son subverticales, mientras que en otras, estas se disponen subhorizontalmente (localidades 5a, 5b, 10, 16), lo que indica una proporción de fallas inversas y otra menor de fallas de rumbo.

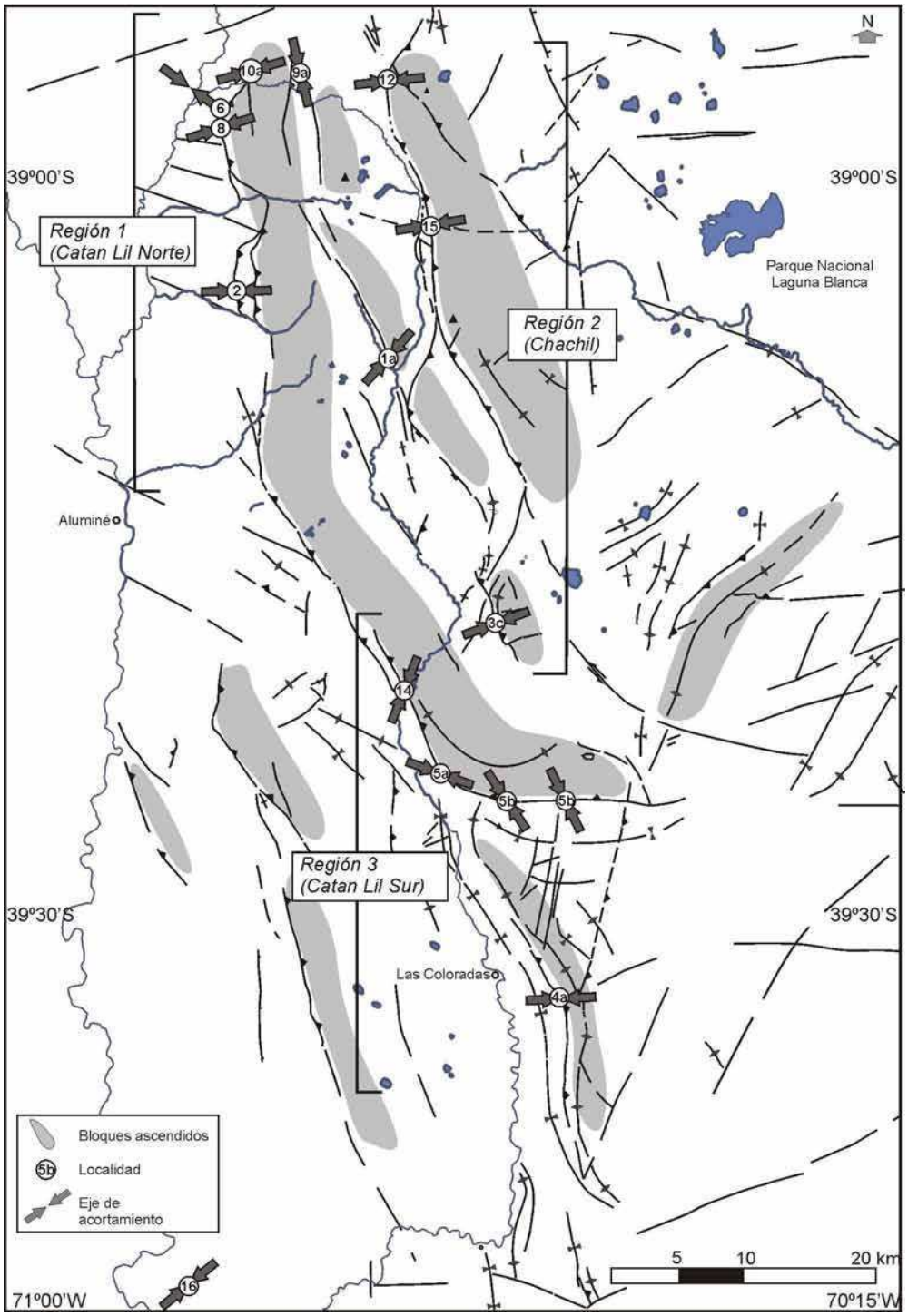


Fig. 8.8. Distribución de los ejes de acortamiento y su relación con las estructuras mayores reconocidas en el área. Nótese la orientación dominantemente NO – NNO de las principales fallas que controlan el ascenso de bloques.

Este esquema nos permitiría individualizar a grandes rasgos estructuras que acomodan la componente de cizalla lateral y estructuras que permiten acomodar una componente normal de la cizalla.

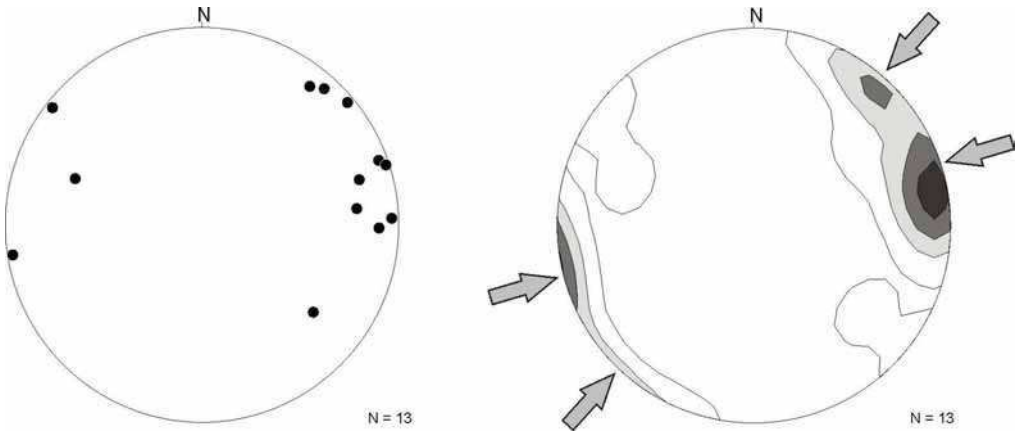


Fig. 8.9. Ejes de acortamiento y ploteo de contornos para las fallas con desplazamiento de rumbo e inversas de edad andina. Nótese la distribución bimodal de los ejes de acortamiento mayormente dispuestos en el cuadrante NE, con excepción de un pequeño número ubicado en el cuadrante NO.

Distribuciones similares en los ejes de acortamiento han obtenido estudios en segmentos de la cadena andina ubicados al sur del área de trabajo, en un sector del retroarco interno de los Andes Nordpatagónicos (40º-42ºS) (Diraison *et al*., 1998), y en un sector transicional entre los Andes Patagónicos septentrionales y australes (46º-47ºS) (Lagabrielle *et al*., 2004). En ambos casos los resultados fueron interpretados como consistentes con una faja de cizalla dextral activa que alcanza la región subandina durante el Neógeno. En el segmento correspondiente a los Andes Nordpatagónicos, Diraison *et al*. (1998), interpretan, en base a una distribución bimodal similar a la aquí obtenida, que la deformación ha sido particionada a lo largo de fallas inversas y fallas de rumbo de orientación N-S.

Este esquema tectónico no permite sin embargo situarnos con precisión en el amplio espectro que se desarrolla entre un sistema totalmente particionado y un sistema no particionado. Modelos cinemáticos teóricos (Tikoff y Teyssier, 1994; Teyssier *et al*., 1995) relacionan el ángulo de convergencia entre placas (α), la dirección de los ejes de máximo acortamiento (θp) y el grado de partición de la deformación. La orientación de la dirección de máximo acortamiento instantáneo dependerá así del ángulo de convergencia entre placas, y del grado de partición de la deformación (Teyssier et al., 1995; Arancibia *et al*., 1999). A medida que el grado de partición de la deformación se

incrementa, la dirección de máximo acortamiento instantáneo se dispone gradualmente de manera perpendicular al límite de placas (Teyssier *et al*., 1995), alcanzando una disposición ortogonal respecto del margen en los casos en que se alcanza una partición total.

En el caso de que la partición en la zona de estudio fuera alta, la dirección de acortamiento instantáneo dada por el ángulo θ, debería ser cercana a 100º si se considera un margen con una dirección aproximada N10ºE (Lavenu y Cembrano, 1999). El valor medio obtenido a partir del análisis cinemático de las fallas andinas (~N65ºE) esta alejado de los 100º para un caso de alta partición y se encuentra mas cerca de los valores esperables en el caso de una deformación parcialmente particionada (θ entre 45º y 90º). A partir de estos resultados, podemos afirmar que la partición de la deformación producto de la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana fue moderada a baja durante el Mioceno superior en el segmento comprendido entre los 38º y los 40ºS.

Un sistema de estas características, donde la partición es incompleta, presentara una mayor complejidad en los mecanismos de deformación respecto de los casos extremos, ya que solo una parte de la componente lateral del movimiento entre las placas será absorbida por sistemas transcurrentes, por lo que amplios sectores de la corteza se deformarán de manera mixta por efecto de la componente ortogonal y la parte de la cizalla lateral no absorbida por los sistemas transcurrentes, lo que dará lugar a una amplia gama de estilos de deformación.

La convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana se habría acomodado así en una zona de deformación de centenares de kilómetros de ancho que incluía tanto sectores del antearco y arco, como los del retroarco interno. Una buena parte de la componente de acortamiento habría sido absorbida mediante fallas inversas de orientación NO y NNO con componentes de desplazamiento de rumbo en el retroarco (sistema de fallas de Lonqueo y sistema del Chachil), las cuales se habrían visto favorecidas por su disposición subperpendicular respecto de los ejes de acortamiento transmitidos hacia el antepaís, dando lugar a la estructuración de las Cordilleras del Chachil y de Catan Lil (Fig.8.8). Estructuras dispuestas de manera perpendicular a la cadena andina (falla de las Coloradas), así como también algunas de las estructuras NE y N-S se habrían comportado coetáneamente de manera transcurrente y transpresiva.

A partir del Plioceno la convergencia oblicua pasó a ser acomodada enteramente en la zona de intraarco a través del Sistema de fallas de Liquiñe – Ofqui (Rosenau, 2004, Rosenau *et al*., 2006), reduciéndose el ancho de la zona de deformación y quedando inactivas las estructuras del retroarco interno producto de un cambio en algunas de las

variables tectónicas. Entre estas últimas pueden destacarse un incremento gradual de la oblicuidad de convergencia relativa entre placas, y una disminución gradual de la tasa de convergencia a partir de los ~ 5Ma (Somoza, 1998), como también un menor acople entre las placas de Nazca y Sudamérica como consecuencia de un mayor flujo de sedimentos hacia la trinchera (Lamb y Davis, 2003), asociado a la exhumación vinculada al alzamiento mioceno de la cadena andina y a la acción de los glaciares alrededor de los 7 Ma (Mercer y Sutter, 1982; Rabassa y Claperton, 1990; y Vietor y Echtler, 2006).

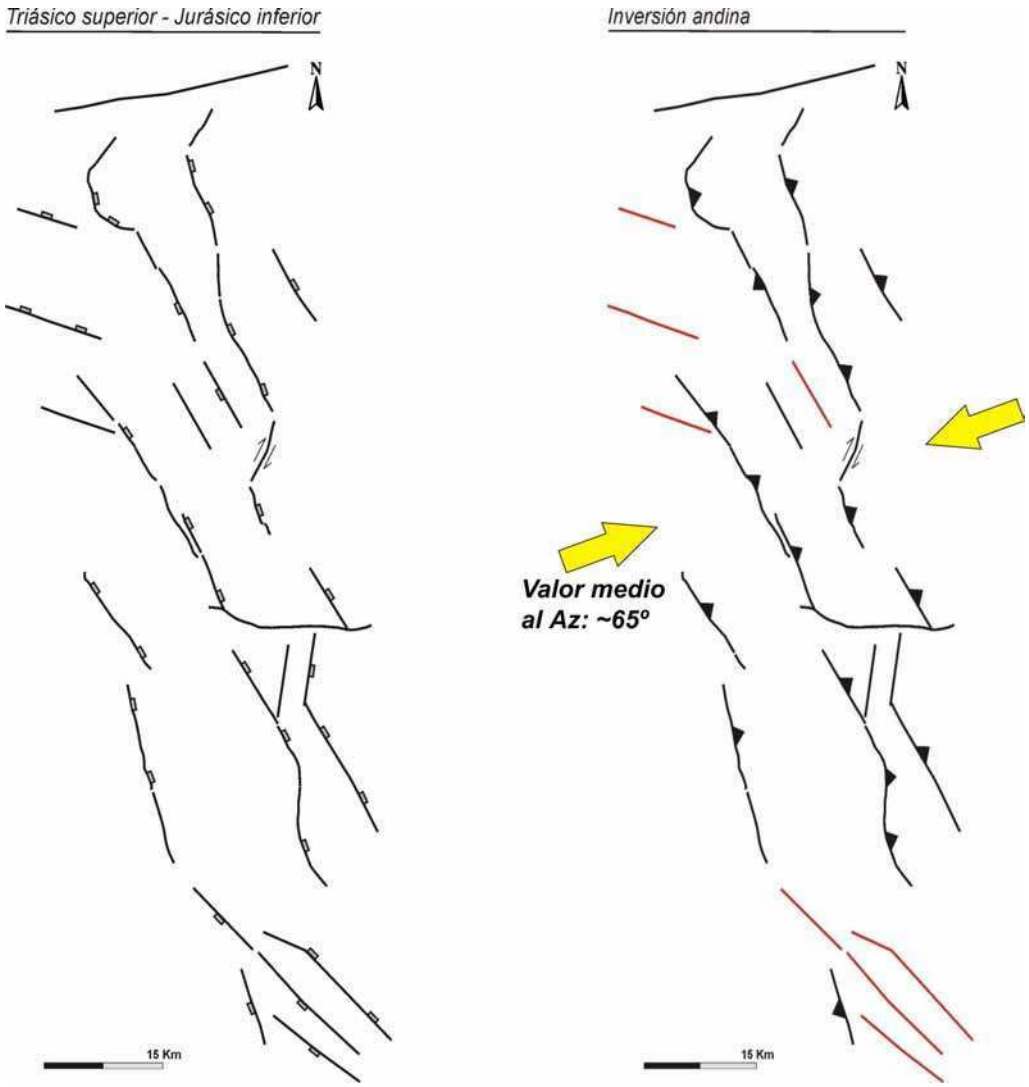


Fig. 8.10. Inversión selectiva a lo largo del dominio interno de acuerdo a las observaciones de superficie y subsuelo y al promedio de los ejes de acortamiento estimados para las diferentes localidades. Las estructuras en color rojo corresponden a aquellas fallas normales mesozoicas sin evidencias de inversión significativas, lo que puede ser en parte explicado dada su mayor oblicuidad respecto de la dirección de acortamiento estimada.

La disposición en echelón de las estructuras principales observada en el área es similar a las que se han distinguido en segmentos ubicados al sur, donde dicha configuración ha sido atribuida a una faja de cizalla dextral que abarcaba parte del retroarco durante el Neógeno (Diraison *et al*., 1998).

En el segmento estudiado esta configuración, en donde las estructuras de primer orden se disponen con una orientación dominante NO y NNE dando lugar a un patrón en echelón similar al mencionado, es heredado de la configuración de las fallas normales principales vinculadas al sistema extensional del Triásico superior – Jurásico inferior y bien representado en el área (Fig.8.10). Al no tratarse de un sistema neoformado, es cuando menos discutible la postulación directa del mismo como producto de una faja de cizalla dextral. Los resultados del análisis cinemático efectuado sugieren por otra parte un desplazamiento de inclinación como principal mecanismo de deformación del área, siendo los mecanismos consistentes con un fallamiento de menor importancia respecto de estos y estando los mismos en buena medida vinculados a estructuras transversales a la cadena andina. De haberse comportado como un sistema transpresivo, se habría tratado de una transpresión dominada por acortamiento causado por cizalla pura en el sentido de Tikoff y Teyssier (1994).

CAPÍTULO 9. INTEGRACIÓN DE DATOS: EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y CONTEXTO DENTRO DE LOS ANDES NEUQUINOS Y NORDPATAGÓNICOS

A lo largo de los últimos años, la evolución de diversos segmentos de la cadena andina, y particularmente la generación de relieve a lo largo de los mismos, ha sido parcialmente explicada en función de variaciones en la geometría de la zona de subducción (Ramos y Folguera, 2005; Zapata y Folguera, 2005; Folguera *et al*., 2006; Ramos y Kay, 2006; Kay *et al*., 2006; Melnick *et al*., 2006; Folguera *et al*., 2009; Bechis, 2009; Ramos y Folguera, 2009; entre otros). En el marco de estos procesos geodinámicos, caracterizados por variaciones en la inclinación de la placa subducida, y su expresión en los procesos magmáticos y estructurales que acompañan a estas variaciones, es que se han propuesto diversos modelos tectonoestructurales relativamente bien constreñidos para explicar la evolución cenozoica de los Andes Neuquinos al norte de los 38º30'S, y en menor medida la evolución del segmento de los Andes Nordpatagónicos comprendido entre los 41º y los 43ºS aproximadamente.

El hecho de estar ubicada en un segmento transicional entre ambos sectores, sumado a su escaso interés desde un punto de vista petrolero, y a la escasez de estudios estructurales y tectosedimentarios detallados, han conspirado para que el segmento abarcado en el presente estudio no haya contado hasta el presente con un modelo tectonoestructural que de respuesta a algunas de las preguntas que plantea la configuración del sector. ¿Cuál es el origen del sistema precordillerano del sur de Neuquén? ¿Qué factores han intervenido en su estructuración? ¿Cuál es el origen de las cuencas terciarias desarrolladas a lo largo de este segmento? ¿Cuantas fases de deformación han coexistido espacialmente para dar lugar a su configuración actual? ¿Cual es la importancia relativa de cada una de ellas? ¿Existe algún tipo de relación entre cada fase de deformación y la historia de convergencia de placas?

