

**Figura 1:** a) Situación regional de los Andes neuquinos en la zona de transición de los Andes Centrales y Andes Patagónicos. b) Elementos tectónicos principales de los Andes Neuquinos. Nótese el desarrollo regional de las fosas de Loncopué y de Bío Bío-Aluminé, la posición del arco plioceno superior-pleistoceno inferior, la del arco pleistoceno superior-holoceno, y la extensión del sistema de fallas de Liquiñe – Ofqui (LOFZ) a lo largo de la traza del frente volcánico actual. Con iniciales se indican los principales centros volcánicos plioceno-pleistocenos: PH: Pino Hachado, PS: Pino Solo, Bu: Butahuo, Ra: Rahue, Pe: Pelmehue, MLL: Meseta Lonco Luan. En recuadros se indican las áreas con datos de campo.

de elevación digital, líneas sísmicas, información aeromagnetométrica, así como también información publicada por otros autores (Suárez y Emparán 1997, Jordan *et al.* 2001, Leanza y Hugo 2001, Folguera *et al.* 2004, Ramos y Folguera 2004, García Morabito 2005). El mapeo de superficie se efectuó a través de trabajos de campo focalizados en la vertiente oriental de la cordillera neuquina al sur de los 38°S y en ambas vertientes cordilleranas al norte de esta latitud.

El objetivo inicial consistió en la constatación de los controles estructurales responsables de la geometría de ciertos rasgos y lineamientos con expresión morfológica que se observaban en imágenes Landsat en los sectores internos de los Andes Neuquinos, como así también en la caracterización desde un punto de vista tectónico y estratigráfico de la fosa de Loncopué, ubicada en el retroarco interno y cubierta por productos volcánicos plio-cuaternarios (Fig. 1).

### Ubicación de la zona y marco tectónico

El área de estudio corresponde a un sector transicional entre los Andes Centrales Australes (33°-38°) y los Andes Patagónicos Septentrionales (38°-45°S) (Fig. 1). Esta zona se ubica entre un dominio al norte compuesto por una cordillera de gran desarrollo tanto en altura, con elevaciones mayores a 4.000 m., como en amplitud, llegando a los 800 km, y un dominio al sur de los 38°S, donde las alturas no superan los 3.000 metros y la amplitud se encuentra en el rango de los 300 km. El engrosamiento cortical y las tasas de acortamiento son también contrastantes, pasándose de los 70 km de espesor cortical a los 26°S (Isacks 1988, Allmendinger *et al.* 1997, Jordan *et al.* 1997) a los 42 km a los 39°S (Martínez *et al.* 1997, Bohm *et al.* 2002, Lüth *et al.* 2003, Ramos *et al.* 2004). Otras variaciones morfológicas latitudinales a gran escala a lo largo de este segmento de los Andes pueden ser atribuidas a cambios en la geometría de la zona de Benioff durante los últimos 15 Ma y a las propiedades físicas de la placa subducida

(Jordan *et al.* 1983, Folguera *et al.* 2002, Ramos *et al.* 2004).

A grandes rasgos los Andes de Neuquén (36°-40°S) están formados por una serie de unidades morfoestructurales de orientación dominante norte-sur, entre las que se destacan de oeste a este: a) la Cordillera de la Costa, constituida esencialmente por rocas paleozoicas superiores a estas latitudes que muestran una deformación polifásica desde el paleozoico hasta la actualidad, b) la Depresión Central, cubierta por secuencias fluviales y lacustres pliocuaternarias y c) la Cordillera Principal, sobre la que se implantó el arco volcánico pleistoceno superior – holoceno, situado a 250 km de la trinchera. El mecanismo que conllevó al levantamiento de este sistema montañoso correspondió a la inversión de la cuenca de intraarco de Cura Mallín entre los 9 y los 8 Ma en el sector interno de la faja plegada y corrida andina (Suárez y Emparán 1997, Jordan *et al.* 2001). En el sector externo se asoció a la inversión de estructuras jurásicas inferiores en la faja del Agrio en el Cretácico Superior y posteriormente en el Eoceno y Mioceno Superior, para encontrarse fósil en la actualidad desde un punto de vista compresivo (Fig. 1) (Zapata *et al.* 2002). En el sector de retroarco uno de los rasgos más salientes desde un punto de vista morfológico lo constituye la fosa de Loncopué, una depresión longitudinal paralela al frente andino que concentra depósitos volcánicos pliocenos a holocenos acumulados en respuesta a extensión activa de este sector durante los últimos 5 Ma (Ramos 1977, Muñoz y Stern 1988) y que limita hacia el este con la faja plegada y corrida del Agrio, inactiva desde el Mioceno superior (Kozlowski *et al.* 1996, Zapata *et al.* 2002). El frente orogénico actual se sitúa en el retroarco interno al norte de los 38°S, unos 15 km al oeste de esta fosa (Folguera *et al.* 2004). Al sur de esta latitud la zona de deformación neotectónica se ubica en cambio en la vertiente chilena, y corresponde a un sistema de fallas con dinámica transpresiva dextral (Lavenu y Cembrano 1999, Melnick *et al.* 2002) que recorre axialmente el orógeno andino ejerciendo un control directo en la posición del arco volcánico Pleistoceno superior – Holoceno. A los 38°S la zona de deformación actual abandona la vertiente chilena para ingresar con rumbo noreste en territorio argentino generando una serie de cuencas transtensivas entre los 37°30' y los 38°30'S, entre las cuales la caldera del Agrio es el mayor depocentro (Fig. 1B) (Folguera *et al.* 2003).

### **Estratigrafía**

El basamento pre-mesozoico de los Andes Neuquinos está conformado por sedimentitas metamorfizadas, asignadas con dudas al Paleozoico tardío, expuestas alrededor de los 37°15'S en la cordillera del Viento (Zappettini *et al.* 1986). Esta secuencia es intruida por una serie de cuerpos del Pérmico y es cubierta discordantemente por volcanitas permo-triásicas incluídas en la provincia ígnea de Choiyoi (González Díaz y Nullo 1980).

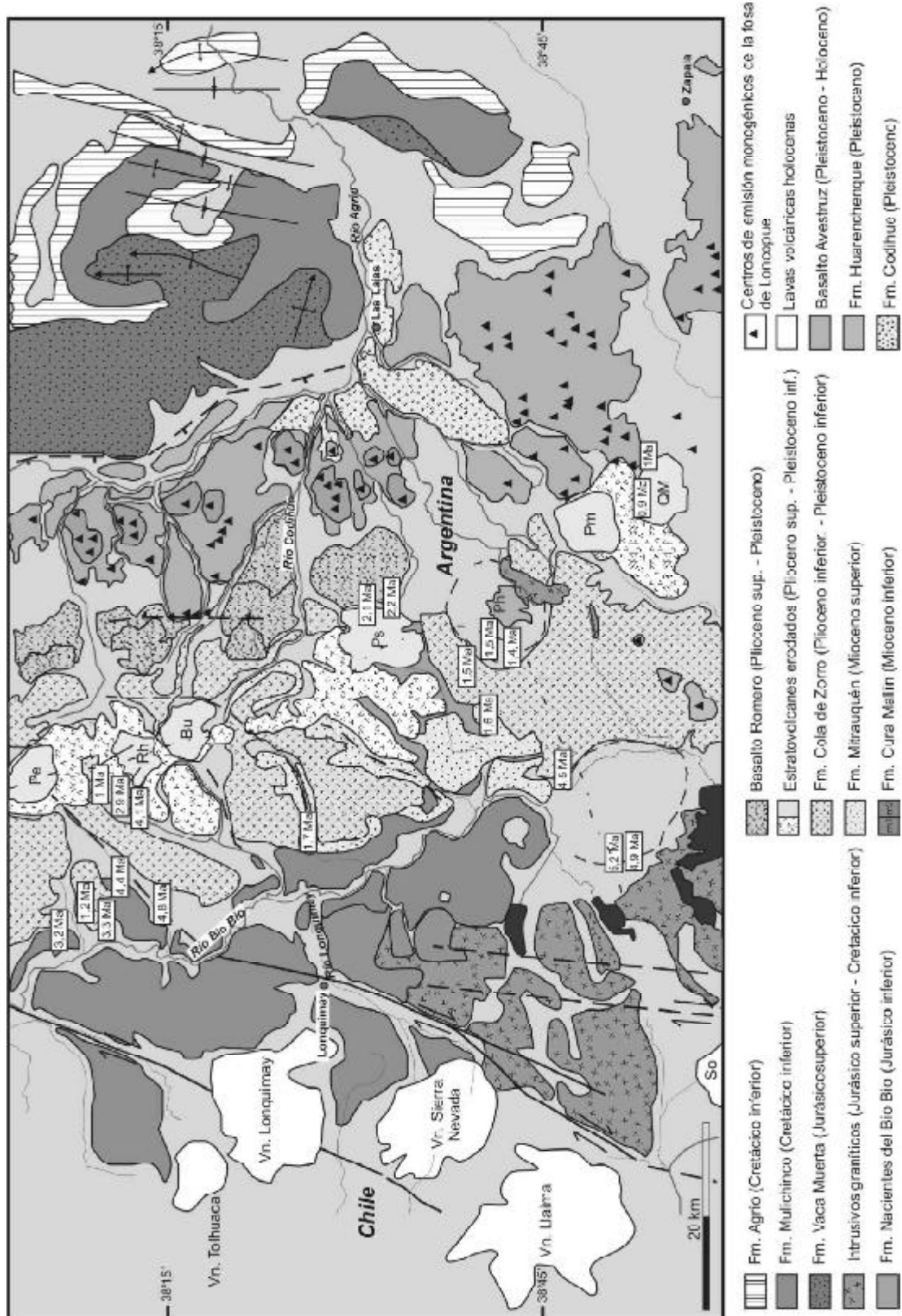
Una secuencia marina y volcánica de edad jurásica inferior agrupada en la Formación Nacientes del Bío-Bío

aflora en las cercanías de la localidad de Lonquimay, en la vertiente occidental de la cordillera. En la vertiente oriental aparecen secuencias equivalentes también marinas y de edad jurásica inferior, agrupadas en el Grupo Cuyo y expuestas en superficie en los sectores internos de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Leanza *et al.* 2001). Estas están cubiertas por sedimentitas del Jurásico medio a superior y secuencias del Cretácico inferior (Ramos 1977). Alrededor de los 38°30'S sobre la vertiente occidental de la cordillera aflora el extremo norte del batolito patagónico compuesto por intrusivos graníticos, los que han sido datados en edades que varían entre el Triásico y el Mioceno, registrándose un gran pico de actividad en el Cretácico superior (Suárez y Emparán 1997). Depósitos continentales cenozoicos completan el cuadro regional, predominando dentro del área del presente trabajo y han sido por ello objeto de una descripción y análisis más detallados. La estratigrafía local puede ser sintetizada de la siguiente manera (Fig. 2):

