

*Emplazamiento de cuerpos ígneos cenozoicos en el
frente montañoso de la Cordillera Principal:
mecanismos y relación espacial-temporal con las
estructuras tectónicas andinas.*

Tesis Doctoral
Lic. Vanesa Soledad Araujo

Directores: Luis V. Dimieri y María C. Frisicale



Departamento de Geología
UNS-INGEOSUR
Febrero 2013, Bahía Blanca





UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

Emplazamiento de cuerpos ígneos cenozoicos en el frente montañoso de la Cordillera Principal: mecanismos y relación espacial-temporal con las estructuras tectónicas andinas.

VANESA SOLEDAD ARAUJO

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2013

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado académico de Doctor en Geología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otras. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en la cátedra de Geología Estructural y Petrología, dependiente del Departamento de Geología durante el período comprendido entre el 19 de agosto de 2008 y el 18 de febrero de 2013, bajo la dirección de los Dres. Luis Vicente Dimieri (Profesor Asociado del Dpto. de Geología de la UNS e Investigador Independiente del CONICET) y María Cristina Frisicale (Profesor Adjunto del Dpto. de Geología de la UNS – Investigador Adjunto del CONICET).

Vanesa Soledad Araujo

18 de febrero de 2013

Departamento de Geología

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer de manera especial a Luis y Cris por dirigir esta tesis doctoral e introducirme en la carrera de investigación asignándome una zona de trabajo excepcional como la Cordillera Principal. Porque confiaron en mí, dándome todo su apoyo y su capacidad en los viajes de campo y en el desarrollo de esta tesis. Le agradezco también el haberme facilitado siempre los medios para llevar a cabo todas las actividades propuestas durante el desarrollo de esta tesis. Gracias por todos los momentos lindos en las campañas, cada mate compartido... las largas charlas con picadita y chivito de por medio, por bancarme en todo momento. Solo tengo palabras de agradecimiento a dos personas hermosas como ellos lo son, en lo profesional y principalmente en lo personal.

Mi más sincero agradecimiento a Martín y Nati por su importante aporte y participación activa en el desarrollo de esta tesis, no cabe duda que me ayudaron inmensamente en el trabajo realizado y lo más importante es que surgió una sólida y hermosa amistad.

A Fer y "Bam Bam" por acompañarme en las campañas y compartir varios días juntos de trabajo.

A mi compañero de cátedra, Juan Cruz, por tenerme tanta paciencia, darme consejos y ayudarme a saber que se puede en mis días bajón.

A Laurita, por tomarse el trabajo de leer la tesis y ayudar en las correcciones.

A mis compañeritas de Jaula, por siempre tener una palabra de aliento, por compartir muchos mates, y especialmente porque día a día crece nuestra linda amistad.

A mis grandes amigos, que me bancaron en los momentos buenos y malos que uno tiene a lo largo de la vida, por estar siempre a mi lado y por apoyarnos mutuamente en nuestra formación profesional.

A mis compañeros tesistas e investigadores gracias por la paciencia, consejos y por los momentos gratos que pasamos.

Al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur y al Instituto Geológico del Sur-CONICET por la ayuda económica y logística para las campañas.

A los Doctores Ricardo Mon, Lucio Pinotti y Jorge Dristas por aceptar ser jurado de esta tesis y aportar sugerencias para mejorar la misma.

A mis padres por darme la libertad de elegir esta hermosa carrera, por ser el pilar fundamental en todo lo que soy, en toda mi educación, tanto académica, como de la vida, por su incondicional apoyo a través del tiempo, por enseñarme que el esfuerzo y la responsabilidad son valores únicos y necesarios para poder desarrollarse. A mis padres y hermanos, especialmente por querer tanto y cuidar a mi hija en mis horas de ausencias y largos días durante los viajes de campo.

Al amor de mi vida, Mauro, por soportarme en todo momento y estar siempre a mi lado, por ayudarme y enseñarme a nunca bajar los brazos, a comprender que las cosas con sacrificios se logran. Por ser un padre excelente y estar siempre pendiente y preocupado de nuestra hija.

Finalmente, quiero agradecer a mi solcito, Camila, mi bella princesa, mi alegría de cada día, solo decir que eres lo más precioso que me dio la vida y que te amo con locura.

RESUMEN

La investigación se lleva a cabo en la Cordillera Principal, dentro de la Faja plegada y corrida de Malargüe, entre los $34^{\circ} 45'$ - 36° de latitud sur y $69^{\circ} 15'$ - 70° de longitud oeste. En la zona se pueden reconocer unidades de edades y características muy diversas, representados por un basamento volcanoclástico-plutónico de edad Permotriásico, en el cual se apoyan las unidades Mesozoicas y Cenozoicas de gran extensión areal.

El objetivo general de este estudio es analizar la relación entre la estructuración del frente montañoso de la Cordillera Principal y el emplazamiento de cuerpos ígneos someros. Esta investigación estudia el modo de emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos de edad cenozoica relacionados con la orogénesis andina. Son lacolitos, filones capa y diques emplazados en sedimentos de edad Mesozoica y Cenozoica que forman parte del cinturón plegado y corrido de Malargüe. Se trata de cuerpos que pertenecen al Ciclo Eruptivo Huincán, el cual está integrado por dos pulsos magmáticos, el más antiguo denominado Andesita Huincán (17 a 10 Ma) y el más joven, Andesita La Brea (10 a 4,5 Ma).

Se realizaron los relevamientos de los cuerpos intrusivos y se reconocieron las relaciones de campo con las estructuras. Además, se tomaron muestras para los análisis petrográficos y geoquímicos de los mismos. Los cuerpos relevados están ubicados entre el río Diamante y el río Grande, se estudiaron los que afloran en la zona de laguna Amarga, cerro Los Buitres, cerro Alquitrán, arroyo Blanco, cerro Chivato, Los Morros, cuesta del Chihuido y cerro Palao Mahuida.

En base a los datos obtenidos en campo y laboratorio se estableció el tipo de roca, la textura y composición de cada intrusivo y se determinó la forma de los cuerpos subvolcánicos y su relación con los sistemas de corrimiento que actúan como canales de alimentación del magma. Los cuerpos lacolíticos, como el de laguna Amarga, se intruyen dando lugar a una forma diagnóstica de frente de avance y espalda directamente vinculado con el sistema de falla

Sosneado-Mesón-Carizalito. Se determinó la importancia de la reología de las diferentes capas de la pila estratigráfica que determinan el modo y nivel de emplazamiento. En especial, se ha observado que los cuerpos intrusivos aprovechan las capas débiles de la Formación Auquilco para desalojarlas y emplazarse. La directa asociación de intrusivos con sistemas de corrimientos conlleva a implicancias tectónicas importantes. Los intrusivos utilizan a los sistemas de corrimiento como canales de alimentación y por lo tanto progresan con los mismos haciéndose más jóvenes hacia el antepaís. De esta manera la fuente de origen del magma se encontraría en la zona más interna del orógeno y no sería necesario el desplazamiento de la misma para explicar la expansión del magmatismo hacia el antepaís del cordón andino.

ABSTRACT

The research was conducted in the Cordillera Principal, within the fold and thrust belt of Malargüe, between 34° 45 ' - 36° S and 69° 15' - 70 ° west longitude. In the area it can be recognized units of variable ages and features represented by a Permotriassic volcanoclastic-plutonic basement, together with overlying Mesozoic and Cenozoic units of large areal extent.

The general objective of this study is to analyze the relationship between the structures of the mountain front of the Cordillera Principal with shallow igneous bodies. This investigation studies the mode of emplacement of these subvolcanic bodies which are related to the Andean orogeny.

These igneous bodies include laccoliths, sills and dikes emplaced in sediments of Mesozoic and Cenozoic age that are part of the Malargüe fold and thrust belt. These bodies belong to the Huincán eruptive cycle, which consists of two magmatic pulses, the oldest known Huincán Andesite (17-10 Ma) and the youngest, Andesite La Brea (10 to 4.5 Ma).

Several surveys were done of the intrusive bodies where it was possible to recognize field relations with the structures. In addition, samples were taken for petrographic and geochemical analysis. The bodies surveyed are located between the Diamante and Grande rivers, and those studied included the bodies of Laguna Amarga, Cerro Los Buitres, Cerro Alquitrán, Arroyo Blanco, Cerro Chivato, Cerro Los Morros, Cuesta del Chihuido and Cerro Palao Mahuida.

Based on the data obtained in laboratory and field it was established the rock type, texture and composition of each intrusive and it was determined the shape of the subvolcanic bodies and their relationship with the thrust systems that act as feed channels of magma. The laccolith's bodies like Laguna Amarga, have a diagnostic shape composed of an advancing front and a smooth back, which is directly linked to the fault system Sosneado-Mesón-Carizalito. The rheology of the different beds of the stratigraphic column determined the mode

and level of emplacement. In particular, it has been observed that the intrusive bodies took advantage of the weak layers of Auquilco Formation for dislodge and emplacement. The direct association of intrusive bodies with thrust systems leads to important tectonic implications. The subvolcanic bodies used thrust systems as feeding channels and therefore exposing them progressing younger toward the foreland. In this way the source of the magma can be found in the innermost area of the orogen and there is no need to displace it to explain the expansion of magmatism towards Andean foreland.

ÍNDICE

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	4
1.1. UBICACIÓN DEL ÁREA	4
1.2. OBJETIVOS	6
1.3. METODOLOGÍA.....	7
CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO	10
2.1. ANTECEDENTES	10
2.2. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL.....	15
2.2.1. Paleozoico - Basamento.....	17
Grupo Choiyoi	17
2.2.2. Mesozoico – cubierta sedimentaria	18
2.2.2.1. Triásico	18
Formación Arroyo Malo	18
2.2.2.2. Jurásico	19
Grupo Cuyo.....	19
Formación El Freno	19
Formación Puesto Araya	20
Formación Tres Esquinas.....	21
Formación Tábanos	23
Grupo Lotena	23
Formación Lotena y Formación La Manga.....	23
Formación Auquilco.....	24
Grupo Mendoza.....	25
Formación Tordillo.....	26
Formación Vaca Muerta.....	27
2.2.2.3. Cretácico	28
Formación Chachao y Formación Agrio.....	28
Grupo Rayoso	30
Fm. Diamante	31
Grupo Malargüe	31
Formación Loncoche	32
Formación Roca	33
2.2.3. Cenozoico.....	33
2.2.3 a: Secuencias sedimentarias.....	33
2.2.3.1. Paleógeno.....	33
Formación Pircala y la Formación Coihueco.....	33
2.2.3.2. Neógeno	34
Formación Agua de la Piedra.....	34
Formación Loma Fiera	35
Formación Río Diamante.....	36
2.2.3 b: Secuencias volcánicas	36
Ciclo Eruptivo Molle	37
Ciclo Eruptivo Huincán.....	37
Andesita Huincán.....	38
Andesita La Brea.....	39
Formación Coyocho	40
Formación Los Mesones	41
Asociación Volcánica Paleopleistocena	42
2.3. ESTRUCTURA REGIONAL Y TECTÓNICA.....	42

CAPÍTULO III: GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	49
3.1. ZONA I: LAGUNA AMARGA	51
3.2. ZONA II: LOS BUITRES- ALQUITRÁN.....	57
3.3. ZONA III: ARROYO BLANCO.....	61
3.4. ZONA IV: CERRO CHIVATO.....	72
3.5. ZONA V: RÍO SALADO	78
3.6. ZONA VI: OTRAS ZONAS.....	93
CAPÍTULO IV: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA	102
4.1 PETROGRAFÍA	102
4.1.1 Laguna Amarga.....	102
4.1.2 Los Buitres- Cerro Alquitrán.....	111
4.1.3 Arroyo Blanco.....	117
4.1.4 Cerro Chivato	119
4.1.5 Río Salado	127
4.1.6 Otras zonas: Cuesta del Chihuido y Poti Malal	136
4.2 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	142
Clasificación de las rocas	145
Diagramas de variación de elementos mayores	151
Laguna Amarga.....	152
Cerro Alquitrán – Los Buitres.....	153
Arroyo Blanco.....	154
Cerro Chivato	155
Río Salado – Los Morros.....	156
Elementos de las Tierras Raras (REE)	157
Laguna Amarga.....	158
Cerro Alquitrán – Los Buitres.....	159
Arroyo Blanco.....	160
Cerro Chivato	161
Río Salado - Los Morros	161
Cuesta del Chihuido – Poti Malal.....	162
Elementos incompatibles	163
Laguna Amarga.....	163
Cerro Alquitrán – Los Buitres.....	164
Arroyo Blanco.....	165
Cerro Chivato	165
Río Salado - Los Morros	166
Cuesta del Chihuido – Poti Malal.....	167
Diagramas de discriminación tectónica	168
Resumen de la Geoquímica del área de estudio	173
CAPÍTULO V: MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO	175
5.1. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LOS MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO DE LOS CUERPOS INTRUSIVOS	175
5.2. EMPLAZAMIENTO DE LOS CUERPOS INTRUSIVOS SUBVOLCÁNICOS EN LA ZONA DE ESTUDIO	177
5.3. IMPORTANCIA DEL CONTRASTE REOLÓGICO CORTICAL	180
5.4. IMPORTANCIA DEL CAMPO DE ESFUERZOS IMPERANTE	181

5.5. EMPLAZAMIENTO EN AMBIENTES TECTÓNICOS COMPRESIVOS.....	182
5.6. CORRIMIENTOS COMO CANALES DE ALIMENTACIÓN.....	184
5.7. SUMARIO	186
CAPÍTULO VI: IMPLICANCIAS GEOTECTÓNICAS	189
6.1. EMPLAZAMIENTO A TRAVÉS DE SISTEMAS DE CORRIMIENTOS DE LA FPC DE MALARGÜE.....	189
6.2. DESPLAZAMIENTO DE LA FUENTE DE APORTE MAGMÁTICO	193
CAPÍTULO VII: CONSIDERACIONES FINALES	195
TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO.....	197
ANEXO	217
ANEXO I: MUESTREO.....	217
ANEXO II: ANALISIS QUÍMICO DE ROCA TOTAL	218

Capítulo I: INTRODUCCIÓN

1.1. UBICACIÓN DEL ÁREA

El área de estudio de la presente tesis se ubica al oeste de la provincia de Mendoza, República Argentina, entre los $34^{\circ} 45'$ - 36° de latitud sur y $69^{\circ} 15'$ - 70° de longitud oeste, correspondiente a la provincia morfoestructural Cordillera Principal (Fig. 1.1).

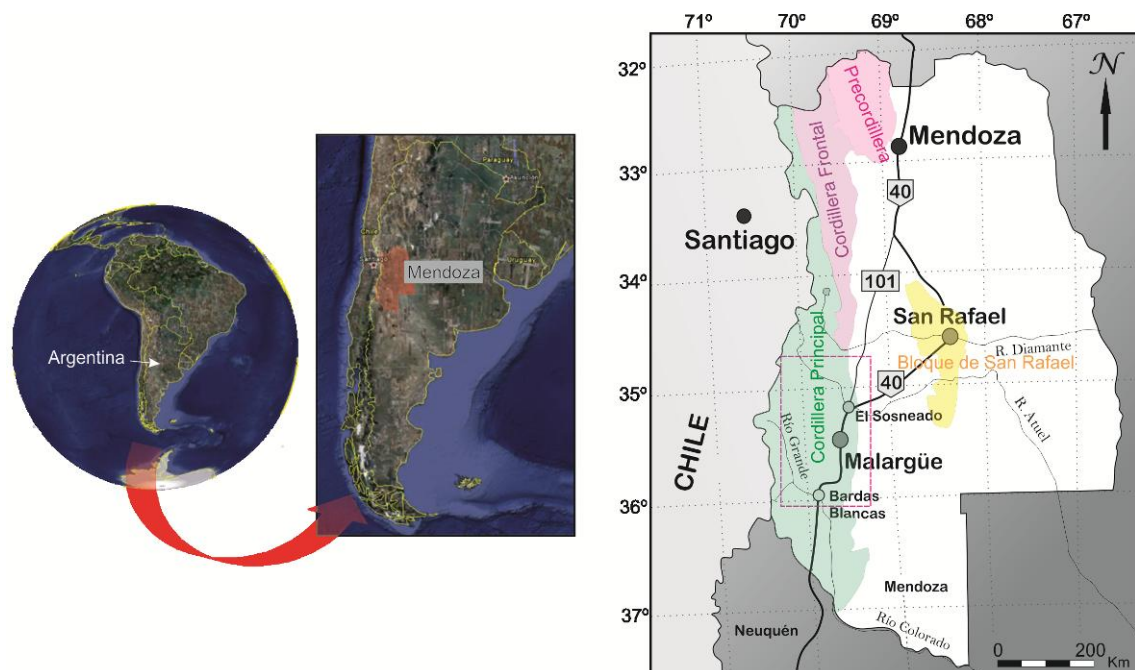


Fig. 1.1: Ubicación geográfica de la zona de estudio.

La zona de esta investigación fue dividida en dos grandes sectores, al norte del río Atuel integrada por las zonas de laguna Amarga, puesto Los Buitres, cerro Alquitrán y arroyo Blanco y el sector al sur del río Atuel comprendido por las áreas del cerro Chivato, río Salado, Cuesta del Chihuido, Bardas Blancas, arroyo Poti Malal. El acceso principal a dichas zonas es la ruta nacional 40. Al sector más septentrional del área de estudio, se puede llegar desde la localidad El Sosneado hacia el norte por la ruta provincial 220 a la zona de arroyo Blanco y arroyo La Manga, mientras que por la ruta provincial 101, se accede al cerro Alquitrán y puesto Los Buitres. Pasando este último, a unos pocos kilómetros más al norte se toma un camino sin pavimentar que se dirige

hacia el noroeste hasta la laguna Seca y laguna Amarga. Al sur del río Atuel, se encuentra el cerro Chivato al cual se accede por la ruta nacional 40 y la ruta provincial 222 sigue el curso del río Salado. Las demás zonas se encuentran en el sector más austral, hacia el sur de la localidad de Malargüe, a las cuales también se puede ingresar por la ruta nacional 40 (Fig. 1.2).

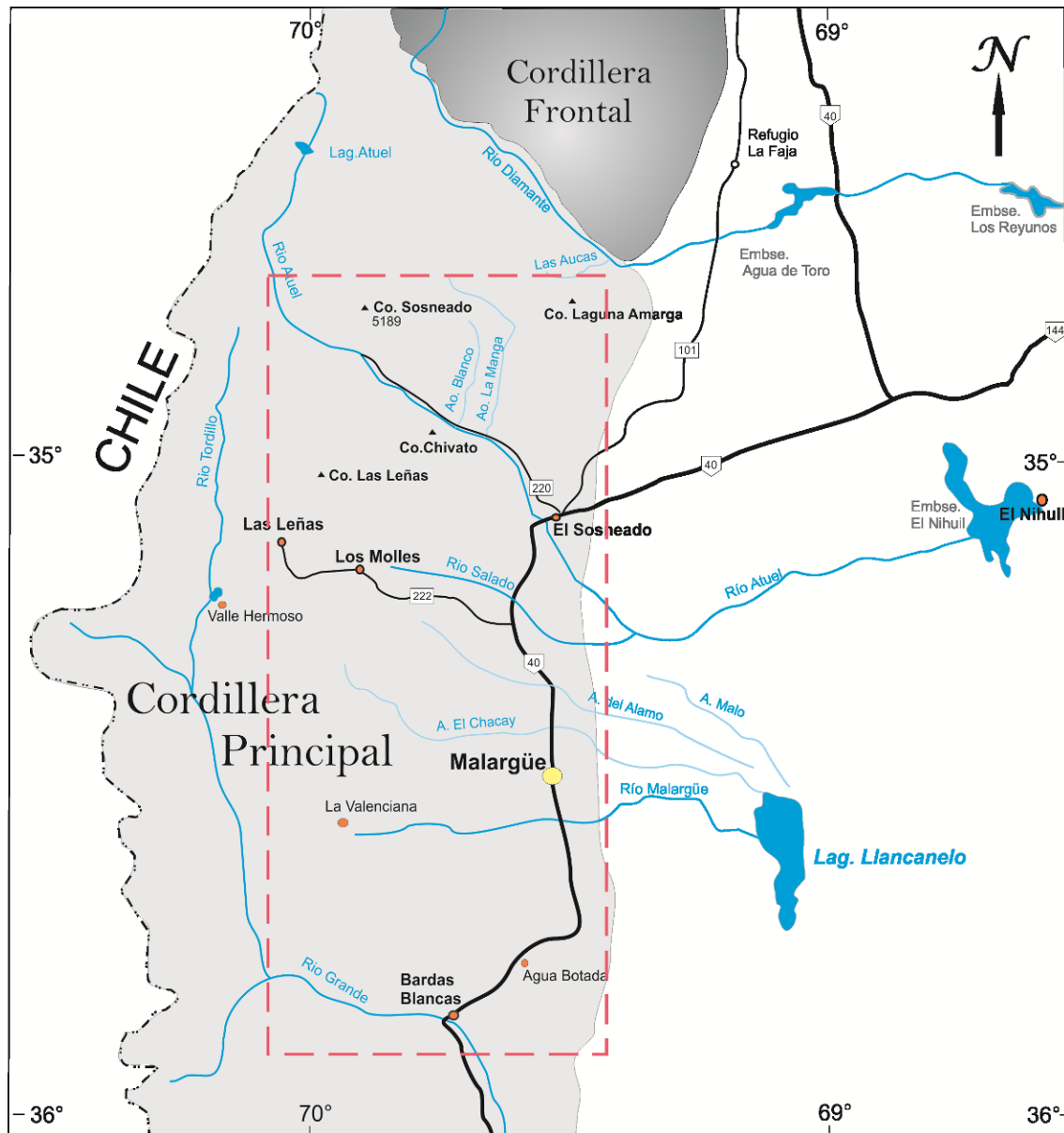


Fig. 1.2: Principales localidades y rutas de acceso a la zona de estudio (recuadro de líneas).

Los estudios se realizaron en el sector cordillerano, caracterizado por picos de importante altura como el cerro Risco Plateado de 4899 metros sobre el nivel medio del mar, el cerro Sosneado de origen volcánico con una altura de 5189 msnm. En el valle Las Leñas, los cerros alcanzan alturas de 3400 y 4200 metros.

Los principales ríos y arroyos en la zona son de norte a sur: río Diamante, arroyo Blanco , arroyo La Manga, río Atuel, río Salado, río Malargüe, río Grande, río Poti Malal y arroyo La Vaina.

Esta zona presenta varios atractivos turísticos como son: Valle de Los Molles, Laguna de la Niña Encantada, El Pozo de las Animas, Valle de Las Leñas, Castillos de Pincheira, Río Grande, Laguna y Salinas de Llancanelo, el campo volcánico La Payunia, Bardas Blancas, La Caverna de las Brujas, las Termas del Cajón Grande y Termas de Azufre, el Bosque Petrificado Carlos Ameghino.

1.2. OBJETIVOS

El objetivo general de esta tesis es estudiar la relación que ha tenido la estructuración del frente montañoso de la Cordillera Principal con el emplazamiento de cuerpos ígneos, con especial énfasis en los cuerpos subvolcánicos del tipo filón capa, dique, lacolito, y otros cuerpos menores pertenecientes al arco volcánico cenozoico andino localizado en la provincia de Mendoza. De esta manera se pretende llegar a la postulación de un modelo que explique el modo de interacción temporal-espacial entre la intrusión de estos cuerpos con las estructuras tectónicas que han contribuido a la construcción del frente montañoso andino.

Los objetivos específicos de esta investigación se centran en analizar los cuerpos ígneos de edad cenozoica relacionados con la orogénesis andina, poniendo especial énfasis en aquellos ubicados en el frente montañoso de la Cordillera Principal, en la provincia de Mendoza. Por tal razón fue también un objetivo primordial el relevamiento de los cuerpos y la postulación de los modelos de emplazamiento de los mismos. Se trata de un grupo de domos, lacolitos, filones capa, diques, y otros cuerpos menores que se hallan diseminados en los terrenos mesozoicos y cenozoicos que forman parte del cinturón plegado y corrido de Malargüe. Se estudiaron aquellos agrupados en el Ciclo Eruptivo Huincán, integrado por dos pulsos magmáticos, el más

antiguo denominado Andesita Huincán, abarca desde los 17 a 10 Ma, con mayor intensidad en los 14 Ma y el más joven, Andesita La Brea que comprende desde los 10,7 a 4,5 Ma. Los cuerpos relevados se ubican aproximadamente entre el río Diamante y el río Grande, destacándose los afloramientos de laguna Amarga, cerro Los Buitres, cerro Alquitrán, arroyo Blanco, cerro Chivato, Los Morros, cuesta del Chihuido, cerro Palao Mahuida, entre muchos otros.

1.3. METODOLOGÍA

El presente capítulo describe la metodología y las técnicas que se utilizaron para realizar la presente tesis. La misma se divide en tres etapas: en la primera se hizo una recopilación bibliográfica y trabajo de campo para el reconocimiento del área, donde se tomaron las primeras muestras de las cuales se eligieron 40 muestras para realizar análisis químicos de roca total. La segunda etapa constó de trabajo de laboratorio y de campo en zonas más específicas con una amplia toma de muestras de los diferentes cuerpos ígneos, los cuales fueron analizados petrográficamente y geoquímicamente. Por último, la tercera etapa fue interpretación de los datos para el modo de emplazamiento de los diferentes cuerpos y desarrollo de la tesis.

Primera etapa:

Se realizó un minucioso análisis de los antecedentes bibliográficos poniendo atención en los relacionados con la estratigrafía, la petrografía y la estructura de las regiones de la Cordillera Principal, vinculadas con las zonas seleccionadas en este estudio.

Se realizaron relevamientos geológicos en dichas zonas utilizándose como base las hojas geológicas de la zona a escala 1:200.000 y 1:250.000, y las fotos aéreas y satelitales de la región. Se puso énfasis en el reconocimiento de las diferentes unidades litológicas y la medición de las estructuras principales (estratificación, fallas, foliaciones magmáticas, etc.), y se realizaron esquemas preliminares de los cuerpos subvolcánicos para delinear su morfología y relación con las estructuras. Por otro lado se realizó la toma de más de 100

muestras para los análisis petrológicos y geoquímicos de las rocas ígneas. El análisis de estos datos se realiza con diversos gráficos que son detallados más adelante.

Segunda etapa:

Se realizaron los estudios petrográficos y geoquímicos correspondientes a las muestras tomadas en los primeros viajes de campo. Además se procedió al procesamiento de imágenes satelitales y georeferenciación para complementar los relevamientos de campo. Se realizaron viajes de campo donde se reconocieron las relaciones de campo entre las distintas unidades sedimentarias y los cuerpos subvolcánicos, a partir de mapeos de detalle de las zonas de laguna Amarga, cerro Los Buitres, cerro Alquitrán, cerro Chivato y arroyo Blanco a diferentes escalas: 1:50.000, 1:30.000, 1:25.000. Estos relevamientos se complementaron con la realización de los perfiles geológicos correspondientes de dichas zonas. Se puso énfasis en dilucidar la morfología de los cuerpos y su relación con el fallamiento. Por otro lado se realizó y se interpretó esquemas en 3D de los cuerpos de acuerdo a las líneas sísmicas y perforaciones localizadas en el sector de Laguna Amarga.

Tercera etapa:

En esta etapa se buscó la determinación de un modelo de emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos y su viabilidad en función a su comparación con otros modelos propuestos para diferentes regiones del mundo.

Las campañas realizadas al área de estudio permitieron tomar una gran cantidad de datos con lo cual se confeccionaron diferentes mapas geológicos de las distintas zonas dentro del área de estudio. Se utilizaron como base cartas topográficas de escala 1: 50000 y 1:100000, fotografías aéreas e imágenes satelitales georeferenciadas, Landsat, de alta definición. El programa utilizado para los mapeos fue el ArcGis 9 (ArcMap 9.2), en el cual, sobre las imágenes

satelitales georeferenciadas (con el programa Stitch maps) se volcaron cerca de 450 puntos de GPS tomados en campo con sus respectivas descripciones litológicas, datos de estructuras, número de muestras y fotografías. Se tomaron varias fotos panorámicas donde se observan los diferentes cuerpos subvolcánicos neógenos y su relación con la pila sedimentaria que ayudan a los datos de campo y datos de sísmica para interpretar los diferentes modos de emplazamiento en cada zona.

Una herramienta que ha sido utilizada para el mapeo geológico-estructural de detalle de los cuerpos subvolcánicos fue el uso de las imágenes Landsat TM y ETM+. El tratamiento de las imágenes se ha realizado con el software de procesamiento digital ENVI 4.7, obteniéndose varias imágenes que integran la información espectral de la zona del cerro Chivato. A las imágenes se la procesó digitalmente creando varias combinaciones de bandas que realzan diferentes caracteres litológicos, estructurales y de alteración en las diferentes rocas, identificando especialmente al cuerpo intrusivo del cerro Chivato.

Los trabajos de laboratorio y gabinete constaron de estudios de petrografía, los cuales fueron realizados mediante microscopio Calcopetrográfico Axiolab de Zeiss con cámara fotográfica Zeiss: Axiocam ICc3 del Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. Se han estudiado más de 100 cortes petrográficos de los diferentes cuerpos subvolcánicos y también de las unidades, las cuales fueron afectadas por los mismos.

Se han realizado 55 análisis geoquímicos (ver apéndice, Anexo II) en el laboratorio ACME, Vancouver, Canadá utilizando espectrometría de masa ICP para la determinación de los elementos mayores y espectrometría de masa en plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) para los elementos traza y tierras raras, para clasificar geoquímicamente y petrogenéticamente a los diferentes cuerpos ígneos de las distintas zonas de estudio.

Capítulo II: MARCO GEOLÓGICO

2.1. ANTECEDENTES

En cuanto a los antecedentes de la zona de estudio de esta tesis, podemos decir que son innumerables las contribuciones que se han realizado en la Cordillera de los Andes en la provincia de Mendoza sobre los más variados aspectos de la geología. A manera de presentación de la profusa literatura sólo mencionaremos algunos de los pioneros de la Geología como son los trabajos de Darwin, publicados en 1846, Pellegrino Stroebel, quien en 1866 recorrió el río Diamante y llegó hasta San Rafael al haber cruzado de Chile a Mendoza por el paso del Planchón y descubrió fósiles liásicos en el valle superior del río Salado. Los primeros estudios de la zona más austral fueron realizados por Bodenbender (1892) quien estudió el área montañosa cuyana y neuquina. En sus viajes a Mendoza y Neuquén, en 1889 y 1892, descubrió nuevas faunas jurásicas y cretácicas, el hallazgo de secuencias volcánicas y mostró cortes estructurales de gran complejidad de la zona de Malargüe. Keidel (1910) realizó diversas observaciones geológicas y coleccionó fósiles y rocas en su recorrido por los Andes de Mendoza. Un importante aporte fue el del geólogo Schiller que publicó en 1912 su estudio sobre "La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza" en la cual se evidencia la existencia de corrimientos de gran envergadura. Estos estudios fueron constatados a posteriori por Ramos (1985 a y b). Enrique Gerth (1931) realiza un trabajo denominado "La estructura geológica de la Cordillera Argentina" donde describe claramente la estructura y comportamiento tectónico de la región. Dicho autor realizó un levantamiento geológico a escala 1:200.000 entre los ríos Diamante y Grande en la provincia de Mendoza y describió con gran claridad el comportamiento tectónico y estructural de la zona. Destacó la gran complejidad del fallamiento y plegamiento, dada por la interacción entre estructuras de basamento a las que llamó de primer orden y aquellas de segundo orden, desarrolladas en la cubierta sedimentaria principalmente delante y/o entre las anteriores. Reconoció claramente que las estructuras principales tenían vergencia hacia el

este, aunque también dijo que existían “plegamiento hacia atrás de vez en cuando”. Estos estudios de Gerth fueron reafirmados por estudios más actuales (Dimieri 1992,1997, Kozlowski *et al.* 1996, 1998, Turienzo 2005). Sin duda el aporte más significativo son los estudios detallados realizados por el Dr. Pablo Groeber quien estudió el ordenamiento estratigráfico del Mesozoico y su paleogeografía (1918 a) y la ubicación y caracterización del diastrofismo meso y cenozoico (1918 b), temas a los que volvió en varias oportunidades (1946, 1953). Groeber realizó el primer mapa geológico de la provincia de Mendoza (1937 a) y un gran aporte geológico de la cordillera de los Andes con el eminente trabajo “Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°” (Groeber 1946-47 reimpresso 1980). En estas observaciones se establecieron las principales unidades de la Cordillera, basadas en los ciclos sedimentarios, magmáticos y diastróficos que les dieron origen. La nomenclatura usada por el Dr. Pablo Groeber perduró durante años y aún se mantienen en la actualidad algunos términos como por ejemplo el ciclo sedimentario que caracteriza a la cordillera argentina: “*el Andico*”.

En 1953, Marcelo Yrigoyen realizó una profunda investigación de la zona comprendida entre los ríos Atuel y Diamante sobre la estratigrafía y tectónica de la Cuchilla de la Tristeza, los que luego fueron considerados por Volkheimer (1978), para la confección de la Hoja Geológica 27b, Cerro Sosneado a escala 1:200.000. Los relevamientos geológicos de superficie realizados por el Servicio Geológico Nacional dieron lugar a varias cartas geológicas de escala 1:200.000, entre ellas la anteriormente mencionada, la Hoja Malargüe y Bardas Blancas (Dessanti 1973), y hojas de escala 1:250.000, Volcán Maipo (Sruoga *et al.* 2000), y Malargüe (Nullo *et al.* 2005).

Debido a la importancia de la búsqueda de hidrocarburos en esta región, es que han surgido trabajos relacionados principalmente al estudio de la estratigrafía y a la estructura, por los geólogos pertenecientes a esta industria: Gorroño *et al.* (1984), Legarreta y Gulisano (1989), Kozlowski *et al.* (1990, 1993,

1998), Legarreta *et al.* (1993), Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994), Manceda y Figueroa (1995), Zapata *et al.* (1999), entre otros.

Asimismo diversos investigadores realizaron importantes aportes sobre la estratigrafía y paleontología, como por ejemplo Stipanovic (1949, 1951, 1965), Yrigoyen (1979), Gulisano (1981), Uliana *et al.* (1975 a y b, 1977, 1979), Llambias *et al.* (1991,1993), Riccardi *et al.* (1991, 1997), Riccardi e Iglesia Llanos (1999), Combina *et al.* (1993, 1994, 1997, 1999, 2000, 2011), entre otros.

Desde el punto de vista de la tectónica y el análisis estructural del orógeno andino fueron numerosos los investigadores que trabajaron en esta región realizando mapeos y perfiles estructurales de las regiones de los ríos Diamante, Atuel, Salado, Malargüe y Grande, como por ejemplo, Kozlowski *et al.* (1987, 1989, 1993), Nullo *et al.* (1987, 1998, Ramos y Nullo (1993), Nullo y Stephens (1993), Ramos *et al.* (1995), Fortunatti *et al.* (2004), Kay (2005), Dimieri *et al.* (2005). Algunos estudios se centraron en dilucidar la relación estructural entre el basamento y los sistemas de corrimientos que afectan a la cubierta sedimentaria, entre los que se destacan Kozlowski (1984), Dimieri (1992, 1997), Dimieri y Nullo (1993), Manceda y Figueroa (1995), Turienzo y Dimieri (2005 a, b y c), Turienzo *et al.* (2002, 2004, 2005, 2006, 2010, 2012), Bechis *et al.* (2005), Giambiagi *et al.* (2005 a, b, c, 2006), Turienzo (2008), entre otros.

En relación al tema de tesis, es notable la falta de estudios de detalle de los cuerpos ígneos hipabisales cenozoicos de moderado a pequeño tamaño en esta región. Algunos autores han analizado un grupo de estos cuerpos desde el punto del vista petrográfico y con el objeto de realizar dataciones radimétricas (Haller *et al.* 1985, 1988, Baldauf *et al.* 1992, Baldauf 1993, Nullo *et al.* 2002).

De acuerdo con Baldauf (1997) en el área de estudio, las unidades estratigráficas afectadas por la fase principal de deformación del Mesozoico de la Cuenca Neuquina están atravesadas por dos suites de intrusivos. La suite más antigua, denominada Huincán I, que anteriormente era mapeada como el conjunto de intrusivos Molle (Oligoceno), parece haber sido emplazada en las

fases finales de la deformación del cinturón plegado y corrido entre 13,88 y 12,47 Ma., sobre la base de dataciones Ar-Ar (Baldauf *et al.* 1992, Baldauf 1997). Las edades de emplazamiento de los intrusivos post-tectónicos más jóvenes, denominados suite Huincán II, van desde 10,56 hasta 5,58 Ma. Estos intrusivos también cortan a las estructuras principales de la fase principal de la faja plegada y corrida de Malargüe y su exposición sugiere levantamiento continuado y exhumación de dicha zona (Baldauf 1997, Nullo *et al.* 2002, Ramos y Nullo 1993, Sruoga *et al.* 2000). Según, Nullo *et al.* (2002), durante el Neógeno, se producen sucesivos eventos magmáticos a partir de la evolución del arco y retroarco, los cuales pueden ser divididos en dos ciclos eruptivos: Ciclo Eruptivo Molle (19 a 13 Ma) y Ciclo Eruptivo Huincán (17 a 4,5 Ma), este último está integrado por dos pulsos magmáticos, el más antiguo denominado Andesita Huincán, abarca desde los 17 a 10 Ma, con mayor intensidad en los 14 Ma y el más joven, Andesita La Brea que comprende desde los 10,7 a 4,5 Ma. El primer ciclo, anteriormente denominado como Grupo Molle o Mollelense (Groeber 1946) está compuesto por rocas de composición básica (basaltos), mientras que el segundo, el Ciclo Eruptivo Huincán comprende rocas de composiciones principalmente andesíticas.

Son escasas las investigaciones que han intentado explicar el modo de emplazamiento de estas rocas ígneas subvolcánicas y establecer cuáles son sus relaciones espaciales-temporales respecto de las estructuras tectónicas. Se han analizado algunos cuerpos intrusivos someros en la región de la faja plegada y corrida de Malargüe, y se ha puesto énfasis en el modo de emplazamiento de los mismos (Llambías 2003). Un trabajo que analiza el emplazamiento de un cuerpo lacolítico en la faja plegada y corrida de Malargüe es el realizado en el cerro Palao Mahuida (Dimieri 1992) donde se determina que el canal alimentador del cuerpo es un retrocorrimiento, y que este modo de emplazamiento genera estructuras diagnósticas muy importantes para identificar tal mecanismo en otros cuerpos similares. El cuerpo intrusivo del Morro, en la entrada al valle de Las Leñas, fue analizado por Llambías y Palacios (1979), quienes describen el emplazamiento del cuerpo a lo largo de

una gran estructura anticlinal y destacan que el desalojo del yeso de la Formación Auquilco ha sido crucial en la generación de espacio para el intrusivo.

La importancia de analizar el modo de emplazamiento de cuerpos intrusivos y su relación con los esfuerzos tectónicos ya fue destacado en el trabajo clásico de Anderson (1951). Asimismo, Hollister y Crawford (1986) establecieron un importante proceso tectónico a gran escala, un mecanismo de realce de la deformación con material fundido aprovechando los corrimientos como canales de alimentación. Existen numerosas publicaciones internacionales que se refieren al modo de emplazamiento de estos cuerpos con ejemplos de todo el mundo (Galland *et al.* 2009, Menand 2011, etc.), quienes analizan cuerpos lacolíticos y filones capa llegando a la conclusión que éstos se construyen a partir de la amalgamación de sucesivos pulsos de cuerpos tabulares, los cuales se emplazan a través de sistemas de fallas en ambientes compresivos. Se han realizado estudios en los cuales se presentan modelos análogos de emplazamiento de magmas graníticos en niveles de corteza superior con capas de diferentes propiedades mecánicas durante la deformación por acortamiento y extensión. Uno de ellos es el modelo físico de laboratorio presentado por Mazzarini y sus colaboradores donde pudieron observar la relación entre la deformación y el emplazamiento del magma en la corteza superior. Para cada ambiente de deformación, es bien conocido que la forma de la intrusión es principalmente controlada por la relación entre la intrusión y la velocidad de deformación. El autor antes mencionado junto a otros investigadores observaron que en el caso del modelo puramente frágil, la intrusión del magma análogo se produce utilizando los principales corrimientos y además notaron que en una vista en planta, las relaciones espaciales observadas entre las estructuras tectónicas y la intrusión del magma análogo podrían sugerir que la intrusión ocurre luego de la formación de los corrimientos (intrusiones pos-tectónicas) (Mazzarini *et al.* 2010). Algunas investigaciones modernas que tratan sobre los mecanismos de emplazamiento

de cuerpos intrusivos y las variables físicas involucradas son analizadas más adelante en esta tesis.

2.2. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

El área de estudio se encuentra comprendida por la Hoja Geológica Cerro Sosneado (Volkheimer 1978), Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo (Sruoga *et al.* 2000) y la Hoja Geológica 3569-III Malargüe, en la provincia geológica Cordillera Principal representada por la faja corrida y plegada de Malargüe (Kozlowski *et al.* 1993). En esta zona se pueden reconocer unidades de edades y características muy diversas siendo de gran extensión areal las unidades Mesozoicas, las rocas Terciarias y las Cuaternarias (Fig. 2.2.1).

Las unidades que afloran en la zona de estudio han sido estudiadas y descritas por diversos autores. En esta tesis se considerarán aquellas contribuciones que mejor se ajusten al conocimiento estratigráfico y estructural de la zona y de acuerdo a las propias observaciones de campo realizadas durante la investigación. La figura 2.2.2 muestra un cuadro estratigráfico con las denominaciones de las diferentes unidades del área, edades, litologías y eventos tectónicos que afectaron a las mismas.

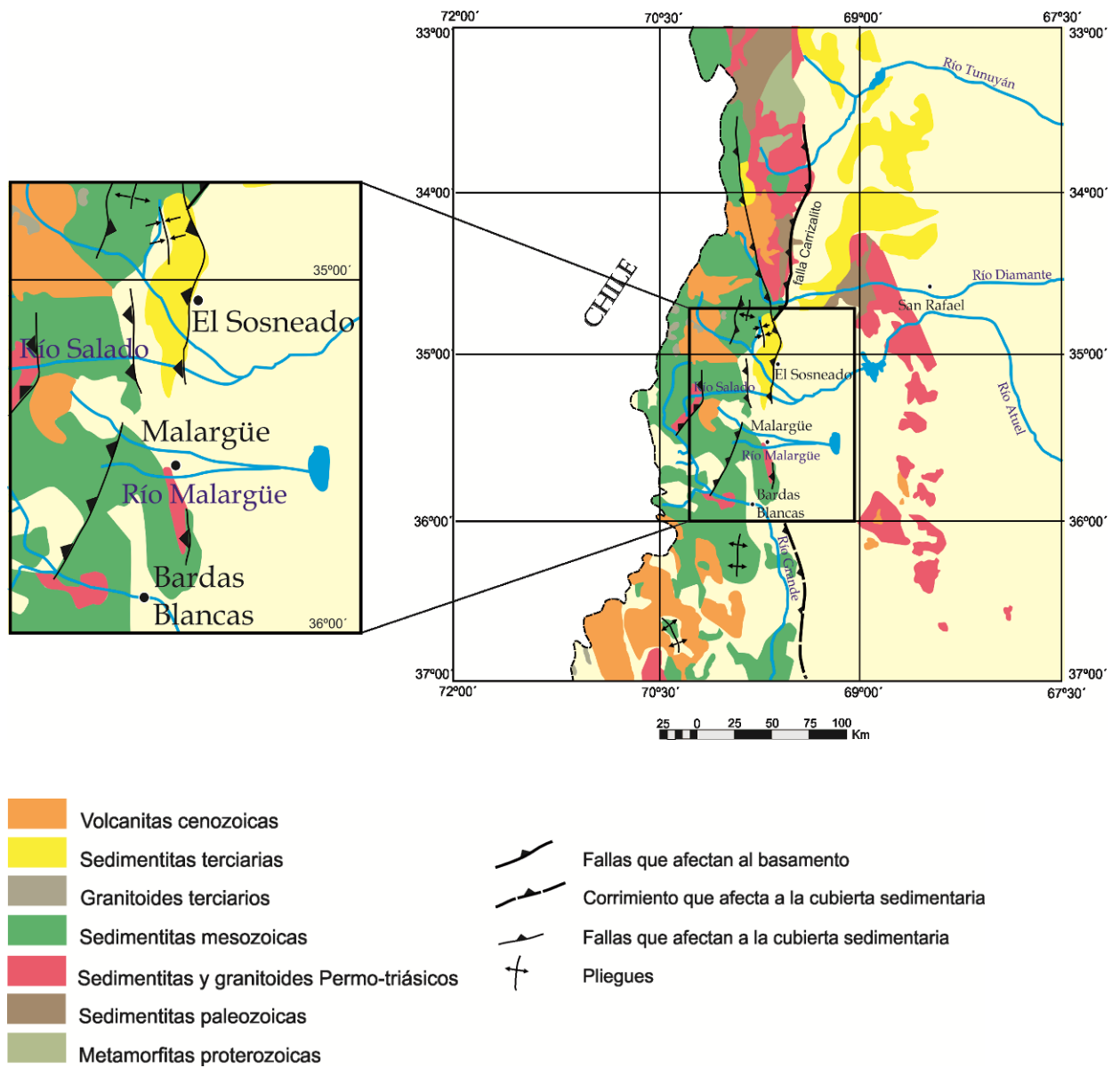


Fig. 2.2.1: Distribución regional de los afloramientos y estructuras principales en la zona de estudio (modificado de Sruoga *et al.* 2000).

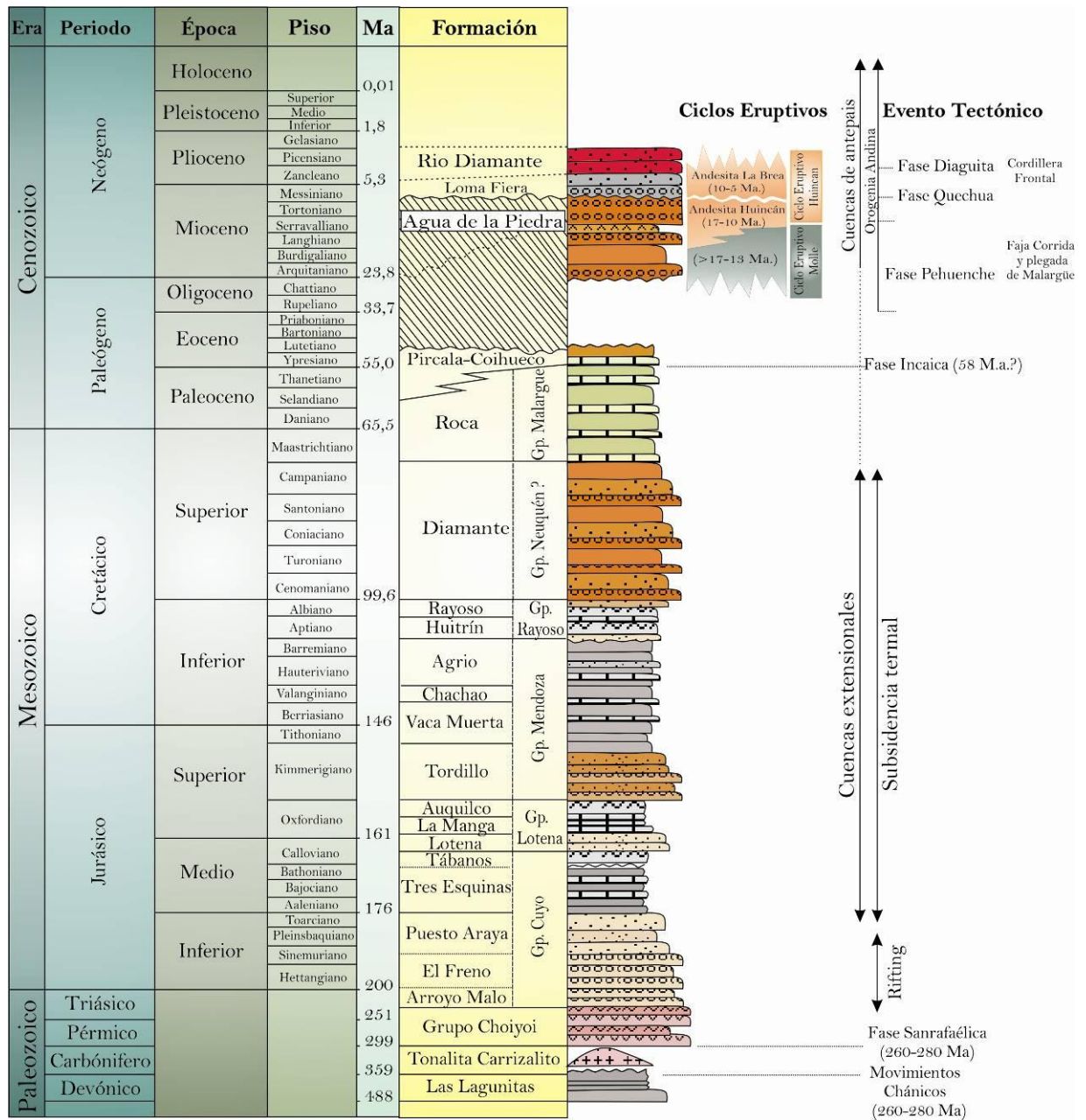


Fig. 2.2.2: Cuadro estratigráfico de las unidades presentes en la zona de estudio.

2.2.1. Paleozoico - Basamento

Grupo Choiyoi

Este nombre se atribuye al evento magmático que presenta una amplia distribución en toda la zona cordillerana desde los 22° S hasta los 40° S. Las rocas pertenecientes a dicho evento han sido estudiadas por diversos autores, entre los cuáles se destacan Avé Lallement (1892), Groeber (1947) quien la denominó como “Choiyolitense”, más tarde Stipanovic (1965) definió “Grupo Choiyoi”, entre otras tantas contribuciones. De acuerdo a Llambias *et al.* (1993)

dicho evento magmático gondwánico corresponde al ciclo permo-triásico denominado "Ciclo Choiyoi" integrado por una asociación de rocas volcánicas y otra de rocas plutónicas. En el área de estudio de la presente tesis el Grupo Choiyoi aflora en el margen oeste de la misma, en las nacientes del río Salado, donde se observa a la Formación El Freno en contacto discordante sobre las rocas intrusivas del Grupo Choiyoi, al sur de Malargüe y oeste de Bardas Blancas, sobre el río Grande, cerca del cerro Palao Mahuida (Fig. 2.2.3). Al norte de la zona estudio, en el extremo sur de la Cordillera Frontal, sobre el río Diamante también aflora una facies intrusiva perteneciente a dicho grupo, se trata de un cuerpo granítico que se encuentra intruyendo a las metamorfitas devónicas y a la Tonalita Carrizalito de edad carbónica. Esta unidad está constituida por rocas graníticas y riolíticas de colores rojos-anaranjados, rocas piroclásticas y sedimentitas clásticas intercaladas. La edad de este grupo de rocas, se determinó por relación estratigráfica, revelando una edad Pérmico tardío (Tonalita Carrizalito)- Triásico temprano (Formación Arroyo Malo).



Fig. 2.2.3: Grupo Choiyoi y los depósitos sedimentarios mesozoicos.

2.2.2. Mesozoico - cubierta sedimentaria

2.2.2.1. Triásico

Formación Arroyo Malo

Esta formación fue descrita por Riccardi *et al.* (1997) en el margen izquierdo del arroyo Malo. En el sector aquí estudiado no se encontraron afloramientos de la misma. En su localidad tipo, aflora una secuencia de 286 metros de pelitas laminadas y macizas de color gris azulado e intercalaciones de capas de arenisca, portadores de fósiles marinos como amonites (Riccardi,

1999), bivalvos, gastrópodos, braquiópodos, entre otros. Las sedimentitas de la Formación Arroyo Malo indican un origen deltaico alimentado por un sistema fluvial y se les asigna una edad Triásico superior.

2.2.2.2. *Jurásico*

Grupo Cuyo

Este grupo está conformado por diferentes Formaciones: El Freno, Puesto Araya, Tres Esquinas y Tábanos, las cuales fueron denominadas Ciclo Cuyano (Groeber 1947) y Grupo Cuyo o Mesosecuencia Cuyo (Legarreta y Gulisano 1989). En la zona de estudio estas rocas afloran al norte del río Atuel, inmediatamente al oeste del arroyo Blanco y hacia el sur, en la zona de unión del río Grande con el arroyo Potimalal, siguiendo los márgenes de este último y en el arroyo La Vaina.

Formación El Freno

Esta unidad fue definida por Reijenstein (1967) y más tarde por Volkheimer (1970, 1978), se trata de los depósitos sedimentarios más antiguos que afloran en la zona de estudio. Los afloramientos de mayor extensión se exhiben al oeste del arroyo Blanco, al norte del río Atuel y continúan hacia el sur del mismo, cerca del cerro Chivato. Esta unidad está integrada por conglomerados y bancos de areniscas de grano medio a fino de color amarillento-anaranjado portadoras de restos vegetales y amonites que buzan al este en la zona de arroyo Blanco (Fig. 2.2.4). El espesor estimado es discutido ya que en la zona anteriormente mencionada se midieron espesores del orden de los 900 metros (Volkheimer 1978) y de 300 a 500 metros (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1994). Spalletti *et al.* (2005) ultima que la potencia de esta formación en la zona de estudio (río Atuel) es de 300 metros. Según Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994) esta formación presenta tres intervalos en sentido vertical, el primero integrado por areniscas conglomerádicas y conglomerados en sucesión granocreciente, con arreglo de capas masivas y estratificación entrecruzada, el segundo está compuesto por conglomerados polimícticos masivos y el ultimo está constituido por conglomerados arenosos, areniscas y arcilitas. Esta

secuencia correspondería a un ambiente de abanicos aluviales y ambiente fluvial entrelazado (Legarreta *et al.* 1993) que evoluciona a un ambiente nerítico de alta energía (Volkheimer 1978). La edad fue asignada por la presencia de amonites correspondientes a la zona *Psiloceras planorbis* (Riccardi *et al.* 1988, 1997) como Hettangiana.

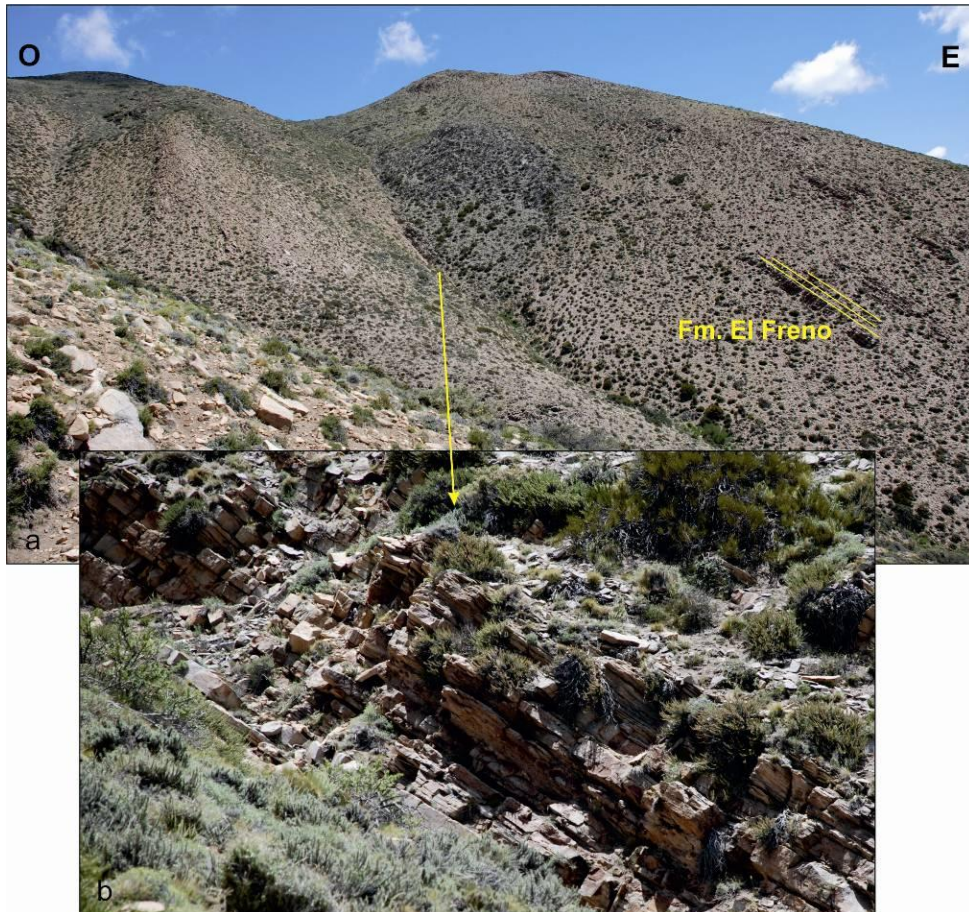


Fig. 2.2.4: a) Formación El Freno en una de las quebradas de la zona del arroyo Blanco, b) Detalle de las areniscas de la Formación El Freno.

Formación Puesto Araya

Denominada por Volkheimer (1978) como Formación Puesto Araya, anteriormente, llamada Formación Las Chilcas (Reijenstein 1967) o Formación El Cholo (Stipanovic y Bonetti 1970). Los afloramientos habitualmente coinciden con los de la Formación El Freno, localizándose las mejores exposiciones al norte del río Atuel, sobre el arroyo Blanco. También aflora al oeste del valle de Las Leñas, en forma de franja norte-sur. En el sector del arroyo Blanco, esta unidad se encuentra en contacto por falla con el yeso de la Formación Auquillo,

evidenciado por una brecha de falla existente entre las dos unidades. La Formación Puesto Araya está integrada por areniscas lajas, areniscas calcáreas y lutitas de color gris oscuro que alcanzan los 300 a 400 metros de espesor. Dicha unidad junto a la secuencia conglomerádica-areniscosa de la Formación El Freno forman grandes estructuras, anticlinales y sinclinales al oeste del arroyo Blanco (Fig. 2.2.5). La litología de esta unidad indica un cambio en el ambiente de depositación, comprende desde un ambiente litoral evidenciado por restos de vegetación como helechos y Bennetitales (Volkheimer 1978) hasta un ambiente marino somero y oxigenado, con una conexión semipermanente con el fondo marino. Los restos fósiles encontrados en dicha unidad permitieron asignarle una edad Sinemuriano-Toarciario a la Formación Puesto Araya.



Fig. 2.2.5: Formación Puesto Araya y Formación El Freno formando una gran estructura en la zona norte del río Atuel.

Formación Tres Esquinas

Esta formación es equivalente al Cuyano superior de Groeber (1947) y fue definida como Formación El Codo por Volkheimer (1970) en el codo del arroyo Blanco. Más tarde, Yrigoyen (1979) le da el nombre formacional Tres Esquinas. De la misma forma que el resto del Grupo Cuyo, en la zona de estudio dicha unidad aflora principalmente al norte del río Atuel, sobre el codo del arroyo Blanco (Fig. 2.2.6) y en pequeños asomos al sur de la zona de estudio, en el arroyo La Vaina, cercanos a la junta con el río Poti Malal (Fig. 2.2.7).



Fig. 2.2.6: Fotografía panorámica noroeste-sudeste donde se observan las distintas unidades del Grupo Cuyo, en la zona del codo del arroyo Blanco.



Fig. 2.2.7: Formación Tres Esquinas intruída por un filón capa de edad terciaria en el arroyo La Vaina, en cercanías a Bardas Blancas

La Formación Tres Esquinas esta constituida por lutitas oscuras con intercalaciones de calizas gris-azuladas, portadoras de amonites. En el sector del codo del arroyo Blanco los espesores medidos alcanzan los 200-300 metros, Volkheimer (1978) recalca una disminución en el espesor de esta unidad de sur a norte, pasando de 600 metros al sur del río Atuel a 140 metros en el arroyo Tordillo. El ambiente de depositación es marino profundo (*off-shore* Gulisano y Gutiérrez Pleiming 1994) y representa la cúspide de la transgresión durante el Jurásico inferior a medio para estas latitudes. La edad de estas rocas está dada en Sinemuriano a Bajociano, Stipanovic (1969) le asignó una edad Bajociano medio a superior por el contenido en amonites.

Formación Tábanos

Esta unidad fue definida por Stipanovic (1965), anteriormente se conocía como Yeso inferior (Yrigoyen y Martínez Cal 1953). En la zona de estudio se encuentran afloramientos que no superan los 30 metros de espesor (Volkheimer 1978) en el codo del arroyo Blanco, en el cerro Chivato y hacia el sur, en el arroyo La Vaina. La unidad está compuesta mayormente por bancos de yeso de color gris-blanquecino con intercalaciones de calizas oscuras que indican una importante caída del nivel medio del mar. En la zona del cerro Chivato se observan pequeñas fallas en el yeso, las cuales causan una intensa fracturación y plegamiento del mismo (Fig. 2.2.8 a y b). Esta unidad se apoya concordantemente sobre la Formación Tres Esquinas y la cubren, en discordancia erosiva, areniscas de la Formación Lotena. Se le asignó una edad Calloviano medio, en base a las relaciones estratigráficas y edades con las unidades infra y suprayacentes, ya que no se encontró contenido fosilífero.

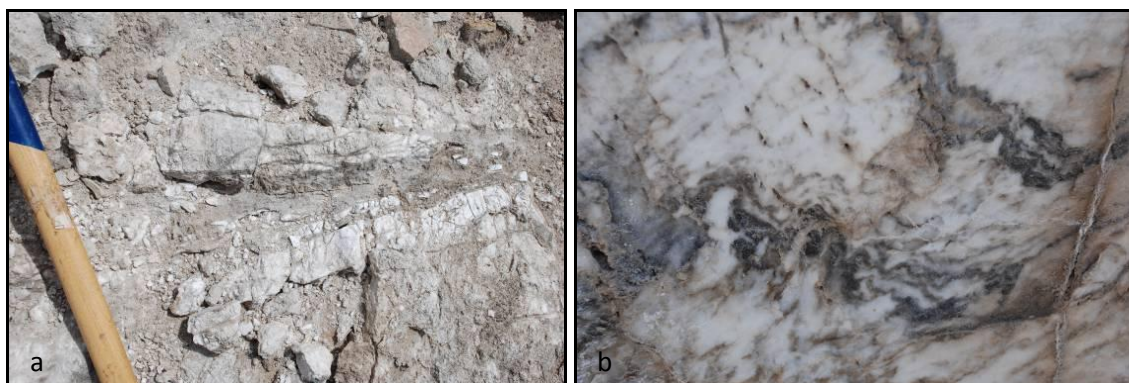


Fig. 2.2.8: Yeso de la Formación Tábanos en la zona del cerro Chivato; a) Intensa fracturación en la zona cercana al contacto con las otras unidades. b) Detalle del plegamiento en el yeso.

Grupo Lotena

Este grupo denominado así por Legarreta y Gulisano (1989) está conformado por tres unidades sedimentarias: Lotena, La Manga y Auquilco. Abarcan desde el Calloviano superior hasta el Oxfordiano.

Formación Lotena y Formación La Manga

Estas unidades se tratan en conjunto ya que Legarreta (1991) considera a la Formación Lotena como la parte basal de la Formación La Manga, además en el campo es muy difícil diferenciarlas. Estas unidades afloran en el sector

septentrional de la zona de estudio, en el codo del arroyo Blanco y se distinguen mejor en el cerro Chivato, donde se pueden reconocer los límites de ambas unidades. En la base se encuentran areniscas de colores amarillentos con estratificación paralela y entrecruzada que indican un ambiente continental (Formación Lotena), la sección superior esta integrada por calcarenitas, lutitas gris oscuras, niveles pequeños de chert y calizas gris azuladas conocidas como “Calizas azules con *Gryphaea*” (Groeber 1929). La Formación La Manga presenta gran cantidad de venillas (Fig. 2.2.9 a) y fósiles marinos como amonites (Fig. 2.2.9 b) que indican un cambio hacia un ambiente netamente marino, de plataforma de aguas poco profundas. Debido al contenido fosilífero y a las relaciones estratigráficas las formaciones Lotena-La Manga son asignadas al Calloviano superior - Oxfordiano.



Fig. 2.2.9: a) Caliza gris azulada de la Formación La Manga con gran cantidad de venillas. b) Detalle del fósil de ambiente marino (amonite) en las rocas calcáreas de la Formación La Manga.

Formación Auquilco

Esta unidad esta muy bien representada en la zona de estudio. Fue denominada como “Yeso Principal” por Schiller (1912) y luego se le asignó el término formacional que esta en uso actualmente: Formación Auquilco (Groeber 1946). Los afloramientos se sitúan en el frente este del cerro Chivato (Fig. 2.2.10) y en el codo del arroyo Blanco (Fig. 2.2.11), hacia el sur se encuentran afloramientos a lo largo del arroyo La Vaina y en la margen izquierda del arroyo Potimalal. Esta unidad presenta un espesor aproximado de 200 metros de yeso casi puro blanquecino-grisáceo, que en algunos sectores se encuentra incrementado por duplicación tectónica. Estos depósitos caracterizan

un ambiente marino poco profundo y restringido que pasa transicionalmente a un ambiente continental. La edad del yeso queda acotada por la relación estratigráfica con la unidad infrayacente Formación La Manga.

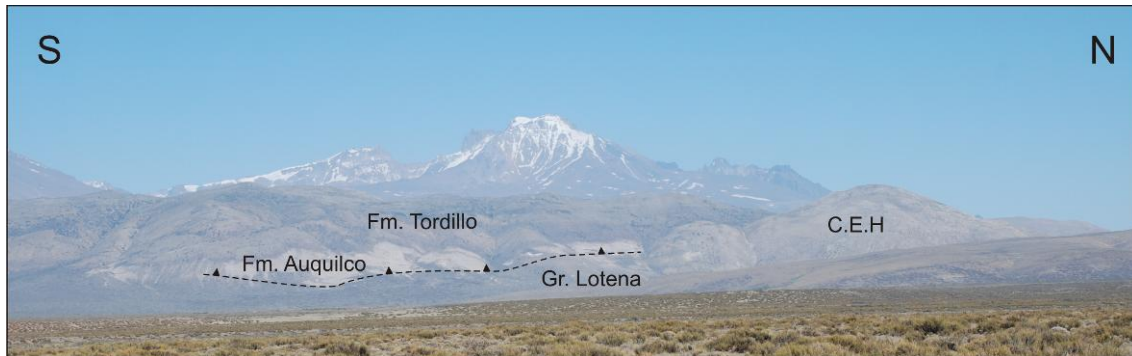


Fig. 2.2.10: Fotografía desde el camino al cerro Chivato hacia el oeste, donde se observa una secuencia estratigráfica del Grupo Lotena, Ciclo eruptivo Huincán (C.E.H) y Formación Tordillo.



Fig. 2.2.11: Fotografía tomada en el codo del arroyo Blanco, vista hacia el norte. Se observa el yeso de la Formación Auquilco apoyado sobre el Grupo Lotena.

Grupo Mendoza

En Neuquén, Weaver (1931) diferenció este conjunto de rocas en cuatro Formaciones: Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio. En Mendoza, se lo denominó como Ciclo Mendociano por Groeber (1947). En la zona de estudio, entre los ríos Diamante y Atuel, este grupo incluye cuatro unidades: Formación Tordillo, Vaca Muerta, Chachao y Agrio (Legarreta *et al.* 1981, Kozlowski y Baldi 1983). Este grupo se encuentra ampliamente distribuido en el área de investigación, y en la presente tesis se optó en discriminar por formaciones, exceptuando algunos lugares donde se los trató en conjunto como grupo, especialmente las Formaciones Chachao y Agrio que fueron mapeadas en

conjunto. Este grupo presenta una edad que incluye desde el Kimmerigiano (Formación Tordillo) hasta el Barremiano (Formación Agrio). Presenta grandes variaciones litológicas, que caracterizan desde un ambiente continental (Formación Tordillo) a marino de aguas calmas, evidenciado por la transgresión marina de la Formación Vaca Muerta, y las rocas calcáreas de las Formaciones Chachao y Agrio. Este grupo a su vez es muy estudiado en superficie como en subsuelo ya que la Formación Vaca Muerta presenta un gran interés por ser generadora de hidrocarburos.

Formación Tordillo

Inicialmente, Gerth (1925) definió a esta unidad como “Areniscas Coloradas y Conglomerados del Malm”, mas tarde Groeber (1946) la llamó “Tordillense”, finalmente Stipanovic (1969) la denomina Formación Tordillo. Esta unidad presenta una amplia distribución areal en fajas alargadas de dirección aproximada norte-sur, como en el sector oriental del arroyo Blanco (Figura 2.2.12) e inmediatamente al oeste del cerro Chivato; también se encuentran afloramientos de dicha unidad en la zona del río Salado (Fig.2.2.13). La Formación Tordillo está formada por alternancia de conglomerados, areniscas de coloración marrón-rojiza, con estratificación planar y entrecruzada y algunos niveles de arcilitas verdosos-amarillentos. El ambiente es netamente continental, con cursos fluviales y abanicos aluviales conectados a depresiones de tipo playa-lake (Legarreta y Gulisano 1989). Estos sedimentos presentan un espesor que varía entre los 500 a 600 metros, cubren discordantemente al yeso de la Formación Auquilco y por encima se encuentran los depósitos marinos de la Formación Vaca Muerta. Esta unidad se acuña hacia el este e incrementa su espesor hacia el oeste (Chile), donde se interdigita lateralmente con rocas de origen volcánico como coladas y brechas de composiciones básicas a intermedias, correspondientes a la Formación Río Damas (Davidson 1988). La edad asignada a la Formación Tordillo por correlación estratigráfica es Kimmeridgiano.

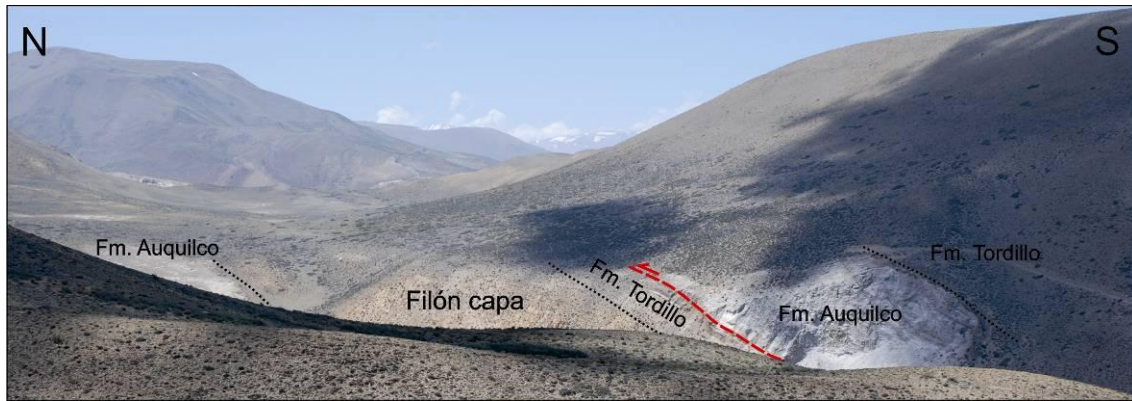


Fig. 2.2.12: Fotografía panorámica del sector oriental del arroyo Blanco. Obsérvese en rojo la falla que duplica la secuencia sedimentaria. Posiblemente el filón capa cenozoico aprovechó el plano de falla para su emplazamiento.

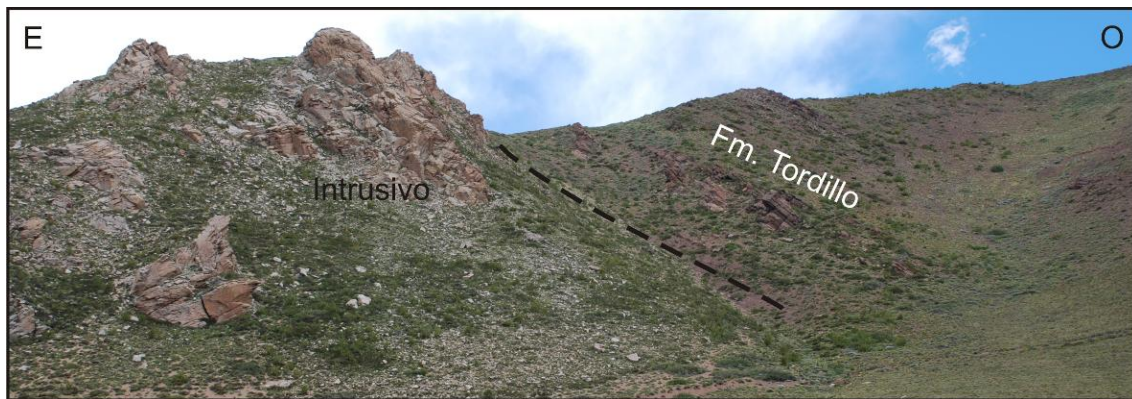


Fig. 2.2.13: Afloramiento de la Formación Tordillo en la zona del río Salado, contacto occidental del cuerpo lacolítico El Morro.

Formación Vaca Muerta

Esta unidad fue definida por Weaver (1931), representa a un conjunto de estratos pelíticos y calizas de colores oscuros portadores de una rica fauna de amonites, de amplia distribución areal y junto con las otras formaciones que conforman el Grupo Mendoza generan grandes estructuras sinclinales y anticlinales (Figura 2.2.14). Los principales afloramientos en la zona de investigación se centran de norte a sur: en una faja de orientación norte-sur al norte del río Atuel, entre el arroyo Blanco y el arroyo La Manga; al sur del arroyo Paulino, sector oeste del cerro Chivato, a lo largo del río Salado y sobre la Cuesta del Chihuido. Está conformada por lutitas gris-azuladas a negras y calizas micríticas que contiene una gran variedad de fósiles marinos como los amonites. El estudio detallado de estos fósiles ha sido de mucha utilidad para determinar la edad de dicha formación como Titoniana-Berriasiana

(Volkheimer 1978). El ambiente de depositación varía desde uno fluvial, que se encuentra al este con facies proximales a un ambiente marino con variaciones periódicas en la profundidad (Legarreta *et al.* 1993) que se encuentra al oeste.

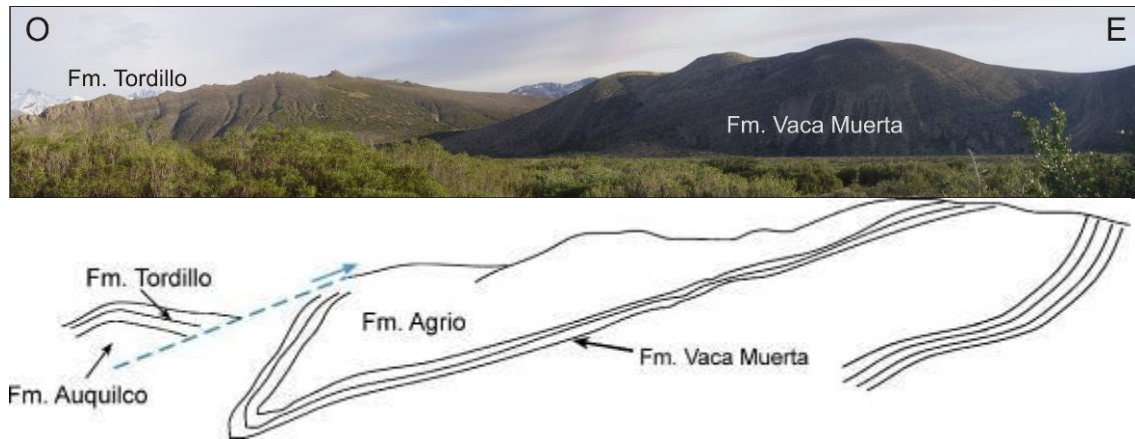


Figura 2.2.14: Foto panorámica y esquema de la zona del río Salado donde se observa un gran anticlinal volcado del Grupo Mendoza. En el núcleo afloran los estratos más antiguos (Fm. Vaca Muerta) mientras que en los flancos se encuentran los estratos más jóvenes (Fm. Agrio).

2.2.2.3. Cretácico

Formación Chachao y Formación Agrio

Boehm (1938) denomina "*calizas con Exogyra*" a los bancos calcáreos con abundantes coquinas y pelecípodos. La Formación Chachao (Legarreta *et al.* 1981) aflora en la cuesta del Chihuido y en cercanías al río Atuel, al oeste del cerro Chivato. En esta última zona las Formaciones Chachao y Agrio son difíciles de distinguir por lo cual han sido mapeadas en forma conjunta. En la cuesta del Chihuido se reconocen grandes afloramientos de espesores que superan los 50 metros (Fig. 2.2.15), sin embargo estos valores podrían relacionarse a la presencia de corrimientos que duplican dicha unidad en este sector. El espesor general de los niveles carbonáticos es de 20 a 30 metros. Está conformada por calizas y coquinas de colores castaño amarillento portadoras de una amplia fauna de bivalvos (Fig. 2.2.16) y amonites que adjudican a la unidad edad Valanginiano y denotan un ambiente marino poco profundo, de baja energía relativa. La Formación Chachao apoya en concordancia a la Formación Vaca Muerta y es cubierta por la Formación Agrio.



Fig. 2.2.15: Formación Chachao con espesores mayores a 50 metros por repetición tectónica en la cuesta del Chihuido.



Fig. 2.2.16: Detalle del contenido faunístico de la Formación Chachao.

La Formación Agrío fue definida por Weaver (1931) y representa la culminación de la sedimentación marina del Grupo Mendoza. En la zona de estudio como se explicó anteriormente fue tratada en conjunto con la Formación Chachao. Los afloramientos presentan una distribución similar a los de la Formación Vaca Muerta, afloran en cercanías al río Atuel, al oeste del cerro Chivato y a lo largo del río Salado, donde fue relevada en conjunto (Grupo Mendoza). Está constituida por facies proximales y distales, son principalmente limolitas, pelitas calcáreas y calizas que corresponden a un ambiente marino somero, de aguas agitadas para las facies proximales y un medio de aguas calmas con ocasionales variaciones en la profundidad para las distales

(Legarreta *et al.* 1981). Es cubierta mediante discordancia por la Formación Huitrín y la edad asignada es Hauteriviano-Barremiano.