Para intentar dar respuesta a algunas de estas preguntas se ha integrado en esta sección gran parte de la información plasmada en los capítulos precedentes. Esta integración se traduce en una propuesta tectono-estructural para este segmento del retroarco andino comprendido entre los 38º15' y los 40º00'S, enmarcándolo a su vez en un contexto regional teniendo en cuenta los modelos propuestos en los últimos años para segmentos de la cadena andina adyacentes, tanto al norte como al sur.

El análisis en la distribución de las secuencias del ciclo precuyano, y la identificación de las estructuras que controlaron su depositación tanto en superficie como en subsuelo, han permitido caracterizar la arquitectura extensional de la región, definiendo las distintas etapas de la fase de *rift* en el área (Capítulo 4). La integración de información disponible con las nuevas observaciones de campo a lo largo del sistema precordillerano del sur de Neuquén, han permitido a su vez reconocer un primer estadio de deformación bien documentado en otros sectores de la cuenca a partir del Jurásico medio, y caracterizarlo en ciertos sectores del área de estudio.

El estudio de los depósitos sinorogénicos y su vinculación con los principales rasgos estructurales del área (Capítulos 3 y 7), sumado a las dataciones realizadas sobre las series volcánicas y la identificación acerca de un control estructural en su emplazamiento (Capítulo 3), junto con la caracterización de las principales estructuras y el análisis de datos cinemáticos obtenidos a lo largo de las mismas (Capítulos 6 y 7), permitieron a su vez definir los principales eventos contraccionales que afectaron a la zona de estudio, constreñir sus edades, y caracterizar los mecanismos y la cinemática de deformación a lo largo de los mismos (Capítulos 6 y 8). Las secciones estructurales permitieron estimar los acortamientos sufridos por la faja plegada y corrida a estas latitudes (Capítulo 6).

Las evidencias geofísicas y el modelado 2D del sector norte del área de estudio, junto con la identificación de un control extensional en la depositación de las secuencias volcanosedimentarias terciarias a lo largo del sector septentrional de la cuenca de Collón Cura, permitieron a su vez explicar la génesis de esta cuenca en particular, y constreñir una fase de deformación extensional para este segmento de los andes, redefiniéndose las edades y el contexto en la que esta se produjo (Capítulo 7).

Toda esta información, sumada a diferentes dataciones y edades de trazas de fisión disponibles para la zona, han permitido elaborar el modelo tectono-estructural que se describe a continuación.

9.1 Rifting inicial (Triásico superior – Jurásico inferior)

Durante esta etapa, el margen occidental de Gondwana estuvo sometido a un prolongado régimen extensional el cual dio lugar a la generación de un extenso sistema de depocentros, cuyo desarrollo estuvo fuertemente condicionado por las zonas de sutura y fábricas de basamento. La configuración inicial de la región en particular estuvo caracterizada por el desarrollo de profundos depocentros aislados limitados por fallas normales, los cuales concentraron espesores variables de secuencias volcano-sedimentarias agrupadas dentro del ciclo precuyano (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*,

1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001), interconectandose luego durante la etapa de enfriamiento térmico (Vergani *et al*., 1995; Franzese y Spalletti, 2001).

A lo largo del segmento estudiado, este proceso se expresó en el desarrollo de una serie de depocentros particularmente bien representados a lo largo del sector externo, entre los que se destacan los depocentros Catan Lil, Chachil La Atravesada, Chacaico, María Juana, y Calcatré, entre otros (Capítulo 4).

La integración de información de superficie y subsuelo permitió determinar que el sistema de *rift* estuvo caracterizado en el área por fallas de primer orden de orientación NNO – NO y polaridad dominante al NE (Capítulo 4). Estas estructuras controlaron la generación de espacio de acomodación y los ambientes sedimentarios durante la depositación de las secuencias del ciclo precuyano y probablemente de la base del ciclo cuyano (Franzese *et al*., 2006, 2007; Muravchik, 2008 a y b). Una serie de fallas complementarias de orientación NE, E-O, acomodaron localmente la generación de espacio de acomodación. Este sistema habría estado controlado por la reactivación de anisotropías de basamento de orientación NNO (Mosquera y Ramos, 2006) y una dirección de extensión regional NNE a NE, configuración que indicaría el desarrollo de un *rift* oblicuo respecto de la dirección de extensión regional NNE a NE, con movimientos de rumbo siniestrales a lo largo de las estructuras de orientación NNO y NO.

El desarrollo de la arquitectura extensional del sector fue un proceso constituido por tres etapas o episodios desarrollados entre el Triasico tardío y el Jurásico temprano. La primera de ellas estuvo marcada por el desarrollo inicial de algunas de las grandes estructuras del sector y la depositación del miembro inferior del ciclo precuyano caracterizado por potentes secuencias de lavas de composición andesítica y dacítica con sus respectivos depósitos volcaniclásticos asociados, durante el lapso Noriano – Retiano.

A ello le siguió la acumulación de los miembros superiores del ciclo precuyano como consecuencia de la generación de espacio de acomodación a lo largo de los principales depocentros. Estas secuencias, con mayor participación de sucesiones sedimentarias y volcanosedimentarias, se depositaron en relación de traslape respecto de los miembros inferiores entre el Retiano alto y el Sinemuriano.

Finalmente, se acumularon las sedimentitas marinas correspondientes a la base del ciclo cuyano durante el Pliensbaquiano. Si bien no se observaron evidencias directas acerca de un control estructural en su depositación, es posible inferir cierto control de los sistemas extensionales en su acumulación, expresada en variaciones de facies y espesor (Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1995; Muravchik et al., 2008 a y b) en las cercanías de las fallas normales, y una distribución muy bien ajustada respecto de la configuración de los

depocentros. Esto último podría estar indicando sin embargo un sistema hambriento, y no un control estructural en la depositación de la base del Grupo Cuyo.

El cese de la actividad a lo largo de las fallas normales y la persistencia de un nivel del mar alto, determinaron la transición a la etapa de subsidencia térmica del sistema de rift, representada por las secciones medias y superiores del Grupo Cuyo (Vergani et al., 1995; Franzese et al., 2006).

9.2 Primer estadio de inversión. La deformación del Jurásico – Cretácico inferior

La fase de subsidencia térmica coincidió temporalmente con el inicio de un proceso de deformación regional muy bien documentado a lo largo de la dorsal de Huincul a partir de la integración de información sísmica 2D y 3D (Mosquera y Ramos, 2006; Mosquera, 2008; Silvestro y Zubiri, 2008). Este proceso de deformación estuvo controlado por la configuración de los depocentros extensionales, resultando en la compresión y transpresión de un gran número de hemigrábenes a lo largo de la cuenca; como también por la orientación del campo de esfuerzos regional (Mosquera y Ramos, 2006; Mosquera, 2008; Silvestro y Zubiri, 2008).

Este proceso de deformación se desarrolló en diferentes etapas. La primera de ellas, iniciada en algún momento entre el Jurásico inferior (Pliensbaquiano?/Toarciano – Valanginiano, Mosquera, 2008) y el Jurásico medio (Toarciano alto) (Silvestro y Zubiri, 2008, y Vergani et al., 2005), se concentró esencialmente a lo largo del sistema de Huincul y su prolongación occidental en el área de estudio. La integración de diferentes fuentes de información, sumada a la reinterpretación de información previa disponible, y a nuevas evidencias de campo, permitió identificar y caracterizar este episodio en el segmento precordillerano del sur de Neuquén por lo menos a partir del Jurásico medio durante la depositación de la Formación Lajas.

En el área de estudio, este pulso de deformación se manifestó en los primeros indicios de levantamiento a lo largo de estructuras de orientación NE y este-oeste, favorecidas en gran medida por una disposición del σ1 en sentido NO-SE (Capítulo 5) (Vergani *et al*., 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Rosenau, 2006; Silvestro y Zubiri, 2008; Mosquera, 2008). Estas estructuras, controlaron los primeros pulsos de deformación y las primeras etapas de ascenso de la sierra de Chacaico, el cordón de la Piedra Santa, y probablemente también de sectores a lo largo de los cerros La Atravesada y Chachil, dejando su impronta en las geometrías de sincrecimiento y discordancias de los grupos Cuyo, Lotena, y Mendoza.

Muchas de las estructuras activas durante esta etapa, se comportaron de manera mixta, evidenciando importantes rechazos verticales como también componentes de

desplazamiento de rumbo. El sistema de Chacaico, ubicado entre dos estructuras transversales dispuestas de manera escalonada, y con componentes de desplazamiento lateral derecho, se habría comportado en este marco como una zona de resalto constrictivo favorecida a su vez por una disposición NO a NNO de los esfuerzos (Capítulo 5).

9.3 Inicio de la deformación andina (Cretácico superior) e instauración del arco volcánico cretácico superior – paleoceno

El inicio de la deformación andina se encuentra relativamente bien constreñido a lo largo del segmento correspondiente a la faja plegada y corrida del Agrio ubicado inmediatamente al norte, producto de una evolución progresiva del conocimiento de este sector desde principios del siglo XX. La buena calidad de los afloramientos, combinada con datos de subsuelo, una buena cantidad de edades radimétricas, y datos de fisión en apatitas, han permitido a diferentes investigadores reconstruir la historia evolutiva del la región, y definir con bastante precisión un evento compresivo ubicado en el Cretácico superior (Ramos, 1978; Zapata *et al*., 2002; Cobbold y Rossello, 2003; Zapata y Folguera, 2005; Ramos y Folguera, 2006; Zamora Valcarce, 2006; Zamora Valcarce *et al*., 2006), revindicando de alguna manera las observaciones pioneras de Keidel (1925 a y b), Groeber (1929, 1946), y Wichman (1934), entre otros.

Los estudios más recientes han ubicado este evento entre los 100 y los 73 Ma (Zamora Valcarce, 2006), y entre los 100 y 65 Ma (Folguera et al., 2009), sobre la base de nuevas edades radimétricas realizadas en las series volcánicas discordantes paleógenas (Zamora Valcarce, 2006), y trazas de fisión de la Cordillera del Viento y el dorso de los Chihuidos (Burns *et al*., 2006; Zamora Valcarce *et al*., 2006). Este pulso de deformación se vincularía a una somerización de la placa subducida acompañada por la expansión del arco volcánico (Llambías y Rapela, 1987, 1989) representado en las sucesiones de las formaciones Cayanta y Collipilli, con signatura de arco y una edad en torno a los 70 Ma. (Ramos, 1978; Ramos y Folguera, 2006; Zamora Valcarce *et al*., 2006; Zamora Valcarce *et al*., 2006; Folguera *et al*., 2009).

Este modelo explica satisfactoriamente el inicio de la deformación a lo largo de la faja del Agrio, permitiendo comprender parte de la evolución del segmento andino comprendido entre los 36º00 y los 38º30’S. ¿Pero que sucede con el segmento del retroarco ubicado hacia el sur?. ¿Es posible establecer algún tipo de correlación entre los modelos propuestos para la faja del Agrio y el segmento preandino ubicado entre los 38º15’ y los 40º00’S?.

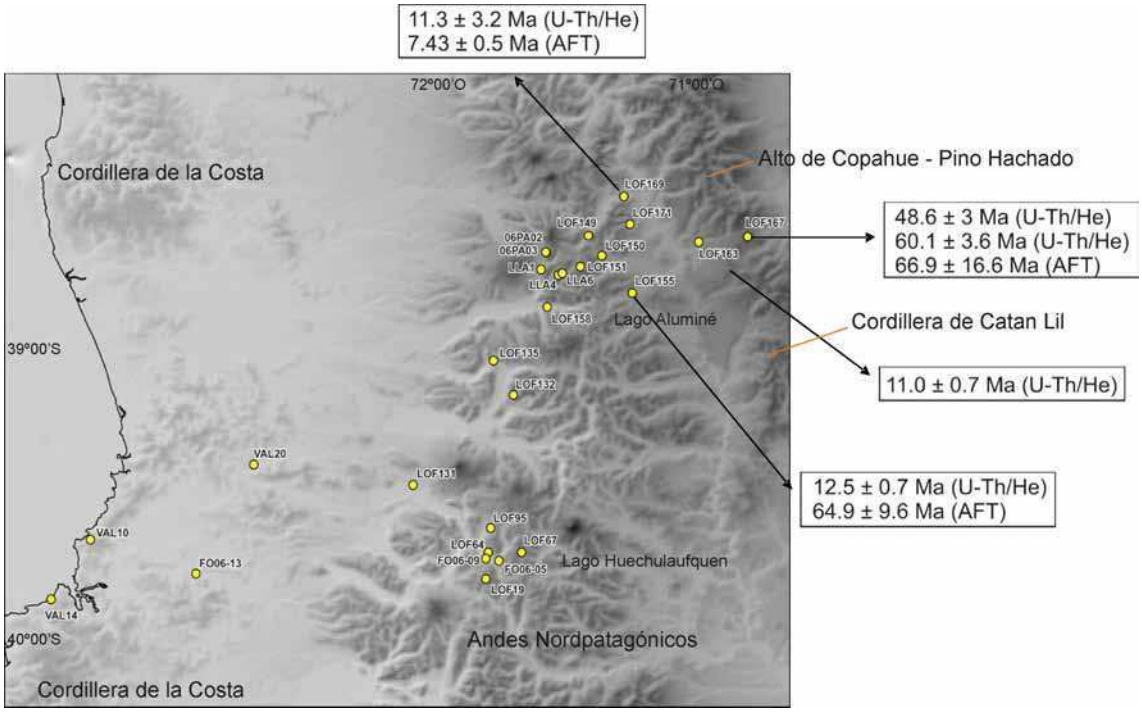


Fig. 9.1. Edades de trazas de fisión en apatitas y edades (U-Th)/He) a lo largo del alto de Copahue – Pino Hachado y el eje de la cordillera a estas latitudes tomadas de Thomson *et al*. (2008).

Las evidencias acerca del inicio de la deformación andina en el área de estudio provienen esencialmente del análisis detallado de las estructuras del sector, y del estudio de las sucesiones volcánicas del cinturón volcánico Naunauco expuestas a lo largo del dominio interno (Capítulo 3). La relaciones mayormente discordantes respecto de las sucesiones mesozoicas, sumado al control que parecen haber ejercido algunas de las estructuras en el emplazamiento de estos cuerpos, permiten suponer a las secuencias ígneas del dominio externo como sincrónicas con la deformación, o bien inferir que las mismas estarían postdatando el evento contraccional cretácico en el área.

Dataciones K/Ar en roca total realizadas en este trabajo para las exposiciones de la cumbre del cerro Chachil Chico arrojaron edades de 75 ± 3 y 71 ± 3 Ma (Capítulo 3), mientras sucesiones similares expuestas al oeste y al sur fueron datadas en 61 ± 2, 62 ± 3, 64 ± 3, y 70 ± 10 Ma (Lagorio *et al*., 1998; Linares *et al*., 1991). Éstas se ubican dentro del rango de edades de las rocas ígneas del Grupo Naunauco, emplazadas en los sectores internos de la faja plegada del Agrio (73 – 45 Ma), y reflejan junto con estas últimas, procesos de diferenciación avanzados en una zona de arco emplazada en una corteza continental engrosada (40 – 50 Km) (Lagorio *et al*., 1998; Kay *et al*.,

1991; Llambías y Rapela, 1989; Franchini *et al*., 2003; Zamora Valcarce *et al*., 2006; Zamora Valcarce, 2007).

Estudios termocronológicos (trazas de fisión en apatitas y edades (U-Th)/He) llevados a cabo por Thomson *et al*. (2008) en la zona, han reportado por otra parte edades de entre 67 y 60 Ma a lo largo del alto de Copahue – Pino Hachado, indicando procesos de exhumación de importancia a lo largo de este sistema precordillerano alrededor de los 65 Ma. A estos datos se le pueden agregar las edades de fisión sobre zircones del Grupo Neuquén, que muestran que el inicio de la sedimentación en una cuenca de antepaís debió comenzar alrededor de los 88 Ma (Corbella *et al*., 2004).

Estos datos permiten constreñir un pulso de deformación Cretácico superior en el área, el cual puede ser acotado entre los 90 y los 70 Ma aproximadamente, lo que determina una deformación contemporánea respecto de la reportada para los sectores internos de la faja del Agrio ubicados hacia el norte al menos para este período.

El emplazamiento del batolito cretácico a lo largo del eje de la Cordillera Principal para el Cretácico superior (123 – 76 Ma), fue seguido de esta manera por una expansión del arco hacia el este, representada por el cinturón volcánico Naunauco (75 – 61), probablemente vinculado a una leve somerización de la placa subducida, correlacionable al proceso de somerización propuesto para el segmento ubicado al norte de los 38º30'S por Ramos y Folguera (2006) y Zamora Valcarce *et al*. (2006). Este proceso se encuentra estrechamente vinculado al levantamiento de la Cordillera Principal y a la propagación de la deformación hacia el antepaís a estas latitudes. La estructuración y generación de relieve a lo largo de amplios sectores del retroarco se expresó de esta manera en el desarrollo de un sistema precordillerano representado por las Cordilleras de Catan Lil y del Chachil, el cordón de la Piedra Santa y la sierra de Chacaico, entre otros elementos topográficos. El inicio de esta fase de deformación habría producido algunas de las estructuras actuales reconocidas en la zona, estando controlado esencialmente por la reactivación contraccional de buena parte de las fallas normales desarrolladas durante la etapa de *rift* mesozoica bien expresada en el sector externo. El proceso de inversión tectónica, habría dado lugar a la estructuración de grandes bloques de basamento, generando un relieve estructural significativo en el retroarco y llevando a superficie parte de los depocentros desarrollados a lo largo del área.