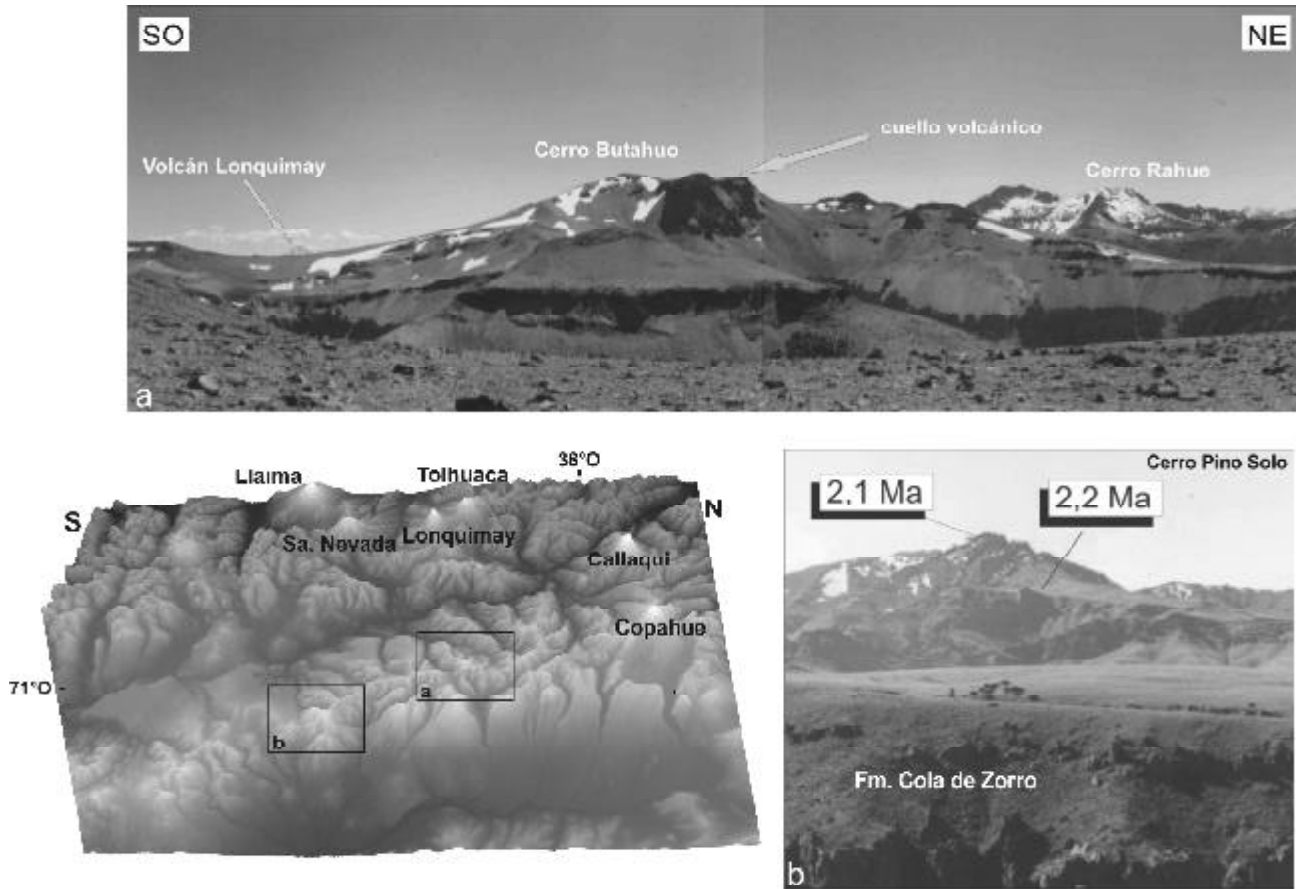
- a) Volcanitas y sedimentitas continentales del Oligoceno superior-Mioceno inferior,
- b) Rocas volcánicas y volcanoclásticas pliocenas inferiores,
- c) Lavas y flujos pirocásticos de estratovolcanes del Plioceno superior – Pleistoceno inferior,
- d) Rocas volcánicas de retroarco cuaternarias, productos de centros eruptivos menores y unidades asociadas.

### **a) Rocas volcánicas y sedimentitas continentales del Oligoceno superior – Mioceno inferior**

Una serie de cuencas de probable origen extensional (Vergara *et al.* 1997, Jordan *et al.* 2001) y oblicuas a la estructura andina, concentra la mayor parte de los depósitos oligo-miocenos en los Andes neuquinos y sector chileno adyacente. La cuenca de Cura Mallín, nombre genérico que recibe esta serie de depocentros hasta cierto punto diacrónicos, comprende secuencias sedimentarias, volcánicas y volcanoclásticas agrupadas en la formación Cura Mallín y presenta un amplio desarrollo en los Andes Neuquinos entre los 36° y 39°S (Suárez y Emparán, 1995, Radic *et al.* 2002). Esta tiene su correlato en las cuencas de Collón Cura y Ñirihuau ubicadas hacia el sur, las cuales ocuparon posiciones en el retroarco para un período similar. Diversos autores han dividido a esta asociación desarrollada entre los 36° y los 39°S en dos miembros, Miembro Guapitrio principalmente volcánico, y Miembro Río Pedregoso, principalmente sedimentario (Suárez y Emparán 1997). Radic *et al.* (2002) han diferenciado a su vez dos depocentros con diferentes polaridades, desarrollados uno en la vertiente occidental de la cordillera al sur de los 38°S y otro en la oriental al norte de esta latitud. Diversos autores ya habían sugerido sobre la base de estudios estructurales y estratigráficos que la depositación de las secuencias acumuladas en este depocentro austral estuvo controlada en el marco de una cuenca de intraarco desarrollada entre los 18 y 17 Ma como consecuencia de un régimen tectónico extensional (Nienmeyer y Muñoz 1983, Suárez y Emparán 1995, 1997, Radic *et al.* 2002).



**Figura 2:** Mapa geológico de un segmento de los Andes neuquinos entre los 38° y 39°S. Centros volcánicos emplazados sobre el alto de Copahué-Pino Hachado: Pe: Pelmehue, Rh: Rahue, Bu: Butahuo, Ps: Pino Solo, PM: Palao Mahuida, QM: Queli Mahuida. Las dataciones radimétricas presentadas fueron compiladas de Muñoz y Stern 1985, Rabassa *et al.* 1987, Muñoz Bravo *et al.* 1989, Linares y González 1990, Suárez y Emparán 1995, 1997, Leanza *et al.* 2001.



**Figura 3:** Estratovolcanes erodados correspondientes a un arco volcánico relíctico desarrollado entre el Plioceno alto y el Pleistoceno inferior. Nótese en el modelo digital de elevación la posición del arco volcánico pleistoceno superior - holoceno ubicado unos 50 km hacia el oeste, representado a estas latitudes por los volcanes Llaima, Tolhuaca, Lonquimay y Sierra Nevada. **a)** Fotografía del cerro Butahuo. **b)** Fotografía del cerro Pino Solo. Edades de Muñoz y Stern (1988) (véase ubicación en el modelo digital de elevación).

Sobre las secuencias oligo-miocenas se emplazan con relaciones variables, desde discordantemente a concordantemente dependiendo de la localidad, la Formación Mitrauquén (Suárez y Emparán 1997), representada por rocas volcánicas y sedimentarias continentales datadas entre 9 y 8,5 Ma (Suárez y Emparán 1997). Las ignimbritas, lavas andesíticas y conglomerados que integran esta unidad presentan un buen desarrollo en la margen este del río Bio-Bio como así también en las nacientes del río Codihue (Fig 7). En la vertiente oriental de la cordillera, secuencias con edades equivalentes agrupadas en la Formación Tralahué y Puesto Burgos, presentan discordancias progresivas en las cercanías de estructuras anticlinales de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, debido a lo cual fueron asignadas a sedimentación sinorogénica (Ramos 1998, Zapata *et al.* 2002).

### **b) Rocas volcánicas y volcanoclásticas pliocenas**

Se incluyen en esta categoría a una serie de productos volcánicos que aparecen en la literatura bajo distintas denominaciones formales y que presentan un amplio desarrollo en la alta cordillera entre los 36° y 39°S, sepultando la topografía previa así como también los principales ras-

gos estructurales existentes en el área. Los mismos han sido referidos en otros estudios a la Formación Cola de Zorro (González y Vergara 1962), como también a la asociación volcánica de la Precordillera oriental (Suárez y Emparán 1997).

Esta unidad comprende más de 1.500 m de rocas volcánicas y volcanoclásticas de importante extensión areal, con una actitud horizontal a subhorizontal y una tendencia a conformar extensas mesetas, las cuales se encuentran localmente modificadas por el basculamiento de bloques. Litológicamente aparece representada por piroclastos de granulometría variable, aglomerados volcánicos, conglomerados piroclásticos, andesitas y basaltos. Tiene una relación de discordancia angular respecto de las unidades más antiguas y es cubierta en los sectores orientales por productos volcánicos más recientes, pertenecientes a estrato-volcanes y calderas del alto de Copahue-Pino Hachado y basaltos monogenéticos de la fosa de Loncopué. Sobre la base de la descripción de cortes petrográficos en muestras obtenidas en las nacientes del río Codihue (Fig. 2) se ha podido apreciar un predominio de los basaltos por sobre las andesitas.

Una serie de dataciones permite asignar a estos productos al período comprendido entre el 5,5 y 3 Ma circunscri-

biéndolos así al Plioceno (Vergara y Munizaga 1974, Munizaga 1978, Suárez y Emparán 1997). Esta secuencia volcánica representa enormes volúmenes de material eruptado en un período muy corto de tiempo en el marco de un volcanismo de tipo fisural, el cual se infiere a partir de la eventual ausencia de centros de emisión que pudieran dar lugar a una secuencia ampliamente expandida en la alta cordillera neuquina como la que aquí se describe. Abruptas variaciones en los espesores acumulados, estructuras correspondientes a semigrábenes y discontinuidades sindeposicionales, sugieren un régimen de tipo extensional para el intervalo de tiempo en que tuvo lugar la acumulación de los productos asignados a esta unidad (Folguera *et al.* 2003).

### **c) Lavas y piroclastitas de estratovolcanes del Plioceno superior – Pleistoceno inferior**

Entre los 37° y 39° de latitud sur una serie de centros volcánicos entre los que se destacan el cerro Pino Solo, Butahuo, Rahue y Pelmehue, se alinean con una orientación dominante nor-noroeste a lo largo del límite con Chile sobre el alto de Copahue – Pino Hachado (Figs. 2 y 3) (Muñoz y Stern 1989). Se trata de una serie de estratovolcanes erosionados pertenecientes a un arco volcánico cuya actividad se concentró entre el Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano (Muñoz y Stern 1988; Lara *et al.* 2002), definiendo una traza de rumbo nor-noroeste 50 Km hacia el este de la línea de volcanes pleistoceno superiores - holocenos. Estos aparatos volcánicos aparecen representados por cuellos erodados alrededor de los cuales se distribuyen en forma periférica secuencias volcánicas con inclinaciones de entre 5 y 10° (Fig. 3). Estas secuencias suelen superar los 1.000 m de espesor y se encuentran representadas por lavas con intercalaciones de aglomerados y tobas. Las lavas corresponden a basaltos, andesitas y traquiandesitas con afinidades calcoalcalinas y alcalinas, siendo las tobas de composición riolítica (Muñoz y Stern 1985, Lara *et al.* 2002, García Morabito 2005). Una serie de dataciones sobre estos centros han arrojado edades entre  $2,9 \pm 0,5$  y  $1,5 \pm 0,2$  Ma (Figs. 2 y 3) (Muñoz y Stern 1985, Suárez *et al.* 1986, Muñoz 1988, Suárez y Emparán 1997, Lara *et al.* 2002).

### **d) Volcanitas de retroarco cuaternarias, de centros eruptivos menores y unidades asociadas**

Entre los 37° y los 39°S el retroarco interno se encuentra cubierto por productos volcánicos jóvenes cuya distribución se ajusta con precisión a la configuración de la depresión de Loncopué (Figs. 1 y 4). A lo largo de los casi 350 km de longitud norte-sur que presenta esta fosa puede apreciarse una extensa cubierta de productos volcánicos emitidos a partir de centenares de centros monogénicos. Estos centros efusivos pueden distinguirse como pequeños conos preservados entre los 36° y 39° de latitud sur y restringida a una faja de 40 km ancho, en coincidencia espacial con los límites de la fosa. Los productos efusivos cuaternarios cubren completamente a las unidades volcá-