Grupo Rayoso

Estas rocas fueron denominadas como Grupo Rayoso por Legarreta y Gulisano (1989) y han sido divididas en dos unidades, Formación Huitrín y Formación Rayoso. Este Grupo aflora en la zona del río Atuel, entre los arroyos Blanco y La Manga, al oeste del cerro Chivato y en pequeños asomos a lo largo del río Salado. La Formación Huitrín anteriormente se conocía como Huitriniano, "Yeso de Transición" (Groeber 1946, 1947), más tarde fue reemplazado por Formación Huitrín compuesta por tres miembros: Chorreado, Troncoso y La Tosca. Esta unidad está integrada por depósitos de yeso y delgados bancos de calizas y areniscas calcáreas que denotan un medio marino somero, de salinidad anormal que cambia a un ambiente hipersalino a continental (Fig. 2.2.17) de edad barremiano- aptiana. Por su parte la Formación Rayoso está compuesta por limolitas y areniscas rojizas, la cual representa la regresión de los mares mesozoicos. Volkheimer (1978) optó por conservar la denominación Formación Salas y le asigna un espesor de 500 metros en el arroyo Paulino al oeste del cerro Chivato. Las capas de la Formación Rayoso registran una marcada expansión de la cuenca hacia el antepaís y tienen una edad albiana. Todo el Grupo se encuentra discordante sobre sedimentitas del Grupo Mendoza y es cubierto por las capas rojas de la Formación Diamante.



Fig. 2.2.17: Grupo Rayoso (coloración blanquecino) y Formación Diamante (rojizo) en la margen sur del río Salado.

Fm. Diamante

Un conjunto de sedimentos continentales dispuestos en discordancia angular sobre la Formación Huitrín fue denominado "Diamantino" por Groeber (1947), Formación Salas por Volkheimer (1978) mientras Legarreta y Gulisano (1989) lo atribuyen al Grupo Neuquén. El nombre formacional fue asignado por Dessanti (1973) en la hoja geológica de Bardas Blancas. Estas rocas, en la zona de estudio, afloran al sur del intrusivo de laguna Amarga, entre los arroyos La Manga y Blanco y en la margen sur del río Salado, cerca de Los Molles (Fig. 2.2.17). Se trata de areniscas y conglomerados de coloración rojiza con gran variedad de estructuras que denotan un ambiente aluvial. La edad de esta unidad, establecida en base a las edades determinadas para las unidades infra y suprayacentes, se ubica entre el Cenomaniano y el Campaniano (Volkheimer 1978).

Grupo Malargüe

Gerth (1931) denomina como Formación Malargüe a un conjunto de calizas y margas fosilíferas ampliamente distribuidos en el surmendocino. Volkheimer (1978) conserva dicho término mientras que Legarreta y Gulisano

(1989) agrupan en su megasecuencia o Grupo Malargüe a cuatro unidades formacionales: Loncoche, Roca, Pircala y Coihueco. Este grupo se encuentra bien expuesto en la zona de laguna Amarga (Fig. 2.2.18), en el cerro Alquitrán donde presenta espesores de 280 m y en el río Salado (Los Molles). Los perfiles más completos se encuentran en la zona de laguna Amarga y a lo largo del arroyo Las Aucas (al norte del área de estudio). La edad del Grupo Malargüe va desde el Maastrichtiano al Paleoceno.



Fig. 2.2.18: Afloramiento del Grupo Malargüe al sur del cuerpo subvolcánico de laguna Amarga.

Formación Loncoche

La Formación Loncoche está integrada por una secuencia grano decreciente de areniscas conglomerádicas, areniscas verdosas y limoarcilitas amarillentas y rojizas. El espesor de esta unidad medido al sur de la Cuchilla de La Tristeza es de 150 metros (Kozlowski y Baldi 1983). Se trata de un ambiente alternante entre sistemas fluviales y lacustres de aguas salobres.

Formación Roca

La Formación Roca, descrita originalmente por Weaver (1931) compuesta por calizas esqueléticas y limolitas calcáreas, posee un abundante contenido fosilífero rico en bivalvos, corales, foraminíferos, etc. El espesor de esta unidad en la zona del arroyo de Las Aucas es de 30 metros y corresponde a una plataforma carbonática externa desarrollada en un margen pasivo (Legarreta *et al.* 1993). En base a la fauna marina y a la datación del material volcánico presente en la parte superior de la Formación Roca (63 a 58 Ma) se le asignó una edad Maastrichtiano superior- Daniano (Parras *et al.* 1998).

2.2.3. Cenozoico

2.2.3 a: Secuencias sedimentarias

2.2.3.1. *Paleógeno*

Formación Pircala y la Formación Coihueco

Boehm (1934, 1935) utilizó el término "Estratos de Malargue" para designar a las capas cenozoicas por arriba de la Formación Malargue. En general, ambas unidades se tratan en conjunto ya que es difícil reconocer en el campo un límite neto entre las mismas. Criado Roque (1950) y más tarde Volkheimer (1978) consideraron a dichos estratos como una sola unidad y resaltaron que se depositó durante una etapa de inactividad tectónica. Sin embargo, Combina (1996) y Combina *et al.* (1997) establecieron que existe una pseudoconcordancia entre ambas unidades, por lo cual las separaron. La formación Pircala está constituida por limolitas y areniscas finas con gran contenido piroclástico y la Formación Coihueco está integrada por margas y limoarcilitas de color verdosas. Ambas unidades, en conjunto, tienen espesores de aproximadamente 340 metros en el arroyo de Las Aucas (Volkheimer 1978) y solo 50 metros en Tres Esquinas (Yrigoyen 1953). El ambiente de depositación está dominado por planicies aluviales, llanuras de inundación y sistemas fluviales de baja a moderada sinuosidad que pasan a un régimen de mayor energía como consecuencia del ascenso de las cuencas que alimentaban dicho sistema (Combina y Nullo 2002). Las Formaciones Pircala y Coihueco tienen una edad

Paleocena, debido a que se disponen por encima de la Formación Roca y debajo del prisma sinorogénico, el cual se generó en el Eoceno debido al inicio del levantamiento de este sector cordillerano (Manceda y Figueroa 1995).

2.2.3.2. Neógeno

Formación Agua de la Piedra

A los depósitos sedimentarios rojizos que se encuentran por encima del Grupo Malargüe (Fig. 2.2.19 a) y por debajo de la Formación Loma Fiera, Criado Roque (1950) los denominó "Estratos de Agua de la Piedra", mientras Volkheimer (1978) le asignó su nombre formacional. Buenas exposiciones de la Formación Agua de la Piedra se encuentran en las zonas de laguna Amarga (Fig. 2.2.19 b), cerro Alquitrán y Los Buitres.

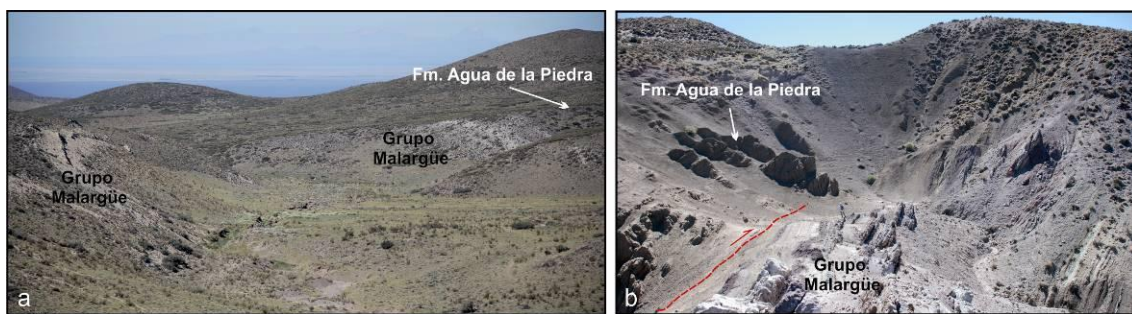


Fig. 2.2.19: a) Areniscas rojizas de la Formación Agua de la Piedra sobre limolitas y areniscas verdes del Grupo Malargüe. b) Areniscas tobáceas que intercalan con facies conglomerádicas de coloración rojizo-amarillento de la Formación Agua de la Piedra por encima de las Grupo Malargüe en la zona de laguna Amarga.

La unidad comienza en su base con conglomerados de aspecto lustroso, los cuales engloban clastos pulidos y facetados de tamaños variable, conocidos como "Rodados Lustrosos" de Groeber (1946). Continúa con una secuencia granocreciente de areniscas finas rojizas que hacia arriba pasan a conglomerados amarillentos matriz sostén con clastos subangulosos a redondeados andesíticos y de rocas sedimentarias. Esta variación en el tamaño de grano se observa bien en la zona de laguna Amarga (Fig. 2.2.20).

Los espesores de la Formación Agua de la Piedra son muy variables probablemente debido a la erosión. Combina *et al.* (1994) proponen un paleoambiente de abanicos aluviales desarrollados bajo clima semiárido

asociado al ascenso de la Cordillera de los Andes contemporáneo al Ciclo Eruptivo Huincán (Combina *et al.* 1997). Habitualmente los depósitos sinorogénicos de la Formación Agua de la Piedra se consideraban oligocenos asociados a la actividad de la fase Incaica. Baldauf *et al.* (1992) realizan dataciones Ar/Ar y señalan que el principal pulso de levantamiento tiene lugar en el Mioceno Medio (14.2–12.2 Ma), mientras que Nullo *et al.* (1996) dataron los conglomerados de andesitas basales (“Rodados Lustrosos”) de la Formación Agua de la Piedra y establecieron que se depositaron con posteridad al lapso de tiempo anteriormente mencionado. Los depósitos de dicha unidad son reasignados por Combina *et al.* (1997) al Mioceno medio.



Fig. 2.2.20: Conglomerado de la Formación Agua de la Piedra en la zona de laguna Amarga.

Formación Loma Fiera

Esta unidad fue denominada como Santamariense por Groeber (1947), descrita por Dessanti (1959) en cercanías al cerro Alquitrán y por Volkheimer (1978) que extiende la distribución de la misma a la zona cordillerana. Son depósitos principalmente piroclásticos que se apoyan en discordancia angular sobre la Formación Agua de la Piedra. Se distribuyen en ambos faldeos de la Cuchilla de la Tristeza y en los cerros Los Buitres y Alquitrán. Yrigoyen (1993) describe a la Formación Agua de la Piedra como un conjunto de tobas de lapilli, aglomerados, areniscas tobáceas y brechas de color gris claro, con espesores variables. Yrigoyen (1993) afirmó que al oeste del cerro laguna Amarga alcanzan los 600 metros, mientras Combina y Nullo (2000) midieron espesores

de 30 metros en el cerro Alquitrán e interpretaron a la unidad como un conjunto de oleadas piroclásticas, lahares con niveles de carbonatos hidrotermales.

La Formación Loma Fiera es sincrónica al vulcanismo del Ciclo Eruptivo Huincán (Andesita La Brea) que corresponde a los 10 a 5 Ma de acuerdo a las dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizadas por Baldauf *et al.* (1992) y Nullo *et al.* (2002). Por lo cual a esta unidad se la asigna al Mioceno superior.

Formación Río Diamante

Los depósitos de areniscas, limolitas y conglomerados que yacen en discordancia angular sobre la Formación Agua de la Piedra (Fig. 2.2.21) han sido denominados "Estratos del Diamante" por Dessanti (1956). Está caracterizada por una sucesión de areniscas, conglomerados con intercalaciones de niveles volcanoclásticos y piroclásticos de coloración gris claro a rosado que corresponden a un ambiente de ríos entrelazados ubicados en la porción distal de abanicos aluviales (Combina *et al.* 1993). Por sus relaciones estratigráficas con las unidades subyacentes se la ubica en el Plioceno (Dessanti 1956), la cual ha sido sustentada en estudios posteriores (Combina y Nullo 1997).



Fig. 2.2.20: a) Foto panorámica de orientación E-O donde se observan los estratos de la Formación Río Diamante al norte del cuerpo intrusivo de laguna Amarga. b) Detalle de los depósitos de la Formación Río Diamante.

2.2.3 b: Secuencias volcánicas

La evolución del arco volcánico durante el Neógeno en el sur mendocino está caracterizado por una intensa actividad magmática cuyos productos

corresponden principalmente a lacolitos, diques, filones capas y efusiones basálticas de edades y composiciones variables. De acuerdo a las edades radiométricas, la actividad tuvo sus primeras manifestaciones a los 17 Ma, haciéndose más intensa entre los 14 Ma y los 5 Ma. Las primeras secuencias volcánicas de retroarco son las del Ciclo Eruptivo Molle asignado al Oligoceno a Mioceno Temprano. Más tarde, durante el Mioceno Temprano al Mioceno Tardío-Plioceno (Nullo *et al.* 2002), se produjo la actividad de un arco volcánico sobreimpuesto a la estructuración de la faja plegada y corrida que se lo denominó Ciclo Eruptivo Huincán.

Ciclo Eruptivo Molle

Gerth (1931) le asignó el nombre de "porfiritas labradoríferas a una serie de diques y cuerpos intrusivos de edad Oligoceno. Más tarde Groeber (1946) las denominó "Grupo Molle" o "Mollelitense". Las volcanitas del Ciclo Eruptivo Molle (Nullo *et al.* 2002) están constituidas por coladas basálticas mantiformes y en menor medida andesitas y riolitas. Los afloramientos se encuentran al sudoeste de la provincia de Mendoza. Ejemplos de estas coladas basálticas son el Basalto Molle, que son flujos lávicos subhorizontales, con espesores mayores a 100 metros de color negro que afloran en el cajón del Molle, el Basalto Puntilla de Huincán que está constituido por basaltos oscuros con intercalaciones de tobas blancas y el Basalto Palaoco, ubicado en las sierras del mismo nombre, al este del río Grande, el cual presenta una edad radiométrica variable entre $14 \pm 0,7$ y $13 \pm 1,0$ Ma, determinada sobre anfíboles por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Méndez *et al.* 1995, Baldauf 1993). Groeber (1946, 1947) atribuyó la edad Oligocena para las rocas volcánicas del Ciclo Eruptivo Molle, sin embargo dataciones radiométricas disponibles proponen una edad entre los 19 a 13Ma, es decir Mioceno inferior a medio.

Ciclo Eruptivo Huincán

En el área de estudio se reconocen diversos cuerpos subvolcánicos de composición principalmente andesítica a basandesítica, con formas de diques, filones capa y lacolitos que intruyen a la secuencia mesozoica. Anteriormente,

varios de estos cuerpos fueron mapeados como Mollelitense (Groeber 1946, 1947) o Grupo Molle (Yrigoyen 1993) de edad oligocena superior. Posteriormente, dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ arrojaron edades desde 13,94 Ma en el cerro Chivato (Fig. 2.2.21 a), 10,56 Ma en el cerro laguna Amarga (Fig. 2.2.21 b), 10,42 Ma en el cerro Alquitrán (Fig. 2.2.21 c) hasta 5,97 Ma en el cerro la Brea (Baldauf *et al.* 1992, Baldauf 1993, 1997). Baldauf (1997) denominó Huincán I, a la suite más antigua, la que parece haber sido emplazada en las fases finales de la deformación del cinturón plegado y corrido entre 13,88 y 12,47 Ma y Huincán II a los intrusivos más jóvenes (desde 10,56 hasta 5,58 Ma). Nullo *et al.* (2002) proponen que el Ciclo Eruptivo Huincán está constituido por dos pulsos magmáticos denominados Andesita Huincán (comprende desde los 17 Ma a los 10 Ma) y Andesita La Brea (10 a 4,5 Ma) ambas separadas por el ciclo orogénico Quechua. En esta tesis se conserva la nomenclatura del trabajo de Nullo *et al.* (2002).

Andesita Huincán (Yrigoyen 1979, Volkheimer 1978)

Los afloramientos se distribuyen al sur del río Atuel, atravesando el río Salado hasta llegar al río Grande. Uno de los cuerpos pertenecientes a estos afloramientos exhibe una forma subcircular, lacolítica, que se extiende 2 kilómetros de ancho por 4 kilómetros de largo ubicado en el cerro Chivato (Fig. 2.2.21 a). Se trata de una dacita de textura seriada, compuesta por fenocristales de anfíbol, feldespatos y cuarzo. Según Baldauf (1997), la mayoría de las muestras del cuerpo principal fueron inapropiadas para dataciones de Argón debido a la alteración. Sin embargo, un dique que aflora al oeste del cuerpo central, cerca del arroyo Paulino, fue datado $13,94 \pm 0,08$ Ma. Esta edad es considerablemente más moderna que la asignada a este cuerpo intrusivo por Volkheimer (1978), quien la refirió al Oligoceno y las denominó Andesitas Molle.

Otro cuerpo subvolcánico perteneciente a esta unidad es el que aflora en el puesto de Gendarmería de Las Leñas (Fig. 2.2.22 a). Está integrado por rocas de composición andesítica, de color verde oscuro a gris, con gran cantidad de plagioclasa y hornblenda. Este cuerpo fue descrito inicialmente por Llambias

y Palacios (1979) y más tarde fue datado por Baldauf (1993) quien obtuvo un valor de $12,4 \pm 0,7$ Ma. Continuando en la zona del río Salado se hallan cuerpos concordantes y discordantes, que en algunos casos se encuentran plegados (Fig. 2.2.22 b).

La Andesita Huincán se correlaciona temporalmente con los depósitos de la Formación Agua de La Piedra, es decir, Mioceno medio.

Andesita La Brea

Dentro de esta unidad se incluyen los cuerpos subvolcánicos que se encuentran al norte del río Atuel. Los afloramientos más septentrionales del área de estudio son los que se encuentran en la zona de laguna Amarga (Fig. 2.2.21 b). Es un cuerpo de forma lacolítica con varios filones asociados que se encuentran intruyendo al Grupo Malargüe y a la secuencia areniscosa-conglomerádica de la Formación Agua de la Piedra. Se trata de una roca de textura porfírica-glomeroporfírica con gran cantidad de plagioclasa y anfíbol y en menor cantidad biotitas, piroxenos y cuarzo. La textura de la matriz varía de pilotáxica a microgranular. Otras áreas donde aflora la unidad Andesita La Brea es en el puesto Los Buitres y cerro Alquitrán (Fig. 2.2.21 c). Estos cuerpos están compuestos por una asociación volcánica monótona de pórfiros andesíticos, con gran cantidad de plagioclasa y anfíbol. El intrusivo del cerro Alquitrán fue datado por Baldauf (1997) y arrojó una edad de $10,42 \pm 0,005$ Ma.

En la zona de arroyo Blanco se encuentran filones capa plegados conjuntamente con las rocas sedimentarias pertenecientes al Grupo Cuyo a las cuales intruyen y otros cuerpos que se hallan intercalados entre las sedimentitas. Se trata de rocas andesíticas de colores amarillentos a verdosos con gran cantidad de cristales de plagioclasa y anfíbol. No se han realizado aun dataciones radiométricas de este sector. A modo de interpretación se pueden asignar a la "Andesita La Brea".

Los episodios iniciales de la Andesita La Brea se correlacionan temporalmente con depósitos piroclásticos de las Formaciones Pincheiras,

Loma Fiera y Butaló. La actividad de la Andesita La Brea ha sido referida entre $10,7 \pm 0,5$ a $5,8 \pm 0,9$ Ma en base a dataciones radiométricas de Ar^{40}/Ar^{39} realizadas sobre anfíboles (Baldauf 1997, Nullo *et al.* 2002), es decir, que la edad del último pulso del ciclo eruptivo Huincán es Mioceno Tardío (Nullo *et al.* 2002).

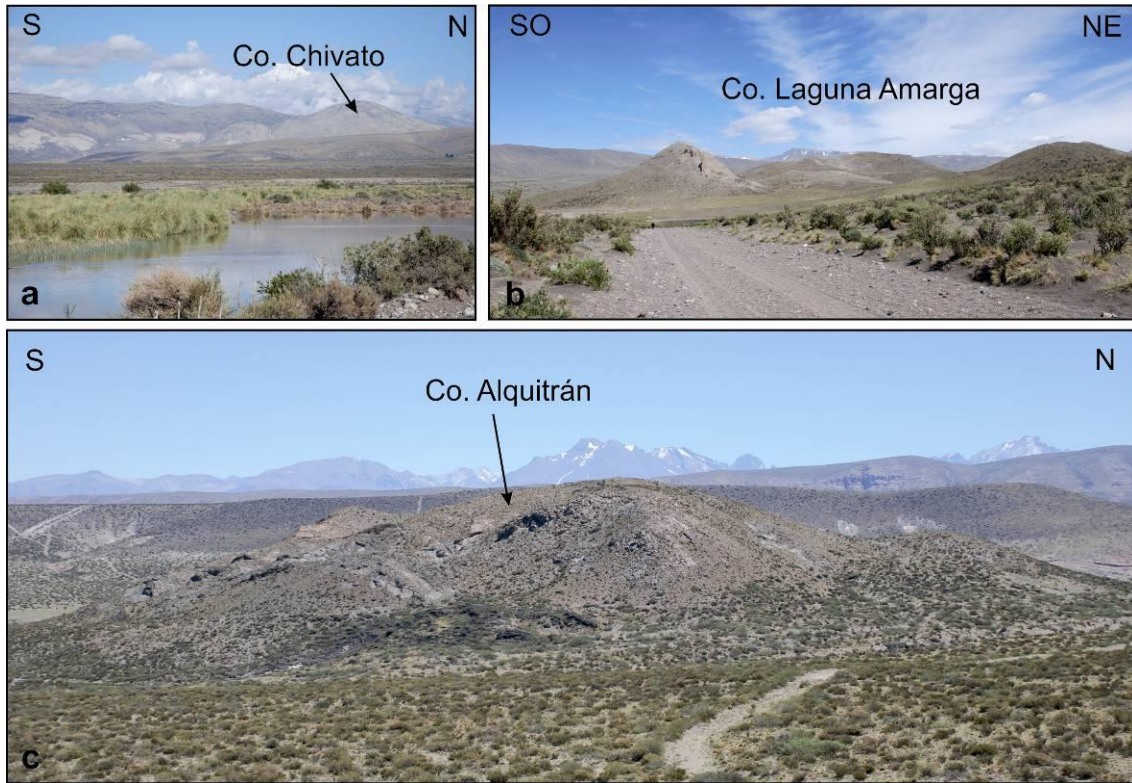


Fig. 2.2.21: Vista panorámica del Ciclo eruptivo Huincán. a) cuerpo subvolcánico del cerro Chivato. b) Lacolito en el cerro laguna Amarga. c) Cerro Alquitrán.



Fig. 2.2.22: a) Vista Panorámica de la Andesita Huincán en el cerro Los Morros. b) Filón capa plegado en el río Salado, perteneciente a la Andesita Huincán.

Formación Coyocho

A las coladas basálticas y efusiones de andesitas y basandesitas emitidos por los cerros Risco Plateado, Sosneado (Fig. 2.2.23), entre otros, Groeber (1947) propone la denominación de Coyocholitense y los asigna al Plioceno superior.

Mientras Volkheimer (1978) los sitúa en el Pleistoceno inferior. Esta unidad, dentro de la zona de estudio, aflora en la parte septentrional de la Cuchilla de la Tristeza y en cercanía a Los Morros (río Salado). Los depósitos volcánicos se apoyan mediante discordancia angular sobre la secuencia mesozoica plegada y sobre la Andesita Huincán y está cubierta por fanglomerados de la Formación Los Mesones.



Fig. 2.2.23: Vista hacia el cerro Sosneado, desde la cima del cerro Chivato.

Formación Los Mesones

Polanski (1963) denominó así a los fanglomerados que afloran en la mayor parte de la superficie de la Cuchilla de la Tristeza y de la Loma del Medio. En la zona de estudio se hallan entre los arroyos La Manga y Blanco y al sur del río Atuel, en cercanías al cerro Chivato. Se trata de fanglomerados mayormente gruesos, con bloques de más de 1 metro, los cuales provienen de la Cordillera Principal y Frontal. Estos sedimentos han sido depositados contemporáneamente con el extenso vulcanismo de la Asociación Volcánica Paleopleistocena.

Asociación Volcánica Paleopleistocena

Esta unidad está integrada por volcanitas de composiciones andesíticas y basálticas de edad Pleistocena las cuales Polanski (1963) denominó Asociación Volcánica Paleopleistocena. Afloran en la base del cerro Sosneado y en el sector occidental del cerro Risco Plateado. Un claro ejemplo de esta unidad son las efusiones del cerro Guanaquero.

2.3. ESTRUCTURA REGIONAL Y TECTÓNICA

El área de estudio se encuentra en la parte sur de la Cordillera Principal, en la Faja plegada y corrida de Malargüe (Kozłowski *et al.* 1993), la cual involucra al basamento en su deformación constituyendo un cinturón orogénico de piel gruesa. Hacia el noroeste esta faja continúa con la faja plegada y corrida de Aconcagua y más al norte con la de La Ramada, mientras que la región noreste corresponde a la provincia morfoestructural Cordillera Frontal, la cual culmina en el valle del río Diamante (Fig. 2.3.1). En esta tesis solo se hará mención a la parte tectónica y estructural de la faja plegada y corrida de Malargüe de la Cordillera Principal, la cual puede ser ampliamente consultada en los trabajos de Ramos (1993) , Ramos *et al.* (1996) y Kozłowski *et al.* (1993).

La evolución tectónica de los Andes mendocinos comprende diversos eventos tectónicos, tanto compresivos como extensionales, responsables de los ciclos de deformación, eventos magmáticos y sedimentarios, que ocurrieron desde el Paleozoico hasta la actualidad (Ramos 1993, 1999).

El ciclo orogénico más antiguo en la región de la Cordillera Principal corresponde al Ciclo Orogénico Gondwánico, el cual está relacionado con el inicio de la subducción de la placa oceánica a lo largo del margen continental durante el Paleozoico tardío, generando una gran acreción sedimentaria y tectónica hacia el oeste de la cuña continental (Ramos 1988). Dicho ciclo geotectónico fue responsable de generar cuencas extensionales o transtensionales en la región intracratónica y de desarrollar cuencas de intraarco hacia el oeste vinculadas a la subsidencia de la carga del arco magmático (Ramos 1999). Una de las principales características de este ciclo es

su intenso magmatismo, el cual está constituido por asociaciones plutónico-volcánicas las que se desarrollaron en dos pulsos magmáticos (Llambías *et al.* 1993, Llambías 1999). El evento más antiguo ocurrió durante el Carbónico y está representado por plutones aislados de composiciones intermedias, tales como tonalitas y granodioritas, con tendencia calcoalcalina y una afinidad de arco magmático. Posteriormente al emplazamiento de estos plutones, durante el Pérmico inferior temprano, tuvo lugar una importante fase orogénica conocida como San Rafaélica (Ramos 1988), la cual produjo un significativo acortamiento horizontal y engrosamiento cortical (Llambías y Sato 1995) producto de la cual se depositaron en discordancia las secuencias vulcano-sedimentarias suprayacentes durante el Pérmico inferior- Triásico inferior. El segundo pulso magmático fue denominado como Choyoylitense por Groeber (1946) y más tarde conocido como ciclo Choyoi (Llambías *et al.* 1993), es de carácter post-orogénico y de mayor intensidad que el primero. El mismo está compuesto por rocas intermedias a ácidas, con una importante participación de estas últimas, y un desarrollo de ambas composiciones en rocas de origen plutónico y volcánico. Los afloramientos más importantes de rocas gondwánicas en la Cordillera Principal (dentro de la provincia de Mendoza) se encuentran en bloques aislados, los de mayor importancia son: Valle Hermoso-Las Leñas, constituido principalmente por lavas, ignimbritas, brechas y cuerpos subvolcánicos de composición riolítica (Gerth 1931) y el de Bardas Blancas, en el cual Dessanti (1973) describió afloramientos de composiciones intermedias de gran espesor.

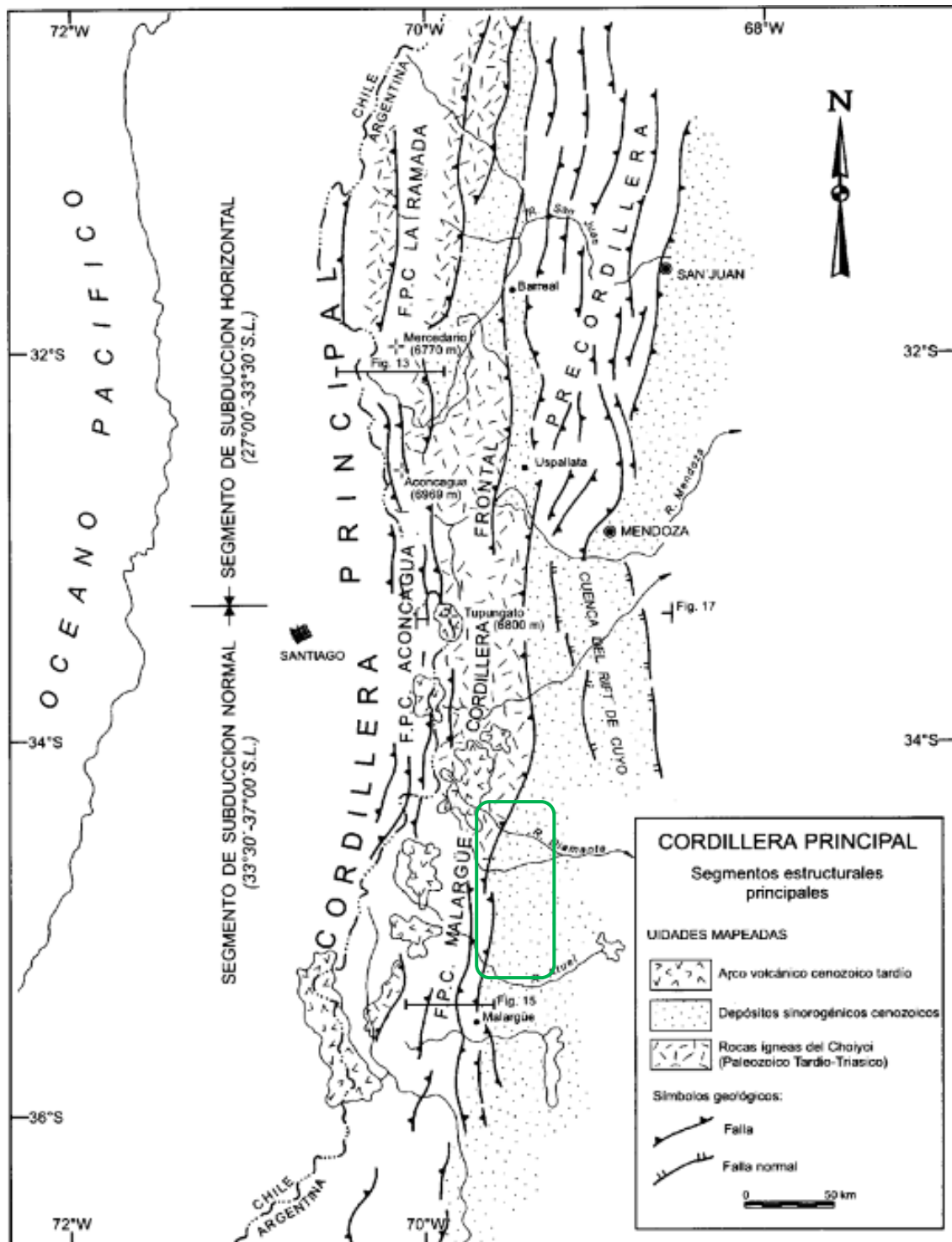


Fig. 2.3.1: La Cordillera Principal y las fajas plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe (Ramos *et al.*, 1996).

El magmatismo comenzó a disminuir paulatinamente su intensidad hacia el Triásico medio, período durante el cual inician su desarrollo las cuencas triásicas, las que fueron rellenas por depósitos escasos de rocas piroclásticas y coladas basálticas coincidentes con las últimas y esporádicas manifestaciones de

vulcanismo, interdigitados con los sedimentos clásticos de las mencionadas cuencas. Desde el punto de vista genético, Charrier (1979) y Uliana y Biddle (1988) sostienen que a posteriori de un régimen compresional del Paleozoico tardío (Carbonífero - Pérmico temprano), se implantó en la región oeste de Gondwana un intenso proceso extensional con reactivación de fallas paleozoicas, que llevó a la formación de las cuencas sedimentarias triásicas, las que son consideradas por diversos autores depresiones de tipo rift (Legarreta y Gulisano 1989, Uliana *et al.* 1989, Ramos y Kay 1991, Ramos 1992, Kokogíán *et al.* 1993, Milana y Alcober 1994, López Gamundi 1994). Según Mpodozis y Kay (1990) la extensión por la que se produjeron estas cubetas está relacionada con procesos de adelgazamiento cortical y distensión posterior al fenómeno de colisión del Paleozoico tardío. Por otra parte, la posibilidad de formación de cuencas triásicas por transcurrencia ha sido considerada por Uliana *et al.* (1989), Rapela *et al.* (1992) y Tankard *et al.* (1995). Según Llambías (1999) ninguna de las rocas basálticas poseen características geológicas correspondientes a un arco magmático, mientras que Ramos (1993) propone que el origen de los basaltos están relacionados con cuencas extensionales de intraplaca.

Dentro de esas cuencas triásicas desarrolladas sobre el basamento volcanoclástico pérmico-triásico, tuvo lugar la Cuenca Neuquina, la cual se formó a partir de la evolución y unión de varios depocentros asimétricos aislados, limitados por fallas de dirección general noroeste (Mombrú y Uliana 1978, Gulisano *et al.* 1984, Vergani *et al.* 1995, Franzese y Spalletti 2001, Cristallini *et al.* 2006, 2008) que se desarrollaron durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior. A partir del Jurásico Inferior, luego de la etapa de rifting, comienza a desarrollarse un margen tipo andino hacia el borde occidental de Gondwana (Dalziel *et al.* 1987, Kay *et al.* 1989), como consecuencia del inicio de la subducción de la placa Nazca por debajo de la Sudamérica, y la cuenca Neuquina evoluciona como una cuenca de retroarco hasta el Cretácico inferior y la extensión deja de estar controlada por el fallamiento y se encuentra en relación a la subsidencia generalizada controlada por el propio peso de la pila sedimentaria (Ramos 1993). Dentro de esa pila sedimentaria se encuentran los

depósitos de los Grupos Cuyo, Lotena, Mendoza y Rayoso de extensión regional.

La cuenca Neuquina habría sufrido varios eventos compresivos provenientes del oeste a partir del Cretácico superior según algunos autores, y hace 55 Ma según otros (Manceda y Figueroa 1993, 1995), los cuales se encuentran vinculados a cambios en la velocidad de las placas, como también a sucesivas variaciones en el ángulo de subducción, causando cambios en la posición de arco, como así también el cierre de la cuenca (Folguera *et al.* 2002, Ramos y Folguera 2005). Como consecuencia de los movimientos ándicos el relleno de los depocentros habría sido deformado dando lugar a las fajas corridas y plegadas, entre ellas la de Malargüe, cuya estructuración habría tenido lugar a partir del Mioceno medio (Ramos 1993, Combina *et al.* 1997, Giambiagi *et al.* 2005). En el sector estudiado, según Combina y Nullo (2011), se reconocen diferentes eventos tectónicos coincidentes con los ciclos diastróficos o Fases Incaica (65 a 56 Ma), Pehuenche (28-12 Ma), Quechua (11-7 Ma) y Diaguita (3-2,5 Ma). Durante el paleógeno el arco andino se hallaba fuera del área de estudio y sus productos magmáticos no quedaron registrados (Combina y Nullo 2011). En el Neógeno los procesos tectónicos son variados y el desarrollo de los mismos son netamente diferentes al norte y sur de los aproximadamente 33° 30' de latitud sur. El sector norte está caracterizado por una subducción subhorizontal a partir del Mioceno superior (Fig. 2.3.2) aquí el arco magmático se encuentra en territorio chileno y como consecuencia de la horizontalización se produce ausencia de volcanismo en el arco y migración del magmatismo y la deformación hacia el antepais a partir de los 15 Ma (Kay *et al.* 1987, 1988, Ramos *et al.* 1991). En el sector sur (área aquí estudiada) la geometría de la zona de Wadati-Benioff presenta un ángulo de inclinación cercano a 30° (Ramos y Nullo 1993) con volcanismo en el arco y menor desarrollo orogénico (Fig. 2.3.2). El volcanismo se halla representando durante el Neógeno por los Ciclos Eruptivos Molle y Huincán. El primero, del Oligoceno Tardío, es característico de un importante volcanismo de retroarco (Bermúdez *et al.* 1993, Baldauf 1993, Nullo *et al.* 2002, 2006, Combina y Nullo 2011), mientras que el

segundo, del Mioceno Inferior a Medio, es característico de volcanismo de arco (Baldauf 1993, Nullo *et al.* 2002, Combina y Nullo 2011), habiéndose desarrollado por una somerización del ángulo de subducción de la placa oceánica con la migración del arco y de la deformación hacia el este (Kay 2002, 2006, Ramos y Folguera 2005). Los mantos lávicos del Complejo Eruptivo Molle cubren los depósitos continentales de las cuencas intermontanas australes, donde se depositó durante el Oligoceno la Formación Agua de la Piedra. En la Cuchilla de la Tristeza, la actividad volcánica de la Andesita Huincán es pre y sin-sedimentaria a los depósitos de la Formación Agua de la Piedra. La actividad de la Andesita La Brea es pre y pos-tectónica respecto de la actividad del Corrimiento Sosneado. Sus productos volcanoclásticos (con o sin retrabajo posterior) son reconocidos como formadores de la Formación Río Diamante, del Mioceno Tardío a Plioceno Medio (Combina y Nullo 2011).

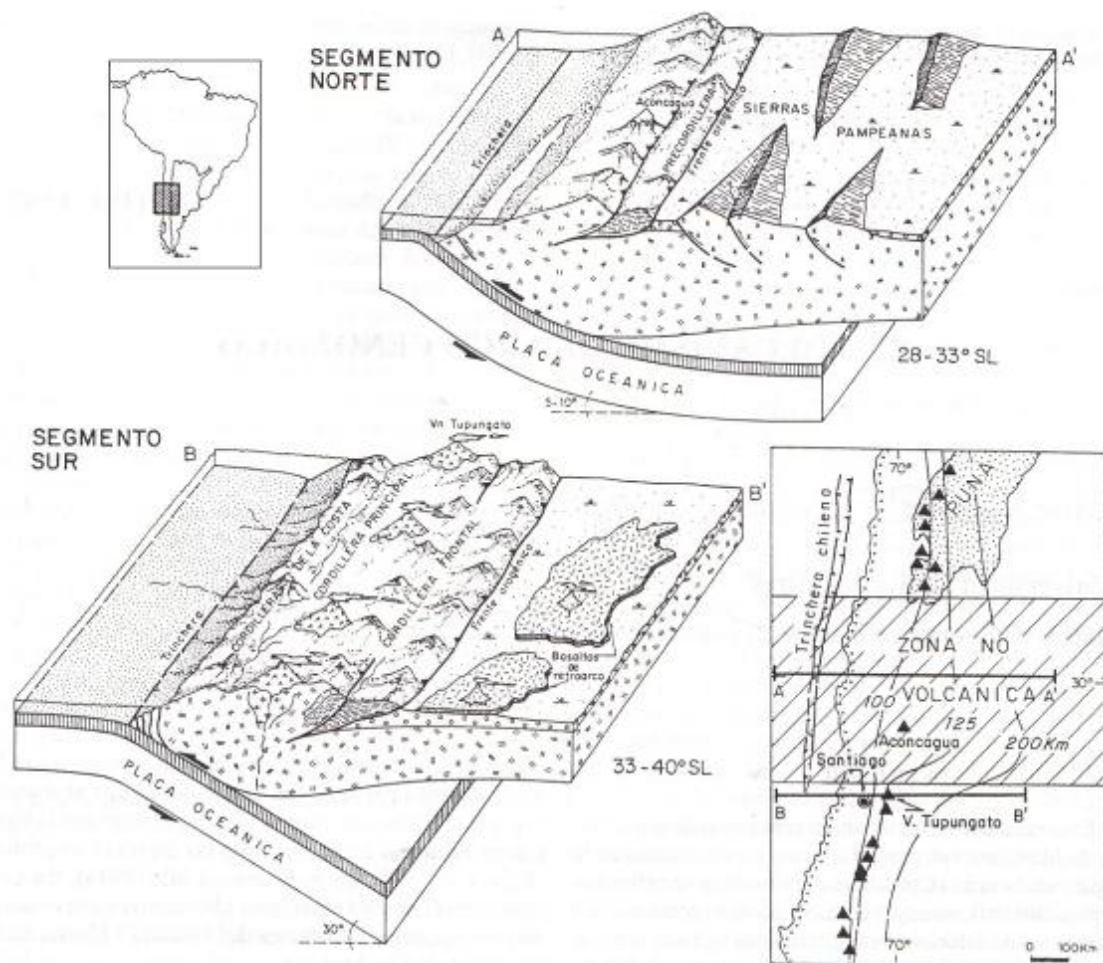


Fig. 2.3.2: Esquema tectónico del segmento norte sin volcanismo y el segmento sur con volcanismo de arco y retroarco cuaternarios (modificado de Jordan *et al.* 1983)

Durante el Cuaternario se desarrollaron extensos campos volcánicos en la región de la Payunia que se relacionaron con la apertura o reactivación de fracturas oblicuas y transversales al frente serrano (Cortés *et al.* 1999). Kozlowski (1984) presenta como evidencias de actividad tectónica cuaternaria asociada a la estructura de la Cuchilla de la Tristeza (estructura corrida en su flanco oriental durante el Terciario por las fallas del Mesón y El Sosneado) el truncamiento de basaltos cuaternarios por la falla del Mesón al suroeste del arroyo de las Aucas y el origen tectónico de la depresión donde se encuentra la laguna Blanca, en el extremo sur de la estructura. Asimismo, los depósitos de la Formación Los Mesones que coronan la Cuchilla de la Tristeza (Volkheimer 1978) se hallan más de 800 metros por encima de los que se encuentran en el sector pedemontano adyacente, lo cual podría estar indicando reactivaciones cuaternarias de los corrimientos del frente montañoso. Al sur de los 33° el frente de la Cordillera Frontal y Principal ha sido reactivado en distintos segmentos durante el Pleistoceno, deformando depósitos aluviales y produciendo el ascenso y rotación de pedimentos rocosos. En el sector extracordillerano, la tectónica holocena activó corrimientos ciegos o emergentes y pliegues asociados a las cerrilladas pedemontanas y reactivó el borde oriental del bloque de San Rafael.

Capítulo III: GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio de esta tesis abarca partes de las hojas geológicas: Hoja 27b Cerro Sosneado (Volkheimer, 1978), Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo (Sruoga *et al.* 2000) y la Hoja Geológica 3569-III Malargüe (Nullo *et al.* 2005) de la provincia geológica Cordillera Principal representada por la faja corrida y plegada de Malargüe (Kozlowski *et al.* 1993). La zona fue dividida en varios sectores donde afloran, de norte a sur, diferentes cuerpos subvolcánicos de edad cenozoica (Fig. 3):

Zona I: Cerro Laguna Amarga

Zona II: Cerro Los Buitres-Cerro Alquitrán

Zona III: Arroyo Blanco

Zona IV: Cerro Chivato

Zona V: Río Salado

Zona VI: Otras zonas

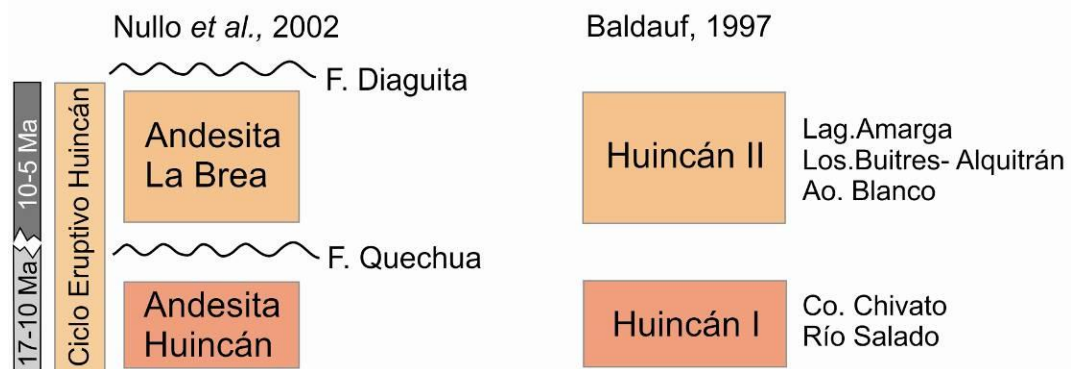


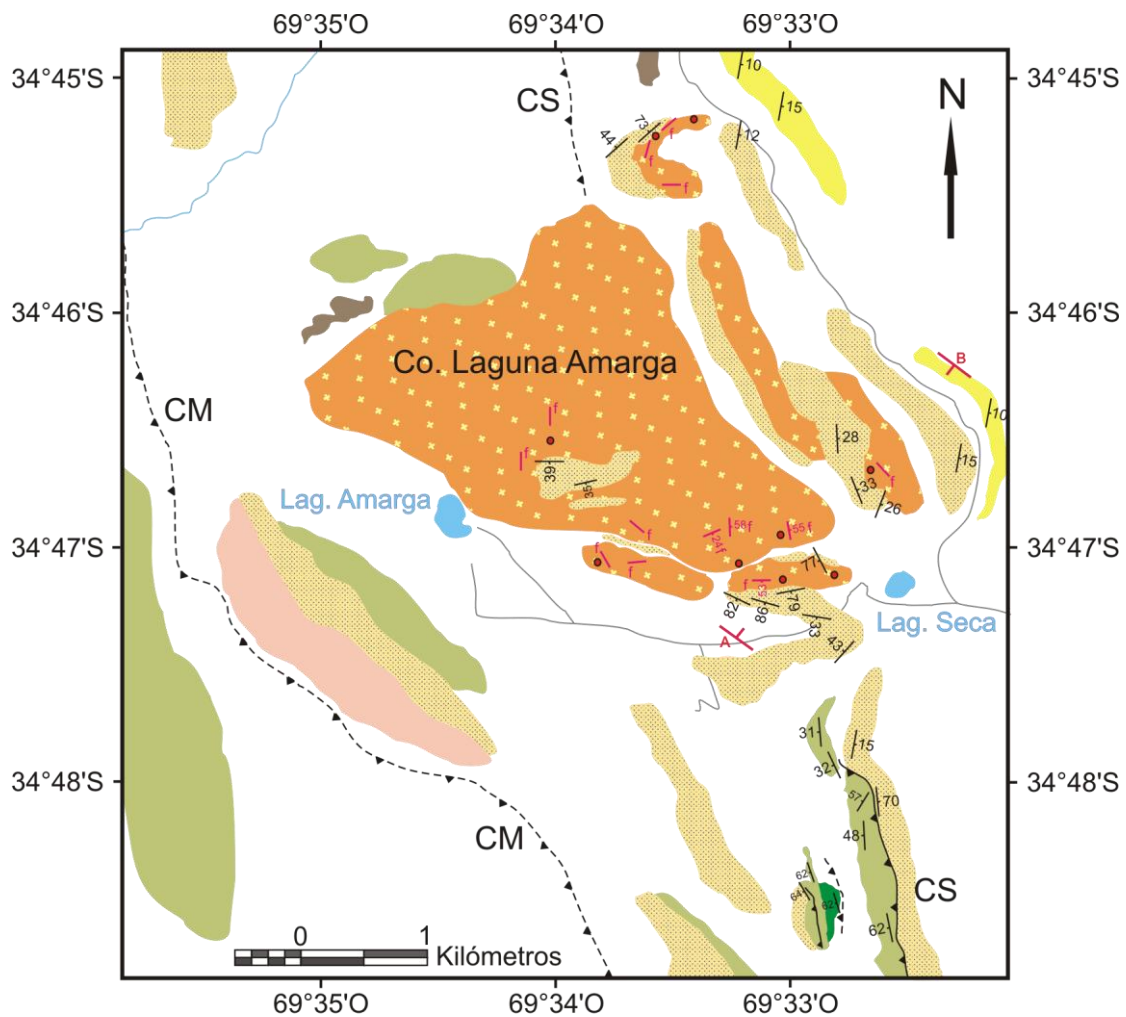
Fig. 3: Ubicación de los cuerpos intrusivos de las diferentes zonas.

3.1. ZONA I: LAGUNA AMARGA

En la región cordillerana ubicada entre los ríos Diamante y Atuel afloran cuerpos intrusivos subvolcánicos que fueron asignados a la unidad Andesita La Brea del Ciclo Eruptivo Huincán de edad Mioceno tardío (Nullo *et al.* 2002). Los mismos fueron emplazados a lo largo del frente montañoso en una dirección nor-noroeste entre los cuales encontramos al cuerpo laguna Amarga (Fig. 3.1.1), coincidente con el rumbo de los sistemas de corrimientos Mesón y Sosneado (Sruoga *et al.* 2000; Turienzo *et al.* 2010, 2012).

El relevamiento del cuerpo intrusivo laguna Amarga muestra un diseño combinado entre un cuerpo lacolítico central y cuerpos laminares concordantes hacia uno de los bordes (Fig. 3.1.1). Este cuerpo aflora en el sector central, sobre el borde oeste del corrimiento Sosneado y al oeste de la laguna Seca, y muestra una morfología subcircular (Fig. 3.1.1). En el borde este-noreste se presentan afloramientos tabulares emplazados en concordancia con las sedimentitas de la Formación Agua de la Piedra dando lugar a filones capas. El cuerpo de laguna Amarga ocupa una superficie de unos 10 a 12 km², la parte central se alza con desniveles del orden de los 80 a 200 metros respecto del terreno circundante y la base no está expuesta.

Los afloramientos de los filones capas se distribuyen mayormente al noreste y este de la zona de estudio. Se trata de varios cuerpos concordantes de 400 a 900 metros de largo que se desprenden del cuerpo lacolítico mayor. Estos filones capa pueden alcanzar entre 20 y 30 metros de espesor y se encuentran emplazados dentro de capas sedimentarias que corresponden a la Formación Agua de la Piedra (Fig. 3.1.1).



Referencias

	Cobertura moderna	CM	Corrimiento Mesón
	Coladas Terciarias	CS	Corrimiento Sosneado
	Fm. Río Diamante		Corrimiento inferido
	Fm. Loma Fiera		Corrimiento
	Fm. Agua de la Piedra		Anticlinal
	Lacolito y filones capa Ciclo Eruptivo Huincán		Sinclinal
	Gp. Malargue		Ríos y Lagunas
	Fm. Diamante		Rutas y caminos

Fig. 3.1.1: Mapa geológico del área de laguna Amarga. Los puntos simbolizan las muestras a las cuales se les realizaron análisis químicos que son expuestas en el Cuadro 1. Las foliaciones se simbolizan con una letra f.

En el sector oriental se ve claramente el contacto neto con una secuencia sedimentaria areniscosa-conglomerádica de la Formación Agua de la Piedra, buzante al noreste con bajo ángulo, y sobre ella se apoya concordantemente un filón capa que forma parte del cuerpo intrusivo principal (Fig. 3.1.2). Más al

oriente aparecen con buzamientos más bajos los estratos correspondientes a la Formación Río Diamante (Fig. 3.1.1). En el sector norte se observa que el intrusivo tiene una morfología bulbosa indicando la terminación del cuerpo, que allí presenta un contacto con la caja con gran ángulo de buzamiento. En este lugar, el cuerpo presenta cierta foliación marcada por la alineación de anfíboles con una orientación paralela al contacto y se observa un pliegue por flujo magmático asimétrico con vergencia al este (Fig. 3.1.3).



Fig. 3.1.2: Secuencia sedimentaria areniscosa-conglomerádica de la Formación Agua de la Piedra, sobre la cual se apoya concordantemente un filón capa de la Formación Andesita La Brea.



Fig. 3.1.3: Pliegue magmático asimétrico con vergencia al este, estaría indicando que el flujo es lateral.

En el sector sur, se encuentra bien expuesto el borde del cuerpo intrusivo, de configuración algo irregular, en contacto con sedimentitas de la Formación Agua de la Piedra. Estas capas sedimentarias se encuentran muy distorsionadas, con altos buzamientos al sud-sudoeste y con intercalación de filones menores. El cuerpo intrusivo en el borde sur presenta una foliación magmática representada por la alineación de los anfíboles con paralelismo al contacto con las sedimentitas. En los límites norte y sur del cuerpo laguna Amarga aflora el corrimiento Sosneado, de vergencia oriental, el cual pone sedimentitas del Grupo Malargüe por encima de capas de la Formación Agua de la Piedra. En la región sur de la zona de estudio se reconoció una sucesión de rocas sedimentarias pertenecientes al grupo Malargüe, que se encuentran buzando al oeste, las cuales cambian su ángulo de buzamiento en la zona más cercana al corrimiento Sosneado (Fig. 3.1.4). Los estratos de la Formación Agua de la Piedra, en el sector sud-sudeste, ubicados en el bloque yacente o *footwall* del corrimiento Sosneado buzando al este con alto ángulo en la zona más próxima a la falla, mientras que a medida que nos alejamos del fallamiento, presentan buzamientos más bajos (Fig. 3.1.1).



Fig. 3.1.4: Vista panorámica de la región sur de la zona de estudio. Se observa una sucesión de rocas sedimentarias del Grupo Malargüe, buzando al oeste, las cuales cambian su ángulo de buzamiento en la zona más cercana al corrimiento Sosneado.

De acuerdo a Baldauf (1997) el intrusivo de laguna Amarga no fue afectado por el corrimiento Sosneado, ya que dataciones radimétricas de

Ar^{40}/Ar^{39} realizadas en dicho cuerpo arrojaron una edad de 10,56 Ma., lo que estaría acotando la edad de la deformación provocada por dicho corrimiento al montar capas del grupo Malargüe sobre la Formación Agua de la Piedra, esta última unidad asignada al Mioceno medio-tardío, basado en dataciones radiométricas Ar^{40}/Ar^{39} realizadas sobre anfíboles de los clastos andesíticos que arrojaron edades máximas de $13,44 \pm 0,08$ Ma (Baldauf 1997).

Según Turienzo *et al.* (2012), el cuerpo intrusivo laguna Amarga y otras rocas subvolcánicas del sector se encuentran sobre una amplia zona que coincide con un sistema de retrocorrimientos que afectan las rocas del basamento ubicadas en el bloque colgante del corrimiento Carrizalito. En líneas sísmicas y pozos de exploración ubicados en esta zona (Fig. 3.1.5a) se han detectado filones subvolcánicos intruidos en rocas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, es decir por debajo del nivel de despegue de los corrimientos Mesón y Sosneado (Fig. 3.1.5b). Esto implica que los canales de alimentación de los cuerpos intrusivos deben encontrarse a mayor profundidad, y por lo tanto se piensa que pueden asociarse al sistema de retrocorrimientos que afecta al basamento por acción del emplazamiento del corrimiento Carrizalito (Fig. 3.1.5c).

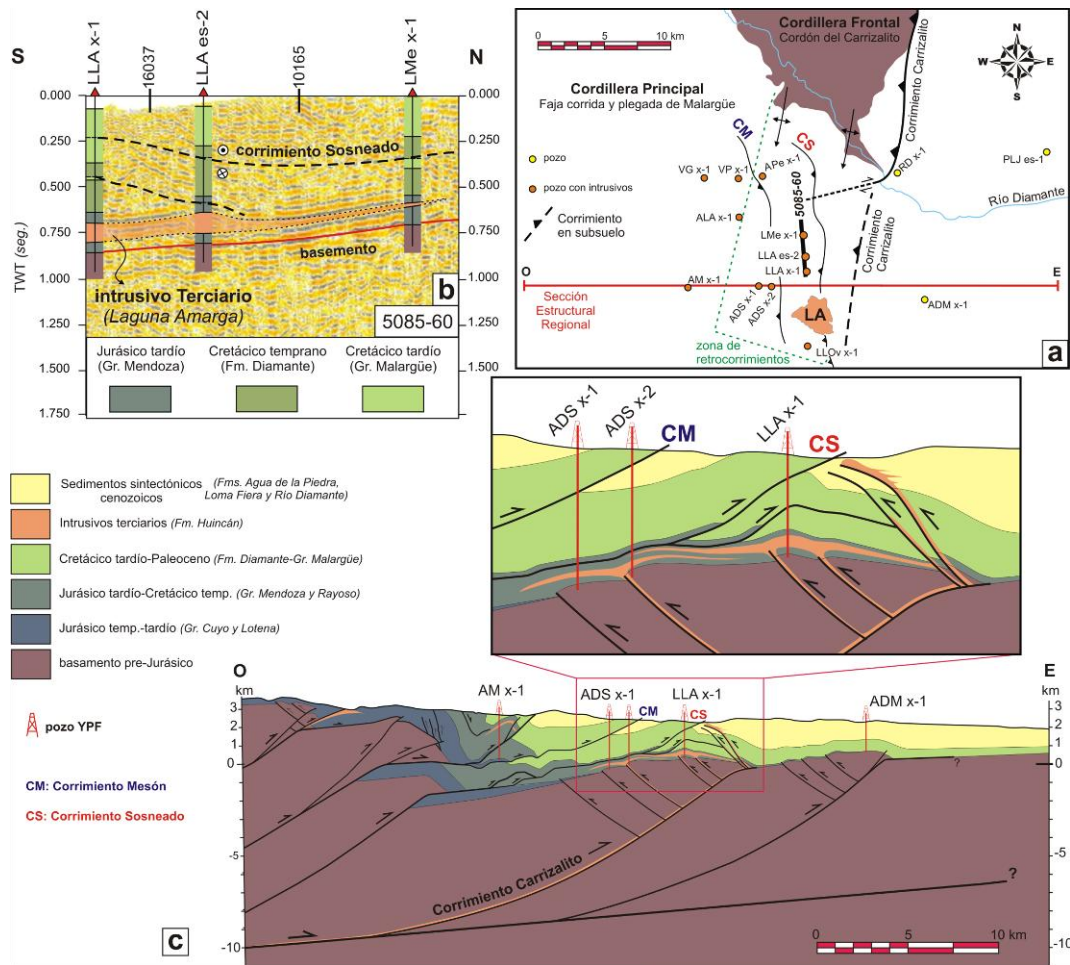


Fig. 3.1.5: a) Ubicación de los pozos de exploración y líneas sísmicas de la zona de estudio (modificado de Turienzo *et al.* 2012). b) Línea sísmica 5085-60, donde se observan filones capa intruidos en rocas del Jurásico Tardío - Cretácico Temprano (modificado de Turienzo *et al.* 2012). c) Rocas andesíticas ubicadas debajo del nivel de despegue de los corrimientos Mesón y Sosneado, detectadas mediante información de subsuelo, evidenciando un canal de alimentación más profundo que dichas estructuras (modificado de Turienzo *et al.* 2012).

La morfología del cuerpo laguna Amarga está definida en función del modo de emplazamiento, ya que puede verse un borde oriental marcado por la presencia de filones capa que no afectan los suaves buzamientos de la caja, y un borde sud-sudoeste donde el empuje del cuerpo ha dado lugar a importantes deformaciones en la caja presentando buzamientos casi verticales (Fig. 3.1.6 perfil A-B). Esta geometría de la forma de un cuerpo lacolítico, con frente de avance y espalda, ya ha sido descrita por Dimieri (1992) en el cuerpo del cerro Palao Mahuida, en cercanías de Bardas Blancas.

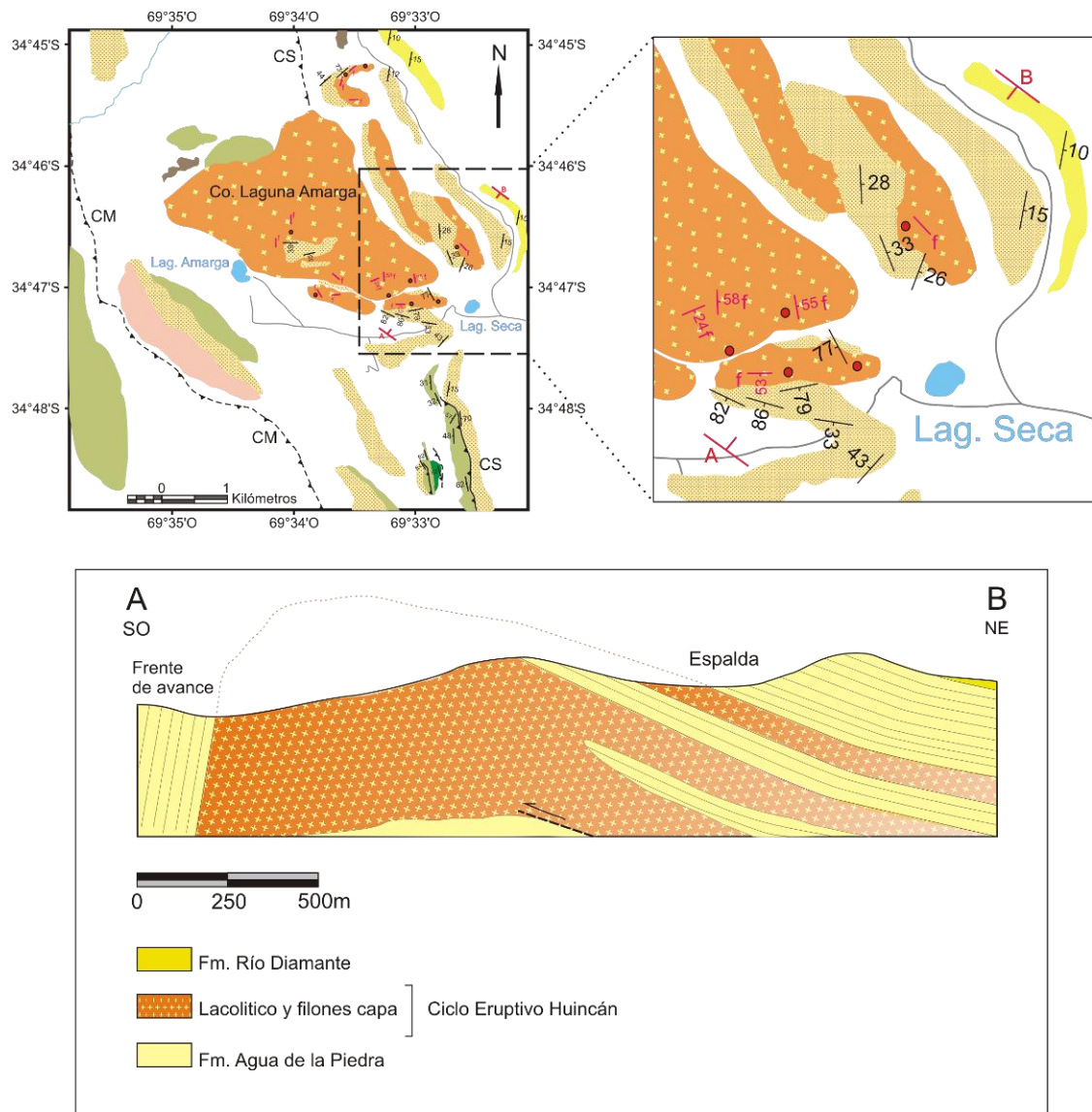


Fig. 3.1.6: Perfil SO-NE (A-B) ilustrando las principales características observadas en las rocas subvolcánicas y su relación con las sedimentitas neógenas. Se puede observar que el borde oriental está marcado por la presencia de filones capa que no afectan los suaves buzamientos de la caja, mientras que en el borde sud-sudoeste, el empuje del cuerpo ha causado buzamientos casi verticales en la caja.

3.2. ZONA II: LOS BUITRES- ALQUITRÁN

La zona Los Buitres-Alquitrán se sitúa al sudeste de la zona I, en el puesto Los Buitres y cerro Alquitrán respectivamente, inmediatamente al este del arroyo Las Ramaditas y del corrimiento Sosneado (Fig. 3.2.1).

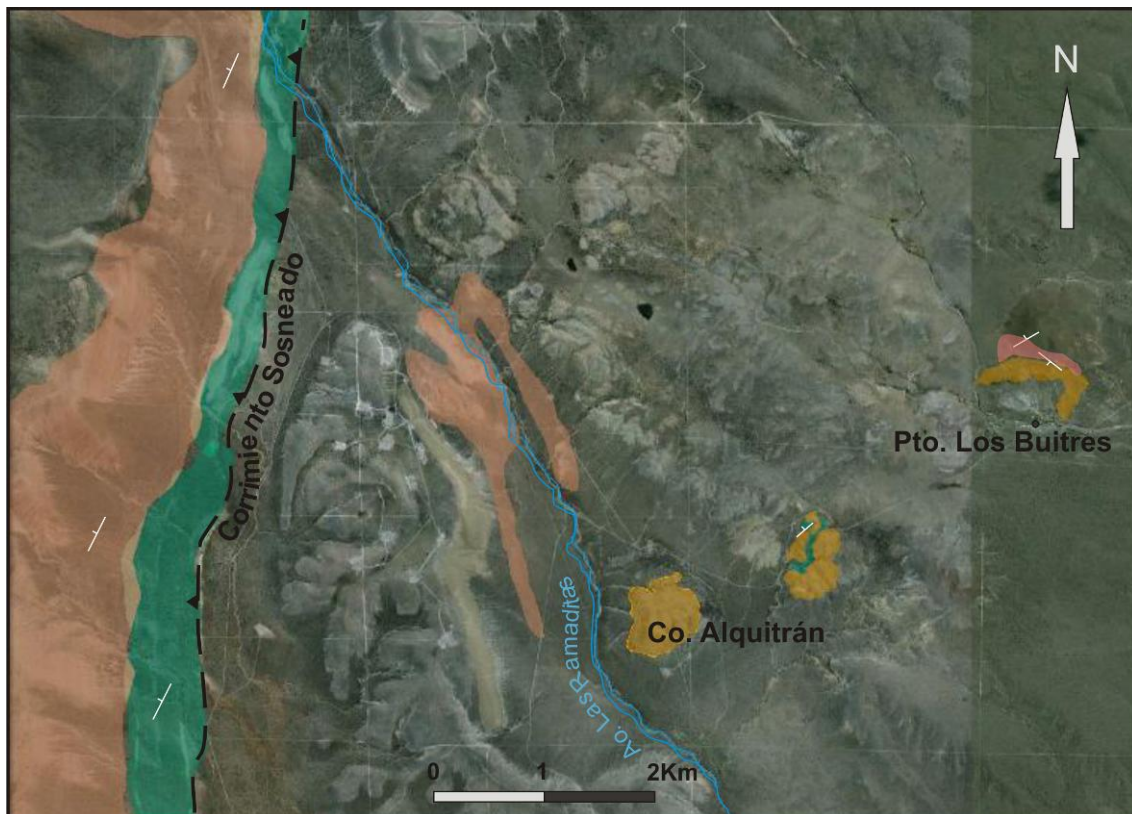


Fig. 3.2.1: Ubicación de los cuerpos subvolcánicos y afloramientos del Grupo Malargüe en verde, Formación Agua de la Piedra en rosado, Formación Loma Fiera en pardo y Andesita La Brea en naranja.

En el cerro Los Buitres (Fig. 3.2.2a) se puede observar un cuerpo subvolcánico pequeño (afloramiento de unos 500 a 700 m de largo por 300 a 400m de ancho) que presenta una marcada foliación magmática de rumbo noroeste-sudeste (db/b: $230^{\circ}/64^{\circ}$). En el borde norte del cuerpo, se distingue el contacto con la roca de caja de rumbo 290° (Fig. 3.2.2b), aquí los filetes de flujo (Fig. 3.2.2c) se encuentran paralelos al contacto intrusivo-sedimentitas, lo que indicaría la forma de emplazamiento correspondiente a un filón capa. En esta zona el cuerpo afecta y altera a las rocas sedimentarias de caja (Formación Agua de la Piedra) dando gran variedad de colores a las mismas. En dicho cuerpo se emplazan varios diques de unos 10 a 30 cm de espesor de rumbo aproximadamente norte-sur (Fig. 3.2.3a). Este cuerpo, al igual que el cuerpo de laguna Amarga presenta gran variedad de xenolitos graníticos, gnéisicos, etc. (Fig. 3.2.3b y c).



Fig. 3.2.2: a) Vista panorámica del cerro Los Buitres; b) contacto intrusivo-sedimentitas; c) filetes de flujo del cuerpo intrusivo Los Buitres.



Fig. 3.2.3: a) Diques de rumbo N-S en el cerro Los Buitres; b y c) xenolitos en el cuerpo subvolcánico Los Buitres.

Al norte de la localidad El Sosneado, en el cerro Alquitrán (Fig. 3.2.4) y a unos 500 a 1000 metros aproximadamente al noreste del mismo, afloran cuerpos intrusivos que también son estudio de esta tesis. Son cuerpos de carácter lacolítico, el tipo de roca mas común es un pórfiro andesítico, con gran cantidad de plagioclasa y anfíbol. Dataciones radimétricas de Ar^{40}/Ar^{39} realizadas por Baldauf (1997) en el intrusivo del cerro Alquitrán arrojaron una edad de $10,42 \pm 0,005$ Ma., lo que correspondería a Huincán II o Andesita La

Brea. Estos cuerpos, al igual que el de Los Buitres presentan una foliación magmática marcada (Fig. 3.2.5), en este caso, con diferentes orientaciones, evidenciada por la orientación de los anfíboles que presenta dicho cuerpo (270/42) (Fig. 3.2.6a). Estos cuerpos están en contacto con rocas calcáreas de colores blanquecino-amarillento, portadoras de fósiles, areniscas y pelitas de colores oscuros (Fig. 3.2.6b). Estos depósitos sedimentarios se encuentran buzando al noroeste (325/45) y corresponden al Grupo Malargüe de edad Cretácico tardío-Paleógeno. Los cuerpos subvolcánicos presentan gran cantidad de xenolitos y autolitos.



Fig. 3.2.4: Vista panorámica del cerro Alquitrán.



Fig. 3.2.5: Detalle de la foliación magmática subhorizontal del cuerpo andesítico del cerro Alquitrán.

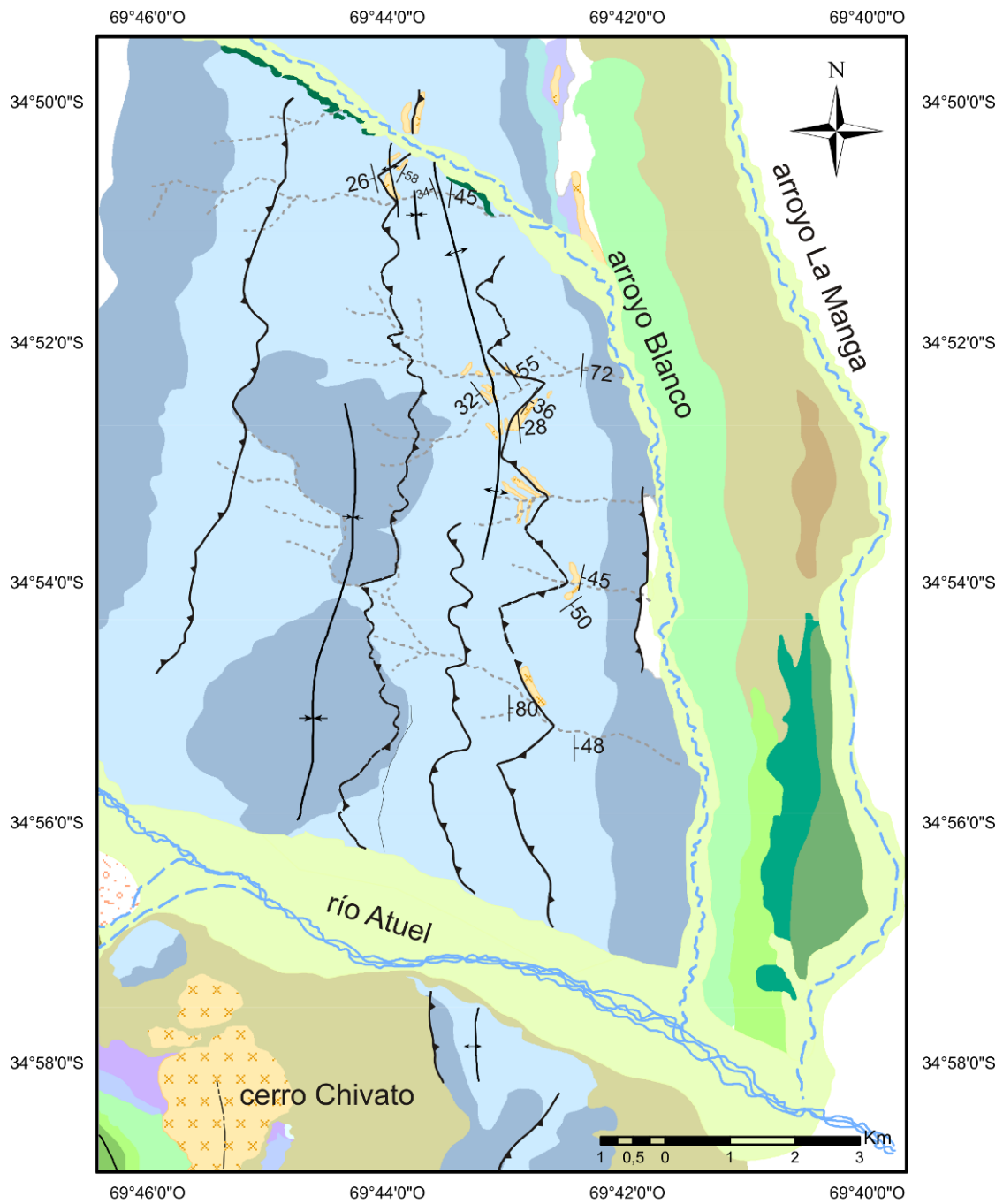


Fig. 3.2.6: a) Detalle de la andesita del cuerpo subvolcánico cerro Alquitrán donde se puede observar la orientación de los minerales; b) secuencia sedimentaria de colores oscuros portadora de fósiles del Grupo Malargüe en contacto con el intrusivo.

3.3. ZONA III: ARROYO BLANCO

Al norte del río Atuel y desde su confluencia con el arroyo Blanco hacia el oeste, aflora una secuencia mesozoica que comprende desde el Grupo Cuyo hasta las capas yesíferas de la Formación Auquilco ubicadas en el curso de este arroyo. Esta secuencia sedimentaria se halla intruida por varios filones capa cenozoicos y se presenta afectada por fallamiento de bajo ángulo que corta secuencia arriba y pliega a las unidades basales. En el codo del arroyo Blanco aflora el Grupo Cuyo completo con las Formaciones El Freno, Puesto Araya y Tres Esquinas y el Grupo Lotena. Por su parte, entre los arroyos La Manga y Blanco se exhiben los afloramientos del Grupo Mendoza, y las Formaciones Rayoso, Diamante, Loma Fiera y Mesones (Fig. 3.3.1).

En esta tesis se subdivide a la zona de arroyo Blanco en las cinco principales quebradas de dicho sector, ya que los cuerpos se encuentran aflorando en toda la zona. En la primer quebrada, cercana a la confluencia entre el arroyo Blanco y el río Atuel se exhiben las Formaciones El Freno y Puesto Araya del Grupo Cuyo buzantes al este ($90^{\circ}/48^{\circ}$) (Fig. 3.3.2 a y b). Estas unidades se distinguen en campo por su granulometría y textura, son areniscas finas de color pardo-amarillento con niveles conglomerádicos y portadoras de restos vegetales.



Referencias






















	Depósitos Cuaternarios		Fm. Rayoso		Fm. Tábanos		Anticlinal
	Coladas Cuaternarias		Fm. Chachao y Fm. Agrio		Fm. Tres Esquinas		Sinclinal
	Fm. Los Mesones		Fm. Vaca Muerta		Fm. Puesto Araya		Corrimiento
	Fm. Loma Fiera		Fm. Tordillo		Fm. El Freno		Corrimiento inferido
	Ciclo Eruptivo Huincán		Fm. Auquilco		Fm. Arroyo Malo		
	Fm. Diamante		Gp. Lotena				

Fig. 3.3.1: Mapa geológico de la zona de arroyo Blanco.

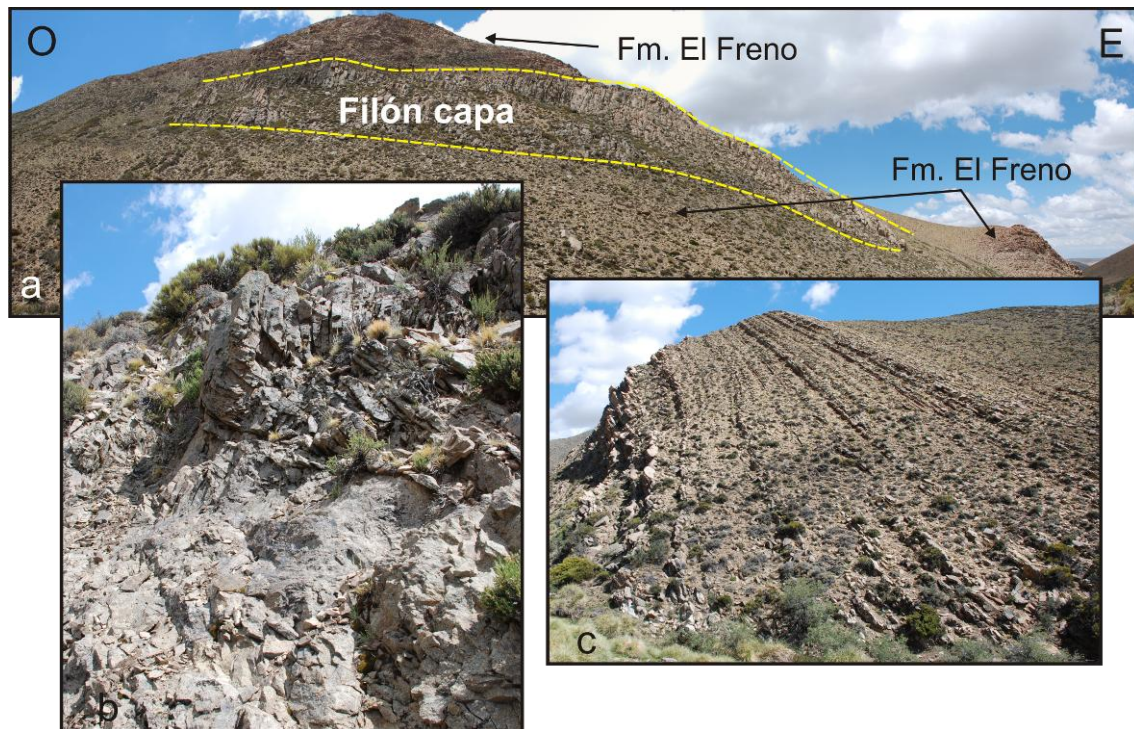


Fig. 3.3.2: a) Filón capa emplazado en las areniscas del Grupo Cuyo, b) detalle de los filetes de flujo del filón capa y c) areniscas de la Formación El Freno buzantes al este.

La Formación El Freno se encuentra intruida por un cuerpo de textura porfírica con cristales de plagioclasa y anfíbol que se halla concordante con la misma (Fig. 3.3.2 a). Las areniscas, en el contacto, presentan ángulos de buzamiento altos ($90^{\circ}/80^{\circ}$) y el filón capa muestra espejos de fricción, estrías que nos indican el sentido de movimiento del cuerpo. El emplazamiento del mismo sería de este a oeste (muestra orientada $140/40$: estructura SC) y probablemente dicho cuerpo se emplazó aprovechando un retrocorrimiento (Fig. 3.3.3 a). Si observamos hacia el sur se ve la charnela del anticlinal en las capas de la Fm. El Freno (Fig. 3.3.3 b).