Esta fase orogénica estuvo asociada en el norte neuquino y sur de Mendoza, a la acumulación de depósitos sinorogénicos de los Grupos Neuquén y Malargüe en relación de discordancia con las sucesiones del Grupo Rayoso. Estas secuencias sinorogénicas registran asimismo por vez primera el aporte de circones detríticos

desde el oeste, indicando procesos de levantamiento y exhumación a lo largo del arco volcánico (Ramos *et al*., 2008). La ausencia de los niveles superiores del Grupo Neuquén y del Grupo Malargüe a lo largo del área de estudio, contrasta con los segmentos del norte neuquino. Ello es consistente con el levantamiento del sistema precordillerano del sur de Neuquén para el Cretácico superior, y sugiere que la deformación cretácica fue lo suficientemente significativa como para que este segmento del retroarco andino constituyese un alto estructural sometido a erosión durante buena parte del Cretácico superior y el Paleoceno. Las secuencias del Grupo Neuquén se depositaron decenas de kilómetros hacia el este y sudeste del área de estudio, alcanzando espesores de hasta 700 metros a lo largo de la subcuenca de Pincún Leufu (Leanza y Hugo, 1997).

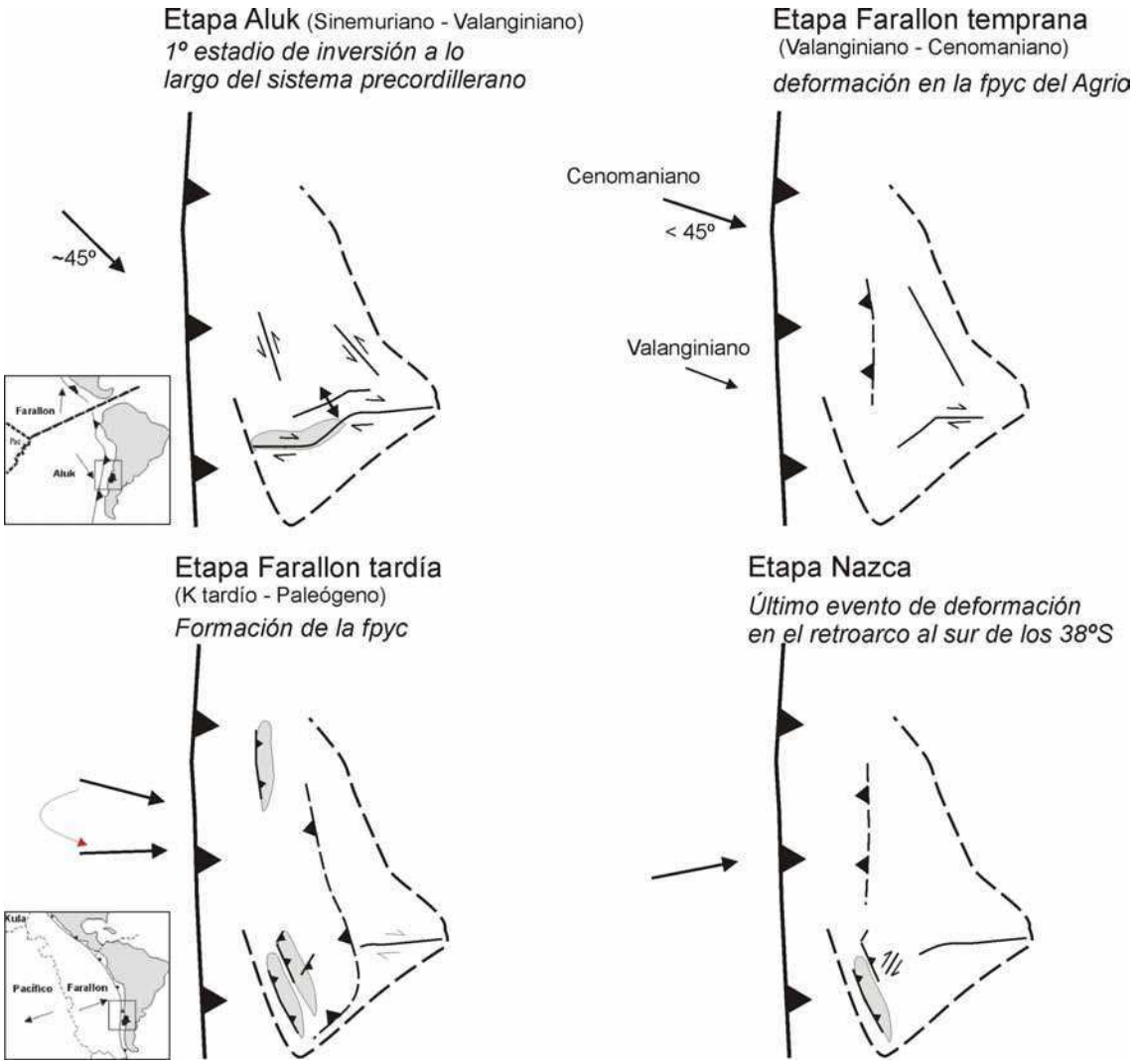


Fig. 9.2. Vectores de convergencia y su relación con los eventos de deformación a lo largo de los Andes Neuquinos y Nordpatagónicos (modificado de Mosquera y Ramos, 2006, y Zamora Valcarce, 2007.

Esta fase de deformación habría estado asociada a una alta tasa de convergencia subortogonal para el Cretácico tardío (Larson, 1991 en Mosquera y Ramos, 2006).

Si aceptamos el vector de convergencia dispuesto subortogonalmente respecto del margen en el cuadrante NO primero, rotando progresivamente en sentido antihorario, y asumimos que los esfuerzos fueron transmitidos sin grandes variaciones hacia el retroarco, podemos inferir un importante levantamiento del sector a partir de la activación de estructuras de orientación NE primero, y un levantamiento con leves componentes de rumbo a lo largo de las estructuras NNO a continuación (Fig. 9.2).

La inversión a lo largo de estas estructuras generó de esta manera el ascenso de los principales elementos topográficos de sector (Cordilleras de Catan Lil y Chachil, cordón de la Piedra Santa, sierra de Chacaico) como bloques de basamento con vergencia occidental, a lo largo de los cuales aparecen expuestas las secuencias de *synrift.*

9.4 Extensión terciaria. El desarrollo de la cuenca de Collón Cura (Eoceno tardío – Mioceno inferior)

Durante buena parte del Terciario, importantes sectores del margen andino fueron afectados por una tectónica de tipo extensional que se manifestó en el desarrollo de diferentes cuencas expresadas entre los 33º y los 45ºS (Cisternas y Frutos, 1994; Muñoz *et al*., 2000; Jordan *et al*., 2001), las cuales concentraron espesores variables de acumulaciones volcanosedimentarias asignadas mayormente al lapso Oligoceno – Mioceno inferior (Jordan *et al*., 2001; Radic *et al*., 2002; Charrier *et al*., 2002; Burns *et al*., 2006; Melnick *et al*., 2006; Ramos y Folguera, 2006; entre otros).

A lo largo del segmento comprendido entre los 38º15’ y los 40º00S, este episodio se expresó en el desarrollo de la cuenca de Cura Mallín en el segmento septentrional (Suarez y Emparán, 1995; Jordan *et al*., 2001; Radic *et al*., 2002; Burns *et al*., 2006; Ramos y Folguera, 2006), y en el desarrollo de una cuenca de Collón Cura hacia el sur.

La expansión del arco volcánico hacia el antepaís, representada por las secuencias del cinturón Naunuco (75 a 45 Ma) hacia el norte y las del cinturón Pilcaniyeu al sur (60 a 42 Ma), se habría prolongado de acuerdo a estas edades hasta el Eoceno inferior, luego de lo cual la actividad magmática se contrajo hacia el oeste, localizándose a lo largo del cinturón Maitén (34 a 20 Ma) al sur, y en la vertiente occidental de la Cordillera hacia el norte (35 a 20?), lo que ha sido interpretado por distintos autores como resultado de un empinamiento de la placa subducida durante el Oligoceno (Ramos y Cortes, 1984; Ramos y Folguera, 2006; Bechis, 2008; Folguera *et al*., 2009).

En el sector sur, la acumulación de las sucesiones volcánicas correspondientes a una parte de la Formación Ventana y a la Formación Auca Pan, estuvieron controladas por estructuras extensionales de orientación NE y NNO-NO, cuyo desarrollo acompañó la retracción del arco volcánico a estas latitudes. Este esquema dio lugar a la formación de la cuenca de Collón Cura en el marco de un régimen extensional, donde se acumularon cerca de 1.000 metros de sucesiones volcanosedimentarias depositadas entre los 34 y los 20 Ma aproximadamente controladas por estructuras normales, como lo expresan las discordancias progresivas y las variaciones laterales de espesor en asociación con fallas normales observadas a lo largo del segmento septentrional de la cuenca. Los comienzos de la actividad extensional en el área se remontan de esta manera al Eoceno superior, extendiéndose probablemente un poco mas allá del límite Oligoceno – Mioceno, luego de lo cual habría tenido lugar la depositación de los miembros inferiores de las formaciones Collón Cura y Chimehuin, con edades entre los 18 y los 14 Ma, que podrían estar representando una fase de enfriamiento térmica que siguió a la etapa mecánica dentro de la cuenca.

El origen de este régimen extensional se enmarcó de acuerdo con estas edades en un contexto de alta oblicuidad y baja tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana (Somoza, 1998), lo que contrasta con las propuestas acerca del inicio del régimen extensional vinculado a una alta tasa de convergencia durante el Oligoceno superior (Muñoz *et al*., 2000; Jordan *et al*., 2001; Somoza y Ghidella, 2005).

La génesis de la cuenca de Collón Cura se enmarca de esta manera dentro de los modelos propuestos en trabajos recientes para la cuenca de Ñirihuau (Asencio *et al*., 2006; Bechis, 2008; Bernardo *et al*., 2009) y no tanto dentro de los modelos temporales y tectónicos planteados hasta el momento para de Cura Mallín bien desarrollada hacia el norte (Jordan *et al*., 2001; Ramos y Folguera, 2006;

9.5 Reactivación durante el Mioceno superior – Plioceno inferior

La reactivación miocena de este sector del retroarco se encuentra bien documentada a partir de los depósitos sintectónicos de edad miocena superior distribuidos a lo largo de la depresión de Bio Bio – Aluminé y de la cuenca de Collón Cura un tanto mas al sur, y su vinculación a las estructuras que controlaron el frente de levantamiento de la cordillera Principal y las vertientes occidentales del sistema precordillerano constituido por el alto de Copahue – Pino Hachado y la Cordillera de Catan Lil a estas latitudes (Capítulo 7).

Este evento provocó la reactivación de la faja plegada y corrida tanto en sus dominios internos como externos, dando lugar al alzamiento final del alto de Copahue – Pino

Hachado y a las cordilleras de Catan Lil y del Chachil, y de la Cordillera Principal desde los 11 Ma (García Morabito y Ramos, 2008; García Morabito et al., 2009).

Una serie de controles tectonosedimentarios permitieron constreñir que el levantamiento final de este sistema precordillerano se produjo entre los 11 y los 5,6 Ma para el segmento norte, entre los 10 y los 6,2 Ma para el segmento central, y entre los 8 y los 4,3 Ma para el segmento sur, lo que mostraría un progresivo rejuvenecimiento del inicio de la generación de relieve hacia el sur (Capítulo 7).

Nuestras evidencias geológicas, geofísicas, y estructurales muestran que el levantamiento final de este sistema precordillerano desde los 11 Ma se vincula esencialmente a la inversión de fallas normales de la etapa de *rift* de orientación dominante NNO y NO (Capítulo 6), con ejes de acortamiento dispuestos mayoritariamente en el cuadrante ENE (Capítulo 7). La reactivación de las estructuras de primer orden, y la generación de nuevas estructuras de rumbo norte-sur propagaron parte de la deformación en las sucesiones terciarias.

Hacia el noroeste del área de estudio se produjo el cierre de la cuenca de Cura Mallín (Ramos y Folguera, 2006), mientras que en el segmento austral se produjo simultáneamente el cierre de la cuenca de Collón Cura y su pasaje a una cuenca intermontana vinculada a una tectónica compresiva (Capítulo 7).

Durante esta fase de deformación la Cordillera Principal adquirió su configuración actual, en parte vinculada a la actividad a lo largo de su frente oriental, donde se desarrollaron una serie de fallas de alto y mediano ángulo, orientación norte-sur, y vergencia al este.

La carga ejercida por la faja plegada y corrida durante esta fase de deformación, resultó en el desarrollo de una serie de depocentros intermontanos íntimamente vinculados al levantamiento de bloques y a la generación de espacio de acomodación por subsidencia flexural, los cuales concentraron espesores de hasta 500 metros de sucesiones volcanosedimentarias. Estas, se depositaron esencialmente a lo largo del valle de Bio Bio – Aluminé, el cual durante el mioceno alto constituyo una depresión intermontana desarrollada en el marco de una zona triangular de piel gruesa limitada tanto al este y al oeste por sistemas de vergencia opuesta.

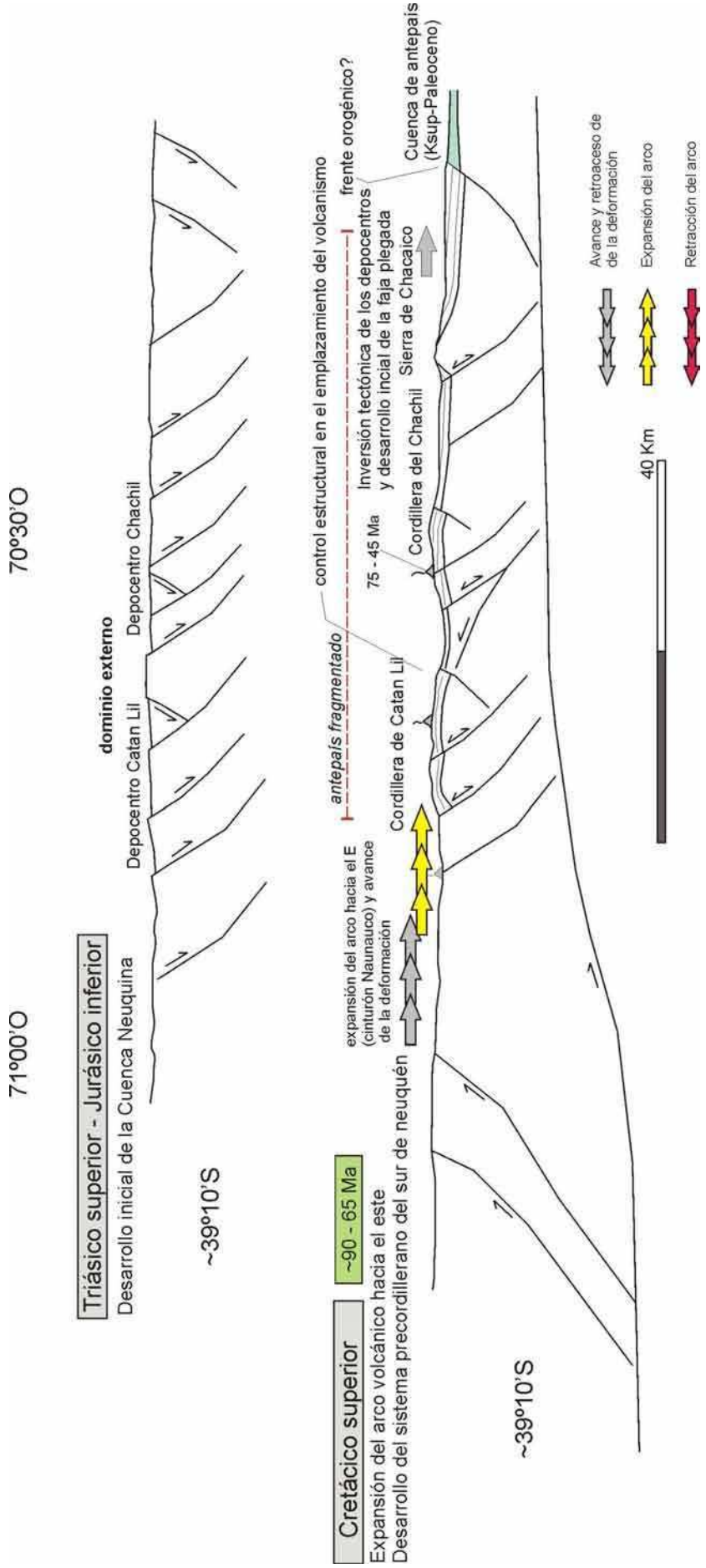
Esta fase de deformación se extendió en el área hasta el Plioceno bajo aproximadamente, en el marco de un régimen de relativamente alta convergencia subortogonal (Pardo Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005), estando postdatada por edades que van de los 6,7 a los 4,3 Ma, luego de lo cual la deformación se concentró esencialmente a lo largo del arco volcánico y la región del