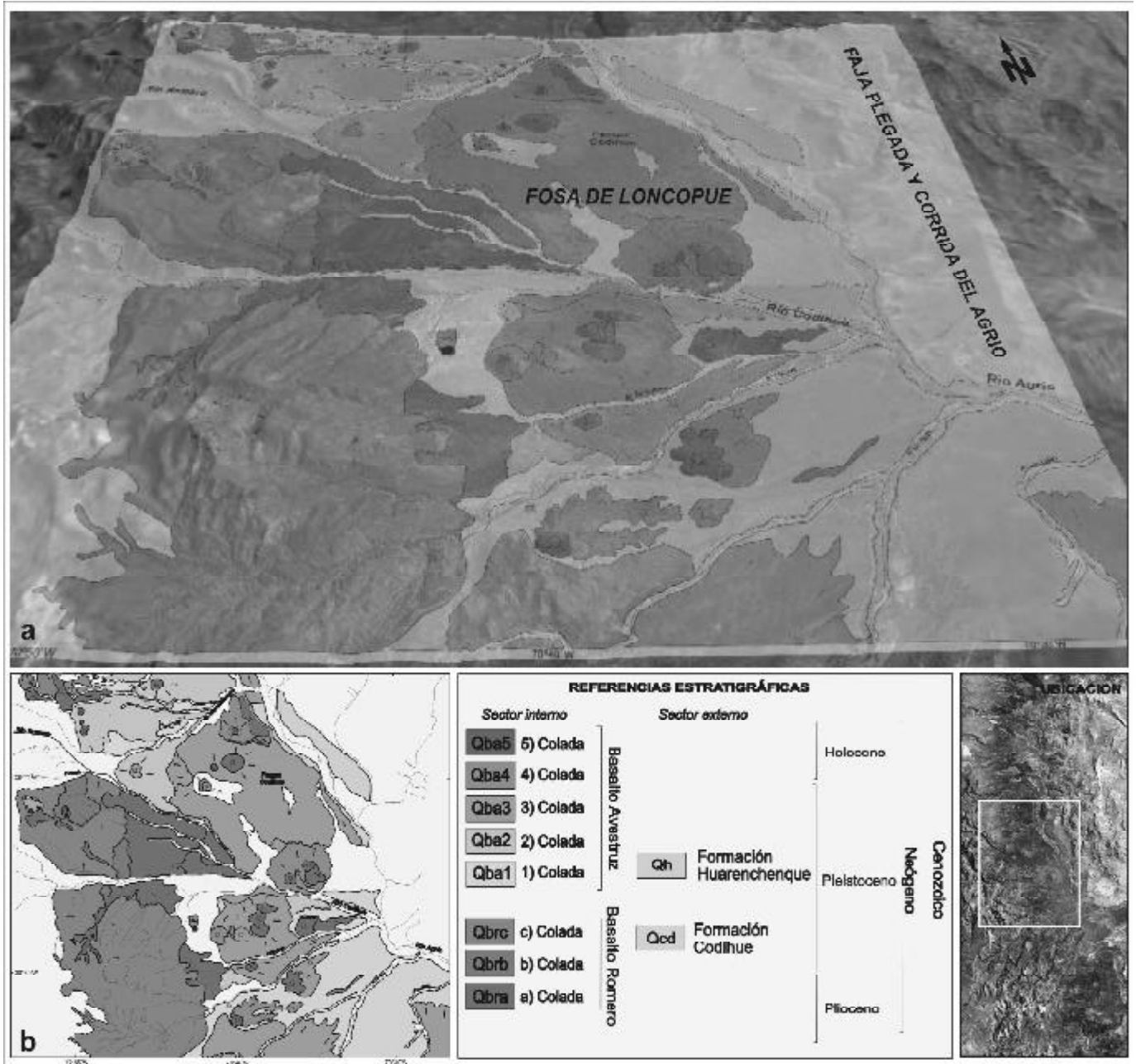
nicas pliocenas agrupadas en la Formación Cola de Zorro en el eje de máxima profundidad de la fosa (Figs. 2 y 4). Parte de la historia reciente de esta unidad morfotectónica en particular y de los Andes neuquinos en general pueden ser comprendidas sobre la base de la caracterización de estos productos.

Las siguientes unidades pueden ser definidas y diferenciadas dentro de este esquema. Estas aparecen sintetizadas en la figura 2: Formación Codihue, Basalto Romero, Basalto Avestruz y unidades equivalentes y Formación Huarenchenque que expresan una secuencia relativa dentro de un intervalo de tiempo comprendido entre el Pleistoceno y el Holoceno. Las secuencias volcánicas pueden ser diferenciadas como Basalto Romero y Basalto Avestruz sobre la base de su morfología y posiciones estratigráficas. Esto permite establecer una secuencia relativa para los productos que ocupan las posiciones del retroarco interno, distinguiéndose tres eventos dentro del Basalto Romero y cinco dentro del Basalto Avestruz (Fig. 4). Litológicamente existe un predominio de los basaltos olivínicos con tendencia alcalina, los que aparecen conformando el grueso del registro superficial de la fosa, el cual se complementa con bancos ignimbríticos, depósitos de caída primarios y retrabajados, y sedimentitas fluviales. Dataciones K-Ar en coladas correspondientes al extremo sur de la depresión alrededor de los 39°S arrojan edades entre  $2,3 \pm 0,3$  y  $0,47 \pm 0,2$  Ma (Linares y González 1990). Otras edades Ar-Ar en basaltos de la misma unidad morfoestructural han arrojado valores entre  $0,13 \pm 0,02$  y  $0,167 \pm 0,005$  Ma (Rabassa *et al.* 1987). Edades entre  $1,6 \pm 0,2$  y  $0,9 \pm 0,3$  Ma fueron obtenidas por Muñoz y Stern (1985, 1988) para dataciones K-Ar en el área del paso de Pino Hachado. Una serie de coladas basálticas cubriendo depósitos fluvio-glaciales y niveles de terrazas del Pleistoceno han sido reconocidas asimismo en las proximidades de la desembocadura del río Codihue (Figs. 2 y 4).

Unidades sedimentarias pleistocenas ocupan los sectores orientales de la fosa, pudiéndose identificar entre ellas a la Formación Codihue (Leanza y Hugo 2001), constituida por depósitos de rodados aterrizados, en un ambiente glacial-fluvial, y la Formación Huarenchenque (Fig. 5). Esta última agrupa una secuencia formada por conglomerados y areniscas con intercalaciones de ignimbritas y tobas, que conforman el nivel superior de terrazas del río Agrio. Una serie de perfiles de detalle permitieron establecer un ambiente de sedimentación mixto que resultó de la interacción de un sistema fluvial entrelazado con el volcanismo coetáneo a la depositación (Fig. 5).

## **Estructura**

Los Andes Neuquinos registran una evolución tectónica caracterizada por una alternancia de estadios compresivos y extensionales. Este trabajo se focaliza en aquellos rasgos que surgen como resultado de este singular comportamiento. Es así que en la presente sección se describen desde un punto de vista estructural dos de las principales unidades morfológicas de los Andes neuquinos a estas la-



**Figura 4:** a) Modelo de elevación digital (DEM) con mapa geológico superpuesto correspondiente a «b». Nótese el relieve relativamente alto que representan la serie de centros eruptivos occidentales, mientras que el sector cubierto por las volcanitas orientales es deprimido. b) Mapa geológico del sector oriental del área de estudio correspondiente al sector sur de la Fosa de Loncopué. Nótese la secuencia relativa dentro de los productos volcánicos que constituyen la cubierta superficial de la fosa de Loncopué.

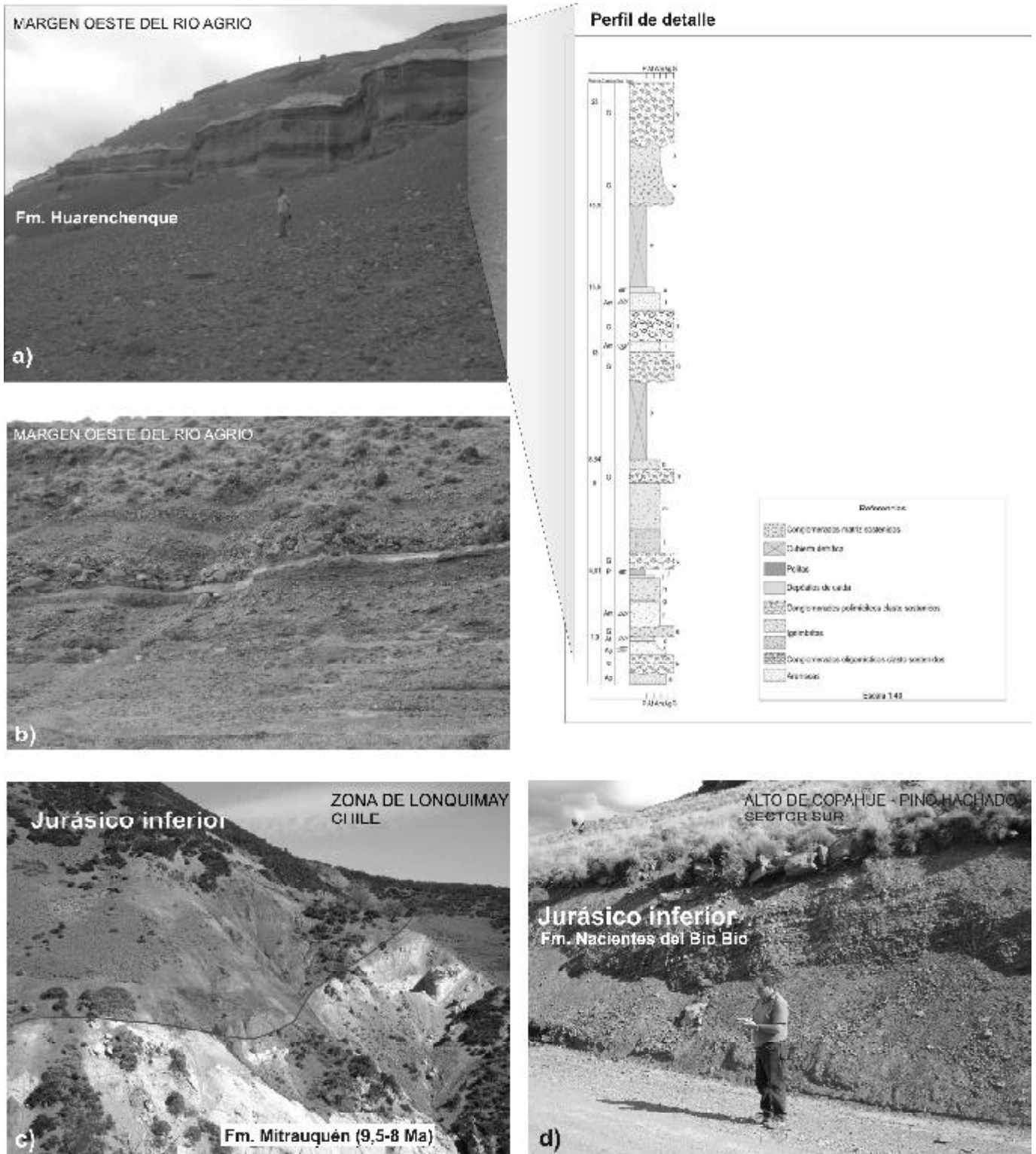
titudes, el alto de Copahue - Pino Hachado (Pesce 1989) y su extensión hacia el norte en territorio chileno, y la fosa de Loncopué (Figura 6) (Ramos 1977). Se establece asimismo su relación con los rasgos morfoestructurales de la vertiente occidental de la cordillera como también con la configuración estructural presente.

Los productos volcánicos pliocenos presentan un amplio desarrollo en la alta cordillera neuquina, sepultando la topografía previa y una importante parte de los rasgos estructurales desarrollados en el Mioceno superior, lo

que dificulta buena parte de la interpretación estructural del área.

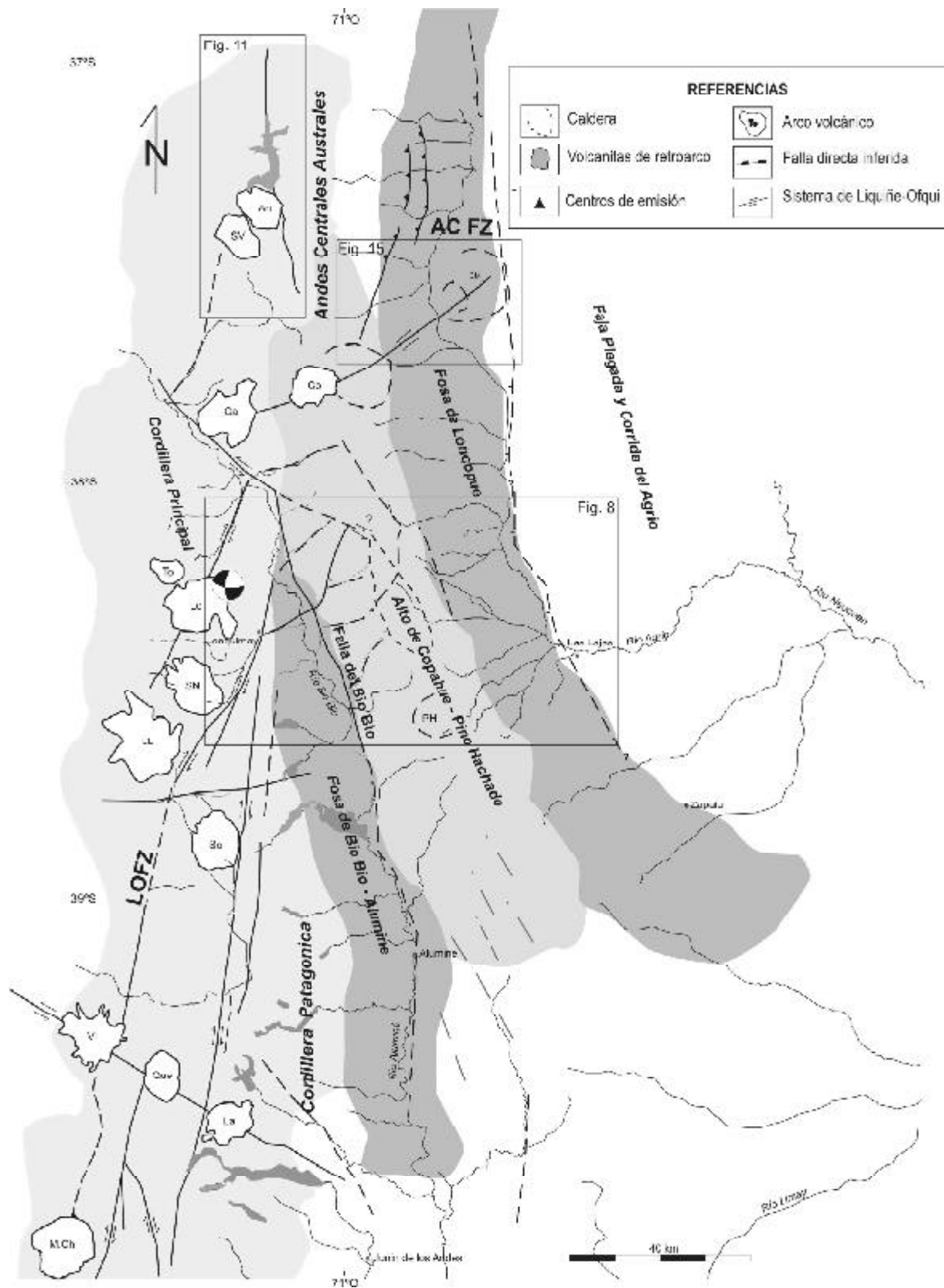
#### El Alto de Copahue – Pino Hachado

Este alto estructural de rumbo noroeste constituye la divisoria de aguas de la región al sur de los 38°S y aparece referido en la literatura como alto de Copahue - Pino Hachado (Pesce 1989). El mismo tiene expresión morfológica