Fig. 3.3.3: a) Esquema interpretativo del canal de emplazamiento del filón capa. b) Vista panorámica mirando al sur, donde se observan las capas de Formación El Freno plegadas.

Hacia el norte, en la segunda quebrada, existe una cantera pequeña donde afloran depósitos evaporíticos bandeados de coloración blanco-grisáceo, de aproximadamente 35 m de espesor que pertenecen a la Formación Auquilco. Este yeso se encuentra en contacto por falla con areniscas-areniscas conglomerádicas de colores amarillentos-rojizos pertenecientes al Grupo Cuyo (Fig. 3.3.4). Las sedimentitas de este último Grupo se encuentran buzando al este ($140^{\circ}/15^{\circ}$) y duplicadas por retrocorrimientos con vergencia oeste (Fig. 3.3.5).



Fig. 3.3.4: Contacto entre el yeso de la Formación Auquilco y las sedimentitas del Grupo Cuyo.

El cuerpo es porfírico, presenta fenocristales de plagioclasa y anfíbol orientados ($125^{\circ}/15^{\circ}$). En parte se comporta como filón capa y en otras como dique (Fig. 3.3.5).

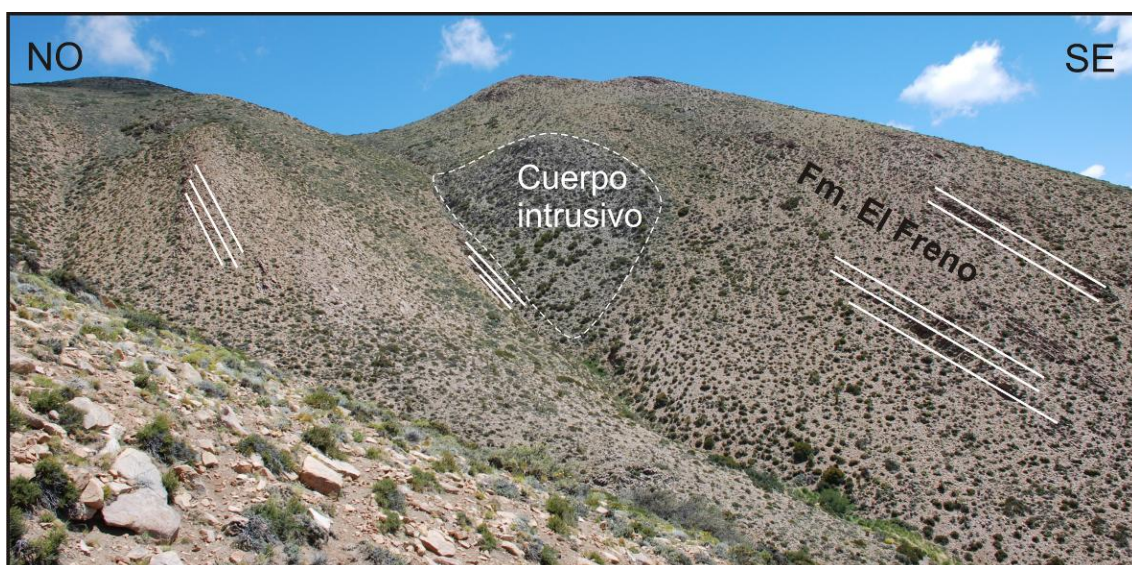


Fig. 3.3.5: Intrusivo emplazado en las areniscas de la Fm. El Freno.

Inmediatamente al norte, en la tercera quebrada aflora el yeso de la Formación Auquilco con intercalaciones de niveles calcáreos. En el contacto de esta unidad con la Formación Puesto Araya se encuentra una brecha de falla con clastos de calizas (Fig. 3.3.6). Hacia el oeste, se ve la transición de las Formaciones Puesto Araya-El Freno, buzantes al este ($105^{\circ}/52^{\circ}$, $082^{\circ}/44^{\circ}$, $080^{\circ}/38^{\circ}$) y el contacto de esta última con cuerpos intrusivos (Fig. 3.3.7a). En las capas conglomerádicas con clastos de cuarcita (Fig. 3.3.7 b) y areniscas amarillentas (Fig. 3.3.7 c) de la Formación El Freno se intruyen varios cuerpos laminares, cuyas posiciones son $050^{\circ}/52^{\circ}$, $060^{\circ}/45^{\circ}$, $110^{\circ}/58^{\circ}$ lo que corrobora el contacto concordante con la estratificación de las sedimentitas de la Formación El Freno y por lo tanto su forma de filón capa (Fig. 3.3.8).



Fig. 3.3.6: Brecha de falla en el contacto de las Formaciones Auquilco y Puesto Araya.



Fig. 3.3.7: a) Contacto de uno de los filones capa con las sedimentitas de la Formación El Freno, b) detalle de las capas conglomerádicas, con clastos de cuarcita, c) capas de areniscas finas amarillentas de la Formación El Freno.

Los filones capa son andesitas a traqui-andesitas de coloraciones grisáceas compuestos por anfíbol, plagioclasa y feldespato potásico. Los mismos presentan características de borde enfriado, hacia los bordes, cerca del contacto con las sedimentitas, hay gran cantidad de anfíbol y los cristales son de grano fino, mientras que hacia el interior del cuerpo aumenta el tamaño de los cristales y decrece la cantidad de anfíbol (Fig. 3.3.9).



Fig. 3.3.8: Foto panorámica NE-SO donde se pueden observar los filones capa emplazados en las sedimentitas de la Formación El Freno.



Fig. 3.3.9: Detalle del filón capa donde se observa la disminución en el tamaño de grano hacia los bordes.

En el cuarto corte natural, antes del codo del arroyo Blanco se encuentran depósitos conglomerádicos, areniscas amarillentas y sedimentos pelíticos con inclinaciones entre 20° a 40° hacia el este que están intruidos por varios cuerpos tabulares. Desde el arroyo Blanco hacia el oeste, el primer cuerpo que aflora es un filón capa de textura porfírica a granular con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, que se encuentra alterado y fracturado. El contacto del techo del filón capa es lobulado, y la roca encajante habría sufrido metamorfismo de contacto (Fig. 3.3.10). Topográficamente más arriba, se presentan nuevamente las areniscas de la Formación El Freno con inclinaciones de aproximadamente 31° hacia el este, laminadas y portadoras de fósiles, en contacto con el segundo filón capa. Este cuerpo laminar presenta un espesor de 50 metros, exhibe gran cantidad de plagioclasa y cristales finos de anfíbol que se encuentran orientados aproximadamente en dirección este-oeste ($N80^{\circ}$). Estos filones se encuentran intruidos en el núcleo de un anticlinorio que se puede observar hacia el sur y hacia el norte de la quebrada (Fig. 3.3.11 a y b).



Fig.3.3.10: a) Contacto del filón capa con las areniscas de la Formación El Freno. b) detalle del contacto lobulado (línea negra discontinua).

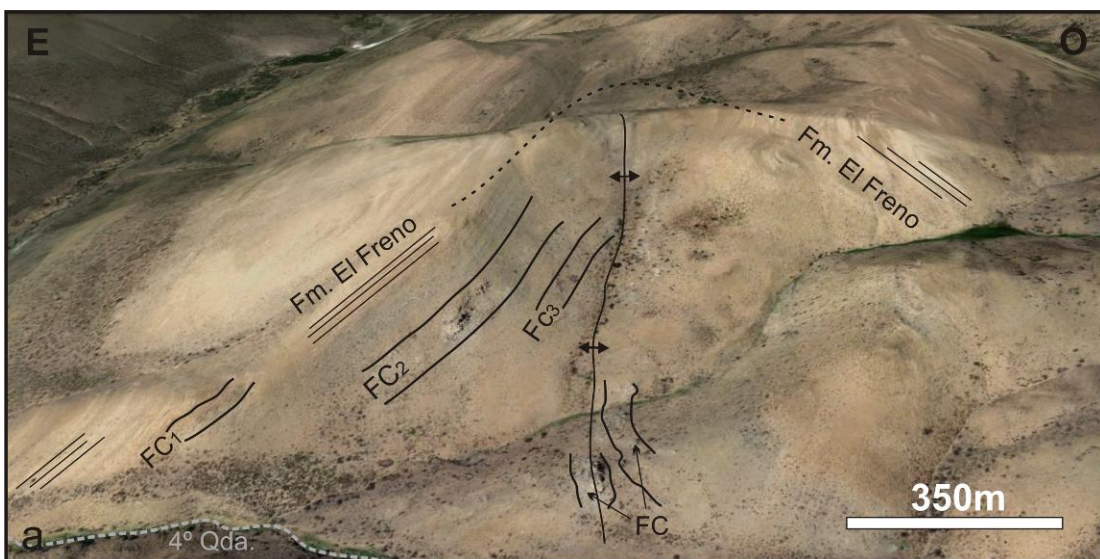


Fig. 3.3.11: a) Imagen tomada de Google Earth donde se observa la intrusión de los filones capa (FC) en el núcleo de la antiforma de sedimentitas de la Formación El Freno (sur de la cuarta quebrada).

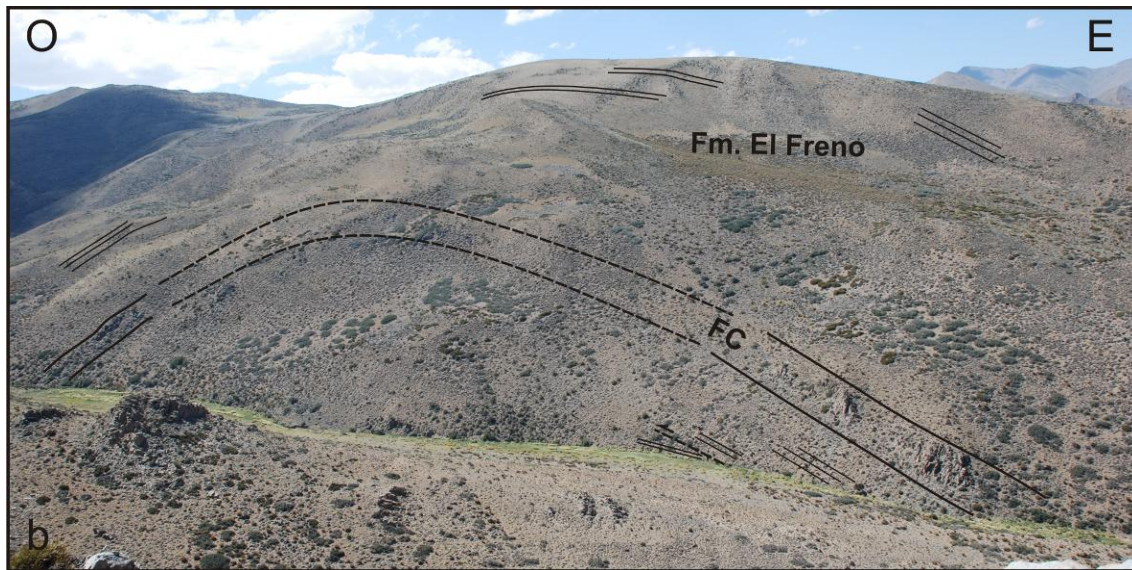


Fig. 3.3.11: b) Vista panorámica donde se puede observar la intrusión de los filones capa (FC) en el núcleo de la antiforma del lado norte de la cuarta quebrada. En esta zona se pudo interpretar que el filón capa está plegado de la misma forma que la secuencia del Grupo Cuyo.

En el núcleo del anticlinorio se encuentra un filón capa muy diaclasado y con disyunción columnar. El mismo presenta gran cantidad de fenocristales de anfíbol elongados y paralelos a las líneas de flujo, las cuales parecerían mostrar la dirección de avance hacia el oeste (Fig. 3.3.12).

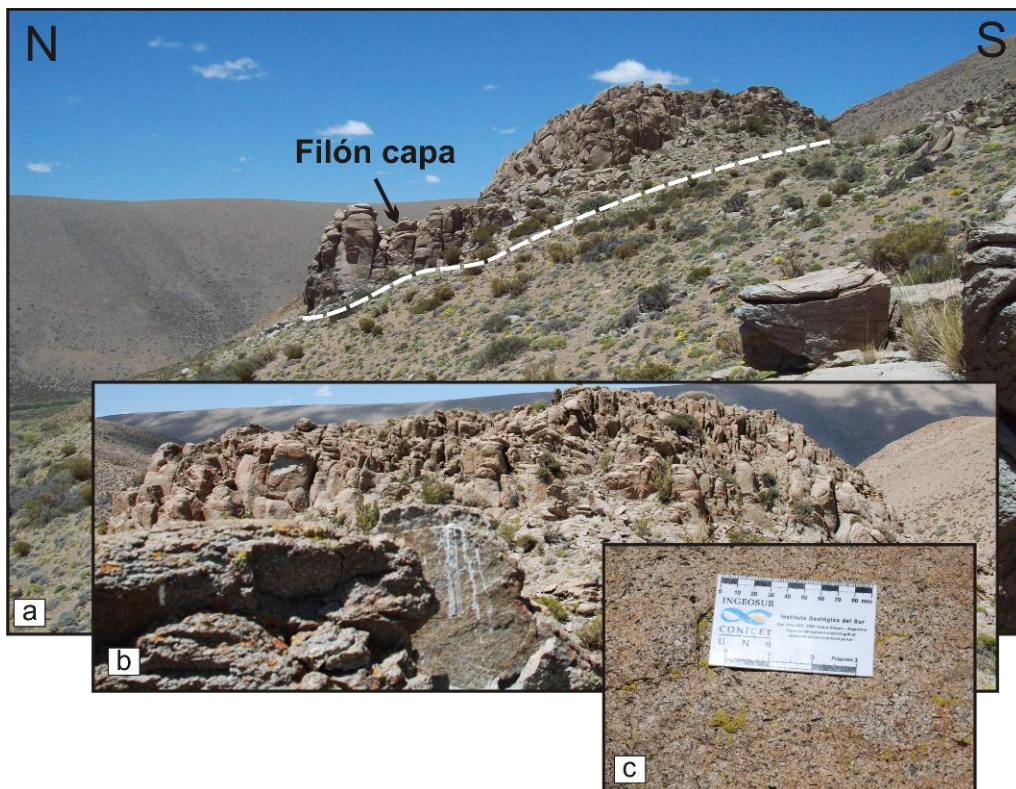


Fig. 3.3.12: a) y b) Filón capa en el núcleo del anticlinorio con disyunción columnar. c) Detalle de la roca andesítica del filón capa con los anfíboles orientados.

Hacia el norte de la quebrada se observa un plano de corrimiento con vergencia al oeste ($095^{\circ}/38^{\circ}$), que evidencia la duplicación de las capas de la Formación El Freno en todo este sector (Fig. 3.3.13). Son conglomerados y areniscas que buzcan de 50° a 60° al este (65°) y 25 a 40° hacia el oeste (233°). Estas capas se encuentran duplicadas y plegadas formando una gran estructura anticlinorio (Fig. 3.3.11).



Fig. 3.3.13: Plano de corrimiento en las areniscas de la Formación El Freno.

Ingresando en la última quebrada, a la altura del codo del arroyo Blanco, hacia el oeste afloran sedimentitas de la Formación El Freno, cuerpos intrusivos cenozoicos y coladas cuaternarias (Fig. 3.3.1). Esta zona exhibe una intensa disturbación tectónica, corrimientos y plegamientos apretados (Fig. 3.3.14). Aquí, las sedimentitas están conformadas por lutitas, areniscas-areniscas conglomerádicas marrones a rojizas y en algunos sectores blanquecinas que cambian su inclinación en reiteradas oportunidades evidenciando la deformación presente. Las mismas se encuentran intruidas por filones capa que presentan textura porfírica, gran cantidad de cristales de plagioclasa y anfíbol (Fig.3.3.15) los cuales muestran cierta orientación. En el contacto del cuerpo con las sedimentitas se observan estriaciones cuyas mediciones son: $256^{\circ}/26^{\circ}$, lo que

indicaría que el emplazamiento fue desde el oeste (Fig. 3.3.16). En el contacto, el intrusivo se encuentra muy alterado. Este filón cambia su rumbo, lo que estaría indicando que el mismo se encuentra plegado.

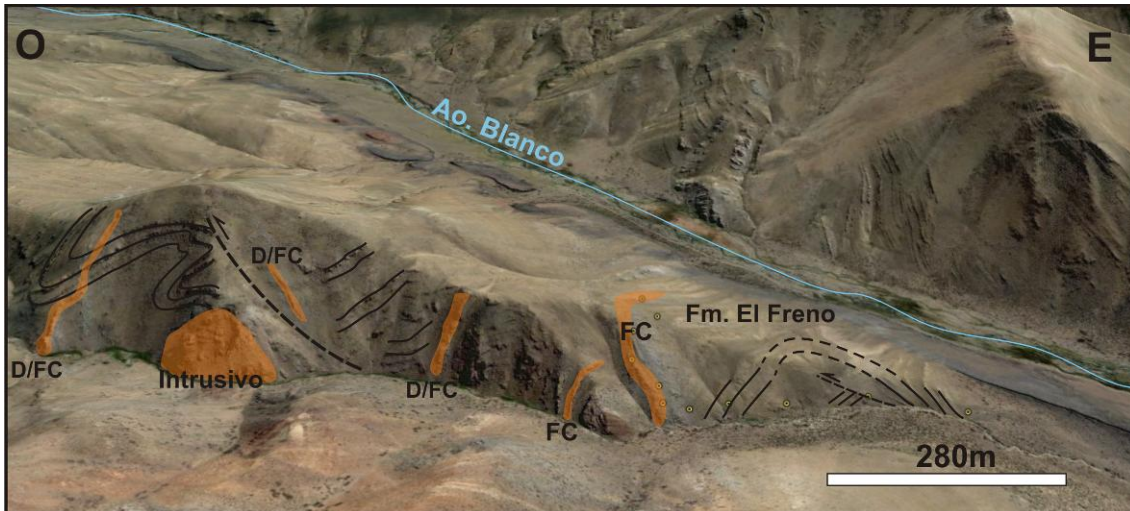


Fig. 3.3.14: Imagen del Google Earth donde se pueden observar los cuerpos intrusivos (D/FC: Diques/Filón capa) emplazados en la sedimentitas jurásicas de la Formación El Freno.



Fig. 3.3.15: Detalle del filón capa, formado por una roca porfírica con cristales de plagioclasa (blancos) y anfíbol (negros).



Fig. 3.3.16: a) Estriaciones en el contacto intrusivo- sedimentitas, b) detalle de las mismas.

Varios de estos cuerpos ígneos se presentan concordantes con la estratificación de las unidades del Grupo Cuyo, mientras que otros se manifiestan discordantes. Al norte del arroyo Blanco, a través del codo del mismo se ve un perfil de estructuración compleja donde se observan fallas de vergencia oeste y filones capa intruidos en las unidades del Grupo Cuyo (Fig. 3.3.17).



Fig. 3.3.17: Foto panorámica sobre la margen norte del arroyo Blanco, sobre el codo del mismo.

3.4. ZONA IV: CERRO CHIVATO

El cerro Chivato posee una altura de 2436 metros sobre nivel del mar, se ubica al sur del río Atuel y al sudeste del arroyo Paulino. Se trata de un cuerpo subvolcánico de forma subcircular, lacolítica que se extiende unos 2 kilómetros de ancho por 4 kilómetros de largo. Este cuerpo, debido a la textura

relativamente gruesa de la matriz, muestra que sufrió un enfriamiento más lento.

El cuerpo subvolcánico del cerro Chivato fue asignado a la unidad Andesita Huincán del Ciclo Eruptivo Huincán de edad Mioceno tardío (Nullo *et al.* 2002). Según Baldauf (1997), la mayoría de las muestras del cuerpo principal fueron inapropiadas para dataciones de Argón debido a la alteración deutérica y cloritización de los fenocristales de hornblenda. Sin embargo, un dique que aflora al oeste del cuerpo central, cerca del arroyo Paulino, fue datado en $13,94 \pm 0,08$ Ma. Esta edad es considerablemente más moderna que la asignada a este cuerpo intrusivo por Volkheimer (1978), quien la refirió al Oligoceno y las denominó Andesitas Molle.

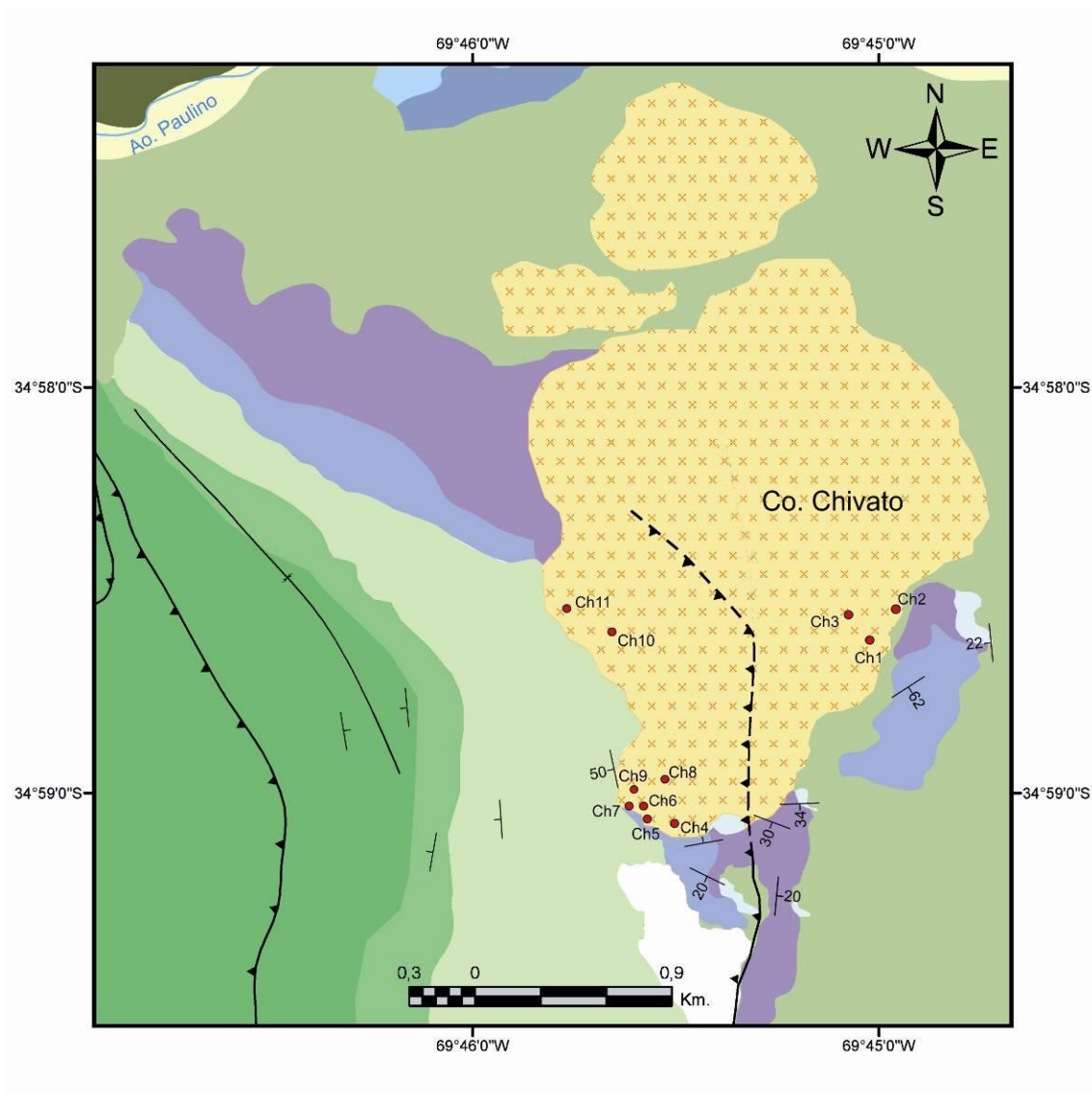
En esta zona el cuerpo parece emplazarse aprovechando la debilidad del yeso de la Formación Auquilco, ya que en su borde oriental el cuerpo se encuentra en contacto con complejidad tectónica con las Formaciones La Manga y Lotena, y en su borde occidental puede apreciarse a la Formación Tordillo apoyando concordantemente con el cuerpo, el cual se emplazaría a través de una falla de rumbo norte-sur (Fig. 3.4.1). Esta falla tiene vergencia hacia el este (Fig. 3.4.2) y forma parte del sistema de corrimientos que afecta a la secuencia precuyana en la zona del río Atuel (Fig. 3.3.1)



Fig. 3.4.1: Perfil norte-sur donde se ve claramente como el cuerpo subvolcánico aprovecha el yeso de la Fm. Auquilco para emplazarse, desalojándolo a través de una falla, por encima del yeso se observa la Fm. Tordillo

En el borde oriental del cuerpo la secuencia sedimentaria de edad Jurásica está bastante disturbada y conformada por Formación Tábanos, Formación Lotena y Formación La Manga (Fig. 3.4.2). La Formación Tábanos, cerca del fallamiento, está integrada por evaporitas que presentan intensa fracturación,

venillas, micropliegues (Fig. 3.4.3a), en la misma se observa un plano de falla de 340°/54° (Fig. 3.4.3b).



Referencias:

- | | |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> Anticlinical Corrimiento inferido Corrimiento Sinclinal Depósitos Cuaternarios Depositos glaciales Asociación Volcánica Paleopleistocena Fm. Los Mesones Ciclo Eruptivo Huincán | <ul style="list-style-type: none"> Fm. Rayoso Fm. Chachao y Fm. Agrio Fm. Vaca Muerta Fm. Tordillo Fm. Auquilco Fm. La Manga Fm. Lotena Fm. Tábanos Fm. Puesto Araya Fm. El Freno |
|--|---|

Fig. 3.4.2: Mapa geológico del cerro Chivato.

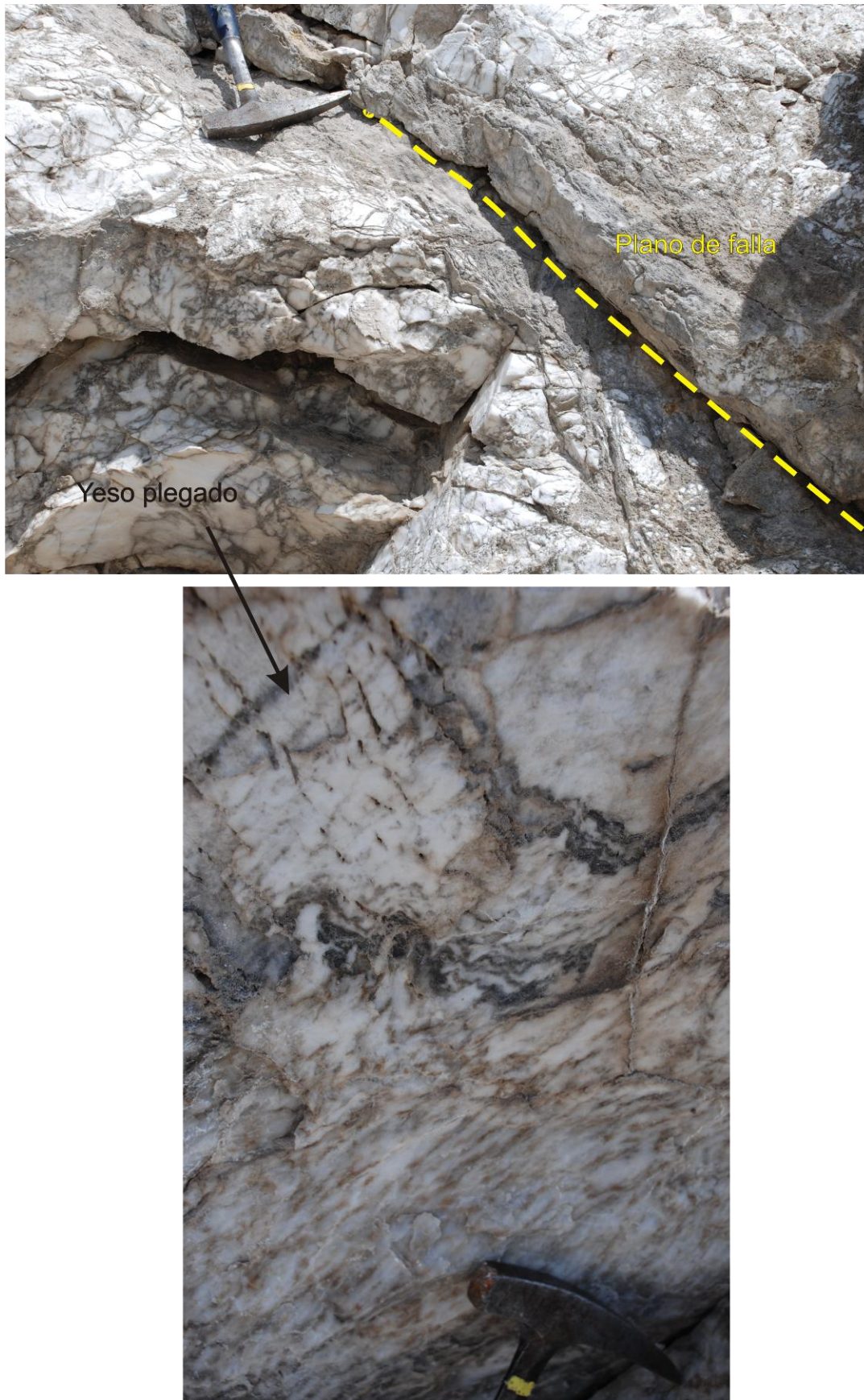


Fig. 3.4.3: a) Vista de detalle de una pequeña falla en la Formación Tábanos; b) microplegamiento en las rocas calcáreas de Formación Tábanos.

Por encima de las evaporitas se encuentra una secuencia de areniscas, laminadas de color gris claro-verdoso, con estratificación: $263^{\circ}/22^{\circ}$ correspondientes a la Formación Lotena. A unos 30 metros aproximadamente del intrusivo se hallan las rocas calcáreas de la Formación La Manga portadoras de ammonoideos, las cuales están plegadas y presentan fracturas *en echelón*. Estas calizas buzcan al sudeste, $148^{\circ}/62^{\circ}$.

En el borde sur del cuerpo, nuevamente se reconoce la secuencia sedimentaria antes mencionada, pero en este sector la Formación Tábanos y la Formación Lotena se encuentran duplicadas. En dicha zona se pudo observar como estos depósitos sedimentarios, cerca del contacto con el cuerpo intrusivo (Fig. 3.4.4a), presentan gran cantidad de venillas (Fig. 3.4.4b), las capas cambian su orientación y se ponen casi verticales debido al emplazamiento del mismo (la estratificación de las calizas de la Formación La Manga en el contacto con el intrusivo es $350^{\circ}/90^{\circ}$). Cerca de la cima del cerro, al sudoeste del cuerpo, en el contacto caliza-intrusivo hay una zona de brecha de unos 30 a 50 metros de ancho, que presenta clastos del mismo intrusivo y de la caliza, que podría tratarse de una autobrecha (Fig. 3.4.5).



Fig. 3.4.4: a) Vista del contacto entre el cuerpo intrusivo y la Formación La Manga; b) detalle de la caliza de la Formación La Manga con gran cantidad de venillas.



Fig. 3.4.5: Detalle de la brecha de falla en el borde sudoeste del cuerpo subvolcánico del cerro Chivato. Presenta clastos angulosos de diferentes tamaños de la caliza y del cuerpo intrusivo.

Por su parte, en el borde oeste, el cuerpo subvolcánico se encuentra en contacto con areniscas moradas-rojizas (Fig. 3.4.6) pertenecientes a la Formación Tordillo, buzantes al oeste ($258^{\circ}/50^{\circ}$). En dicho sector del área relevada también aflora el Grupo Mendoza representado por las formaciones denominadas: Formación Vaca Muerta, Formación Chachao y Formación Agrio, las cuales forman una gran estructura sinclinal (Fig. 3.4.2).



Fig. 3.4.6: Contacto oeste del cuerpo subvolcánico del cerro Chivato con la Formación Tordillo.

3.5. ZONA V: RÍO SALADO

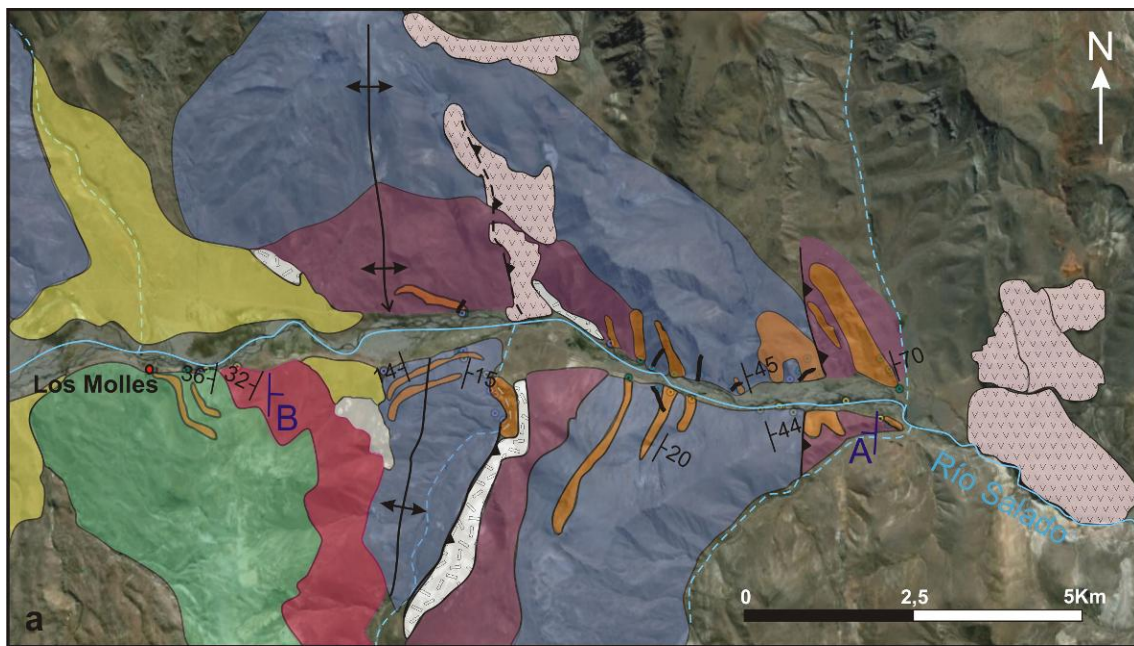
Otra zona estudiada se localiza hacia el sur de las áreas anteriormente mencionadas, a lo largo del río Salado, al este de Las Leñas. En la siguiente figura (3.5.1) se muestra la ubicación de las áreas relevadas.



Fig. 3.5.1: Ubicación de la zona del río Salado. Los recuadros en líneas blancas discontinuas representan las zonas relevadas, A: zona oriental y B: zona occidental.

A lo largo del río Salado se encuentran varios cuerpos cenozoicos emplazados en sedimentitas de edad Jurásico-Cretácico correspondientes al Grupo Mendoza. Varios de estos intrusivos subvolcánicos datados por Baldauf (1997) mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, indican que fueron emplazados a los 13.43 ± 0.09 Ma, 13.55 ± 0.09 Ma, 13.57 ± 0.12 Ma y 12.4 ± 0.7 Ma, es decir, corresponden a la unidad Andesita Huincán del Ciclo Eruptivo Huincán (Nullo *et al.* 2002).

En el sector oriental de la zona estudiada (Fig. 3.5.1, recuadro A) se encuentran, al norte y sur del río Salado, varios cuerpos ígneos emplazados como filones capas y diques (Fig. 3.5.2). En el sector Norte, el cuerpo ubicado más al este está en contacto con un conglomerado de coloración rojiza (Fig. 3.5.3 a y b), el cual exhibe clastos de distintos intrusivos y presenta laminación interna (Fig. 3.5.3c). La estratificación del mismo es $70^{\circ}/70^{\circ}$ y el contacto en partes es concordante y en otras discordantes. Este conglomerado se encuentra atravesado por pequeños diques de rumbo 070° .



Referencias:

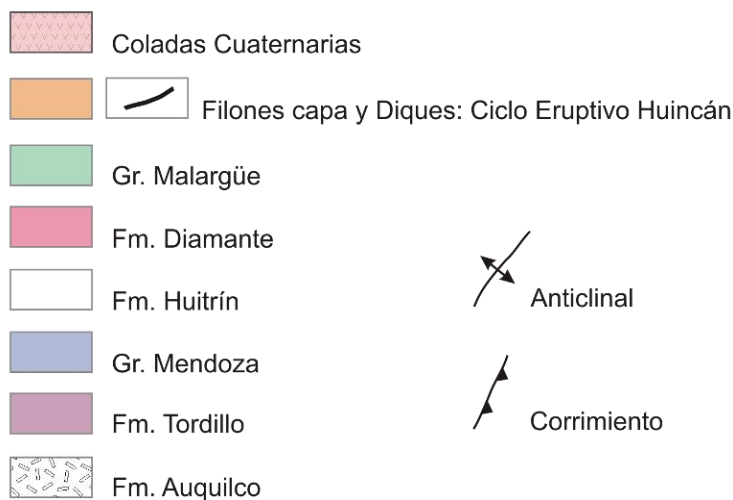


Fig. 3.5.2: a) Geología del sector oriental (A, Fig. 3.5.1) del río Salado.

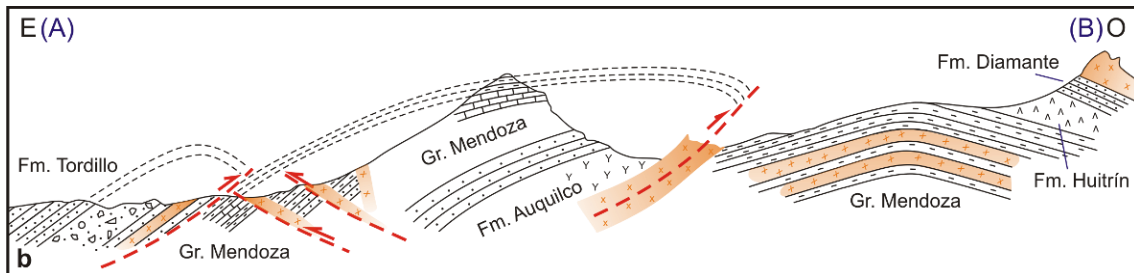


Fig. 3.5.2: b) Perfil esquemático relevado en el campo de orientación E-O del sector sur del río Salado (no a escala).

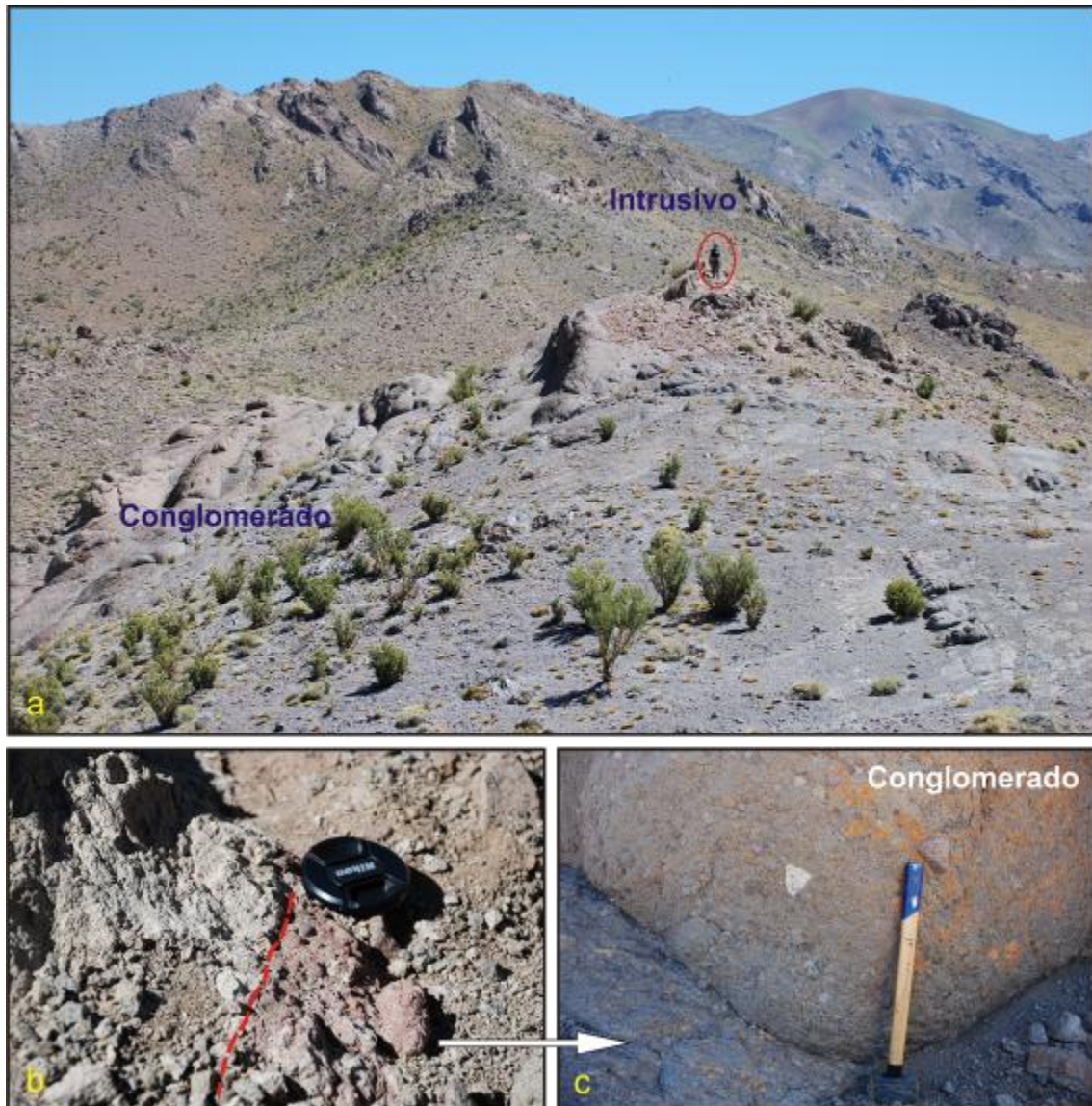


Fig. 3.5.3: a) Foto panorámica del contacto entre el filón capa y el conglomerado. b) Detalle del contacto entre ambas unidades. c) Detalle del conglomerado.

En algunos sectores, el intrusivo se encuentra en contacto irregular con una brecha o aglomerado volcánico (Fig. 3.5.4) de rumbo general 325°. Del lado sur del río Salado, el cuerpo intrusivo se encuentra en contacto con el

conglomerado y las areniscas rojizas de la Formación Tordillo y la brecha volcánica.

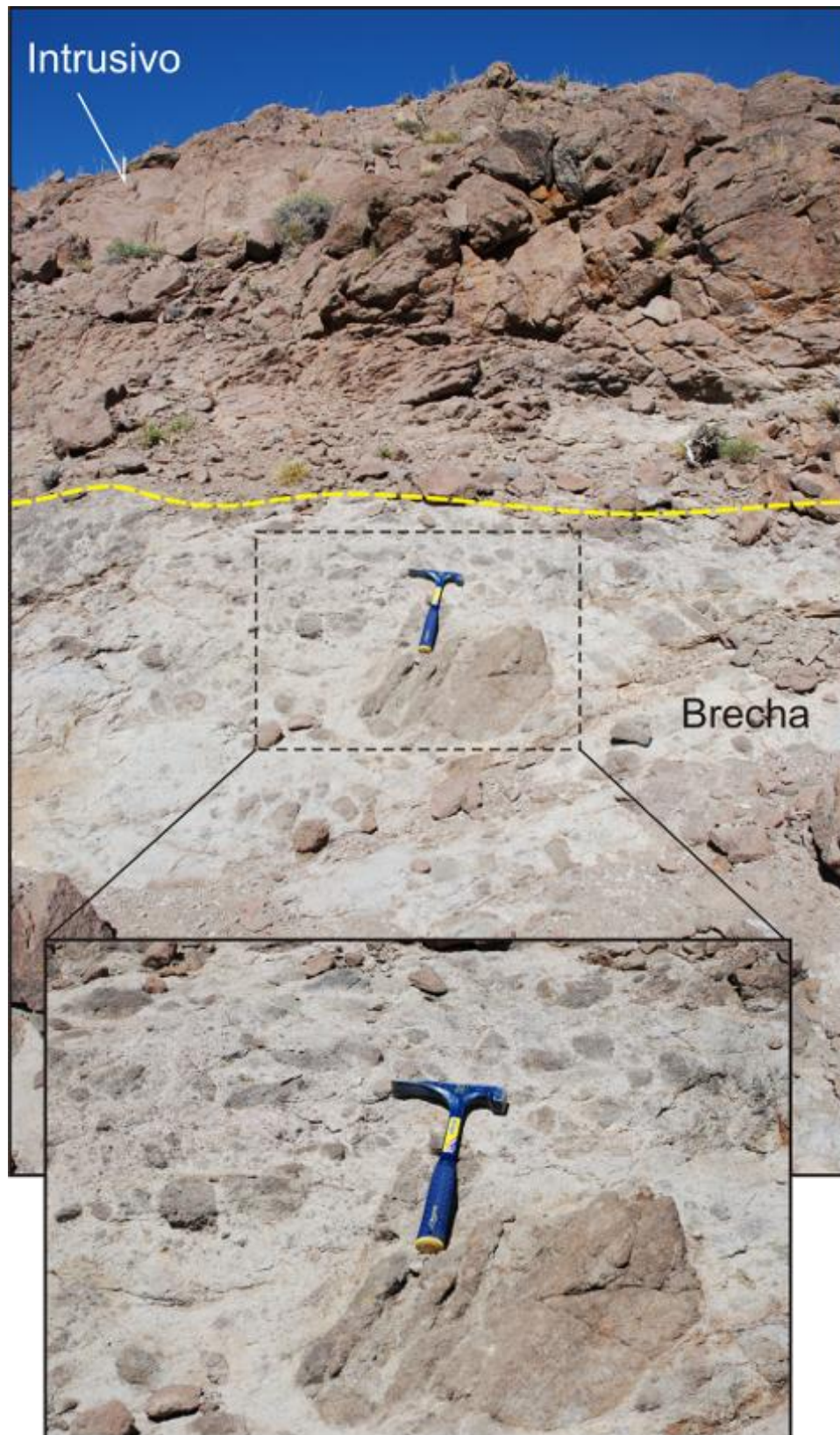


Fig. 3.5.4: Vista de detalle del contacto intrusivo-brecha volcánica al norte del río Salado.

La secuencia del sector oriental, al norte del río Salado, sigue con una sucesión de lutitas negras y calizas gris-azuladas, de aspecto rugoso que se conoce como “*piel de elefante*”, que exhiben venillas y fósiles (amonites) en las cuales se emplazan varios filones capa (Fig. 3.5.5a) y diques. Los intrusivos presentan clastos de lutita, y se observa a las sedimentitas metamorfizadas (20 centímetros) por el emplazamiento del intrusivo (Fig. 3.5.5b). La estratificación de las sedimentitas es $70^{\circ}/45^{\circ}$, tanto las calizas como las lutitas se encuentran desplazadas por fracturas, en las cuales se alojan una gran cantidad de venillas de calcita.



Fig. 3.5.5: a) Filón capa en contacto concordante con las sedimentitas del Grupo Mendoza. b) Detalle del contacto entre ambas unidades, donde se observan las sedimentas metamorfizadas debido a la intrusión.

El contacto de los depósitos sedimentarios con el intrusivo es concordante (filones capa) (Fig. 3.5.6a), aunque hay pequeños cuerpos que presentan contactos discordantes (diques) (Fig. 3.5.6b) y otros que se emplazan como filones capa y luego cortan secuencia arriba como diques (Fig. 3.5.7). Los filones capa, presentan espesores que varían entre 15 a 200 metros, son de color verdoso-amarillento, con un tamaño de grano grueso a fino y con gran cantidad de plagioclasa y anfíbol.

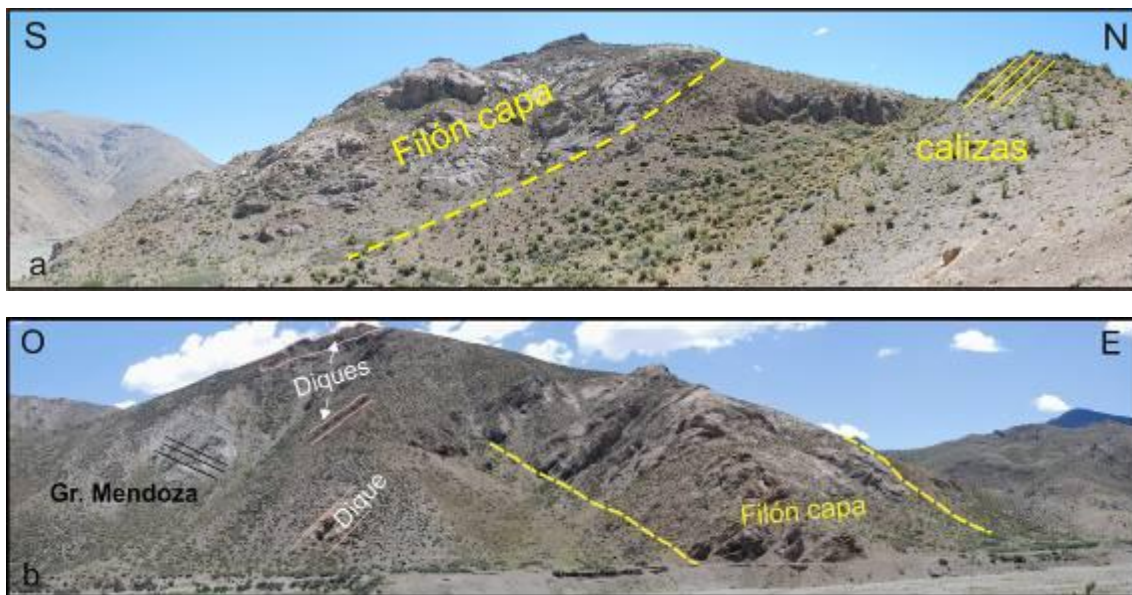


Fig. 3.5.6: a) Fotografía hacia el oeste donde se observa el contacto concordante (línea punteada amarilla) entre el filón capa y las sedimentitas y b) se observa un filón capa concordante con las pelitas del Grupo Mendoza y pequeños diques que cortan a la secuencia sedimentaria.



Fig. 3.5.7: a) Fotografía donde se observa un pequeño cuerpo subvolcánico emplazado como filón capa que luego corta secuencia arriba a las calizas como dique y b) detalle del contacto del cuerpo con las calizas del Grupo Mendoza.

Los afloramientos relevados más al oeste corresponden a cuerpos concordantes en contacto con las areniscas rojizas de la Formación Tordillo, cuya estratificación es $085^{\circ}/40^{\circ}$ (Fig. 3.5.8a). Las areniscas, cerca del contacto, se encuentran muy afectadas y toman colores amarillentos. Asimismo, se observan cuerpos menores, diques, en contacto discordante con la secuencia sedimentaria, $295^{\circ}/80^{\circ}$. Dentro de uno de estos diques, se observa un plano de falla con similar orientación que el contacto ($290^{\circ}/78^{\circ}$), y que se encuentra a 8-10 metros de dicho contacto (Fig. 3.5.8b). La presencia de estos planos de fallas que afectan al intrusivo estaría indicando que el cuerpo sería pre o sin-tectónico.

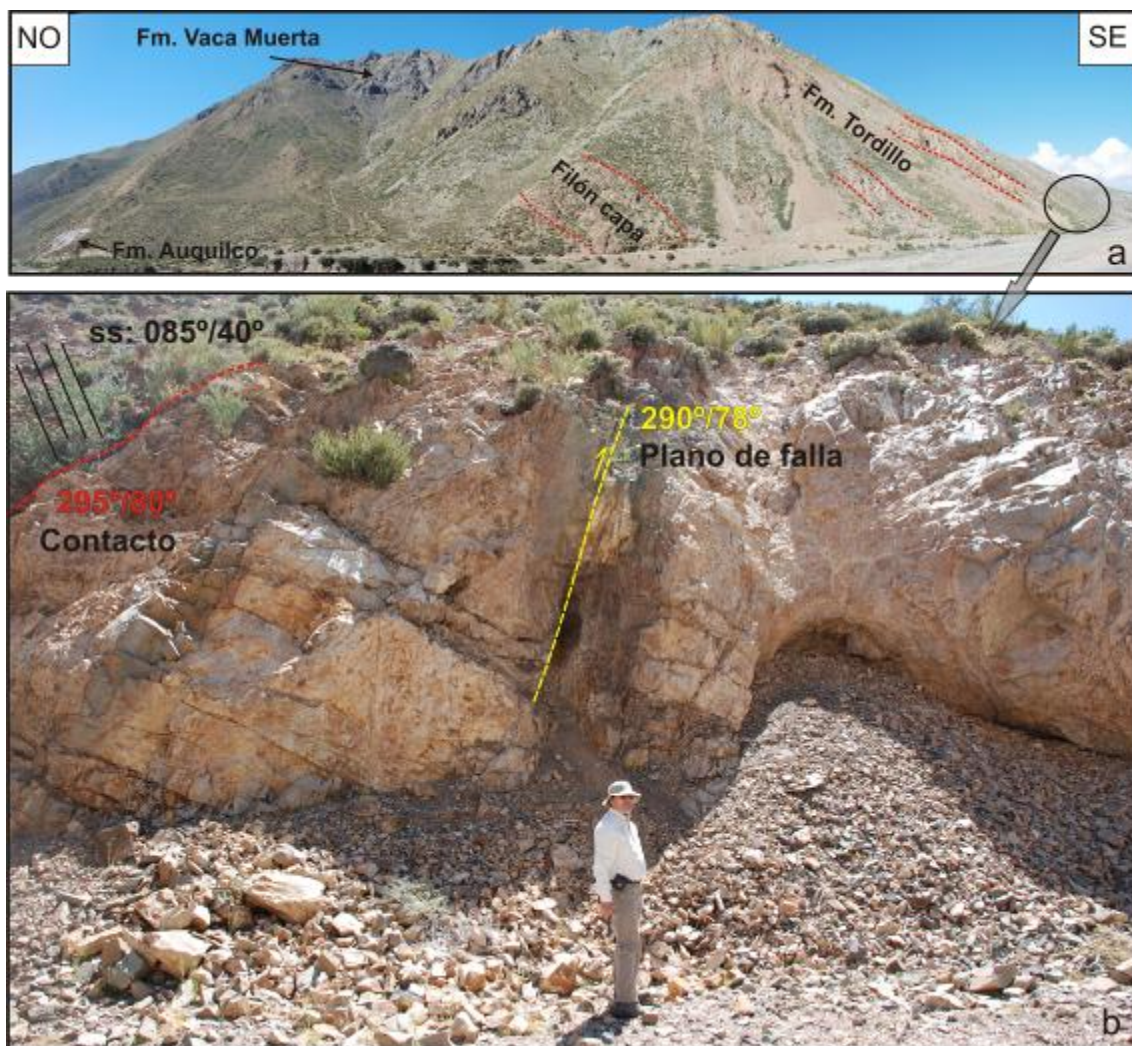


Fig. 3.5.8: Fotografías del sector norte del río Salado. a) Foto panorámica donde se observa la Formación Auquilco y el Grupo Mendoza buzando al este y los filones capa emplazados en dicha secuencia. b) Detalle de una falla en el interior de un cuerpo intrusivo.

Hacia el lado sur del río Salado también se encuentran cuerpos afectados por superficies de fallamiento que inclinan con bajos ángulos al oeste (fig. 3.5.9).

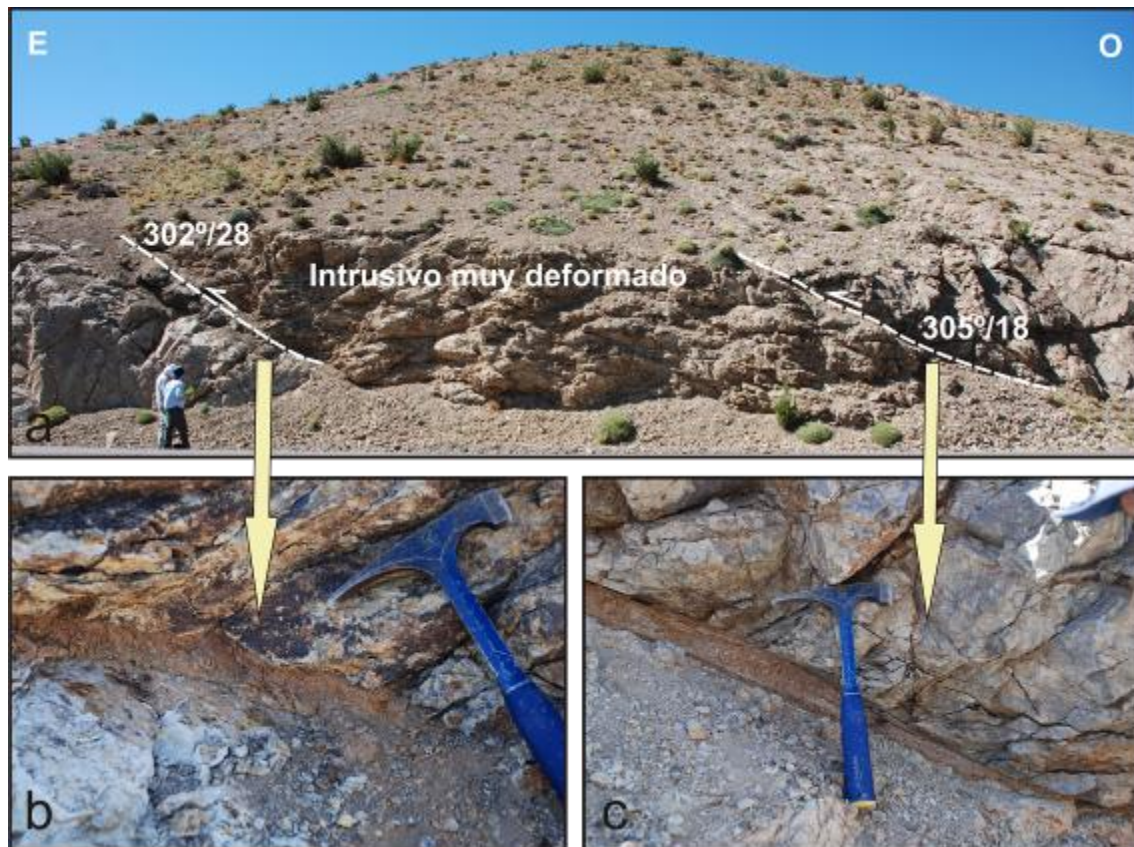


Fig. 3.5.9: a) Intrusivo ubicado al sur del río Salado, afectado por dos planos de falla buzantes al oeste, con alta deformación en los planos de falla. b) y c) Detalle de los jaboncillos de falla.

En cercanías al puesto Los Molles, se observa una gran estructura anticlinal (Fig. 3.5.2 a y b). En el flanco oriental de la misma, varios cuerpos tabulares se alojan en el yeso de la Formación Auquilco y en el Grupo Mendoza (Fig. 3.5.10a). En una de las quebradas se observa claramente como el filón capa desaloja a la capas yesíferas para emplazarse ayudado por fallamiento (Fig. 3.5.10b). Las pelitas del Grupo Mendoza se van amoldando a la estructura del intrusivo, las mismas buzán al sudeste ($100^{\circ}/15^{\circ}$) y luego cambian su inclinación hacia el sudoeste ($251^{\circ}/14^{\circ}$). El contacto entre la secuencia sedimentaria y los intrusivos es concordante, son filones capa de aproximadamente 50 metros de espesor (Fig. 3.5.10 y 3.5.11). La secuencia en el flanco occidental continúa con depósitos de coloración blanco que corresponden al yeso de la Formación Huitrín, por encima estratos rojizos de la Formación Diamante con inclinaciones de 32° al noroeste ($296^{\circ}/32^{\circ}$) y más hacia el oeste, con similar inclinación ($282^{\circ}/36^{\circ}$), afloran areniscas finas con estructuras primarias, laminación entrecruzada, de coloración gris-verdosa que

pertenecen al Grupo Malargüe. Estas areniscas finas están en contacto concordante con filones capa que además de estar plegados (Fig. 3.5.12) se encuentran afectados por fallamiento (Fig. 3.5.13).

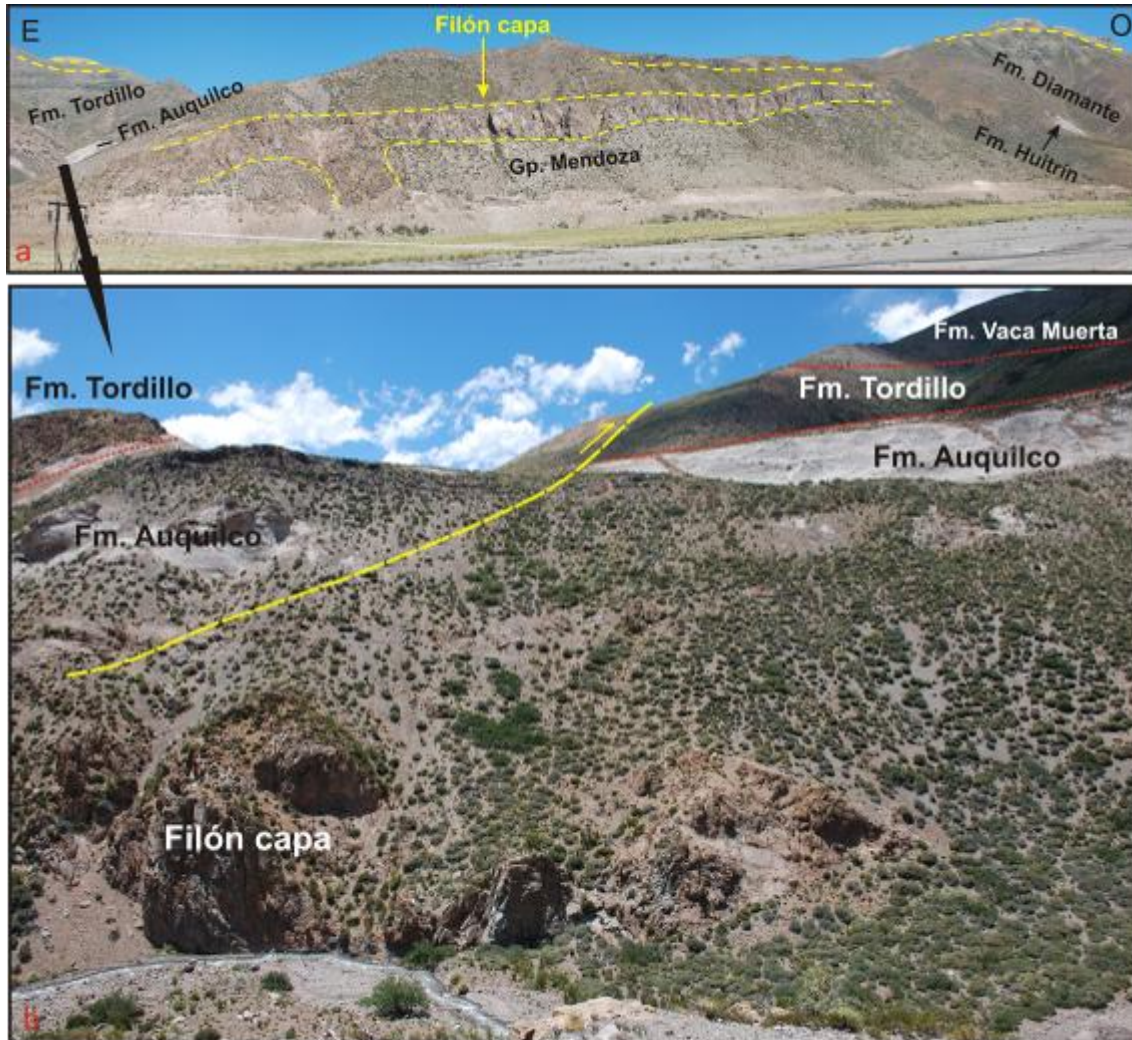


Fig. 3.5.10: a) Foto panorámica cerca del puesto Los Molles. Las líneas discontinuas amarillas marcan los afloramientos de intrusivos, b) Vista hacia el Sur donde se observa que el intrusivo aprovecha la debilidad del yeso para su emplazamiento. Los contactos son marcados con líneas punteadas rojas y la falla con línea discontinua amarilla.

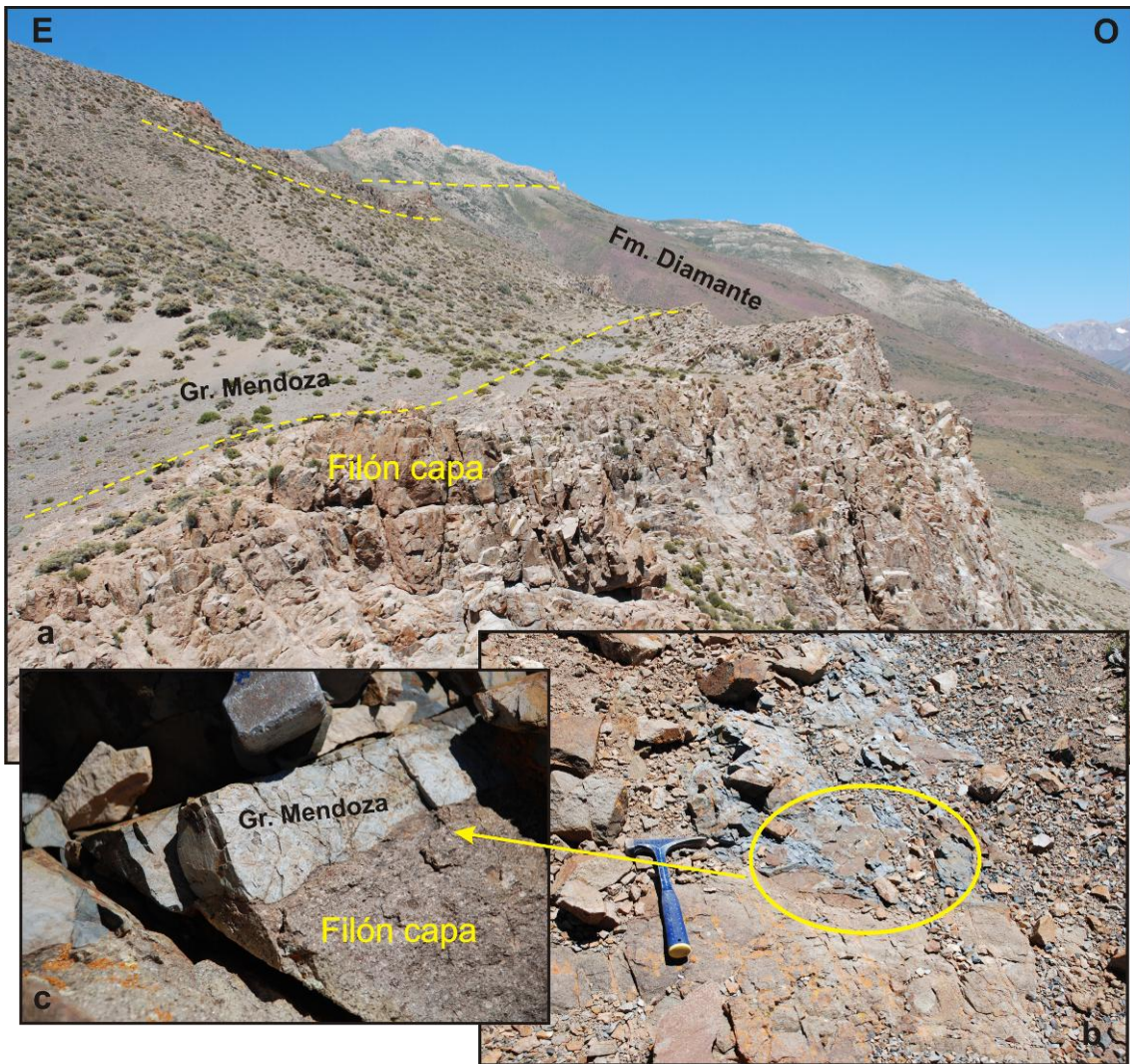


Fig. 3.5.11: a) Detalle del filón capa mayor de la figura 3.5.10, b y c) Detalle del contacto entre el filón capa y las pelitas del Grupo Mendoza.

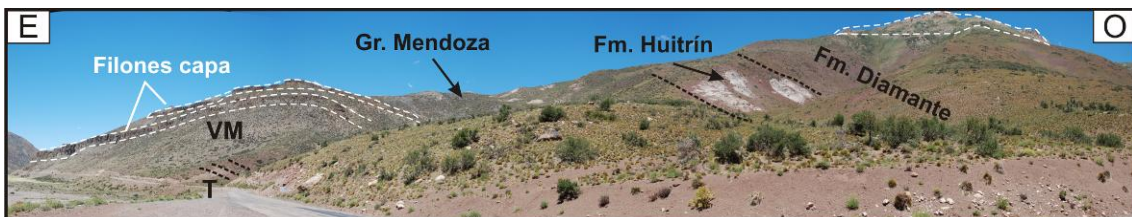


Fig. 3.5.12: Foto panorámica donde se observa la secuencia sedimentaria: Grupo Mendoza, Formación Huitrín, Formación Diamante e intrusivos afectados por las estructuras.



Fig. 3.5.13: Intrusivo en contacto con el Grupo Malargüe. Se observa que el cuerpo intrusivo se encuentra afectado por fallamiento.

En la localidad Los Molles, lado sur del río Salado, se puede observar una gran estructura, "pliegue Z", evidenciado por un filón capa dentro de las sedimentitas del Grupo Malargüe (Fig. 3.5.14 a). Esto estaría indicando que los cuerpos tabulares situados en esta zona, son pre o sin-cinemáticos, ya que se encuentran afectados por las estructuras principales. Otro ejemplo de filones capa plegados se pudo observar en cercanía al pozo de Las Ánimas (Fig. 3.5.14 b).

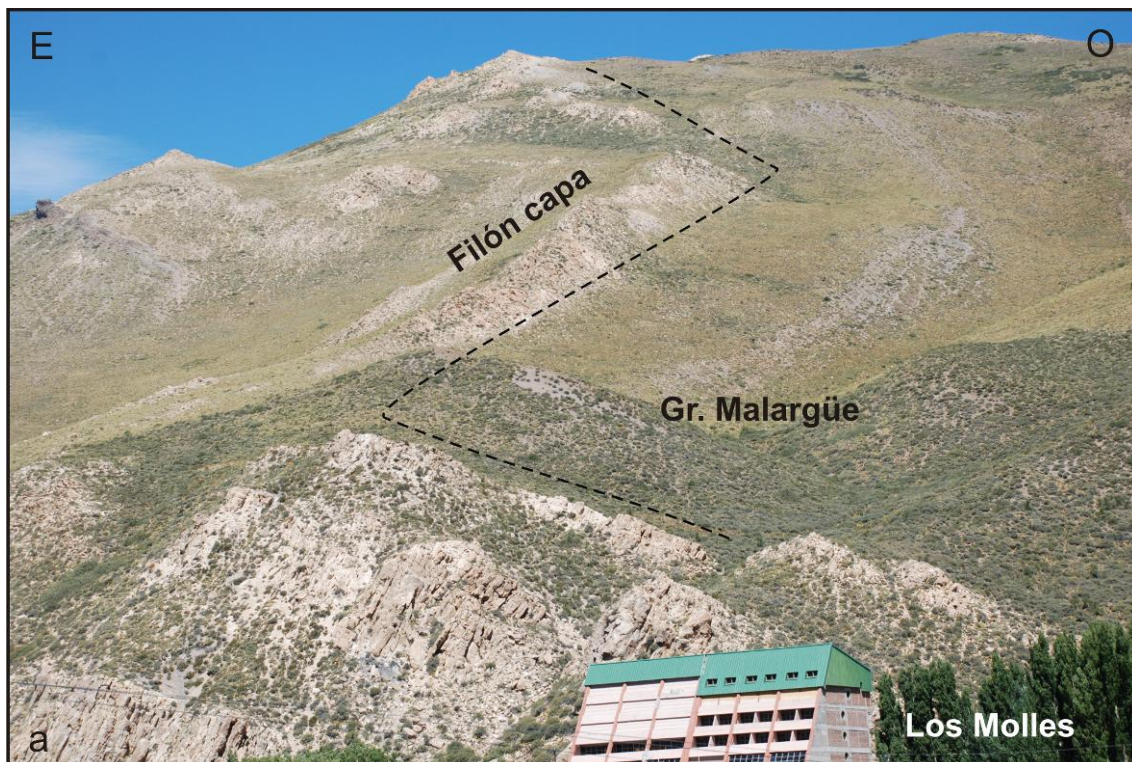


Fig. 3.5.14: a) Filón capa plegado (Pliegue Z) en cercanías del puesto Los Molles.

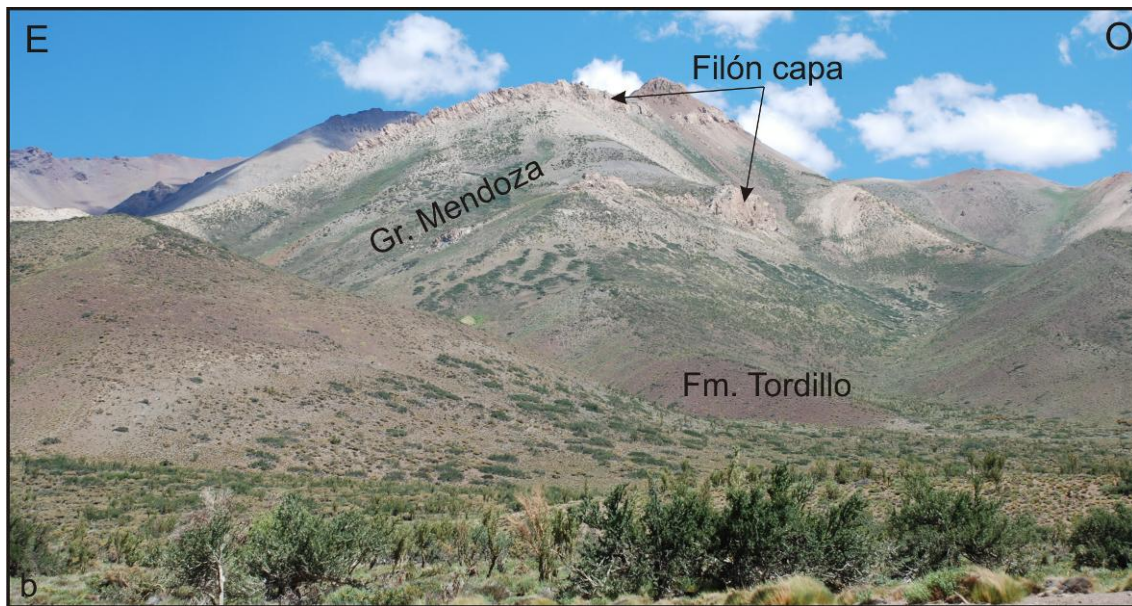
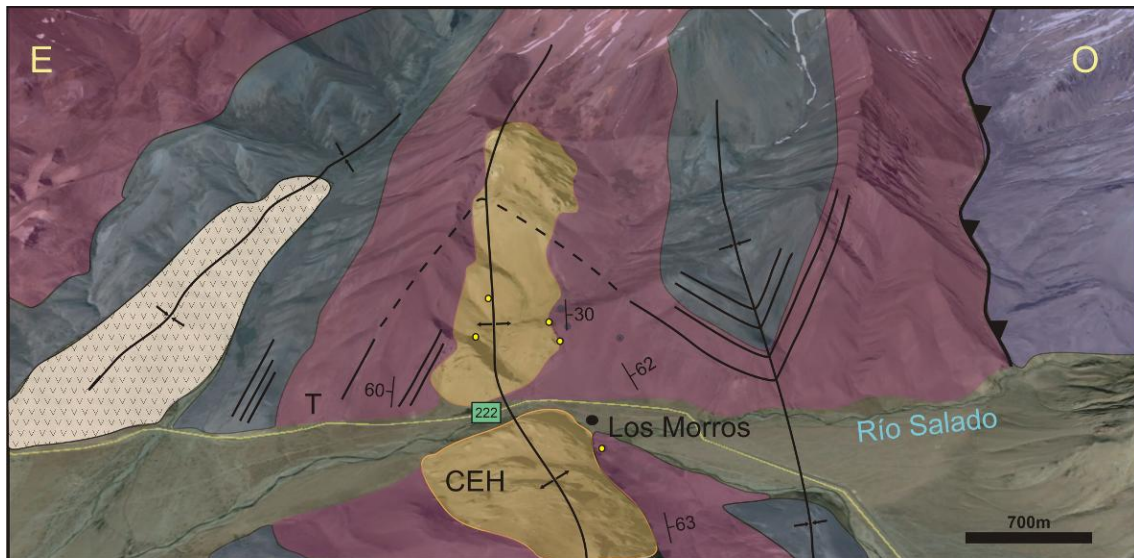


Fig. 3.5.14: b) Filones capa emplazados en el Grupo Mendoza formando una antiforma en el Pozo de Las Ánimas.

En la localidad de Los Morros, en cercanías a la confluencia de los arroyos Desecho y Las Leñas (Fig. 3.5.1), aflora un extenso cuerpo intrusivo sobre el eje del anticlinal formado por la secuencia sedimentaria en la que participan la Formación Auquilco y el Grupo Mendoza (Fig. 3.5.15). Este cuerpo presenta una extensión norte- sur de aproximadamente 7 kilómetros y 1 Kilómetro de ancho. Se trata de un cuerpo lacolítico (Fig. 3.5.16), cuya distribución está condicionada a la estructuración de la zona, en particular al núcleo del anticlinal, el cual está constituido por capas extremadamente dúctiles de la Formación Auquilco. En el contacto oriental se observa una brecha de 2 metros de espesor con clastos angulosos del propio cuerpo, por encima areniscas-conglomerádicas a areniscas finas bien estratificadas rojizas de la Formación Tordillo buzantes al este (Fig. 3.5.17).



Referencias:

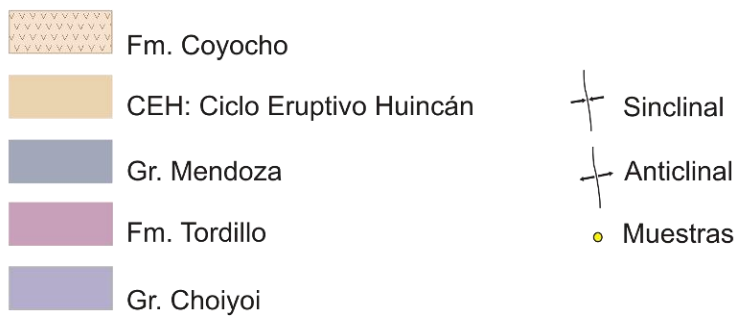


Fig. 3.5.15: Geología en la zona de Los Morros.