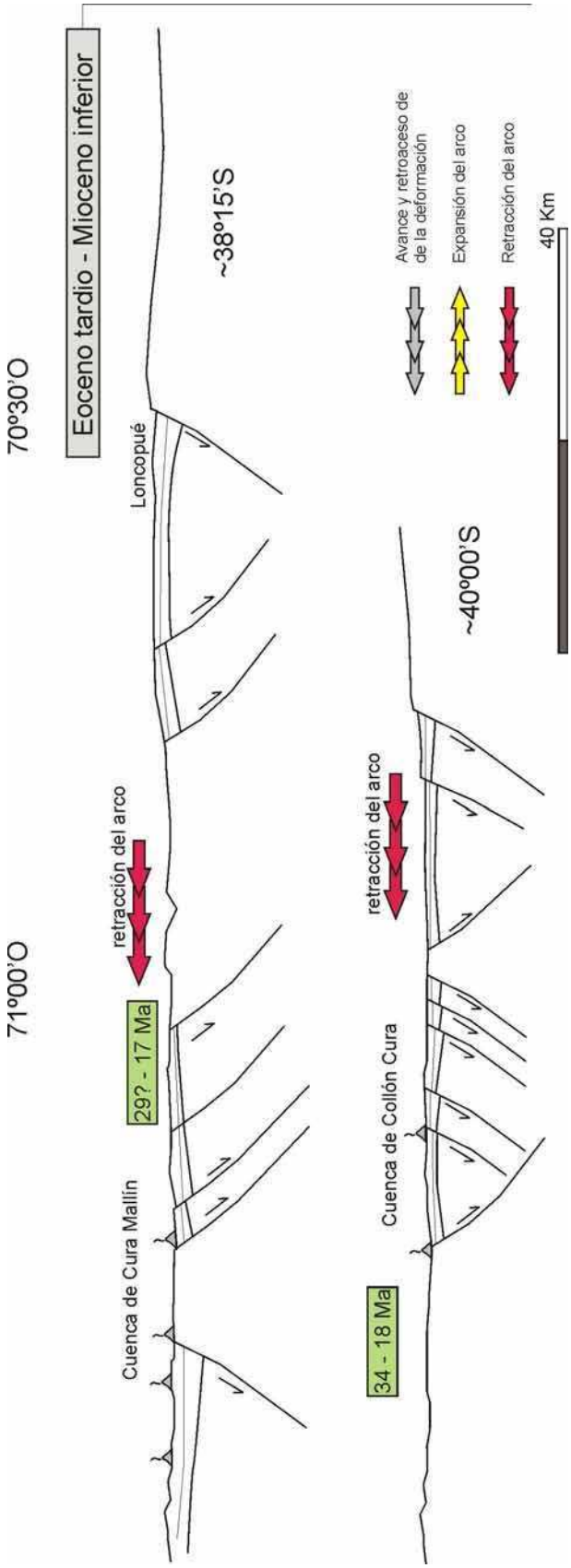
antearco. Este cambio en las condiciones dinámicas de este segmento andino ocurrido durante el Plioceno inferior, se vincularía a una caída gradual de la velocidad de convergencia acompañada de un incremento progresivo de la oblicuidad entre las placas de Nazca y Sudamericana alrededor de los 5 Ma (Pardo Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). Este incremento en la oblicuidad explicaría por otra parte el paso desde un sistema de partición baja a moderada durante el Mioceno (Capítulo 8), a un sistema particionado entre el arco y el antearco a partir del Plioceno (Lavenu y Cembrano, 1999; Rosenau *et al*., 2006). Otra variable de peso en la fosilización de amplios sectores del retroarco estaría vinculada a una variación en las condiciones climáticas desde los 7 Ma con el inicio de las glaciaciones a lo largo del eje de la cordillera en consonancia con un sistema recientemente estructurado o en proceso de levantamiento. El incremento en el aporte de sedimentos a la trinchera producto de la acción de glaciares de base húmeda (Thomson *et al*., 2008) habría llevado a un mayor lubricado del contacto interplaca con el consecuente debilitamiento en el traspaso de los esfuerzos hacia el continente (Lamb y Davis, 2003), lo que sumado al las variaciones en la cinemática de placas habría generado una retracción de la deformación hacia el oeste.

9.5 Plio – Pleistoceno

Distintos trabajos han sugerido la existencia de una fase extensional para diferentes sectores del retroarco andino ubicados al sur de los 38ºS para el período que siguió a la fase de deformación del Mioceno superior – Plioceno inferior, sin que exista al momento un claro consenso en torno a esta propuesta (Folguera *et al*., 2003; García Morabito y Folguera, 2005; Ramos y Folguera, 2006; Folguera *et al*., 2006; Melnick *et al*., 2006; Rojas Vera *et al*., 2008; entre otros).

Las evidencias acerca una actividad extensional para esta etapa se concentran esencialmente a lo largo del segmento austral de la depresión de Loncopué y sectores adyacentes, y provienen esencialmente de evidencias geofísicas acerca de una corteza atenuada debajo de la misma (Kind *et al*., 2002; Yuan *et al*., 2006), evidencias de subsuelo dudosas provenientes de la interpretación de secciones sísmicas de baja calidad (García Morabito y Folguera, 2005), y de su reprocesamiento y reinterpretación (Folguera *et al*., 2010), y evidencias menores de superficie (Folguera *et al*., 2006; Rojas Vera *et al*., 2008).


71°00'O
70°30'O
Triásico superior - Jurásico inferior
Desarrollo inicial de la Cuenca Neuquina
~39°10'S
Depocentro Catan Lil
dominio externo
Depocentro Chachil
control estructural en el emplazamiento del volcanismo
antepaís fragmentado
Cordillera de Catan Lil
expansión del arco hacia el E
(cinturón Naunauco) y avance
de la deformación
~90 - 65 Ma
Cretácico superior
Expansión del arco volcánico hacia el este
Desarrollo del sistema precordillerano del sur de neuquén
75 - 45 Ma
Inversión tectónica de los depocentros
y desarrollo incial de la faja plegada
Cordillera del Chachil
Sierra de Chacaico
frente orogénico?
Cuenca de antepais
(Ksup-Paleoceno)
~39°10'S
40 Km
Avance y retroaceso de
de la deformación
Expansión del arco
Retracción del arco


Eoceno tardio - Mioceno inferior
70º30'O
71º00'O
~38º15'S
~40º00'S
Loncopué
Avance y retroaceso de de la deformación
Expansión del arco
Retracción del arco
40 Km
retracción del arco
retracción del arco
29? - 17 Ma
34 - 18 Ma
Cuenca de Cura Mallín
Cuenca de Collón Cura

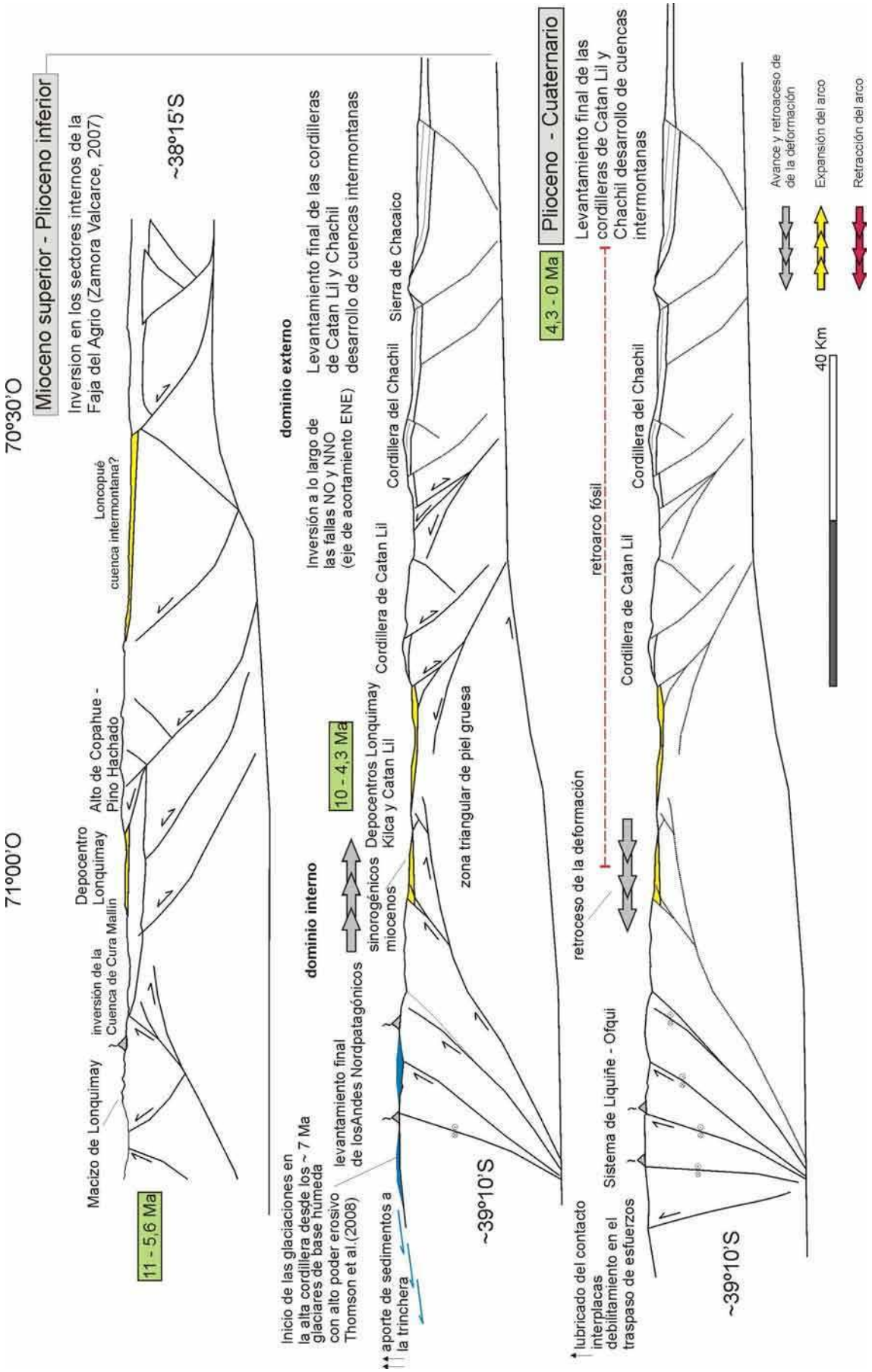

70º30'O
71º00'O
Mioceno superior - Plioceno inferior
Inversion en los sectores internos de la Faja del Agrio (Zamora Valcarce, 2007)
~38º15'S
Loncopué cuenca intermontana?
Alto de Copahue - Pino Hachado
Depocentro Lonquimay
inversión de la Cuenca de Cura Mallín
Macizo de Lonquimay
11 - 5,6 Ma
dominio externo
Inversión a lo largo de las fallas NO y NNO (eje de acortamiento ENE)
Levantamiento final de las cordilleras de Catan Lil y Chachil desarrollo de cuencas intermontanas
Cordillera del Chachil
Sierra de Chacaico
Cordillera de Catan Lil
dominio interno
10 - 4,3 Ma
Depocentros Lonquimay Kilca y Catan Lil
sinorogénicos miocenos
zona triangular de piel gruesa
Inicio de las glaciaciones en la alta cordillera desde los ~ 7 Ma glaciares de base húmeda con alto poder erosivo Thomson et al.(2008)
levantamiento final de losAndes Nordpatagónicos
aporte de sedimentos a la trinchera
~39º10'S
4,3 - 0 Ma
Plioceno - Cuaternario
Levantamiento final de las cordilleras de Catan Lil y Chachil desarrollo de cuencas intermontanas
retroarco fósil
retroceso de la deformación
Cordillera del Chachil
Cordillera de Catan Lil
Sistema de Liquiñe - Ofqui
lubricado del contacto interplacas debilitamiento en el traspaso de esfuerzos
~39º10'S
Avance y retroaceso de de la deformación
Expansión del arco
Retraoción del arco
40 Km

Fig.9.3. A, B, y C. (Páginas anteriores). Evolución del segmento andino comprendido entre los 38º15' y los 40º00S durante los últimos 200 Ma propuesto a partir la integración de la información reunida en este trabajo. Dentro de este esquema se destacan tres eventos compresivos (El evento Jurásico – Cretácico inferior no ha sido incluido en el diagrama por cuestiones de espacio). Los dos últimos eventos se encuentran constreñidos por controles tectonoestratigráficos y datos de trazas de fisión (Graefe 2002; Thomson, 2002; Thomson et al., 2008), estando separados por un evento extensional que afectó a la región entre el Eoceno superior y el límite Oligoceno – Mioceno.

Las evidencias mas antiguas acerca de una fase extensional post-miocena provienen de variaciones de espesor y discordancias progresivas observadas en las sucesiones volcánicas de la Formación Cola de Zorro (5,6 a 3 Ma) entre los 36º y los 39ºS (Folguera et al., 2003, García Morabito y Folguera, 2005).

Las evidencias mas australes corresponden a estratos de crecimiento sinextensionales y discordancias progresivas desarrollados en secuencias volcaniclásticas pliocenas al sur de Pino Hachado.

Estas evidencias desaparecen al sur de los 39ºS, donde no se han registrado evidencias de campo o de subsuelo que permitan proponer un sistema similar al del segmento ubicado hacia el norte

A lo largo del sector norte de la cuenca de Collón Cura, vuelven a observarse estructuras extensionales de pequeña y mediana escala con orientaciones dominantes NE y NO. Estas afectaron el relleno superficial de la depresión, constituido por material tobaceo y sedimentario depositado entre el Mioceno medio y superior, presentando rechazos variables del orden de los pocos metros.

Estas evidencias no son sin embargo suficientes para proponer un régimen extensional post-mioceno dada su pequeña y mediana magnitud. Los mas probable es que dichas estructuras se hayan generado en el marco de un alivio tensional que habría seguido al proceso de deformación miocena en el área.

10. CONCLUSIONES

La integración de información de superficie y de subsuelo ha permitido reconocer la geometría de los depocentros desarrollados en el área de estudio e identificar la ubicación y la geometría de las fallas mayores que controlaron su desarrollo. Ello permitió establecer un modelo en donde los sistemas de rift estuvieron caracterizados por fallas de primer orden de orientación NNO – NO y polaridad dominante al NE. Estas estructuras controlaron la generación de espacio de acomodación y los ambientes sedimentarios durante la depositación de las secuencias del ciclo precuyano y la base del ciclo cuyano. Entre las fallas de primer orden se reconocieron la de Las Coloradas, Calcatré, Rahue, Lonqueo, Felipín y Casa Mayor. Estas estructuras de orientación dominante NNO a NO constituyeron los bordes activos de los depocentros Las Coloradas, Rahue, Catan Lil, y Chachil – La Atravesada respectivamente. Una serie de fallas complementarias de orientación NE y E-O acomodaron localmente el espacio de acomodación. Internamente, una serie de fallas de mediana escala y orientación NO y NE acomodaron el movimiento de bloques menores. Muchas de estas estructuras menores, especialmente aquellas con mayores inclinaciones, se han preservado de la inversión. Una buena parte de estas estructuras fueron invertidas durante los sucesivos pulsos compresivos a los que fue sometida el área, generando el ascenso de los principales cordones montañosos del sector (Cordilleras de Catan Lil y Chachil, cordón de la Piedra Santa, sierra de Chacaico) como bloques con vergencia dominante al oeste, a lo largo de los cuales aparecen expuestas las secuencias de *synrift*. La caracterización de la arquitectura extensional del área, permitió inferir un sistema desarrollado a partir de la reactivación de anisotropías de basamento de orientación NNO (Mosquera y Ramos, 2006) y una dirección de extensión regional NNE a NE.

Mediante el relevamiento estructural y estratigráfico detallado se han podido diferenciar al menos tres etapas asociadas a la fase de r*ift*. La primera de ellas estuvo marcada por el desarrollo inicial de algunas de las grandes estructuras del sector y la depositación del miembro inferior del ciclo precuyano durante el lapso Noriano – Retiano. La segunda correspondió a la acumulación de los miembros superiores del ciclo precuyano como consecuencia de la generación de espacio de acomodación a lo largo de los principales depocentros. Estas secuencias, con mayor participación de

sucesiones sedimentarias y volcanosedimentarias, se depositaron en relación de traslape respecto de los miembros inferiores entre el Retiano alto y el Sinemuriano?. El tercer episodio correspondió a la acumulación de las sedimentitas marinas correspondientes a la base del ciclo precuyano durante el Pliensbaquiano, con evidencias indirectas acerca de un control estructural en su depositación.

La integración de diferentes fuentes de información, sumada a la reinterpretación de información disponible, y a las nuevas evidencias de superficie reconocidas, permitieron identificar y caracterizar en el marco del área de estudio, un evento de deformación bien documentado hacia el este a lo largo del sistema de Huincul. Este habría sido responsable del inicio del levantamiento desde el Jurásico medio de los principales elementos topográficos del sector a partir de la actividad de las estructuras NE y este-oeste, dejando su impronta en las geometrías de sincrecimiento y discordancias de los Grupos Cuyo, Lotena, y Mendoza, asociadas al crecimiento de las mismas. En el marco de este evento se ha interpretado el desarrollo de un amplio corredor de deformación transpresiva a lo largo del segmento precordillerano y las áreas adyacentes, dentro del cual se propuso un modelo cinemático para explicar la estructuración de la sierra de Chacaico y áreas aledañas durante esta etapa.