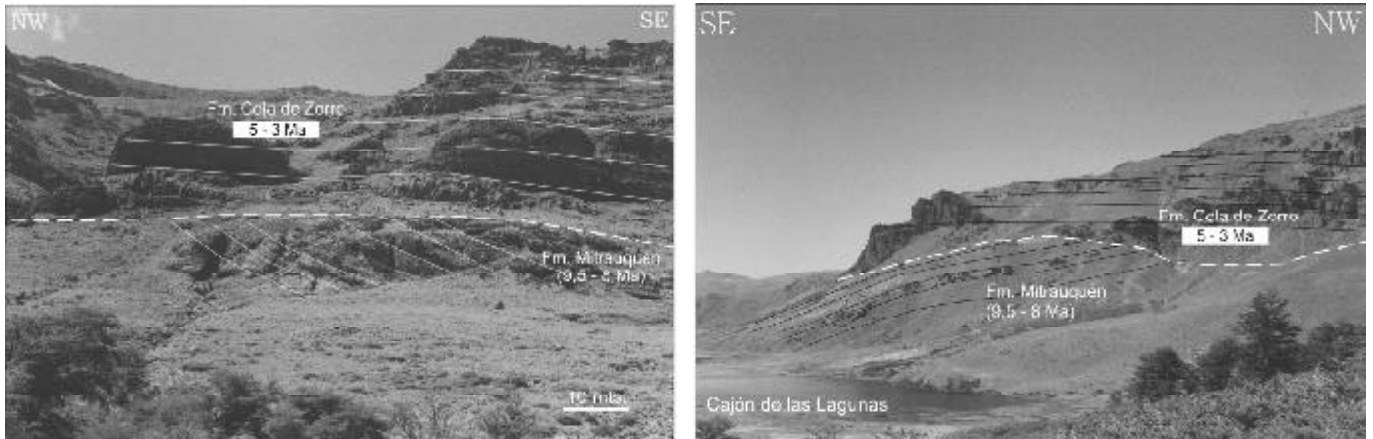


**Figura 5:** Fotografías correspondientes a las principales unidades que se exponen en el Alto de Copahue-Pino Hachado y en el sector externo de la fosa de Loncopué. a) Secuencias de conglomerados y areniscas (Formación Codihue (PIC); depósitos sinorogénicos vinculados al levantamiento registrado en el retroarco interno al norte de los 37°S) en concordancia sobre la Formación Huarenchenque. b) Secuencias sedimentarias de la Formación Huarenchenque (PIH) (Pleistoceno), que conforman junto a la Formación Codihue parte del relleno superficial de la fosa de Loncopué. c) Corrimiento con vergencia hacia el oeste en la proximidad de la localidad de Lonquimay (Chile), asociado al frente de levantamiento del Alto de Copahue-Pino Hachado. Las secuencias del Jurásico inferior (Formación Nacientes del Bío Bío) aparecen montando a las rocas miocenas superiores de la Formación Mitrauquén (estratos sinorogénicos asociados a este alzamiento). Las edades radimétricas de esta unidad son de Suárez y Emparán (1997). d) Secuencia turbidítica correspondiente a la Formación Nacientes del Bío Bío aflorando en el extremo sur del alto de Copahue – Pino Hachado.

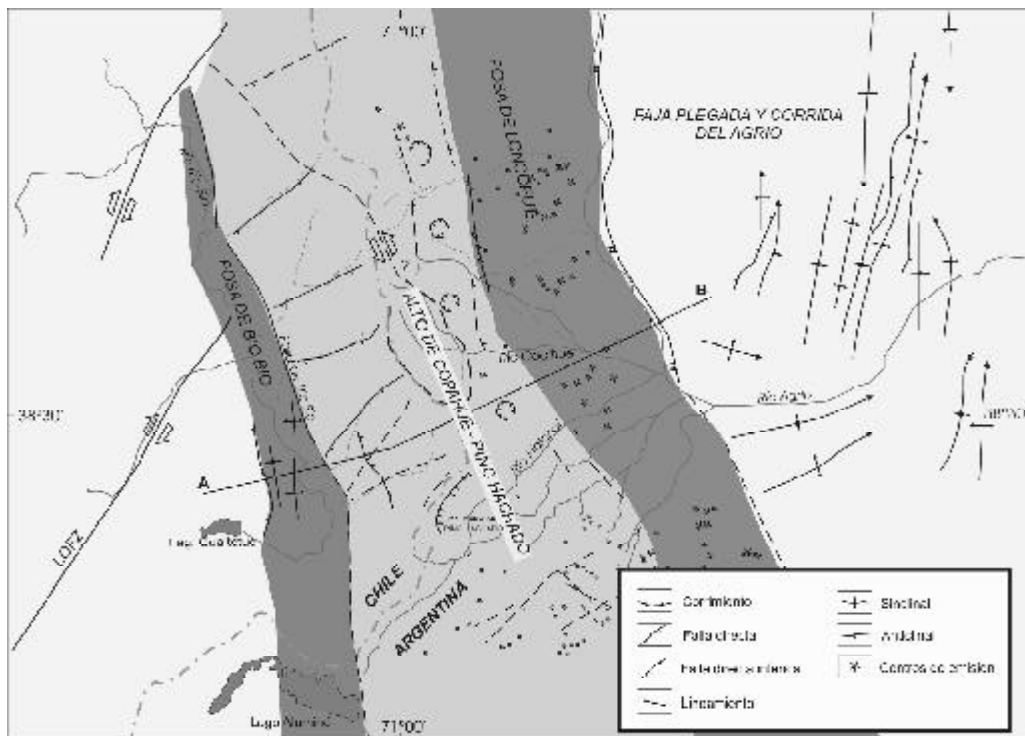




**Figura 6:** Esquema estructural regional para los Andes Neuquinos entre los 37° y 40°S. Se indican con recuadros las tres áreas en las cuales se han efectuado los trabajos de campo del presente trabajo. LOFZ: Sistema de fallas de Liqueñe – Ofqui. AC FZ: Sistema de fallas de Antinir-Copahue (continuación en territorio argentino de la LOFZ). Centros volcánicos del Alto de Copahue-Pino Hachado: Co: Volcán Copahue. Ca: Callaqui. Sv: Sierra Velluda. An: Antuco. To: Tolhuaca. Lo: Lonquimay. Sn: Sierra Nevada. Ll: Llaima. Vi: Villarrica. La: Lanin. Ph: Pino Hachado. MCh: Mocho Choshuencho.



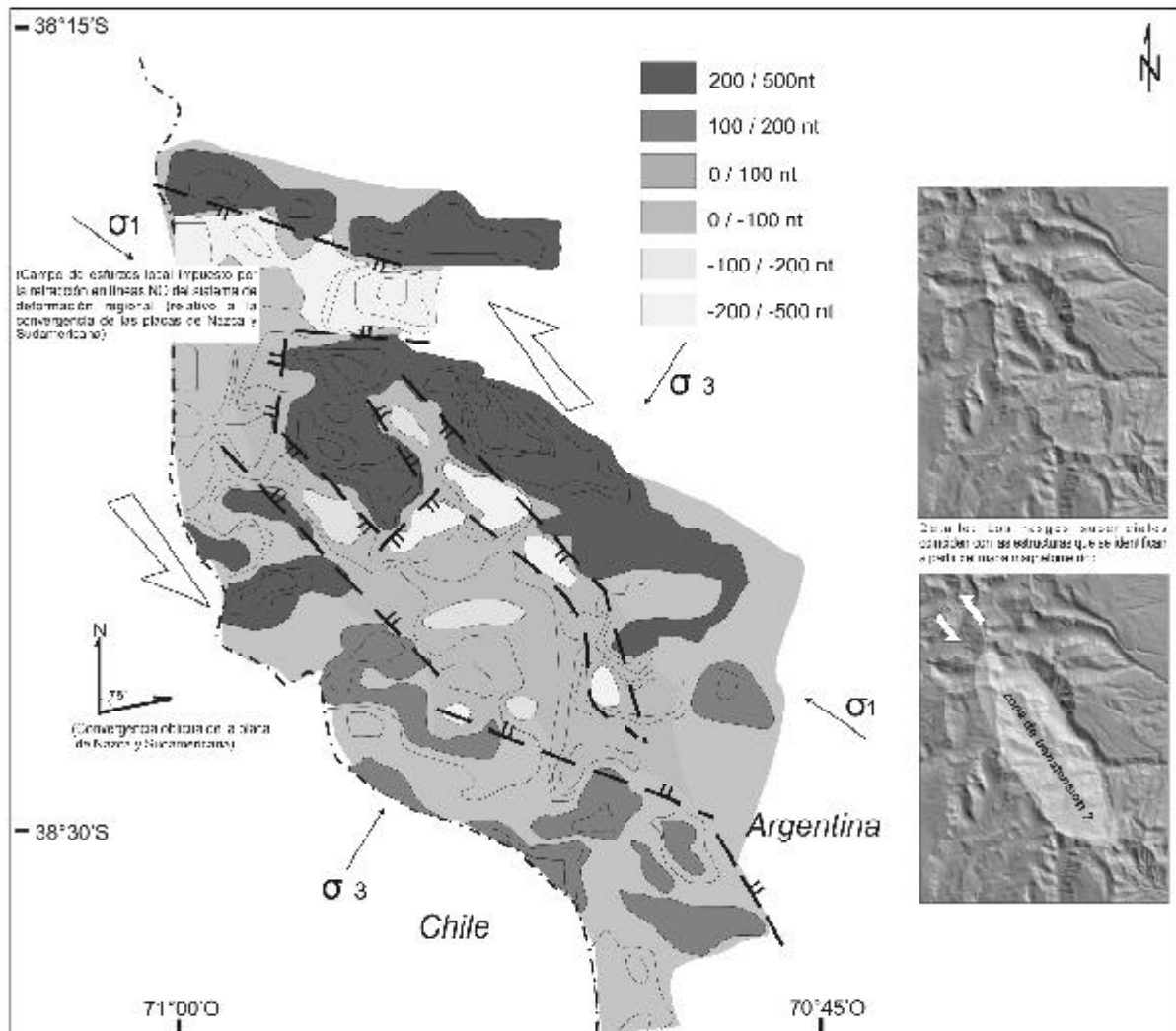
**Figura 7:** Discordancias entre las ignimbritas y conglomerados de la Formación Mitrauquén (Mioceno superior) y las volcanitas correspondientes a la Formación Cola de Zorro (Plioceno inferior) en las nacientes del río Codihue (véase ubicación en figura 2), sobre el Alto de Copahue-Pino Hachado.