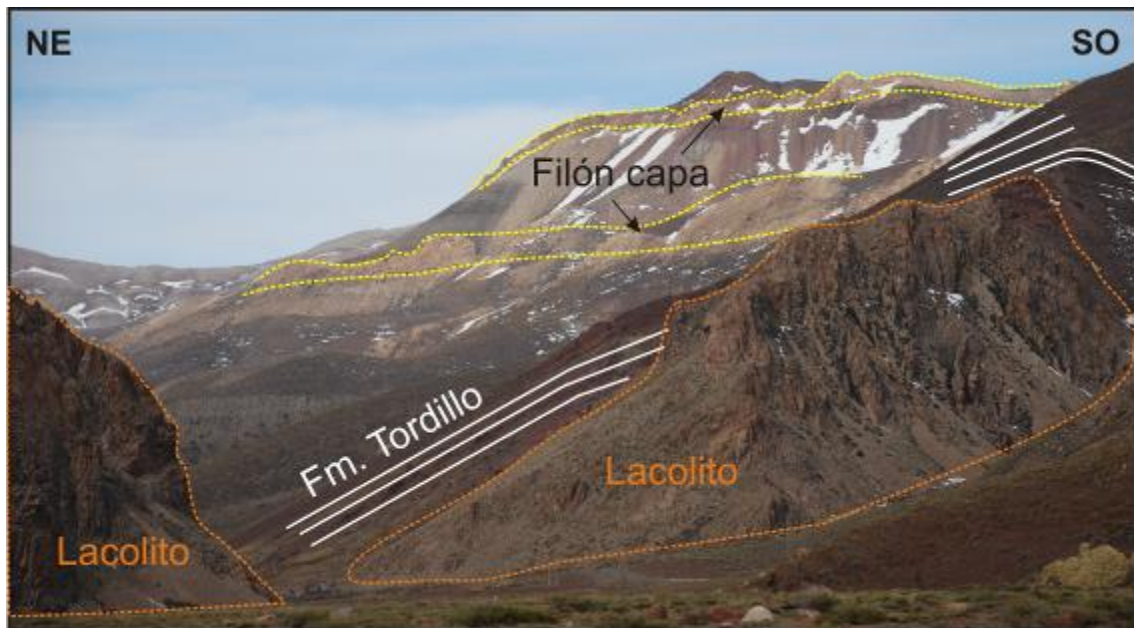


Fig. 3.5.16: Vista hacia el SE donde se distingue el cuerpo lacolítico de Los Morros en contacto con las areniscas rojizas de la Formación Tordillo buzantes al este. En el fondo de la fotografía, se distinguen cuerpos tabulares emplazados en la secuencia sedimentaria.

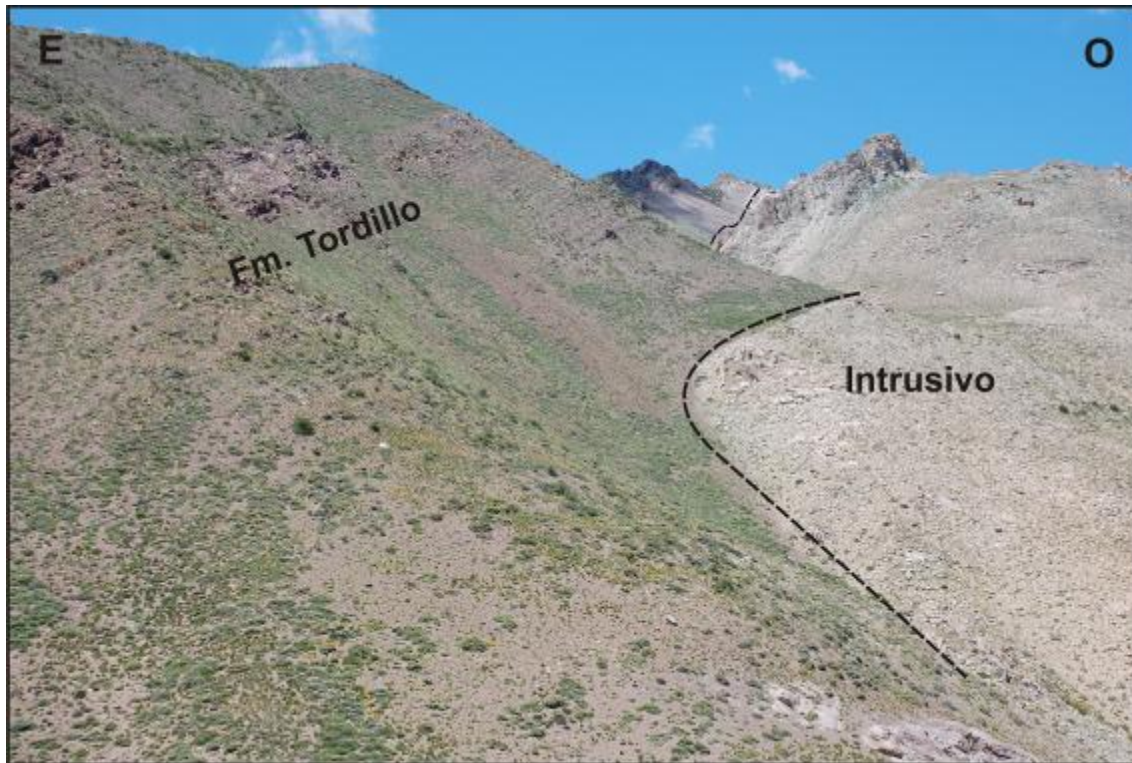


Fig. 3.5.17: Contacto oriental del cuerpo lacolítico de Los Morros y las areniscas rojizas de la Formación Tordillo.

En el contacto oriental, se puede observar que las sedimentitas de la Formación Tordillo presentan coloración blanquecina debido a la alteración, mientras que el contacto oeste es neto, y presentan menor alteración. En el contacto occidental, se distingue que las sedimentitas ubicadas cerca del contacto buzcan con altos ángulos ($270^\circ/72^\circ$), y a medida que nos alejamos del mismo disminuye su inclinación hasta ángulos menores a 30° (Fig. 3.5.18).



Fig. 3.5.18: Vista hacia el SE del cuerpo intrusivo. En líneas discontinuas naranjas se distinguen los contactos de las sedimentitas y el cuerpo subvolcánico. Se observa el cambio en el ángulo de inclinación de las areniscas rojas de la Formación Tordillo y Formación Vaca Muerta del lado occidental del cuerpo.

El cuerpo lacolítico presenta textura porfírica, está compuesto por plagioclasa, anfíbol, biotita y feldespato potásico (Fig. 3.5.19 a). En el contacto oriental del intrusivo se encontraron cristales de andalusita (Fig. 3.5.19 b) que estarían indicando cierto grado de metamorfismo de contacto. El anfíbol está

tremolitizado y en las superficies de diaclasamiento se exhiben cristales de actinolita-tremolita (Fig. 3.5.19 c). La parte central del cuerpo muestra una textura más gruesa y presenta xenolitos de grano fino con los bordes difusos reabsorbidos por el mismo, lo que indicaría que esta siendo metasomatizada (Fig. 3.5.20).



Fig. 3.5.19: a) Detalle de la textura porfírica que caracteriza las rocas del cuerpo intrusivo de Los Morros, b) cristales de andalusita presentes en las sedimentitas del contacto y c) cristales de actinolita-tremolita que se desarrollan en la zona de contacto entre el cuerpo intrusivo y las sedimentitas



Fig. 3.5.20: Detalle de los xenolitos de grano fino y con los bordes difusos, que se observan en el interior del cuerpo intrusivo.

3.6. ZONA VI: OTRAS ZONAS

En este apartado se reúne a los cuerpos ígneos estudiados en la cuesta del Chihuido y los que se encuentran en cercanía al río Poti Malal y arroyo La Vaina. La cuesta del Chihuido se ubica al oeste de la laguna Llancanelo, aproximadamente a unos 30 kilómetros al sur de la localidad de Malargüe, por la ruta 40, mientras que el río Poti Malal y el arroyo La Vaina se encuentran a unos 20 kilómetros, por la ruta 145, hacia el oeste de la localidad de Bardas Blancas (Fig. 3.6.1). En estas localidades afloran varios cuerpos tabulares, filones capa y diques, emplazados en unidades de los Grupos Cuyo y Mendoza, donde se observan ejemplos claros de que dichos cuerpos utilizan las fallas como canales de alimentación.

En la cuesta del Chihuido afloran varios cuerpos intrusivos andesíticos que presentan una marcada textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol. La morfología que presentan es tabular, es decir son diques y filones capa en contacto con pelitas oscuras de la Formación Vaca Muerta y calizas de la Formación Chachao.

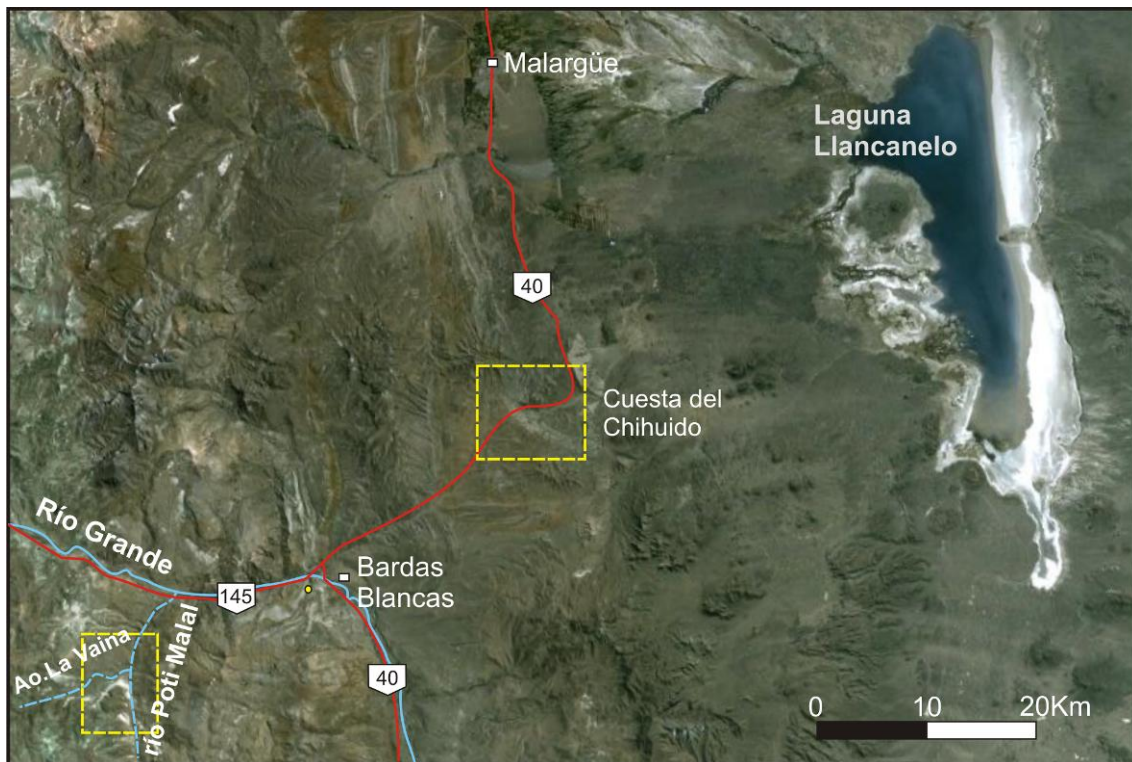


Fig. 3.6.1: Ubicación de la zona de estudio cuesta del Chihuido y río Poti Malal.

El cuerpo más oriental de la cuesta del Chihuido se halla en las lutitas de la Formación Vaca Muerta que buzcan al oeste con bajo ángulo ($212^{\circ}/12^{\circ}$). Este cuerpo se comporta como filón capa y como dique, ya que el contacto en parte es concordante (Fig. 3.6.2 a), y en otras es discordante (Fig. 3.6.2 b). En el sector concordante, las pelitas están afectadas y plegadas debido a la intrusión del magma. En la base del filón capa se observa acanalamiento "ridge and groove" paralelo a la dirección de buzamiento de las capas sedimentarias.





Fig. 3.6.2: a) Vista del contacto concordante del intrusivo y las pelitas de la Formación Vaca Muerta, se observa como las lutitas se pliegan cerca del contacto y b) detalle del contacto discordante entre el intrusivo y Formación Vaca Muerta.

Subiendo por la cuesta del Chihuido afloran varios cuerpos intrusivos en contacto con estratos carbonáticos, con abundante contenido fosilífero, de la Formación Chachao. La unidad cretácica, en dicho sector, presenta un gran espesor que podría relacionarse con un corrimiento que duplica al Grupo Mendoza (Fig. 3.6.3 a y b). Uno de los intrusivos tiene un espesor entre 15 a 20 centímetros y se encuentra emplazado en una zona de falla, donde el piso está en contacto concordante con las calizas del Grupo Mendoza, las cuales presentan una orientación $295^{\circ}/28^{\circ}$ y el techo es discordante con respecto a las sedimentitas ($268^{\circ}/12^{\circ}$). El techo del cuerpo presenta estriaciones ($275^{\circ}/48^{\circ}$) que reafirmarían la zona de falla como canal para su emplazamiento (Fig. 3.6.4). Por encima de este pequeño cuerpo aflora un filón capa de 5 metros de espesor de color verdoso, que hacia los bordes toma tonos amarillentos a causa de la alteración (Fig. 3.6.5). En estos sectores los filones capa se encuentran afectados por fallamiento (Fig. 3.6.5 a y b), lo que indicaría que se trata de cuerpos pre o sin-tectónicos.

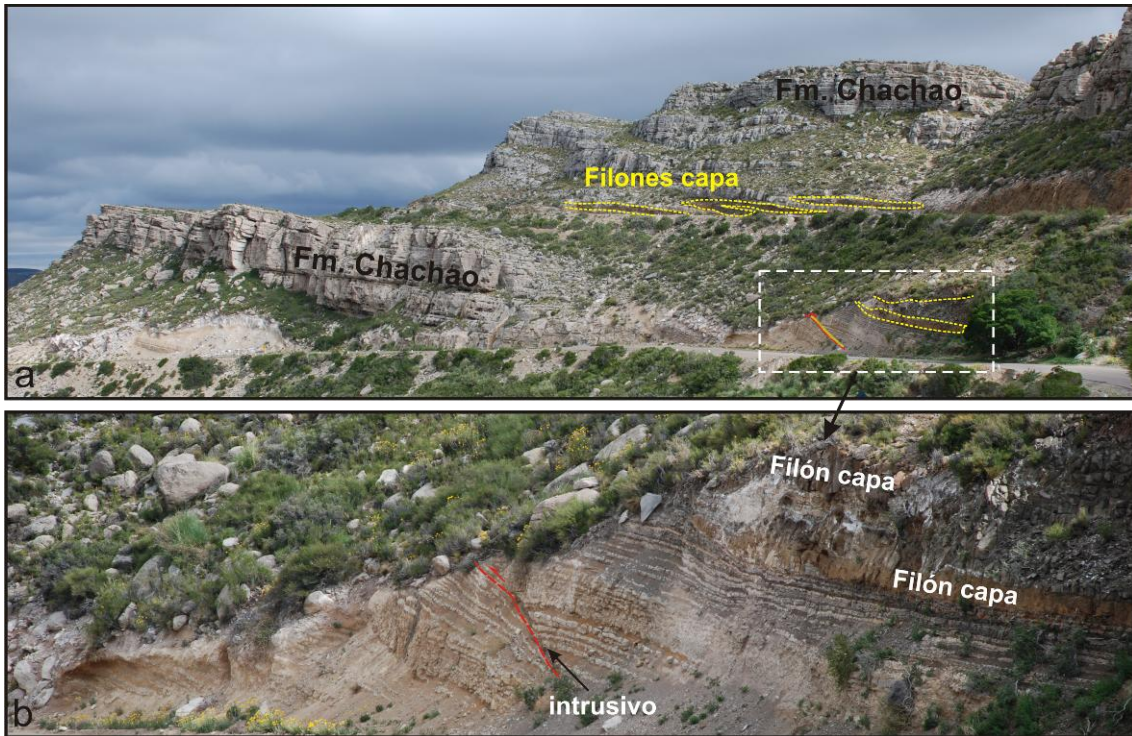


Fig. 3.6.3: a) Vista general de los intrusivos cenozoicos emplazados en el grupo Mendoza, en la cuesta del Chihuido. b) Detalle del sector donde se observa un intrusivo emplazado en la zona de falla.

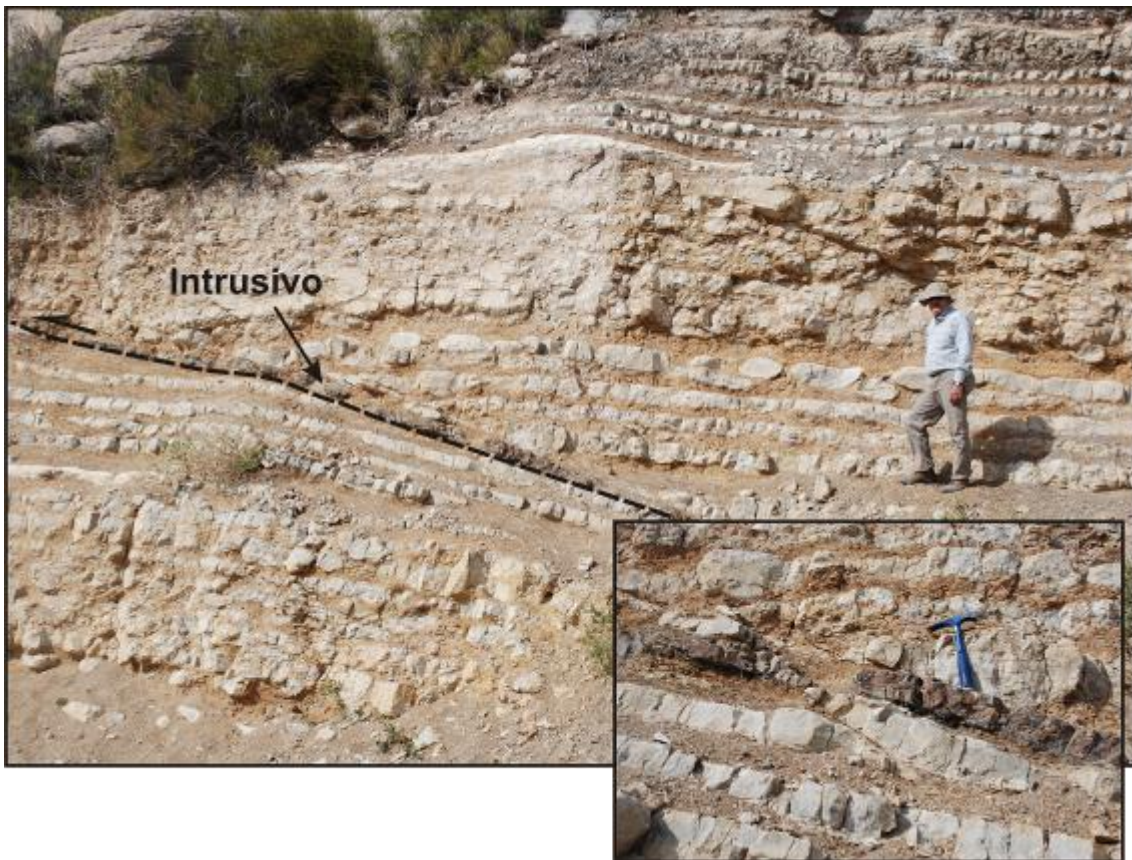


Fig. 3.6.4: a) Vista del intrusivo que aprovecha la zona de falla como canal de alimentación. b) Detalle de los contactos del cuerpo intrusivo, el piso esta marcado por un contacto concordante mientras que el del techo es discordante.

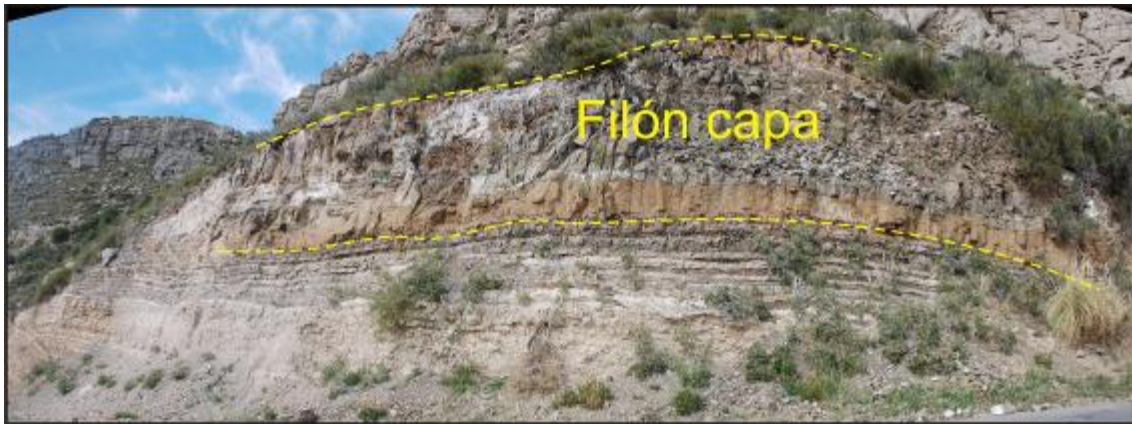


Fig. 3.6.5: Vista de un filón capa presente en la cuesta del Chihuido, donde se observan sus bordes muy alterados.

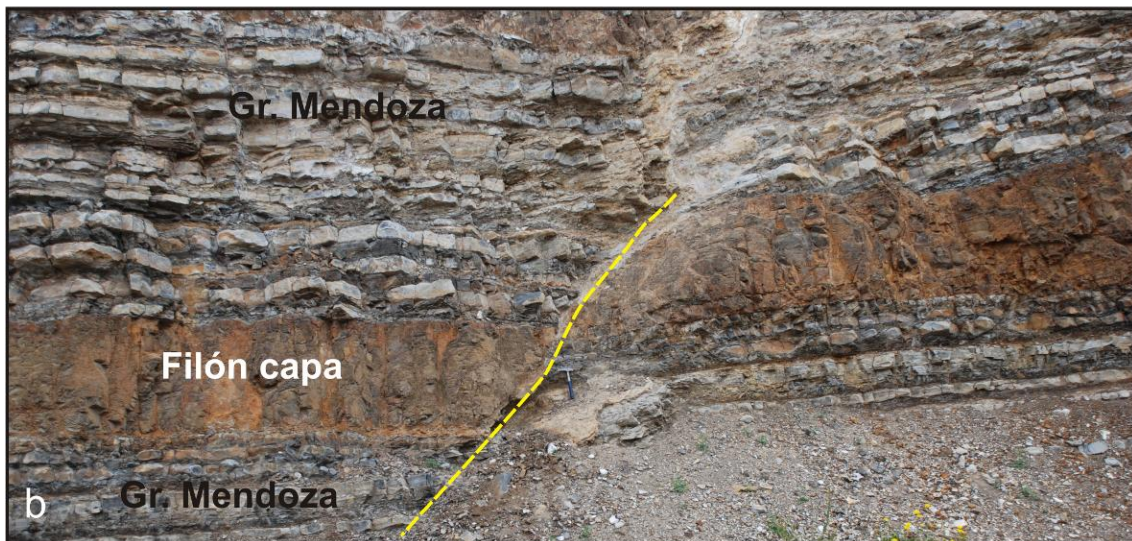
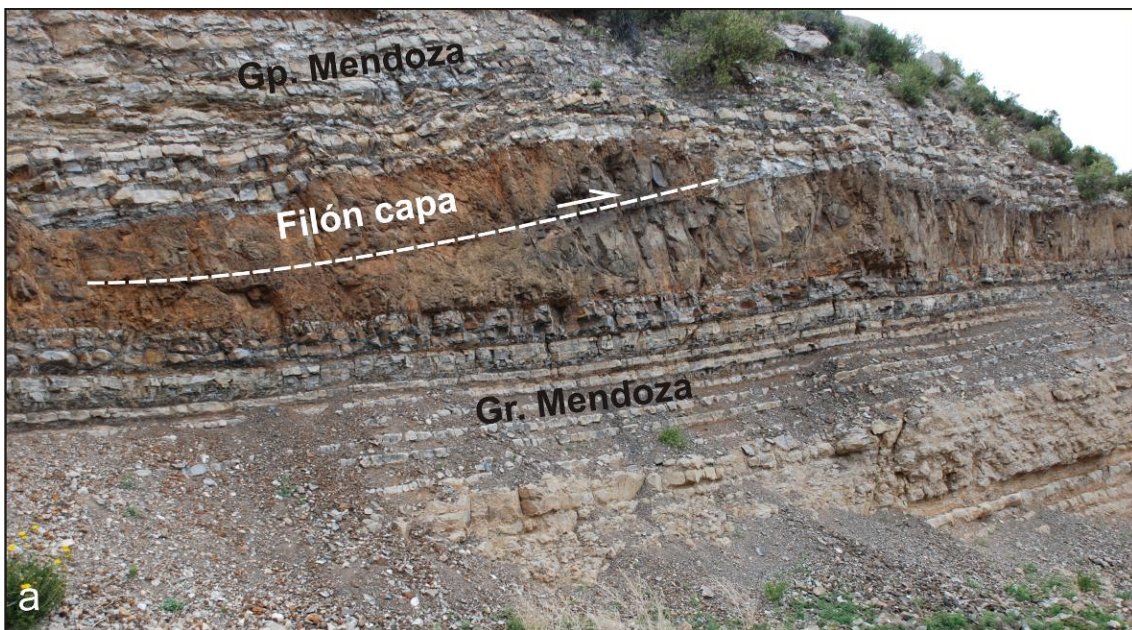


Fig. 3.6.6: a) Pequeño corrimiento que afecta al filón capa y ocasiona la duplicación del mismo. b) Detalle de un filón capa y de las sedimentitas del Grupo Mendoza desplazadas por corrimiento.

Los cuerpos que se intruyen en las calizas están más alterados que los emplazados en las pelitas-lutitas del Grupo Mendoza. Los filones y diques andesíticos (Fig. 3.6.7) emplazados en estas calizas, exhiben una marcada erosión catafilar (Fig. 3.6.8) y muestran fragmentos de las mismas. En este sector se halla un dique que corta a los filones capa (Fig. 3.6.9) emplazados en el Grupo Mendoza, el cual se acuña y presenta finos tabiques que evidencian la delicadeza y suavidad del emplazamiento del magma.



Fig. 3.6.7: Detalle de la roca andesítica, con textura porfírica y fenocristales de plagioclasa y anfíbol, de un filón capa de esta localidad.



Fig. 3.6.8: Vista de detalle de la erosión catafilar que presentan los filones capa de la cuesta del Chihuido.

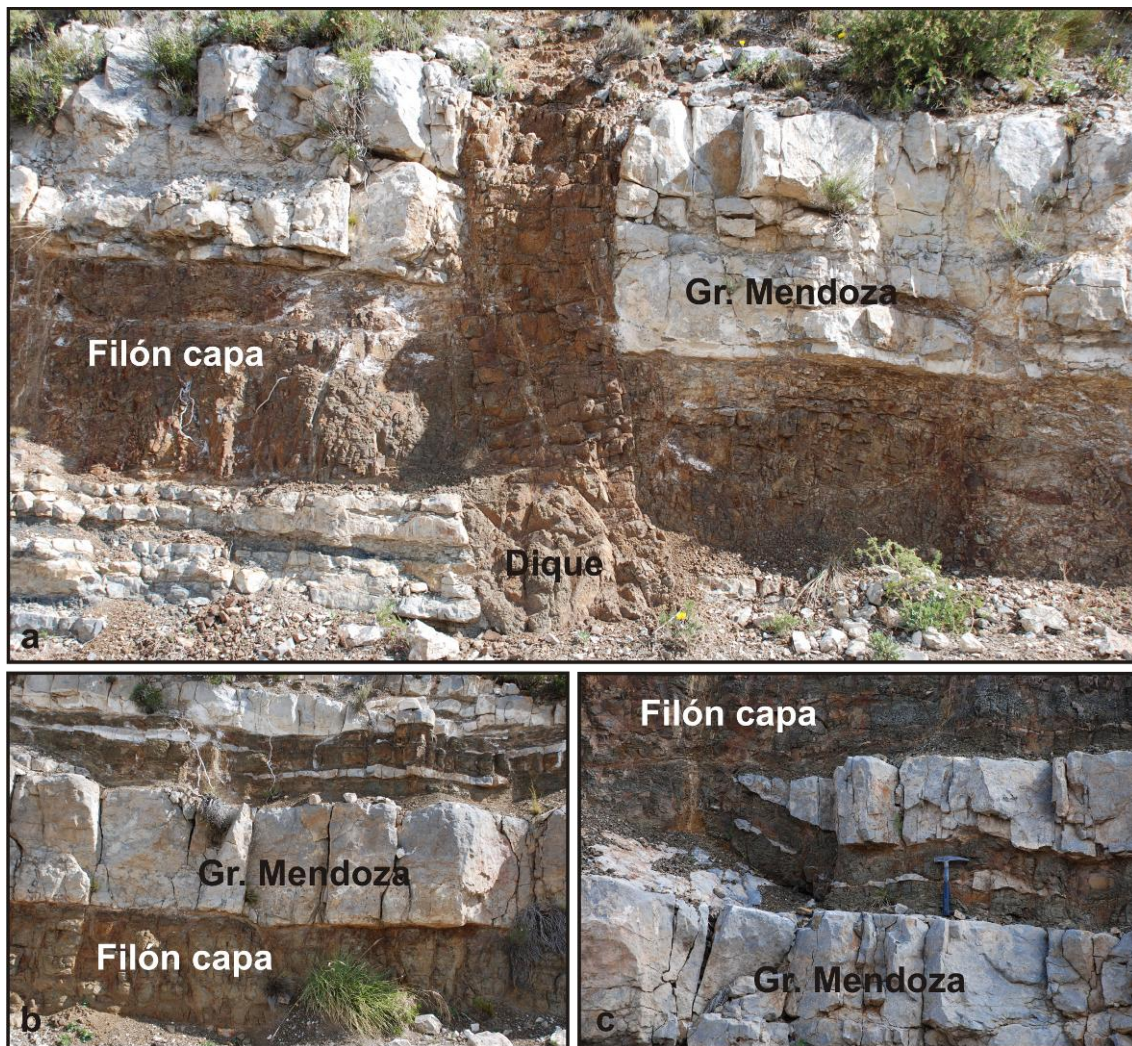


Fig. 3.6.9: a) Vista de un dique que corta a un filón capa emplazado en el Grupo Mendoza. b) Detalle de los pequeños y finos tabiques de las calizas, en el interior de un filón capa. c) Acuñaamiento del Grupo Mendoza, entre dos filones capa.

Hacia el sudoeste de la cuesta del Chihuido, en cercanías a Bardas Blancas, aflora el basamento (Grupo Choiyoi), el Grupo Cuyo, las calizas de la Formación La Manga y el cuerpo intrusivo que constituye el Cerro Palao Mahuida (Fig. 3.6.10 a y b). El cuerpo exhibe una forma lacolítica que se extiende unos 3,2 kilómetros de ancho por 8 kilómetros de largo. Se interpreta que el lacolito se emplazó utilizando el retrocorrimento Sierra Azul (rumbo: 200° y buza en la dirección: 110°), como canal de alimentación (Dimieri, 1992). El plano de falla presenta una superficie rugosa y las sedimentitas de la Formación La Manga en ese sector se encuentran plegadas y disturbadas (Fig. 3.6.10 c).

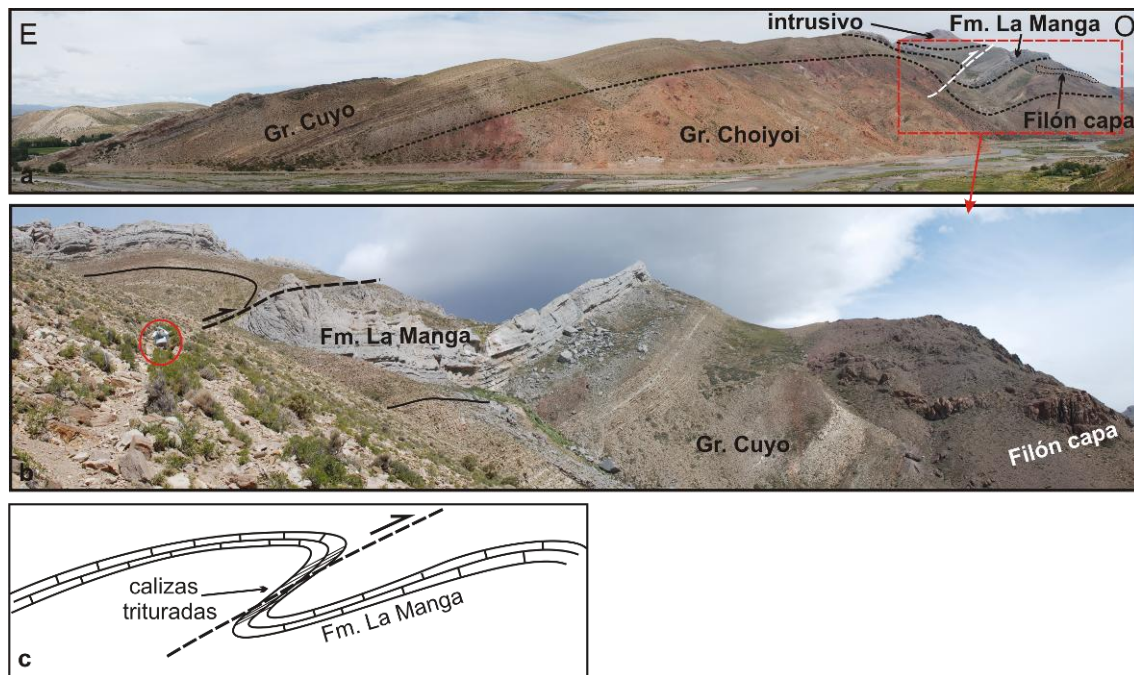
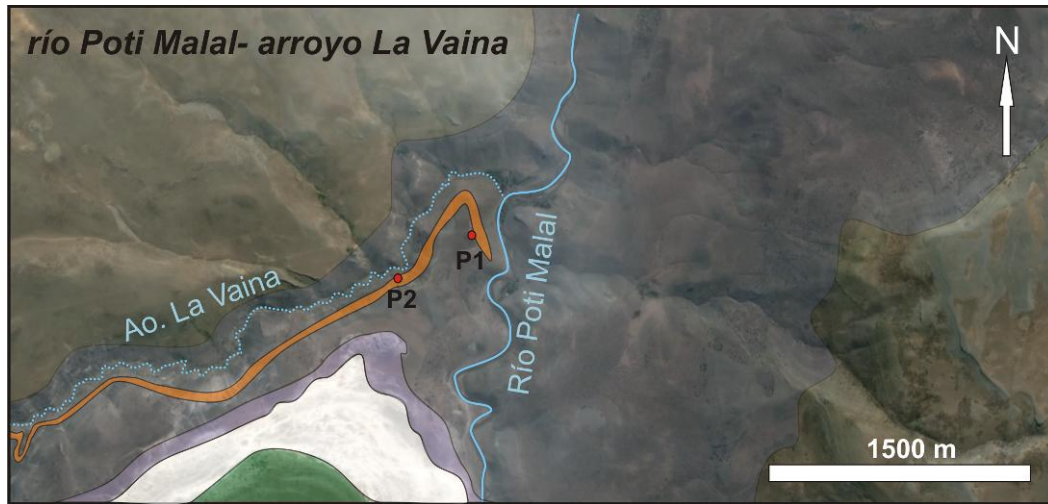


Fig. 3.6.10: Foto panorámica con vista hacia el sur. a) Retrocorrimiento río Grande, la línea discontinua blanca indica el corrimiento; la línea punteada negra señala los contactos entre el cuerpo intrusivo y Grupo Choiyoi, Grupo Cuyo y Fm. La Manga. b) Detalle del pliegue de la Formación La Manga y el retrocorrimiento. c) Esquema interpretado del corrimiento y las calizas de la Formación La Manga que se observa en la fotografía anterior (b).

Por su parte en la zona del río Poti Malal y arroyo La Vaina aflora un extenso cuerpo ígneo (Fig. 3.6.11) emplazado en areniscas amarillentas, bien laminadas con intercalaciones de capas calcáreas azuladas de la Formación Tres Esquinas (Fig. 3.6.12 a y b). Este cuerpo es un filón capa, con contactos concordantes, y con un espesor entre 8 a 10 metros, presenta una orientación $142^{\circ}/8^{\circ}$ y en el techo del mismo se exhiben estrías con rumbo 310° . La sucesión sedimentaria en esta zona continúa con las calizas de la Formación La Manga, el yeso de la Formación Auquilco y por encima de este en contacto concordante el Grupo Mendoza (Fig. 3.6.11). Este filón capa puede seguirse por varios kilómetros hacia el oeste, donde culmina conectándose con un cuerpo lacólico en el cerro Bayo (Dimieri 1992).



Referencias:

- Ciclo Eruptivo Huincán
- Gr. Mendoza
- Fm. Auquilco
- Fm. La Manga
- Gr. Cuyo

Fig. 3.6.11: Geología sobre el río Poti Malal y el arroyo La Vaina.

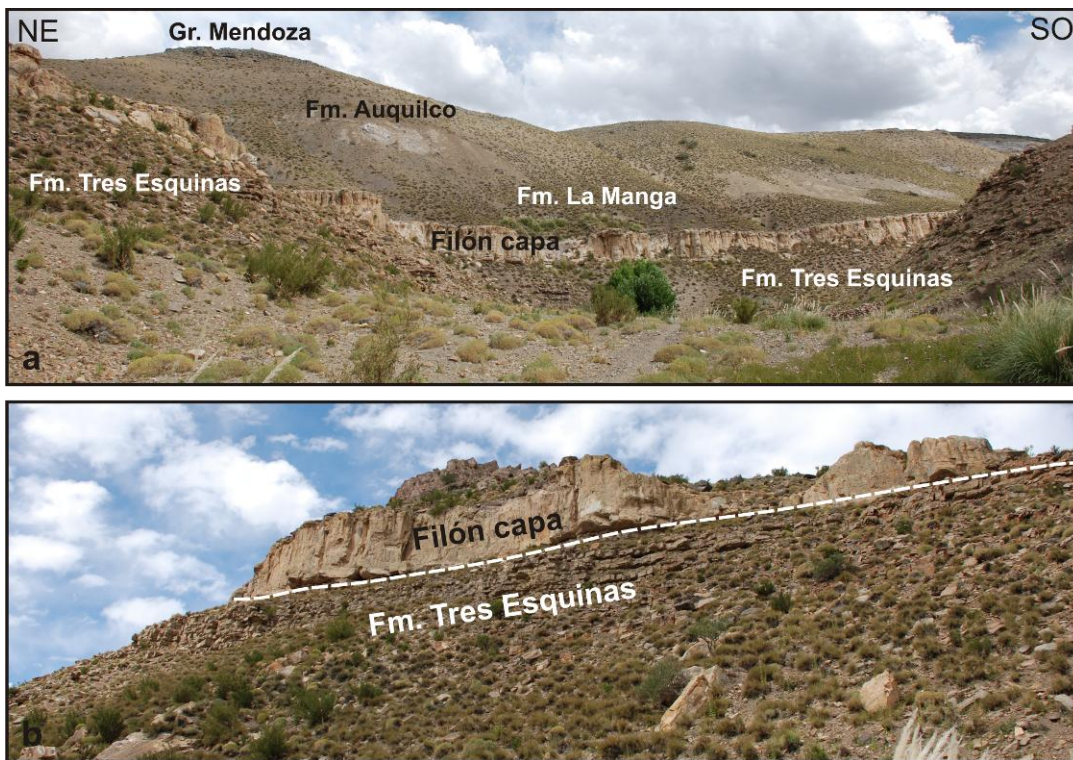


Fig. 3.6.12: a) Foto panorámica de la zona Poti Malal-La Vaina donde aflora un extenso cuerpo ígneo emplazado en la Formación Tres Esquinas. b) Detalle del contacto concordante del filón capa con las sedimentitas del Grupo Cuyo.

Capítulo IV: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

Mediante la utilización del microscopio petrográfico se estudiaron aproximadamente 90 muestras de rocas pertenecientes a los cuerpos subvolcánicos del área de estudio, cuya ubicación se exponen en los mapas de cada zona y se presentan en el Anexo I. Del total, 33 muestras corresponden a la zona de laguna Amarga, 10 a la zona Los Buitres-Alquitrán, 11 al cerro Chivato, 25 al sector de arroyo Blanco y 15 a los cuerpos intrusivos de cuesta del Chihuido y de Poti Malal. La determinación petrográfica de las rocas se realizó utilizando la clasificación del IUGS (Le Maitre 2002).

Finalmente, en base a los resultados obtenidos a partir del análisis petrográfico de cada una de las rocas, se seleccionaron 55 muestras representativas de la zona de estudio, para realizar análisis químicos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas sobre roca total (Anexo II).

4.1 PETROGRAFÍA

4.1.1 Laguna Amarga

Se realizó un muestreo de toda la zona de Laguna Amarga que permitió analizar las características petrográficas y geoquímicas de los cuerpos tabulares o filones capa y del cuerpo lacolítico central (Fig. 4.1.1.1). Las rocas que forman los filones capa en el área de estudio son, mayormente, de composición andesítica, presentan texturas porfíricas y glomeroporfíricas y las texturas de la matriz varían de pilotácicas a microgranulares.

Una de las rocas representativas del filón capa ubicado en el sector oriental del área de estudio (M3), presenta textura porfírica (Fig. 4.1.1.2) en parte glomeroporfírica, con fenocristales de anfíbol y plagioclasa agrupados en glomerocristales (Fig. 4.1.1.3a) y cristales de biotita. La textura de la mesostasis es pilotácica, con tablillas de plagioclasa que exhiben cierta orientación (Fig. 4.1.1.3b). La relación fenocristales/matriz es de 45/55%.

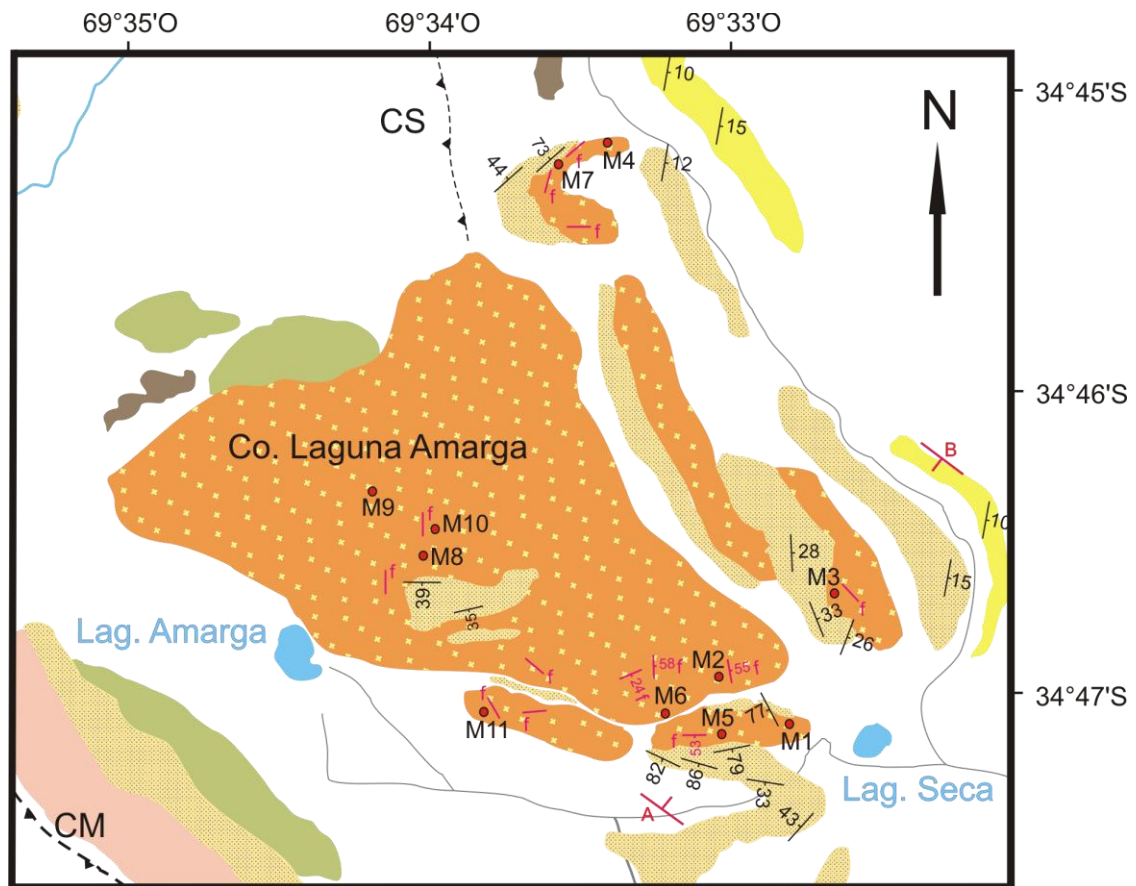


Fig. 4.1.1.1: Ubicación de las muestras tomadas en la zona de Laguna Amarga.

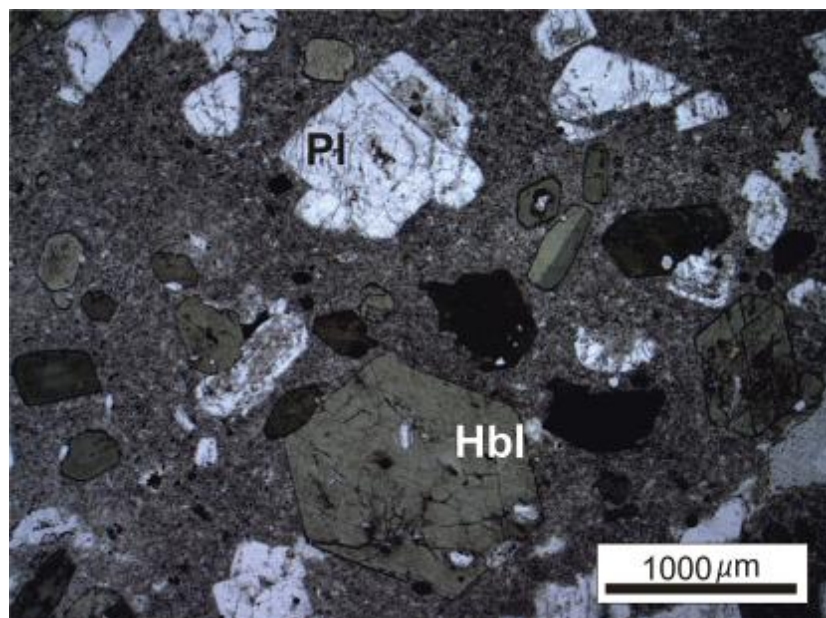


Fig. 4.1.1.2: Textura porfírica de una andesita típica de uno de los filones capa de laguna Amarga, en la que se observan fenocristales de plagioclasa (Pl) y de hornblenda (Hbl) de tamaños variados, en una mesostasis de grano fino; con luz paralela.

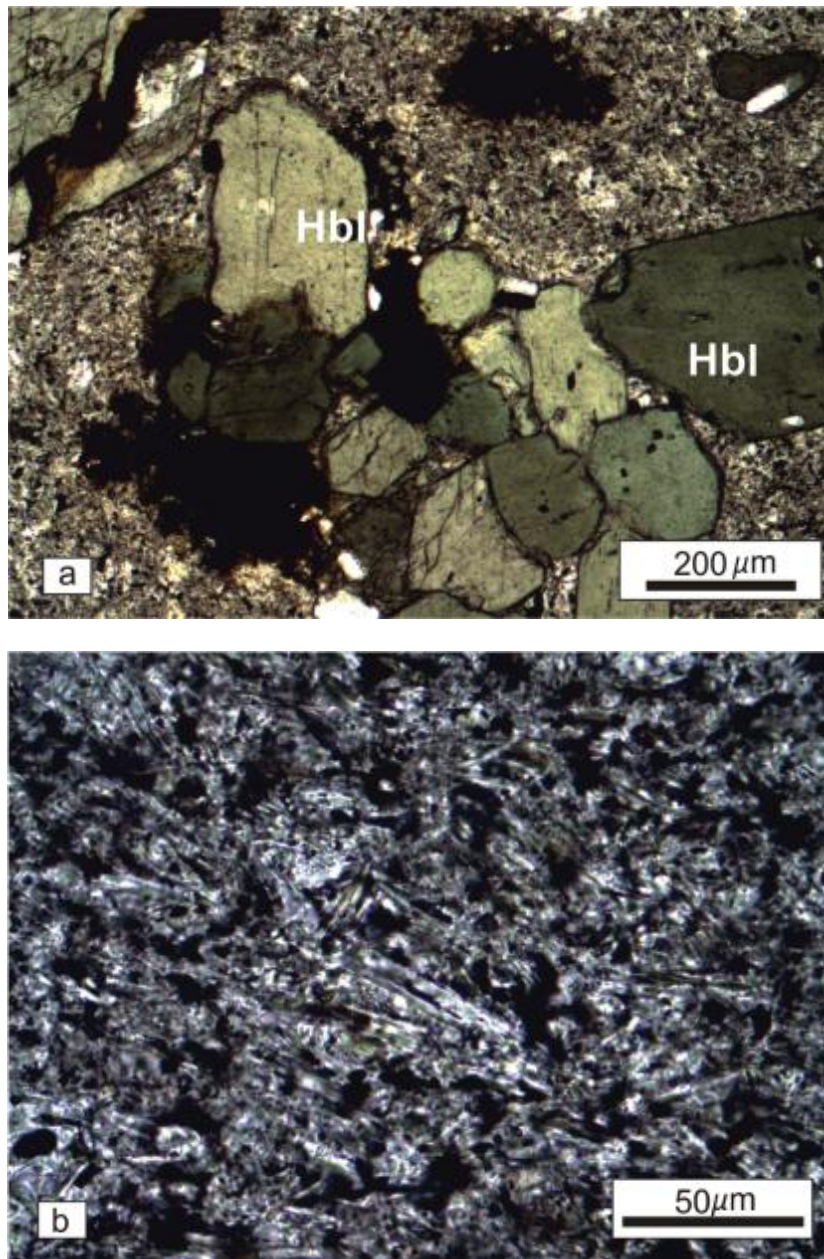


Fig. 4.1.1.3: Microfotografías con luz paralela, de una andesita del sector oriental de laguna Amarga. a) Textura glomeroporfírica con fenocristales de hornblenda (Hbl) agrupados en glomerocristales; b) Detalle de la textura pilotáxica del mismo cuerpo.

Los cristales de plagioclasa (25%) son euhedrales a subhedrales y presentan dos generaciones: una de mayor tamaño ($< 4\text{mm}$), de composición labradorita, y otra más pequeña ($< 1\text{mm}$), con zonación oscilatoria y maclado polisintético. Aparece moderadamente alterada a calcita en el centro de los cristales.

La hornblenda (15%), forma cristales euhedrales a subhedrales, de color verde a pardo. La mayoría de ellos, presentan bordes reabsorbidos y marcados

por un delgado anillo integrado por diminutos cristales de minerales opacos y de un mineral incoloro, de relieve moderado, probablemente piroxeno, no identificado certeramente debido a su pequeño tamaño. Sin embargo, Baldauf (1997), reconoce en cristales de hornblenda de la Fm Huincan II, del intrusivo de laguna Amarga, un fenómeno similar al descrito, e identifica a este mineral como un clinopiroxeno y el mineral opaco como magnetita. Winter (2010) sugiere que este anillo formado por piroxenos y minerales opacos, se produce por un proceso de deshidratación de la hornblenda, como consecuencia de la disminución de la presión durante el ascenso del magma.

Las biotitas (5%) de formas euhedrales poseen un tamaño menor a 0,5 mm. Como mineral secundario, se aprecia epidoto y como accesorios, apatito y minerales opacos de tamaños considerables y formas hexagonales y cuadradas.

Las rocas pertenecientes a los filones capa presentan escasas diferencias entre sí, sólo varía el tamaño de grano de la mesostasis, de grano fino a muy fino y la textura de pilotáxica a microgranular. En cuanto a la mineralogía, algunas rocas presentan cuarzo y piroxeno, además de hornblenda, plagioclasa y biotita.

Por su parte, las rocas que forman el cuerpo lacolítico central, también poseen una composición andesítica, son de colores grisáceos a castaños-amarillentos. Al igual que en los filones capa, estas rocas, presentan textura porfírica (Fig. 4.1.1.4a) y una matriz que varía de microgranular a pilotáxica.

Una de las muestras correspondiente al cuerpo central (M9), posee una matriz con textura microgranular (Fig. 4.1.1.4b), formada por microlitos de plagioclasa, con maclas polisintéticas y láminas de biotita subhedrales, que frecuentemente se agrupan en forma de nidos. Se caracteriza por una relación fenocristal/mesostasis de 45/55%. Los fenocristales son de plagioclasa (35%) y anfíbol (10%), y la mesostasis está compuesta por microlitos de plagioclasa (30%), biotita (15%), minerales opacos (8%) y escasos anfíboles (2%).

Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, presentan maclas de deformación, zonación oscilatoria y están fuertemente reabsorbidos en sus bordes y parcialmente alterados a calcita.

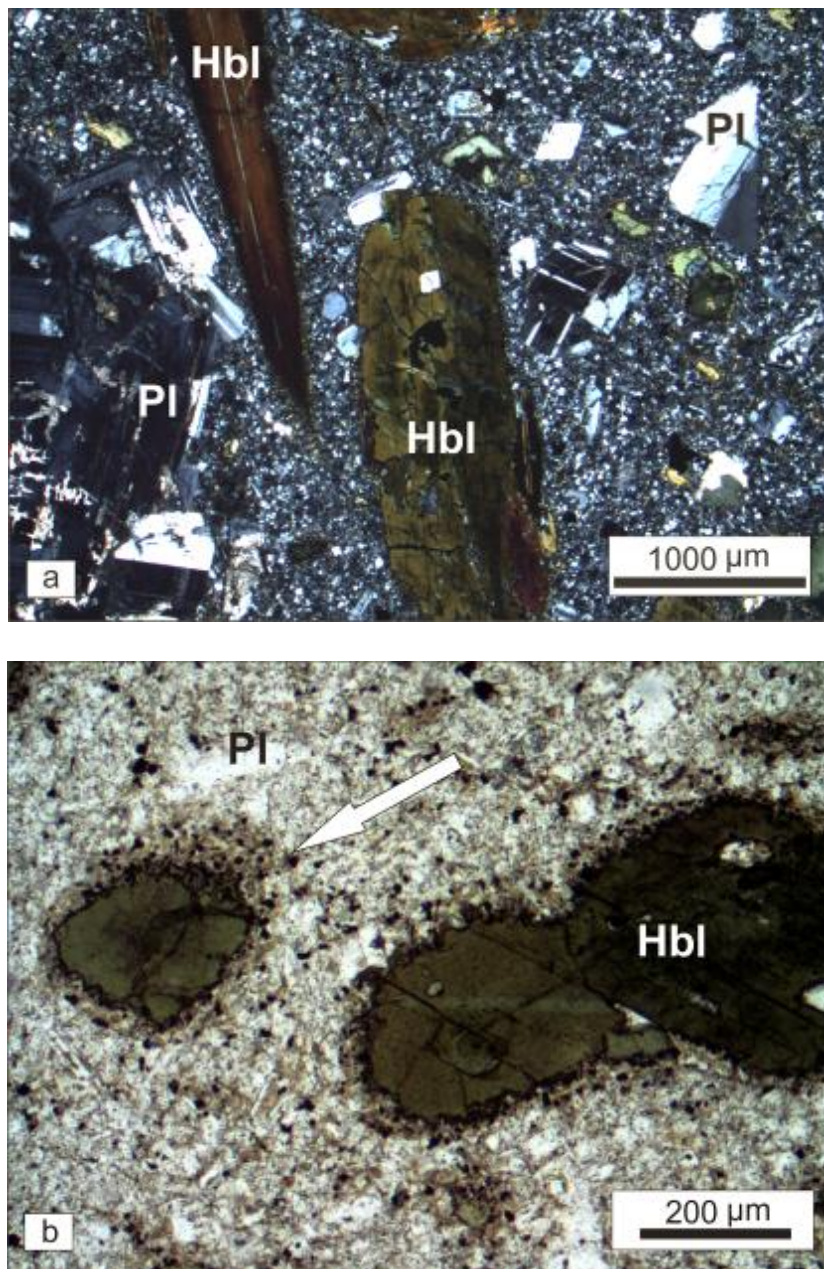


Fig. 4.1.1.4: a) Textura porfírica con una mesostasis microgranular del cuerpo central lacolítico, (con nicoles cruzados); b) Detalle de la textura microgranular, se destacan los cristales de hornblenda (Hbl) con bordes resorbidos por minerales opacos y piroxenos, marcado por la flecha blanca, (con luz paralela).

Los cristales de hornblenda son subhedrales y en sus bordes presentan fenómenos de reabsorción con formación de pequeños cristales de minerales opacos y piroxenos, (Fig. 4.1.1.4b). Asimismo, algunas láminas de biotita presentan sus bordes reabsorbidos de manera similar a la hornblenda.

Además, se reconocen pequeños agregados de ceolitas, como mineral secundario, y como accesorios se determinaron apatito y minerales opacos.

Otra de las muestras tomada en el sector sur del cuerpo lacolítico de laguna Amarga (M1), está constituida por un pórfido andesítico de color gris, que presenta textura porfírica (Fig. 4.1.1.5 a), con abundantes fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol, biotita y piroxeno que totalizan entre el 55 y 60 % de la roca. La matriz microgranular (40-45%) está compuesta por tablillas de plagioclasa y cuarzo intersticial (Fig. 4.1.1.5 b).

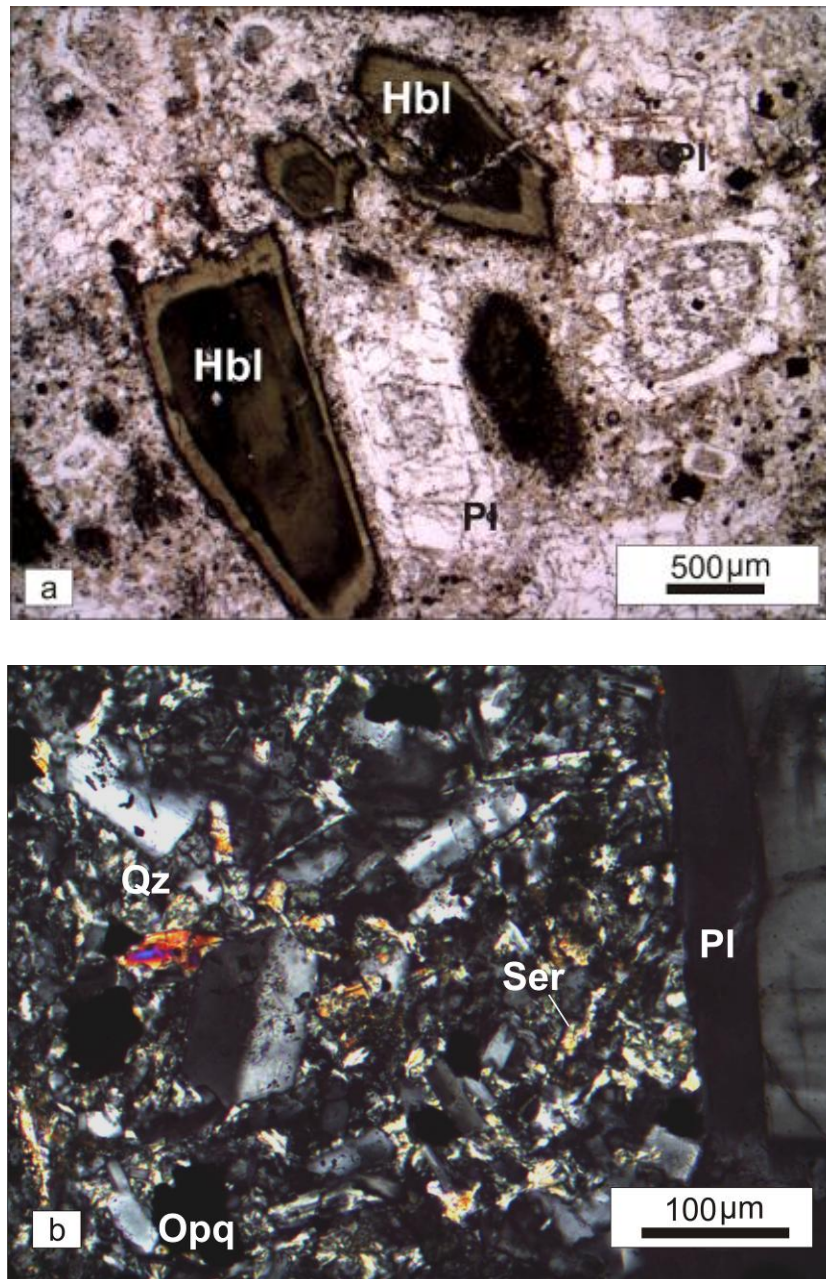


Fig. 4.1.1.5: a) Textura porfírica con fenocristales de hornblenda (Hbl) y de plagioclasa zonados (Pl), con luz paralela. b) Detalle de la textura microgranular, formada por plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz), junto con sericita (Ser) y minerales opacos (Opq); con nicols cruzados.

Los fenocristales de plagioclasa (42%) son euhedrales a subhedrales, se encuentran zonados y maclados, en algunos casos están fracturados. Los individuos mayores alcanzan 4,2 mm de largo y presentan maclas de deformación (Vernon 2004) (Figs. 4.1.1.6a).

Algunos fenocristales de plagioclasa muestran una marcada discontinuidad, con una zonación irregular "patchy zoning" en el centro del cristal y un anillo con zonación oscilatoria hacia los bordes (Vance, 1965), (Fig. 4.1.1.6b). Frecuentemente, los fenocristales de plagioclasa se presentan sericitizados.

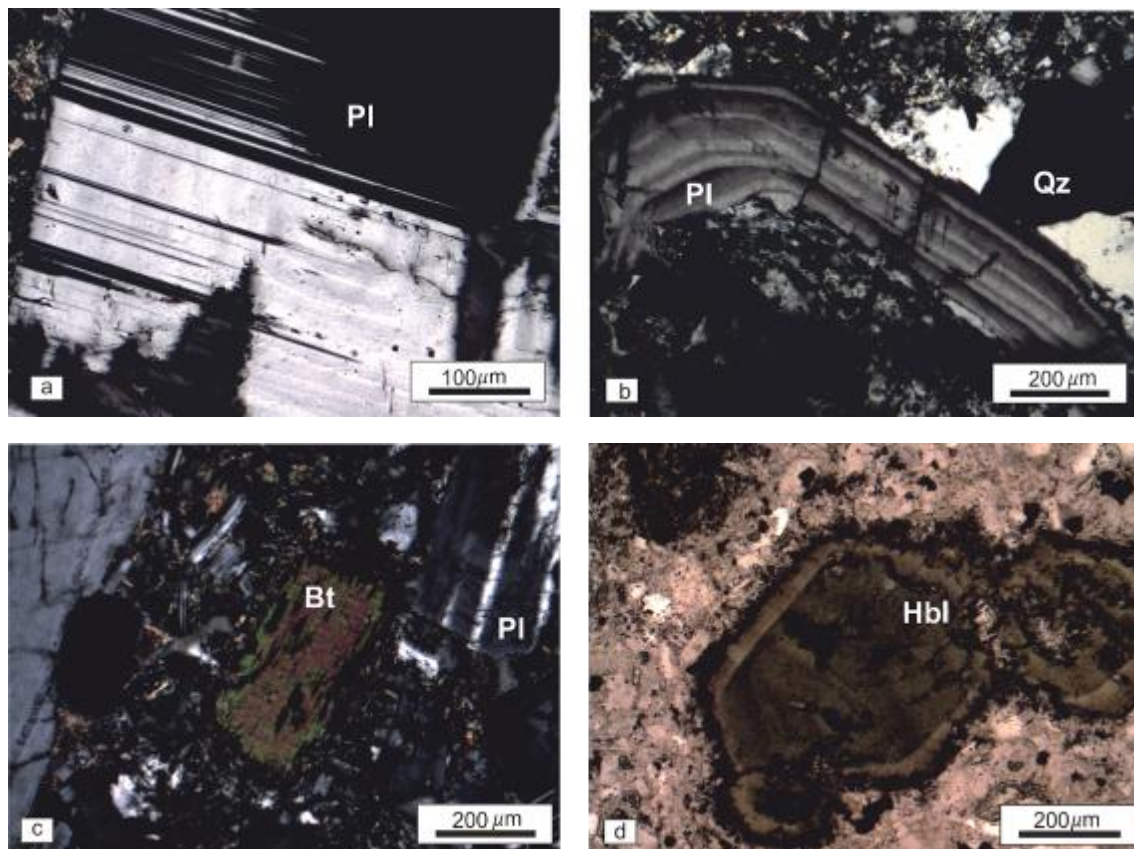


Fig. 4.1.1.6 a) Fenocristal de plagioclasa (Pl) con maclas de deformación; b) Fenocristal de plagioclasa (Pl), con marcada discontinuidad en el núcleo, una zona irregular "patchy zoning" y un anillo con zonación oscilatoria; c) Lámina de biotita (Bt), con bordes reabsorbidos; d) Fenocristales de hornblenda (Hbl) con zonación; se aprecian los bordes corroídos, con un anillo de minerales opacos. Microfotografías a, b y c: con nicoles cruzados, d: con luz paralela.

Entre los minerales máficos dominan la hornblenda (15%), y en menor proporción la biotita (<1%). Esta última es de color pardo, con fuerte

pleocroismo, se encuentra como fenocristales aislados, y presenta sus bordes corroídos y parcialmente reemplazados por agregados de diminutos granos de minerales opacos (Fig. 4.1.1.6c).

Los cristales de hornblenda de color verde a pardo verdoso, son euhedrales a subhedrales, y poseen un tamaño entre 3 y 0,19 mm de largo. Exhiben maclas, zonación y generalmente se observa una segregación de minerales opacos en los bordes y en los planos de clivaje (Fig. 4.1.1.6d). En algunos casos, los cristales de hornblenda se presentan formando halos alrededor de los cristales de piroxeno, lo que estaría indicando un proceso de hidratación de este último mineral y consecuente transformación del piroxeno en hornblenda.

Los fenocristales de cuarzo ($\leq 2\%$) presentan formas anhedrales y extinción ondulatoria. Los piroxenos ($<1\%$) muestran altos colores de interferencia y extinción oblicua, lo que indica que se trata de clinopiroxenos. Como minerales secundarios se distinguen sericita y epidoto y entre los accesorios, minerales opacos.

Una de las muestras tomadas en el centro del cuerpo intrusivo, la (M10) presenta una textura porfírica (Fig. 4.1.1.7a), donde los fenocristales corresponden en su mayoría a plagioclasas (30%) y anfíboles (25%), dispersos en una mesostasis pilotáxica fina (45%), formada por microlitos de plagioclasa orientados, (Fig. 4.1.1.7b).

Los fenocristales de plagioclasas poseen formas euhedrales, presentan maclas de deformación y una marcada zonación oscilatoria. El anfíbol es de color pardo a marrón rojizo, presenta clivaje bien marcado y extinción casi recta.

Además de los minerales opacos, aparecen como minerales secundarios sericita y calcita.

En general, el cuerpo intrusivo central de laguna Amarga muestra características texturales y mineralógicas similares en toda su extensión incluyendo a los filones capa. Se pueden observar ciertas diferencias en las zonas de contacto con la roca de caja, especialmente en el borde sur del cuerpo

intrusivo central, donde los fenocristales de estas rocas se presentan algo más fracturados y parcialmente alterados.

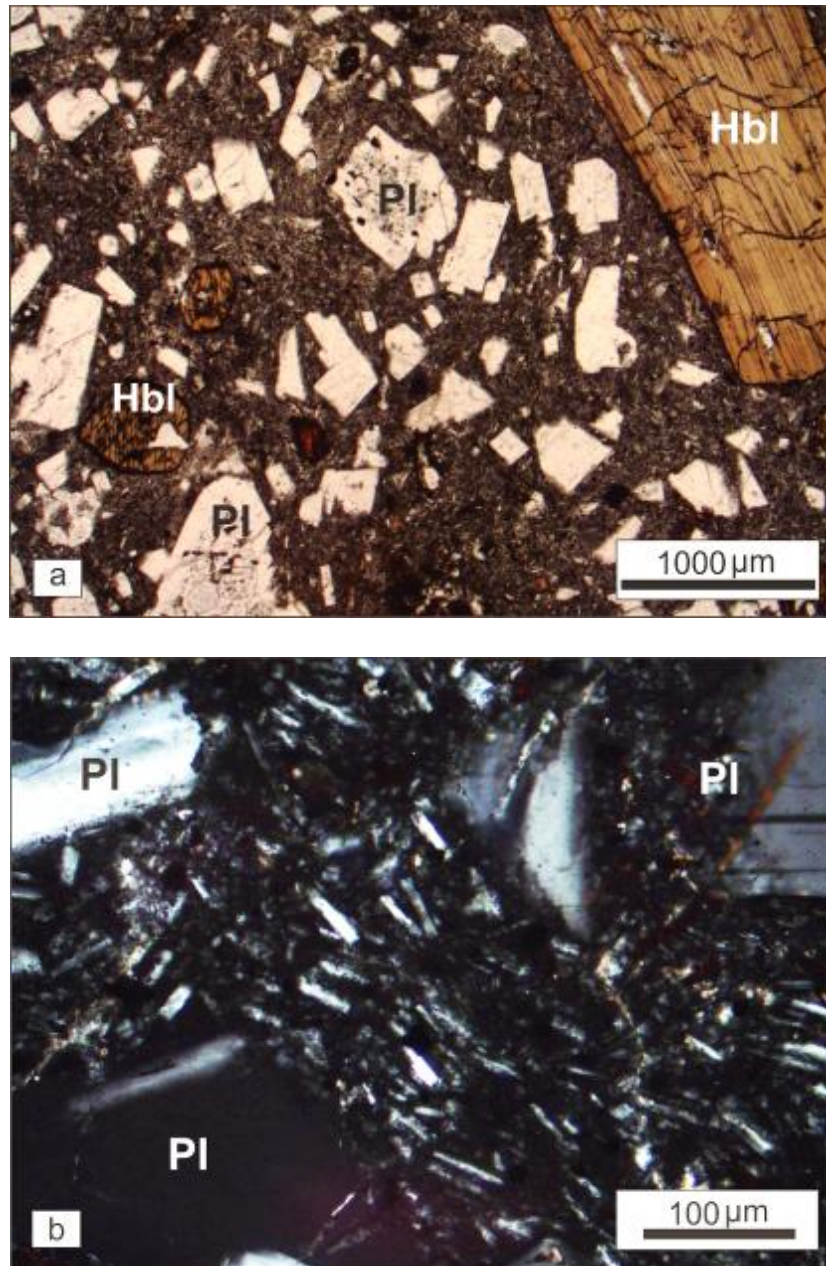


Fig. 4.1.1.7: a) Vista de la textura porfírica de una roca tomada en el centro del cuerpo intrusivo, en la que se destaca la presencia de los fenocristales de plagioclasa (Pl) y hornblenda (Hbl), (con luz paralela). b) Detalle de la mesostasis pilotáxica compuesta por microlitos de plagioclasa (Pl) orientados, (con nicoles cruzados).

4.1.2 Los Buitres- Cerro Alquitrán

Las muestras de roca que se estudiaron tanto en la zona de Los Buitres como en el cerro Alquitrán, se encuentran ubicadas en el mapa de la Fig. 4.1.2.1.

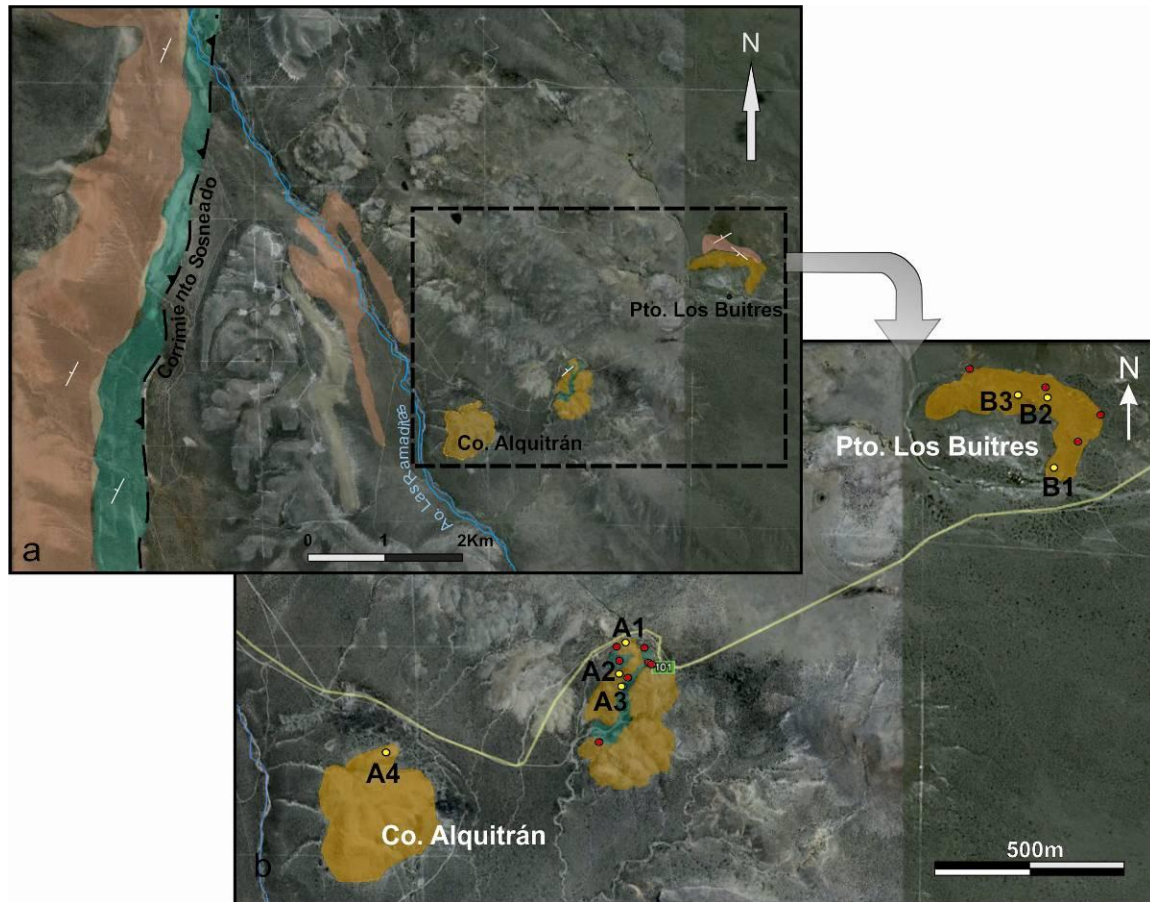


Fig. 4.1.2.1: Ubicación de las rocas analizadas en la zona Los Buitres - cerro Alquitrán. Los afloramientos del Grupo Malargüe se muestran en color verde, Formación Agua de la Piedra en color rosado, y Andesita La Brea del Ciclo Eruptivo Huincán en color naranja. Los círculos hacen referencia a las muestras, los círculos de color amarillo indican las muestras en las que se realizaron análisis químicos.

Las rocas de los cuerpos subvolcánicos obtenidas en los afloramientos del puesto Los Buitres, son principalmente de composición andesítica, presentan texturas porfíricas (Fig. 4.1.2.2a) con fenocristales de plagioclasas (40%), anfíboles (30%) y piroxenos (augita 20%) y abundantes minerales opacos (10%), y escasa calcita. La matriz pilotáxica (Fig. 4.1.2.2b), está compuesta por tablillas de plagioclasa y agujas de piroxeno con cierta orientación.

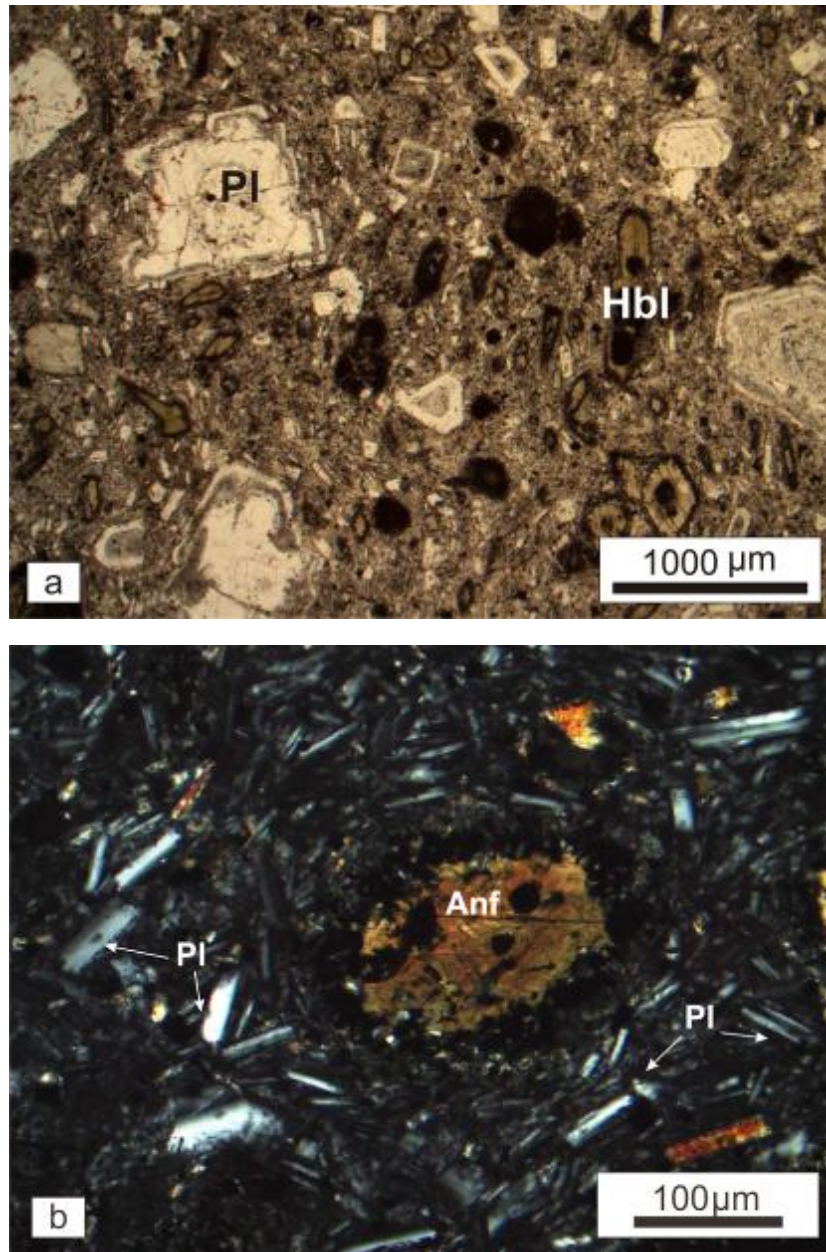


Fig. 4.1.2.2: a) Textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (Pl) y hornblenda (Hbl) inmersos de una matriz de grano fino, (con luz paralela); b) Detalle de la mesostasis pilotáxica compuesta por microlitos de plagioclasa orientados (Pl), se observan microfenocristales de anfíbol (Anf), (con nicoles cruzados).