Las nuevas dataciones radimétricas realizadas, junto con el análisis de las sucesiones ígneas del sector y la compilación de edades publicadas, permitieron distinguir dos eventos magmáticos bien diferenciados espacial y temporalmente a lo largo de la región. El primero de ellos corresponde a las sucesiones emplazadas en los sectores externos del área de estudio entre los 75 y 61 Ma. Su rango de edades, características litológicas y geoquímicas, y su posición dentro del retroarco, han permitido correlacionarlo al evento representado por las exposiciones del Grupo Naunauco (73 – 45 Ma), emplazadas a lo largo de la faja del Agrio hacia el norte (Zamora Valcarce y Ramos, 2006). Ello permitió definir la presencia de un cinturón magmático (cinturón Naunauco) desarrollado entre los 36º y los 40ºS a unos 400 kilómetros de la trinchera, el cual representaría una expansión del arco volcánico hacia el antepaís a partir del Cretácico superior. El segundo evento magmático esta representado por las sucesiones de la Formación Auca Pan, emplazadas a lo largo del sector interno entre los 34 y los 20 Ma en el marco de un régimen tectónico extensional.

El relevamiento detallado del sector externo, ha revelado un control estructural en el emplazamiento de las intrusiones del Grupo Naunauco a lo largo de las cordilleras de Catan Lil y del Chachil, lo que permite inferir su emplazamiento como contemporáneo, o bien como inmediatamente posterior al desarrollo de las estructuras.
Sus edades cretácicas – paleocenas, sus relaciones discordantes respecto de las secuencias mesozoicas, y su emplazamiento controlado por algunos de los rasgos estructurales del sector, permitieron constreñir uno de los eventos compresivos que afectó a la región al Cretácico superior (90 – ~70 Ma), el cual se encuentra a su vez avalado por datos de trazas de fisión en el área. La ausencia de las secuencias de los grupos Neuquén y Malargue a lo largo de la faja plegada y corrida a estas latitudes, demuestran asimismo la existencia de un relieve estructural en la zona para el Cretácico superior.

El estudio estructural del retroarco andino entre los 38º15’ y los 40º00’S ha permitido dividir a la región en dos dominios estructurales. Un dominio interno caracterizado por el desarrollo de fallas de mediano y alto ángulo de orientación norte-sur y vergencia al este, y un dominio externo cuya estructura puede explicarse a partir del desarrollo de una faja plegada y corrida de piel gruesa de vergencia occidental en donde la inversión de las fallas de la etapa de *rift* mesozoica jugo un rol central. Ambos dominios constituyen sistemas de vergencia opuesta, los cuales definen una zona triangular de piel gruesa coincidente con el valle de los ríos Bio Bio y Aluminé. La diferencia en el estilo estructural entre estos puede explicarse a partir de la arquitectura extensional mesozoica, caracterizada por extensos depocentros desarrollados esencialmente a lo largo del domino externo del área de estudio.

El modelo estructural de la faja plegada realizado gracias a la integración de información de subsuelo y superficies permitió reconstruir la geometría de las estructuras en profundidad y calcular el acortamiento sufrido por este sector de los Andes. Los valores de acortamiento orogénico derivados de las secciones balanceadas van desde un 7 a un 13.3%, correspondiendo los mayores porcentajes a aquellos sectores en los que la deformación se resolvió no solo a partir de la inversión, sino también a partir de la generación de estructuras de atajo y la propagación de la deformación de la cubierta sedimentaria.

La mayor parte de las fallas normales invertidas, identificadas tanto en superficie como en subsuelo a lo largo del domino externo, corresponden mayormente a estructuras de

orientación NNO a NO, y en menor medida a estructuras de rumbo NE y este-oeste. Estas constituyen rasgos de primer orden que controlaron el levantamiento de los principales elementos topográficos del sector. En aquellas fallas de mayor oblicuidad (NO a ONO) no fueron identificadas evidencias significativas de reactivaciones contraccionales, lo que evidencia un proceso de inversión selectiva en el área, controlado por el rumbo y la geometría de las estructuras como también por la orientación de los esfuerzos contraccionales.

Los datos cinemáticos obtenidos muestran una clara componente de inclinación inversa para las estructuras NNO y NO, con ejes de acortamiento subhorizontales dispuestos dominantemente en el cuadrante ENE-OSO, obteniéndose una dirección de máximo acortamiento medio al Az ~70º. En términos generales, las orientaciones de los ejes de acortamiento obtenidas son consistentes con la inversión de los sistemas extensionales mesozoicos de orientación NO y NNO, la reactivación transcurrente de las estructuras perpendiculares y oblicuas a la cadena andina, como también movimientos con componente de rumbo a lo largo de estructuras N-S y NE-SO. La integración de los datos cinemáticos ha permitido a su vez interpretar un régimen de partición moderada a baja para el segmento comprendido entre los 38º y los 40ºS durante el Mioceno superior. Ello permitió definir un modelo cinemático en donde la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana se habría acomodado en una zona de deformación de centenares de kilómetros de ancho que incluía tanto sectores del antearco y arco, como los del retroarco interno. Una buena parte de la componente de acortamiento habría sido absorbida mediante fallas inversas de orientación NO y NNO en el retroarco, las cuales se habrían visto favorecidas por su disposición subperpendicular respecto de los ejes de acortamiento transmitidos hacia el antepaís, dando lugar a la estructuración de las Cordilleras del Chachil y de Catan Lil. Estructuras dispuestas de manera perpendicular a la cadena andina, como también algunas de las estructuras NE y N-S se habrían comportado coetáneamente de manera transcurrente y transpresiva durante esta etapa.

Las evidencias tectonosedimentarias de superficie han permitido determinar una génesis extensional para la cuenca de Collón Cura a partir del los 34 Ma, permitiendo a su vez enmarcar su origen dentro de un régimen extensional que afectó a este segmento de los Andes Nordpatagónicos entre el Eoceno tardío / Oligoceno temprano y el límite Oligoceno – Mioceno. El reconocimiento de las estructuras que afectaron el relleno superficial de esta cuenca a lo largo de su segmento septentrional, permitieron

asimismo determinar su pasaje transicional a una cuenca intermontana desarrollada en el marco de un régimen contraccional para el Mioceno.

El modelado gravimétrico de una sección regional a lo largo del segmento norte del área de estudio permitió por su parte definir la geometría del segmento austral de la cuenca de Cura Mallín y la depresión de Loncopué, pudiendo estimarse los espesores sedimentarios allí depositados. Este modelo permitió a su vez determinar que el levantamiento del alto de Copahue – Pino Hachado se produjo a partir de la inversión de una estructura de basamento con inclinación al este.

La última fase contraccional que dio lugar al alzamiento final del alto de Copahue – Pino Hachado y de las Cordilleras del Chachil y Catan Lil, ha podido ser constreñida al Mioceno superior – Plioceno inferior sobre la base de controles tectonoestratigráficos. Mas precisamente a un lapso comprendido entre los 11 y los 5,6 Ma para el segmento norte, entre los 10 y los 6,2 Ma para el segmento central, y entre los 8 y los 4,3 Ma para el segmento sur.
La carga producida por la faja plegada y corrida a estas latitudes produjo una serie de depocentros internos, cuyo origen ha podido ser explicado en función de la subsidencia flexural ejercida por el levantamiento final de los principales elementos topográficos del sector durante esta fase de deformación. El estudio de las sucesiones volcanosedimentarias acumuladas a lo largo de los mismos, y su vinculación con las principales estructuras del área, ha permitido interpretar a estas secuencias como depósitos sinorogénicos y sintectónicos asociados tanto al levantamiento final del sistema precordillerano del sur neuquino como de la cordillera durante el Mioceno superior.

La delimitación espacial y temporal de las distintas fases de deformación reconocidas en el área, ha permitido establecer una correlación entre estas y la historia de convergencia relativa entre placas. El incremento en la información para el Cenozoico, ha permitido a su vez esbozar las posibles causas de la fosilización de amplios sectores del retroarco andino da partir del Plioceno.

La integración de la información generada permitió finalmente elaborar un modelo tectónico-estructural que sintetiza la historia mesozoica y cenozoica de este segmento del retroarco andino dentro de un contexto regional.

Este modelo permite a su vez explicar la génesis del sistema precordillerano del sur de neuquén como resultado de una compleja historia de deformación polifásica, cuya etapa de desarrollo más significativa se vincula a la expansión del arco hacia el antepaís en el marco de una somerización de la placa subductada durante el Cretácico superior.

Se espera de esta forma contribuir al conocimiento de las fases de levantamiento de la Cordillera de los Andes a estas latitudes, mediante la integración de un segmento poco conocido desde un punto de vista tectónico.

Buenos Aires, 15 de Marzo de 2010.

REFERENCIAS

Adriasola, A.C., Thomson, S.N., Brix, M.R., Hervé, R y Stóckhert, B. 2006. Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batho-lith in the Los Lagos region of Chile, 41^0-42°15'S, International Journal of Earth Sciences 95, 504-528.

Aguirre, L., Hervé, F., and Godoy, E. (1972): Distribution of metamorphic facies in Chile: - an outline. Krystalinikum, 9, 7-19.

Aguirre Urreta, M. B. y Rawson, P. F., 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquen Basin, Argentina. Geological Magazine 134(4), 449-458.

Allmendinger, R.W., 1984. Estructuras transversales de la zona de transición entre 26º y 27º S, provincias de Tucumán y Catamarca, Argentina: resultados preliminares. IX Congreso Geológico Argentino, S. C. de Bariloche, Actas 2, 31-47.

Allmendinger R.W., 1999. Introduction to Structural Geology. Cornell University, New York. 280 pp.

Allmendinger, R.W., 2001, FaultKin for Windows v. 1.0 Beta.

Angelier, J. 1994. Fault Slip analysis and palaeostress reconstruction. En: Continental Deformation. Pergamon Press, University of Bristol, Chapter 4, 53-100.

Angelier, J. y Mechler, P., 1977. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalment utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. Bull. Soc. Géol. Fr. 19, 1309-1318.

Arancibia, G.; Cembrano, J.; Lavenu, A. 1999. Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45°S). Revista Geológica de Chile, 26, 1, 3-22.

Araneda, M. Avendaño, M. Schmidtz, H.J. Götze, S. Schmidt, 1997. Gravity in Andean volcanic structure, latitudes 39º-40ºS. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's interior.

Araneda, M., Avendaño, M.S., Götze, H.-J., Schmidt, S., Muñoz, J., and Schmitz, M., 1999. South Central Andes gravity, new data base. 6th International Congress of the Barzilian Geophysical Society. Abstracts, p.3.

Araneda, M.; Avendaño, M.S.; Götze, H.J.; Schmidt, S. ; Muñoz, J. 2000. Gravedad en los Andes del Sur, correlación del residual isostático con rasgos estructurales mayores (37°-42°S). Congreso Geológico Chileno, 9º, Puerto Varas, 31 Julio - 4 Agosto 2000, 399-403.

Asencio, M., Bechis, F., Zavala, C., Cristallini, E.O., 2006. Tertiary evolution of the Ñirihuau basin, Northern Patagonian Andes, Argentina. Backbone of the Americas – Patagonia to Alaska, Mendoza, Argentina. Abstracts, 5-43.

Aydin A., y Nur,A., 1982, Evolution of pull-apart basins and their scale independence. Tectonics, 1, 91-105.

Banchero, J. C., 1957. Descripción geológica de las Hojas Catán Lil, Junín de los Andes, Paimún y Volcán Lanín. Secretaría de Ejército, Dirección General de Ingenieros. Inédito. Buenos Aires.

Barredo, S., Cristallini, E.O., Zambrano, O., Pando, G., García, R., 2008. Análisis tectosedimentario del relleno de edad precuyana y cuyana inferior de la región septentrional del alto de Kauffman, Cuenca Neuquina. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata. Trabajos Técnicos, 443-455.

Basei, M.A.S., Brito Neves, B.B., Varela, R., Teixeira, W., Siga Jr., G., Sato, A.M., Cingolani, C.A., 1999. Isotopic dating on the crystalline basement rocks of the Bariloche Region, Río Negro, Argentina. 2o Simposio sudamericano de geología isotópica (Carlos Paz), Servicio Geológico Minero Argentino, Anales, 34, 15–18.

Basei, M.A., Varela, R., Passarelli, C., Siga Jr., O., Cingolani, C., Sato, A., González, P.D., 2005. The crystalline basement in the north of Patagonia: isotopic ages and regional characteristics. In: Pankhurst, R., Veiga, G. (Eds.), Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana, Abstracts, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, p. 62.

Bechis, F., 2008. Comparación de la deformación cenozoica de las vertientes chilena y argentina de los Andes Patagónicos (41º-42º LS). XVII Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy). Actas 1, 71-72.

Bechis, F., 2009. Deformación transtensiva de la Cuenca Neuquina: análisis a partir de ejemplos de campo y modelos análogos. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 258 p.

Bernardo, L.M., Zamora, G., Folguera, A., Zapata, T., 2009. Nuevo modelo exploratorio y definición de los sistemas petroleros de la Cuenca de Ñirihuau, Cordillera Patagónica, Argentina. Memórias del X Simpósio Bolivariano (Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas), Cartagena das Indias, Colombia, Archivos electrónicos.

Bettini, F. H., 1984. Pautas sobre cronología estructural en el área del cerro Lotena, cerro Granito y su implicancia en el significado de la dorsal del Neuquén, provincia de Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 2, 342-361.

Bilmes, A., Muravichik, M., D'Elia, L., Franzese, J., 2008. Interacción entre las secuencias sineruptivas en los depósitos precuyanos del sinrift de la cuenca neuquina. Sierra de Chacaico, Neuquén. XVII Congreso Geológico Argentino (Jujuy) Actas, 746-747.

Bodenbender, G. 1892, Sobre el terreno jurásico y cretaceo en los Andes argentinos entre el Río Diamante y el Río Limay. Boletín de la Academia de Ciencias, 13, 5-44, Córdoba.

Bohm, M.; Lüth, S.; Asch, G.; Bataille, K.; Bruhn, C.; Rietbrock, A.; Wigger, P. 2002. The Southern Andes between 36°S and 40°S latitude: seismicity and average veloci ties. Tectonophysics, 356, 275-289.

Booth, J.L.M., Coward M.P., 1996, Basement faulting and inversion of the NW Neuquén basin, Argentina: III8 International Symposium on Andean Geodynamics (Saint Maló), Abstracts, 295-298.

Bracaccini, O.I., 1964. Geología estructural de la zona cordillerana de las provincias de Mendoza y Neuquén. Contrato 1103, Inc.Nº 14, Dirección General Fabricaciones Militares, Buenos Aires.

Bracaccini, O., 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones Mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (2), 275-284.

Brasse, H., Soyer, W., 2001. A magnetoteluric study in the Southern Chilean Andes. Geophysical Research Letters 28 (19), 3757-3760.

Burckhardt, C. 1900a. Profils transversaux de la Cordillère argentino-chilienne. Stratigraphie et Tectonique. Anales del Museo de La Plata, Sección Geología y Minería, 2, 1-136.

Burckhardt, C. 1900b. Coupe géologique de la Cordillère entre Las Lajas et Curacautin. Anales del Museo de La Plata, Sección Geología y Minería, 3, 1-102, La Plata.

Burns, W.M., Jordan, T.E., Copeland, P., and Kelley, S.A., 2006. The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura Mallín basin (36º-38ºS), In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds). Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35º-39º lat), Geological Society of America Special Paper 407, 163-184.

Carpinelli, A.A., 2000. Análisis estratigráfico, paleoambiental, estructural y modelo tectono-estratigráfico de la cuenca de Cura-Mallín. VIII y IX Región, Chile – Provincia del Neuquén, Argentina. MD, Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra, Chile: 158 pp. (inédito).

Cazau, L., Mancini, D., Cangini, J., & Spalletti, L., 1989, Cuenca de Ñirihuau, in Chebli, G., and Spalletti, L., eds., Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica: San Miguel de Tucumán., Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, p. 299-318.

Cembrano, J. 1998. Kinematics and timing of intra-arc deformation, southern Chilean Andes. Ph.D. Thesis (Unpublished), Dalhousie University, 231 p. Canadá.

Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A. y Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the LOFZ fault zone, southern Chilean Andes. Tectonophysics, 319, 129-149.

Cembrano, A. Lavenu, P. Reynolds, G. Arancibia, G. López and A. Sanhueza, 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antartica triple junction, Tectonophysics, 354, 289–314.

Charrier, R., 1984. Areas subsidentes en el borde occidental de la cuenca de trasarco Jurásico-Cretácica, Cordillera Principal chilena entre 34º y 34º30'S. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas 2, 107-24.

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

Christie-Blick N. & Biddle K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: Biddle K.T., Christie-Blick, N, (eds.). Strike-slip deformation, basin formation and sedimentarían. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publicalion 37,1-34.

Chotin, P., 1976. Essai dinterprétation du Bassin Andin chiléno-argentin mésozoique en tant que bassin marginal. Annales de la Société Géologique du Nord, Lille, 96(3): 177-184.

Chotin, p., 1978. Etude d´un secteur des Andes Meridionales (Lonquimay-Neuquén) a l´aide de documents satellites Erts. I° Congreso Geológico Chileno, B- 29 -37. Santiago.