**Figura 8:** Principales rasgos estructurales del área de interés. El mapa corresponde al recuadro más austral representado en la figura 6. LOFZ: Sistema de fallas de Liqueñe – Ofqui. A-B: traza correspondiente al perfil estructural de la figura 10. Nótese que el Alto de Copahue-Pino Hachado se encuentra marginado por dos fosas de origen extensional y por sistemas de plegamientos. Los pliegues ubicados al oeste de este alto, se asocian a fallas ciegas sintéticas al frente de levantamiento con vergencia occidental del alto de Copahue-Pino Hachado, por lo que se han generado en el Mioceno superior, mientras que los pliegues orientales forman parte del sector interno de la faja plegada y corrida del Agrío, habiendo sido generados en el Cretácico alto, por lo que no se encuentran ligados al alzamiento del sector limítrofe.

entre los 37° y 39°S, acentuada por el desarrollo en sus flancos occidental y oriental de dos depresiones de escala regional, la fosa de Loncopué y la de Bío Bío – Aluminé respectivamente (García Morabito *et al.* 2003). Este bloque pierde expresión morfológica hacia el norte cuando intercepta al arco volcánico actual al norte del volcán Copahue (Fig. 6) y a la latitud de la caldera de Pino Hachado hacia el sur (Fig. 6). El análisis de una serie de rasgos estructurales lineales en la

vertiente occidental de este bloque permite una mejor comprensión de su génesis. Una falla inversa de vergencia oeste monta a las turbiditas de edad jurásica inferiores correspondientes a la Formación Bio-Bio sobre los conglomerados e ignimbritas de la Formación Mitrauquén (Estratos del Mioceno superior) inmediatamente al este del curso del Río Bio Bio en territorio chileno (Fig. 5c) (Suárez y Emparán 1997). Los productos volcánicos pliocenos agrupados en la Formación Cola



**Figura 9:** Relevamiento aeromagnético correspondiente a los Andes neuquinos entre los 38° y 39°S. Los contrastes de susceptibilidad magnética son lineales y se asocian a estructuras mapeadas a partir de observaciones de campo y de imágenes TM de la zona, así como también a rasgos de expresión morfológica superficial (Fuente: SEGEMAR, Levantamiento geofísico aéreo. Magnetometría y espectrometría de rayos gamma. Área Neuquén. Escala: 1:250.000, N° de Proyecto: 98A1-07, Compilación: 2000, Fecha de vuelo: 1999). La correspondencia entre sectores escarpados y contrastes de susceptibilidad magnética, sugiere que los primeros se asocian a cambios en la profundidad del basamento, lo que implica su origen estructural.

de Zorro se disponen sobre este rasgo con una actitud horizontal a subhorizontal y actúan como sello de esta estructura (Figs. 2 y 7). Sobre la base de las edades disponibles para las unidades mencionadas es posible acotar el levantamiento de este bloque a través de una serie de retrocorrimientos entre los 8 Ma, edad más joven de la Formación Mitrauquén (Fig. 7) (Suárez y Emparán 1997) y los 4,5 Ma, edad de la Formación Cola de Zorro en esta localidad (Fig. 2) (Suárez y Emparán 1997). La inversión de un depocentro desarrollado durante el Oligoceno tardío - Mioceno temprano, representado por las rocas de la Formación Cura Mallín, las cuales afloran en el bloque colgante de esta estructura a lo largo del valle del Bio Bio (Suárez y Emparán 1997), habría dado origen a esta estructura. Una serie de pliegues menores afectando a las rocas oligo-miocenas al oeste

del Alto de Copahue-Pino Hachado (Fig. 8) han sido asociados a una serie de corrimientos ciegos sintéticos al frente de levantamiento de este rasgo.

Rasgos estructurales de edad más reciente se superponen a este levantamiento del Mioceno superior (Fig. 8). Una falla de orientación nor-noroeste se reconoce a lo largo del río Bio Bio, constituyendo durante ciertos segmentos el límite occidental de este alto estructural (Figs. 7 y 8) y recibiendo el nombre de sistema de fallas de Bio Bio - Aluminé (Muñoz y Stern 1985). La orientación de esta estructura ha llevado a ciertos autores a asumir una dinámica levógira a lo largo de tramos discretos de la misma, en forma contraria al Sistema de Liquiñe-Ofqui en el frente volcánico actual (Figs. 6 y 8) (Melnick *et al.* 2002).

Una depresión romboédrica desarrollada en la parte

axial del alto de Copahue-Pino Hachado (Figs. 8 y 9) fue reconocida a partir de la observación de imágenes Landsat de la zona. La misma se ubica al norte de la caldera de Pino Hachado y se asocia a lineamientos de rumbo NO y NNO (Fig. 8). El eje mayor del romboedro presenta una orientación noroeste en coincidencia espacial con la posición de una serie de centros volcánicos erosionados correspondientes al intervalo plio-pleistoceno. Dada la geometría de esta depresión es posible suponer un movimiento de transcurriente levógiro como control para el desarrollo de la misma. Los mapas aeromagnéticos de este sector (Segemar 2002) muestran fuertes contrastes de susceptibilidad magnética para cortas distancias asociados a las estructuras mapeadas en el campo (Fig. 8). Estos contrastes de susceptibilidad definen una serie de máximos y mínimos magnéticos limitados por patrones lineales que coinciden con rasgos superficiales de expresión morfológica en el sector de interés. Dado que los contrastes de susceptibilidad responden en gran medida al mapa del basamento en profundidad es posible vincular estos patrones a estructuras que afectan al basamento de la zona (Fig. 9). De esta manera se descarta que el origen de esta depresión pudiera relacionarse con fenómenos de erosión diferencial fluvial y/o glaciaria, ya que la zona profunda de la misma se relaciona con un sector en el cual el basamento se encuentra deprimido a través de un complejo sistema de escalonamientos (Fig. 9).

Aproximadamente a los 38°15'S, e inmediatamente al oeste de la traza del límite con Chile puede apreciarse un patrón geométrico cuadrangular en la distribución de las secuencias volcánicas de la Formación Cola de Zorro (Figs. 2, 6 y 8). El mismo aparece condicionado por una serie de lineamientos de rumbo este-oeste, lo que parece indicar un control estructural ejercido por fallas directas.

Gran parte de los lineamientos y fallas asociados a este bloque cordillerano presentan un rumbo NO y NNO, que se manifiestan a partir de resaltos topográficos en volcanitas de edad pliocena.

La vertiente oriental del alto de Copahue-Pino Hachado registra evidencias indirectas de un fallamiento extensional con posible inclinación hacia el este afectando a las secuencias volcánicas del Plioceno y del Pleistoceno y determinando el límite occidental de la Fosa de Loncopué (Fig. 10).

#### *Extremo norte del Alto de Copahue Pino-Hachado en la zona de la laguna de la Laja*

Hacia el norte del alto de Copahue-Pino Hachado se desarrolla un área deprimida en la zona del actual frente volcánico cuaternario, entre los volcanes Antuco y Chillán que es ocupada por la laguna de la Laja (Figs. 1, 6 y 11). Los estudios de Melnick *et al.* 2003 y 2006 (Fig. 6C) han descrito un perfil sísmico de reflexión relevado bajo el cuerpo de la laguna, en el cual se interpretan fallas normales afectando a los sedimentos holocenos lacustres. De esta manera se ha inferido que

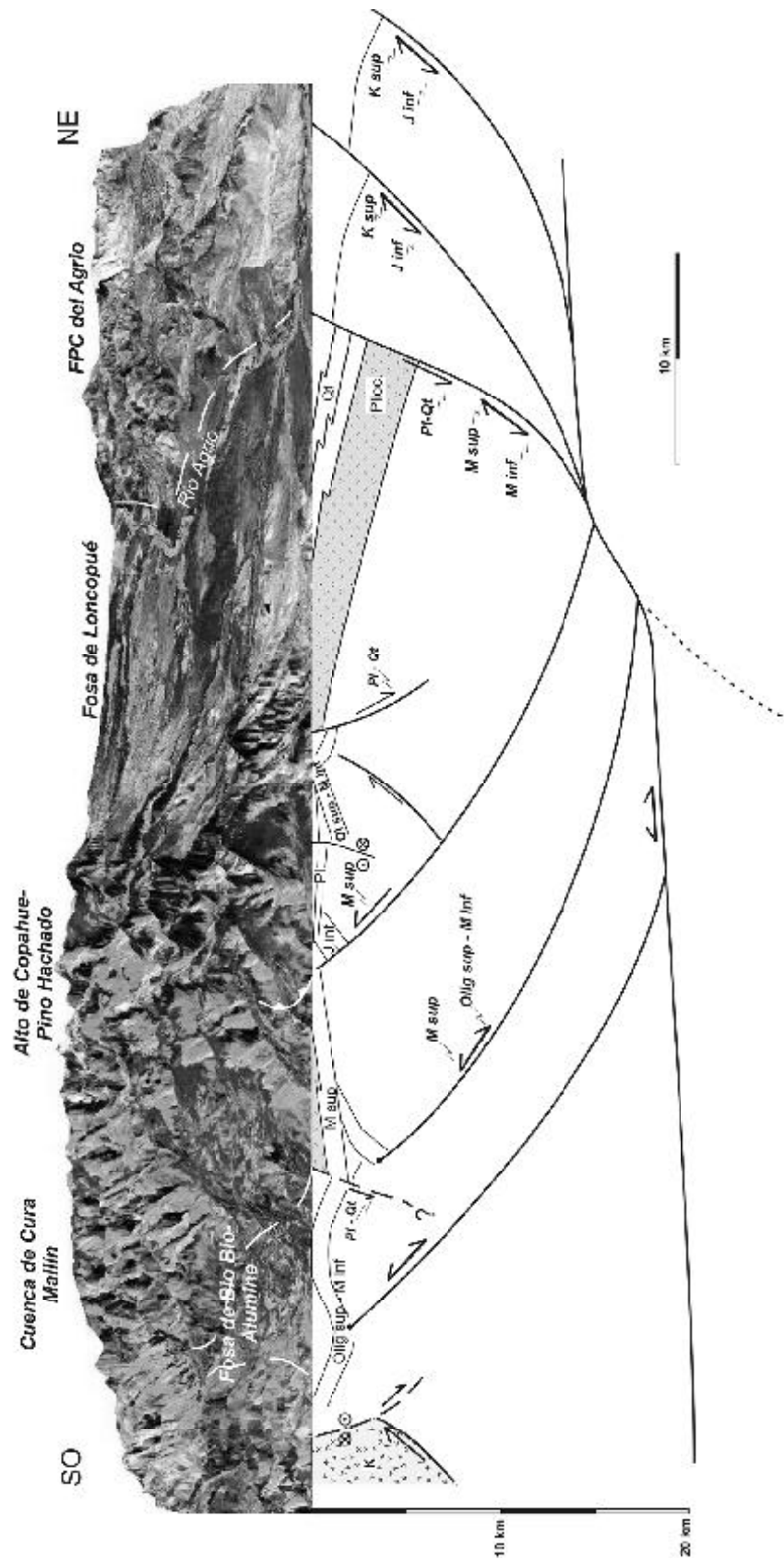
esta cuenca se ha formado en respuesta a extensión o transtensión, equivalentemente a las cuencas de Loncopué y de Bío Bío-Aluminé, de la cual particularmente representa su continuación directa hacia el norte. Otras evidencias de campo en las márgenes de la laguna que apoyan la naturaleza extensional de esta fosa, muestran granitos miocenos correspondientes al extremo norte del Batolito Patagónico afectados por fallamiento extensional (Fig. 11A). Estas fallas definen relaciones normales entre estos cuerpos plutónicos y secuencias del Plioceno agrupadas en la Formación Cola de Zorro, correspondientes al basamento de los volcanes que integran el frente volcánico en la región. Otras evidencias están constituidas por hemigrábenes de decenas de metros de longitud, desarrollados a expensas de secuencias piroclásticas ubicadas por encima de las lavas pliocenas, que muestran rellenos tafrogénicos correspondientes a acumulaciones aluviales (Fig. 11D). Estos rellenos clásticos muestran una gradación de facies gruesas contra las escarpas de fallas a más finas en los sectores distales de estas pequeñas estructuras.