Las plagioclasas presentan maclado polisintético y zonación, algunos cristales se encuentran parcialmente reabsorbidos (Fig. 4.1.2.2c). Los anfíboles generalmente son anhedrales, debido a que sus bordes se encuentran reabsorbidos y con un agregado de grano fino, de minerales opacos y piroxenos similar al descrito previamente en rocas pertenecientes a los intrusivos de laguna Amarga (Fig. 4.1.2.2d).

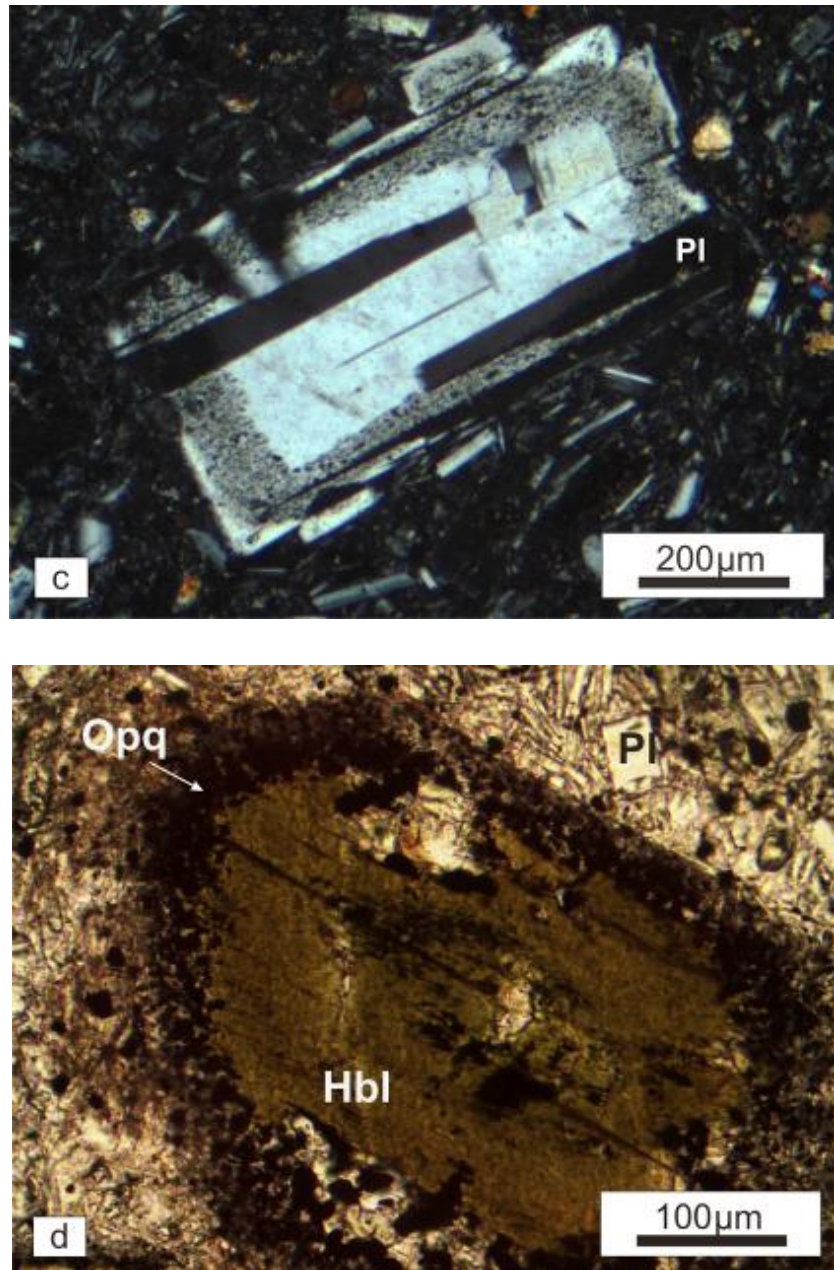


Fig. 4.1.2.2: c) Fenocristal de plagioclasa (Pl) con maclas de deformación y parcialmente reabsorbido, (con nicóles cruzados); d) Fenocristal de hornblenda, con bordes reabsorbidos y reemplazados por intercrecimiento de minerales opacos y piroxenos, (con luz paralela).

Los clinopiroxenos son incoloros a verde pálido, se presentan como agujas en la matriz, como fenocristales (Fig. 4.1.2.2e, f) y en el centro de los anfíboles. En estos casos, la hornblenda se formaría en un estado magmático posterior por hidratación del piroxeno preexistente.

El cuerpo en toda su extensión presenta textura pilotáxica, solo hay variaciones en el tamaño de la matriz. En cuanto a la mineralogía algunas muestras exhiben cuarzo y otras piroxeno además de plagioclasa y hornblenda.

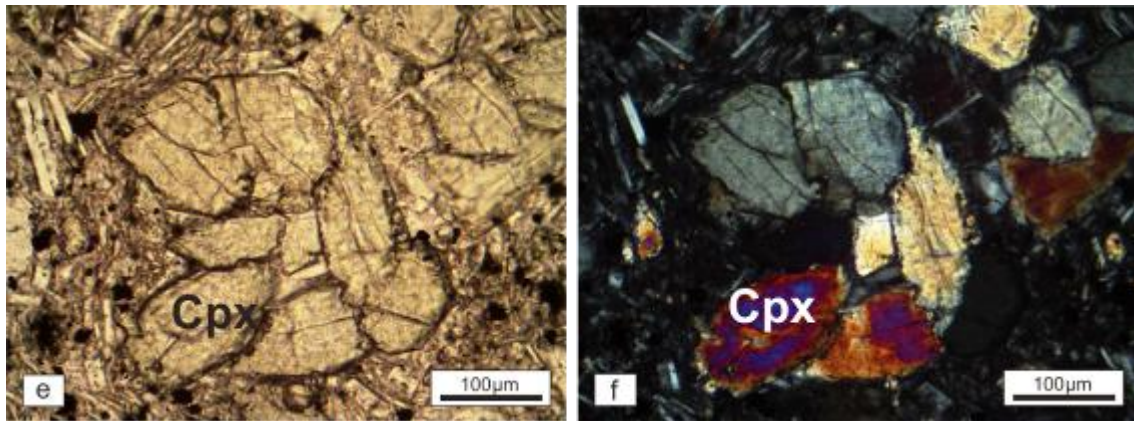


Fig. 4.1.2.2 e, f: Detalle de los cristales de clinopiroxeno, e) con luz paralela y f) con nicoles cruzados.

Hacia el sudoeste del Puesto Los Buitres, camino al cerro Alquitrán (Fig. 4.1.2.1) afloran pequeños cuerpos con similares características petrográficas. Las rocas poseen textura porfírica (Fig. 4.1.2.3a), con fenocristales de plagioclasa (40%), hornblenda 35%, cuarzo (10%), biotita (5%), escasa augita (5%) y minerales opacos (5%) en una matriz microgranular a pilotáxica (Fig. 4.1.2.3b).

Las plagioclasas son euhedrales, presentan maclas polisintéticas y zonación. Exhiben pequeñas fracturas y están alteradas a calcita, algunos cristales de plagioclasa exhiben anillos de reabsorción y maclas de deformación (Fig. 4.1.2.3c).

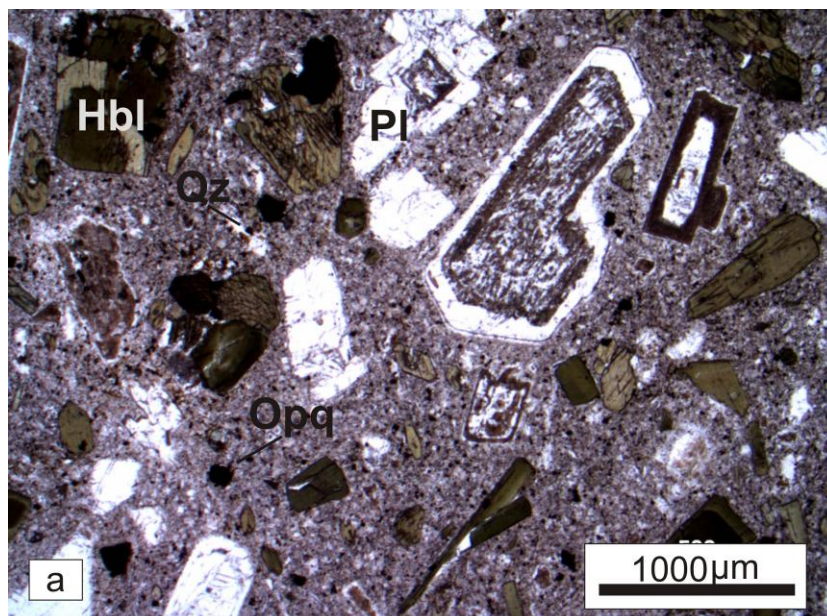


Fig. 4.1.2.3: a) Textura porfírica en la que se observan fenocristales de plagioclasa (Pl) y hornblenda (Hbl), microfenocristales de cuarzo (Qz), y presencia de minerales opacos de grano grueso y de minerales de alteración: calcita; con luz paralela.

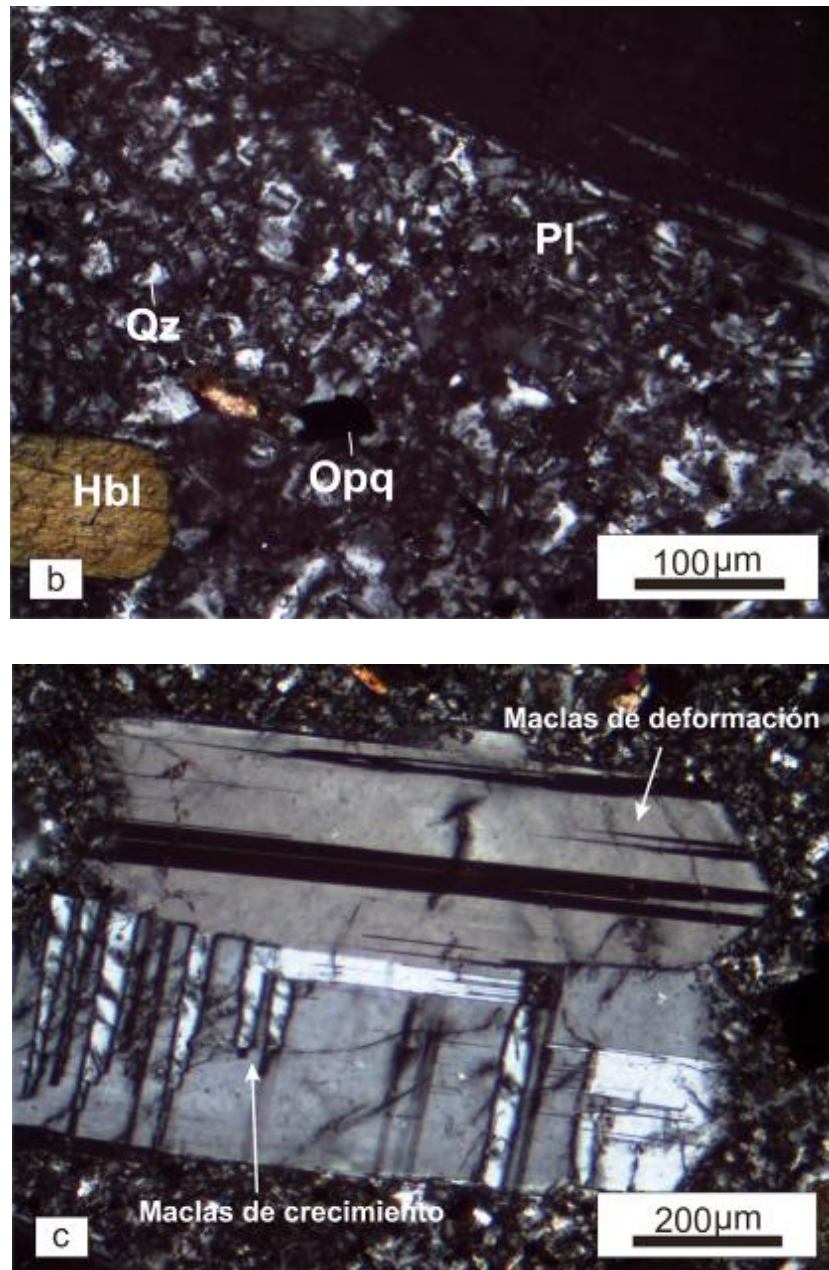


Fig. 4.1.2.3 b) Detalle de la mesostasis microgranular a pilotáxica, donde se distinguen las tablillas de plagioclasas, diminutos cristales de cuarzo y minerales opacos; con nicoles cruzados; c) Fenocristal de plagioclasa (Pl) con maclas de crecimiento y maclas de deformación; con nicoles cruzados.

Los anfíboles son euhedrales a subhedrales, verdes, con fuerte pleocroísmo, y ángulo de extinción entre 18 y 22°. Presentan un centro verde oscuro y en el borde verde claro (Fig. 4.1.2.3d). Como mineral accesorio se distinguen cristales de titanita.

En general, en toda esta zona, las rocas presentan textura porfírica con mesostasis que varía de pilotáxica a pilotáxica fluidal. Mineralógicamente, están

compuestas por plagioclasa, hornblenda, biotita, piroxeno y cuarzo (Fig. 4.1.2.4a, b, c, d). En ocasiones, la plagioclasa está alterada a calcita.

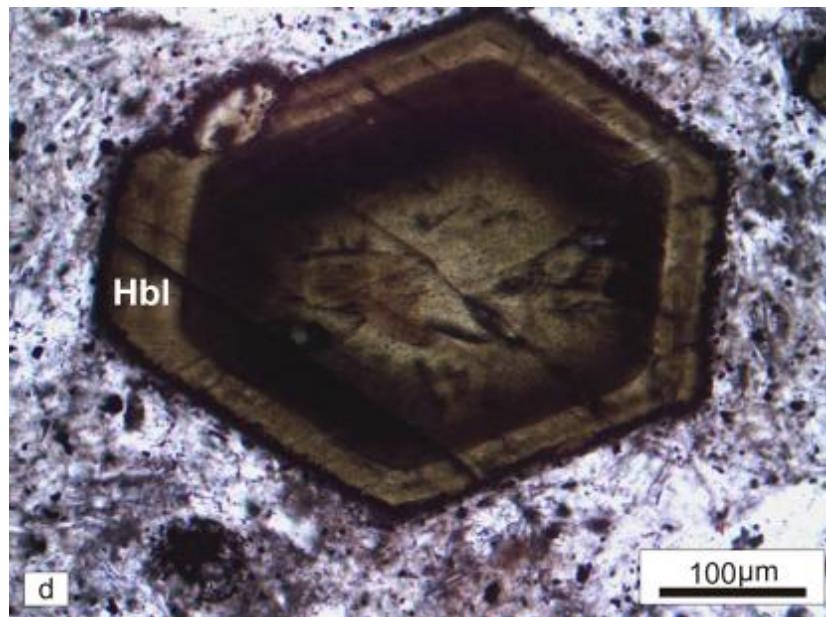


Fig. 4.1.2.3 d) Fenocristal euhedral de hornblenda (Hbl) zonado; con nicols cruzados.

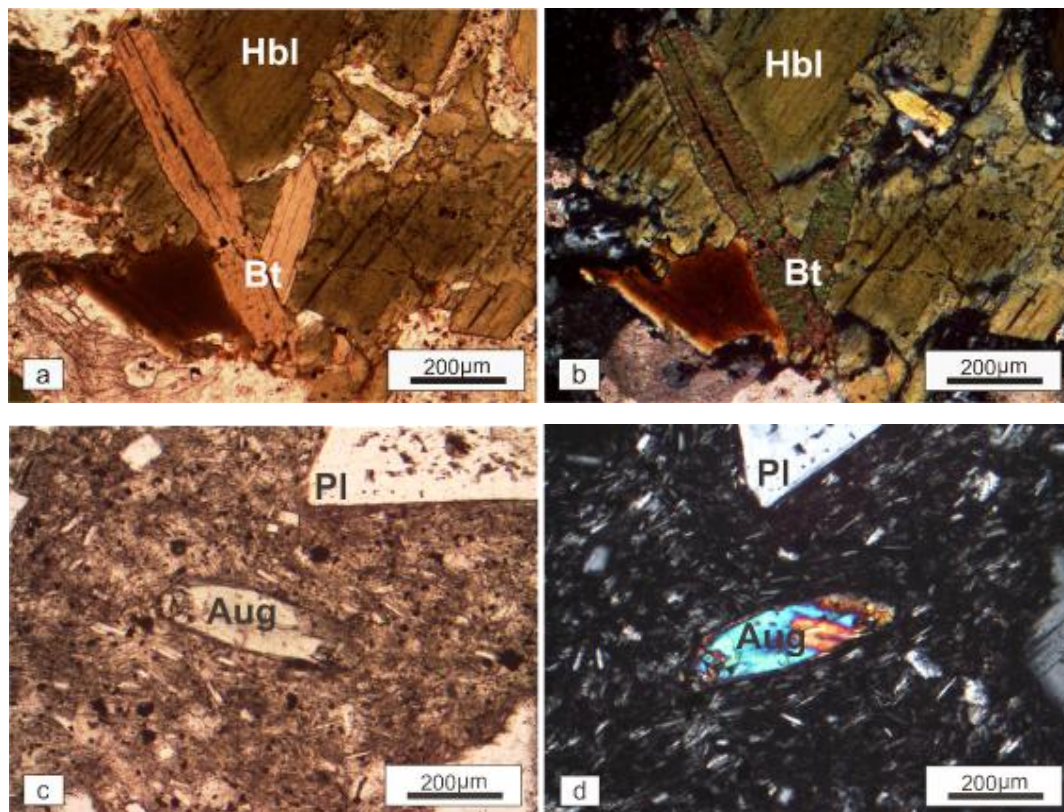


Fig. 4.1.2.4: a y b) Láminas de biotita (Bt) incluidas en un fenocristal de hornblenda (Hbl); a) con luz paralela, b) con nicols cruzados; c y d) cristal de augita (Aug) en una matriz pilotáxica, c) con luz paralela; d) con nicols cruzados.

4.1.3 Arroyo Blanco

Se realizó el muestreo de varios cuerpos intrusivos que afloran en las diversas quebradas que convergen en el arroyo Blanco, según se detalla en el mapa de esta localidad de la Fig. 4.1.3.1.

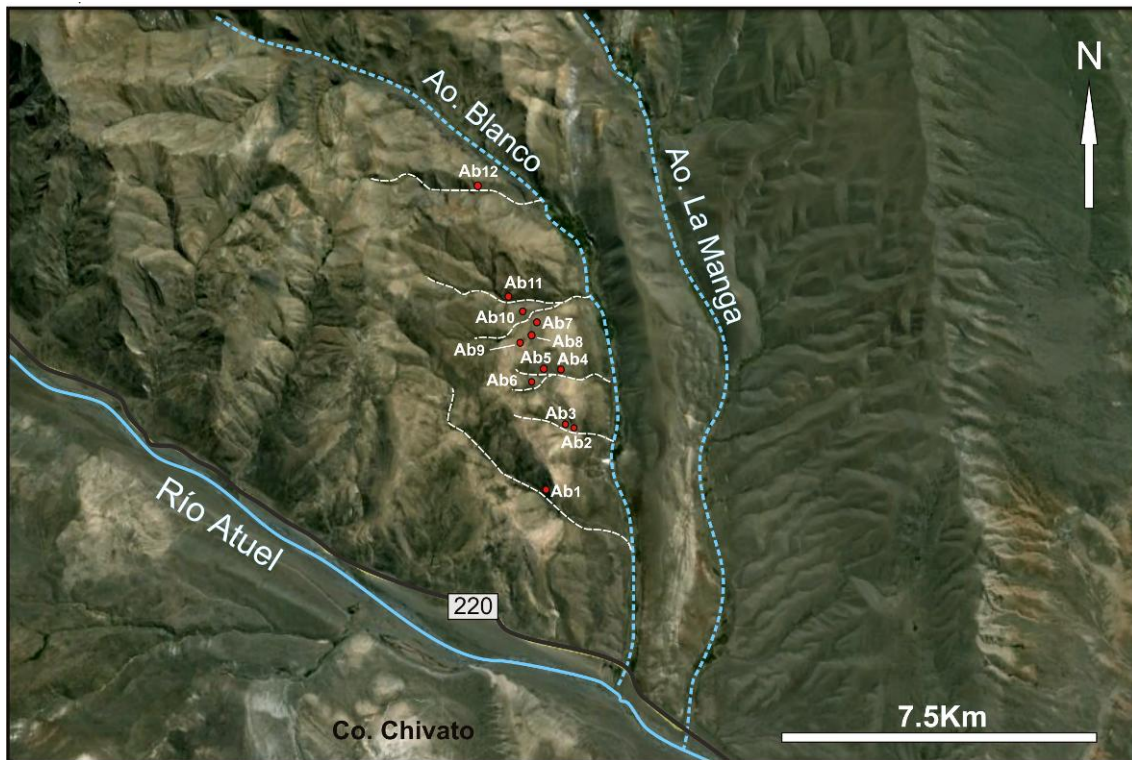


Fig. 4.1.3.1: Ubicación de las rocas analizadas en la zona arroyo Blanco.

Microscópicamente, se estudiaron varias muestras de rocas pertenecientes a los distintos cuerpos subvolcánicos, que afloran en varias quebradas a lo largo del arroyo Blanco.

En las quebradas más australes se identificaron pórfidos andesíticos o microdioritas (Ab2) que presentan una textura porfírica con pasta de grano fino (Fig. 4.1.3.1a). La matriz posee textura microgranular (Fig. 4.1.3.1b), está constituida por microlitos de plagioclasa, en forma de tablillas, dispuestos sin una orientación definida, los cuales exhiben maclas polisintéticas y zonación.

Los fenocristales son de plagioclasa (45%), hornblenda (20%) y clinopiroxenos (2%), además se distingue cuarzo que se encuentra en forma intersticial en la matriz (2%).

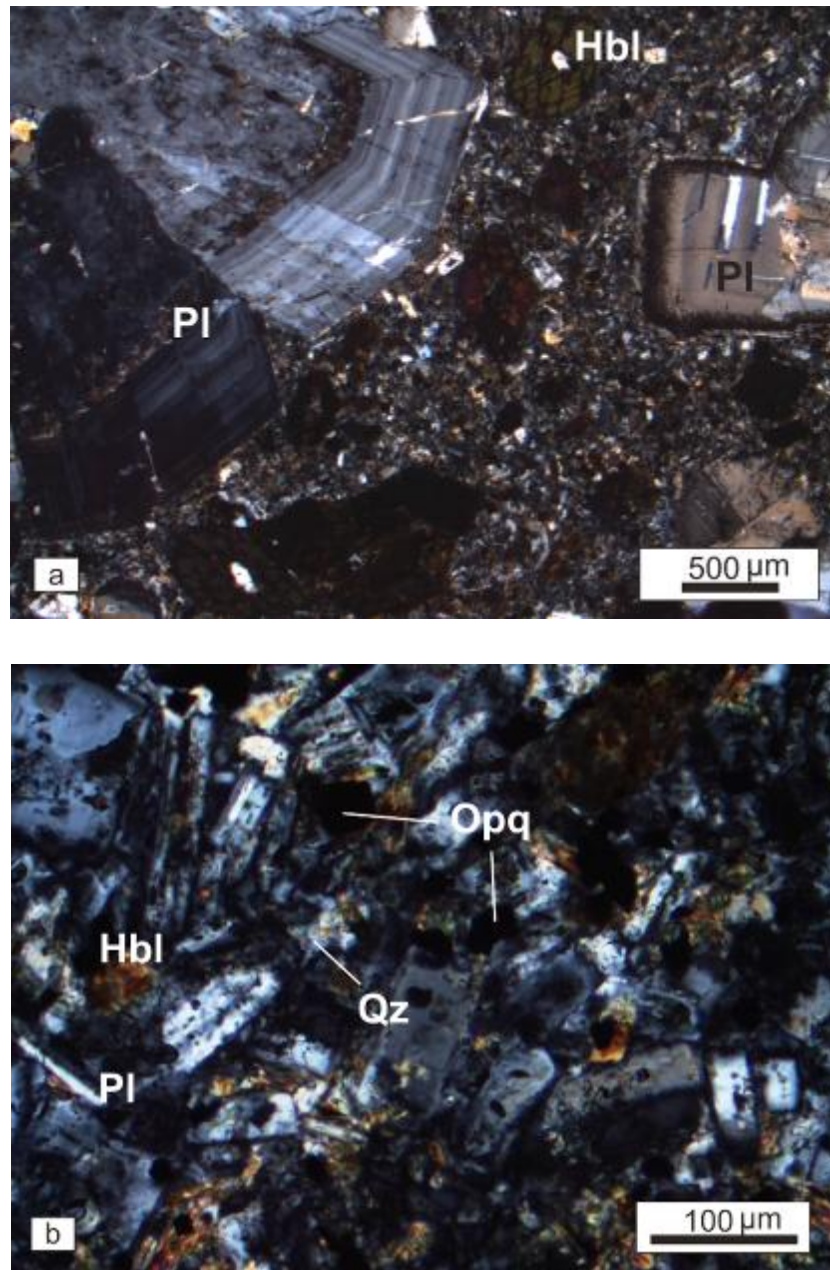


Fig. 4.1.3.1: a) Textura porfírica con fenocristales mayores de plagioclasa zonada (Pl) y fenocristales de menor tamaño de hornblenda (Hbl), en una matriz de grano fino; algunas plagioclasas muestran en sus bordes efectos de reabsorción, con nicoles cruzados; b) Detalle de la mesostasis microgranular, en la que se distinguen las tablillas de plagioclasa (Pl), acompañadas por cuarzo (Qz), hornblenda (Hbl) y minerales opacos (Opq), con nicoles cruzados.

Las plagioclasas presentan cristales euhedrales a subhedrales, se encuentran zonadas y muestran evidencias de reabsorción en sus bordes (Fig. 4.1.3.1a). Son los cristales más abundantes y se presentan en distintas generaciones, los de mayor tamaño de 5,19 mm y los más pequeños de hasta 0.20 mm.

El anfíbol, identificado como hornblenda, es de color verde, presenta clivaje rómbico y algunos cristales se encuentran maclados y otros zonados. Se hallan fracturados y sus bordes no son netos. Se distinguen algunos cristales de hornblenda parcialmente alterados.

Los fenocristales de clinopiroxeno son escasos, de color verde brillante, y los cristales de cuarzo (hasta 0,26 mm) presentan extinción ondulatoria como respuesta a la deformación.

La roca presenta evidencias de alteración deutérica, con crecimiento de minerales secundarios como sericita, clorita y epidoto y gran cantidad de minerales opacos.

Las rocas subvolcánicas representativas de los cuerpos intrusivos visitados en otras quebradas que desembocan en el arroyo Blanco, poseen una composición andesítica y muestran características petrográficas similares a las descritas previamente. Las únicas diferencias observadas, están relacionadas con la variación en el tamaño de grano de la matriz, que en algunos casos se vuelve muy fino, y con el grado de alteración de las rocas, que en ciertos casos es bastante intenso.

4.1.4 Cerro Chivato

La distribución de las muestras tomadas en el cerro Chivato se muestran en el mapa de la Fig. 4.1.4.1.

Se realizó un muestreo detallado del cuerpo principal, contemplando tanto la parte central del mismo, como los bordes del cuerpo que se encuentran en contacto con las rocas sedimentarias aflorantes. Las muestras obtenidas en el sector oriental del cuerpo, fueron determinadas de acuerdo a su petrografía, como dacitas.

Macroscópicamente, presentan una textura seriada, compuesta por fenocristales prismáticos largos, identificados como anfíboles, feldespatos y un mineral pardo amarillento brillante.

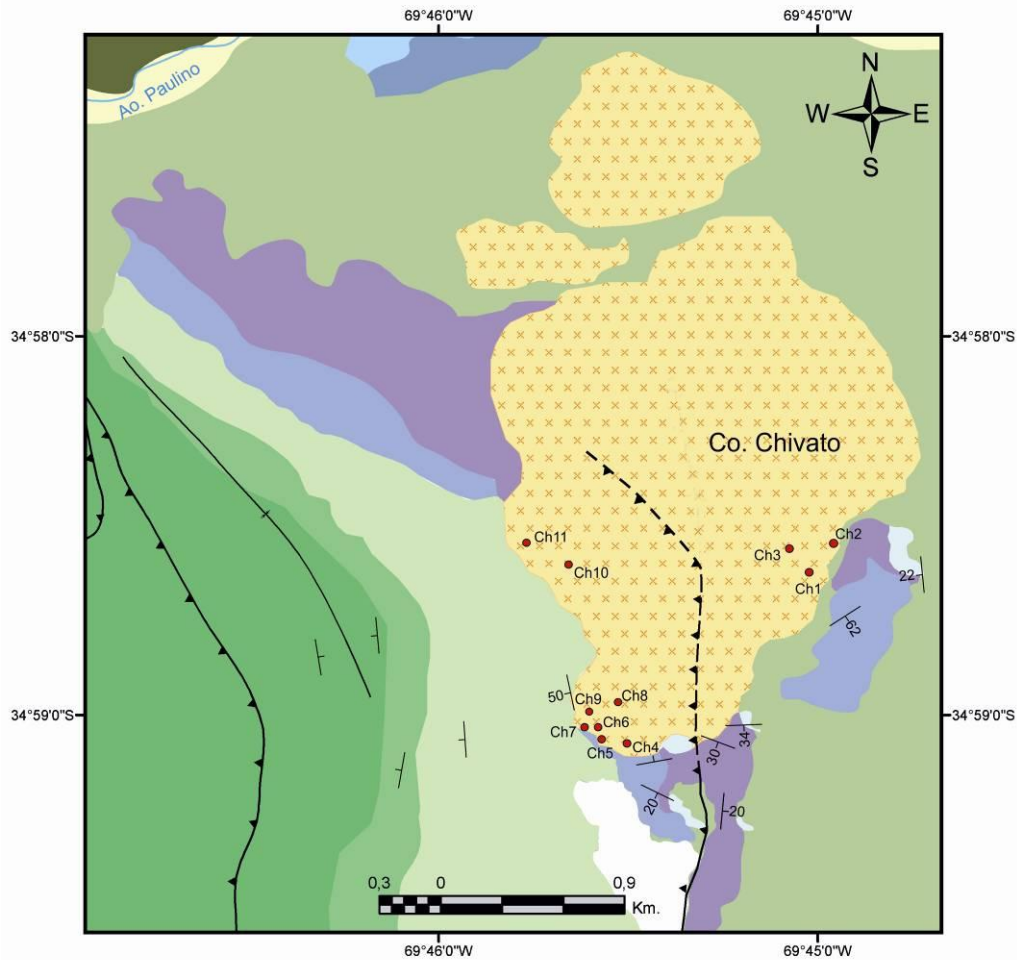


Fig. 4.1.4.1: Mapa geológico del cerro Chivato con la localización de las correspondientes muestras de los intrusivos.

Al microscopio, se observa una textura glomeroporfírica (Fig. 4.1.4.2 a y b) con matriz microgranular (Fig. 4.1.4.2c) y está integrada por fenocristales de plagioclasa (45%) y anfíboles (10%), cuarzo intersitial (2%) y minerales opacos (2%). Los microlitos de la mesostasis corresponden a minerales claros, principalmente son tablillas de plagioclasa idiomorfas, equidimensionales y cristales de cuarzo.

Los fenocristales de plagioclasa, determinados como andesina-cálcica según el método de Michel Levy, presentan una marcada zonación, maclas polisintéticas y se encuentran comúnmente fracturados.

Los anfíboles, identificados como un mineral del grupo de la hornblenda, son de color verde, con pleocroísmo marcado, que varía de verde intenso a

verde-pardo amarillento, presentan un ángulo de extinción pequeño a moderado, frecuentemente se encuentran zonados o maclados.

Como minerales secundarios y accesorios se determinaron clorita, epidoto y titanita.

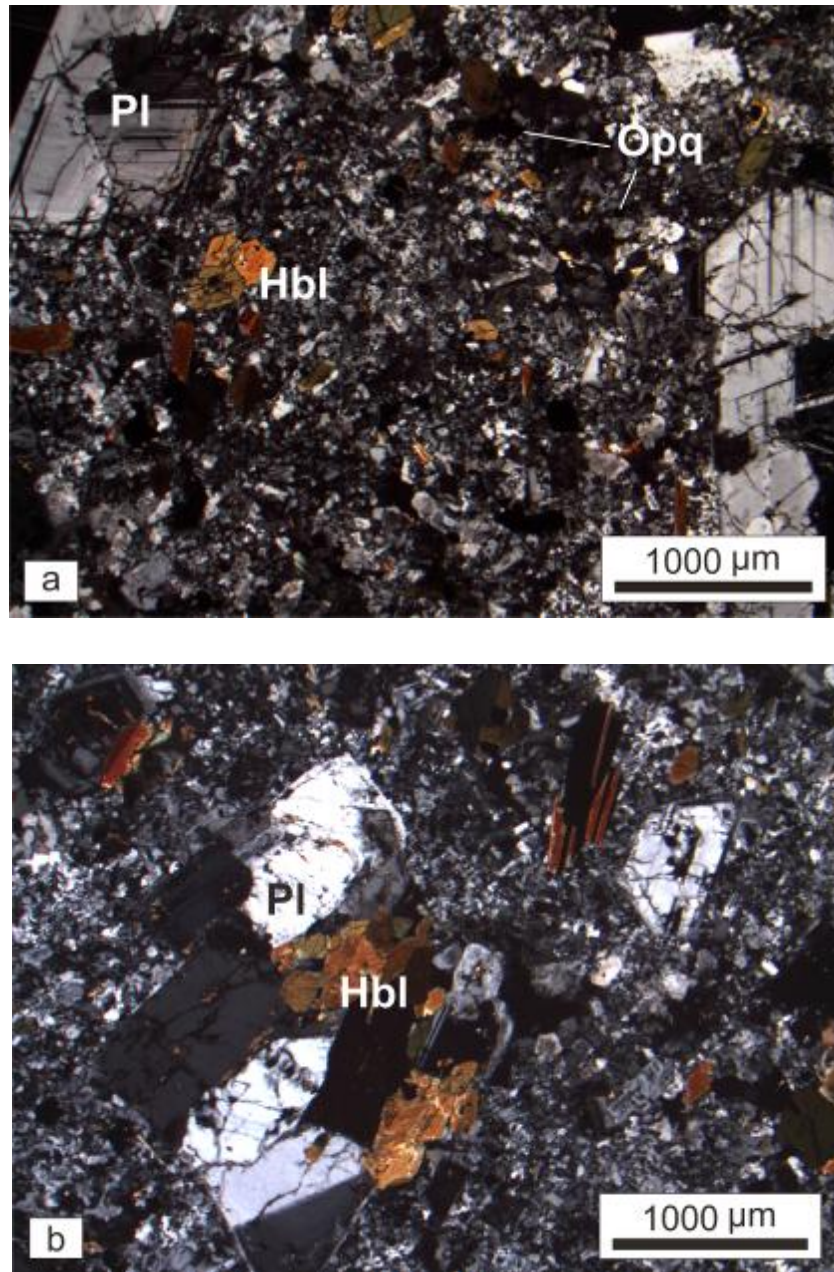


Fig. 4.1.4.2: Microfotografías, con nicoles cruzados, de las rocas del cerro Chivato a) textura porfírica con fenocristales de hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl) y minerales opacos; b) textura glomeroporfírica, los glomerocristales están constituidos por hornblenda (Hbl), plagioclasas (Pl) y minerales opacos.

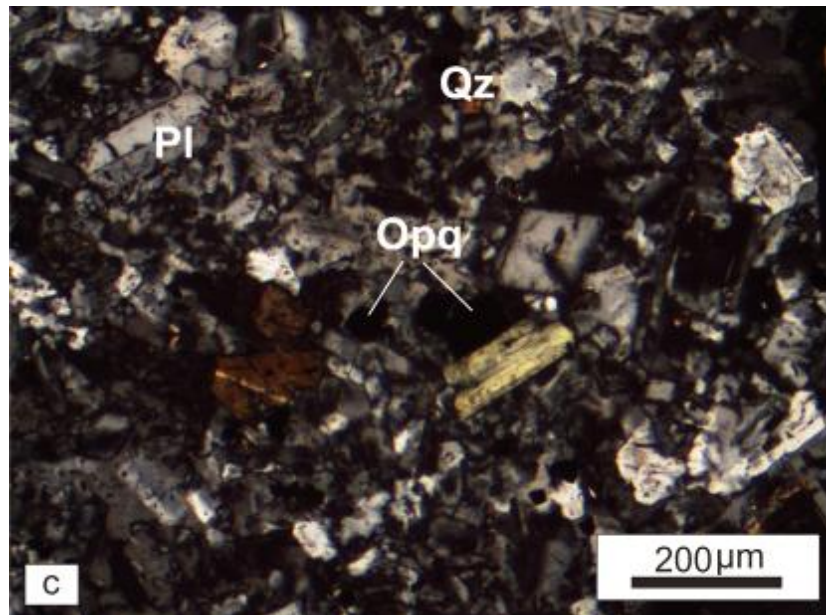


Fig. 4.1.4.2: c) Detalle de la textura microgranular compuesta por cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl) y minerales opacos, con nicoles cruzados.

Una de las rocas tomadas en el borde oriental del cerro Chivato (Ch2), representaría un borde enfriado del cuerpo subvolcánico, que se encuentra en contacto con el yeso de la Fm Auquilco. Presenta textura glomeroporfírica con matriz más fina que la muestra antes descrita (Fig. 4.1.4.3 a). Los glomérulos están constituidos por minerales de la misma especie como plagioclasa y hornblenda y otros por especies mixtas de plagioclasa, hornblenda y piroxenos. Los fenocristales son de plagioclasa (30%), hornblenda (12%), clinopiroxeno (5%) y ortopiroxeno (2%). La matriz posee textura microgranular fina (Fig. 4.1.4.3 b), y los microlitos son tablillas de plagioclasa y piroxenos.

Las plagioclasa presentan tamaños que superan los 5 mm, son euhedrales, con maclado polisintético y zonación. Algunos cristales se presentan fracturados con los bordes redondeados y en el interior de los cristales muestran evidencias de corrosión, por disolución del magma (Vernon, 2004).

Los fenocristales de hornblenda son de menor tamaño, de color verde oscuro, pleocroicos, con formas euhedrales a subhedrales, y algunos se encuentran maclados. Presentan sus bordes reabsorbidos, y rodeados por un intercrecimiento de diminutos cristales de minerales opacos y clinopiroxeno, los fenocristales de menor tamaño, se encuentran totalmente reabsorbidos y reemplazados pseudomórficamente por este agregado de minerales opacos y

clinopiroxeno. En ocasiones, la hornblenda se encuentra parcialmente rodeada por cristales de piroxeno. Como mineral accesorio, se reconoce titanita.

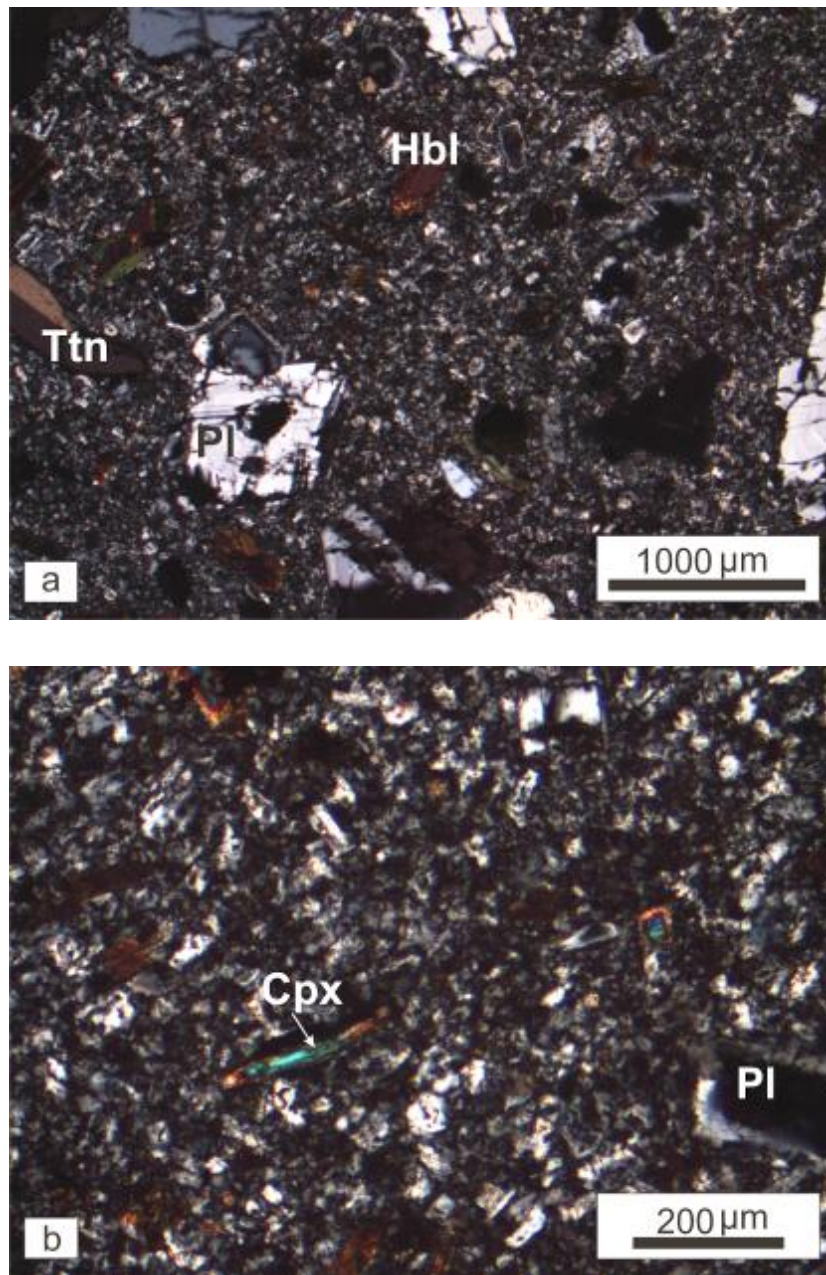


Fig. 4.1.4.3: a) Textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (Pl), microfenocristales de hornblenda (Hbl) y cristales de titanita (Ttn); b) Detalle de la matriz microgranular fina con microlitos de plagioclasa (Pl) y clinopiroxenos (Cpx). Ambas microfotografías con nicoles cruzados.

Las muestras del sector oriental del cuerpo principal del cerro Chivato, no manifiestan grandes diferencias solo varía el tamaño de la matriz y el grado de alteración de las mismas. A medida que nos acercamos a la zona de contacto con la roca de caja, las rocas poseen texturas microgranulares más finas y mayor

grado de alteración. En cuanto a la mineralogía, algunas muestras poseen sólo anfíboles mientras que otras poseen además piroxenos.

Además, una de las muestras del sector más occidental (Ch9) del cuerpo, exhibe textura porfírica (Fig. 4.1.4.4 a) con fenocristales de plagioclasa (35%), hornblenda (15%) y clinopiroxenos (5%). La matriz es afieltrada (Fig. 4.1.4.4 b) compuesta por tablillas de plagioclasa orientadas al azar y escaso cuarzo.

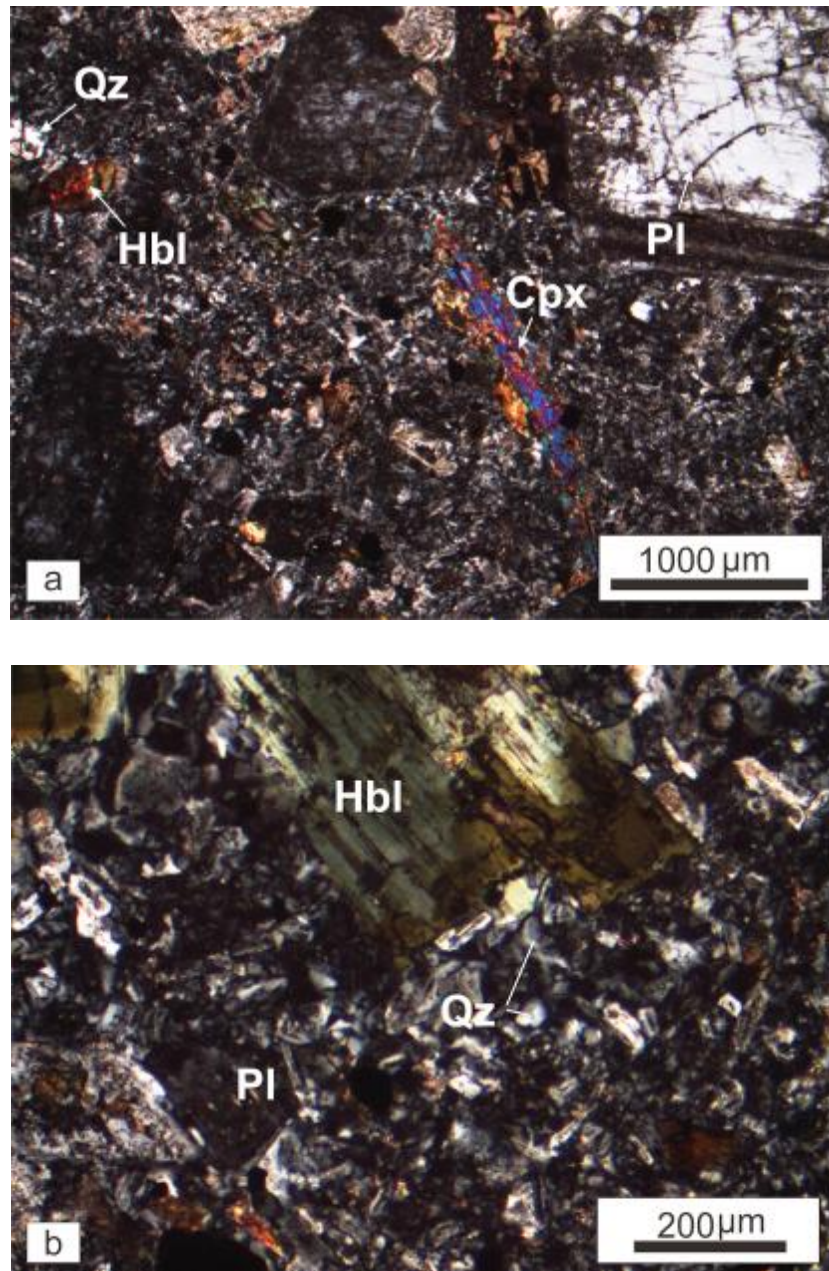


Fig. 4.1.4.4: a) Textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (Pl) y microfenocristales de hornblenda (Hb), cuarzo (Qz) y clinopiroxenos (Cpx); b) Detalle de la matriz afieltrada compuesta por tablillas de plagioclasa orientadas al azar y escasos cristales de hornblenda y cuarzo. Ambas microfotografías, con nicoles cruzados.

Los fenocristales de plagioclasa presentan sus bordes fuertemente corroídos por la mesostasis, y en general se encuentran parcialmente alterados a calcita.

Los anfíboles están zonados, poseen el centro de color verde claro con pleocroísmo poco marcado o casi nulo y hacia los bordes presenta un color verde oscuro, con fuerte pleocroísmo. A menudo estos cristales se encuentran fracturados.

Los minerales secundarios presentes son calcita, epidoto, clorita (colores de interferencia azules), y como minerales accesorios se observaron titanita y apatito.

Otra de las muestras tomada en el sector central del cuerpo (Ch10), presenta textura glomeroporfírica (Fig. 4.1.4.5 a), y está compuesta por fenocristales de plagioclasa (30%) y hornblenda (10%). Esta roca, presenta una mesostasis de tipo microgranular (60%), y está compuesta por abundantes cristales de cuarzo (25%), plagioclasa (20%), hornblenda (10%) y minerales opacos (5%), (Fig. 4.1.4.5 b).

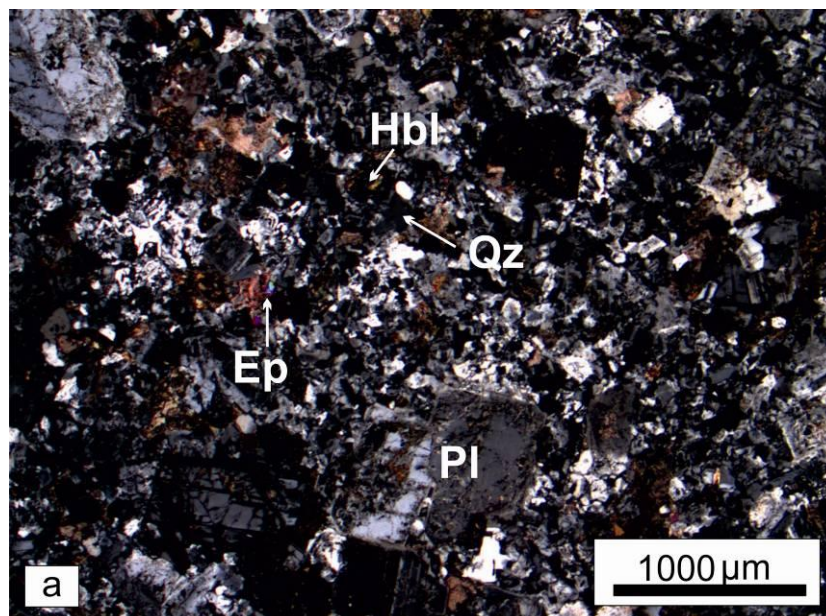


Fig. 4.1.4.5: a) Textura porfírica, se destacan los fenocristales de plagioclasa (Pl), microfenocristales de hornblenda (Hbl) y cuarzo (Qz) intersticial, con nicóles cruzados.

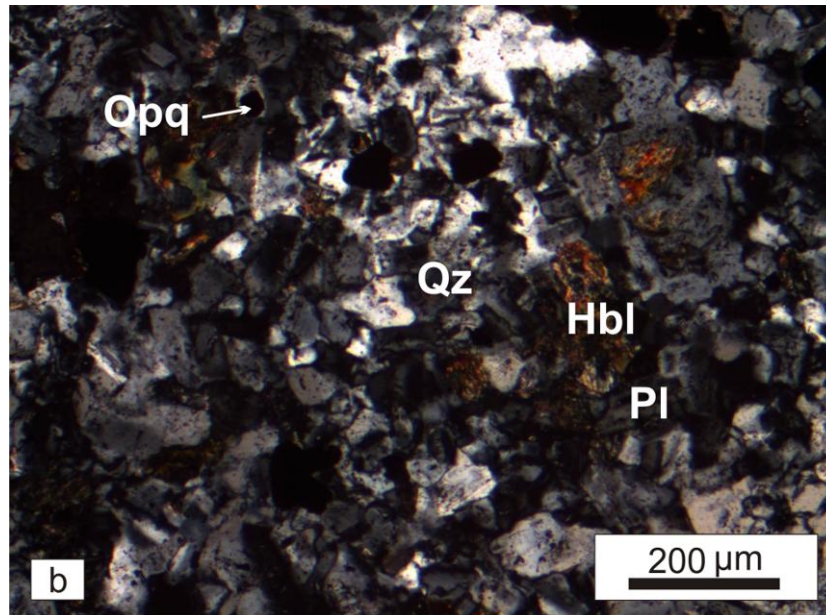


Fig. 4.1.4.5: b) Detalle de la mesostasis microgranular compuesta por cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl), anfíboles (Hbl) y minerales opacos (Opq), con nicoles cruzados.

Los fenocristales de plagioclasas son subhedrales y de hasta 4 mm, presentan maclado polisintético y zonación. Los mismos, se encuentran alterados a calcita y epidoto.

Los microfenocristales de hornblenda presentan formas subhedrales a anhedrales, de hasta 1.9 mm, con bordes corroídos y alterados a clorita y calcita. Como minerales accesorios se reconocen titanita y apatito (Fig. 4.1.4.5 c y d).

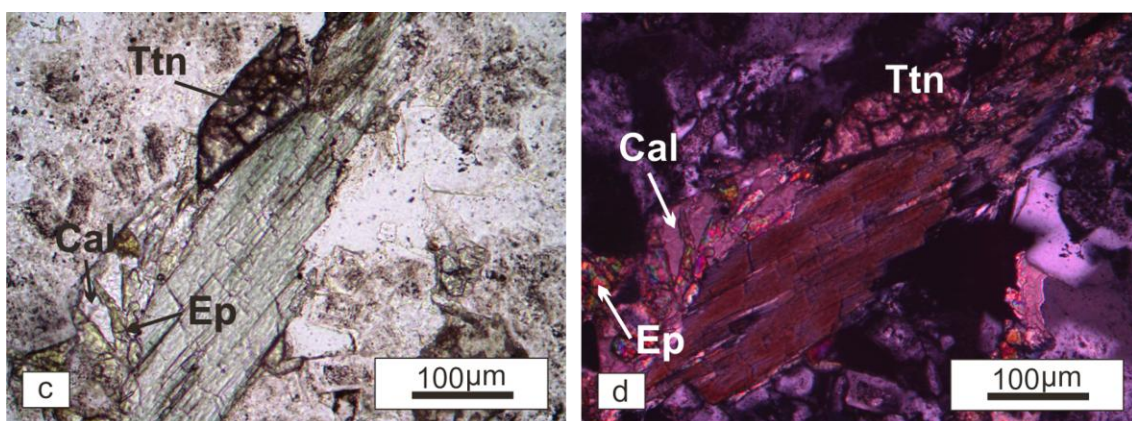


Fig. 4.1.4.5: c) y d). Cristal de hornblenda (Hbl) alterado a calcita (Cal) y epidoto (Ep), se aprecia titanita como mineral accesorio (Ttn). Microfotografías c: con luz paralela; d: con nicoles cruzados.

4.1.5 Río Salado

La distribución de las rocas tomadas en los cuerpos intrusivos que afloran en el valle del río Salado y en el cerro Los Morros, ubicado también en este valle, se muestran en el mapa de la Fig. 4.1.5.1.



Fig. 4.1.5.1: Ubicación de las rocas estudiadas pertenecientes a los cuerpos intrusivos que afloran a lo largo del valle del río Salado y en el cerro Los Morros.

Las rocas que predominan en los cuerpos intrusivos subvolcánicos de esta localidad pueden ser definidas en sentido general como andesitas, si bien existen otras rocas que poseen características mineralógicas y petrográficas diferentes.

Mayormente, son rocas de colores claros que presentan un grado de alteración de moderado a alto, si bien se pudieron obtener varias muestras con bajo grado de alteración, que permitieron concretar los estudios petrográficos y geoquímicos propuestos.

Microscópicamente, en uno de los afloramientos ubicados en la vera norte del río Salado (S6), se determinó la presencia de una roca con textura porfírica, en la que se destacan fenocristales de hornblenda (15%), piroxenos (15%), plagioclasas (10%) y biotita (10%) en una matriz de tipo microgranular compuesta por cristales de la misma composición acompañados por minerales opacos (Figs. 4.1.5.1 a y b).

Los fenocristales euhedrales de hornblenda poseen una coloración parda y son levemente pleocroicos, y en sus bordes se observan crecimientos simplectíticos entre el anfíbol y la plagioclasa, y en algunas ocasiones están acompañados por minerales opacos (Fig. 4.1.5.1c).

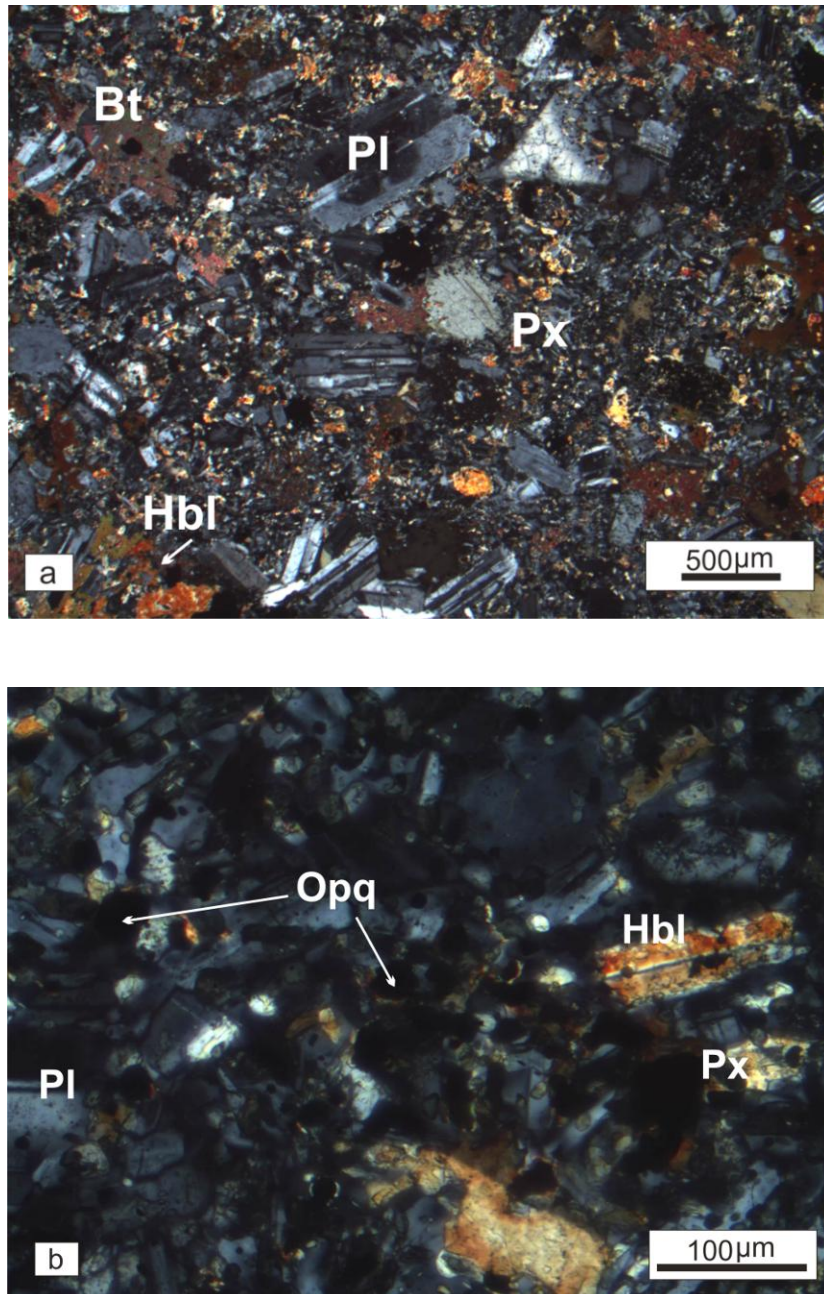


Fig. 4.1.5.1. Microfotografías con nicóles cruzados, de las rocas pertenecientes a cuerpos intrusivos del Río Salado. a) Textura porfírica donde se destaca la presencia de fenocristales de plagioclasa (Pl), piroxenos (Px), hornblenda (Hbl) y biotita (Bt); b) Detalle de la textura microgranular con cristales de plagioclasa (Pl), piroxenos (Px), hornblenda (Hbl), biotita (Bt) y minerales opacos (Opq).

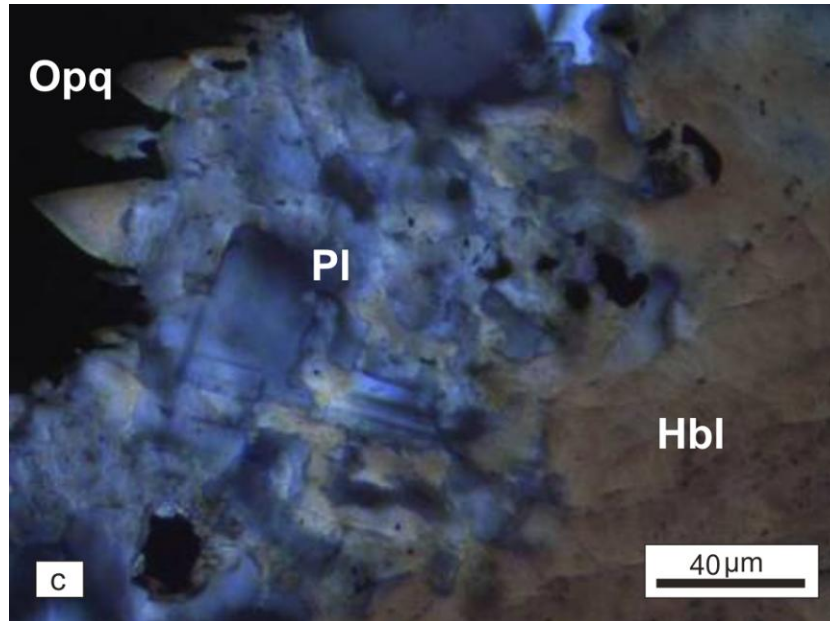


Fig. 4.1.5.1. c) Detalle del borde de un cristal de hornblenda (Hbl), que muestra el intercrecimiento entre la hornblenda, en continuidad óptica, plagioclasa (Pl) y minerales opacos (Opq), con nicoles cruzados.

Los fenocristales de piroxenos, mayormente clinopiroxeno, se encuentran alterados. Se observa abundante proporción de epidoto, como mineral de alteración, probablemente formado a partir de la alteración de las plagioclasas y/o la hornblenda. Asimismo, la roca posee abundantes minerales opacos e incluso se distingue una venilla rellena por mineral opaco.

En otro cuerpo intrusivo ubicado al este del anterior (S1), siempre sobre la vera norte del río Salado, la roca también presenta textura porfírica, con una mineralogía similar a la anterior, pero con proporciones diferentes. En este caso la proporción de piroxenos se reduce notablemente y constituye el 1% de la roca, los fenocristales de hornblenda: 20%, la plagioclasa: 20%, y el resto corresponde a una matriz pilotáxica de tipo fluidal: 59%, en la que además de pequeñas tablillas de plagioclasas, se observan minerales opacos y minerales de alteración.

Los fenocristales de hornblenda, muestran cierta orientación y se caracterizan por presentar delgados bordes de reacción con concentración de minerales opacos y láminas probablemente de biotita.

Asimismo, se observa que algunas láminas de biotita se agrupan en forma de ramilletes, asociadas a calcita y ceolitas, de origen deutérico. Estos ramilletes

de biotita se encuentran, además, incluidos en forma poiquilítica en las tablillas de plagioclasas.

Este cuerpo intrusivo está cortando a otro cuerpo intrusivo de menores dimensiones, constituido por una roca (S2) con textura porfírica, que presenta un grado de alteración elevado. Está formada por fenocristales de plagioclasas (45%) y de hornblenda (10%), distribuidos en una mesostasis compuesta por plagioclasa, minerales de alteración, minerales opacos y escaso cuarzo. Tanto los cristales de plagioclasa como de hornblenda muestran sus bordes reabsorbidos.

Ciertos intrusivos del margen norte del río Salado poseen características petrológicas más diferenciadas que los descritos previamente. Una de las rocas estudiadas (S10), presenta una textura porfírica, y está formada por fenocristales de plagioclasa (30%) y cuarzo (10%) y microfenocristales de biotita (5%) diseminados en una matriz microgranular felsítica muy fina 55%, compuesta por cuarzo y plagioclasa y escasa laminas pequeñas de biotita (Figs. 4.1.5.2 a y b).

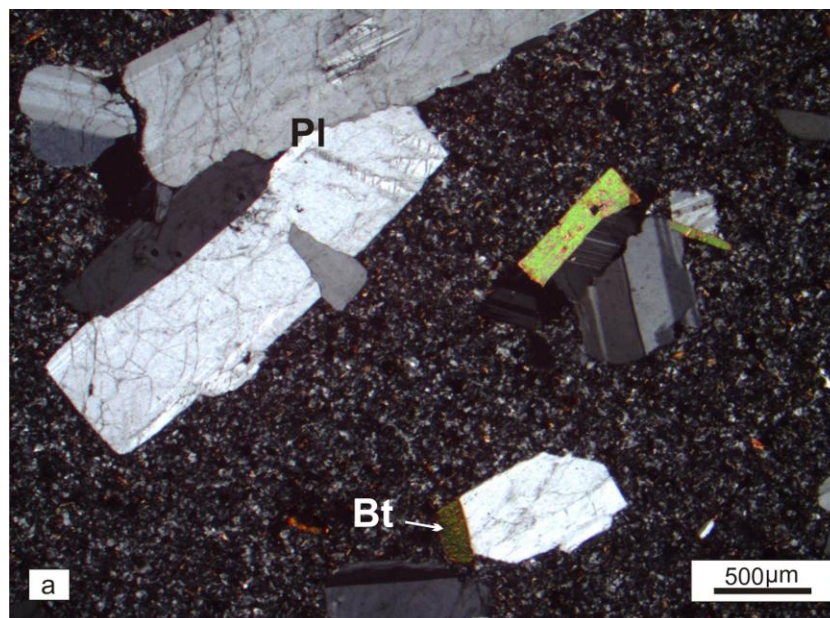


Fig. 4.1.5.2. a) Textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (Pl) y biotita (Bt), en una mesostasis de grano fino, con nicoles cruzados.

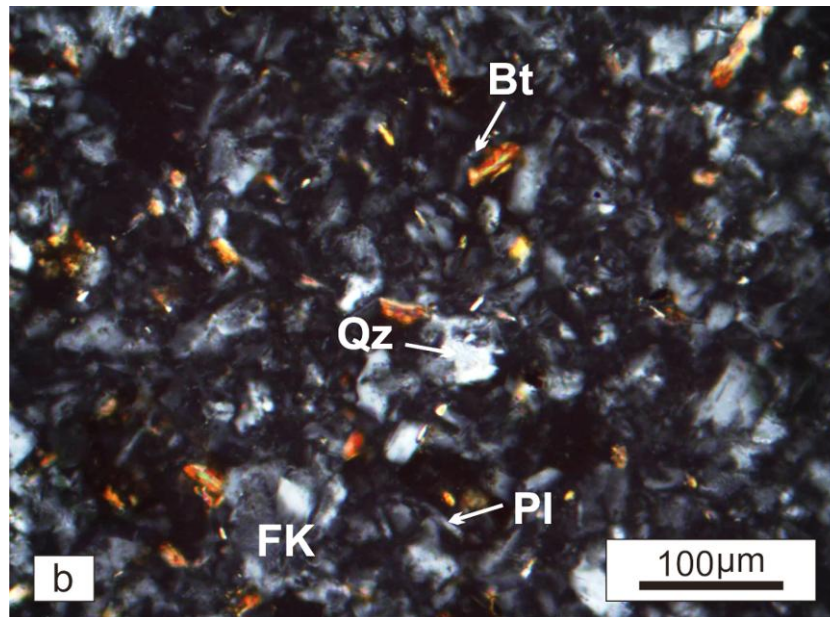


Fig. 4.1.5.2. b) Detalle de la textura microgranular de la matriz felsítica, se destacan microcristales de plagioclasa (Pl), agregados muy finos de feldespato potásico y cuarzo (FK) y láminas de biotitas (Bt), con nicoles cruzados.

En algunas rocas, la proporción de cuarzo disminuye marcadamente y aumentan las de plagioclasa y biotita. Los fenocristales de plagioclasa (albita, según el método de Michel Levy) presentan maclas de crecimiento y en algunos casos maclas de deformación.

Los bordes de los fenocristales de cuarzo están redondeados y frecuentemente presentan senos de corrosión (Fig. 4.1.5.2c). En algunos fenocristales de cuarzo se aprecia que sus bordes están marcados por una corona formada por un intercrecimiento fibroso, esferulítico de cuarzo y feldespato (Figs. 4.1.5.2d).

En los cuerpos intrusivos del margen sur del río Salado también existen rocas menos diferenciadas de tipo andesíticas, (S9) con textura porfírica, formadas por abundantes fenocristales de plagioclasas (50%) y anfíboles (15%) en una matriz de grano medio compuesta por estos mismos minerales.

Los fenocristales de hornblenda están parcialmente reemplazados por epidoto, calcita y clorita. Las plagioclasas también están reemplazadas por epidoto. Existen abundantes minerales opacos. En la matriz se aprecian agregados de calcita, epidoto, clorita.

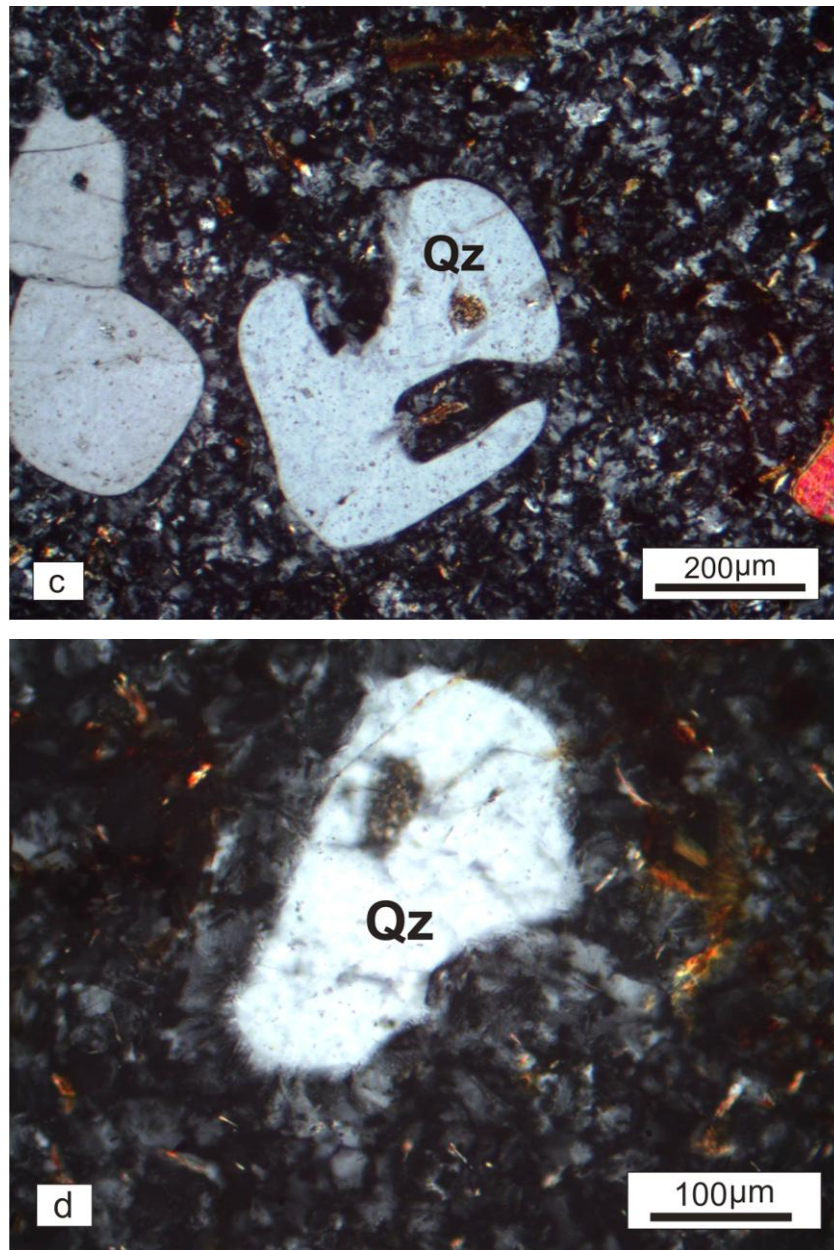


Fig. 4.1.5.2. c) Fenocristal de cuarzo (Qz) con senos de corrosión y un delgado borde alrededor del cristal de intercrecimiento de cuarzo y feldespato; d) Detalle del borde de intercrecimiento fibroso, esferulítico de cuarzo y feldespato, en un cristal de cuarzo (Qz). Ambas microfotografías con nicoles cruzados.

Asimismo, en algunas rocas frescas de intrusivos adyacentes (S5), la textura es prácticamente equigranular, y está conformada por cristales de plagioclasas maclados (76%), clinopiroxenos (13%) ortopiroxenos (2%), biotita (5%), minerales opacos (3%) y se distinguen escasos relictos de olivino (1%), (Fig. 4.1.5.3). Se observan algunos cristales mayores de biotita que encierran tanto a los cristales de plagioclasa como de piroxenos.

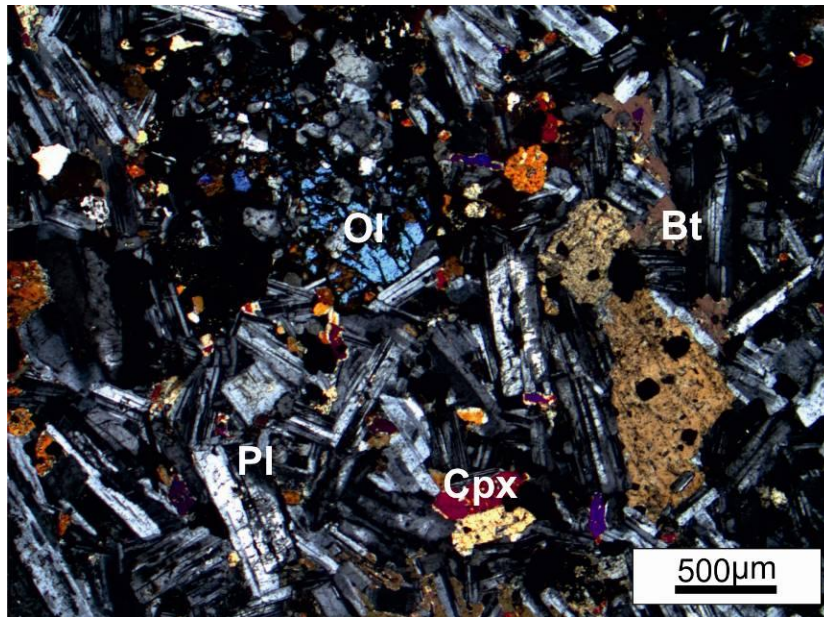


Fig. 4.1.5.3 Textura equigranular con cristales de plagioclasa (Pl), clinopiroxenos (Cpx) biotita (Bt), minerales opacos (Op), olivino (Ol). Con nicoles cruzados.

Esta misma roca, en otros cuerpos intrusivos cercanos, se muestra fuertemente alterada, los fenocristales de plagioclasas se encuentran parcial y totalmente reemplazados por calcita y clorita. Los piroxenos exhiben bordes de reacción marcados por minerales opacos y además están reemplazados por calcita, clorita y minerales opacos. Se observan venillas rellenas de calcita que atraviesan la roca.

La roca más fresca de este sector, (S14) está formada por fenocristales de plagioclasa (25%) y hornblenda (12%) parcialmente alterados y cristales de cuarzo (3%), inmersos en una matriz pilotáxica fluidal con abundantes minerales opacos (Figs. 4.1.5.4 a y b).

Las plagioclasas están alteradas a calcita, sericita y clorita, generalmente en la parte central y presentan un borde de recrecimiento no alterado. Del mismo modo, la hornblenda se encuentra alterada a calcita y clorita. Los escasos cristales de cuarzo que se observan, exhiben extinción ondulatoria. Se observan venillas calcita.

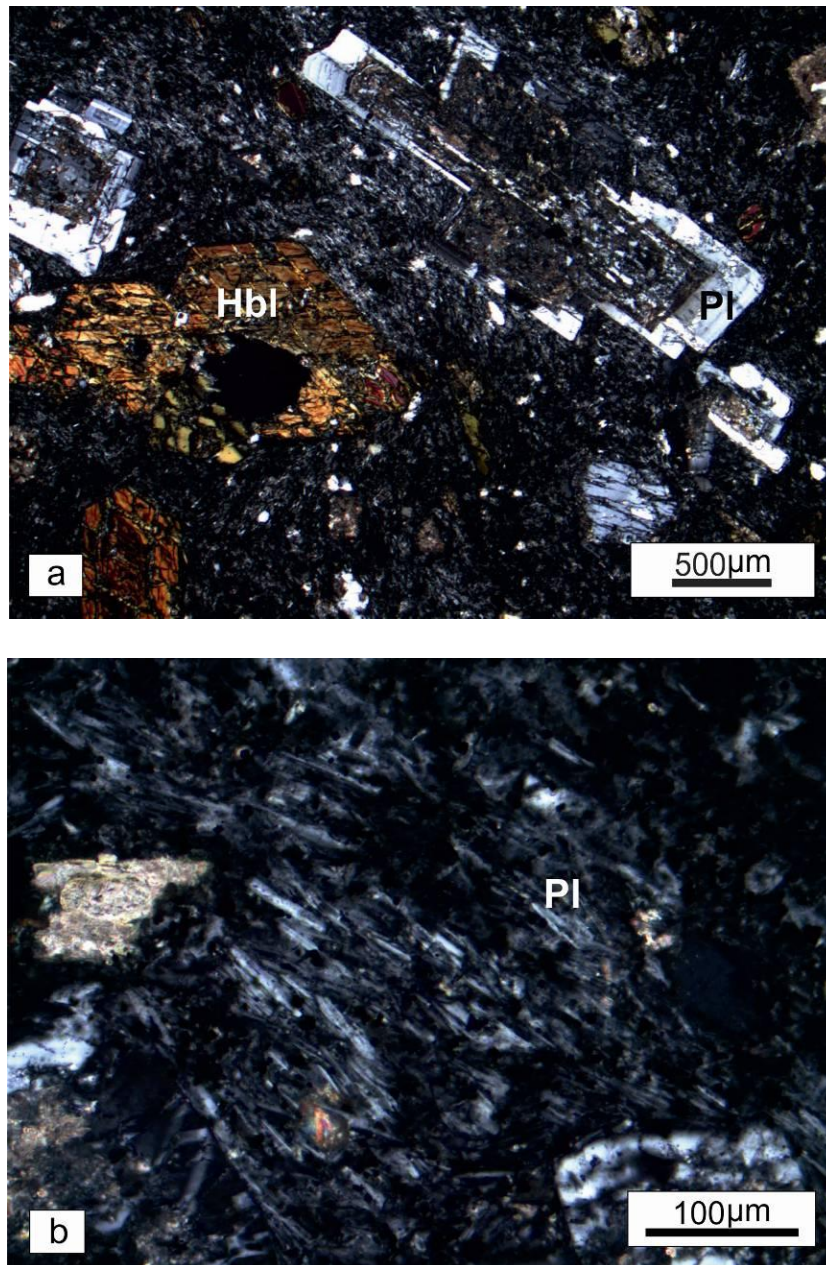


Fig. 4.1.5.4. a) Textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (Pl) y hornblenda (Hbl) en una matriz de grano fino. Se observa la fuerte alteración interna de los fenocristales de plagioclasa, y el borde de crecimiento posterior; b) Detalle de la textura pilotáxica fluidal de la mesostasis. Ambas microfotografías con nicoles cruzados.