Chotin, P. and Giret, A., 1979, Analysis of northern patagonian transverse structure (Chile, Argentina - 38° to 42° s.l.) from landsat documents. VII Congreso Geológico Argentino (Neuquén) Actas 2, 197-202.

Cisternas, M.E.; Frutos J. 1994. Evolución tectonico-paleogeográfica de la cuenca terciaria de los Andes del sur de Chile (34º30'-40º30' lat. S). In Congreso Geológico Chileno, 7 (1), 6-12. Concepción.

Coco, A. L., 1957. Descripción geológica de la Hoja 1º de Mayo y Quillén. Secretaría de Ejército. Dirección General de Ingenieros. Inédito. Buenos Aires.

Corbella, H., Novas, F.E., Apesteguía, S. y Leanza, H.A. 2004. First fission track-age for the dinosaur-bearing Neuquén Group (Upper Cretaceous) Neuquén Basin, Argentina. Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales (N.S.) 6, 1-6.

Cobbold, P.R. y Rossello, E.A., 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. Marine and Petroleum Geology, 20, 429-443.

Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Marques, F.O., 2006. Compressional growth strata of late Oligocene to Miocene age in the Loncopué and Catan-Lil intermontane basins, Neuquén province, Argentina (37° - 40° S). Memórias del IX Simpósio Bolivariano (Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas), Cartagena das Indias, Colombia, 57.

Cortelezzi, C.R., y Durac, M., 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. Actas IV Jornadas Geológicas Argentinas. Tomo II, Buenos Aires (1970).

Cristallini, E.O., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodríguez, L., Tomezzoli, R., Comeron, R., 2006. Synrift geometry of the Neuquén basin in northeastern Neuquén Province, Argentina. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (eds.), Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35º-39ºS lat). Geological Society of America, Special Paper 407, 147-161.

Cristallini, E.O., Yagupsky, D., Zambrano, O., 2007. Jurassic oblique inversion in the Neuquén Basin Huincul System: insights from analogue models. 2° Geosur, San tiago de Chile. Abstracts: 44.

Cristallini, E.O., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J.M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S., Zambrano, O., 2009. Controles precuyanos en la estructura de la cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA), 65 (2), 248-264.

Crosta, S., Vattuone, M.E. y Latorre, C.O., 2008. Edad, caracterización petrográfica y Geoquímica del Granitoide del Cerro Falkner, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (1), 152 – 155.

Cucchi, R., 1998. Hoja Geológica 4169-I, Piedra del Águila, provincias del Neuquén y Río Negro, Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, escala 1: 250.000. SEGEMAR. Boletín 242, 1-74. Buenos Aires.

Cucchi, R., Leanza, H.A., Repol, D., Escosteguy, L., González, R., y Daniela, J.C., 2005. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de los Andes. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 357, 102 p. Buenos Aires.

Dalla Salda y Franzese, 1987. Las megaestructuras del Macizo y la Cordillera Nordpatagónica Argentina y la génesis de las cuencas volcanosedimentarias Terciarias. Revista Geológica de Chile 31, 3-13.

Dalla Salda, L., Cingolani C. y Varela R., 1991. El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46 (3-4), 223-234.

Dalla Salda, L.H., Dalziel, I.W.D., Cingolani, C.A.y Varela R., 1992. Did the Taconic Appalachians continue into southern South America? Geology, 20 (12), 1059-1062.

De Ferrariís, C. I. C., 1947, Edad del arco o dorsal antigua de Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. Revista de la Asociación Geológica Argentina 2 (3), 256-283.

De Ferrariis, C., 1966. Estudio estratigráfico de la Fm. Río Negro de la Prov. de Bs.As. Sus relaciones con la región Norpatagónica. Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas (CIC). La Plata. Vol VII. 85-166.

De Ferrariis, C., 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. 3º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1, 121-124, Buenos Aires.

De La Cruz, R. y Suárez, M. 1997. El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile; Formación Nacientes del Bío Bío (38º-39º). Revista Geológica de Chile 24(1), 3-24.

Dellapé, D. A., Pando, G. A., Uliana M. A. y Musacchio, E. A., 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 489-507. Buenos Aires.

Dellapé, D.A., Mombrú, C., Pando, G. A., Riccardi, A. C., Uliana, M. A. y Westermann, C. E. G., 1979, Edad y correlación de la Fromación Tábanos en chacay y Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas. Obra Centenario Museo La Plata, 5, 81-105.

Delpino, D., Gulisano, A., Deza, M., 1995. Mapa geológico del Departamento de Zapala (escala: 1:200.000). Dirección Provincial de Minería. Zapala.

D'Elía, L., Franzese, J., 2005. Caracterización litológica y estructural de ignimbritas precuyanas en la sierra de Chacaico, Neuquén, con énfasis en su potencial petrolero. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Trabajos Técnicos, Actas en CDROM, 8 p.

Dessanti, R. N., 1956. Descripción geológica de la Hoja 27 c, Cerro Diamante, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 85. Buenos Aires.

Dessanti, R. N., 1972. Andes Patagónicos Septentrionales. En: A. F. Leanza (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 655-688, Córdoba.

Digregorio, J.H., 1972. Neuquén. En: A.F. Leanza (Dir. Y Ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 439-505, Córdoba.

Digregorio, J.H. y M.A. Uliana, 1975. Plano Geológico de la Provincia del Neuquén. Escala 1:500.000. Actas II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Buenos Aires.

Digregorio, J. H. y M. A. Uliana, 1980. Cuenca Neuquina. En: J. C. M. Turner (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 2, 985-1032. Córdoba.

Diraison, M., Cobbold, P., Rossello, E. y Amos, A. 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia. Journal of South America Earth Sciences, 11 (6), 519-532.

Domínguez, E., Aliotta, G., Garrido, M., Daniela, J. C., Ronconi, N., Casé, A. M., y Palacios, M.,1984. Los Maitenes-El Salvaje. Un sistema hidrotermal tipo porfírico. IX Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas VII, 443-458.

Eisner, P., 1991. Tectonostratigraphic evolution of the Neuquén Basin, Argentina [Master´s thesis]: Houston, Rice University, 56 p.

Feruglio, E., 1927. Estudio geológico de la región pre y sub-andina en la latitud de Nahuel Huapí. Boletín de Informaciones Petroleras, 4, 11-119. Buenos Aires.

Feruglio, E., 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia). Boletín de Informaciones Petroleras 200, 27-64, Buenos Aires.

Feruglio, E., 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y comercio. Dirección de Yacimientos Petrolíferos Fiscales 1:1-334, 2:1-349, 3:1- 431, Buenos Aires.

Folguera, A., Ramos, V.A. y Melnick, D. 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36°-39°S) en los últimos 30 millones de años. Revista Geológica de Chile 29(2), 227-240.

Folguera, A., Ramos, V.A. y Melnick, D. 2003. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco. Cordillera Neuquina (37°30'S). Revista de la Asociación Geológi ca Argentina. 58 (1), 3-19.

Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R., Naranjo, J., 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost Central Andes (37º-38ºS): Evidence of strike-slip displacement along the Antiñir-Copahue fault zone. Tectonics, 23.

Folguera, A., Zapata, T., y Ramos, V.A., 2006. Late Cenozoic extensión and the evolution of the Neuquén Andes. In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds). Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35º-39º lat): Geological Society of America Special Paper 407, 267-285.

Folguera A., Introcaso A., Gimenez M., Ruiz F., Martinez P., Tunstall C., Garcia Morabito E., Ramos V.A., 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc (38°-39°30 ′ S) determined from tectonic and gravimetric studies: The Lonco-Luán asthenospheric anomaly. Tectonophysics, 439 (1-4), 129-147.

Folguera, A., Rojas Vera, E., Spagnuolo, M., García Morabito, E., Orts, D., Bottesi, G., Ramos, V.A., 2009, Tectonic evolution of the Southern Central and Northern Patagonian Andes (34º30´- 43º30´S). Latin American Colloquium, Goettingen. Actas, 23-24.

Folguera, A., Rojas Vera, E., Bottesi, H., Zamora Valcarce, G., Ramos, V.A., 2010. The Loncopue Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes. Journal of Geodynamics, 49 (5), 287-295.

Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J. C., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras, 15 (171), 1-67. Buenos Aires.

Franchini, M., López-Escobar, L., Schalamuk, I. B. A. y Meinert, L., 2003, Magmatic characteristics of the Paleocene Cerro Nevazón region and other Cretaceous to Early Tertiary cal-alcaline subvolcanic to plutonio units in the Neuquén Andes, Argentina. Journal of South American Earth Sciences. 16, 399- 421.

Franzese, J. R., 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. Revista Geológica de Chile, 22 (2), 193-202.

Franzese, J.R., y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South American Earth Sciences, 14, 257–270.

Franzese, J.R.; Veiga, G.D.; Schwarz, E.; Gómez-Pérez, I. 2006. Tectono-stratigraphic evolution of a Mesozoic Graben Border System: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. Journal of the Geological Society of London 163, 207-221.

Franzese, J.R., Veiga, G.D., Muravchik, M., Ancheta, D, D'Elia, L., 2007. Estratigrafía de sin-rift de la Cuenca Neuquina en la Sierra de Chacaico, Neuquén; República Argentina. Revista Geológica de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, 2007.34 (1), 49-62.

Freund, R., 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. Tectonophysics, 21, 93-134.

Galli, C. A., 1954. Acerca de una nueva interpretación de las Formaciones Rético-liásicas de la Patagonia septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 8 (4), 220-235. Buenos Aires.

Galli, C. A., 1969a. Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila, Provincias de Neuquén y Río Negro. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 111, 1-67. Buenos Aires.

Galli, C.A., 1969b. Descripción de la Hoja Geológica 35ª, Lago Aluminé, provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 108, 1-49. Buenos Aires.

García Morabito, E., Folguera, A., Melnick, D. y Ramos, V. 2003. Variabilidad en la actividad del retroarco andino entre 37 y 39°S. 10º Congreso Geológico Chileno, Actas (archivos electrónicos), Concepción.

García Morabito, E. y Folguera, A. 2005. El Alto de Copahue – Pino Hachado y la Fosa de Loncopué: un comportamiento tectónico episódico, Andes Neuquinos (37º-39ºS). Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA), 60 (4), 742-761.

García Morabito, E. y Ramos, V.A., 2008a. Evolución tardío cenozoica del retroarco interno andino entre los 38° y los 40°S. XVII Congreso Geológico Argentino (Jujuy). Actas 1, 109-110.

García Morabito, E. y Ramos, V.A. 2008b. Block uplift and intermontane Basin development in the Northern Patagonian Andes (38º - 40ºS). 7th International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG). (Extended Abstracts), Nice, France.

García Morabito, E., Götze, H.J. y Ramos, V.A., 2009. Tertiary tectonics of the retro-arc area between 38º15' and 40ºS latitude. Tectonophysics (en revisión).

García Vizcarra, P., 1943. La serie Jurásica de la parte septentrional de la Sierra de Chacai-Co en el Neuquén Central y sus relaciones con los terrenos que la recubren. Estudio estratigráfico y tectónico. Museo de La Plata. Tesis n°5, 60 págs. La Plata.

Giacosa, R. y Heredia, N., 2004. Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41º-42ºS). Journal of South American Earth Sciences 18, 61-72.

González, O. y Vergara, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicaciones, 24, 119 p.

González Bonorino, F. 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41 b, Río Foyel (territorio de Río Negro). Boletín de la Dirección de Minas, Geología e Hidrología 56, 124 p. Buenos Aires.

González Bonorino, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao–Llao, vol. 16. Fundación Bariloche, Publicación, 53p.

González Bonorino, F., 1974. La Formación Millaqueo y la «Serie Porfirítica» de la Cordillera Nordpatagónica: nota preliminar. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29(2): 145-153, Buenos Aires.

González Bonorino, F., 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Nordpatagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34 (3), 184-203.

González Bonorino, F. y González Bonorino, G., 1978. Geología de la Región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las Formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapí. Asociación Geológica Argentina, Revista 33 (3), 175-210, Buenos Aires.

González Díaz, E. F., 1979, Descripción geológica de la hoja 31d, La Matancilla, Carta Geológico- Económica de la República Argentina: Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín nº. 173, escala 1:200,000, 96 p.

González Díaz, E. F., 1982. Chronological zonation of granitic plutonism in the Northern Patagonian Andes: the migration of intrusive cycles. Earth Sciences Review, 18, 365-393. Amsterdam.

González Díaz, E.F. y Nullo, F. 1980. Cordillera Neuquina. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1099-1147, Córdoba.

González Díaz, E. F. y Riggi, J. C., 1984. La Formación Chimehuín: su correspondencia con las Formaciones Collón Curá y Río Negro, en el sur del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 39 (1-2): 94-106.

González Díaz, E. F., J. C. Riggi, y L. Fauqué, 1986. Formación Caleufu (*nov.nom.*): reinterpretación de las formaciones Río Negro y Alicurá en el área de Collón Cura, sur del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41 (1-2), 81-105.

González Díaz, E.F., Ostera, H.A., Riggi, J.C., Fauque, L., 1990. Una propuesta temporal acerca del Miembro Limay Chico (Ex "Rionegrense") de la Formación Caleufú, en el valle del río Collón Curá y adyacencias (SE de Neuquén). XI Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2, 243-246.

Götze, H.-J., B. Lahmeyer, S. Schmidt, S. Strunk, y M. Araneda, 1990: A new gravity data base in the Central Andes (20°- 26°S). EOS Transactions, American Geophysical Union, 71, (16), 406-407.

Götze, H.-J., Lahmeyer, B., Schmidt, S. y Strunk, S., 1994. The Lithospheric Structure of the Central Andes (20-26°S) as inferred from Quantitative Interpretation o f Regional Gravity. In: Tectonics of the Southern Central Andes (Eds.: Reutter, Scheuber, Wigger), 7-21, Springer Verlag Heidelberg.

Gräfe, K., Glodny, J., Seifert, W., Rosenau, M., and Echtler, H., 2002. Apatite fission track thermochronology of granitoids at the south Chilean active continental margin (37ºS – 42ºS): Implications for denudation, tectonics and mass transfer since the Cretaceous, in 5th International Symposium of Andean Geodynamics [extended abstracts]: IRD (Institut de Reserche pour le Développement) Toulusse, France, 275-278.

Groeber, P., 1918. Estratigrafía del Dogger en la República Argentina: estudio sintético comparativo. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación 18. 81p. Buenos Aires.

Groeber, P., 1921. Vestigios de un yacimiento petrolífero en Pilun - Challa, (Territorio del Neuquén). Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Boletín 4. Serie F: 39-42.

Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación 58. Buenos Aires.

Groeber, P., 1939, El Eógeno del Neuquén, el piso de Navidad chileno, la Formación Río Grande y sus relaciones. Anales del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Bernardino Ribadavia. T. XL, Geología publicación Nº28. p. 49-94

Groeber, P. 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41 a 44 y entre los meridianos 69 a 71. 1° Congreso Panamericano de Inge niería de Minas y Geología, Actas Primera Parte 2: 368-379, Santiago.

Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 1 (3): 177-208. Buenos Aires.

Groeber, P., 1953, Ándico. En: Groeber, P.: Mesozoico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, 2 (1), p. 349-536, Buenos Aires.

Groeber, P., 1954. La Serie Andesítica Patagónica. Sus relaciones, posición y edad. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9 (1): 39-47. Buenos Aires.

Groeber, P., 1955. Anotaciones sobre Cretácico, Supracretácico, Paleoceno, Eoceno y Cuartario. Asociación Geológica Argentina, Revista 10(4): 234-261.

Groeber, P., 1958. Acerca de la edad del Sañicolitense. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 11 (4): 281-292. Buenos Aires.

Groeber, P., Stipanicic, P.N. y Mingramm, A., 1953. Jurásico. En: Groeber, P.: Mesozoico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) 2 (1), 143-347. Buenos Aires.

Gulisano, C.A. 1981. Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y Sur de Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3, 579-592.

Gulisano, C.A., Pando, G., 1981. Estratigrafía y Facies de los depósitos Jurásicos entre Piedra del Aguila y Sañicó, Departamento Collón Curá, Provincia del Neuquén. VIII Congreso Geológico Argentino (San Luis). Actas 3, 553- 577.

Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R., Digregorio, R.E., 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la Provincia de Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, (San Carlos de Bariloche), Actas 1, 236-259.

Gulisano, C.A. and Gutiérrez Pleimling, A.R. 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin, a) Neuquén province. Asociación Geológica Argentina, Serie E(2), 1-103, Buenos Aires.

Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R., 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. Asociación Geológica Argentina, Serie E, 2 , 1-111. Buenos Aires.

Hervé, M. 1976. Estudio geológico de la Falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). In Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (1), 39-56. Santiago.

Hervé, F. y Ota, Y. 1993. Fast Holocene uplift rates at the Andes of Chiloé, southern Chile. Revista Geológica de Chile, 20, 15-23.

Hervé, F., Pankhurst, R.J., Demant, A., Ramirez, E., 1996. Age and Al-in-Hornblende geobarometry in the north patagonian batholith, Aysen, Chile. Third International Symposium of Andean Geodynamics, St. Malo, 579-582.

Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín de Informaciones Petroleras 23(226), 1-39.

Hindle, D., Kley, J., Klosko, E., Stein, S., Dixon, T. y Norabuena, E. 2002. Consistency of geologic and geodetic displacements during Andean orogenesis. Geophysical Research Letters 29 (8): doi10.1029/2001GL013757.