#### **Sector sur de la fosa de Loncopué (38°-39°S)**

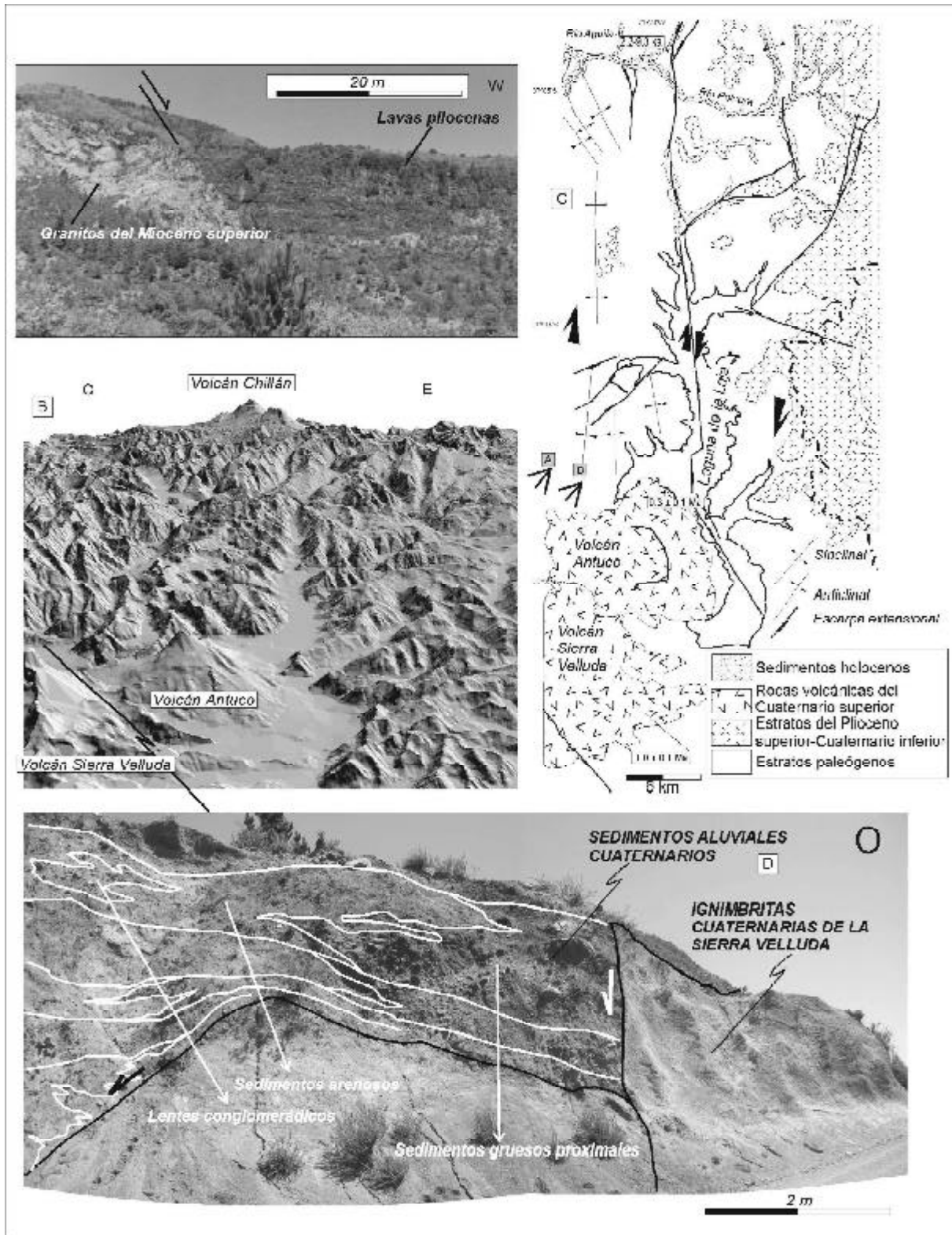
Esta depresión longitudinal de escala regional se desarrolló en forma paralela al frente andino, en la vertiente oriental de la cordillera y concentró importantes espesores de depósitos volcánicos pliocenos (Ramos 1977, Muñoz y Stern 1988) correspondientes a la Formación Cola de Zorro, los que se encuentran cubiertos en discordancia angular por basaltos cuaternarios (Muñoz y Stern 1985) generados a partir de la actividad volcánica monogénica a nivel del retroarco. Su continuación hacia el norte está dada por la depresión ubicada inmediatamente hacia el oeste de la población de Andacollo (37° y 38°S). El desarrollo latitudinal de la fosa y su amplitud hacia el este están controlados por un fallamiento de tipo extensional activo durante el Plioceno inferior y parte del Pleistoceno que afectó a los sectores internos de la faja plegada y corrida del Agrio (Ramos 1977).

Parte del levantamiento de campo del presente estudio se focalizó en el sector sur de esta depresión, en las inmediaciones de la desembocadura del arroyo Codihue (Fig. 2). Este segmento presenta la máxima amplitud E-O de la fosa, en coincidencia con los máximos volúmenes eruptivos registrados. Los basaltos constituyen el grueso del registro estratigráfico de la cubierta superficial que conforma el relleno reciente de la misma. En forma relegada aparecen ignimbritas, depósitos de caída y depósitos de caída retrabajados.

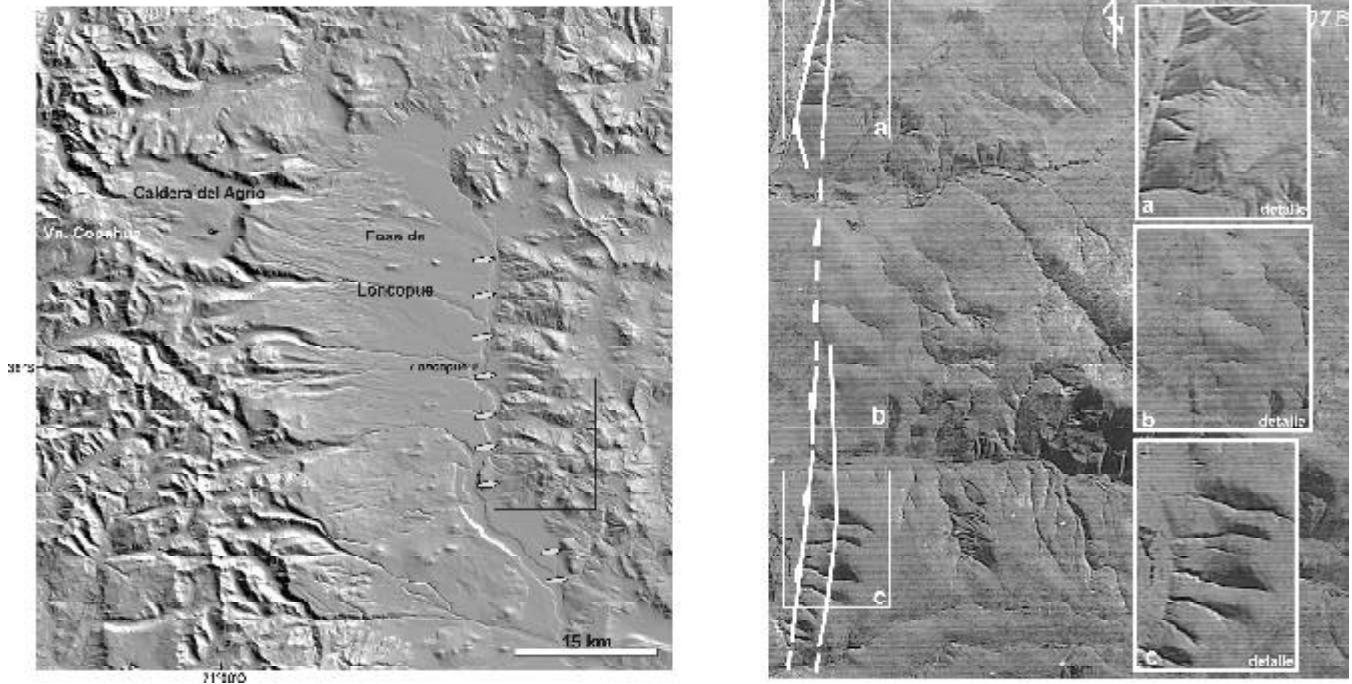
Las características petrográficas observadas en muestras obtenidas de estos productos corresponden a un magmatismo con tendencia alcalina poco evolucionado, lo cual sumado a los bajos valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  cercanos a 0,704 (Muñoz Bravo *et al.* 1989), y la gran cantidad de pequeños centros de emisión monogénicos típicos de las áreas de volcanismo de retroarco, permiten individualizar estas rocas de aquellas del arco volcánico, aun cuan-



**Figura 10:** Corte estructural a lo largo de una transecta que comprende a la fosa de Bío Bío-Aluminé, el alto de Copahue – Pino Hachado y la fosa de Loncopué (ubicación en la figura 8). El sector ubicado al este del río Agrío está basado en Zapata *et al.* (2002).



**Figura 11:** Evidencias de campo de la extensión concentrada en la fosa de La Laja. A- Falla extensional que pone en contacto lavas del plioceno en el labio colgante con granitos del Mioceno superior del batolito patagónico, al oeste de la laguna La Laja. B- Bloque 3D con topografía radar en el cual se ve la fosa sobre la cual se asienta la laguna de La Laja y que controla por el extremo sur el emplazamiento de los volcanes Antuco y Sierra Velluda y por el extremo norte el volcán Chillán en el frente volcánico cuaternario. C- Mapa geológico de la fosa de La Laja (tomado de Melnick *et al.* 2003, 2006) y ubicación de las imágenes A, B y D. Bloques basculados asociados a fallamiento extensional y relleno tafrogénico correspondientes a depósitos aluviales que conforman cuñas de *synrift*. Las rocas que presentan fallamiento extensional son ignimbritas que se asientan sobre las rocas volcánicas pliocenas.



**Figura 12:** Rasgos morfológicos del fallamiento afectando unidades del Jurásico inferior en los sectores internos de la faja plegada y corrida del Agrio en las inmediaciones de la localidad de Loncopué. a), b) y c) muestran detalles de este fallamiento.

do son muy cercanas. Estas características, los rasgos morfológicos asociados y la neotectónica descrita en la sección siguiente hacen suponer la existencia de un régimen extensional coetáneo con la erupción de estas rocas.

### Neotectónica de la fosa de Loncopué

La hipótesis de una actividad plio-cuaternaria extensional en la zona del retroarco neuquino a estas latitudes se ve reforzada por una serie de rasgos morfológicos asociados a la actividad volcánica monogenética. Facetas triangulares y evidencias de escarpas de falla han podido ser reconocidos a través de la interpretación de fotografías aéreas y modelos 3D correspondientes a los sectores internos de la faja plegada del Agrio en las cercanías de la localidad de Loncopué (Fig. 12).

Sobre la base de la interpretación de fotografías aéreas puede establecerse la existencia de dos frentes de escarpa asociados al límite oriental de la fosa de Loncopué, separados por unas decenas de metros y situados a alturas topográficas distintas. El frente interno se presenta más degradado, lo que permite proponer una mayor antigüedad, planteando la existencia de diferentes pulsos de fallamiento.

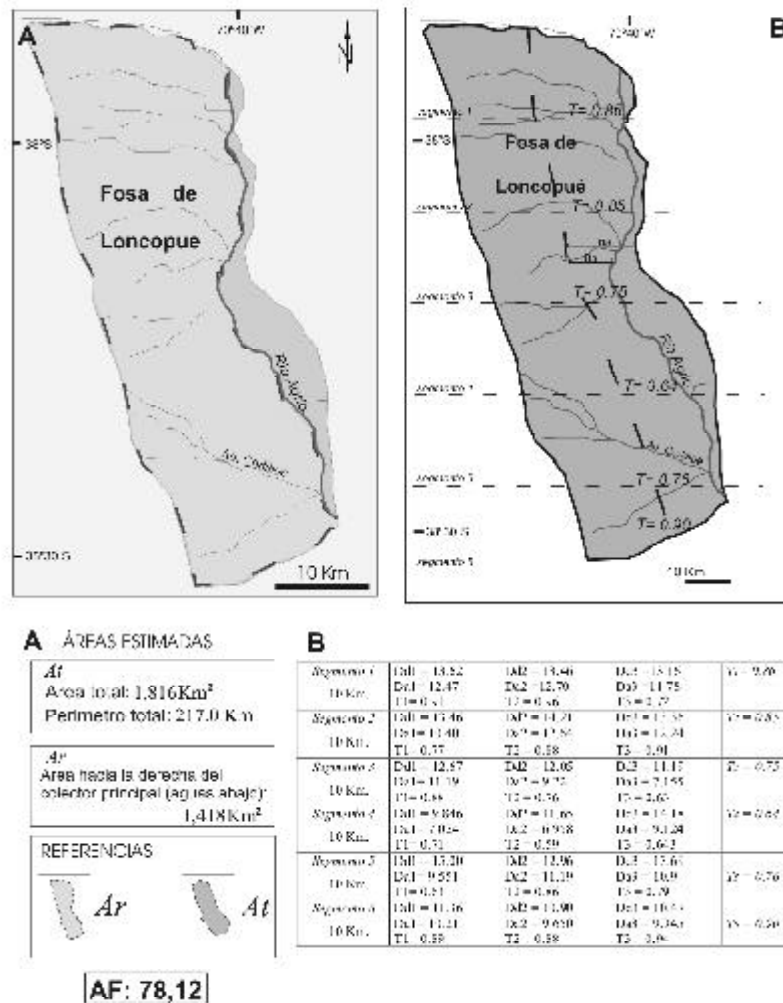
Estos rasgos morfológicos pueden interpretarse como evidencias neotectónicas de un fallamiento extensional que controló el desarrollo oriental de la fosa, así como también su subsidencia.