El cuerpo intrusivo de Los Morros, fue definido petrográficamente por Llambías y Palacios (1979), como una monzonita cuarcífera.

Las rocas estudiadas pertenecientes a este cuerpo, se caracterizan por poseer una textura porfírica, en parte seriada, formada por tablillas de plagioclasa (66%), cristales de hornblenda (15%), cuarzo (10%), feldespatos pertitizados (4%), biotita (2%) y minerales opacos (5%), (Fig. 4.1.5.5a). En

algunas rocas se observa que la proporción de biotita aumenta hasta un 8%. En forma intersticial, entre los granos mayores, se aprecia un intercrecimiento gráfico entre cuarzo y feldespato alcalino.

Los cristales de plagioclasa determinados como andesina, según el método de Michel Levy, se presentan levemente alterados a sericita, principalmente en el centro de los cristales.

Los cristales de hornblenda, se encuentran parcialmente alterados a clorita y están asociados a minerales opacos y titanita.

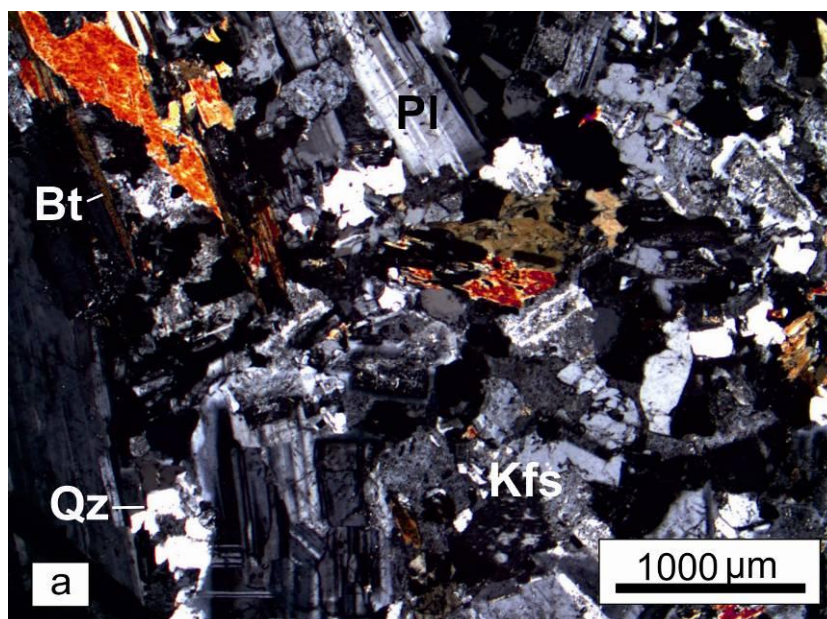


Fig. 4.1.5.5: a) Textura porfírica seriada, donde se destacan fenocristales de plagioclasas maclados y zonados (Pl), láminas de biotitas (Bt), cuarzo (Qz) intersticial y feldespatos pertitizados (Kfs); con nicoles cruzados.

En otras rocas de este mismo cuerpo, se distinguen cristales de piroxenos, los cuales, presentan en sus bordes un anillo de hornblenda y entre ambos minerales se desarrolla una corona de alteración con formación de clorita (Fig. 4.1.5.5b).

Asimismo se aprecia que algunos cristales de hornblenda, presentan en sus bordes, un anillo formado por un intercrecimiento de hornblenda, plagioclasa y minerales opacos.

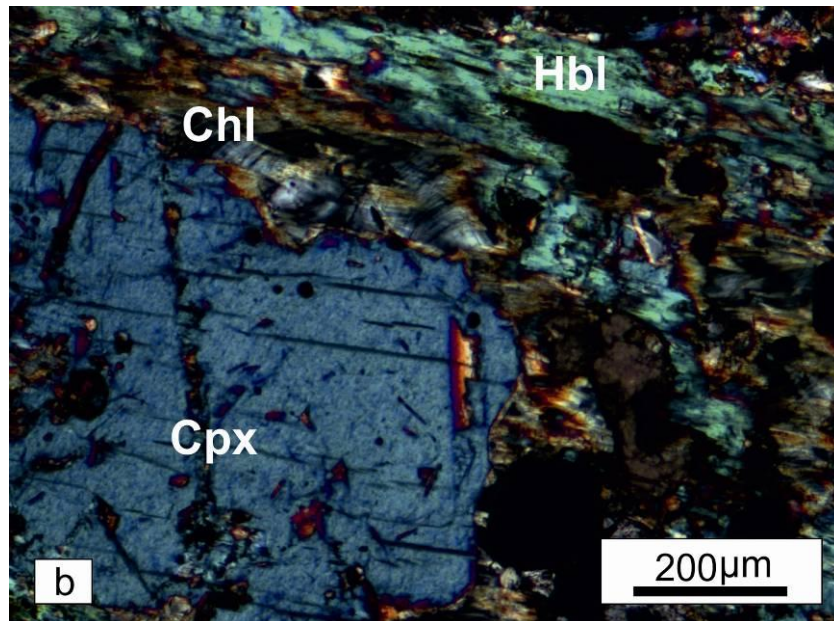


Fig. 4.1.5.5: b) Detalle de un fenocristal de clinopiroxeno (Cpx) reemplazado parcialmente en sus bordes por hornblenda (Hbl), y que muestra un halo de alteración entre ambos de clorita (Chl), con hábito fibroso; con nicoles cruzados.

4.1.6 Cuesta del Chihuido y Poti Malal

En la Fig. 4.1.6 (a y b) se expone la distribución de las muestras tomadas en los cuerpos intrusivos que afloran a lo largo de la cuesta del Chihuido y en la zona de Poti Malal, (anexo I).

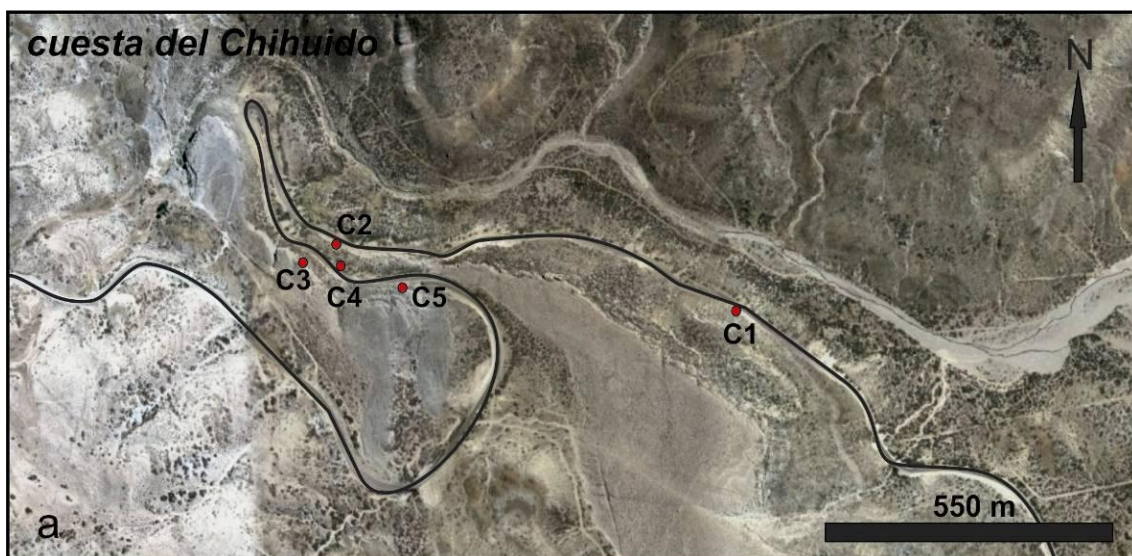


Fig. 4.1.6 a: Distribución de los cuerpos intrusivos visitados en el área de cuesta del Chihuido, con la ubicación de las muestras rocosas estudiadas.

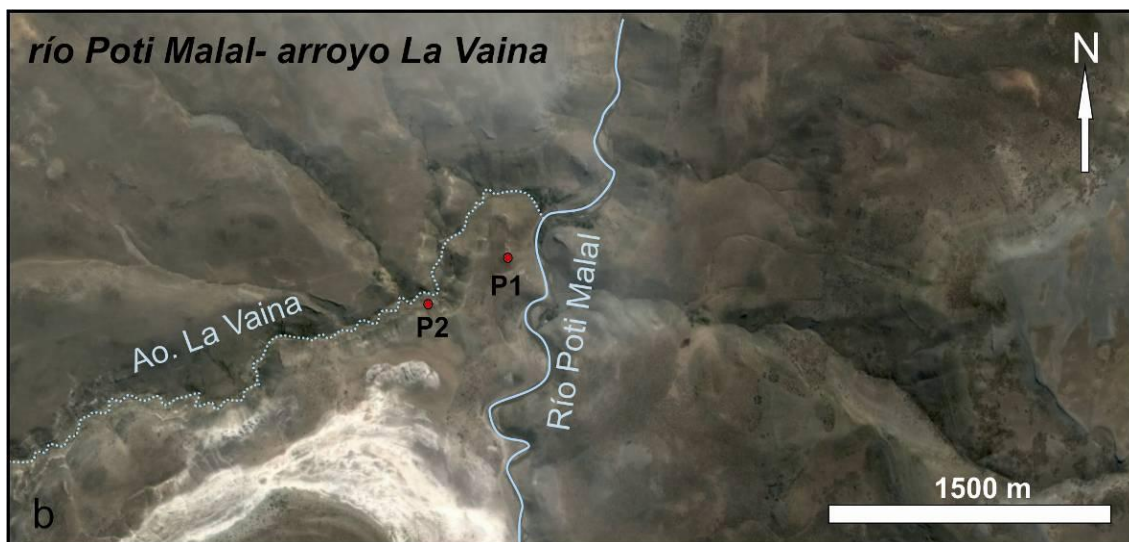


Fig. 4.1.6 b: Vista del filón capa muestreado en el área de Poti Malal, con la ubicación de las muestras rocosas estudiadas.

Las rocas pertenecientes a los cuerpos intrusivos de la cuesta del Chihuido tienen una composición andesítica, y la mayor parte de las muestras observadas presentan un grado de alteración elevado, se encuentran teñidas por óxidos de hierro, lo que le da a estas rocas, una típica coloración pardo-amarillenta.

Una de las muestras obtenidas en la parte central de uno de los filones capa/dique de escaso espesor, que aflora en la cuesta del Chihuido, posee textura porfírica y está formada por fenocristales de anfíboles (20%) plagioclasa (15%) y piroxenos (10%) inmersos en una mesostasis fluidal (Fig. 4.1.6.1a).

Los fenocristales de plagioclasas están maclados, y tienen una composición de andesina, según el método de Michael Levy. En general, los cristales están muy fracturados y presentan minerales de alteración que evidencian una gran movilidad de fluidos (Fig. 4.1.6.1b).

En la mesostasis de esta roca, se aprecian dos generaciones de tablillas de plagioclasa de diferentes tamaños, las cuales presentan una orientación submagmática, indicativa de flujo. Existen escasos relictos de microfenocristales redondeados de anfíboles, de coloración verde y con marcado pleocroísmo. En algunos casos, se observó que los cristales de hornblenda están cortados por fracturas rectas, rellenas por calcita.

Los piroxenos están reemplazados pseudomórficamente, en forma total o parcial, por biotita a través de procesos deutéricos. En ciertos casos, donde el

reemplazo fue total, se observa que la forma original del cristal (ortorrómbica) coincide con una pseudomorfosis según olivino. Se determinó la presencia de abundantes minerales opacos, al igual que minerales de alteración como esmectitas y calcita que alteran tanto a los minerales máficos y a la plagioclasa. En algunas rocas se distinguen abundantes venillas rellenas de calcita y de minerales opacos que atraviesan toda la muestra.

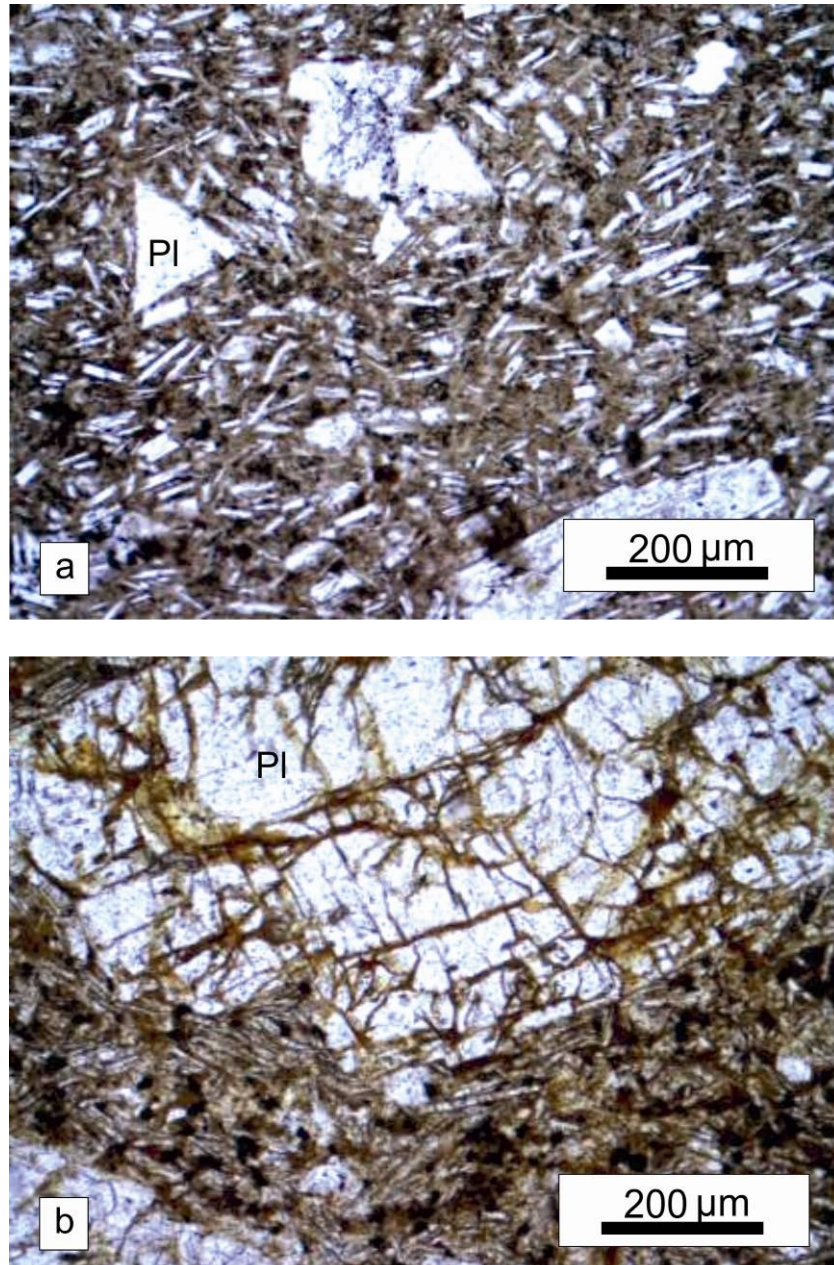


Fig. 4.1.6.1 Microfotografías de rocas intrusivas de la cuesta del Chihuido, a) Textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (Pl) en una mesostasis fluidal, se observa la coloración pardo-amarillenta dada por los minerales de alteración; b) Detalle de un fenocristal de plagioclasa (Pl) fracturado y alterado siguiendo la fracturación. Ambas microfotografías con luz paralela.

Hacia los bordes de este cuerpo disminuye notablemente el tamaño de los fenocristales y la proporción de mafitos. Solo se observan fenocristales de plagioclasa diseminados en una mesostasis fluidal.

Otro de los cuerpos intrusivos muestreado, está constituido por una roca muy poco alterada (C1), la cual presenta textura porfírica, compuesta por fenocristales de plagioclasa (40%) y de hornblenda (5%) dispersos en una mesostasis microgranular, la cual está compuesta por tablillas de plagioclasas, y un intercrecimiento de tipo intersticial, felsítico entre cuarzo y feldespato alcalino, acompañados por minerales opacos, de colores rojizos (Fig. 4.1.6.2).

Los cristales de plagioclasa están mayormente zonados y en parte maclados, con tamaños que oscilan entre 0.2 y 2 mm. Los microfenocristales de plagioclasa que integran la mesostasis se encuentran maclados y zonados, y en ese último caso, la parte central está alterada en algunos casos a sericita. Los cristales de hornblenda poseen un tamaño promedio de 0.35 mm.

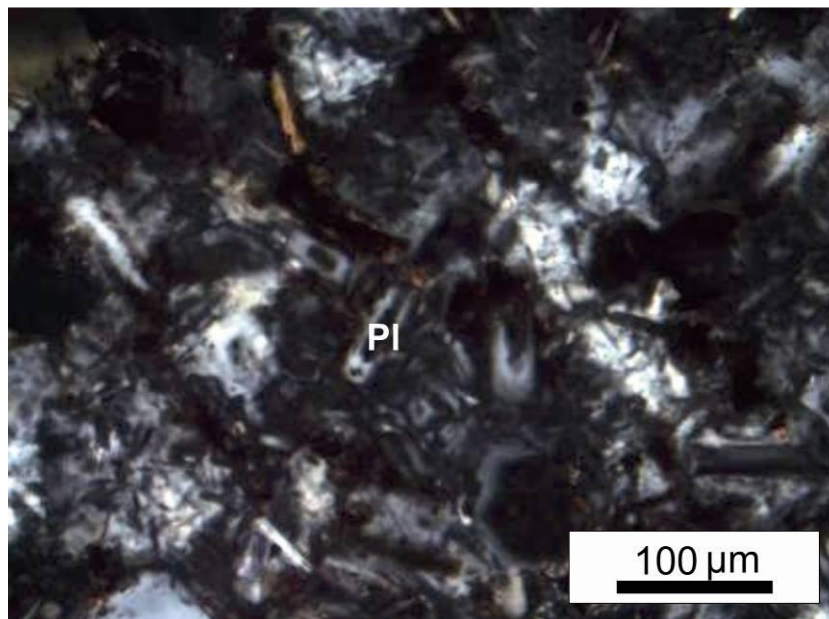


Fig. 4.1.6.2. Detalle de la matriz en la que se observan pequeños cristales de plagioclasas zonados (Pl), y un intercrecimiento intersticial de cuarzo y feldespato alcalino, con nicoles cruzados.

En otras rocas de esta localidad, las plagioclasas (40%) se presentan fuertemente alteradas a calcita y sericita y prácticamente no se distinguen

anfíboles, la proporción de mafitos es menor, y están representados por láminas de biotita (3%). Se aprecia abundantes minerales opacos (10%).

En otros cuerpos intrusivos (C4), la roca está formada, además, por fenocristales de clinopiroxenos (5%), que en algunos casos están reemplazados por hornblenda y alterados a calcita al igual que las plagioclasas. La textura de la roca es porfírica en parte glomeroporfírica, (Fig.4.1.6.3) con glomérulos de piroxenos. La textura de la matriz sigue siendo pilotáxica fluidal y se encuentra teñida por óxidos de hierro. Los fenocristales de plagioclasa (25%), están zonados, en parte maclados y muy alterados a calcita. Los fenocristales de hornblenda constituyen aproximadamente el 5% de la roca.

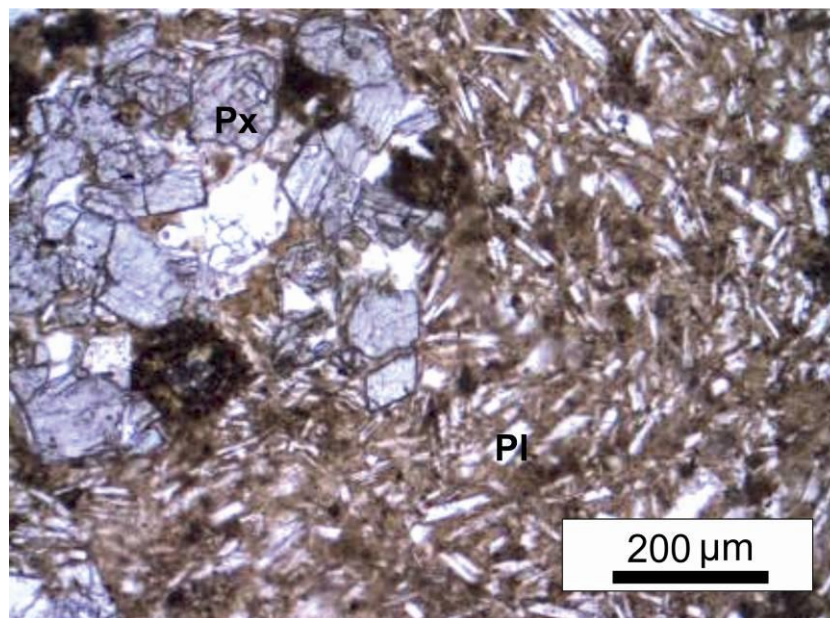


Fig. 4.1.6.3. Textura glomeroporfírica, con matriz formada por microlitos de plagioclasa orientados (Pl), se observan pequeños glomérulos de cristales de piroxenos (Px); con luz paralela.

El filón capa que se encuentra en la zona de Poti Malal (P1), en general, posee rocas con un grado de alteración elevado. Las mismas, presentan textura porfírica, con fenocristales de clinopiroxenos y anfíboles diseminados en una matriz donde predomina el intercrecimiento radiado de cuarzo y feldespato alcalino, y además posee, finos cristales de clinopiroxenos, biotita y minerales opacos, (Fig. 4.1.6.4 a y b). De acuerdo con la mineralogía observada y según la clasificación del IUGS, está roca puede ser definida como una riolita alcalina.

Los fenocristales de anfíbol (15%), probablemente hornblenda, están reemplazados total y pseudomórficamente, por un agregado de cristales de biotitas y cloritas, de grano fino. La hornblenda fue reconocida por su típico clivaje 110 perfecto, con ángulos 127-53. Los cristales de clinopiroxeno (5%) se encuentran mayormente frescos. Se observan abundantes minerales de carácter secundario como calcita, ceolitas y epidoto.

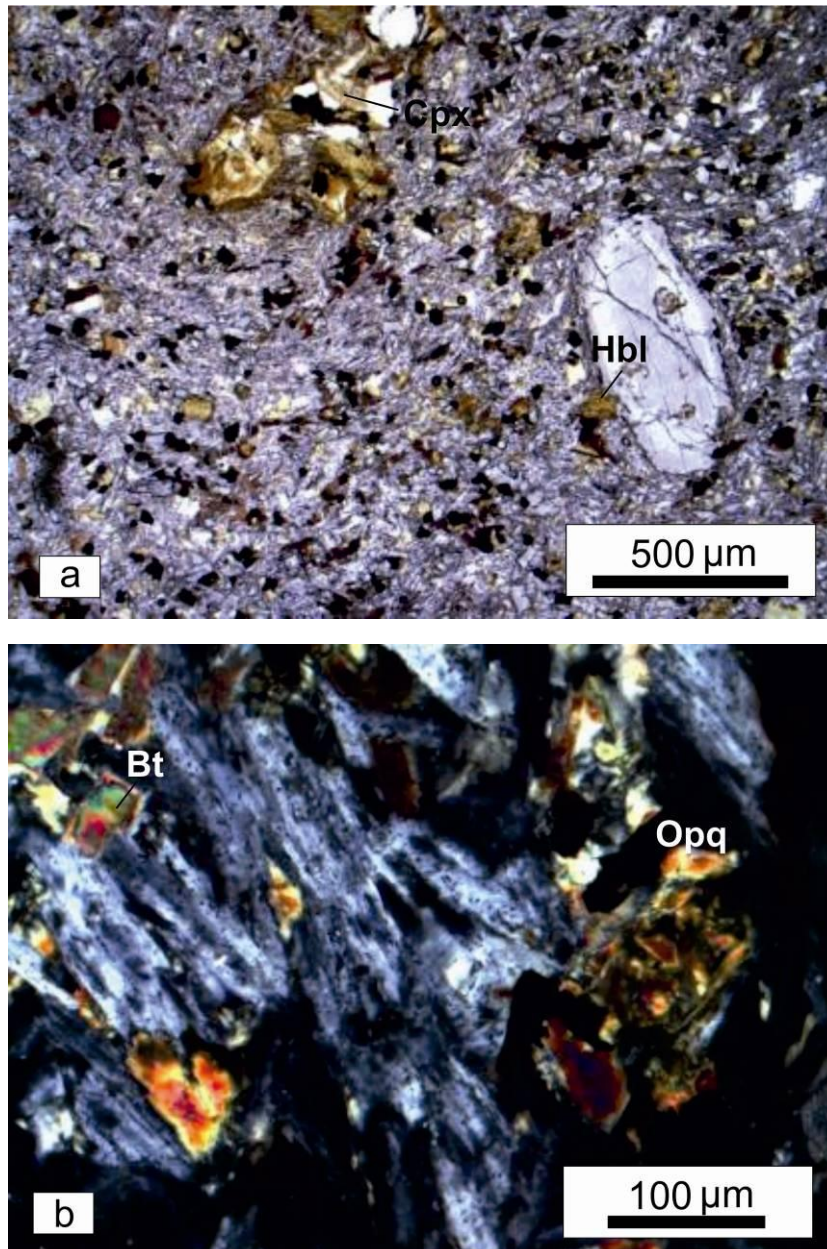


Fig. 4.1.6.4: Microfotografías de las rocas intrusivas de Poti Malal. a) Textura porfírica, con fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) y hornblenda alterada (Hbl), en una matriz de grano fino. b) Detalle de la mesostasis con intercrecimiento radiado de cuarzo y feldespato alcalino, acompañados por biotitas (Bt) y minerales opacos (Opq).

4.2 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

En la actualidad, se considera que los márgenes de placas convergentes constituyen la segunda zona más productiva de magmas en toda la Tierra. Aquí, la subducción de la litósfera fría provocaría una disminución del gradiente geotermal y la fusión sería originada por el efecto fundente del agua liberada por la corteza oceánica subductada. Los magmas originados son de tipo calcoalcalino y su composición está determinada por la profundidad a la cual el agua es liberada, la cual a su vez está controlada por el ángulo y la velocidad de subducción, (Philpotts y Ague, 2009; Winter, 2010).

Las rocas ígneas originadas en los límites de placas convergentes son las responsables de la construcción de los continentes. Esta actividad ígnea no ocurre justo en los límites convergentes, sino que se encuentra ubicada sobre la placa superior, a cierta distancia del límite; esta distancia depende del ángulo de subducción de la placa.

En los límites de placas convergentes se produce un amplio rango de rocas ígneas, siendo las andesitas las rocas volcánicas más abundantes, si bien pueden variar desde basaltos (gabros) hasta riolitas (granitos). Las proporciones de estos tipos de rocas dependen de diversos factores, tales como: los tipos de placas involucradas en la convergencia, el ángulo de subducción y la velocidad de la convergencia.

La suite de rocas formadas por encima de la zona de Benioff frecuentemente tiene distintas cronologías, y en general la secuencia va desde rocas máficas tempranas a rocas silíceas tardías (Winter, 2010).

Las andesitas, dacitas y riolitas se formarían como productos de la cristalización fraccionada de basaltos subalcalinos, en cualquier ambiente donde ocurren, pero principalmente se encuentran con mayor abundancia sobre las zonas de subducción (Gill, 2010). Sin embargo, Castro *et al.* (2012) en base a experimentos numéricos y de laboratorio, postulan que los magmas andesíticos se originarían a partir de la fusión y eventual reacción con el manto, de una

mezcla de corteza oceánica subductada y de sedimentos, por un proceso de relaminación.

En general, las rocas ígneas producidas en los límites de placa convergentes están enriquecidas en elementos litófilos de ión grande (K, Rb, Ba, La, Pb, U) relativo a los elementos de alto campo de resistencia (P, Ti, Nb, Ta, Zr, Hf). Los elementos mayoritarios y la composición isotópica indicarían que estos magmas se originarían por fusión parcial de cuñas del manto sobre la zona de Benioff, como resultado de los fluidos liberados desde la losa subductante.

Cuando uno de los márgenes convergentes tiene características continentales se denomina margen de arco continental o margen continental activo.

Según Winter (2010), el área de estudio de la presente tesis, estaría incluida en la denominada zona volcánica sur (SVZ) de la Cordillera de los Andes, que se extiende, para este autor, entre los 33 y 55° S donde el ángulo de subducción de la placa de Nazca es considerablemente menor comparado con la zona volcánica central (CVZ) y la zona volcánica norte (NVZ). En la SVZ el arco volcánico se encuentra a solo 90 km de la zona de subducción, mientras que en las CVZ y NVZ está a 140 km.

En su conjunto, las tres zonas constituyen un arco magmático formado en un margen continental activo donde la placa oceánica de Nazca subduce por debajo de la placa continental Sudamericana. La subducción de la placa de Nazca a lo largo del borde oeste de América del Sur ha originado un ancho orógeno, con una gran producción de rocas ígneas, durante los últimos 500 Ma (Winter, 2010). Las rocas dominantes son típicamente calcoalcalinas. Según Thorpe (1982), la región volcánica sur de los Andes (>37°S) está formada por basaltos de alta alúmina y andesitas basálticas sobre una plataforma de andesitas más viejas, que presentan una considerable variación en el contenido de K₂O.

La composición de las rocas ígneas, junto con sus texturas y sus relaciones de campo son elementos esenciales en la construcción de modelos

petrotectónicos. El análisis de las características geoquímicas de las rocas permitirá aportar información sobre los procesos asociados a su origen y evolución.

Los elementos mayoritarios se utilizan para clasificar las rocas ígneas y estudiar el control químico en las propiedades físicas del sistema cristal-fundido; asimismo, se emplean en el estudio de la evolución química del fundido y de los minerales durante los procesos de cristalización y fusión. Estos elementos controlan además, entre otras propiedades la viscosidad y la densidad del magma y de las rocas. Los elementos minoritarios, en general sustituyen a un elemento mayoritario en un mineral, pudiendo en algunos casos constituir una fase mineral separada. Los elementos traza se encuentran en proporciones muy diluidas y están sustituyendo a elementos mayoritarios o minoritarios.

La concentración y distribución de los elementos traza puede también ser utilizado para estudiar la evolución de los magmas. Se ha comprobado que los elementos traza también pueden ser efectivos para ayudar en la determinación de la fuente de los magmas o discriminar entre algunos procesos magmáticos (Winter, 2010).

Los procesos posteriores de alteración hidrotermal pueden modificar sustancialmente la composición química de la roca original. Los elementos químicos considerados móviles son los primeros en ser afectados, dentro de los elementos mayoritarios es el caso del sodio y el potasio. Asimismo, dentro de los elementos minoritarios, los elementos de radio iónico grande (LILE), por ser incompatibles, suelen comportarse como móviles frente a los procesos de alteración hidrotermal, por ejemplo el cesio y el rubidio.

Se seleccionaron aquellas muestras rocosas con menor grado de alteración con la finalidad de realizar la caracterización geoquímica de las rocas miocenas subvolcánicas del área de estudio. Los análisis químicos sobre roca total, se realizaron en los laboratorios ACME (Vancouver, Canadá) y Actlabs (Ontario, Canadá) utilizando espectrometría de masa ICP para la determinación de los elementos mayores y espectrometría de masa en plasma inductivamente

acoplado (ICP-MS) para los elementos traza y tierras raras. Los resultados obtenidos están presentados en el Anexo II.

Clasificación de las rocas

Con la finalidad de caracterizar las rocas ígneas representativas del área de estudio, se construyeron diferentes diagramas que utilizan los elementos mayoritarios como base de la clasificación. La aplicación más importante de los elementos mayoritarios está relacionada con la clasificación de las rocas; asimismo estos elementos se utilizan para la construcción de diagramas de variación, que permiten observar la interrelación entre diferentes elementos y es a partir de estas relaciones que se pueden inferir procesos geoquímicos (Rollinson, 1993).

Para la clasificación química de las rocas se utilizó el diagrama TAS (Le Maitre, 2002) para rocas volcánicas, junto con la curva de Irvine y Baragar (1971) que permite discriminar entre series de rocas alcalinas y subalcalinas, (Fig. 4.2.1). Este diagrama se basa en el contenido total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus el contenido total de sílice. Solo se pueden graficar aquellas rocas frescas, que poseen concentraciones de LOI menores al 2 % y se deben recalcular los porcentajes del resto de los elementos al 100%, libre de volátiles, con la finalidad de evitar graficar rocas muy meteorizadas donde los elementos alcalinos son fácilmente removidos.

Se realizaron un total de 51 análisis químicos sobre rocas de diferentes cuerpos intrusivos subvolcánicos ubicados en el área de estudio, distribuidos del siguiente modo: 10 corresponden a laguna Amarga, 4 a cerro Alquitrán, 3 a Los Buitres, 4 al cerro Chivato, 11 corresponden a diferentes cuerpos ubicados a la vera del río Salado, 2 al intrusivo de Los Morros, 7 a cuerpos subvolcánicos ubicados en la cuesta del Chihuido y 1 a una roca de un filón capa de la zona de Poti Malal (Anexo II).

De las 10 muestras analizadas en los cuerpos intrusivos de laguna Amarga, sólo 6 poseen un porcentaje de LOI menor al 2%, y son las que efectivamente fueron volcadas en el diagrama TAS.

En el caso del cerro Los Buitres, se graficaron los resultados de las 3 rocas analizadas y en el cerro Alquitrán solamente una de las rocas que posee un porcentaje de LOI menor al 2%.

En los cuerpos subvolcánicos del área de arroyo Blanco, 5 de las 12 rocas analizadas, presentan un grado de alteración moderado a alto, con porcentajes de LOI que superan el 2%, y en un caso llega hasta el 5%, y por lo tanto no fueron consideradas en esta clasificación.

En cambio, las 4 muestras rocosas del cuerpo subvolcánico de cerro Chivato se presentan bastante frescas, con bajo grado de alteración, por lo cual todas ellas fueron utilizadas en la clasificación TAS.

De las 11 rocas analizadas químicamente pertenecientes a los cuerpos ubicados a la vera del río Salado, 5 están fuertemente alteradas y presentan un contenido de LOI superior al 3%, y otras 3 muestras tienen una alteración moderada, con un contenido de LOI entre 2 y 3%, y tampoco se utilizaron en la clasificación. Las 2 muestras obtenidas del intrusivo de Los Morros poseen un porcentaje de LOI menor del 2% y fueron utilizadas en la clasificación TAS.

Las rocas pertenecientes a los intrusivos de cuesta del Chihuido están fuertemente alteradas, y presentan contenidos de LOI que varían entre 3 y 12%, con excepción de una muestra cuyo grado de alteración es muy bajo, por lo tanto no fueron incluidas en esta clasificación.

En general todos los resultados obtenidos confirman la clasificación petrográfica realizada previamente y no se aprecian diferencias geoquímicas significativas entre las rocas de los diferentes cuerpos. De acuerdo a Irvine y Baragar (1971), todas las rocas analizadas se encuentran en el campo de las rocas subalcalinas, (Fig. 4.2.1).

En la Fig. 4.2.1 se aprecia que la mayoría de las rocas del intrusivo de laguna Amarga caen en el campo de las andesitas, una corresponde a una traquiandesita y otra se ubica en el límite entre el campo de las andesitas y las andesitas basálticas. Estas rocas poseen un contenido en sílice que varía entre 55,15 y 61,59 % y de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) entre 5,30 y 7,14%.

En la zona de cerro Alquitrán y Los Buitres se observa que 3 de las rocas corresponden a andesitas y una se encuentra en el límite entre andesitas y andesitas basálticas. El contenido en sílice de estas rocas varía entre 55,94 y 59,44 % y el de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) entre 5,12 y 6,47%.

La mayoría de las rocas de los intrusivos del área de arroyo Blanco grafican en el campo de las andesitas y dos de ellas en el límite andesita-traquiandesita, y poseen un contenido en sílice que varía entre 55,80 y 60,62 % y el de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) entre 4,41 y 6,37%.

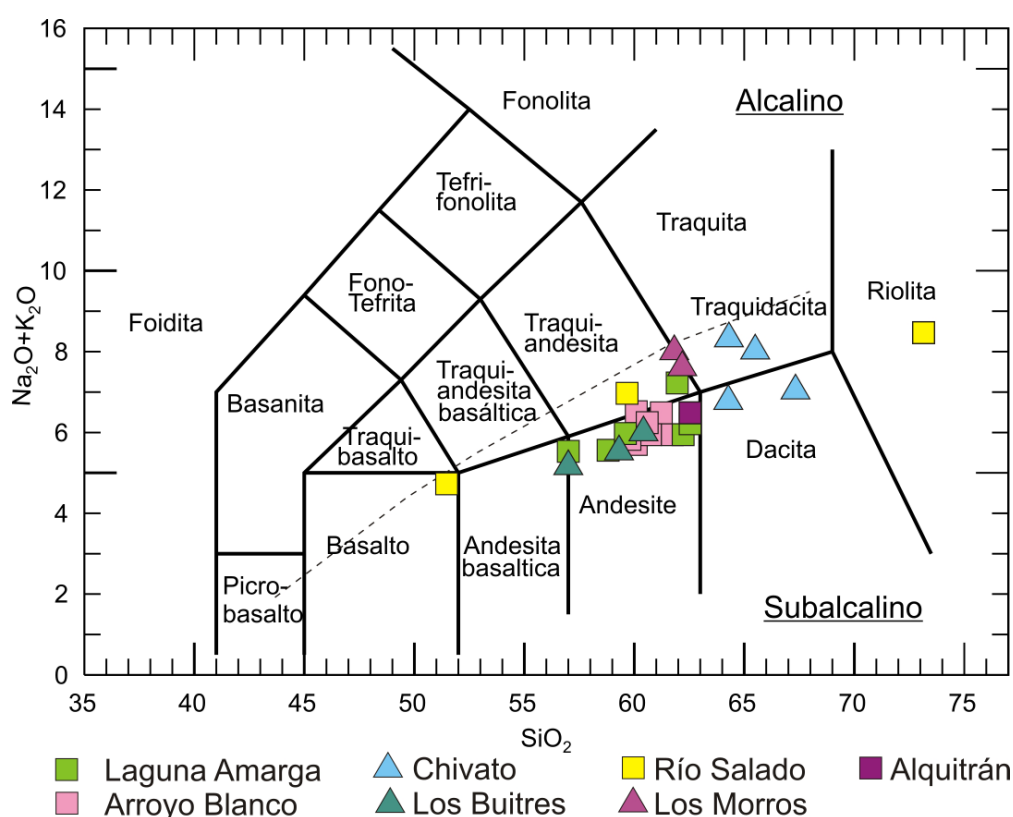


Fig. 4.2.1: Diagrama de clasificación TAS para las rocas del área de estudio según Le Maitre (2002) y la curva de Irvine y Baragar (1971).

En el diagrama TAS de la Fig. 4.2.1, se observa que 2 de las rocas de cerro Chivato pertenecen al campo de las traquidacitas y las otras dos al campo de las dacitas. Las mismas tienen un contenido en sílice entre 63,12 y 65,42 % y de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) entre 6,72 y 8,56%.

De las 3 rocas del valle del río Salado graficadas, una es un basalto, otra cae en el campo de las traquiandesitas, y la más diferenciada grafica en el campo de las riolitas. Las rocas pertenecientes al intrusivo de Los Morros caen

en el límite entre tranquiandesita y traquidacita. El contenido en sílice varía entre 47,98 y 72,63 % y el de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) entre 4,47 y 7,97%.

Algunas de las rocas analizadas presentan un grado de alteración mayor, y en estos casos los elementos minoritarios adquieren una significativa importancia para su clasificación y para determinar el ambiente tectónico de formación. Por ello, y para clasificar aquellas rocas con mayor grado de alteración, que poseen un porcentaje de LOI mayor a 2%, se utilizó la clasificación de Winchester y Floyd (1977), que usa los elementos traza como base de la clasificación, graficando la relación Zr/TiO_2 en función de Nb/Y (Fig. 4.2.2).

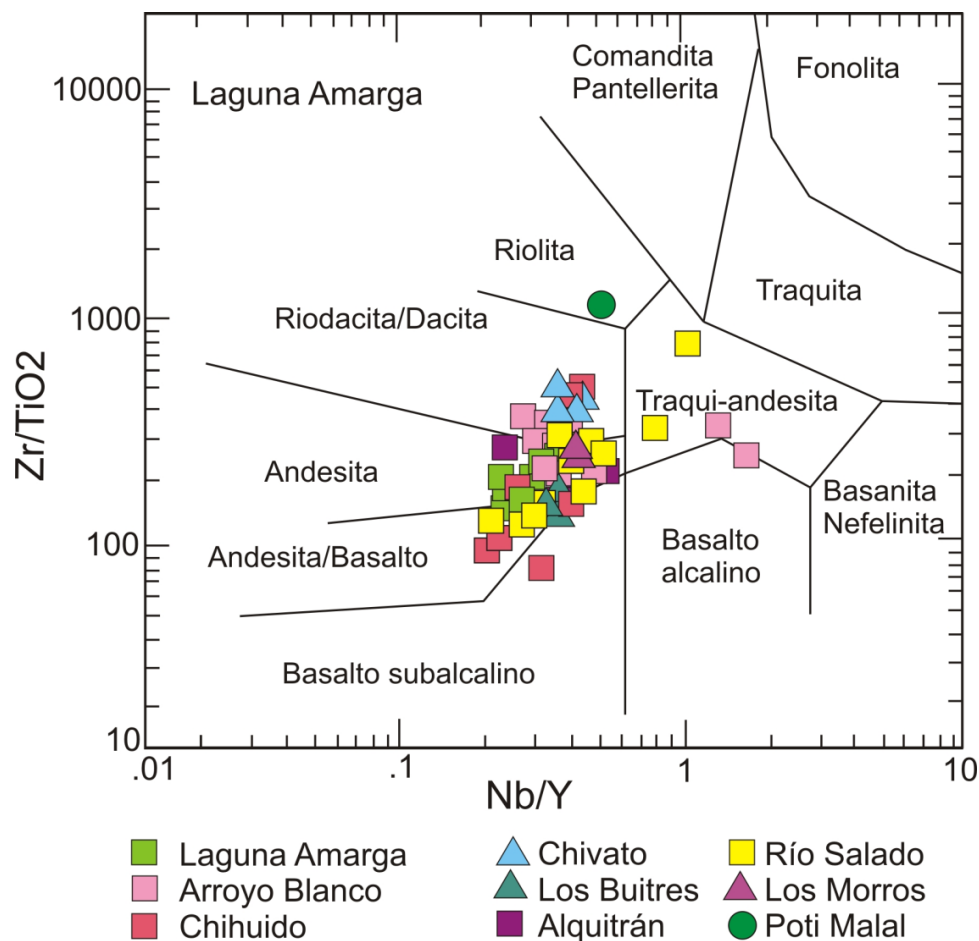


Fig. 4.2.2: Diagrama de Winchester y Floyd (1977) para clasificar todas las rocas analizadas en el área de estudio.

Los resultados obtenidos a partir de la clasificación de Winchester y Floyd (1977) son coincidentes con los obtenidos utilizando los elementos mayoritarios como base de la clasificación.

Todas las rocas analizadas pertenecientes a los intrusivos de laguna Amarga, se encuentran agrupadas en un rango composicional reducido incluyendo principalmente andesitas; algunas rocas grafican en el límite con andesitas-basaltos y otras en el límite andesitas-riodacita/dacita, Fig. 4.2.2.

Asimismo, en este mismo diagrama de Winchester y Floyd (1977), las rocas de cerro Alquitrán y de Los Buitres se encuentran agrupadas en un rango composicional muy reducido y no presentan grandes diferencias respecto de la clasificación TAS. Las rocas se ubican en el límite entre andesitas, andesitas/basalto y basalto subalcalino y una de ellas cae en el campo de las andesitas.

En los cuerpos intrusivos de arroyo Blanco, un número importante de rocas están agrupadas en un rango composicional limitado y caen en el campo de las andesitas, tres rocas se encuentran en el campo de riodacita/dacita y otras dos rocas en el límite entre basalto alcalino y traqui-andesitas.

Asimismo, en la Fig. 4.2.2 se aprecia que las rocas analizadas pertenecientes al cerro Chivato se encuentran agrupadas en el campo de las riodacitas/dacitas.

Por otra parte, las rocas estudiadas en los cuerpos subvolcánicos que afloran a la vera del río Salado y en Los Morros están concentradas en un rango composicional que varía desde andesita/basalto, andesita, traquiandesita y algunas caen en el límite entre andesita y riodacita/dacita.

Las rocas de los intrusivos de cuesta del Chihuido presentan contenidos de LOI que varían entre 3 y 12%, con excepción de una muestra cuyo grado de alteración es muy bajo. Por consiguiente, para efectuar una clasificación más adecuada de estas rocas, se utilizó únicamente la clasificación de Winchester y Floyd (1977), que usa los elementos traza como base de la clasificación, graficando la relación Zr/TiO_2 en función de Nb/Y (Fig. 4.2.2). Las rocas de cuesta del Chihuido se encuentran agrupadas en un rango composicional que

varía desde basalto subcalcínico, andesita/basalto y andesita, y 2 rocas caen en el campo de riolita/dacita. La roca analizada en la localidad de Poti Malal es una riolita. El contenido en sílice para las rocas de cuesta del Chihuido varía entre 43,55 y 64,15 % y el de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) entre 3,41 y 6,89%.

Las rocas volcánicas de series subcalcinas fueron subdivididas por Le Maitre *et al.* (1989) según las concentraciones de K_2O y SiO_2 , en rocas con bajo, medio y alto contenido en K, y sugieren que estos términos pueden ser utilizados para calificar rocas como basaltos, andesitas, dacitas y riolitas. El uso de este diagrama también está limitado por el grado de alteración de las rocas. En la Fig. 4.2.3 que representa el diagrama de Le Maitre *et al.* (1989), se graficaron los análisis de las rocas que poseen un contenido de volátiles (LOI) menor del 2 % recalculados al 100%, libre de volátiles.

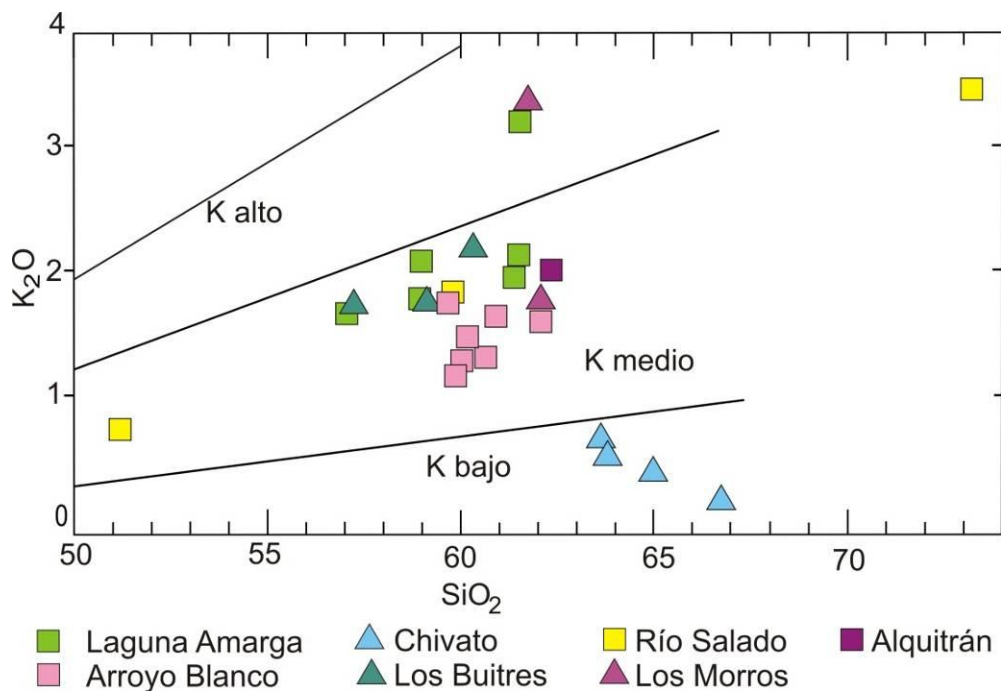


Fig. 4.2.3: Diagrama de SiO_2 versus K_2O , Le Maitre *et al.* (1989) para las rocas subvolcánicas con porcentaje de LOI < 2%, del área de estudio.

Según esta clasificación, las rocas de laguna Amarga y las rocas de los cuerpos intrusivos del Río Salado y de Los Morros, que poseen un bajo grado de alteración, se proyectan en el campo de las andesitas con contenido en potasio de medio a alto. Asimismo, se observa que las andesitas de cerro Alquitrán y Los Buitres poseen un contenido de potasio medio, al igual que las rocas andesíticas de arroyo Blanco. Sin embargo, a diferencia de las anteriores,

se aprecia que las rocas del intrusivo de cerro Chivato presentan niveles bajos de K.

Diagramas de variación de elementos mayores

El diagrama triangular AFM es el más utilizado de los diagramas triangulares de variación y permite distinguir entre tendencias de diferenciación toleítica y calco-alcalina, en series de magmas subalcalinos, según Irvine y Baragar (1971). En los extremos de este diagrama se vuelcan los contenidos de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), los óxidos de Fe ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) y el MgO.

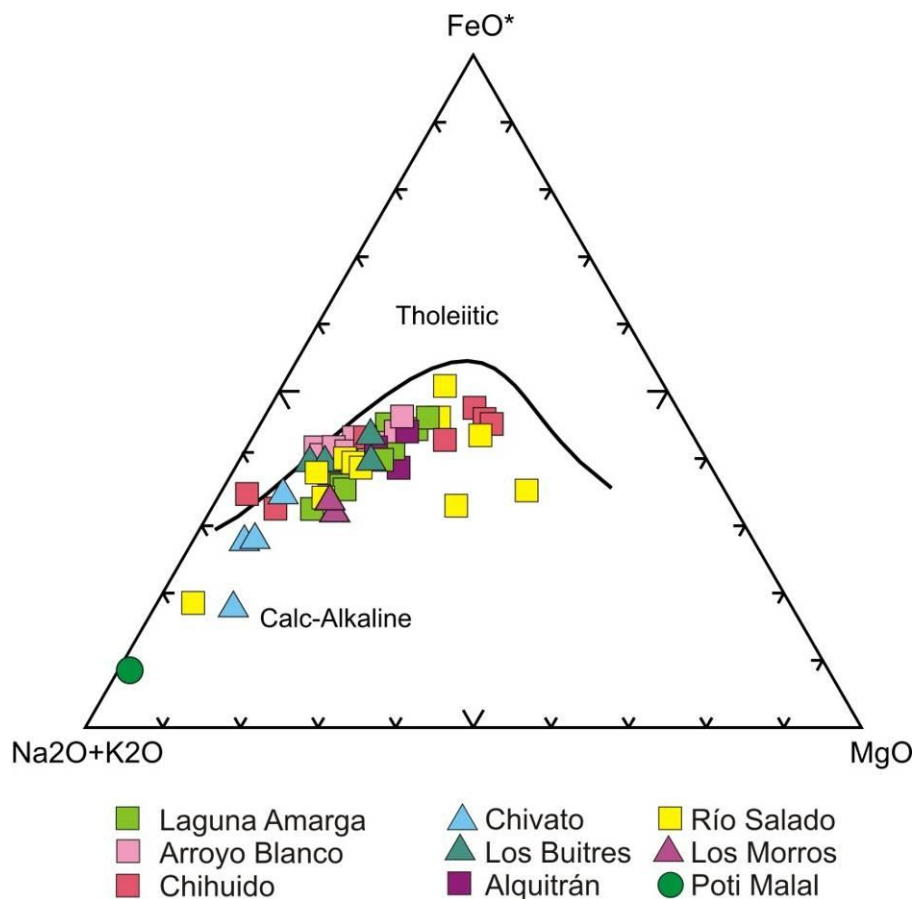


Fig. 4.2.4: Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) que muestra la afinidad calcoalcalina de las rocas subvolcánicas del área de estudio.

Todas rocas analizadas pertenecientes a los cuerpos intrusivos del área de estudio, que incluye laguna Amarga, cerro Alquitrán, Los Buitres, arroyo Blanco, cerro Chivato, río Salado, Los Morros, cuesta del Chihuido y Poti Malal muestran una clara afinidad calcoalcalina característica de los arcos magmáticos

como se puede observar en el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971), (Fig. 4.2.4).

La utilización de diagramas de variación tipo Harker, en los que se relaciona el contenido de sílice versus los óxidos de elementos mayoritarios, permite obtener información sobre la variación en el contenido de estos elementos durante la diferenciación magmática de una serie de rocas. Se construyeron diagramas de variación de SiO_2 versus Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O y K_2O , para cada una de las zonas de estudio.

Laguna Amarga

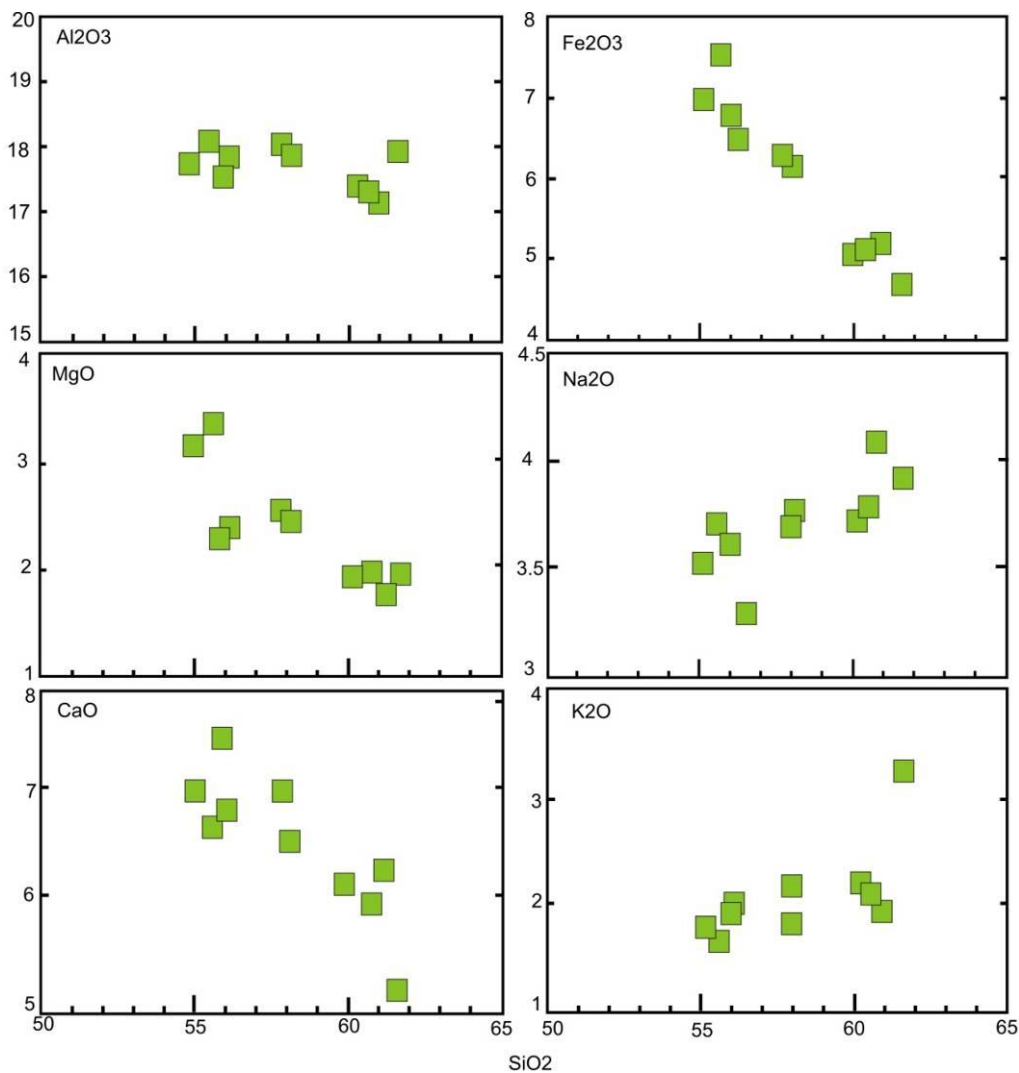


Fig. 4.2.5: Diagramas de variación tipo Harker, mostrando la variación de los elementos mayoritarios en función del contenido en SiO_2 , de las rocas de laguna Amarga.

La Fig. 4.2.5 representa los diagramas de variación de Harker para elementos mayoritarios. Todas las rocas de laguna Amarga muestran tendencias generales bien definidas y sin saltos apreciables.

Se puede observar que los elementos mayoritarios Fe_2O_3 , MgO , CaO muestran una correlación negativa respecto de la SiO_2 , mientras que el Na_2O y el K_2O muestran una correlación positiva; en el caso de la Al_2O_3 , se observa una correlación levemente negativa respecto de la SiO_2 . Las variaciones observadas en estos elementos sugieren un cierto grado de cristalización fraccionada de los minerales ferromagnesianos y de las plagioclasas.

La dispersión del K_2O se puede atribuir, en parte, a una débil alteración potásica que presentan algunas de las rocas analizadas. Una de las muestras de laguna Amarga que fue caracterizada como una traqui-andesita (Fig. 4.2.1), representaría la roca más diferenciada, con valores mayores de SiO_2 , K_2O , Na_2O y menores de Fe_2O_3 , MgO y CaO .

Cerro Alquitrán – Los Buitres

Los diagramas de variación tipo Harker para elementos mayoritarios de las rocas de estas localidades están graficados en la Fig. 4.2.6.

Los elementos mayoritarios Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO muestran una correlación negativa respecto de la SiO_2 , mientras que el Na_2O muestra una correlación positiva y cierta dispersión en el K_2O que estaría relacionada mayormente con la alteración potásica de algunas de las rocas analizadas. Las variaciones de estos elementos indican cierto grado de cristalización fraccionada de los minerales ferromagnesianos y las plagioclasas.

Asimismo, las discontinuidades más pronunciadas se observan en las rocas pertenecientes al cerro Alquitrán, y son coincidentes con valores relativamente altos de LOI, lo que indicaría un mayor grado de alteración que afectaría a principalmente a los minerales ferromagnesianos, especialmente hornblenda, y a las plagioclasas, lo cual fue confirmado por el análisis petrográfico.

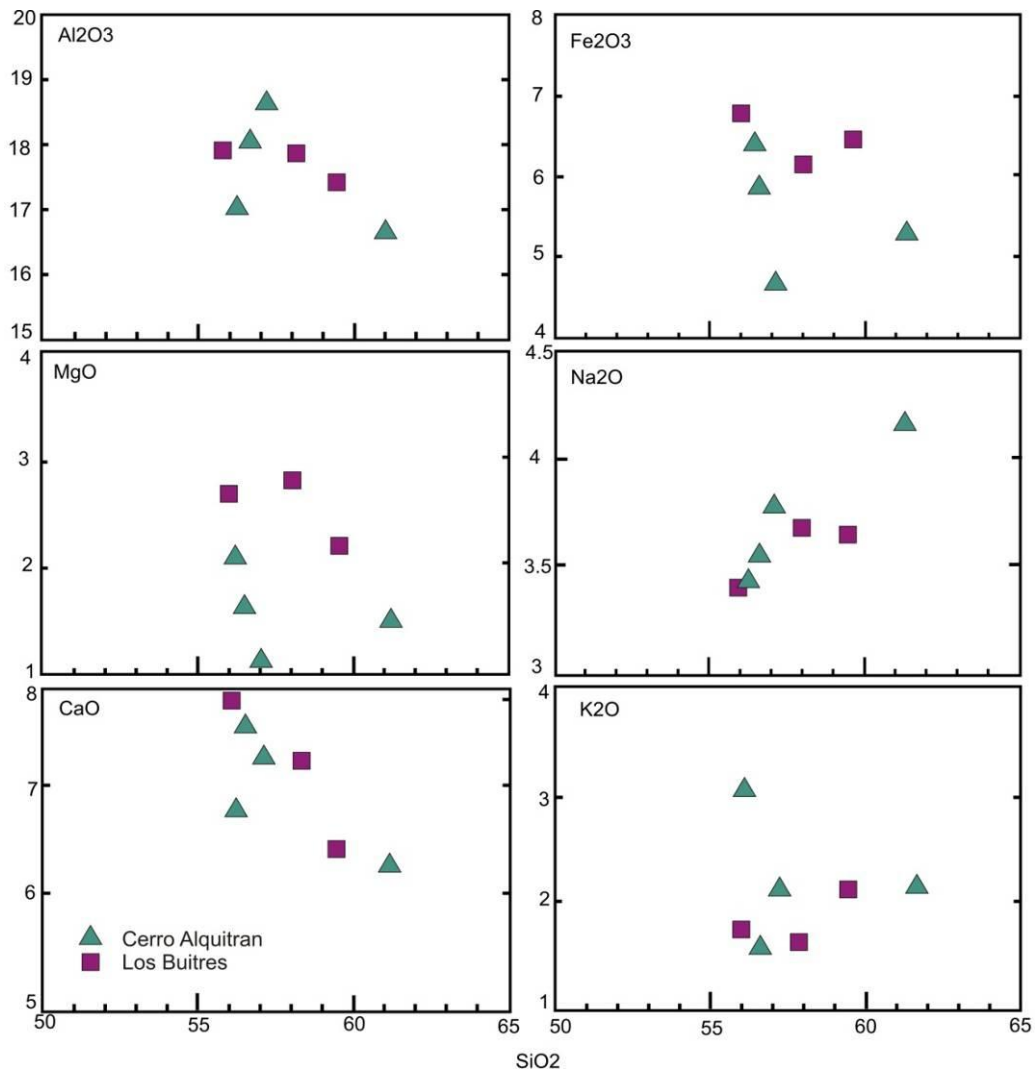


Fig. 4.2.6: Diagramas tipo Harker para elementos mayoritarios en función del contenido de SiO_2 , para las rocas de arroyo Blanco.

Arroyo Blanco

Los diagramas de variación tipo Harker, para elementos mayoritarios en función del contenido en SiO_2 para las rocas pertenecientes a los cuerpos subvolcánicos de esta localidad, están representados en la Fig. 4.2.7.

La mayor parte de las rocas analizadas pertenecientes a los intrusivos de arroyo Blanco, muestran tendencias generales definidas y sin saltos apreciables. Los elementos mayoritarios Fe_2O_3 , MgO y CaO muestran una correlación negativa respecto de la SiO_2 , mientras que el Na_2O y en menor medida el Al_2O_3 muestra una correlación positiva. Las variaciones que muestran estos elementos se podrían deber a la cristalización fraccionada de los minerales ferromagnesianos y de las plagioclasas.

El K_2O exhibe una cierta dispersión, si bien en líneas generales aumenta con el contenido de SiO_2 . Esta dispersión observada en el K_2O estaría relacionada con la posterior alteración sufrida por algunas de las rocas pertenecientes a estos intrusivos.

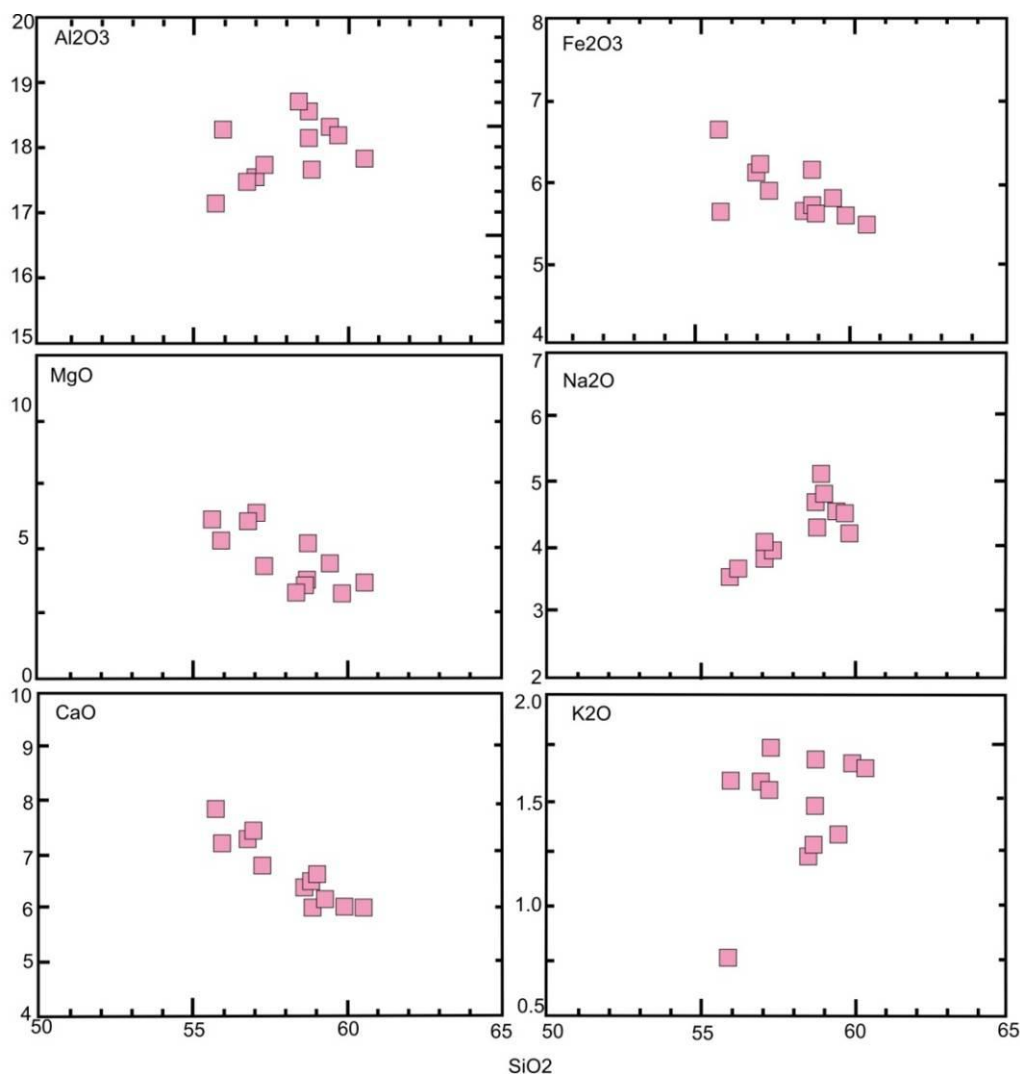


Fig. 4.2.7: Diagramas tipo Harker para elementos mayoritarios en función del contenido de SiO_2 , para las rocas de arroyo Blanco.

Cerro Chivato

En los diagramas de variación tipo Harker para las rocas de cerro Chivato, se volcaron los contenidos de los óxidos mayoritarios en función del contenido en SiO_2 , tal como se observa en la Fig. 4.2.8.

Los elementos mayoritarios Fe_2O_3 , Na_2O y K_2O muestran una correlación levemente negativa respecto de la SiO_2 , mientras que el CaO , MgO y Al_2O_3

presentan cierta dispersión, no mostrando una tendencia definitiva. Las variaciones que muestran estos elementos sugieren cierto grado de cristalización fraccionada de los minerales ferromagnesianos.

El comportamiento más errático se aprecia en la roca más diferenciada, que posee mayor contenido de SiO_2 .

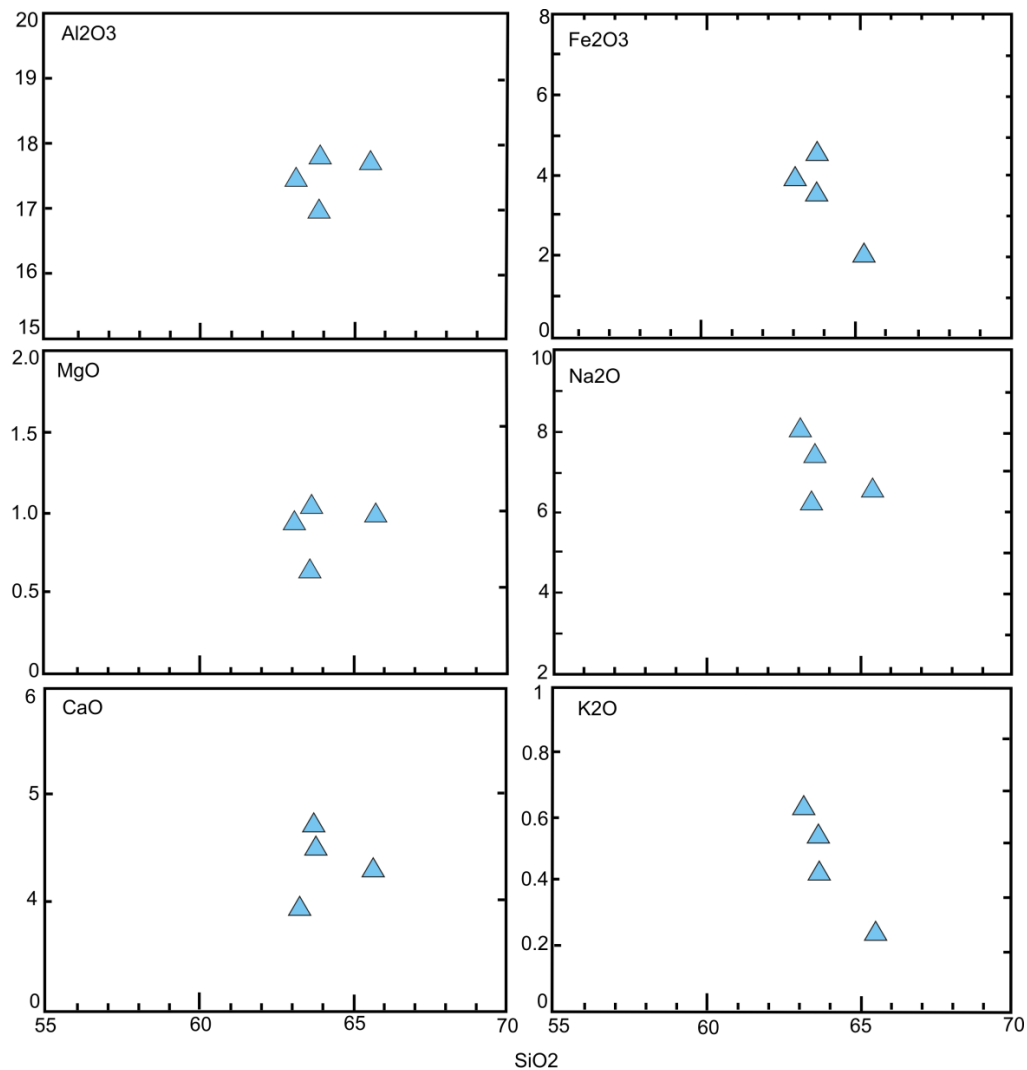


Fig. 4.2.8: Diagramas de variación tipo Harker, mostrando la variación de los elementos mayoritarios en función del contenido en SiO_2 de las rocas de cerro Chivato.

Río Salado – Los Morros

Los diagramas de variación tipo Harker, para las rocas pertenecientes a los intrusivos del río Salado y de Los Morros, se encuentran representados en la Fig. 4.2.9, allí se volcaron los contenidos de los óxidos mayoritarios en función del contenido en SiO_2 .

Los elementos mayoritarios Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO y CaO muestran una correlación negativa respecto de la SiO_2 , mientras que el K_2O y en menor medida el Na_2O muestran una correlación positiva. Las variaciones que muestran estos elementos estarían relacionadas con la cristalización fraccionada de los minerales ferromagnesianos y de las plagioclasas.

Algunas de las dispersiones observadas en estos diagramas, podrían estar relacionadas con el grado de alteración que presentan estas rocas.

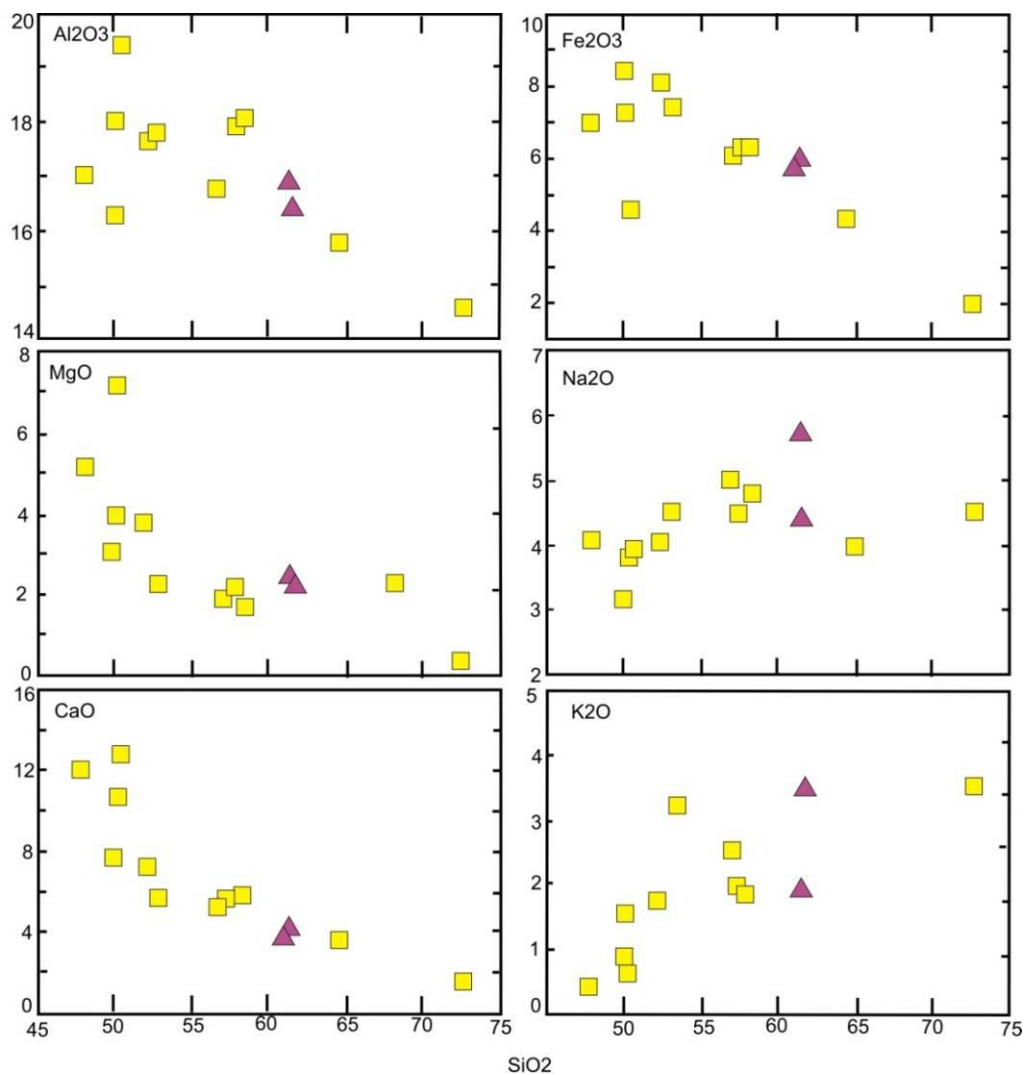


Fig. 4.2.9: Diagramas de variación tipo Harker, mostrando la variación de los elementos mayoritarios en función del contenido en SiO_2 , de las rocas del río Salado y Los Morros.

Elementos de las Tierras Raras (REE)

Los elementos traza y en especial, los elementos de las tierras raras, tienen la particularidad de ser capaces de discriminar entre los diferentes procesos

petrológicos formadores de rocas. Son útiles para la identificación de la roca fuente y permiten reconocer el marco tectónico de formación de las rocas ígneas. En los casos donde el grado de alteración de las rocas es elevado, los elementos minoritarios adquieren una significativa importancia para su clasificación y para la determinación del ambiente tectónico de formación.

El patrón de las REE que presentan las rocas ígneas depende de la composición de la fuente de los magmas y de los equilibrios cristal-fundido que tuvieron lugar durante la evolución magmática (Rollinson, 1993).

La concentración de los elementos de las tierras raras (REE) en las rocas, usualmente, se normalizan a valores comunes de referencia estándar. Uno de los estándares más utilizados son los meteoritos condríticos, debido a que se piensa que son muestras relativamente no fraccionadas del sistema solar primitivo (Rollinson, 1993). Esta normalización de los elementos traza se realiza con el objeto de equilibrar las diferencias en abundancia de elementos con número atómico par e impar, e identificar fraccionamientos de estos elementos con respecto a los meteoritos condríticos.

El inconveniente que presenta la utilización como estándar de referencia a los meteoritos condríticos es que no son químicamente homogéneos y por lo tanto existen distintos valores de normalización. En este trabajo se utilizó la normalización propuesta por Sun y McDonough (1989).

Laguna Amarga

La Fig. 4.2.10 representa el diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito según los datos de Sun y McDonough (1989) para las rocas de los cuerpos intrusivos de laguna Amarga. En este diagrama se aprecia un diseño con pendiente moderada y un enriquecimiento general de las REE respecto del condrito. El mayor grado de enriquecimiento lo presentan las tierras raras livianas, las tierras raras pesadas poseen un diseño subhorizontal, y no se registra anomalía en Eu.