Hinterwimmer, G. A. y Jauregui, J. M., 1984. Análisis de facies de los depósitos de turbiditas de la Formación Los Molles en el sondeo Barda Colorada Este, Provincia del Neuquén: IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Tomo 5, 124-135.

Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., y Veiga, G.D., 2005. The Neuquen Basin; an overview (in The Neuquen Basin, Argentina; a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics) Geological Society Special Publications, 252, 1-14

Jordan, T., V.A. Ramos, R.W Allmendinger y B.L. Isacks, 1984. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate: Discussion and Reply. Geological Society America, Bulletin 95 (7), 877-880.

Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A Mid-Cenozoic trigger for the Andes. Tectonics 20 (3), 308-324.

Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. & Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28–338S). In: Harmon, R.S. y Rapela, C. (eds) Andean Magmatism and its Tectonic Setting. Geological Society of America, Special Paper, 265, 113–137.

Kay, S.M., Burns, M. y Copeland, P. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35-39°S), Geological Society of America, Special Paper 407, 19-60.

Keidel, J. 1917. Über das patagonische Tafelland, das patagonische Gëroll und ihre Beziehungenzu den geologischen Erscheinungen im argentinischen Andengebiet und Litoral. Zeitschrift Deutsche Wissenschaftliche Verein 3(5-6), 219-245.

Keidel, J., 1925a. Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Anales 1(4), 251-312, Buenos Aires.

Keidel, J., 1925b. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el Oriente del Territorio del Neuquén. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Buenos Aires, Publicaciones, 8, 1-67.

Kemnitz H., Kramer W., Rosenau M., 2005 Jurassic to Tertiary tectonic, volcanic, and sedimentary evolution of the Southern Andean intra-arc zone, Chile (38°S-39°S) a sur vey. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 236,19-42.

Kind, R., Bock, G. & Yuan, X. 2002. The structure of the lower plate from broad-band seismology. Deformation Processes in the Andes, Collaborative Research Center, 267, 429-443, Berlin/Potsdam.

Kley, J., Monaldi, C.R. and Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. Tectonophysics 301, 75–94.

Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rossello, E.A., Hérail, G., Martinod, J., Régnier, M. y de la Cruz, R., 2004. Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. Tectonophysics, 385, 211-241.

Lagorio, S., Montenegro, G. Massaferro y Vattuone, M.E., 1998. Edad y geoquímica de las ignimbritas de Aluminé, provincia del Neuquén, Argentina. 10° Congreso Latin oamericano de Geología Económica (Buenos Aires), Actas 2, 231-325.

Lamb, S. y Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes: Nature, 425, 792-797.

Lambert, L.R., 1946. Contribución al conocimiento de la Sierra de Chacay-Có (Neuquén). Revista de la Sociedad Geológica Argentina 1 (4), 231-252. Buenos Aires.

Lambert, L.R., 1948. Geología de la zona de las cabeceras del río Catan Lil, Territorio del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 3 (4), 245-257.

Lambert, L.R., 1956. Descripción Geológica de la Hoja 35b, Zapala (Neuquén). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 83. Buenos Aires.

Lara, L. y Moreno, H., 2000. Informe geológico preliminar del área Liquiñe-Neltume. 1-18. SERNAGEOMIN. Santiago de Chile.

Lara, L., Rodríguez, C., Moreno, H. y Pérez de Arce, H. 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior- pleistoceno de los Andes del sur (39°-42°S) Revista Geológica de Chile 28(1), 67-90.

Lara, L. y Folguera, A., 2006. Plio-Quaternary narrowing of the volcanic arc at Southern Andes (37º - 41ºS), southwestern margin of Neuquén Basin: Geochronologic and field tectonic data evaluated. En: S.M. Kay y V.A. Ramos (Eds.). Late Cretaceous to Recent magmatism and tectonism of the Southern Andean margin at the latitude of the Neuquén basin (36º-39ºS). Geological Society of America, Special Paper. 407, 299-315.

Latorre, C.O., Vattuone, M.E., Linares, E. y Leal, P.R., 2001. K-Ar ages of rocks from Lago Aluminé, Rucachoroi and Quillén, North Patagonian Andes, Neuquén, Argentina. Comunicaciones 52, 155. Chile.

Lavenu, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional-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, 21, 1669-1691.

Leanza, H. A., 1972. Acantholissonia, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, Argentina, y su posición estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA) 17 (4), 63-70.

Leanza, H. A., 1973, Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes jurásico- cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú. Provincia del Neuquén, república Argentina. Revista Asociación geológica Argentina, 28, 97-132.

Leanza, H. A., 1985. Descripción geológica de la Hoja 36b, Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Servicio Geológico nacional. Informe inédito. Buenos Aires.

Leanza, H. A. 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (3-4), 272-299, Buenos Aires.

Leanza, H.A., 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (3-4), 272-299.

Leanza, H.A., 1994. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48 (1), 71-84.

Leanza, H. A., Marchese, H. G. y Riggi, J. C., 1978, Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la formación Vaca Muerta entre los paralelos 35 y 40ºS. Cuenca Neuquina-Mendocina. Revista Asociación Geológica Argentina 32 (3), 190-208.

Leanza, A. F. y Leanza, H. A., 1979. Descripción geológica de la Hoja 37 c, Catán Lil, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín n°169 , 1-65.

Leanza, H.A. y Hugo, C. 1997. Hoja Geológica 3969-III. Picún Leufú. Provincias de Neuquén y Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 218, 135 p.

Leanza, H., Hugo, C., Repol, D., González, R. y Danieli, J. 2001. Hoja geológica Zapala, Hoja 3969-I, 1:250.000, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 275, 128 p., Buenos Aires.

Leanza, H.A., Repol, D., Escosteguy, L. y Salvarredy Aranguren, M., 2003. Estratigrafía del Mesozoico en la comarca de Fortín 1º de Mayo, cuenca Neuquina sudoccidental, Argentina: SEGEMAR, Serie de Contribuciones Técnicas – Geología, 1, 1-21.

Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O. 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaicó durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Versión CD.

Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior, Argentina). In: Chebli, G. & Spalletti, L. (eds) Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica, 6, Universidad Nacional de Tucumán, 221–243.

Legarreta, L., y Uliana, M. A., 1991, Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, Central Argentine Andes, in D. I. M. McDonald, ed., Sedimentation, Tectonics and Eustasy: International Association of Sedimentologists Special Publication 12, 429-450.

Legarreta, L., Uliana, M.A., 1996. The Jurassic succesion in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. Palaegeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 120, 303-330.

Lesta, P.J., Digregorio, J. & Mozetic, M.A. 1985. Presente y futuro de la exploración de petróleo en las cuencas subandinas, Argentina. II Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Bogotá, Publicaciones 3, 1-35.

Linares, E., Cagnoni, M., do Campo, M. y Ostera, H., 1985. Geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas del sudeste de la provincia del Neuquén y noroeste de la provincia de Río Negro, República Argentina. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones 35, 129-135.

Linares, E., Cagnoni, M., do Campo, M. y Ostera, H., 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro provinces, Argentine Republic. Journal of South American Earth Sciences, 1 (1), 53-61.

Linares, E. y González, R.R. 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales Serie B, Didáctica y Complementaria 19, 1-628.

Linares, E., González Díaz, E.F., Ostera, H.A. y Cagnoni, M.C., 1991. Reconsideración temporal (K-Ar) de las rocas basálticas cenozoicas del sector neuquino comprendido entre los paralelos 40º00' y 40º30'S y los meridianos 70º00' y 70º45'W, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno. Viña del Mar. Resúmenes expandidos. 621-625.

Linares, E., Ostera, H.A., Mas, L., 1999, Cronología potasio-argón del complejo efusivo Copahue-Caviahue, Provincia de Neuquén: Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA), 54, 240-247.

Ljunger, E., 1930. Geologische Aufnahmen in der Patagonische Cordillera. Bulletin Geologiska Institutionen. Universitaet, Upsala, 23, 203-242.

Lucassen, F.; Trumbull, R.; Franz, G.; Creixell, C.; Vásquez, P.; Romer, R.L.; Figueroa, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to Recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36-41°S). Journal of South American Earth Sciences 17, 103-119.

Lüth, S., Wigger, P. y ISSA Research Group, 2003. A crustal model along 39°S from a seismic refraction profile-ISSA 2000, Revista Geológica de Chile, 30 (1), 83-101.

Llambías, E.J., 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. 1. El magmatismo gondwánico durante el Palaeozoico Superior-Triásico. En: Caminos, R. (ed), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Anales 29 (14), 349-363.

Llambías, E. J. y Rapela, C. W., 1987, Las vulcanitas de Colipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén-Mendoza y Patagonia. X Congreso Geológico Argentinno, Actas, IV, 249-251, San Miguel de Tucumán.

Llambías, E. J. y Rapela, C. W., 1989, Las vulcanitas de Colipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. Asociación Geológica Argentina, XLIV (1-4), 224-236.

Manceda, R., Figueroa, D., 1993. La inversión del rift mesozoico en la Faja Fallada y Plegada de Malargüe, provincia de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza. Actas 3, 219-232.

Manceda, R., Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe foldthrustbelt, Mendoza, Argentina. En: A. J. Tankard, R. Suárez y H.J. Welsink (eds.), Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 369-382.

Marchese, H. G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, provincia de Neuquén, República Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina (RAGA), 26 (3), 343-410.

Marret, R. y Allmendinger R.W, 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. Journal of Structural Geology, 12 (8), 973-986.

Marshall, L.G., Pascual, L., Curtis, G.H., Drake, R.E., 1977. South American Geochronology Radiometric Time Scale for Middle to Late Tertiary Mammal-Bearing Horizonz in Patagonia. Science, 195, 325-1328.

Martin, M.; Kato, T.; Rodríguez, C.; Godoy, E.; Duhart, P.; McDonough, M.; Campos, A. 1999. Evolution of late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, south-central Chile (38°-41°S): Constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. Tectonics, 18 (4), 582-605.

Martínez, M.P., M.E. Giménez, A. Introcaso, y J.A. Robles, 1997. Excesos de espesores corticales y acortamientos andinos en tres secciones ubicadas en 36º, 37º y 39º de latitud sur: 7º Congreso Geológico Chileno (Antofagasta) Actas 1, 101-105.

Mazzoni, M. M. y Benvenuto, A., 1990. Radiometic ages of Tertiary ignimbrites and the Collón Cura Formation, Northwestern Patagonia. XI Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 1, 87-90.

Mazzoni, M. M. y Rapela, C. W., 1991. Características químicas e isotópicas de ignimbritas miocenas. Andes patagónicos septentrionales (SVZ), Argentina. VI Congreso Geológico Chileno, Actas 1, 125-128.

Melnick, D., Rosenau, M., Folguera, A., Echtler, H., 2006. Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank. In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds). Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35º-39º lat): Geological Society of America Special Paper 407, 73-95.

Mercer, J.H. y Suter, J.F., 1982. Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: implications for global ice-sheet history. Paleogeog Palaeoclimat Palaeoecol 38 (3-4), 185-206.

Mosquera, A., 2002. Inversión tectónica jurásica inferior en el sector central de la Dorsal de Huincul, área Los Bastos. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hi drocarburos, Mar del Plata. Trabajos Técnicos en CD-ROM, 11 p.

Mosquera, A., 2008. Mecánica de deformación de la cuenca Neuquina (Triásico-Terciario). Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 270 p.

Mosquera, A. y Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment, in Kay, S.M., and Ramos, V.A. (eds). Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35º-39º lat): Geological Society of America Special Paper 407, 97-124.

Mpodozis, C. y Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources (Ericksen, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemund, J.A.; editors). Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 59-90.

Mueller, R.D., Roest, W.R., Royer, J.Y., Gahagan, L.M., Sclater, J.G., 1997. Digital isochrones of the world's ocean floor. Journal of Geophysical Research, 102, 3211-3214.

Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R.J., Brook, M. y Snelling, N., 1988. Geochronology of the Lake region of south-central Chile (39º - 42ºS): Preliminary results. Journal of South American Earth Sciences, 1 (3), 309-316.

Muñoz, J. y Stern, C. 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38° and 39°S. Journal of South American Earth Science 1 (2), 147-161.

Muñoz, J.; Araneda, M. 2000. Extensión cortical en el Oligoceno-Mioceno entre los 39° y 42°S, Región de L os Lagos, Chile: antecedentes geológicos y geofísicos. Congreso Geológico Chileno. 9, Actas2, 609-612.

Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farner, L., y Stern, C., 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in South-central Chile to the Late Oligocene increase in plate convergence rate. Revista Geológica de Chile, 27, 177-203.

Muravchik, M., Franzese, J.R., 2005. Carbonatos lacustres someros en las facies volcaniclásticas del Precuyano de la sierra de Chacaico, Neuquén. 16° Congreso Geo lógico Argentino, La Plata. Actas 3, 111-116.

Muravchik, M., 2008a. Controles estructurales sobre la depositación de la base del ciclo cuyano en depocentros del suroeste de la cuenca Neuquina. XVII Congreso Geológico Argentino. (Jujuy). Actas 3, 781-782.

Muravchik, M., 2008b. Sistemas sedimentarios axiales y transversales a un depocentro de Rift (ciclo Precuyano) del suroeste de la cuenca Neuquina. XVII Congreso Geológico Argentino, (Jujuy). Actas 3, 783-784.

Muravchik, M., D'Elía, L., Bilmes, A., Franzese, J.R., 2008. Caracterización de los depocentros de rift (Ciclo Precuyano) aflorantes en el sector sudoccidental de la cuenca Neuquina, Argentina. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata). Trabajos Técnicos, 457-470.

Mutti, E., Gulisano, C. A. y Legarreta, L., 1994. Anomalous systems tracts stacking patterns within 3° o rder depositional sequences (Jurassic - Cretaceous back-arc Neuquén Basin, Argentine Andes). H. W. Posamentier y E. Mutti (Eds.): Second High Resolution Sequence Stratigraphy Conference, Abstracts 137-143. Trempt. España.

Neher, K.E. 1986. The structural geology of Southwestern Neuquén Basin, Argentina. M.Sc. Thesis (Unpublished), University of South Carolina, Department of Geological Sciences, 84 p.

Niemeyer, H. & Muñoz, J. 1983. Hoja Laguna de la Laja, Región del Bío-Bío. Carta Geológica de Chile, 1: 200 000. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, 57, 1–52.

Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.-J. Götze, V. Ramos, M. Strecker and P. Wigger, (Eds), 2006. The Andes - Active Subduction Orogeny. Frontiers in Earth Sciences, 1, Springer Verlag, Heidelberg. 570 pp.

Orchuela, I.A, Ploszkiewicz, J.V., Viñes, R., 1981. Reinterpretación estructural de la denominada "Dorsal Neuquina". 8° Congreso Geológico Argentino, San Luis. Actas 3, 81-293.

Pacino, C.M., 1993. Perfil transcontinental en la latitud 39° Sur In: XII Congreso Geológico Argentino, 1993, Mendoza (Argentina). Actas 2, 282 - 285

Pacino, C.M., 1997. The Andean elevation in Argentina – Chile at 39ºS from gravity data. Geoacta 22, 91-102.

Paim, P.S.G., Silveira, A.S., Lavina, E.L.C., Faccini, U.F., Leanza, H.A., Teixeira de Olivera, J.M.M., D'Avila, R.S.F., 2008. High resolution stratigraphy and gravity flow deposits in the Los Molles Formation (Cuyo Group - Jurassic) at La Jardinera region, Neuquén basin. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (4), 728-753.

Pángaro, F., Pereira, D.M., Giorgetti, M., 2004. Relevamiento Geológico del Precuyano en las Sierras de Reyes y Cara Cura, Provincia de Mendoza, Argentina. Repsol-YPF, Informe Inédito, Buenos Aires.

Pángaro, F., Pereira, D.M., Raggio, F., Pioli, O., Silvestro, J., Zubiri, M., Gozalvez, G., 2006. Tectonic inversion of the Huincul High, Neuquén Basin, Argentina: an endangered species. Stratigraphic evidences of It's disappearance. 9º Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas (Cartagena), Actas, 9 p.

Pángaro, F., Pereira, D.M., Micucci, E., 2008. El syn-rift del ámbito de la dorsal de Huincul, cuenca Neuquina: su evolución e impacto en el registro estratigráfico del jurásico. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy). Actas 1, 789-790.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W, Caminos, R., Llambías, E. y Párica, C. 1992. A revised age of the central Somuncura batholith, North Patagonian Massif. Journal of South American Earth Sciences, 5, 321-325.

Pankhurst, R.J, C.W. Rapela, C.M. Fanning, M. Márquez, 2006. Gonwanide continental collision and the origin of Patagonia. Earth-Science Reviews, 76 (3-4), 235-257.

Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion for the Nazca (Farallon) and South America plates since late Cretaceous time. Tectonics (6), 233-248.

Parica, C. 1986. Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, Provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (1-2), 201-205.

Parker, G., 1973. Serie vulcanítica mesosilícica del sur de Neuquén, provincia de Neuquén, Republica Argentina. V Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires). Actas 3, 279-291.

Pesce, A. 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue - Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA) 44 (1-4), 307-327.

Petit, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. Journal of Structural Geology 9 (5-6), 597-608.

Pilger, R. H., Jr., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism, South American Andes, Journal Geological Society of London, 141, 793-802.

Pozzo, A., 1956, Informe geológico del Chihuido del Sur y zonas adyacentes. Informe interno YPF, (inédito).

Rabassa, J., 1978. Estratigrafía de la región Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1, 731-746.

Rabassa J. y Clapperton C.M., 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. Quaternary Science Reviews 9, 153-174.