Teniendo en cuenta esta configuración es posible obtener una serie de índices morfométricos de la cuenca flu-

vial que es contenida por esta fosa. Los arreglos de la red de drenaje pueden ser descriptos de un modo cualitativo como también cuantitativo. En aquellos sitios en que el drenaje se desarrolla en presencia de una tectónica activa, la red suele presentar patrones y geometrías particulares. El factor de asimetría (AF) (Hare y Gardner 1985) y el factor de simetría topográfica transversal (T) (Cox 1994) fueron calculados para detectar el basculamiento tectónico a diferentes escalas (Fig. 13). Ambos valores se estimaron a escala regional para un segmento comprendido entre los 37°55' y 38°35' S; las superficies para su cálculo fueron obtenidas a partir de la confección de polígonos que se adaptaron a las áreas consideradas.

El cálculo de AF se realizó considerando a un área o bloque homogéneo, en este caso la fosa de Loncopué, la cual es recorrida por un colector principal que determina las superficies a partir de cuya relación se estima su valor. En este caso Ar representa el área de la cuenca hacia la derecha del colector principal y At el área total de la misma. Para una red de drenaje que se desarrolla bajo un régimen estable (sin tectónica superpuesta) los valores de AF oscilarán alrededor de 50. Los valores de AF son sensibles a un basculamiento perpendicular a la dirección del colector principal, en nuestro caso el río Agrio. Valores de AF superiores o inferiores a 50 estarían sugiriendo un basculamiento.

Otro índice cuantitativo para evaluar la asimetría de una cuenca de drenaje lo constituye el factor de simetría topográfica transversal (T) definido como:  $T = D_a / D_d$ , donde  $D_a$  representa la distancia desde el punto medio de la cuenca de drenaje a la línea media del colector



**Figura 13:** Índices morfométricos obtenidos a nivel regional para el área comprendida por la fosa de Loncopué. A: Estimación del factor de asimetría (AF). B: Cálculo del factor de simetría topográfica transversal (T).

principal (Fig. 13) y Dd representa la distancia de la línea media de la cuenca a la divisoria de aguas. Para una cuenca perfectamente simétrica T es igual a cero ( $T = 0$ ). A medida que se incrementa la asimetría el valor de T se aproxima a uno. Para el cálculo fue necesario dividir el área de interés en seis segmentos de 10 km cada uno dentro de los límites establecidos (Fig. 13).

En ambos casos los valores obtenidos fueron consistentes con un basculamiento tectónico producto de una actividad en el extremo oriental de la fosa de Loncopué, lo cual es coherente con los rasgos neotectónicos observados. Se supone la imposibilidad de un control litológico como responsable de este resultado, dada la homogeneidad litológica del área lo cual no permitiría incisiones diferenciales del valle.

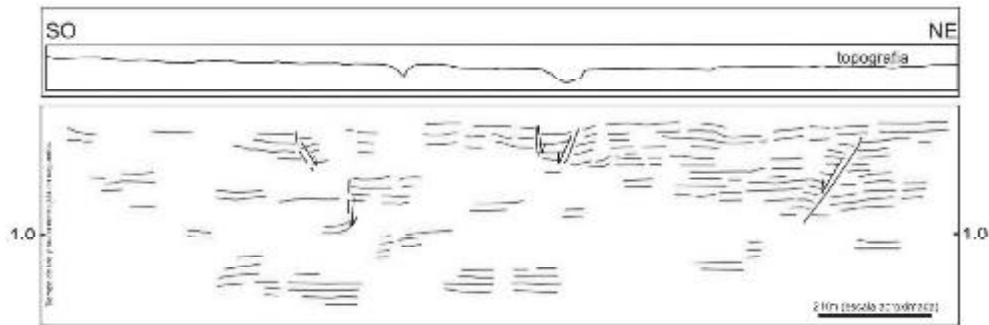
Una sección sísmica de reflexión efectuada por YPF (Fig. 14), perpendicular al valle revela la inclinación de los planos de falla respectivos y su asociación a quiebres morfológicos observados en superficie. Al mismo tiempo puede observarse que las estructuras afectan a los materiales ubicados en las primeras décadas de segun-

do, lapso que abarca los primeros cientos de metros de la columna sedimentaria alojada en la Fosa de Loncopué, lo cual implica que las secuencias plio-cuaternarias se encuentran falladas, tal como era intuido a partir del mapeo de campo.

#### Sector norte de la Fosa de Loncopué (37°30'-38°S)

El sector de la fosa de Loncopué desarrollado al norte de los 38°S (Fig. 15) posee características similares al sector descrito en la sección anterior: un sector deprimido de unos 20 kilómetros de ancho cubierto por coladas principalmente basálticas eruptadas a partir de centros monogenéticos. Sin embargo son comunes aquí escarpas con orientaciones más variables que hacia el sur, desde N hasta NE. Este último juego se asocia al sistema de Mandogüe (Fig. 16), que fuera identificado por Folguera y Ramos (2000), Radic *et al.* (2002) y Melnick *et al.* (2002), como una zona de transferencia de la cuenca de Cura Mallín. La documentación de la neotectónica





**Figura 14:** Interpretación de una sección sísmica de orientación NE inmediatamente al oeste de la localidad de Loncopué. La misma atraviesa gran parte de la fosa de Loncopué alrededor de los 38°S. Resulta posible distinguir fallas directas afectando el relleno plio-cuaternario de la fosa (Fuente: YPF).

de este sector de la Fosa de Loncopué muestra que dos trenes de estructuras interfieren a estas latitudes (Fig. 15), las propias de la depresión estructural descritas en el sector sur, en donde alcanzan su máxima expresión morfológica (Fig. 12), de orientación predominante NS y aquellas relativas a la zona de fallas de Mandolegüe transversales al tren andino. La datación radiométrica de los productos volcánicos afectados en el sector norte, van desde un *plateau* andesítico de 4 a 3,1 Ma correspondiente a los productos superiores de la Formación Cola de Zorro, hasta rocas de 2,6 Ma en las inmediaciones del volcán Copahue (Fig. 15) (Folguera *et al.* 2004). Los productos volcánicos más jóvenes que se encuentran por encima de las secuencias pliocenas en este sector son controlados sistemáticamente por las fallas antes descritas (Fig. 15).

Hacia el norte de los 37°30'S, el esquema cambia drásticamente ya que si bien la fosa de Loncopué continúa como un rasgo homogéneo con características similares como las descritas hacia el sur, en relación a la ocurrencia de grandes volúmenes de basaltos monogenéticos, la estructura joven que afecta un *plateau* volcánico y sedimentos superiores de menos de 1,7 Ma es de carácter transpresivo tal como fuera descrito en Folguera *et al.* (2004) (Fig. 16).

#### Análisis latitudinal de la Fosa de Loncopué

Si se comparan segmentos discretos a lo largo de la fosa de Loncopué puede observarse un contraste importante en función de los rasgos estructurales y morfológicos que allí se manifiestan. El segmento sur (38°-39°S) se inserta en una faja del retroarco andino que ha quedado hacia el este de la zona de deformación actual como producto de la migración del frente orogénico hacia posiciones internas. El segmento norte (37°-37°30'S) tiene una neotectónica compresiva activa a nivel del retroarco que se manifiesta a partir de una serie de cabalgamientos de rumbo N-NO y dinámica dextral transpresiva.

Al sur de los 38°S la última deformación compresiva había ocurrido entre los 9 y 8 Ma relativa al alzamiento del bloque de Copahue-Pino Hachado y la reactivación

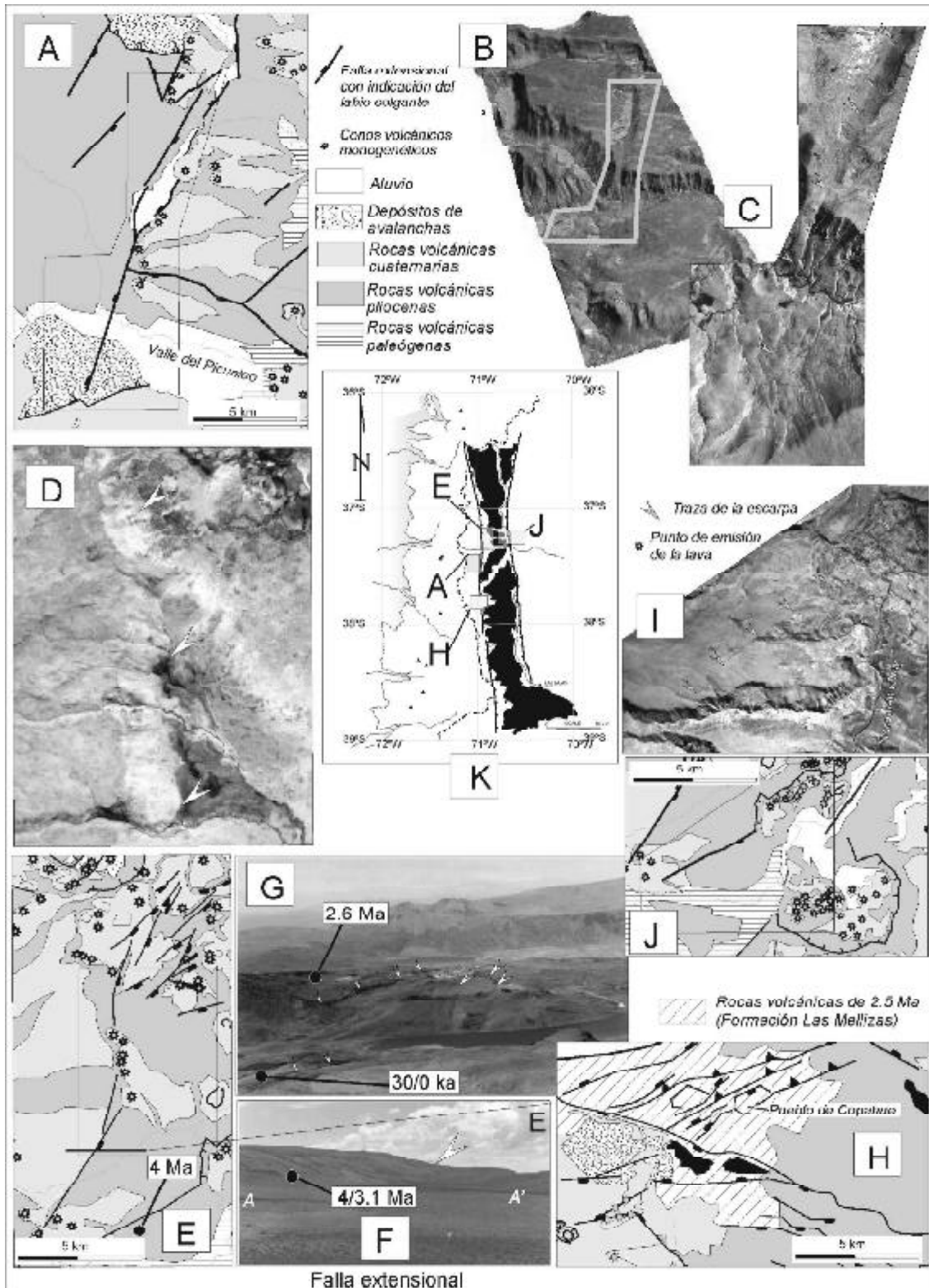
de los sectores internos de la faja plegada y corrida del Agrio. La geología del área, representada por extensas mesetas volcánicas de actitud horizontal a subhorizontal, así como también por las secuencias volcánicas y clásticas de edad más reciente que se expresan en forma de conos, coladas y bancos basálticos homoclinales, como también en forma de depósitos aterrazados, constituyen una evidencia directa de la ausencia de neotectónica compresional a nivel del retroarco a estas latitudes.

Si se observa la distribución de los sismos de intraplaca para el retroarco entre los 37° y 39° de latitud sur (Fig. 16), queda evidenciada la alta concentración de registros en el segmento norte en correspondencia con la estructura compresiva documentada, en contraste con el segmento ubicado al sur de los 38°S, para el cual los registros sísmicos corticales son escasos. A partir del análisis de la distribución de los datos sísmicos corticales (Bohm *et al.* 2002, INPRES 2005), resulta evidente la correlación existente entre la distribución de sismos de intraplaca y la dinámica de deformación del retroarco. Este contraste para cortas distancias se explicaría a partir del dispar desarrollo del frente orogénico en la zona del retroarco.

#### Discusión y conclusiones

A partir del análisis de la estratigrafía y la interpretación de secciones sísmicas, Jordan *et al.* (2001) determinaron la existencia de fallamiento normal con inclinación hacia el oeste controlando el desarrollo de la cuenca de Cura Mallín. Estos estudios se concentraron en el área próxima a la localidad de Andacollo, situada en la margen occidental de la Cordillera del Viento, por debajo del extremo norte de la Fosa de Loncopué. Este control estructural de las secuencias oligo-miocenas, es equivalente a aquel descrito para las acumulaciones plio-cuaternarias de la fosa de Loncopué inmediatamente hacia el sur, en donde fallas normales con inclinación hacia el oeste han sido documentadas en superficie.