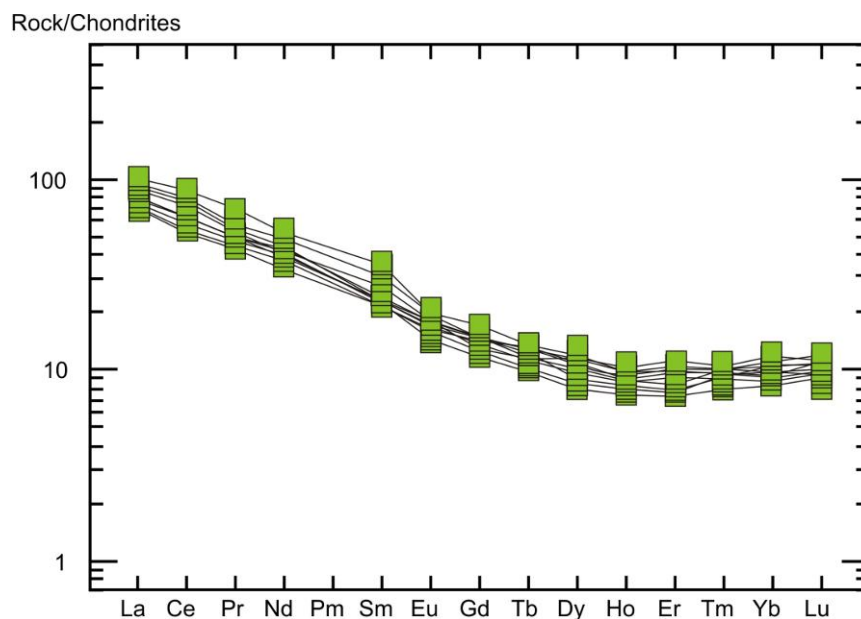


Fig. 4.2.10: Concentración de REE en roca total, normalizados a condrito según Sun y McDonough (1989), para las rocas de laguna Amarga.

Cerro Alquitrán – Los Buitres

En la Fig. 4.2.11 se puede observar el diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito, según Sun y McDonough (1989), para las rocas subvolcánicas de los cuerpos intrusivos de estas dos localidades.

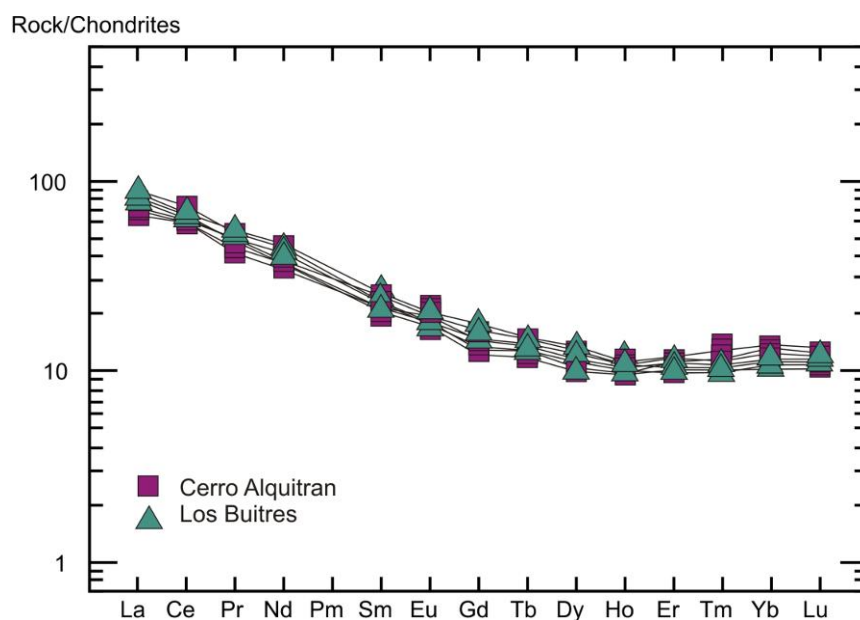


Fig. 4.2.11: Diagrama de tierras raras (REE) normalizado a la composición de condrito según Sun y McDonough (1989), para las rocas de cerro Alquitrán y Los Buitres.

Se aprecia un enriquecimiento general de las tierras raras de las rocas analizadas respecto del condrito. Presenta un diseño con pendiente moderada, con un enriquecimiento marcado de las tierras raras livianas, un diseño subhorizontal de las tierras raras pesadas y no se observa anomalía en Eu.

Arroyo Blanco

El del diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito de las rocas andesíticas de arroyo Blanco (Sun y McDonough, 1989), muestra un diseño normal, con pendiente moderada y en el que se aprecia un enriquecimiento general de las tierras raras de las rocas analizadas respecto del condrito (Fig. 4.2.12).

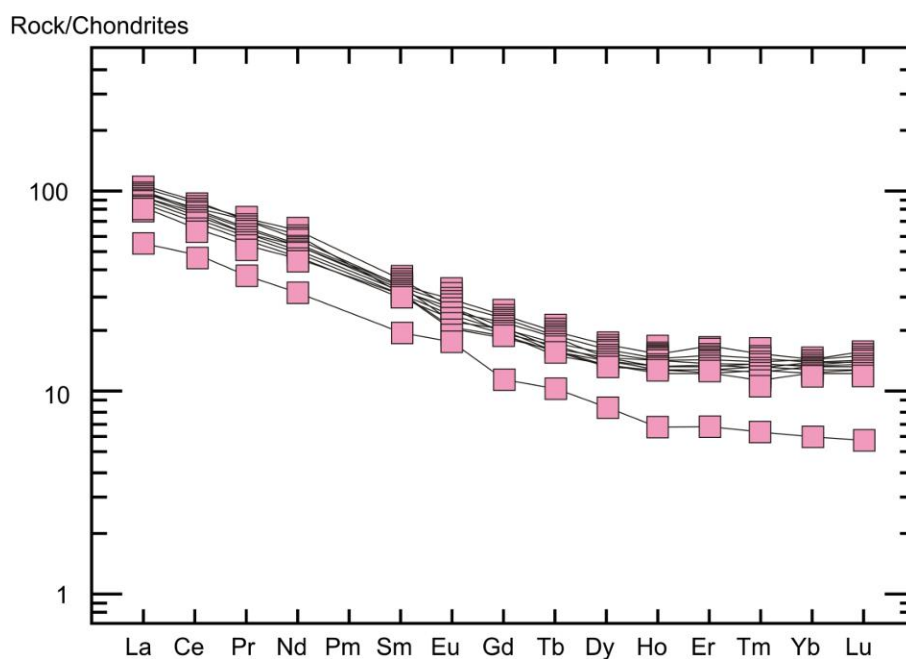


Fig. 4.2.12: Diagrama de tierras raras (REE) normalizado a la composición de condrito según Sun y McDonough (1989), para las rocas de los cuerpos intrusivos de arroyo Blanco.

Se observa un enriquecimiento en tierras raras livianas, un diseño subhorizontal de las tierras raras pesadas y no se registra anomalía en Eu.

Una de las rocas de arroyo Blanco muestra una marcada disminución general en el contenido de tierras raras (REE), y corresponde a la roca más alterada de esta localidad, con un contenido de LOI de 5,1%.

Cerro Chivato

En el diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito, según Sun y McDonough (1989), construido para las rocas de cerro Chivato, se aprecia un diseño normal con pendiente moderada, y un enriquecimiento general de las tierras raras de las rocas analizadas respecto del condrito (Fig. 4.2.13). Se observa un diseño con pendiente moderada, con un enriquecimiento en tierras raras livianas y un diseño subhorizontal de las pesadas; no se registra anomalía en Eu.

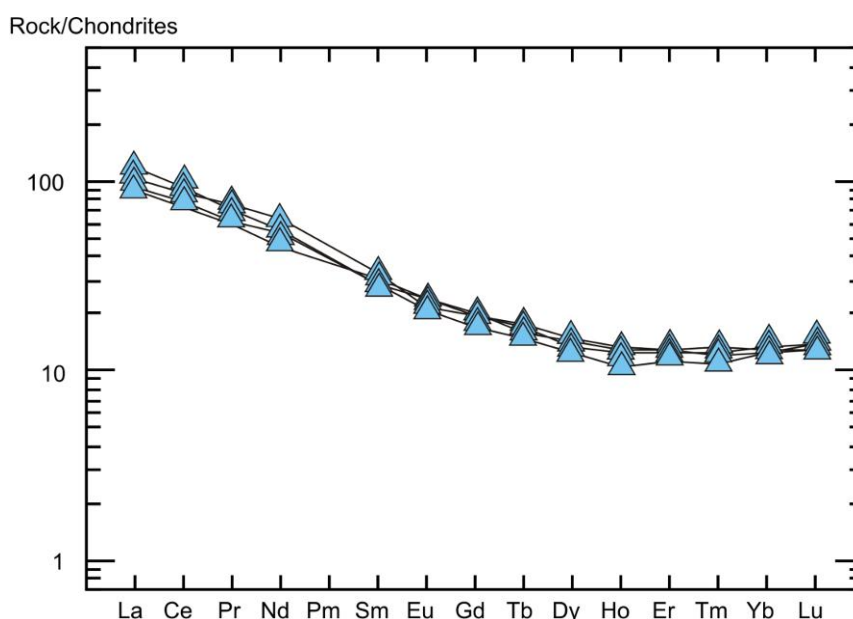


Fig. 4.2.13: Concentración de REE en roca total, normalizados a condrito según Sun y McDonough (1989), para las rocas de cerro Chivato.

Río Salado - Los Morros

La Fig. 4.2.14 representa el diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de los intrusivos del río Salado y Los Morros. En esta figura se aprecia un diseño con una pendiente moderada, con un enriquecimiento en tierras raras livianas y un diseño subhorizontal de las tierras raras pesadas. Dos de las rocas que representan los intrusivos del río Salado muestran una marcada disminución general en el contenido de tierras raras (REE), que es coincidente con las rocas que poseen mayor grado de alteración. Todas las rocas de esta localidad como las de Los

Morros tienen un comportamiento similar, que a su vez es comparable con las observaciones realizadas en las regiones previamente descriptas.

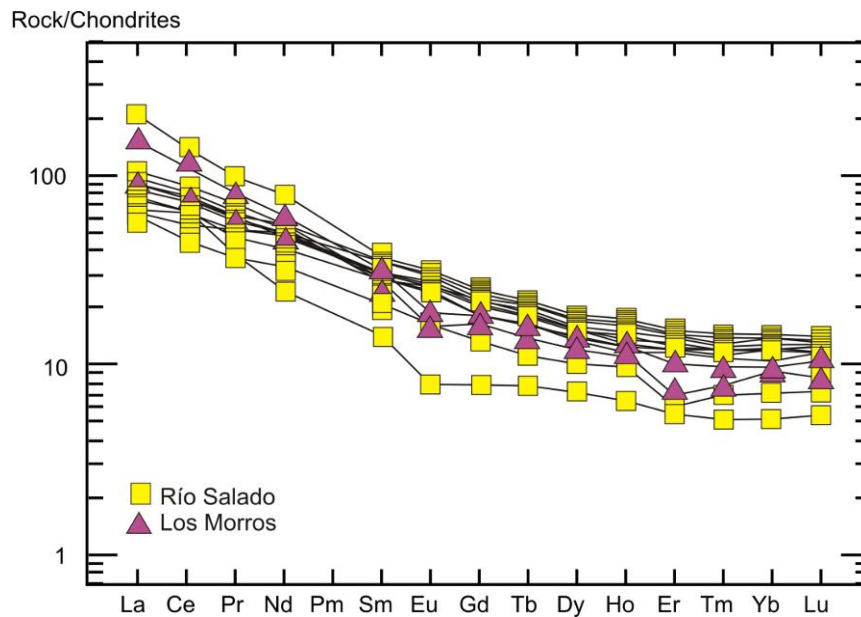


Fig. 4.2.14: Concentración de REE en roca total, normalizados a condrito según Sun y McDonough (1989), para las rocas del río Salado y Los Morros.

Cuesta del Chihuido – Poti Malal

En el diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de la cuesta del Chihuido y Poti Malal, se aprecia un diseño con pendiente moderada y un enriquecimiento general de las tierras raras respecto del condrito (Fig. 4.2.15).

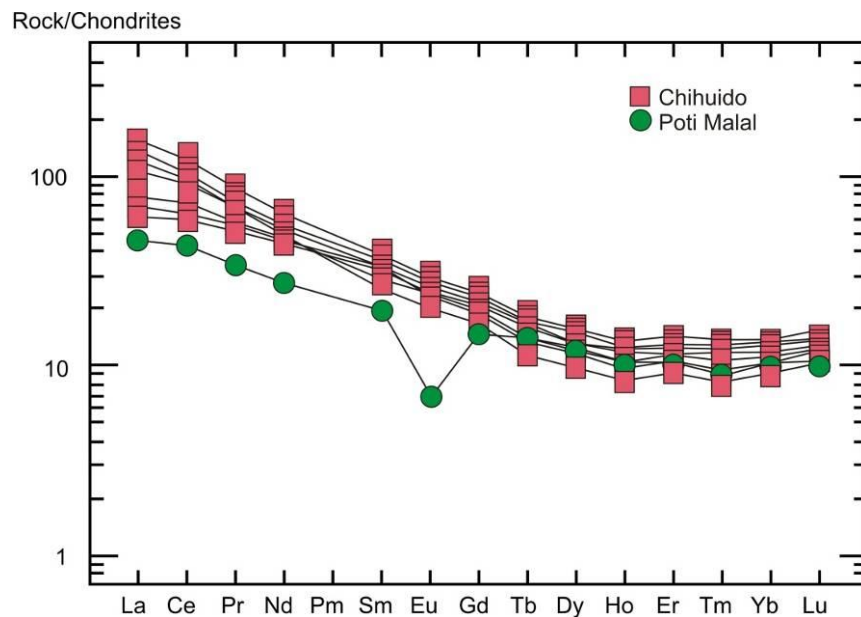


Fig. 4.2.15: Concentración de REE en roca total, normalizados a condrito según Sun y McDonough (1989), para las rocas de Cuesta del Chihuido y Poti Malal.

Las rocas de la cuesta del Chihuido presentan un diseño de REE con una pendiente moderada, con un enriquecimiento en tierras raras livianas, y un diseño subhorizontal de las tierras raras pesadas; no se observan anomalías en Eu.

La roca perteneciente al intrusivo de Poti Malal presenta un comportamiento diferente, posee menor contenido de tierras raras livianas, un diseño subhorizontal de las tierras raras pesadas y una marcada anomalía en Eu, que estaría indicando un fraccionamiento de los feldespatos en la fuente.

Elementos incompatibles

Para los diagramas “spider” o arcnidogramas, en los que se vuelcan los elementos menores incompatibles, existen diferentes opciones sobre la lista de elementos a graficar. Asimismo, existen diferentes maneras de normalizar a los elementos. Una de ellas consiste en normalizarlos utilizando alguna estimación de la composición primitiva de la Tierra no diferenciada, ya sea mediante la composición de meteoritos condriticos o del manto primitivo. Otra forma de normalizar a los elementos incompatibles es mediante la composición promedio de los basaltos más abundantes en la Tierra: los MORB.

En este trabajo, las concentraciones de los elementos traza se volcaron en un diagrama “spider” normalizado a MORB, según los valores de normalización de Pearce (1983).

Laguna Amarga

En el diagrama de concentración de elementos traza normalizado a condrito para las rocas de los cuerpos subvolcánicos de laguna Amarga (Fig. 4.2.16), se aprecia el diseño típico de andesitas de ambientes de arco, con un enriquecimiento marcado en los elementos más incompatibles (Sr, K, Rb, Ba, Th), y un empobrecimiento en Ta y Nb. Las anomalías negativas de Ta y Nb que presentan estas rocas son típicas de rocas ígneas relacionadas con zonas de subducción (Winter, 2010).

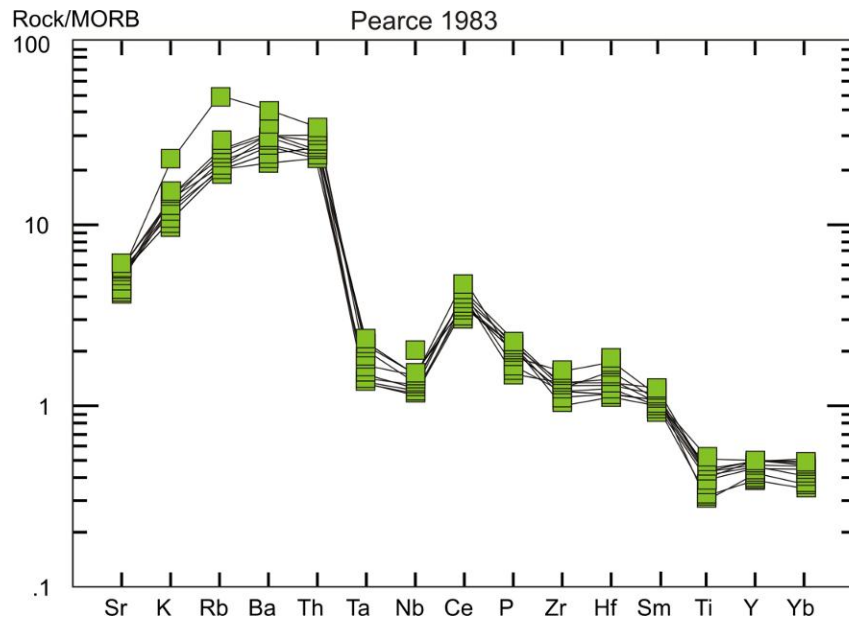


Fig. 4.2.16: Diagrama multielemento normalizado a MORB (Pearce, 1983), para las rocas de laguna Amarga.

Cerro Alquitrán – Los Buitres

El diagrama multielemento normalizado a condrito para las rocas de cerro Alquitrán y de Los Buitres se presenta en la Fig. 4.2.17.

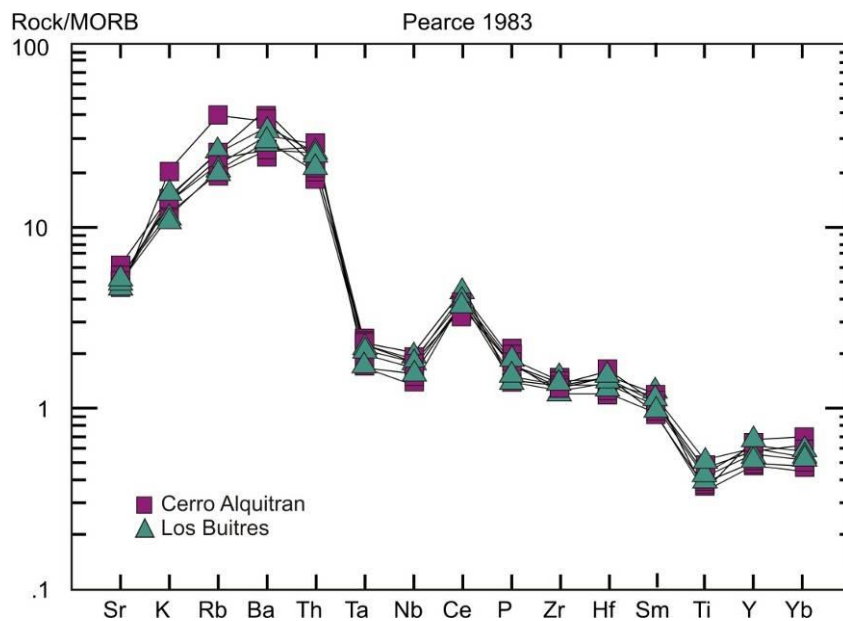


Fig. 4.2.17: Diagrama multielemento normalizado a MORB (Pearce, 1983), para las rocas de cerro Alquitrán y Los Buitres.

Esta figura muestra un diseño similar al que presentan las andesitas de ambientes de arco, con un enriquecimiento marcado en los elementos más incompatibles (Sr, K, Rb, Ba, Th), y un empobrecimiento en Ta y Nb. Las

anomalías negativas de Ta y Nb que muestran estas rocas son típicas de rocas ígneas relacionadas con zonas de subducción (Winter, 2010).

Arroyo Blanco

El diagrama “spider” normalizado a MORB según los datos de Pearce (1983), muestra que las rocas analizadas pertenecientes a esta localidad poseen un patrón típico de las andesitas de ambientes de arco, con un enriquecimiento marcado en los elementos más incompatibles (Sr, K, Rb, Ba, Th), y un empobrecimiento general en Ta y Nb, característico de rocas ígneas relacionadas con zonas de subducción, (Fig. 4.2.18).

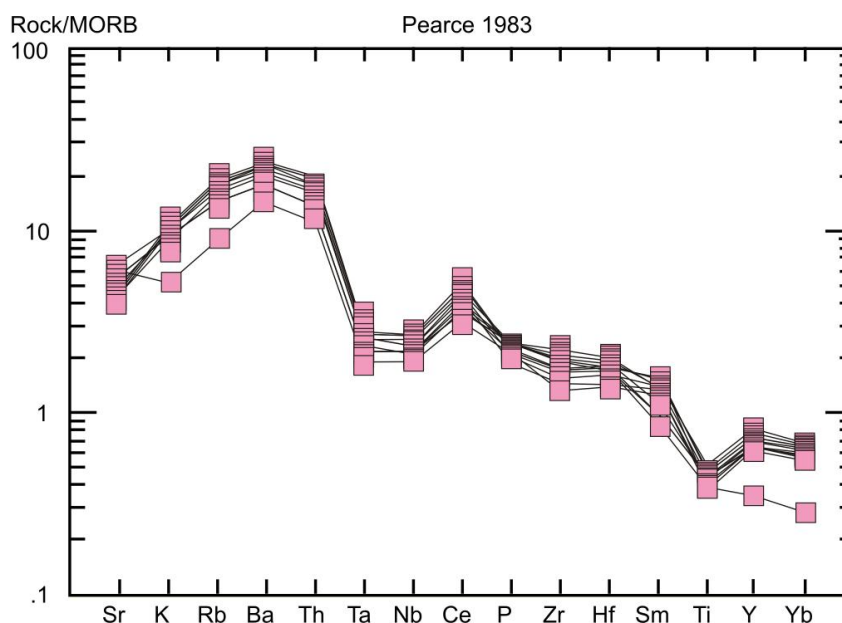


Fig. 4.2.18: Diagrama multielemento normalizado a MORB (Pearce, 1983), para las rocas de los cuerpos intrusivos de arroyo Blanco.

Las rocas de arroyo Blanco presentan un diseño similar a las rocas del área de Laguna Amarga-Alquitrán-Los Buitres; sólo una de ellas presenta una disminución general en todos los elementos y es coincidente con la roca más alterada y con mayor proporción de LOI.

Cerro Chivato

El diagrama “spider” normalizado a MORB, según los datos de Pearce (1983) para las rocas intrusivas del cerro Chivato, revela un patrón general

similar al de las andesitas de ambientes de arco, con un enriquecimiento marcado en algunos elementos incompatibles como Ba y Th, mientras que elementos como K y Rb muestran un diseño plano; en una de las rocas se observa una marcada anomalía negativa en Rb y corresponde a la roca más diferenciada, (Fig. 4.2.19). Además, se aprecia un empobrecimiento general en Ta y Nb, característico de las rocas ígneas relacionadas con zonas de subducción.

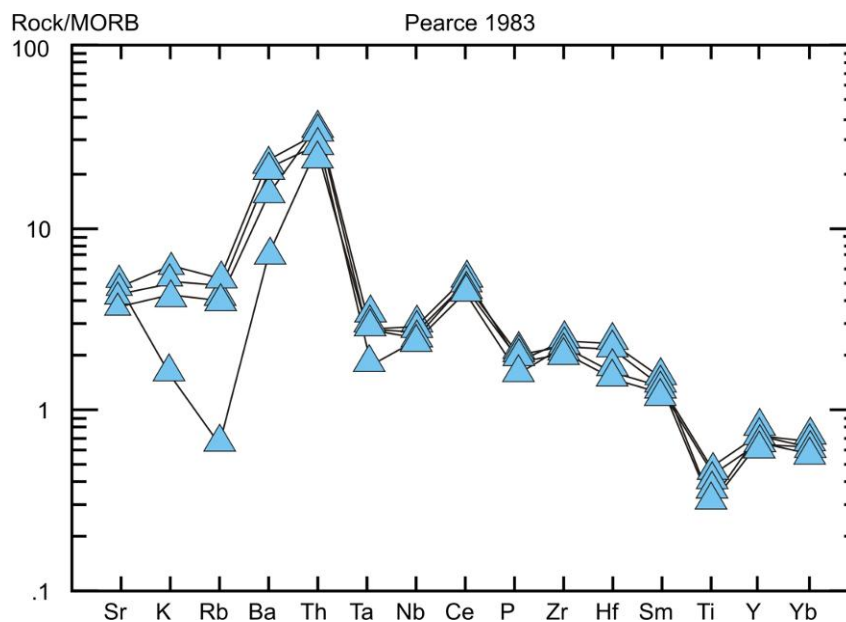


Fig. 4.2.19: Diagrama multielemento normalizado a MORB (Pearce, 1983), para rocas intrusivas de cerro Chivato.

Río Salado - Los Morros

El diagrama "spider" normalizado a MORB (Pearce, 1983) de la Fig. 4.2.20 muestra que las rocas analizadas pertenecientes a ambas localidades, muestran en líneas generales, un patrón típico de las andesitas de ambientes de arco, con un enriquecimiento marcado en los elementos más incompatibles (Sr, K, Rb, Ba, Th), y un empobrecimiento general en Ta y Nb, característico de rocas ígneas relacionadas con zonas de subducción.

Las mayores disminuciones en los elementos incompatibles observadas (Sr, Ba y K) en algunas de las muestras, estarían relacionadas con el grado de alteración de las rocas.

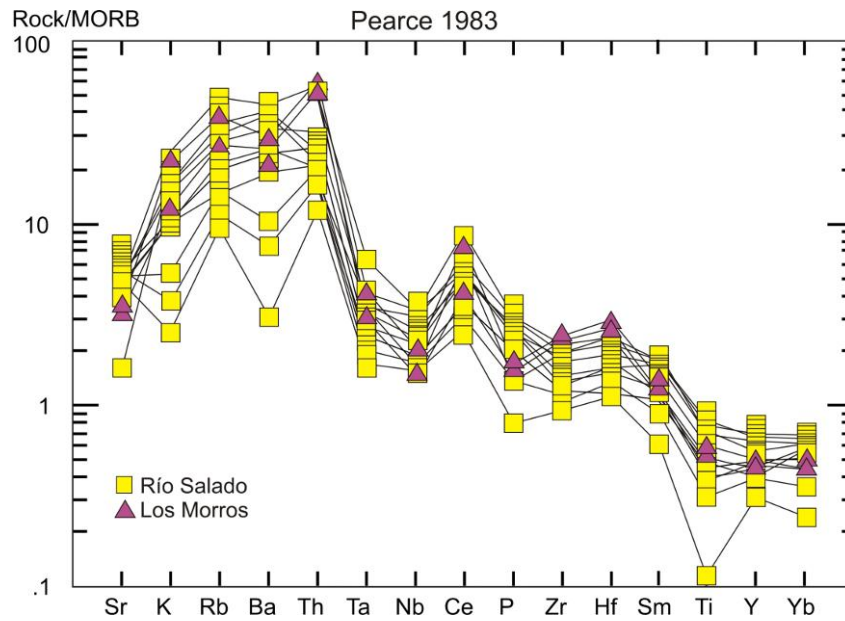


Fig. 4.2.20: Diagrama multielemento normalizado a MORB (Pearce, 1983), para rocas de río Salado-Los Morros.

Cuesta del Chihuido – Poti Malal

La Fig. 4.2.21 representa el diagrama multielemento normalizado a MORB (Pearce, 1983), de las rocas subvolcánicas que afloran en las localidades de cuesta del Chihuido y Poti Malal.

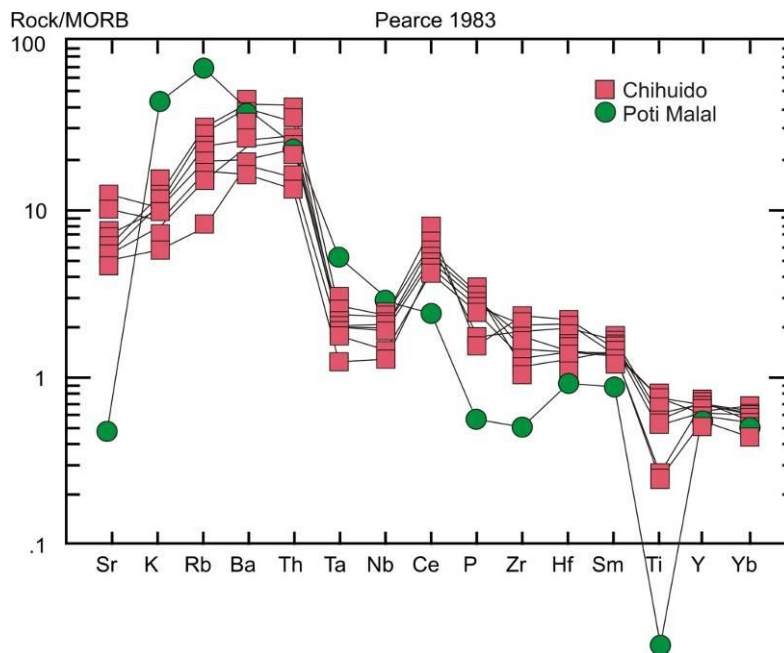


Fig. 4.2.21: Diagrama multielemento normalizado a MORB según los datos de Pearce (1983), para las rocas de cuesta del Chihuido y Poti Malal.

Toda las rocas analizadas pertenecientes a la cuesta del Chihuido, presentan un patrón típico de andesitas de ambientes de arco, con un enriquecimiento marcado en los elementos más incompatibles (Sr, K, Rb, Ba, Th), y una anomalía en Ta y Nb, característica de rocas ígneas relacionadas con zonas de subducción.

El diagrama multielemento para la roca de Poti Malal, muestra que la misma presenta un enriquecimiento en K, Rb, Ba y Th, con respecto a los elementos de las tierras raras livianas, y una marcada disminución de Sr, P y Ti

Diagramas de discriminación tectónica

Los resultados geoquímicos obtenidos a partir del análisis de las rocas se pueden utilizar para distinguir basaltos procedentes de diferentes ambientes tectónicos conocidos, (Rollinson, 1993). Así, se originaron los diagramas de discriminación tectono-magmáticos, que son diagramas de variación geoquímica que permiten distinguir magmas producidos en diferentes ambientes tectónicos teniendo como base sus características geoquímicas.

Según Rollinson (1993), los diagramas discriminantes raramente proveen una confirmación inequívoca de un ambiente tectónico, solo pueden ser utilizados para sugerir una filiación. En esta tesis se utilizaron dos diagramas discriminantes que relacionan elementos minoritarios y elementos trazas, con la finalidad de confirmar el ambiente tectónico de formación de estas rocas.

El diagrama de Wood (1980) está basado en los elementos inmóviles Th, Hf y Ta, presentes en bajas concentraciones en basaltos. Este gráfico puede ser aplicado a rocas volcánicas intermedias y ácidas y es particularmente apropiado para identificar basaltos de arcos volcánicos (Rollinson, 1993). Las relaciones entre estos elementos inmóviles permiten diferenciar las distintas fuentes del manto. Altos valores de Ta/Hf reflejan una fuente de manto enriquecido de intraplaca, mientras que bajos valores indican fuentes de MORB o arco. Las fuentes calcoalcalinas de arco presentan típicamente valores altos de Th/Hf (Kay *et al.*, 2006).

En la Fig. 4.2.22 se aprecia el diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980). En el mismo se volcaron todas las rocas analizadas pertenecientes a los intrusivos subvolcánicos del área de estudio. Se observa que, en general, todas las rocas se encuentran agrupadas y no muestran dispersiones. Estas rocas presentan una afinidad de arco continental y permiten confirmar un ambiente de arco magmático.

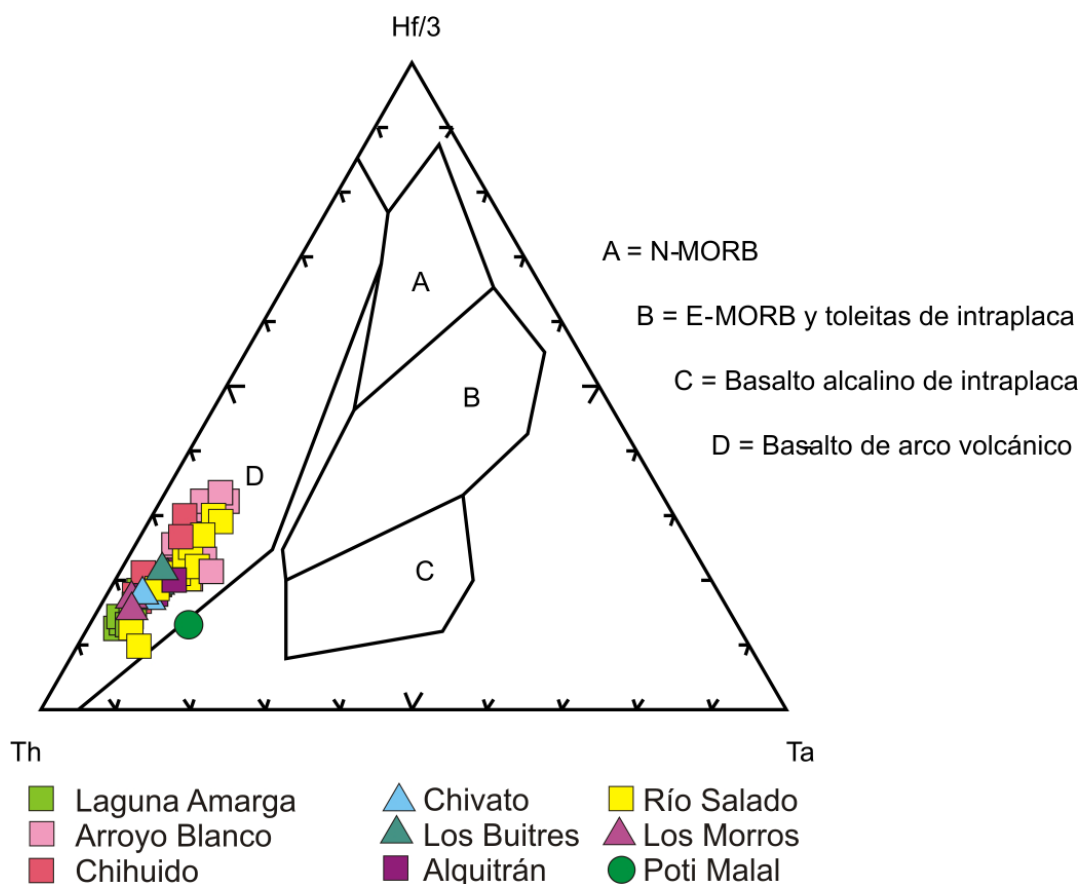


Fig. 4.2.22: Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos Th-Hf/3-Ta, según Wood (1980), para las rocas del área de estudio.

El diagrama de Hickey *et al.* (1986) ha sido utilizado por diversos autores para diferenciar las rocas originadas en un ambiente de arco de aquellas formadas en ambientes de intraplaca, utilizando la relación La/Ta ratios versus SiO₂ de las rocas analizadas. En la Fig. 4.2.23 se graficó la relación La/Ta ratios versus SiO₂ de las rocas subvolcánicas del área de estudio. En la misma se aprecia, que en general todas las rocas estudiadas poseen una relación La/Ta superior a 25, similar a las rocas volcánicas del arco andino. Solo se destacan

dos rocas, una perteneciente a un cuerpo intrusivo del valle del Río Salado y otra a uno de la zona de Poti Malal, que presentan una La/Ta inferior a 25.

Ambas rocas son las más diferenciadas de todas las rocas estudiadas, la roca de río Salado, en el diagrama TAS para rocas volcánicas de Le Maitre (2002) cae en el campo de las riolitas (Fig. 4.2.1), y la roca de Poti Malal puede ser considerada una riolita de acuerdo a Winchester y Floyd (1977), (Fig. 4.2.2). Asimismo ambas rocas presentan un grado de alteración muy bajo y anomalía en Eu (Figs. 4.2.14 y 4.2.15).

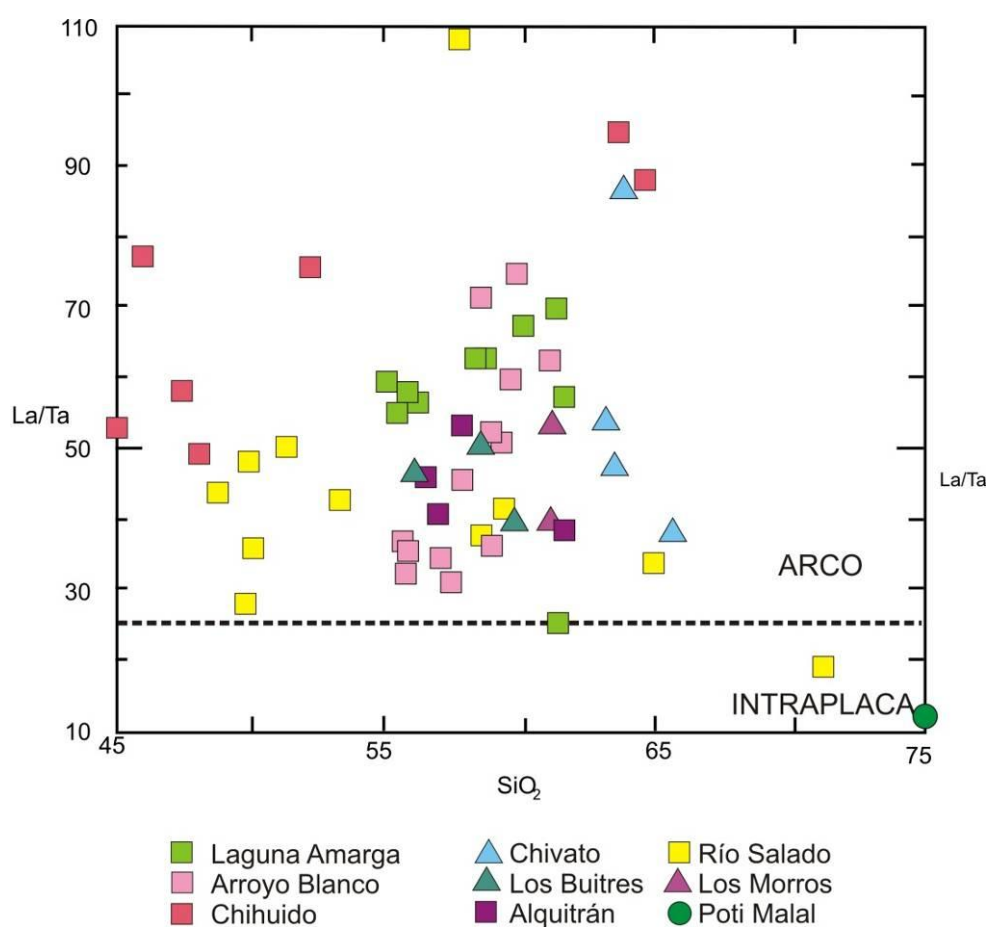


Fig. 4.2.23: Diagrama de La/Ta versus SiO₂ para las rocas intrusivas del área de estudio, en el que se observan los rangos generales de los valores frecuentemente observados en ambientes tectónicos de arco e intraplaca según Hikey *et al.* (1986).

Del mismo modo, se volcaron los resultados analíticos obtenidos en los diferentes cuerpos intrusivos de todas las zonas estudiadas en dos diagramas de discriminación tectónica, uno es el diagrama de Pearce (1983) que muestra las variaciones en los componentes de subducción (Th/Yb versus Ta/Yb), y el

otro es el diagrama de Gill (1981), en el que se grafica la relación La/Th de las rocas.

La Fig. 4.2.24 muestra el diagrama de Pearce (1983) construido con los datos de las rocas analizadas pertenecientes a los cuerpos intrusivos de laguna Amarga, arroyo Blanco, cerro Chivato, río Salado, Los Morros, cuesta del Chihuido y Poti, Malal. En este diagrama además se aprecian los resultados de diversos arcos magmáticos del mundo, de los Andes Centrales y se volcaron los resultados obtenidos por Baldauf (1997) para el intrusivo del cerro Chivato, que forma parte de este estudio.

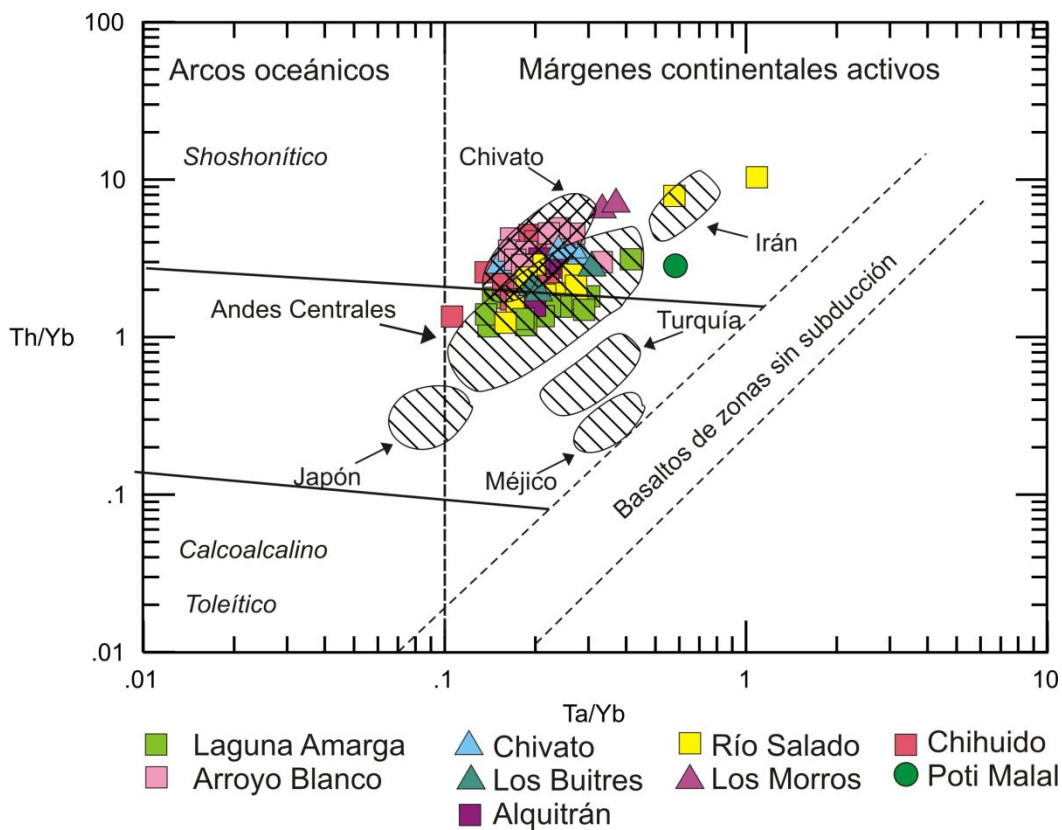


Fig. 4.2.24. Diagrama Th/Yb versus Ta/Yb para todas las rocas de la zona de estudio. La relación Th/Ta normalizada a los valores de Yb según Pearce (1983), con datos de Andes Centrales y otras localidades del mundo, y con datos del Cerro Chivato de Baldauf (1997).

En el diagrama, se aprecia una clara coincidencia de las rocas analizadas en todas las localidades con el ambiente de arco volcánico, con valores altos de Th y con relaciones Ta/Yb mayores a 0.1 típicas de rocas originadas a partir de magmas de márgenes continentales activos.

Como se puede observar, una parte de las rocas estudiadas concuerdan con los resultados de las rocas pertenecientes al campo de Andes Centrales y con los resultados obtenidos por Baldauf (1997), incluso las rocas de río Salado y de Poti Malal que por su relación La/Ta versus SiO_2 , grafican fuera del ambiente de arco en el diagrama de Hikey *et al.* (1986), (Fig. 4.2.23).

Según Nullo *et al.* (2002), varias rocas del Ciclo Eruptivo Molle presentan una relación $La/Ta < 25$, hecho que sugiere que estas rocas se corresponderían con magmas de retroarco, rasgo composicional que, no se observa en el Ciclo Eruptivo Huincán, donde las andesitas poseen una relación $La/Ta = 40 - 60$.

Del mismo modo, en el diagrama de Gill (1981) que grafica la relación La/Th de las rocas, se volcaron los datos de todas las muestras analizadas de las diferentes áreas de estudio (Fig. 4.2.25). Se observa que las relaciones La/Th obtenidas son compatibles con los valores de las series de medio a alto K que caracterizan los emplazamientos de cuerpos magmáticos en ambientes orogénicos.

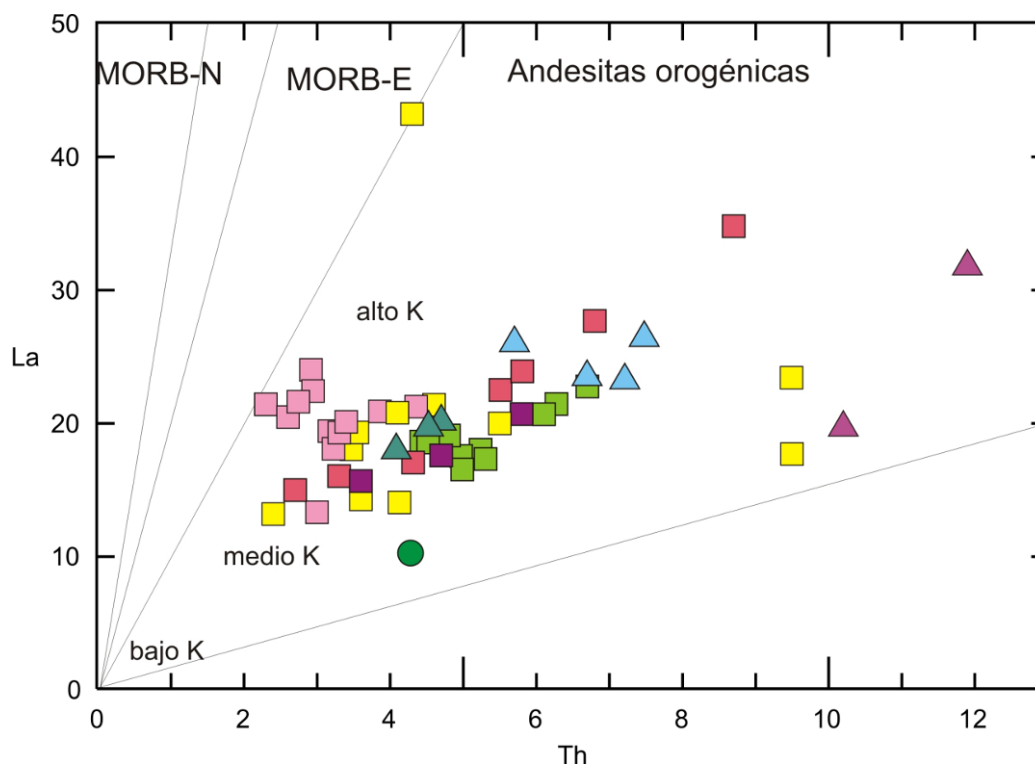


Fig. 4.2.25: Distribución de las muestras de los intrusivos todas las localidades estudiadas, en el campo de las andesitas orogénicas de medio a alto K, según la relación La/Th (Gill 1981).

Resumen de la Geoquímica del área de estudio

De acuerdo a la caracterización geoquímica realizada sobre las rocas de todas las zonas estudiadas se puede concluir, que se observa una variación importante en la clasificación de las rocas que incluye desde algunas rocas básicas, con un porcentaje de SiO₂ menor del 52%, una gran mayoría de rocas intermedias donde la proporción de SiO₂ fluctúa entre 52 y 65% y unas pocas rocas ácidas con un porcentaje de SiO₂ mayor del 65%. Todas estas rocas presentan una clara afinidad calcoalcalina en el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971), (Fig. 4.2.1).

En los diagramas de variación tipo Harker, para los elementos mayoritarios analizados en función del contenido en SiO₂ (Figs. 4.2.5, 4.2.6, 4.2.7, 4.2.8 y 4.2.9), se aprecia que la mayor parte de las rocas muestran tendencias generales definidas y no se observan saltos apreciables. Las variaciones observadas sugieren, en general, un cierto grado de cristalización fraccionada de los minerales ferromagnesianos y de las plagioclasas. En los casos en que se aprecia cierta dispersión del K₂O, se puede atribuir al grado de alteración que presentan algunas de las rocas analizadas.

Según lo que se puede observar en los diagramas de tierras raras (REE) normalizados a condrito de acuerdo con los datos de Sun y McDonough (1989), la mayor parte de las rocas de estos cuerpos subvolcánicos, poseen un diseño subhorizontal y generalmente con valores elevados de los HREE, similar al observado por diversos autores en la zona volcánica sur (SVZ), lo que indicaría una fuente libre de granate, y reflejaría una inclinación menor de la placa y un origen más superficial del magma (Winter, 2010), (Figs. 4.2.10, 4.2.11, 4.2.12, 4.2.13, 4.2.14 y 4.2.15).

Asimismo, el enriquecimiento en LREE de las rocas estudiadas es coincidente con el diseño de los diagramas de REE de la zona volcánica central (CVZ) de los Andes. En general, todas las rocas analizadas se encuentran enriquecidas en LREE (La/Sm: 3-7.7) con respecto a los HREE (Sm/Yb: 2.4-3.4) y poseen un diseño subhorizontal.

La mayoría de las rocas analizadas en las diferentes áreas de estudio, no muestran anomalías en Eu, con excepción de las dos rocas más diferenciadas pertenecientes a Río Salado y Poti Malal. Esta anomalía estaría indicando cristalización de plagioclasa en la fuente.

Los diagramas spider normalizados a MORB según los datos de Pearce, (1983), presentan un diseño desacoplado de los LILE/HFSE y muestran una anomalía en Ta-Nb, característica de magmas de zonas de subducción (Figs. 4.2.16, 4.2.17, 4.2.18, 4.2.19, 4.2.20 y 4.2.21). Según Winter (2010), esto permitiría postular que los magmas de arcos continentales son probablemente creados por procesos similares a los magmas de arcos islándicos, incluyendo el enriquecimiento de elementos LIL de la cuña del manto, por fluidos acuosos derivados de la deshidratación de corteza oceánica alterada de la placa subductante y sedimentos subductados. De igual modo, los magmas relacionados a zonas de subducción son geoquímicamente distinguibles por su elevado contenido en volátiles y por poseer una mayor relación LILE/REE y LILE/HFSE que los magmas de otros ambientes tectónicos, Winter (2010).

En los diagramas de discriminación tectónica utilizados (Wood 1980, Hickey *et al.*, 1986), se aprecia que la casi totalidad de las rocas analizadas pertenecientes a los cuerpos intrusivos subvolcánicos de diferentes localidades estudiadas presentan un comportamiento similar.

En el diagrama de Wood (1980) las rocas se encuentran agrupadas, no muestran dispersiones, y presentan una afinidad de arco continental lo que permite confirmar que se formaron en un ambiente de arco magmático, (Fig. 4,2.22).

El diagrama propuesto por Hickey *et al.* (1986), que grafica la relación La/Ta versus SiO₂ de las rocas, es frecuentemente utilizado para diferenciar las rocas de arco magmático de las rocas de intraplaca. Su aplicación en las rocas subvolcánicas del área de estudio, permite observar que la mayor parte de las rocas analizadas poseen una relación La/Ta superior a 25, similar a las rocas volcánicas del arco andino (Fig. 4.2.23).

Capítulo V: MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO

5.1. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LOS MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO DE LOS CUERPOS INTRUSIVOS

En los últimos años se ha generado cierto consenso para reconocer la importancia de los procesos de deformación en la migración y emplazamiento de los fundidos silicatados en la corteza superior. Desde un punto de vista mecánico, se considera que el magmatismo granítico es un proceso rápido, que se produce en rangos de tiempo menores de 10^5 años (Petford *et al.*, 2000). La mayoría de los plutones graníticos hallados en la corteza superior parecen ser emplazados como magmas poco viscosos y con un contenido de cristales menor al 30%, que se intruyen como cuerpos tabulares a través de conductos estrechos y zonas de cizalla (Brown 1994, Petford *et al.* 1997).

Las evidencias de campo apuntan a que la deformación juega un rol decisivo en la segregación y el flujo de los fundidos graníticos en la corteza inferior (Brown y Rushmer 1997, Vigneresse *et al.* 1996). Si bien se ha considerado que hay un umbral crítico de la fracción de fundido para la segregación de los mismos (Arzi 1979), actualmente los trabajos experimentales han llevado a la conclusión que la segregación de fundidos silicatados puede ocurrir durante cualquier estadio de la fusión parcial si es asistida por la deformación (Brown y Rushmer 1997, Rutter y Neumann 1995). Además la segregación de fundidos asistida por deformación sería eficiente para el transporte del fundido hacia los sitios de emplazamiento en tiempos del orden de 10^{-1} - 10^4 años (Rutter y Neumann 1995, Sawyer 1991).

Los modelos actuales de emplazamiento de magma silicatado se inclinan por el ascenso a través de conductos estrechos, a la manera de diques que utilizan fracturas o zonas de cizalla. La ventaja de estos modelos es que evitan tener que explicar el movimiento de grandes volúmenes de magma a través de la corteza superior frágil, y además permiten explicar el plutonismo superficial

y el volcanismo silíceo asociado (Clemens y Mawer 1992, Clemens *et al.* 1997, Petford *et al.* 1993, D'Lemos *et al.* 1993, Collins y Sawyer 1996, Marsh 1982). Otro aspecto interesante es que el ascenso magmático por medio de fracturas implica velocidades mucho más rápidas que las requeridas por los modelos tradicionales de diapirismo. Estas velocidades rápidas de ascenso magmático han sido sustentadas por evidencias de campo y experimentación (Scalliet *et al.* 1994, Brandon *et al.* 1996). Asimismo, estas altas tasas de ascenso magmático implican que su interacción con la roca de caja será prácticamente nula, seguramente dejando escasas evidencias térmicas o químicas.

Los mecanismos de emplazamiento de los magmas, y el problema del espacio necesario, se analizan actualmente tomando en consideración la fundamental importancia que se le asigna al tectonismo, a una geometría más real de los cuerpos plutónicos con significativo desarrollo planar de la mayoría de los intrusivos, y al carácter episódico del emplazamiento a través de pulsos magmáticos discretos. Recientemente, los estudios de plutones por medio de técnicas geofísicas (gravimetría y sísmica) ha demostrado la forma plana generalizada de la mayoría de los intrusivos, y en muchos casos se ha determinado que los plutones son internamente laminados (Grocott *et al.* 1999, Bouchez *et al.* 1997, Evans *et al.* 1994).

El emplazamiento de los magmas en la corteza superior está marcado por un ascenso a lo largo de fracturación, y luego una distribución lateral del mismo acompañado con un engrosamiento vertical del cuerpo por un proceso de levantamiento hidráulico de la cubierta. Este mecanismo que da lugar a formas típicas de lacolitos y plutones tabulares, sigue un comportamiento no dependiente de la escala, es decir fractal (McCaffrey y Petford 1997).

El tiempo de formación de un cuerpo intrusivo puede calcularse en base a un parámetro de velocidad de llenado volumétrico Q que depende de la viscosidad del magma, de la diferencia de densidad entre magma y roca de caja, y de la morfología del dique alimentador (Petford *et al.* 2000, Harris *et al.* 2000). Los límites máximos y mínimos del parámetro Q para la formación de

estos cuerpos intrusivos varía entre 0,01 y 100 m³ por segundo. Esto nos lleva a valores de tiempo necesarios para formar los cuerpos del orden de 40 días hasta 1 millón de años.

5.2. EMPLAZAMIENTO DE LOS CUERPOS INTRUSIVOS SUBVOLCÁNICOS EN LA ZONA DE ESTUDIO

Los mecanismos de emplazamiento de los filones capa y los lacolitos estudiados están muy condicionados por las características propias de la pila estratigráfica donde se intruyen, que pertenece a la Cordillera Principal. La presencia de capas sedimentarias de comportamientos reológicos muy diversos determina el modo de emplazamiento y la forma final de los cuerpos.

Estas investigaciones intentan establecer el modo de emplazamiento y la forma final adoptada por los cuerpos someros subvolcánicos analizados en la región de estudio. Un caso significativo es el del cuerpo Laguna Amarga, donde se ha observado su relación con las estructuras tectónicas de la región (Araujo *et al.* 2013). Es posible interpretar que este cuerpo subvolcánico tiene una forma que se asemeja a un enjambre de filones capas conectado con un cuerpo lacolítico. Los resultados de nuestros estudios indican que este cuerpo de edad cenozoico estaría relacionado a los sistemas de retrocorrimientos asociados a la falla Carrizalito, reconocidos en esta región mediante información de subsuelo (Turienzo *et al.* 2010) y es posible que el magma utilice este sistema de fallas en las rocas de basamento como canal de alimentación.

El modo de emplazamiento puede compararse con cuerpos similares alojados en el frente montañoso de la Cordillera Principal, como por ejemplo el que se encuentra en cercanías a Bardas Blancas, en el cerro Palao Mahuida, cuya posición con respecto de las estructuras tectónicas como así también su marcado paralelismo con el retrocorrimiento de la Sierra Azul conducen a considerar a la superficie de falla como canal alimentador del cuerpo (Dimieri 1992).

Los lacolitos son cuerpos ígneos emplazados en rocas estratificadas cuyas relaciones de contacto con la caja son en su mayoría concordantes. En planta los lacolitos tienen secciones circulares o con forma de lengua. Algunos estudios modernos sugieren que los lacolitos se forman a partir de la superposición de varios filones capa durante sucesivos pulsos magmáticos (Menand 2011).

La forma de domo de la roca de caja, en el techo del lacolito, se genera cuando el magma alcanza un cierto volumen, que permite que la presión ejercida por el magma como consecuencia del emplazamiento supere la presión que resulta del peso de las rocas que yacen por encima (Fig. 5.1.1). Los lacolitos emplazados cerca de la superficie son en general de pequeño tamaño (Kerr y Pollard 1998), alcanzando unos pocos kilómetros cuadrados de extensión.

Algunos autores han usado diferentes criterios para distinguir filones capa de lacolitos como: el espesor, el tamaño del cuerpo y la forma del techo. Billings (1972) separó a los lacolitos de los filones capa por la relación del diámetro respecto al espesor. Según este autor si la relación es < 10 el cuerpo es un lacolito y si es mayor es un filón capa. Por su parte, Corry (1988) dice que los lacolitos tienen espesores mayores a 30 m, mientras que en los filones capa es menor a 10 m y a los cuerpos con espesores intermedios comprendidos entre 10 y 30 m los denominó protolacolitos. Según Jackson y Pollard (1988), quienes se basan en el diámetro del cuerpo, cuando este es mayor a 6 km se puede considerar como lacolito. Como se expuso anteriormente, la característica distintiva de los lacolitos es la convexidad del techo, que debe estar acompañada por las capas de la roca de caja.

Estos cuerpos son alimentados por un conducto o canal alimentador por el cual el magma asciende hasta llegar a un cierto nivel de la corteza donde se interrumpe el ascenso y comienza a escurrirse lateralmente. En Figura 5.1, se esquematiza los esfuerzos desarrollados en el entorno de un lacolito durante su intrusión (Kerr y Pollard 1998). Lo que puede observarse es que para que el lacolito pueda crecer, los esfuerzos magmáticos deben superar el peso de las rocas suprayacentes y flexionar hacia arriba las capas de la roca de caja. Otros

autores también consideran que el canal alimentador puede encontrarse en los extremos del cuerpo y tener una disposición inclinada o subhorizontal.

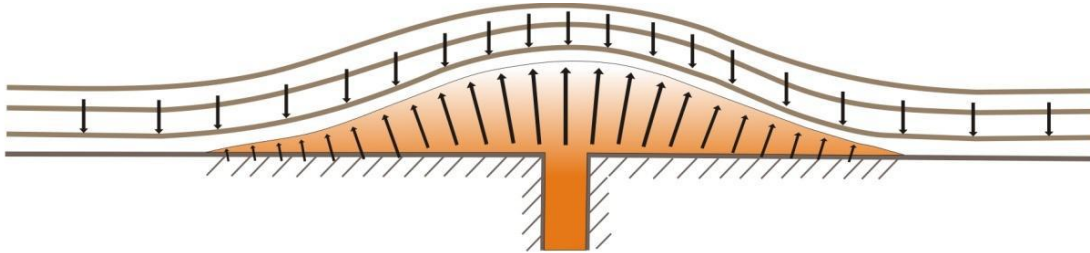


Fig. 5.1: Distribución de esfuerzos durante el emplazamiento de un lacolito en capas sedimentarias, según Kerr y Pollard (1998). El domamiento y la flexión de las rocas suprayacentes se genera cuando el magma desarrolla una presión interna superior al peso de la secuencia de rocas que están por encima.

Varios factores ejercen influencia en el modo de emplazamiento de estos lacolitos. Se considera que un lacolito o un filón capa se forma cuando el magma se intruye a lo largo de una discontinuidad existente hasta que se detiene en un lugar determinado dando forma a estos cuerpos. Un parámetro que ha sido propuesto desde los inicios de los estudios de los filones capa y lacolitos es el de flotación neutral (*neutral bouyancy*), la cual explica que estos cuerpos se forman cuando el contraste de densidad del magma respecto de la densidad de la caja es equiparable (Corry 1988). Es difícil aceptar a este mecanismo como dominante ya que cuerpos como filones capa y lacolitos generados de la misma fuente, con características petrográficas similares y por ende con las mismas propiedades reológicas, se encuentran emplazados a distintos niveles estratigráficos intruyendo rocas de propiedades físicas y densidades diversas. Si algunos de esos niveles corticales cumplen con la condición de flotación neutral, entonces claramente los cuerpos deberían estar emplazados todos en el mismo nivel, y esto no es lo que sucede. Por ejemplo, cuerpos como el del Cerro Palao Mahuida, el Cerro Chivato y el del Cerro El Morro, ya mencionados, están emplazados al nivel de las formaciones Auquilco y Tordillo (Jurásico Superior), lo cual difiere notablemente del intrusivo de Laguna Amarga, y otros similares, emplazados en niveles muy superiores. Es por ello que se considera actualmente que hay otros mecanismos más importantes y probables que

controlan el emplazamiento de filones capa y lacolitos, como el esfuerzo imperante en la corteza, la rigidez de los estratos y el contraste reológico dado por la presencia de zonas más dúctiles en una corteza frágil (Menand 2011).

5.3. IMPORTANCIA DEL CONTRASTE REOLÓGICO CORTICAL

Se considera que el contraste reológico entre los filones capa y las capas de la corteza es un control importante en el emplazamiento de estos cuerpos magmáticos. Observaciones de campo y experimentos de laboratorio respecto del emplazamiento de filones capa y lacolitos indican que éstos se forman cuando el canal o dique de alimentación se encuentra con una capa cuya rigidez no le permite continuar, de esta manera provocando la propagación lateral del magma (Kavanagh *et al.* 2006). Esta anisotropía de la rigidez de la corteza sería un parámetro muy importante en la localización de estos cuerpos magmáticos. La presencia de capas de alta rigidez como areniscas, calizas o flujos de lavas preexistentes impediría la propagación del magma en sentido vertical, dando lugar al emplazamiento lateral del mismo y generando los filones capa y los lacolitos.

Sin embargo, se ha notado en la zona de trabajo, que la importancia de esta anisotropía de la reología de los materiales en el emplazamiento de cuerpos intrusivos debe considerarse también para el caso contrapuesto de materiales de muy baja rigidez. Este aspecto ha sido poco considerado en la literatura mundial, no obstante en la Cordillera de los Andes podría ser un proceso muy común. En efecto, la presencia de una importante capa de material muy dúctil o fácil de desalojar, también actuaría como condicionante de la propagación vertical del flujo magmático, y en consecuencia favorecería el desarrollo horizontal de los cuerpos intrusivos, como filones capa y lacolitos (Dimieri 1992, LLambias 2003).

En la zona de trabajo se ha observado que los filones capa o lacolitos intruyen a capas poco competentes deformándolas, como por ejemplo en Los Morros (LLambias y Palacios 1979) o en el cerro Palao Mahuida (Dimieri 1992), o

en el cerro Chivato, localidades pertenecientes a la faja plegada y corrida de Malargüe, en la Cordillera Principal. En estos casos el intrusivo deforma o desaloja a capas yesíferas de la Formación Auquilco, indicando claramente que el comportamiento reológico de las capas ha permitido el emplazamiento de los cuerpos ígneos. Se estima que, al alcanzar el magma a una capa de comportamiento dúctil y desalojarla, se produce un cambio en el campo de esfuerzos lográndose que el esfuerzo principal mínimo se posicione en la vertical o normal a los estratos, permitiendo así el crecimiento horizontal del cuerpo. Se estima que este proceso es común en la Cordillera Principal debido a la presencia de importantes espesores de evaporitas, y podría considerarse para analizar el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos en otras regiones Andinas fuera de la zona de estudio.

5.4. IMPORTANCIA DEL CAMPO DE ESFUERZOS IMPERANTE

Quizás uno de los parámetros más importantes en la generación de filones capa y lacolitos es el control que ejerce el campo de esfuerzos que está soportando la corteza. Anderson (1951) estableció que los diques se propagan a través de la corteza perpendicularmente al esfuerzo compresivo mínimo, es decir que se forman cuando dicho esfuerzo es horizontal, como en el caso de ambientes extensionales. Por lo tanto los filones capa deben formarse cuando el esfuerzo compresivo mínimo es vertical, es decir bajo un esquema regional de esfuerzos compresivos, donde el esfuerzo máximo se encuentre en posición horizontal. La importancia de este cambio en la orientación del campo de esfuerzos como condicionante del emplazamiento de los filones capa fue comprobada experimentalmente por Menand *et al.* (2010).

Los diferentes controles en la formación de los filones capa y lacolitos seguramente condicionan la profundidad de emplazamiento, por ejemplo la heterogeneidad de la corteza favorecería la presencia de niveles dúctiles a diferentes profundidades, como así también la presencia de capas con alta rigidez que impidan la propagación de los diques. También se considera un

factor importante, para establecer la profundidad de emplazamiento, el balance entre un campo de esfuerzos compresivos máximos horizontales, que favorecería la formación de filones capa, y la flotación neutral, que facilitaría el ascenso magmático (Menand *et al.* 2010).

5.5. EMPLAZAMIENTO EN AMBIENTES TECTÓNICOS COMPRESIVOS

En la actualidad se considera que, como la mayoría de los intrusivos graníticos ocurre en orógenos convergentes, de alguna manera actúan mecanismos que permiten al magma sobreponerse a la contracción de la corteza para recorrer el camino desde su origen hasta su lugar de emplazamiento.

En primer lugar se cree que el desalojo del magma segregado en la corteza inferior se produce principalmente por mecanismos asociados a la fuerza de la gravedad como diapirismo y stoping magmático. Sin embargo es claro que la ocurrencia tan marcada de rocas graníticas en ambientes tectónicos contraccionales, nos indica que los esfuerzos tectónicos son los responsables primarios de movilizar a los segregados de su fuente de origen. Este último mecanismo está asociado con los últimos hallazgos, ya comentados en ítems anteriores, en cuanto a la forma decididamente tabular de la mayoría de los intrusivos en la corteza superior. Esta morfología de los cuerpos intrusivos nos lleva a considerar en segundo lugar, que el magma es transportado a través de fracturas y emplazado lateralmente en la corteza superior. Si bien este ascenso se ha estimado que se produce a través de fracturas verticales en ambientes extensionales, actualmente se considera que dicho ascenso es claramente posible, y quizás más factible, a través de fallamiento de bajo ángulo, en ambientes netamente contraccionales. Esto se puede explicar simplemente con el Círculo de Mohr.

Un campo de esfuerzos regional, con esfuerzos principales máximos horizontales, favorecería el flujo a través de fracturación con bajo ángulo, ya que la presión magmática actuaría oponiéndose a los esfuerzos normales de estas superficies de fractura. Esto puede verse en un diagrama de Mohr (Fig. 5.2

a y b) donde hemos considerado dos fracturas, una con bajo ángulo y otra con alto ángulo respecto del esfuerzo principal máximo. Los esfuerzos que actúan sobre los planos de fractura pueden descomponerse en esfuerzos normales y de cizalla. El diagrama de Mohr nos permite comparar los esfuerzos normales que están soportando dichas fracturas.

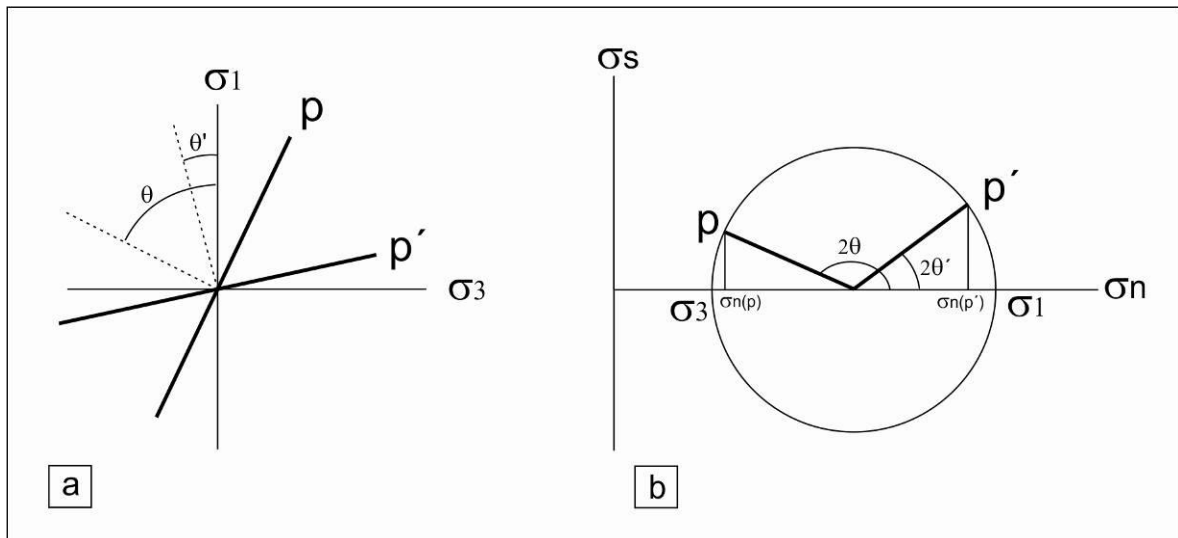


Fig. 5.2: Análisis de esfuerzos normales con el círculo de Mohr sobre dos fracturas de distinta orientación. a) esquema que muestra un par de fracturas orientadas con bajo ángulo y alto ángulo (p y p' respectivamente) respecto del esfuerzo principal máximo (σ_1), b) círculo de Mohr donde se representan los esfuerzos normales (σ_n y σ_n') que sufren las fracturas p y p' (explicación en el texto).

Los esfuerzos normales sobre el plano de fractura con bajo ángulo (p) respecto del esfuerzo principal máximo (σ_1) se aproximan al valor del esfuerzo principal mínimo (σ_3), y son mucho menores que los esfuerzos normales que soporta la fractura con alto ángulo (p') donde los valores se aproximan al del esfuerzo principal máximo (σ_1). De esto puede colegirse que un campo de esfuerzos compresivos ejercería menor oposición a la apertura de la fractura con bajo ángulo (p) que a la apertura de la fractura con alto ángulo (p'). De esta manera podemos decir que un campo de esfuerzos compresivos con el esfuerzo principal máximo horizontal favorecería la intrusión de magma a lo largo de fracturas de bajo ángulo de buzamiento, e impediría el ascenso a lo largo de fracturas verticales.

5.6. CORRIMIENTOS COMO CANALES DE ALIMENTACIÓN

Recientemente se han publicado varias investigaciones que indican con claridad la directa relación entre fallas contraccionales y el emplazamiento de cuerpos intrusivos como filones capa, lacolitos y otros plutones (Ingram and Hutton 1995, Rosenberg *et al.* 1995, Hutton 1997, Galland *et al.* 2009).

Esto apoya la idea de que el flujo de magma puede utilizar a las superficies de falla como canales de alimentación si éstas están orientadas adecuadamente. Este concepto ya fue planteado para el intrusivo del Cerro Palao Mahuida, cercano a Bardas Blancas (Dimieri 1992). Allí se interpreta que el lacolito se intruye utilizando una falla, el retrocorrimiento Sierra Azul, como canal de alimentación, dando lugar a un cuerpo con una forma diagnóstica. En este caso el magma utilizó el retrocorrimiento para ascender y formó el cuerpo lacolítico al encontrarse con un horizonte fácil de desalojar como el yeso de la Formación Auquilco. Este cuerpo, al ser alimentado por una superficie de bajo buzamiento y casi concordante a los estratos, cuando se desarrolla da lugar a un frente de avance que genera deformaciones intensas y altos buzamientos en la estratificación, y una espalda en el lado opuesto al avance que se muestra concordante con los estratos intruidos y con bajos buzamientos (Dimieri 1992). Una geometría similar se ha relevado en el cuerpo de Laguna Amarga. El conocimiento de esta geometría en cuanto a la forma del cuerpo puede utilizarse como diagnóstica para aplicar a otros casos dentro de la Cordillera Principal, o en otros ambientes andinos.

De la misma manera podemos aplicar esos criterios a los cuerpos tabulares estudiados en esta región andina, como por ejemplo los filones capa relevados en el arroyo Blanco, afluente del Atuel, y en el río Salado, y el pequeño filón presente en la cuesta del Chihuido, y los cuerpos lacolíticos de Laguna Amarga y del cerro Chivato, entre otros.

El hallazgo del filón capa de la cuesta del Chihuido (Fig. 3.6.4 y 5.3), es un ejemplo claro de que el mecanismo descrito es totalmente razonable y que ha ocurrido al menos en el frente montañoso de la Cordillera Principal. Se trata de un cuerpo tabular de roca magmática directamente emplazado en la superficie

de falla correspondiente a un corrimiento con vergencia oriental y que duplica la secuencia del Grupo Mendoza. Es una evidencia directa de que el magma puede transitar por las superficies de corrimientos que son utilizados como canales de alimentación ya sea para formar cuerpos más voluminosos hacia arriba o, para simplemente, finalizar como diques o filones capa en la secuencia estratigráfica. Toda la secuencia sedimentaria en la zona de la cuesta del Chihuido está surcada por innumerables filones capa, emplazados utilizando los sistemas de corrimientos como canales de alimentación según lo atestigua el cuerpo hallado (Fig. 5.3).

Asimismo puede utilizarse los mismos conceptos para explicar la presencia de cuerpos con formas lacolíticas.



Fig. 5.3: Fotografía donde se observa que el intrusivo aprovecha la zona de falla como canal de alimentación.

A modo de ejemplo en la figura 5.4 puede observarse un esquema que muestra el intrusivo Laguna Amarga asociado a un retrocorrimiento, y el campo de esfuerzos regionales compresivos responsable de la contracción andina. El relevamiento de este intrusivo consta en ítems anteriores. Consideramos que este intrusivo ha utilizado el fallamiento como canal alimentador. De esta manera podemos explicar su contacto oeste-sudoeste con la estratificación como un frente de avance del cuerpo magmático que ha

ocasionado deformación y altos buzamientos en las capas sedimentarias de la Formación Agua de la Piedra (Fig. 3.1.1). Por el contrario, el borde este-noreste está caracterizado por la continuidad del cuerpo intrusivo con uno o más filones capas concordantes y con buzamientos suaves en la cubierta, dando lugar a la espalda de cuerpo (Fig. 5.4).

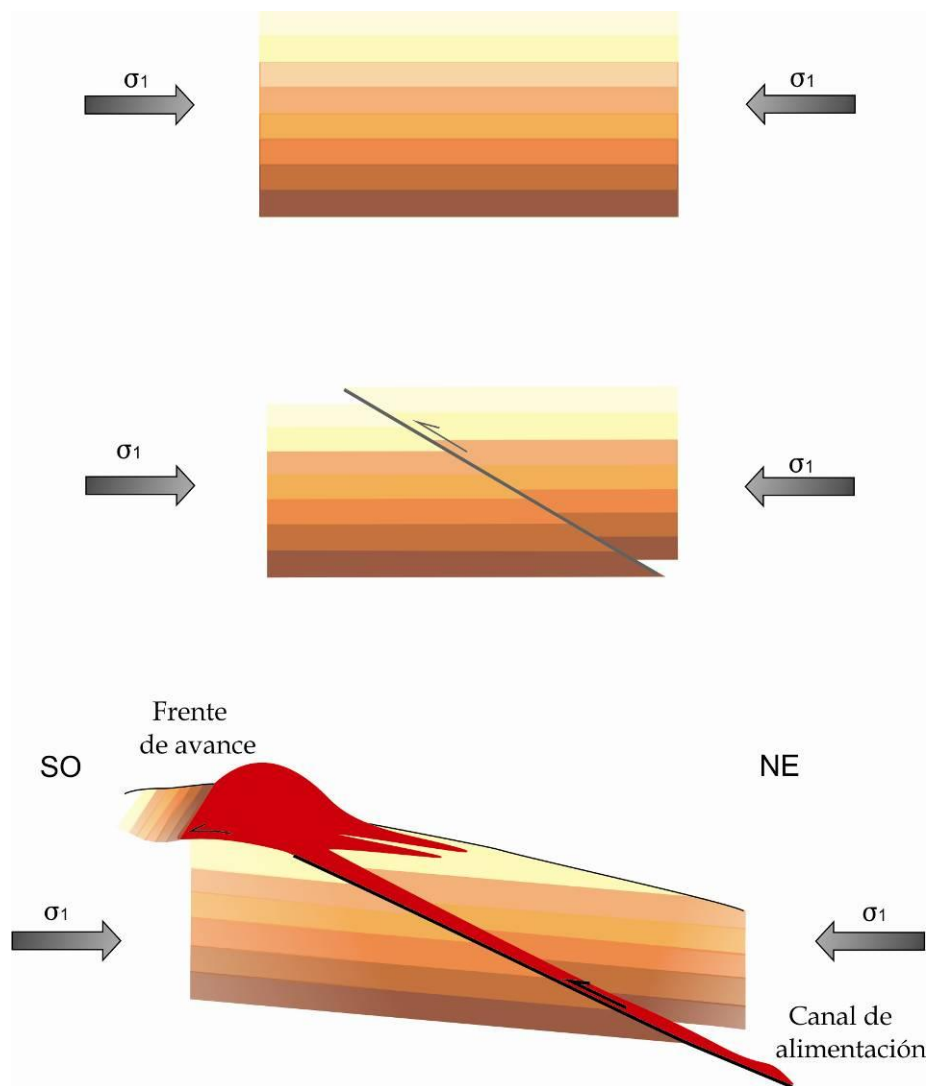


Fig. 5.4: Reconstrucción esquemática del emplazamiento de las rocas subvolcánicas que forman el cuerpo Laguna Amarga, a través de un retrocorrimiento formado por un campo de esfuerzos compresivos horizontales responsable de la contracción Andina.

5.7. SUMARIO

A manera de compendio sobre los procesos que actuaron en el emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos estudiados en la faja plegada y

corrida de Malargüe, podemos describir sumariamente las características generales que involucran a los mecanismos ya discutidos.