Radic, J.P., Rojas, L., Carpinelli, A., y Zurita, E., 2002. Evolución tectónica de la cuenca Terciaria de Cura Mallín, Región Cordillerana Argentino – Chilena (36º30'-39º00'S): XIV Congreso Geológico Argentino (Calafate), Actas electrónicas, No. 386.

Ramos, V.A., 1978. Estructura: VII Congreso Geológico Argentino. Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén, 99-118.

Ramos, V.A., 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: Reconstrucción tectónica de sus facies. Argentina. IV Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 1 (2), 104-118.

Ramos, V.A., 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca Neuquina Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires. Actas 2, 105–110.

Ramos, V.A., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. Episodes 22(3), 183-190, Ottawa.

Ramos, V.A., 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift?, Journal of South American Earth Sciences 26 (3), 35-251.

Ramos, V.A. y Cortés, J.M., 1984. Estructura e interpretación tectónica. En: Ramos, V. (Ed.), Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro, IX Congreso Geológico Argentino (Bariloche). Relatorio, 317-346.

Ramos, V.A., T. Zapata, E. Cristallini y A. Introcaso, 2004. The Andean thrust system: latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening. En K. McClay (ed.) Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82 (3), 30-50.

Ramos, V. A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga, G., Howell, A., Schwarz, E. y Spalletti, L. (eds.) The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. The Geological Society, Special Publication 252, 15-35, London.

Ramos, V.A. & Kay, S.M., 2006. Ramos, V.A. y S.M. Kay, 2006. Overview of the Tectonic Evolution of the Southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°- 39°S Latit ude). In S.M. Kay & V.A. Ramos (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S latitude). Geological Society of America, Special Paper 407, 1-18.

Ramos V A, Pimentel M, Tunik M (2008) Late Cretaceous synorogenic deposits of the Neuquén Basin (36-39°S) : Age constraints from U-Pb dating in detrital zircons. In: Proceedings 7th International Symposium on Andean Geodynamics, 423-426, Nize.

Ramos VA, Folguera A. 2009. Andean flat slab subduction through time. In Ancient Orogens and Modern Analogues. Murphy B (ed.). Geological Society, London, Special Publication 327, London, 31–54.

Rapalini, A.E. 1988. Interpretación del área del cerro Chachil (provincia del Neuquén) como un bloque cortical rotado a partir de datos paleomagnéticos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43 (4), 445-461.

Rapela, C. W., Spalletti, L., y Merodio, J. 1983. Evolución magmática y geotectónica de la "Serie Andesitica" andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Norpatagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA), 38 ,469-484.

Rapela, C. W. y Llambías, E. J., 1985, Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de la Esperanza, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40, 4-25.

Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J., y Aragón, E., 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S–42°30 ′S), Journal of South American Earth Sciences 1, 75–88.

Re, G.H., Geuna, S.E., Lopez Martinez, M., 2000. Geoquímica y geocronología de los basaltos neógenos de la región de Aluminé (Neuquén – Argentina). 9° Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas. 2, 62-66.

Repol, D., Leanza, H. A., Sruoga, P. y Hugo, C. A., 2002. Evolución tectónica del Cenozoico de la comarca de Chorriaca, Provincia del Neuquén, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate). Actas 3, 200-205.

Repol, D., 2006. Structural geology and tectonics in the southern extent of the Agrio Fol. And thrust belt, Neuquén Basin, Argentina. Department of Geology and Geophysics, University of Calgary. MSc. Thesis, 180 p.

Rojas Vera, E., Folguera, A., Zamora Valcarce, G. y Ramos, V.A., 2008. The Loncopué Trough: a major orogenic collapse at the western Agrio fold and thrust belt (Andes of Neuquén, 36°40 ′–38°40 ′S), International Symposium on Andean Geodynamics, Nice, 7, 461–464.

Rolleri, E., Dellapé, D. A. y Manceñido, M. O., 1984. Estudio geológico del valle del río Limay entre Piedra del Águila y El Chocón (provincias del Neuquén y Río Negro). IX Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 1, 478-497.

Rosenau, M., 2004. Tectonics of the Southern Andean intra-arc zone (38º-42ºS) [Ph.D. thesis]: Berlin, Germany, Free University, 159 p.

Rosenau, M.; Melnick, D.; Echtler, H., 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude, Tecto nics, 25, 4, TC4013.

Rosenfeld, U. y W. Volkheimer, 1980. Turbiditen und andere rythmiten im tieferem Jura des Neuquén – beckens (Argentinien). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlugen. 158 (3), 379-421. Stuttgart.

Rossello, E.A., 2001. Sistemas tectónicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. En Cortés, J.M., Rossello, E.A. y Dalla Salda, L. (eds.) Avances en Microtectónica. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 5, 19-43.

Rossello, E.A., Barrionuevo, M., 2005. El hemigraben invertido del yacimiento 25 de Mayo – Medanito S.E. (Cuenca Neuquina, Argentina): evolución geodinámica de un rift en borde de cuenca. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Trabajos Técnicos en CD-ROM, 15 p.

Roth, S., 1899, Aviso preliminar sobre mamíferos mesozoicos encontrados en patagonia, Revista del Museo de la Plata, 9, 381-388. La Plata.

Schiuma, M. y Llambías, E.J., 2008. New ages and chemical analysis on Lower Jurassic volcanism close to the Huincul High, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (4), 644-652.

Schmidt, S. y Götze, H.-J., 2006. Bouger and isostatic maps of the Central Andes. In: The Andes – active subduction orogeny. Frontiers in Earth Sciences (Eds. Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M., and Wigger, P.), 1, 559-563, Springer-Verlag, Heidelberg.

Seifert W, Rosenau M. y Echtler H, 2005. Crystallization depths of granitoids of South Central Chile estimated by Al-in-hornblende geobarometry: implications for mass transfer processes along the active continental margin. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 236, 115-127

Sillitoe, R., 1977. Permo - Carboniferous – Upper Cretaceous and Miocene Porphyry Copper type mineralization in the Argentinean Andes. Economic Geology 72, 99-109.

Silver, P.G., Russo, R.M. y Lithgow-Bertelloni, C. 1998. Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. Science 279, 60-63.

Silvestro, J., Zubiri, M., 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39ºS) – Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (1), 49-64.

Spalletti, L., 1983. Paleogeografía de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista (RAGA), 23 (3–4), 454–468.

Spalletti, L. A., O. G. Arrondo, E. M. Morel y D. G. Ganuza, 1991. Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaicó, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA) 46 (3-4), 167-172.

Spalletti, L. A., O. G. Arrondo, E. M. Morel y D. G. Ganuza, 1993. Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaicó, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA) 46 (3-4), 167-172.

Spalletti y Dalla Salda, 1996. A pull-apart volcanic related Tertiary Basin, an example from the Patagonian Andes. Journal of South American Earth Sciences 9 (1-4), 197-206.

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon) – South American relative motion during the last 40 my: Implications for mountain building in the Andes: Journal of South American Earth Sciences, 11, 211 – 215.

Somoza, R. y Ghidella, M.E. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del sur durante el Cenozoico: Subducción de Nazca, Farallon y Alud. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(4), 797-809.

Stipanicic, P. N., 1969, El Avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. Revista Asociación Geológica Argentina 24 (4), 367-388.

Stipanicic, P. N., Rodrigo, F., Baulíes, O. L. y Martínez, C. G., 1968. Las formaciones presenonianas del denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA) 23 (2), 367- 388.

Stipanicic, P. N. y Rodrigo, F., 1970, El diastrofismo Eo y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencia a los Movimientos Jurásicos de la Patagonia. IV Jornadas Geología Argentina, Actas 2, 338-352.

Stipanicic, P.N. y E. Linares. 1975. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina, Años 1960-1974. Publicación Especial de la Asociación Geológica Argentina. Serie B. Nº 3. Buenos Aires.

Suárez, M., y Emparán, C., 1995. The stratigraphy, geochronology and paleophysiography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile, Journal of South American Earth Sciences, 8, 17-31.

Suárez, M. y Emparán, C. 1997. Hoja Curacautín. Regiones de la Araucanía y del Bio-Bio. Carta Geológica de Chile, 1:250.000, Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. 71, 1-105.

Suero, T., 1939. Sobre la tectónica del Jurásico superior y del Supracretácico en los alrededores del Cerro Lotena (Gobernación del Neuquén). Universidad Nacional de La Plata.

Tasarova, Z., 2004 — Gravity data analysis and interdisciplinary 3D modelling of a convergent plate margin (Chile, 36–42°S). PhD thesis, Freie Universität Berlin. http:/ /www.diss.fu-berlin.de/diss/servlets.

Tebbens, S.F.; Cande, S.C. 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. Journal of Geophysical Research, 102 (B6), 12061-12084.

Teyssier, C.; Tikoff, B. y Markley, M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. Geology, 23 (5), 447-450.

Thomson, S., 2002, Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42ºS and 46ºS: An appraisal based on fission-track data results from the transpersonal Liquiñe-Ofqui fault zone. Geological Society of America Bulletin, 114, 1159-1173.

Thomson, S.N., Brandon, M.T., Reiners, P.W., Vásquez, C. & Tomkin, J.H., 2008. Thermochronologic evidence for a poleward transition from destructive to constructive glacial control on mountain building: an example from the Patagonian Andes. In: Garver, J.I. and Montario, M.J. (Eds.). Proceedings from the 11th International Conference on Thermochronometry, Anchorage, Alaska, Sept. 2008, 232-235.

Tikoff, B. y Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. Journal of Structural Geology, 16 (11), 1575-1588.

Tunstall, C. y A. Folguera, 2005. Control estructural en el desarrollo de una concentración anómala de calderas en los Andes Neuquinos: Complejo Volcánico Pino Hachado (38° 30´S y 71° O). Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA) 60 (4), 731-741.

Turner, J. C. M., 1965a. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 44, 5-51. Córdoba.

Turner, J.C.M., 1965b. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (Provincia del Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20 (2), 153-1164. Buenos Aires.

Turner, J.C., 1973. Descripción de la Hoja 37 a-b, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 138, 1-86. Buenos Aires.

Turner, J.C., 1976. Descripción de la Hoja 36 a, Aluminé, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 145: 1-80. Buenos Aires.

Uliana, M. A., 1978. Estratigrafía del Terciario. En: Geología y recursos naturales del Neuquén. 7º Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 67-83.

Uliana, M. A., 1979. Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, provincias de Neuquén y Río Negro. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, 117 pp. (inédito). La Plata.

Valencio, D., Linares, E. y Creer, K.M. 1970. Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuartarios de Mendoza y Neuquén. 4° Jornadas Geol ógicas Argentinas (Mendoza, 1969), Actas 2, 397-415.

Varela, R., Texeira, W., Cingolani, C. y Dalla Salda, L., 1994. Edad Rubidio - Estroncio de granitoides de Aluminé - Rahue, Cordillera Norpatagónica. Neuquén, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2, 1254-1258. Concepción.

Varela, R., Basei, M.A.S., Brito Neves, B.B., Sato, A.M., Teixeira, W., Cingolani, C.A., Siga Jr., O., 1999. Isotopic study of igneous and metamorphic rocks of Comallo-Paso Flores, Río Negro, Argentina. 2o Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (Carlos Paz). Servicio Geológico Minero Argentino, Anales, Buenos Aires, 34, 148–151.

Varela, R., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A., Siga Jr., O., Passarelli, C. R., 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. Revista Geológica de Chile, 32 (2), 167-187

Vattuone, M. E., 1988. Metamorfismo de baja presión en la Cordillera Neuquina. 5° Congreso Geológico Chi leno, Actas 2 : E 31- E 45. Santiago.

Vattuone, M. E., 1990. Paragénesis mineral del metamorfismo del área de Aluminé, Cordillera Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (1-2), 107-119. Buenos Aires.

Vattuone, M. E., Latorre, C. y Tourn, S., 1996. Alteración hidrotermal con manifestaciones de sulfuros relacionada a intrusiones magmáticas del batolito Nordpatagónico en el área de Aluminé, Neuquén. 3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata. Publicación nº 5: 257-263. La Plata.

Vattuone, M.E. y Latorre, C.E., 1998. Caracterización geoquímica y edad K/Ar de basaltos del Terciario superior de Aluminé. Neuquén. 10° Congreso Latinoamericano de Ge ologia y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Buenos Aires. 2, 184-190.

Veiga, R., Lara, M., Bruveris, P., 1999. Hydrocarbon distribution along the outer margin of a backarc basin: Examples in the Neuquén Basin, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras 60, 142-164.

Vergani, G.D., Tankard, A.J. Belotti, H.J. & Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. & Welsink, H.J. (eds) Petroleum Basins of South America, AAPG Memoirs, 62, 383–402.

Vergani, G. 2005. Control estructural de la sedimentación Jurásica (Grupo Cuyo) en la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. Modelo de falla lístrica rampa-plano, invertida. Boletín de Informaciones Petroleras 1(1), 32-42.

Vietor, T., y Echtler, H., 2006. Episodic Neogene southward growth of the Andean subduction orogen between 30° S and 40° S — plate motions, mantle flow, climate, and upper-plate structure. In: Oncken O, Chong G, Franz G, Giese P, Götze H-J, Ramos VA, Strecker MR, Wigger P (Eds). The Andes — active subduction orogeny. Frontiers in Earth Science Series, 1. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 375–400.

Volkheimer, W., 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la sierra de Chacai Co y adyacencias (Cuenca Neuquina, Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra Chacai Co (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano), Cura Niyeu (Bajociano) y Las Lajas (Caloviano inferior). Ameghiniana 10 (2), 105-109.

Weaver, Ch., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. Memoir University of Washington 1, 1-469. Seattle.

Wehrli, L., 1899. Rapport préliminaire sur mon expedition géologique dans la Cordillère Argentino- Chilenne du 40º et 41º latitude sur (Région de Nahuel Huapí). Revista del Museo de la Plata, 9, 223-252. La Plata.

Wichmann, R., 1934, Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Neuquén y del Río Negro. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas y Geología, Boletín, 39, 1-27. Buenos Aires.

Willner, A.; Hervé, F. y Massonne, H. 2000. Mineral chemistry pressure-temperature evolution of two contrasting high-pressure-low-temperature belts in the Chonos Archipiélago, Southern Chile. *Journal of Petrology*, 41 (3), 309-330.

Windhausen, A., 1912. El yacimiento de Rafaelita de Auca Mahuida. Ministerio Agricultura, Boletín 14, 1194-1222.

Windhausen, A., 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Neuquén y Río Negro. Anales Ministerio Agricultura, Sección Geología y Mineralogía 10 (1). Buenos Aires.

Woodcock, N.H., Schubert, C., 1994. Continental Strike-Slip Tectonics. In Continental Deformation (Hancock, P.L.; editor), Pergamon Press: 421 p.

Yrigoyen, M. F., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 4 (4), 315-329.

Yrigoyen, M. F., 1972, Cordillera Principal. En Geología Regional Argentina. Dir. Y Ed.: A. Leanza. Academia Nacional de Ciencias, 345-364. Córdoba.

Yañez, G. y Cembrano, J. 2004. Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. Journal of Geophysical Research 109: B02407 doi:10.1029/2003JB002494.

Yuan, X., Asch, G., Bataile, K., Bohm, M., Echtler, H., Kind, R., Oncken, O. y Wölnbern, I., 2006. Deep seismic image of the Southern Andes: in S.M Kay and V.A Ramos (eds.), Late Cretaceous to Recent Magmatism and Tectonism of the Southern Andean Margin at the Latitude of the Neuquen Basin (36°-39°S). Geological Society of America, Special Paper, 407, 61-72.

Zamora Valcarce, G., 2006. Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio, Cuenca Neuquina. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 302 p.

Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Del Pino, D. y Ansa, A., 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio Fol.-and-thrust belt in Kay, S.M., and Ramos, V.A. (eds): Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35º-39º lat): Geological Society of America Special Paper 407,125-145.

Zamora Valcarce, G., Rapalini, A. E. y Spagnuolo, C.M., 2007. Reactivación de estructuras cretácicas durante la deformación miocena, faja y plegada del Agrio, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (2), 299- 307

Zapata, T. R., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época 16 (60), 112- 121.

Zapata, T. R., Córsico, S., Dzelalija, F., y Zamora Valcarce, G. 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenca neuquina, Argentina. 5º Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos. Actas electrónicas, Mar del Plata.

Zapata, T. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G., Howell, A., Schwarz, E. y Spalletti, L. (eds.) The Neuquén Basin: A case

study in sequence stratigraphy and basin dynamics. The Geological Society, Special Publication 252, 37-56.

Zavala, C. A., 2002, El Contacto entre los Grupos Cuyo y Lotena (Jurásico) en la Sierra de la Vaca Muerta. Cuenca Neuquina, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino (Calafate). Actas electrónicas.

Zavala, C. y González, R., 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Época, año XVII, 65, 40-54.

Zavala, C., Maretto, H. y Dimeglio, M. 2003. Estratigrafía de la Formación Tordillo (Jurásico superior) en la Quebrada del Sapo. Cuenca Neuquina. Argentina. 1er Simposio Argentino del Jurasico (SAJ). La Plata, Resúmenes: 21.

Zavala, C., Martínez Lampe, J.M., Fernández, M., Di Meglio, M., Arcuri, M., 2008 El diacronismo entre las Formaciones Tordillo y Quebrada del Sapo (Kimeridgiano) en el sector sur de la cuenca neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA), 63 (4), 754-765.