Sobre esta base es posible inferir la existencia de una estructura con características similares a las descritas por Jordan *et al.* (2001) como límite oriental de la Fosa



**Figura 15:** Tectónica extensional durante el cuaternario en el segmento norte de la fosa de Loncopué; a) Falla normal con orientación noreste relacionada con erupciones volcánicas cuaternarias; b) Block diagrama para mostrar la expresión neotectónica de la falla mostrada en a; c) Fotografía aérea del área que se expone en a y b; d) Falla extensional norte – sur que afecta a un plateau basáltico de 4 Ma; e) Mapa geológico relacionado con d; f) Vista de campo de la escarpa asociada con la falla normal de d y e; g) Pueblo de Copahue ubicado en el eje de un graben NE formado sobre ignimbritas de 2,5 Ma; h) Mapa geológico correspondiente a g; i) Fotografía aérea de las fallas normales de orientación NE cerca de la localidad de Vilú Mallín; j) Mapa geológico correspondiente a a; k) Ubicación de a, e, h, j en un mapa regional en torno a la fosa de Loncopué. Las dataciones son de Linares y González (1990) y Folguera *et al.* (2004).

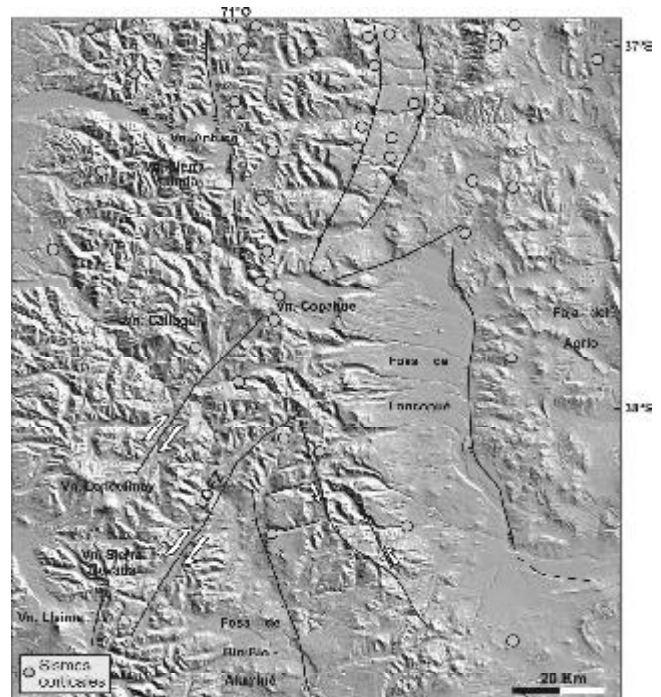
de Loncopué, lo que implicaría que el desarrollo de esta estructura plio-cuaternaria está relacionado con la reactivación de estructuras paleógenas sepultadas por las secuencias de menos de 5 Ma en el sector sur.

Esta aseveración, junto con los rasgos estructurales descritos en el alto de Copahue Pino-Hachado aportan nuevas evidencias a la hipótesis de un comportamiento episódico en la historia cenozoica de los Andes Neuquinos. Algunas de las características estratigráficas y estructurales observadas, junto con las evidencias estructurales descritas por Suárez y Emparán (1997) en la vertiente occidental de la cordillera sugieren que este bloque se levantó mediante un conjunto de cabalgamientos con vergencia occidental entre el Mioceno medio y tardío en consonancia con el segundo pulso de deformación en el sector de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Kozlowski *et al.*, 1996, Zapata *et al.* 2002).

En contraposición se observa un contexto distinto en el sector externo en coincidencia con los límites de la fosa de Loncopué. Muñoz y Stern (1988) propusieron una migración del arco volcánico hacia la trinchera durante el Pleistoceno inferior, a partir del reconocimiento de la antigua línea de estrato-volcanes emplazada sobre el alto de Copahue-Pino Hachado. Una de las posibilidades que estos autores plantearon para explicar dicha migración fue relativa a un cambio en la configuración de la placa subducida, pasando de un régimen de subducción a otro con una losa más inclinada. El empujamiento propuesto se correlaciona ajustadamente con el cuadro de evolución propuesto en el presente trabajo, en el que los productos volcánicos de la Formación Cola de Zorro fueron las primeras secuencias relacionadas con el colapso orogénico que experimentaron los Andes a estas latitudes. Este régimen puede hacerse extensivo al Pleistoceno a partir de los rasgos y características observadas en el segmento sur de la depresión de Loncopué, lo que denota que este proceso sigue en marcha.

### Agradecimientos

El presente trabajo fue realizado en el marco de el proyecto UBACYT X-160 otorgado por la secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad de Buenos Aires y por el PICT 03/14144 otorgado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica. Las fotografías aéreas de la zona fueron obtenidas gracias al Dr. Emilio González Díaz, quien además contribuyó la interpretación morfológica de las mismas. Se agradece especialmente al Dr. Victor A. Ramos por su supervisión del trabajo final de licenciatura y sus aportes a lo largo de los trabajos de campo y discusiones posteriores. Se agradece asimismo a Daniel Yagupsky por la lectura crítica del manuscrito, como también a Matías Lisjak por su valiosa colaboración en las tareas de campo. Queremos expresar finalmente nuestro reconocimiento a los habitantes y veraneadores del las nacientes del río Codihue.



**Figura 16:** Distribución de sismos corticales entre los 37° y 39°S. Nótese el contraste de densidad sísmica entre los segmentos norte (37°-38°S) y sur (38°-39°) y su correlación con la estructura activa del área (Fuente: INPRES).

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, r. W., Jordan, T.E., Kay, S.M. e Isacks, B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review Earth Planetary Sciences* 25: 139-174.
- Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn C., Rietbrock A. y Wigger P. 2002. The Southern Andes between 36° and 40° latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics* 356: 273-289.
- Cembrano, J., Sfermer, E., Lavenu, A., y Sanhueza, A. 2002. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics* 319: 129-149.
- Cox, R.T. 1994. Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America, Bulletin* 106: 571-581.
- Folguera, A., Ramos, V.A., y Melnick, D. 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de la cordillera neuquina en los últimos 30 millones de años (36°-39°S). *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 Geológica Argentina* 58(1): 3-19.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R. y Naranjo, J. 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost Central Andes (37°-38°S). *Tectonics* 23, TC5008, doi: 10.1029/2003T C001533.
- García Morabito, E., Folguera, A., Melnick, D., Ramos, V.A. 2003. Variabilidad en la actividad del retroarco andino entre 37° y 39°S. 10° Congreso Geológico Chileno, Actas (CD). Concepción.
- García Morabito, E. 2005. Geología de las nacientes del Río Codihue, Fosa de Loncopué, Provincia de Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 113 p., Buenos Aires.

- González Díaz, E.F., Nullo, F.E. 1980. Cordillera Neuquina. En Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 1099-1148, Córdoba.
- González Ferrán, O. y Vergara M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S: Universidad de Chile, Instituto de Geología, 24: 119 p.
- Hare, P.W. y Gardner, T.W. 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. En M. Morisawa y J.T. Hack (eds.), Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, September 1984. Allen y Unwin, Boston.
- Isacks, B.L. 1988. The Altiplano-Puna and the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93: 3211-3231, Washington.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. and Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of American, Bulletin* 94: 341-361.
- Jordan, T.E., Reynolds, J.H., and Erikson J.P. 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the central Andes, 16-33°30 S En W. Ruddiman (ed.) *Tectonic Uplift and Climate Change*, 41-61, Plenum, New York.
- 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.
- Kozłowski, E. E., Cruz, C. E. y Sylwan, C.A. 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, cuenca Neuquina, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 15-26, Buenos Aires.
- Lara, L., Mathews, S., Pérez, C., Moreno, H. 2002. Evolución morfoestructural del Complejo Volcánico Cordón Caulle (40°S): evidencias geocronológicas <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar. 10° Congreso Geológico Chileno, Actas (CD). Concepción.
- Lavenue, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in forearc and intraarc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21: 1669-1691.
- 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.
- 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, Buenos Aires.
- Lüth, S., y ISSA 2000 working group, 2003. A crustal model along 39°S from a seismic refraction profile- ISSA 2000. *Revista Geológica de Chile*. 30: 83-101.
- Martínez, M.P., Gimenez, M.E., Introcaso, A. y Robles, J.A. 1997. Excesos de espesores corticales y acortamientos andinos en tres secciones ubicadas en 36°, 37° y 39° de latitud sur. 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas, I: 101-105.
- Melnick, D.; Folguera, A.; Rosenau, M.; Echtler, H. y Potent, S. 2002. Tectonics from the Northern segment of the Liquiñe-Ofqui fault system (37°-39°S), Patagonian Andes. *International Symposium of Andean Geodynamics*, Abstracts 413-417, Toulouse.
- Melnick, D., Folguera, A., Echtler, H., Charlet, F., Buettner, O., Chapron, E., De Batist, M., y Vietor, T. 2003. The Lago del Laja Fault System: Active intra-arc collapse in the Southern Central Andes (37°15'S). 5° Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas (archivos electrónicos).
- Melnick, D., Rosenau, M., Folguera, A., y Echtler, H. 2006. Late Cenozoic tectonic evolution, western flank of the Neuquén Andes between 37° and 39° south latitude: 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 Neuquén Basin* (36-39°S). *Geological Society of America, Special Paper* (en prensa).
- Munizaga, F. 1978. Geología del complejo volcánico Laguna del Maule. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 157 p., Santiago.
- Muñoz Bravo, J., Stern, C., Bermúdez, A., Delpino, D., Dobbs, M.F., y Frey, F.A. 1989. El volcanismo plio-cuaternario a través de los 38° y 39°S de los Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 270-286.
- Muñoz, J. 1988. Evolution of Pliocene and Quaternary volcanism in the segment of the southern Andes between 38° and 39°S. Ph.D. Thesis. University of Colorado, 169 p.
- Muñoz, J. y Stern, C. 1985. El complejo volcánico Pino Hachado en el sector nor-occidental de la Patagonia (38°-39°S): volcanismo plio-cuaternario de trasarco en Sudamérica. 4° Congreso geológico Chileno, Actas 3: 381-412, Antofagasta.
- 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.
- Niemeyer, H. y Muñoz, J. 1983. Hoja Laguna de la Laja, Región del Bio Bio, Carta Geológica de Chile 57, escala 1:250.000, Servicio Nacional de Geología y Minería, 52 p., Santiago.
- Pesce, A. 1989. Evolución volcánico-tectónica del complejo efusivo Copahue - Cavihue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44(1-4): 307-327, Buenos Aires.
- Rabassa, J., Evenson, E., Schlieder, G., Clinch, J.M., Stephens, J. y Zeitler, P. 1987. Edad Pre-Pleistoceno superior de la glaciación El Condor, Valle del Río Malleo, Neuquén. X Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 217-219, Tucumán.
- Radic, J.P., Rojas, L., Carpinelli, A., y Zurita, E. 2002. Evolución tectónica de la cuenca Terciaria de Cura Mallín, Región Cordillerana Argentino - Chilena (36°30' -39°00'S): 14° Congreso Geológico Argentino: Calafate, TOMO Y PAGINAS
- Ramos, V.A. 1977. Estructura. Roller E.O. (ed.), *In Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio. 9-24.
- Ramos, V.A. 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, cuenca Neuquina, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 105-110, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Zapata T., Cristallini, E., e Introcaso, A. 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.
- Suárez, M., Emparán, C., Muñoz, J. 1986. Geología de la parte oriental de la Hoja de Curacautín, IX Región (Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería, 119 p. Santiago.
- 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.
- Suárez, M., y Emparán, C. 1995. The stratigraphy, geochronology and paleogeography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile, *Journal of South American Earth Sciences* 8: 17-31.
- Vergara, M., Moraga, J. Y Zentilli, M. 1997. Evolución termotectónica de la cuenca terciaria entre Parral y Chillán: Análisis por trazas de fisión en apatitas. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1574-1578, Antofagasta.
- Vergara, M., y F. Munizaga. 1974. Age and evolution of the Upper Cenozoic andesitic volcanism in central-south Chile. *Geological Society of America, Bulletin* 85: 603-606.
- Zapata, T.R., Córscico S., Dzelalija F. y Zamora G. 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenca neuquina, Argentina. Congreso de Hidrocarburos (CD), Mar del Plata.
- Zappettini, E., Méndez, V., Zanettini, J. 1986. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 206-207, Buenos Aires.

**Recibido:****Aceptado:**