- En primera instancia debemos destacar que la morfología general de los cuerpos subvolcánicos es aproximadamente planar, especialmente los filones capa. Los cuerpos lacolíticos muestran una geometría más abultada aunque siempre el desarrollo areal es mayor que el espesor vertical de los mismos. Esto está en concordancia con las últimas investigaciones realizadas a nivel mundial donde se destaca que los cuerpos lacolíticos, y otros cuerpos magmáticos, se podrían formar por suma de pulsos que originarían la superposición de varios cuerpos tabulares.
- El emplazamiento de los cuerpos avanzaría por pulsos, y su rango temporal podría indicar que, en comparación con la duración de los esfuerzos tectónicos compresivos, son eventos muy rápidos en el tiempo geológico.
- La propagación del fundido magmático a través de la corteza media o superior estaría más relacionada con los esfuerzos tectónicos compresivos, propios de la Cordillera Andina, que con el proceso de flotación neutral (*bouyancy*), aunque consideramos que la interrelación de estos procesos es seguramente compleja. Esto queda atestiguado por el distinto nivel cortical donde encontramos emplazados los cuerpos lacolíticos o filones capa, cuyas composiciones petrográficas y geoquímicas son similares lo cual indica fuentes de origen comunes.
- El hallazgo de evidencia de magma en las superficies de falla indica claramente que el fundido se ha propagado secuencia arriba utilizando a los sistemas de corrimientos como canales de alimentación.
- Varios de los cuerpos lacolíticos relevados se han emplazado aprovechando la presencia de espesos niveles de yeso (Formación Auquilco) de comportamiento dúctil, lo que indica que la anisotropía reológica de la corteza superior es un condicionante significativo al ascenso vertical de los cuerpos y un factor favorable para el desarrollo

lateral de los mismos. Asimismo la presencia de capas de mayor rigidez en la pila estratigráfica también condiciona la profundidad del emplazamiento, en especial de los filones capa. En la región de la Cuesta de Chihuido se observa claramente numerosos filones capa emplazados dentro del Grupo Mendoza, el cual presenta importantes capas calcáreas rígidas. Un caso similar es el de los filones que afloran en la zona del Arroyo Blanco, los cuales se encuentran emplazados entre capas de areniscas de la secuencia precuyana.

- Los cuerpos lacolíticos estudiados presentan una forma diagnóstica que permite inferir su emplazamiento a través de corrimientos, desarrollando una geometría con frente de avance y espalda. Estas características, aplicadas en otras regiones, podrían ayudar a entender el mecanismo de emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos aún no relevados.

Capítulo VI: IMPLICANCIAS GEOTECTÓNICAS

6.1. EMPLAZAMIENTO A TRAVÉS DE SISTEMAS DE CORRIMIENTOS DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MALARGÜE

El frente montañoso de la Cordillera Principal está marcado por la presencia de numerosos cuerpos intrusivos someros, principalmente cuerpos concordantes como lacolitos y filones capa, y en menor proporción diques.

El cuerpo Laguna Amarga forma parte del magmatismo Neógeno en el sur de Mendoza, y está relacionado con el ciclo magmático de arco Huincán durante el Mioceno medio a tardío (13 a 5 Ma). (Ramos y Nullo 1993, Baldauf 1997). Desde el punto de vista petrológico está compuesto por rocas andesíticas típicas de arco magmáticos (ver ítems anteriores), y por ende su emplazamiento está directamente relacionado con la subducción de la placa pacífica. El modo de intrusión de éste y otros cuerpos aledaños estuvo condicionado por el campo regional de esfuerzos contraccionales que afectó a los Andes durante el Cenozoico. Ya se ha comentado en el ítem anterior, que las intrusiones magmáticas en ambientes contraccionales se ve favorecida por la presencia de fracturación de bajo ángulo. El hecho de que la gran mayoría de intrusiones a nivel mundial están directamente relacionadas con orógenos contraccionales refuerza esta hipótesis (Hutton 1997).

El frente montañoso de los Andes se caracteriza por haber sido construido a partir de sistemas de corrimientos con propagación hacia el antepaís dando lugar a una red de fracturación interconectada por encima de los despegues principales ubicados en el borde oriental del orógeno andino (Dimieri 1997, Turienzo *et al.* 2010, 2012). Este entramado de fallas seguramente se conecta con las zonas internas del orógeno. Si asociamos esto último con el conocimiento actual respecto de que la mayoría de los cuerpos intrusivos Andinos tienen forma tabular o laminar (Gill 2010, Menand 2011) y su modo de emplazamiento característico es a través de sistemas de diques que utilizan fallas como vías de ascenso, entonces concluiremos que es altamente probable la existencia de una

estrecha relación entre los sistemas de corrimientos y los cuerpos ígneos someros presentes en la Cordillera Principal. En consecuencia el emplazamiento de estos cuerpos, está directamente vinculado al campo de esfuerzos compresivos regional andino que ha dado lugar a los sistemas de fallas responsables de la construcción del frente montañoso de los Andes. Esto nos lleva a considerar que la presencia de cuerpos magmáticos intrusivos en los ámbitos cordilleranos cenozoicos coetáneos con el desarrollo tectónico de los Andes, puede ser explicada satisfactoriamente bajo regímenes compresivos, y por lo tanto no es necesario postular eventos tensionales para sustentar la presencia de estos cuerpos magmáticos.

En la zona de estudio se observa que los cuerpos subvolcánicos forman franjas longitudinales que pueden diferenciarse por las edades de emplazamiento las cuales muestran mayor juventud hacia el oriente. Estas franjas de cuerpos intrusivos coinciden con el desarrollo de sistemas de corrimientos particulares. Esto es válido para muchas regiones de la faja plegada y corrida de Malargüe, donde numerosos investigadores han destacado esta característica de los cuerpos intrusivos subvolcánicos (Baldauf 1997, Nullo *et al.* 2002, Giambiagi *et al.* 2008). En el mapa (Fig. 6.1.1) podemos observar los cuerpos de Laguna Amarga, Los Buitres y Cerro Alquitrán claramente coincidentes con el sistema de corrimientos El Sosneado, Mesón y El Carrizalito, este último soterrado. De la misma manera tenemos al cuerpo del Cerro Chivato, y los filones capa del Arroyo Blanco alineados en una franja longitudinal coincidente con el sistema de corrimientos existente en el río Atuel. Este diseño de paralelismo entre cuerpos intrusivos y sistemas de corrimientos tiene una implicancia directa si lo asociamos al proceso de emplazamiento a través del fallamiento ya discutido y evidenciado en nuestra región.

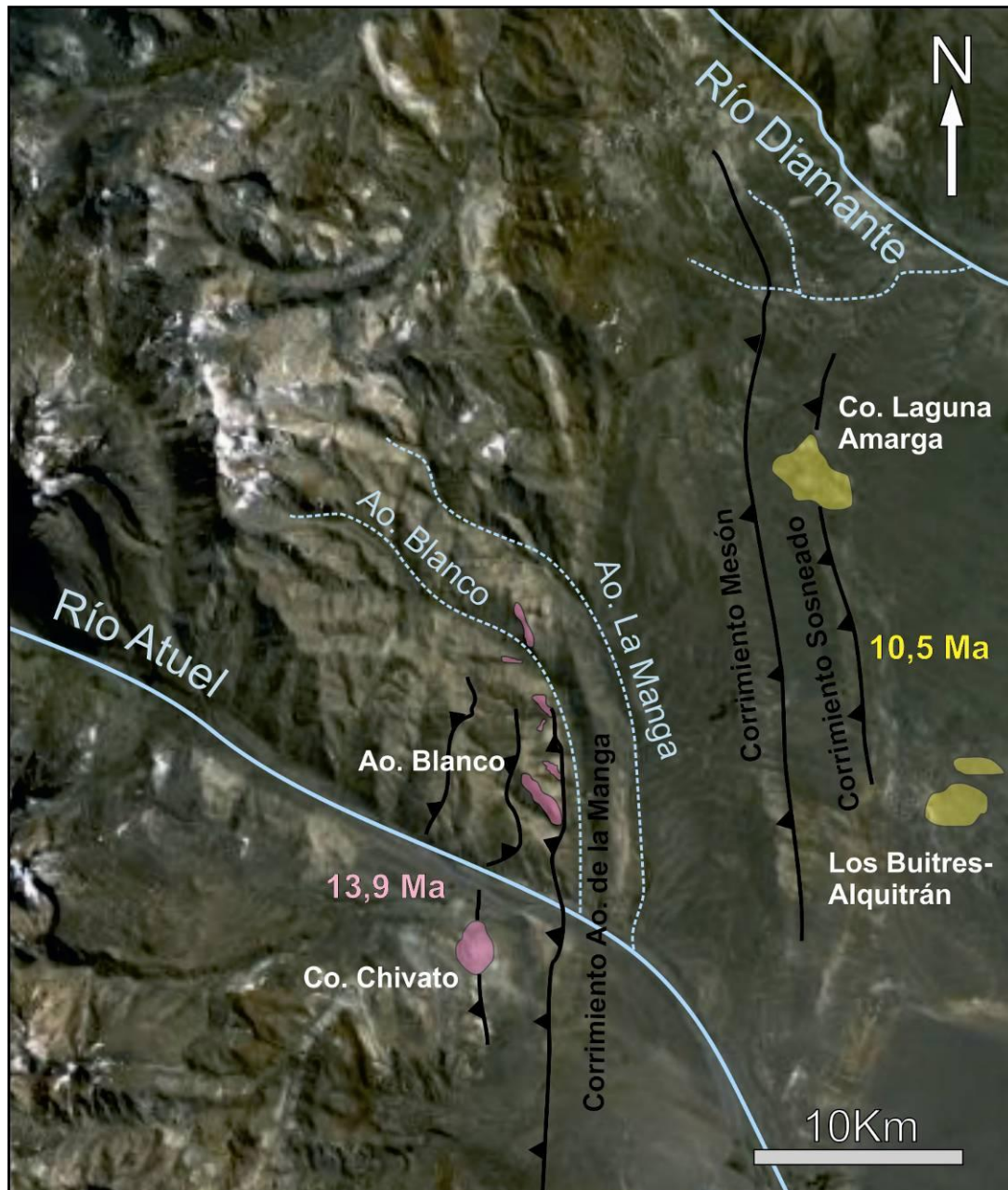


Fig. 6.1.1: Ubicación de los cuerpos intrusivos y su diseño de paralelismo con los sistemas de corrimientos. Se observa en amarillo, los cuerpos de Laguna Amarga, Los Buitres y Cerro Alquitrán claramente coincidentes con el sistema de corrimientos El Sosneado, Mesón y El Carrizalito; en rosado, el cuerpo del Cerro Chivato, y los filones capa del Arroyo Blanco alineados con el sistema de corrimientos existente en el río Atuel.

En primer lugar se debe destacar que el modo de propagación de los sistemas de corrimientos en la región de estudio es del tipo piggyback, es decir las fallas más jóvenes se encuentran siempre hacia el antepaís (Dimieri 1997, Turienzo *et al.* 2010, etc).

Esto implica que, al igual que los cuerpos intrusivos, los sistemas de corrimientos se encuentran distribuidos a lo largo de franjas longitudinales las

cuales son más jóvenes hacia el antepaís. En la figura 6.1.2 podemos ver un esquema evolutivo que describe el desarrollo en conjunto de los intrusivos con los sistemas de corrimientos. En la figura 6.1.2a podemos observar en primera instancia el desarrollo del sistema de fallas del río Atuel conjuntamente con la intrusión de los cuerpos subvolcánicos (Cerro Chivato y filones del arroyo Blanco, de edades aproximadamente 13 Ma). En una etapa posterior (Fig. 6.1.2b) vemos el desarrollo del sistema de corrimientos El Sosneado-Mesón-Carrizalito, y los intrusivos que utilizaron esos sistemas para intruirse (cuerpo de Laguna Amarga, Cerro Alquitrán, Los Buitres, de edades 10,5 Ma).

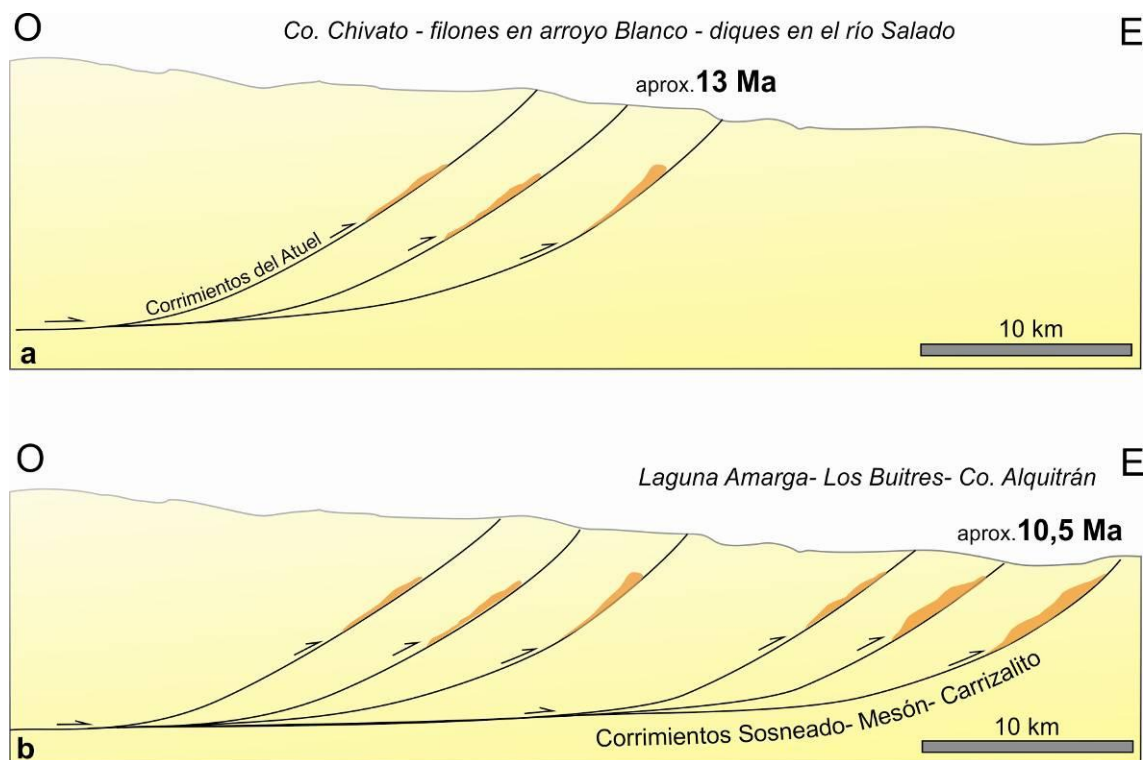


Fig. 6.1.2: Esquema evolutivo que muestra la relación entre los sistemas de corrimientos y los cuerpos intrusivos. a) Sistemas de corrimiento del río Atuel relacionados con los intrusivos Co. Chivato, Ao. Blanco y diques del río Salado. b) Sistema de corrimiento Sosneado-Mesón-Carrizalito relacionados con los intrusivos laguna Amarga, Los Buitres y Co. Alquitrán.

En resumen, la construcción del frente montañoso ha progresado por medio de sistemas de corrimientos con un estilo de propagación hacia el antepaís (piggyback). Esta propagación de la deformación llevaría asociada el emplazamiento de los cuerpos intrusivos someros. De esta manera se podría explicar, en la región estudiada, la variación de edades de los cuerpos que se

ubican en franjas longitudinales más jóvenes hacia el antepaís. Esta estrecha relación entre cuerpos magmáticos y sistemas de corrimientos permitiría acotar la edad de los episodios de deformación responsables de los corrimientos mayores.

6.2. DESPLAZAMIENTO DE LA FUENTE DE APORTE MAGMÁTICO

La directa relación entre cuerpos subvolcánicos y los sistemas de corrimientos, producidos por la orogenia Andina en la faja plegada y corrida de Malargüe, arroja luz sobre la posición de la fuente de origen del magma respecto del arco volcánico Andino. Investigaciones recientes hacen hincapié en distintos procesos para explicar franjas longitudinales de cuerpos magmáticos de edades similares que se hacen más jóvenes hacia el antepaís (Ramos y Nullo 1993, Kay 2002, 2006, Ramos y Folguera 2005). Estos procesos involucran, principalmente, el desplazamiento de la fuente de origen magmático desde la posición del arco volcánico hacia el oriente. Asimismo para explicar estos movimientos de la fuente de origen magmático se han propuesto procesos que implican la somerización de la placa subductada (Kay 2002, 2006, Ramos y Folguera 2005).

Se considera que si tenemos en cuenta los mecanismos de emplazamiento de cuerpos subvolcánicos ya descritos, no es necesario postular movimientos de la fuente de origen magmática para explicar el desplazamiento del magmatismo más allá de la zona del arco magmático Andino. La expansión del magmatismo Andino en forma de franjas longitudinales de cuerpos que se hacen más jóvenes hacia el antepaís, puede explicarse por medio del mecanismo de emplazamiento ya analizado. La deformación Andina va generando sistemas de corrimientos más jóvenes hacia el antepaís, dando lugar así a los canales de alimentación que utiliza el fundido magmático para alcanzar las zonas superiores de la corteza. Recientes investigaciones experimentales (Ferré *et al.* 2012), indican que el transporte lateral del fundido magmático

puede superar grandes distancias corticales para propagarse desde la fuente hasta las distantes regiones de la corteza superior.

En consecuencia, el transporte lateral del magma (a lo largo de fallas de bajo ángulo) nos lleva a considerar la posibilidad de que la expansión del magmatismo cenozoico hacia el antepaís andino, responda a la presencia de canales de alimentación apropiados, es decir a la existencia de sistemas de corrimientos interconectados con las zonas internas del orógeno, y no a un cambio en la posición de la fuente del magmatismo. Creemos que estos modelos que involucran desplazamientos de las fuentes de origen magmático deben volver a testearse con nuevos relevamientos de datos en las regiones Andinas.

Capítulo VII: CONSIDERACIONES FINALES

- El estudio de los cuerpos subvolcánicos de una región de la Cordillera Principal, en el sur de Mendoza, ha permitido contribuir al conocimiento de la estrecha relación que existe entre el mecanismo de emplazamiento de los cuerpos y la deformación contraccional Andina cenozoica.
- Los relevamientos de campo de los cuerpos ígneos permitieron definir la forma de los mismos, contribuyendo a aportar evidencias sobre los mecanismos de emplazamiento en la corteza superior. Estos estudios nos han llevado a establecer con claridad la estrecha relación de estos cuerpos con los sistemas de fallas contraccionales Andinas.
- El análisis petrográfico y geoquímico demuestra que los numerosos cuerpos intrusivos como filones capa, diques y lacolitos, aflorantes en la faja plegada y corrida de Malargüe, tienen una afinidad composicional calcoalcalina lo que indica un origen común relacionado al arco magmático Andino.
- Ha quedado demostrado que los cuerpos subvolcánicos se propagan utilizando a las fallas de bajo ángulo como canales de alimentación. Esto da lugar a que se formen franjas longitudinales de cuerpos intrusivos de edades que se hacen más jóvenes hacia el antepaís Andino, las cuales están directamente relacionadas con los sistemas de corrimientos que se propagan, y por ende son más jóvenes, hacia el antepaís debido a la tectónica cenozoica.
- Este modelo evolutivo del emplazamiento de los cuerpos intrusivos y su relación con los sistemas de corrimientos Andinos, tiene implicancias significativas en el sustento de los modelos geotectónicos Andinos propuestos actualmente para estas regiones de los Andes. La expansión del

magmatismo Andino puede sustentarse en la estrecha relación entre el avance simultáneo hacia el antepaís de los sistemas de corrimientos y de los cuerpos ígneos, sin necesidad de considerar importantes desplazamientos de las fuentes de origen, o de magnos movimientos somerizantes de las placas oceánicas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Anderson, E.M., 1951. *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain* (Second ed.). Oliver and Boyd Ltd., Edinburgh and London.

Araujo, V., Dimieri, L., Frisicale, M. C., Turienzo, M. y Sanchez, N., 2013. Emplazamiento del cuerpo subvolcánico Laguna Amarga y su relación con las estructuras tectónicas andinas, sur de la Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70 (1): 457- 469 (en prensa).

Arzi, A., 1979. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics* 44(1-4): 173-184.

Ave Lallemand, G., 1892. Observaciones sobre el mapa del departamento de Las Heras, Provincia de Mendoza. *Museo de La Plata, Anales, Sección Mineralogía y Geología*, 1 (1): 5-20.

Baldauf, P., Stephens, G., Kunk, M. and Nullo, F., 1992. Argon-Argon ages for the Huincan intrusive and their implications for the structural development of the Andean foreland, Southern Mendoza province, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 24: A188, Boulder.

Baldauf, P., 1993. Timing of deformation in the central Andean Foreland, Western Mendoza, Argentina, using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating techniques. Master Thesis. The George Washington University. (Inédito).

Baldauf, P., 1997. Timing of the uplift of the Cordillera Principal, Mendoza province, Argentina. Doctoral Thesis (Unpublished), The George Washington University, 356 p.

Bechis, F., Giambiagi, L.B. y García, V., 2005. Extensión multifásica en el depocentro Atuel de la Cuenca Neuquina, evidenciada en estructuras de pequeña escala. 16º Congreso Geológico Argentino, Simposio de Tectónica Andina, Actas 2: 87-94, La Plata.

Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A., 1993. Los basaltos de retroarco andinos. En Ramos, V. A. (Ed): *Geología y recursos naturales de Mendoza*: pp. 161-172. Relatorio XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Mendoza.

Billings M. P., 1972. *Geología Estructural*. 563p. Editorial Universitaria de Buenos Aires.

Bodenbender, G., 1889. Expedición al Neuquén. Instituto Geográfico Argentino, Boletín X: 311-329, Buenos Aires.

Bodenbender, G., 1892. Sobre el terreno jurásico y cretácico en los Andes argentinos entre el río Diamante y el río Limay. Academia Nacional de Ciencias, Boletín XIII: 5-44, Buenos Aires.

Boehm, E. K., 1934. Informe del mapa geológico-topográfico 1:25.000 de la zona entre el río Malargüe y el arroyo Chacay. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (informe inédito), Buenos Aires.

Boehm, E. K., 1935. Informe del mapa geológico-topográfico de la zona de Chihuiú. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (informe inédito), Buenos Aires.

Boehm, E., 1938. Informe al plano geológico-topográfico a escala 1:25.000 de la zona del río Atuel- río Salado. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (informe inédito), Buenos Aires.

Bouchez, J. L., Hutton, D. H. W. y Stephens, W. E., 1997. Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics. Kluwer, Dordrecht (eds).

Brandon, A. D., Chacko, T. y Creaser, R. A., 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetic. *Science* 271, 1845-1848.

Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma. *Earth Science Reviews* 36, 83-130.

Brown, M. y Rushmer, T., 1997. In *Deformation- Enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle* (ed. Holness, M.) 111-144. Chapman y Hall, London.

Castro, A., Vogt, K. y Gerya, T. 2012. Generation of new continental crust by sublithospheric silicic-magma relamination in arcs: A test of Taylor's andesite model. *Gondwana Research*, (en prensa): <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.07.004>.

Charrier, R., 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones del Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile*, 26: 1-37. Santiago de Chile.

Clemens, J. D. y Mawer, C. K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics* 204, 339-360.

Clemens, J. D., Petford, N. y Mawer, C. K., 1997. In Deformation- Enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle (ed. Holness, M.) 145-172. Chapman y Hall, London.

Collins, W. J. y Sawyer, E. W., 1996. Pervasive granitoid magma transport through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *J. Metamorph. Geol.* 14, 565-579.

Combina, A., Nullo, F. y Stephens, G., 1993. Depósitos terciarios en el pié de sierra del área de las Aucas, sur de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). Actas II: 180-186. Buenos Aires.

Combina, A., Nullo, F., Stephens, G. y Baldauf, P., 1994. Paleoambientes de la Formación Agua de la Piedra, Mendoza, Argentina. VII Congreso Geológico Chileno. Actas I: 418-424. Concepción.

Combina, A., 1996. Evolución tectosedimentaria del Terciario continental de la Cuchilla de la Tristeza, (Mendoza) y su vinculación con los levantamientos de la Cordillera Principal. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto. (Inédito).

Combina, A.; Nullo, F.; Baldauf, P.; Stephens, G., 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. In Congreso Geológico Chileno No. 7, Actas 1: 460-464. Antofagasta.

Combina, A. y Nullo, F., 1999. El Cenozoico tardío de la Cuchilla de la Tristeza, Mendoza. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I, pp. 494-495. Salta.

Combina, A. y Nullo, F., 2000. La Formación Loma Fiera (Mioceno superior) y su relación con el vulcanismo y tectonismo neógeno, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(3): 201-210.

Combina, A. y Nullo, F., 2002. Paleosuelos en la Formación Pircala-Coihueco en el área de Lomas de Coihueco, Mendoza: Consecuencia del levantamiento paleógeno de la Cordillera Principal. XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate). Actas I: 760-764. Buenos Aires.

Combina, A. y Nullo, F., 2005. Tertiary volcanism and sedimentation in the southern Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 6° International Symposium on Andean Geodynamics: 174-177. Barcelona.

Combina, A. y Nullo, F., 2011. Ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios del Cenozoico del sur de Mendoza-Argentina (35°-37°S y 69°30'W). *Andean Geology* 38 (1): 198-218.

Corry, C. 1988. *Lacoliths: Mechanics of emplacement and growth*. The Geological Society of America. Special Paper 220, 110p., Colorado.

Cortés, J., Vinciguerra, P., Yamín, M. y Pasini, M., 1999. Tectónica cuaternaria de la región Andina del Nuevo Cuyo (28°-38° LS). En R. Caminos (Ed), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29 (24): 760-778. Buenos Aires.

Criado Roque, P., 1950. Consideraciones sobre el Terciario del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4: 233-255. Buenos Aires.

Cristallini, E.O., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodriguez, L., Tomezzoli, R.N. y Comeron, R., 2006. Synrift geometry of the Neuquén Basin in the northeastern Neuquén Province, Argentina. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of the Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S lat)* Geological Society of America Special Paper 407: 147-161.

Cristallini, E., Pando, G., Martínez, J.M., Buhler, M., Tomezzoli, R., Barredo, S. y Zambrano, O., 2008. Controles precuyanos en la estructura de la cuenca Neuquina. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Actas 2: 759-760.

Dalziel, I.W.D., Storey, B.C., Garrett, S.W., Grunow, A.M., Herrod, L.D.B. y Pankhurst, R.J., 1987. Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwana. En Coward, M.P. (ed.) *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society Special Publication 28: 433-441, London.

Darwin, C., 1846. *Geological observations of South America, being the third part of the Geology of the voyage of the Beagle during 1832-1836*. Smith, Elder, vii+279 pp., Londres.

Davidson, J., 1988. El Jurásico y Cretácico inferior en las nacientes del río Teno (Chile): una revisión. V Congreso Geológico Chileno, Actas I: 453-458, Santiago.

Dessanti, R., 1956. Descripción geológica de la hoja 27c, Cerro Diamante, Mendoza. *Carta geológica-económica de la República Argentina*, Escala 1:200000. Ministerio Comercio e Industria de la Nación, Dir. Nac. Minería, Bol. 85. Buenos Aires.

Dessanti, R., 1959. Geología del cerro Alquitrán y alrededores. Dpto. de San Rafael, Mendoza. *Not. Museo, La Plata*, 19, Geol. N° 71: 301-325. La Plata.

- Dessanti, R., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas, Mendoza. Servicio Nacional Minero-Geológico. Boletín 139:1-70. Buenos Aires.
- Dewey, J.F. y Bird, J.M. 1970, Mountain belts and the new global tectonics, *Journal of Geophysical Research* 75: 2625-2647.
- Dimieri, L., 1992. Emplazamiento lacolítico a través de retrocorrimientos, cerro Palao Mahuida, Bardas Blancas, Mendoza. *Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Monografías*, 8: 163-166.
- Dimieri, L. y Nullo, F., 1993. Estructura del frente montañoso de la Cordillera Principal (36° latitud sur), Mendoza. *Actas 12 Congreso Geológico Argentino*, 3: 160-167. Mendoza.
- Dimieri, L., 1997. Tectonic wedge geometry at Bardas Blancas, southern Andes (36°S), Argentina. *Journal of Structural Geology* 19 (11): 1419-1422.
- Dimieri, L., Fortunatti, N. y Nullo, F., 2005. Estructura duplex plegada en el frente montañoso de la Cordillera Principal, Río Atuel, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (4): 644-650.
- D'Lemos, R. S., Brown, M. y Strachan, R. A., 1993. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *J. Geol. Soc. Lond.* 149, 487-490.
- Evans, D. J. *et al.* 1994. Seismic reflection data and the internal structure of the Lake District batholith, Cumbria, northern England. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.* 50, 11-24.
- Ferré, E. C., Galland, O., Montanari, D. y Kalakay, T. J., 2012. Granite magma migration and emplacement along thrusts. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* DOI 10.1007/s00531-012-0747-6.
- Folguera, A., Ramos, V.A. y Melnick, D., 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos en los últimos 30 millones de años (36°-39°S). *Revista Geológica de Chile* 29: 151-165.
- Fortunatti, N., Dimieri, L. y Turienzo, M., 2004. Retrocorrimientos asociados al frente de avance orogénico, Arroyo Blanco, Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial* 6: 34-40. Buenos Aires.
- Francis, E., 1982. Magma and sediment-I. Emplacement mechanism of late Carboniferous tholeiite sills in northern Britain. *Journal of the Geological Society of London*, 139: 1-20.
- Francis, E., 1983. Giant volcanic calderas. *Scientific American* 248 (6): 46-68.

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.

Galland, O., Planke, S., Neumann, E. and Sorensen, A., 2009. Experimental modelling of shallow magma emplacement: Application to saucer-shaped intrusions. *Earth and Planetary Science Letters* 277: 373-383.

Gerth, E., 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes argentinos. *Acad. Nac. Ciencias, Actas IX (1)*: 11-55. Córdoba.

Gerth, E., 1931. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sud de la provincia de Mendoza. *Actas Academia Nacional de Ciencias*, 10: 123-174. Córdoba.

Giambiagi, L., Ramos V., Godoy E., Alvarez P., Orts, S., 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 and 34 South Latitude. *Tectonics* 22(4): 1041-1059.

Giambiagi, L., Bechis, F., García, V. y Clark A., 2005a. Temporal and spatial relationship between thick- and thin-skinned deformation in the thrust front of the Malargüe fold and thrust belt, Southern Central Andes. 6° International Symposium on Andean Geodynamics (Barcelona), Abstracts: 315-318.

Giambiagi, L., Bechis, F., Lanés, S. y García, V., 2005b. Evolución cinemática del depocentro Atuel, Triásico Tardío - Jurásico Temprano. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 4: 307-312.

Giambiagi, L., Alvarez, P., Bechis, F., Tunik, M., 2005c. Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (4), 662-671.

Giambiagi, L., Bechis, F. y García, V., 2006. Timing and style of deformation of the Andes above the normal subduction segment, 34°-35° S, Southern Central Andes: comparison with the flat slab (32°-33° S) and transition (33°-34° S) segments. *Backbone of the Americas, Mendoza. GSA Specialty Meetings y AGA Publicación Especial N° 9*: Abstract 3-29, p. 44.

Giambiagi, L., Bechis, F., García, V., Clark, A., 2008. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459: 123-139.

Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., Bottesi, G., 2009. Kinematic models of basement/ cover interactions: insights from the Malargue fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology* 31: 1443-1457.

Gill, J.B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer 390 p. Berlin.

Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes, a practical guide*, 428 p. Wiley-Blackwell, England.

Gorroño, R., Nakayama, C. y Viller, D., 1984. Evolución estructural del pié de sierra externo en la zona de Malargüe, provincia de Mendoza. 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 125-136, Buenos Aires.

Grocott, J., Garde, A., Chadwick, B., Cruden, A. R. y Swager, C., 1999. Emplacement of rapakivi granite and syenite by floor depression and roof uplift in the Paleoproterozoic Ketilidian orogen, South Greenland. *J. Geol. Soc. Lond.* 156, 15-24.

Groeber, P., 1918 a. Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Estudio sintético comparativo. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología. Bol. 18, Serie B: 1-81. Buenos Aires.

Groeber, P., 1918b. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. *Physis, Bs. As.*, 4 (17): 208-240.

Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Minas, Geología e Hidrogeología. Publicación 58: 1-110. Buenos Aires.

Groeber, P., 1937. Descripción geológica de la Hoja 30c Puntilla de Huincán, provincia de Mendoza. Dirección general de Geología y Minería (inédito), Buenos Aires.

Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70, Pt. 1: Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1: 177-208. Bs. As. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980), Buenos Aires.

Groeber, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70, Pt. 2: Hojas Sosneado y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2 (2), 141-176. Bs. As. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980), Buenos Aires.

Groeber, P., 1953. Ándico. En: Groeber, P.: Mesozoico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) 2 (1): 349-536. Buenos Aires.

Gulisano, C. A., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino. Actas III: 579-592. San Luis.

Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E., 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la Provincia de Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 1: 236-259.

Gulisano, C. y Gutierrez Pleimling, R., 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin, Mendoza Province, Field Guide. Asociación Geológica Argentina, 41-50. Buenos Aires.

Haller, M., Nullo, F., Párica, P. y Zentilli, M., 1985. Inclusiones hornblendíferas en las volcanitas del Cerro Desague, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. IV Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 4/192-214.

Haller, M., Linares, E., Párica, P., Cagnoni, V., Oстера, H., Nullo, F. y Walker, G., 1988. Relaciones Sr87/Sr86 de las volcanitas cenozoicas de la Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. V Congreso Geológico Chileno, 3: I/77-89.

Harris, N., Vance, D. y Ayres, M. 2000. From sediment to granite: timescales of anatexis in the upper crust. Chem. Geol. 162, 155-167.

Hickey, R. L., Frey, F. A., Gerlach, D. C. y Lopez Escobar, L., 1986. Multiple sources volcanic zone of the andes (34°-41° S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. Journal of Geophysical Research 91: 5963-5983, Washington.

Hollister, L. y Crawford, M., 1986. Melt-enhanced deformation - a major tectonic process. Geology 14: 558-561.

Hutton, D., 1997. Syntectonic granites and the principle of effective stress: a general solution to the space problem?. En Bouchez, J., Hutton, D., Stephens, W. (eds.): Granite: From segregation to melt to emplacement fabrics, 189-197. Kluwer Academic Publishers.

Ingram, G., Hutton, D., 1994. The Great Tonalite Sill: emplacement into a contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to early Eocene tectonics in southeastern Alaska and British Columbia. Geol. Soc. Am. Bull., 106: 715-728.

Irvine, T. N. y Baragar, W. R., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Journal of South American Earth Sciences* 8: 523-548.

Jackson, M.D., and Pollard, D.D., 1988. The laccolith-stock controversy: new results from the southern Henry Mountains, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 117-139.

James, D., 1971. Plate Tectonic Model for the evolution of the Central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 82: 3325-3346.

Johnson, A., and Pollard, D., 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, I: Field observations, Gilbert's model, physical properties and flow of the magma. *Tectonophysics*, 18, 261-309.

Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America, Bulletin* 94: 341-361.

Kavanagh J., Menand, T., Sparks, R., 2006. An experimental investigation of sill formation and propagation in layered elastic media. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245: 799-813.

Kay, S. M., Makshev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C., 1987 a. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-late Tertiary magmatism en Chile (29° - 30.5° S) over the zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92: 6173-6189, Washington.

Kay, S. M., Makshev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. y Gordillo, C. E., 1987 b. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28° S and 33° S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal South American Earth Sciences* 1(1): 21-38, South Carolina.

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Palaeozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328.

Kay, S. M., 2002. Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the Central and Southern Andes. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 3: 282-283.

Kay, S., Burns, W., Copeland, P. y Mancilla, O., 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin". En Kay, S. y Ramos, V. A. (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 407: 19-60.

Keidel, J., 1910. Estudio geológico de la Quebrada de Humahuaca, en la Iruya y en algunos de sus valles laterales. Mem. Div. Geol. Hidrog. An. Min. Agric., v (2): 76.

Kerr, A. y Pollard, D., 1998. Toward more realistic formulation for the analysis of laccoliths. *Journal of Structural Geology* 20: 1783-1793.

Koch, F.G., Johnson, A.M., Pollard, D.D., 1981. Monoclinial bending of strata over laccolithic intrusions. *Tectonophysics*, 74 (3-4), T21-T31.

Kokogian, D.A., Fernández Seveso, F. y Mosquera, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En: Ramos V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). Relatorio I(7): 65-78. Buenos Aires.*

Kozlowski, E. y Baldi, J., 1983. Estratigrafía, estructura y posibilidades petroleras de la zona del río Diamante-río Atuel. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales (informe inédito YPF), Buenos Aires.*

Kozlowski, E., 1984. Interpretación estructural de la cuchilla de la Tristeza, provincia de Mendoza. IX Congreso Geológico Argentino. Actas II: 381-385. Bariloche.

Kozlowski, E. E., Cruz, C. E. y Rebay, G. A., 1987. El terciario volcánico de la zona de Puntilla de Huincán, provincia de Mendoza, Argentina. Simposio Internacional sobre vulcanismo Andino. X Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 229-242. Tucumán.

Kozlowski, E., Cruz, C., Condat, P. y Manceda, R., 1989. Interpretación del fallamiento de bajo ángulo en los sedimentos cretácicos del río Diamante. Provincia de Mendoza. I Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mar del Plata). Actas II: 675-688, Buenos Aires.

Kozlowski, E., Cruz, C., Manceda, R. y Condat, P., 1990. Estructuración distensiva en los Andes Surmendocinos. XI Congreso Geológico Argentino. Actas II: 23-26, San Juan.

Kozlowski, E., Manceda, R y Ramos, V., 1993. Estructura. En Ramos, V. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio I(18): 235-256. Buenos Aires.*

Kozlowski, E., Cruz, C. y Sylwan, C., 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I: 15-26. Buenos Aires.

Kozlowski, E., Cruz, C. y Sylwan, C., 1998. Modelo exploratorio en la faja corrida de la Cuenca Neuquina, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, 55: 4-23.

Legarreta L., Kozlowski, E. y Boll, A., 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la Cuenca Neuquina. VII Congreso Geológico Argentino. Actas III: 389-409, San Luis.

Legarreta, L. y Gulisano, C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En G. Chebli y L. Spalletti (eds.) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. Correlación Geológica Serie 6: 221-243, Tucumán.

Legarreta, L., 1991. Evolution of a Callovian-Oxfordian carbonate margin in the Neuquén Basin of West-Central Argentina: facies, architecture, depositional sequences and global sea-level changes. *Sedimentary Geology*, 70 (2-4): 209-240, Amsterdam.

Legarreta, L., Gulisano, C. y Uliana, M., 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. En V. Ramos (Ed). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). Relatorio I (9): 87-114. Buenos Aires.

Le Maitre, R., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A. y Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, 193 p., Oxford.

Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, 236 p., Cambridge University Press. Cambridge

Llambías, E. y Palacios M., 1979. Geología y petrología de los plutones de Los Morros, departamento de Malargüe, provincia de Mendoza. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 105-111, Buenos Aires.

Llambias, E., Caminos, R. y Rapela, C., 1991. Magmatismo. En: *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay* (Ed

S. Archangelsky). XII Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico.

Llambías, E., Kleiman, J., y Salvarredi, J., 1993. El Magmatismo Gondwánico. En: Ramos, V. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Relatorio: 53-64.

Llambías, E., 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. 1. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico Superior-Triásico. En Caminos, R.N. (ed.) Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 349- 363, Buenos Aires.

Llambias, E. y Sato, A., 1995. Tectónica y magmatismo en el límite Pérmico - Triásico de la Cordillera Frontal. II Reunión Triásico del Cono Sur Actas, 22-26.

Llambías, E., 2003. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 27, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15, 182 p., Buenos Aires.

López Gamundí, O., 1994. Facies distribution in an asymmetric half-graben: the northern Cuyo Basin (Triassic), western Argentina. XIV International Sedimentological Congress. Abstracts: 6-7. Recife. (Resumen).

Magee, C., Stevenson C. T. E., O'Driscoll B., Petronis M.S., 2012. Local and regional controls on the lateral emplacement of the Ben Hiant Dolerite intrusion, Ardnamurchan (NW Scotland). Journal of Structural Geology 39: 66-82.

Manceda, R. y Figueroa, D., 1993. La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 179-187, Mendoza

Manceda, R. y Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. En A. J. Tankard, R. Suárez S., y H. J. Welsink (eds.) Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62: 369-382.

Marsh, B. D. 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. Am. J. Sci. 282, 808-855.

Mazzarini, F., Musumeci, G., Montanari D. and Corti, G., 2010. Relations between deformation and upper crustal magma emplacement in laboratory physical models. Tectonophysics 484: 139 -146.

- McCaffrey, K.J.W. y Petford, N., 1997. Are granitic intrusions scale invariant? *Journal of the Geological Society of London* 154, 1-4.
- Menand, T., Daniels, K., Benghiat, P., 2010. Dike propagation and sill formation in a compressive tectonic environment. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, 115 (8), B08201.
- Menand T., 2011. Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review. *Tectonophysics* 500: 11-19.
- Méndez, V., Zanettini, J., Zappetini, E., 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno andino central, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico. *Anales* 23: 190p.
- Milana, J. P. y Alcober, O., 1995. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4) [1994]: 217-235. Buenos Aires.
- Mombrú, C.A. y Uliana, M.A., 1978. Esquema tectosedimentario de la cuenca mesozoica de Mendoza y Neuquén. 7° congreso Geológico Argentino (Neuquén), *Actas* 2: 239-256.
- Mpodozis, C. y Kay, S.M., 1990. Provincias magmáticas y evolución tectónica de Gondwana. Andes Chilenos, 28°-31° S. *Revista Geológica de Chile*, 17(2): 153-180. Santiago de Chile
- Nulló, F., Proserpio, C. y Haller, M., 1987. Estructuras Intercretácicas en la Cordillera Principal (34°30'-36°) Mendoza, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, *Actas I*: 185-188. Tucumán.
- Nulló, F. y Stephens, G., 1993. Estructura y deformación terciaria en el área de las Aucas, sur de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). *Actas III*: 107-112. Buenos Aires.
- Nulló, F., Baldauf, P., Stephens, G., Combina, A. y Kunk, M., 1996. Tertiary evolution of the Andes, Southern Mendoza, Argentina. Abstract with Programs. *Geological Society of America* 21: A259. Denver.
- Nulló, F., Stephens, G., Dimieri, L.V. y Allen, R., 1998. Back thrust development in the Andean foreland and thrust belt, Southern Mendoza Province, Argentina, *Geological Society of America Bulletin*. Abstract with Program, A-234, Toronto.
- Nulló, F., Stephens, G., Otamendi, J., Baldauf, P., 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (2): 119-132.

Nullo, F., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, L., Baldauf, P., Bouza, P. y Zanettini, J., 2005. Hoja Geológica 3569-III/ 3572-IV, Malargüe, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 346, 85 p. Buenos Aires.

Nullo, F., Otamendi, J., Baldauf, P. y Stephens, G., 2006. The Huincan Eruptive Cycle, southern Mendoza, Argentina: An example of andesitic front-arc-like Miocene volcanism in the back-arc of the southern volcanic zone. Backbone of the Americas, Mendoza. GSA Specialty Meetings y AGA Publicación Especial N° 9: Abstract 3-34, p. 46.

Parras, A., Casadío, S. y Pires, M., 1998. Secuencias deposicionales del Grupo Malargüe y el límite Cretácico-Paleógeno en el sur de la provincia de Mendoza, Argentina. Paleógeno de América del Sur y de la península Antártica. Asociación Paleontológica Argentina. Publicación especial 5: 61-69.

Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En C.J.Hawkesworth y M.J.Norry (eds.) Continental Basalts and Mantle Xenoliths: 230-249.

Petford, N., Kerr, R. C y Lister, J. R., 1993. Dike transport of granitoid magmas. *Geology* 21, 845-848.

Petford, N., Clemens, J. D. y Vigneresse, J.L., 1997. In Granite: From Segregation of melt to emplacement fabrics (eds Bouchez, J. L., Hutton, D. H. W y Stephens, W. E.) 3-10 (Kluwer, Dordrecht).

Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408, 669-673.

Philpotts, A. R. y Ague, J.J., 2009. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology, 666 p., Cambridge University Press. Cambridge.

Polanski, J., 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno pedemontano de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, tomo XVII, n° 3-4, pp. 181-199.

Ramos, V. A., 1985 a. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: facies y desarrollo estratigráfico. Argentina. IV Congreso Geológico Chileno, Actas I (1): 492-513, Antofagasta.

Ramos, V. A., 1985 b. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies. Argentina. IV Congreso Geológico Chileno, Actas I (2): 104-118, Antofagasta.

Ramos, V. A., 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° S latitude. In: Clark, S., Burchfiel, D. (Eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54.

Ramos, V. y Kay, S., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R.S. & Rapela, C.W. (Eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91. Boulder

Ramos, V. A., Munizaga, F. y Kay, S. 1991. El magmatismo cenozoico a los 33° S de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. VI Congreso Geológico Chileno, Actas I: 892-896, Santiago.

Ramos, V.A., 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. *Boletín de Informaciones Petroleras*, III Epoca, 9(31): 2-9. Buenos Aires.

Ramos, V. A., 1993. Interpretación tectónica. En V. A. Ramos, (ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 257-268.

Ramos, V. y Nullo, F., 1993. El vulcanismo de arco cenozoico. En Ramos, V. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Relatorio 1: 149-160.

Ramos, V.A., Cegarra, M., Cristallini, E. 1996. Cenozoic tectonics of the high Andes of the west-central Argentina (30°-36°30'S). *Tectonophysics*, 259: 185-200.

Ramos, V. A., 1999. Evolución tectónica de la Argentina. En R. Caminos (Ed), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (24): 715- 784. 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.R. McClay (ed.) *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 82: 30-52.

Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Spalletti, L., Veiga, G., Schwarz, E. y Howell, J. (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, Geological Society, Special Publications 252: 15-35, London.

Ramos, V. A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geological features and the Andean orogenic cycle. In *Backbone of the Americas: Shallow*

subduction, Plateau uplift, and Ridge and Terrane collision (Kay, S.; Ramos, V.; Dickinson, W.; editors). Geological Society of America Memoir 204: 31-66.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. y Harrison, S.M., 1992. Triassic "Gondwana" granites of the Gastre District, North Patagonian Massif. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 83: 291-304. Edinburgo.

Reijenstein, C., 1967. Estratigrafía y tectónica en la zona al norte del río Atuel entre los arroyos Blanco y Malo (provincia de Mendoza). Trabajo final de licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Riccardi, A. Damborenea, S., Manceñido, M. Y Ballent, S., 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en la Argentina. V Congreso Geológico Chileno, Actas II, 359-373. Santiago de Chile.

Riccardi, A. Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Scasso, S., Lanes, S. e Iglesias Llanos, M.P., 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52 (2): 228-234.

Riccardi, A.C. y Iglesia Llanos, M.P., 1999. Primer hallazgo de un amonite triásico en Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54(3): 298-300.

Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, 352 p., Longman Group Limited. England.

Rosenberg, C., Berger, A., Schmidt, S., 1995. Observations from the floor of a granitoid pluton: inferences on the driving force of final emplacement. Geology, 23: 443-446.

Rutter, E. H. y Neumann, D. H. K., 1995. Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions with implications for the extraction of granite magmas. J. Geophys. Res. 100, 15697-15715.

Sawyer, E. W., 1991. Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Grenville front, Quebec. J. Petrol. 32, 701-38.

Scalliet, B., Pecher, A., Rocchete, P. y Champenois, M., 1994. The Gangotri granite (Garhwal Himalaya): laccolith emplacement in an extending collisional belt. J. Geophys. Res. 100, 585-607.

Schiller, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería. Anales 7(5): 1-68, Buenos Aires.

Sruoga, P. Etcheverría, M., Folguera, A., y Repol, D., 2000. Hoja Geológica 3569-I, Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. SEGEMAR, Boletín 290:1-114, Buenos Aires.

Stevenson C.T.E., Owens W.H., Hutton D.H.W., Hood D.N. and Meighan I.G., 2007. Laccolithic, as opposed to cauldron subsidence, emplacement of the Eastern Mourne pluton, N. Ireland: evidence from anisotropy of magnetic susceptibility *Journal of the Geological Society* 2007, v.164; p99-110.

Stipanovic, P. N., 1949. La Serie Llantenis en Mendoza sur. Su edad y sus niveles plantíferos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4: 218-234.

Stipanovic, P. N., 1951. Sobre la presencia del Oxfordense superior en el arroyo de la Manga, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 6 (4): 213-239.

Stipanovic, P. N., 1965. El Jurásico en Vega de la Invernada, Neuquén, el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Aggasiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20 (4): 403-478.

Stipanovic, P. N., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (4): 367-388.

Stipanovic, P. y Bonetti, M., 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. I. Floras liásicas. *Ameghiniana* 7, 1, 57-78. Buenos Aires.

Sun S.S. y McDonough W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London 42: 313-345.

Tankard, A.J., Uliana, M.A., Welsink, H., Ramos, V.A., Turic, M., Franca, A., Milani, E., De Brito Neves, B., Eyles, N., Skarmeta, J., Santa Ana, H., Wiens, F., Cibrián, M., López-Paulsen, O., Germs, G., De Wit, M., Machacha, T., y Miller, R.M.G., 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. En Tankard, A.J., Suárez-Soruco, M. y Welsink, H. (eds.) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 5-52.

Thorpe, R. S., 1982. En Winter, J. D., 2010. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*, 702 p., Prentice Hall, New Jersey.

Turienzo, M., Dimieri, L., 2005a. Geometría y cinemática de las estructuras que involucran al basamento en la zona del arroyo Tordillo, faja corrida y plegada de Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (4): 651-661.

Turienzo, M. y Dimieri, L., 2005b. Interpretación de la estructura del frente montañoso en la zona del Río Diamante, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (2): 336-352.

Turienzo, M. y Dimieri, L., 2005c. Geometric and kinematic model for basement-involved backthrusting at Diamante River, southern Andes, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19 (2): 111-125.

Turienzo, M., 2008. Estructuras tectónicas en el frente montañoso de la Cordillera Principal, a lo largo del Río Diamante (34°40' LS - 69°30' LO), provincia de Mendoza. Ph.D. Thesis (Unpublished), Universidad Nacional del Sur: 254 p.

Turienzo M., Dimieri L., Frisicale M. y Araujo V., 2010. Evolución de las estructuras andinas en la región del río Diamante (34°40' LS): vinculación entre la faja corrida y plegada de Malargüe y la cordillera frontal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (3): 352 - 366.

Turienzo M., Dimieri L., Frisicale M. y Araujo V. y Sánchez N., 2012. Cenozoic structural evolution of the Argentinean Andes at 34°40'S: A close relationship between thick and thin-skinned deformation. *Andean Geology* 39 (2): 317-357.

Uliana, M., Dellape, D. y Pando, G., 1977. Análisis estratigráfico y evolución del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio (provincias de Neuquén y Mendoza). *Petrotecnia, Instituto Argentino de Petróleo*, (1-2): 31-46; (3): 25-33.

Uliana, M., Mombrú, C. y Bercowski, F., 1979. Los abultamientos calcáreos del Cretácico inferior surmendocino. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 695-709.

Uliana, M.A. y Biddle K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 18(2): 172-190. São Paulo.

Uliana, M.A. y Biddle K.T. y Cerdan J., 1989. Mesozoic Extension and the Formation of Argentine Sedimentary Basins. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614. Tulsa.

Vance, J.A., 1965. Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning. Journal of Geology 73: 636-651.

Vergani, G.D., A.J. Tankard, H.J. Belotti y Welsink, H.J., 1995. Tectonic evolution and Paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. En: A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink (eds.), Petroleum basins of South America, AAPG Memoir 62: 383-402.

Vernon, R. H., 2004. A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press 564p., United Kingdom.

Vigneresse, J.L., Barbey, P. y Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. J. Petrol. 37, 1579-1600.

Volkheimer, W., 1970. Jurassic microfloras and paleoclimates in Argentina. Second Gondwana Symposium (South Africa), Proceedings and Papers: 543-549, Pretoria.

Volkheimer, W., 1978. Descripción geológica de la hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151: 1-85. Buenos Aires.

Weaver, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of the West Central Argentina. University of Washington, Memoir 1, 1-469. Seattle.

Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20: 325-343.

Winter, J. D., 2010. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology, 702 p., Prentice Hall, New Jersey.

Wood, D. A., 1980. The application of the Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic province. Earth Planetary Science Letters 45: 326-336, Amsterdam.

Yrigoyen, M. y Martínez Cal, H., 1953. Estratigrafía y tectónica de la región comprendida entre los ríos Atuel y Diamante (Mendoza). YPF (informe inédito) DGM, 87 p., Buenos Aires.

Yrigoyen, M.R., 1979. Cordillera Principal. En J.C.M. Turner (ed.) Segundo Simposio Geología Regional, Academia Nacional de Ciencias 1: 651-694, Córdoba.

Yrigoyen, M., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En Geología y Recursos Naturales de Mendoza (Ramos, V; editor). Congreso Geológico Argentino No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2. Relatorio I (11): 123-148.

Zapata, T., Brissón, I., y Dzelalija, F., 1999. The role of basement in the Andean fold and thrust belt of the Neuquén Basin. Thrust Tectonics p. 122-124, London.

ANEXO

ANEXO I: MUESTREO

Muestras de laguna Amarga		
M1	01061208	Cpo. Lacolítico
M2	05061208	Cpo. Lacolítico
M3	07061208	Filón capa
M4	01071208	Filón capa
M5	04100311	Cpo. Lacolítico
M6	07100311	Cpo. Lacolítico
M7	02110311	Filón capa
M8	04120311	Cpo. Lacolítico
M9	05120311	Cpo. Lacolítico
M10	06120311	Cpo. Lacolítico
M11	09120311	Cpo. Lacolítico

Muestras de arroyo Blanco		
AB1	02161211	Filón capa
AB2	02111208	Filón capa
AB3	03111208	Filón capa
AB4	01090210	Filón capa
AB5	04090210	Filón capa
AB6	09090210	Filón capa
AB7	03131211	Filón capa
AB8	04131211	Filón capa
AB9	05131211	Filón capa
AB10	03141211	Filón capa
AB11	04141211	Filón capa
AB12	01151211	Filón capa

Muestras de la cuesta del Chihuido		
C1	05101208	Filón capa
C2	11101208	Filón capa-dique
C3	12101208	Filón capa
C4	03140210	Filón capa
C5	09101208	Filón capa
C6	04140210	Filón capa

Muestras de arroyo Potimalal-La Vaina		
P1	08101208	Filón capa
P2	06140210	Filón capa

Muestras de Los Buitres (B)- Alquitrán		
B1	01051208	Filón capa
B2	05051208	Filón capa
B3	09051208	Filón capa
A1	10051208	Cpo. Lacolítico
A2	03080210	Cpo. Lacolítico
A3	01080210	Cpo. Lacolítico
A4	08061208	Cpo. Lacolítico

Muestras del cerro Chivato		
Ch1	01031208	Cpo. Lacolítico
Ch2	02031208	Cpo. Lacolítico
Ch3	03031208	Cpo. Lacolítico
Ch4	01041208	Cpo. Lacolítico
Ch5	02041208	Cpo. Lacolítico
Ch6	03041208	Cpo. Lacolítico
Ch7	04041208	Cpo. Lacolítico
Ch8	05041208	Cpo. Lacolítico
Ch9	06041208	Cpo. Lacolítico
Ch10	07041208	Cpo. Lacolítico
Ch11	08041208	Cpo. Lacolítico

Muestras del río Salado		
S1	07091208	Filón capa
S2	08091208	Dique
S3	11110210	Filón capa
S4	13110210	Dique
S5	08120210	Dique
S6	06091208	Filón capa
S7	04171211	Dique
S8	05171211	Dique
S9	07081208	Filón capa
S10	08081208	Filón capa
S11	10081208	Filón capa
S12	02091208	Cpo. Lacolítico
S13	01091208	Cpo. Lacolítico
S14	01171211	Dique

ANEXO II: ANALISIS QUÍMICO DE ROCA TOTAL

Localidad	Lag. Amarga	Lag. Amarga	Lag. Amarga	Lag. Amarga	Lag. Amarga	Lag. Amarga
Muestra	01061208	05061208	07061208	08061208	01071208	04100311
%						
SiO₂	55.57	55.15	61.59	61.20	57.91	55.77
Al₂O₃	18.01	17.92	17.88	16.81	17.86	17.79
Fe₂O₃	7.48	7.08	4.65	5.23	6.38	6.84
MgO	3.30	3.17	1.87	1.55	2.79	2.49
CaO	6.82	7.02	5.19	6.23	6.97	7.54
Na₂O	3.59	3.49	3.89	4.14	3.66	3.53
K₂O	1.71	1.82	3.25	2.04	1.82	1.90
TiO₂	0.72	0.69	0.50	0.56	0.65	0.65
P₂O₅	0.27	0.26	0.23	0.17	0.28	0.26
MnO	0.15	0.16	0.10	0.10	0.15	0.14
LOI	2.1	3.0	0.6	1.7	1.3	2.8
Total	99.76	99.76	99.74	99.74	99.76	99.78
<i>ppm</i>						
Ba	505	525	867	878	641	505
Hf	3.1	2.6	4.2	3.7	3.6	2.6
Nb	4.2	4.3	5.5	7.5	5.3	4.4
Rb	39.7	46.0	95.0	47.6	39.6	45.4
Sr	612.5	626.0	662.7	741.4	654.2	621.3
Ta	0.3	0.3	0.4	0.5	0.3	0.3
Th	5.0	5.3	6.7	4.5	4.4	5.1
Zr	98.0	93.0	135.3	14.0	111.5	97.6
Y	15.9	15.3	13.6	18.4	15.0	15.6
La	16.6	17.6	22.7	39.2	18.8	17.5
Ce	38.0	36.2	47.4	4.39	41.6	34.9
Pr	4.53	4.48	5.41	18.1	4.93	4.33
Nd	17.4	17.5	20.7	3.03	19.7	16.7
Sm	3.51	3.54	3.44	0.88	3.67	3.39
Eu	1.04	1.00	0.95	2.68	1.08	1.03
Gd	3.05	2.67	2.66	0.41	3.10	2.65
Tb	0.43	0.45	0.38	2.39	0.44	0.44
Dy	2.69	2.67	2.20	0.48	2.57	2.63
Ho	0.57	0.53	0.46	1.44	0.53	0.53
Er	1.65	1.67	1.33	0.24	1.46	1.61
Tm	0.25	0.26	0.21	1.54	0.24	0.25
Yb	1.72	1.65	1.50	0.26	1.60	1.50
Lu	0.27	0.25	0.23	14.0	0.24	0.24

Localidad	Lag. Amarga	Lag. Amarga	Lag. Amarga	Lag. Amarga
Muestra	07100311	02110311	04120311	09120311
%				
SiO₂	56.03	58.00	60.80	60.18
Al₂O₃	17.90	17.83	17.17	17.28
Fe₂O₃	6.62	6.30	5.02	4.96
MgO	2.61	2.76	1.91	1.87
CaO	6.90	6.65	5.96	6.09
Na₂O	3.35	3.74	3.76	3.72
K₂O	1.96	2.08	2.08	2.13
TiO₂	0.66	0.64	0.51	0.48
P₂O₅	0.27	0.26	0.22	0.20
MnO	0.14	0.16	0.14	0.14
LOI	3.4	1.3	2.2	2.7
Sum	99.78	99.75	99.78	99.78
Ba	523	648	660	699
Hf	2.6	3.3	3.3	2.8
Nb	4.5	4.6	5.0	5.0
Rb	48.0	42.3	48.7	51.4
Sr	605.5	640.6	601.1	630.3
Ta	0.3	0.3	0.3	0.3
Th	5.0	4.8	6.3	6.1
Zr	100.1	111.4	113.4	110.7
Y	13.1	14.5	13.5	13.2
La	17.3	18.9	21.2	20.5
Ce	33.8	36.7	40.0	40.2
Pr	4.21	4.73	4.79	4.77
Nd	16.9	18.9	19.1	17.1
Sm	3.35	3.77	3.13	3.23
Eu	0.98	1.10	0.94	0.97
Gd	2.58	2.73	2.46	2.39
Tb	0.40	0.46	0.38	0.38
Dy	2.35	2.44	2.25	2.34
Ho	0.49	0.57	0.46	0.44
Er	1.54	1.66	1.31	1.34
Tm	0.22	0.24	0.21	0.21
Yb	1.53	1.61	1.28	1.37
Lu	0.23	0.23	0.22	0.20

Localidad	Los Buitres	Los Buitres	Los Buitres	Alquitrán	Alquitrán	Alquitrán	Alquitrán
Muestra	01051208	05051208	09051208	10051208	01080210	03080210	08061208
%							
SiO₂	59.44	55.94	57.98	56.49	56.15	57.04	61.20
Al₂O₃	17.49	17.93	17.90	17.95	17.00	18.47	16.81
Fe₂O₃	6.44	6.92	6.07	5.90	6.53	4.78	5.23
MgO	2.21	2.72	2.84	1.59	2.28	1.07	1.55
CaO	6.38	7.94	7.27	7.65	6.80	7.30	6.23
Na₂O	3.64	3.43	3.71	3.55	3.43	3.77	4.14
K₂O	2.17	1.73	1.75	1.57	3.04	2.04	2.04
TiO₂	0.62	0.76	0.64	0.64	0.70	0.52	0.56
P₂O₅	0.18	0.19	0.23	0.24	0.21	0.21	0.17
MnO	0.11	0.13	0.15	0.14	0.20	0.13	0.10
LOI	1.1	2.0	1.2	4.1	3.4	4.5	1.7
Total	99.77	99.74	99.77	99.79	99.76	99.80	99.74
ppm							
Ba	684	597	593	566	751	567	878
Hf	3.5	3.2	3.5	3.1	3.3	3.7	3.7
Nb	6.3	6.3	6.0	6.7	6.4	5.7	7.5
Rb	51.6	40.1	37.6	39.0	86.7	50.8	47.6
Sr	562.9	626.1	608.6	650.3	516.9	643.9	741.4
Ta	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5
Th	4.7	4.1	4.6	3.6	4.7	5.8	4.5
Zr	117.6	116.5	111.9	110.7	114.7	122.0	114.8
Y	16.2	17.7	17.0	16.4	16.6	20.6	14.0
La	19.5	18.1	19.4	15.6	17.6	20.7	18.4
Ce	39.8	39.5	41.7	36.1	36.9	41.4	39.2
Pr	4.63	4.66	4.66	4.25	4.59	5.33	4.39
Nd	18.3	19.3	18.7	18.2	17.9	21.6	18.1
Sm	3.28	3.88	3.38	3.77	3.65	4.22	3.03
Eu	1.01	1.21	1.03	1.17	1.07	1.27	0.88
Gd	2.85	3.46	3.23	3.25	3.05	3.50	2.68
Tb	0.45	0.56	0.48	0.50	0.52	0.59	0.41
Dy	2.70	3.41	2.89	2.94	2.91	3.36	2.39
Ho	0.55	0.66	0.61	0.61	0.66	0.72	0.48
Er	1.55	1.85	1.70	1.73	1.73	2.25	1.44
Tm	0.26	0.29	0.27	0.28	0.29	0.34	0.24
Yb	1.66	1.95	1.99	2.01	1.82	2.01	1.54
Lu	0.28	0.30	0.30	0.31	0.27	0.37	0.26

Localidad	Ao. Blanco	Ao. Blanco	Ao. Blanco	Ao. Blanco	Ao. Blanco	Ao. Blanco
Muestra	02111208	03111208	01090210	04090210	09090210	03131211
%						
SiO₂	55.80	56.98	57.19	55.94	56.90	60.62
Al₂O₃	17.17	17.58	17.71	18.29	17.52	17.76
Fe₂O₃	6.58	6.16	5.92	5.63	6.05	5.41
MgO	2.44	2.51	1.70	2.12	2.44	1.43
CaO	7.79	7.49	6.82	7.35	7.33	6.03
Na₂O	3.52	3.79	3.88	3.64	4.05	4.23
K₂O	1.58	1.51	1.74	0.77	1.59	1.67
TiO₂	0.71	0.68	0.60	0.57	0.68	0.57
P₂O₅	0.27	0.26	0.24	0.24	0.24	0.23
MnO	0.13	0.17	0.17	0.13	0.17	0.18
LOI	3.8	2.6	3.8	5.1	2.8	1.7
Total	99.77	99.78	99.83	99.80	99.79	99.83
<i>ppm</i>						
Ba	500	440	502	303	466	468
Hf	4.5	3.8	3.1	2.9	3.4	3.8
Nb	9.2	7.4	7.0	6.3	8.2	7.1
Rb	37.6	33.1	38.0	18.8	41.1	35.4
Sr	619.2	558.2	512.2	804.6	563.8	511.0
Ta	0.6	0.6	0.4	0.4	0.6	0.3
Th	4.3	3.4	3.2	3.0	3.9	3.3
Zr	147.1	155.3	139.3	110.8	143.4	135.4
Y	21.3	19.3	19.5	10.7	20.1	20.3
La	21.2	18.8	17.7	13.0	20.7	18.4
Ce	49.6	40.4	38.2	27.9	44.5	40.2
Pr	5.79	5.16	4.81	3.55	5.54	5.12
Nd	23.6	22.8	21.6	14.5	20.9	25.3
Sm	4.81	4.24	4.34	2.79	4.38	4.18
Eu	1.45	1.26	1.31	0.94	1.40	1.18
Gd	4.37	3.87	3.72	2.23	3.62	3.85
Tb	0.67	0.58	0.56	0.36	0.62	0.54
Dy	3.92	3.14	3.24	2.00	3.30	3.31
Ho	0.76	0.67	0.70	0.35	0.72	0.69
Er	2.15	2.02	1.99	1.03	2.10	1.93
Tm	0.35	0.25	0.30	0.15	0.33	0.32
Yb	2.34	2.08	1.99	0.96	2.12	2.06
Lu	0.35	0.30	0.29	0.14	0.33	0.32

Localidad	Ao. Blanco	Ao. Blanco	Ao. Blanco	Ao. Blanco	Ao. Blanco	Ao. Blanco
Muestra	04131211	05131211	03141211	04141211	01151211	02161211
%						
SiO₂	58.55	58.80	59.34	58.84	58.84	59.85
Al₂O₃	18.73	18.19	18.33	18.54	17.70	18.27
Fe₂O₃	5.61	5.56	5.73	5.63	6.07	5.58
MgO	1.39	1.44	1.72	1.58	2.12	1.27
CaO	6.39	6.43	6.04	6.00	6.48	6.02
Na₂O	4.65	4.75	4.58	5.05	4.26	4.57
K₂O	1.24	1.48	1.37	1.32	1.69	1.68
TiO₂	0.62	0.66	0.61	0.63	0.63	0.59
P₂O₅	0.27	0.26	0.27	0.27	0.25	0.26
MnO	0.16	0.17	0.21	0.17	0.17	0.21
LOI	2.0	1.9	1.6	1.8	1.6	1.5
Total	99.62	99.62	99.81	99.82	99.78	99.80
<i>ppm</i>						
Ba	353	389	424	376	523	537
Hf	3.9	4.2	4.5	4.4	3.8	4.5
Nb	7.6	7.5	7.2	7.9	8.5	6.6
Rb	27.0	30.7	32.4	28.4	39.1	38.2
Sr	645.4	586.4	662.1	608.4	574.6	619.0
Ta	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.3
Th	2.4	2.7	2.9	2.6	3.4	2.9
Zr	178.5	173.6	192.1	174.1	155.1	184.1
Y	19.7	22.6	24.9	20.6	21.4	20.6
La	21.1	21.4	23.7	20.7	18.4	22.3
Ce	44.8	45.9	51.8	45.5	42.2	46.6
Pr	6.07	6.12	6.80	6.06	5.43	6.13
Nd	23.4	25.6	30.0	25.8	26.2	25.7
Sm	4.66	4.79	5.24	4.87	4.70	4.56
Eu	1.49	1.59	1.73	1.51	1.37	1.48
Gd	4.20	4.30	4.76	4.14	4.40	3.88
Tb	0.58	0.65	0.72	0.64	0.63	0.59
Dy	3.46	3.93	4.16	3.81	3.71	3.31
Ho	0.69	0.76	0.88	0.73	0.72	0.73
Er	2.24	2.14	2.54	2.20	2.13	2.36
Tm	0.30	0.34	0.38	0.32	0.34	0.33
Yb	2.12	1.96	2.36	2.19	2.24	2.19
Lu	0.32	0.34	0.37	0.35	0.32	0.31

Localidad	Co. Chivato	Co. Chivato	Co. Chivato	Co. Chivato
Muestra	01031208	02031208	05041208	07041208
<i>%</i>				
SiO₂	63.59	65.42	63.12	63.61
Al₂O₃	17.78	17.75	17.32	16.89
Fe₂O₃	4.58	1.84	3.95	3.55
MgO	1.03	0.99	0.96	0.64
CaO	4.70	4.30	3.90	4.48
Na₂O	6.20	6.49	7.93	7.46
K₂O	0.55	0.23	0.63	0.44
TiO₂	0.44	0.47	0.45	0.51
P₂O₅	0.17	0.20	0.21	0.20
MnO	0.09	0.05	0.04	0.04
LOI	0.7	2.0	1.3	2.0
Total	99.84	99.77	99.83	99.79
<i>ppm</i>				
Ba	297	137	304	223
Hf	3.8	5.4	5.5	4.3
Nb	7.3	9.0	8.6	8.9
Rb	6.4	1.5	8.1	6.0
Sr	563.4	528.1	457.6	389.1
Ta	0.3	0.6	0.5	0.5
Th	5.7	7.2	7.5	6.7
Zr	180.5	206.1	195.4	187.5
Y	17.8	20.9	17.7	18.8
La	25.9	23.2	26.4	23.4
Ce	51.8	52.0	58.5	51.7
Pr	6.04	6.75	6.33	6.43
Nd	23.8	26.7	24.8	26.3
Sm	4.26	4.75	4.27	4.48
Eu	1.20	1.22	1.25	1.36
Gd	3.50	3.88	3.68	3.70
Tb	0.50	0.59	0.54	0.55
Dy	2.94	3.38	3.34	3.47
Ho	0.56	0.70	0.63	0.65
Er	1.78	1.96	1.86	1.93
Tm	0.26	0.33	0.33	0.30
Yb	1.97	2.17	2.10	1.89
Lu	0.29	0.33	0.35	0.28

Localidad	R. Salado	R. Salado	R. Salado	R. Salado	R. Salado	R. Salado	R. Salado
Muestra	07081208	08081208	10081208	06091208	07091208	08091208	08120210
%							
SiO₂	58.34	72.63	64.65	50.11	52.13	57.64	50.27
Al₂O₃	18.12	14.55	15.76	16.24	17.60	17.94	19.44
Fe₂O₃	6.18	1.92	4.23	7.09	8.04	6.19	4.49
MgO	1.66	0.32	1.55	7.11	3.69	2.15	3.94
CaO	5.85	1.33	3.82	10.73	7.31	5.29	12.75
Na₂O	4.73	4.49	3.98	3.77	4.03	4.44	3.92
K₂O	1.88	3.48	2.42	0.81	1.70	1.96	0.59
TiO₂	0.57	0.14	0.47	1.11	0.95	0.63	1.30
P₂O₅	0.27	0.10	0.17	0.26	0.30	0.29	0.31
MnO	0.13	0.10	0.07	0.13	0.15	0.20	0.11
LOI	2.0	0.8	2.7	2.3	3.8	3.0	2.6
Total	99.73	99.87	99.81	99.69	99.73	99.76	99.77
<i>ppm</i>							
Ba	812	864	636	202	427	629	146
Hf	4.8	2.9	4.0	3.6	3.7	4.6	3.6
Nb	8.8	12.3	9.2	6.1	7.4	8.7	5.6
Rb	34.6	101.4	72.3	31.0	47.5	62.3	23.6
Sr	904.9	204.7	452.9	585.6	823.1	785.1	727.6
Ta	0.5	1.0	0.7	0.5	0.4	0.5	0.4
Th	4.1	9.5	9.5	4.1	5.5	3.4	3.6
Zr	166.6	91.6	139.2	110.0	139.2	156.7	133.5
Y	19.3	10.2	11.5	20.8	19.7	17.3	22.2
La	20.8	17.7	23.6	14.0	20.0	18.8	14.3
Ce	47.9	36.5	51.0	35.8	44.9	43.0	33.2
Pr	5.71	3.74	5.20	4.61	5.41	5.02	4.56
Nd	24.5	12.3	18.8	20.0	22.4	21.0	19.3
Sm	4.77	2.12	3.35	4.56	4.64	4.42	4.63
Eu	1.52	0.49	1.00	1.53	1.44	1.39	1.61
Gd	4.16	1.72	2.73	4.48	4.40	3.99	4.32
Tb	0.63	0.29	0.39	0.66	0.66	0.58	0.74
Dy	3.49	1.73	2.30	3.95	3.75	3.36	4.14
Ho	0.72	0.32	0.41	0.73	0.71	0.64	0.84
Er	2.10	0.97	1.09	2.07	2.12	1.82	2.31
Tm	0.33	0.14	0.18	0.32	0.31	0.28	0.34
Yb	2.16	0.92	1.21	2.01	2.03	1.86	1.91
Lu	0.35	0.14	0.18	0.31	0.32	0.29	0.30

Localidad	Río Salado	Río Salado	Río Salado	Río Salado	Los Morros	Los Morros
Muestra	11110210	13110210	04171211	05171211	01091208	02091208
%						
SiO₂	52.98	50.00	56.97	47.98	61.30	61.44
Al₂O₃	17.83	18.01	16.76	17.01	16.81	16.32
Fe₂O₃	7.38	8.45	6.05	6.89	5.59	5.92
MgO	2.19	3.01	1.87	5.10	2.42	2.30
CaO	5.80	7.74	5.10	11.80	3.63	4.18
Na₂O	4.48	3.17	5.00	4.10	5.73	4.35
K₂O	3.21	1.49	2.54	0.37	1.84	3.43
TiO₂	0.77	0.93	0.68	1.19	0.82	0.82
P₂O₅	0.38	0.35	0.29	0.32	0.21	0.20
MnO	0.16	0.17	0.09	0.08	0.08	0.07
LOI	4.6	6.4	4.3	4.9	1.4	0.7
Total	99.76	99.78	99.63	99.77	99.81	99.79
<i>ppm</i>						
Ba	652	366	863	63	403	539
Hf	3.8	3.3	4.1	3.3	5.1	6.6
Nb	8.0	7.0	7.4	5.5	5.4	7.0
Rb	110.6	44.7	63.0	20.9	53.1	85.7
Sr	658.9	564.1	557.7	537.9	388.0	435.7
Ta	0.5	0.4	0.4	0.3	0.5	0.6
Th	4.6	3.6	4.3	2.4	10.2	12.0
Zr	152.7	121.6	170.0	121.9	198.0	216.3
Y	20.7	22.3	21.6	18.1	13.8	16.7
La	21.4	18.8	43.2	13.2	20.0	32.1
Ce	44.3	39.9	79.6	26.7	41.9	66.4
Pr	5.68	5.21	9.09	3.66	5.16	7.08
Nd	22.3	22.7	36.0	17.3	21.3	27.4
Sm	4.82	4.73	5.64	4.01	3.62	4.51
Eu	1.47	1.61	1.66	1.26	0.90	0.98
Gd	4.04	4.53	4.82	3.80	3.22	3.68
Tb	0.68	0.71	0.68	0.59	0.46	0.53
Dy	3.70	4.16	3.79	3.62	2.57	3.09
Ho	0.73	0.79	0.76	0.67	0.47	0.55
Er	2.07	2.24	2.11	1.93	1.20	1.61
Tm	0.32	0.34	0.30	0.25	0.19	0.26
Yb	2.03	2.22	2.26	1.89	1.50	1.62
Lu	0.33	0.30	0.33	0.24	0.20	0.27

Localidad	Cuesta Chihuido	Cuesta Chihuido	Cuesta Chihuido	Cuesta Chihuido
Muestra	05101208	09101208A	09101208B	10101208
%				
SiO₂	64.15	46.52	45.10	48.10
Al₂O₃	16.75	17.65	17.91	17.03
Fe₂O₃	4.13	9.57	10.22	7.73
MgO	0.98	5.57	4.75	3.68
CaO	4.40	7.90	8.96	9.29
Na₂O	4.76	3.63	3.74	3.42
K₂O	2.13	1.14	1.29	1.67
TiO₂	0.38	1.18	1.09	0.94
P₂O₅	0.18	0.39	0.31	0.39
MnO	0.14	0.16	0.18	0.15
LOI	1.7	5.9	6.1	7.3
Total	99.74	99.59	99.67	99.72
<i>ppm</i>				
Ba	833	633	341	532
Hf	5.4	2.6	3.5	4.5
Nb	7.8	6.1	4.0	7.6
Rb	62.3	30.8	33.9	39.8
Sr	689.0	1413.0	1160.9	736.8
Ta	0.4	0.3	0.2	0.5
Th	8.7	4.3	2.7	5.8
Zr	215.0	89.4	103.2	148.5
Y	18.0	18.8	20.1	21.2
La	34.8	16.9	15.0	23.8
Ce	75.7	39.3	37.4	56.1
Pr	7.96	4.96	4.97	6.64
Nd	28.8	22.4	22.5	28.1
Sm	4.95	4.78	4.95	5.78
Eu	1.34	1.52	1.54	1.67
Gd	3.85	4.68	4.61	4.94
Tb	0.56	0.65	0.67	0.71
Dy	3.29	3.55	4.01	3.97
Ho	0.60	0.69	0.72	0.75
Er	1.86	1.98	2.13	2.22
Tm	0.30	0.29	0.30	0.33
Yb	2.05	1.92	1.91	2.11
Lu	0.33	0.28	0.28	0.32

Localidad	Cuesta Chihuido	Cuesta Chihuido	Cuesta Chihuido	Poti Malal
Muestra	11101208C	12101208	03140210	08101208
%				
SiO₂	43.55	63.95	51.68	75.81
Al₂O₃	18.97	16.70	18.72	12.64
Fe₂O₃	6.69	3.88	7.60	1.28
MgO	3.77	0.25	2.31	0.09
CaO	9.47	4.58	6.98	0.27
Na₂O	2.46	4.51	5.18	2.15
K₂O	0.95	2.19	1.61	6.24
TiO₂	1.12	0.36	0.78	0.04
P₂O₅	0.33	0.20	0.44	0.07
MnO	0.05	0.11	0.11	0.05
LOI	12.3	3.0	4.3	1.3
Total	99.70	99.78	99.76	99.91
<i>ppm</i>				
Ba	422	801	538	758
Hf	3.5	5.2	3.4	2.3
Nb	4.4	6.5	5.7	10.2
Rb	16.2	53.9	49.4	131.2
Sr	727.0	611.0	810.4	56.2
Ta	0.3	0.3	0.3	0.9
Th	3.3	6.8	5.5	4.4
Zr	115.2	198.3	132.0	46.6
Y	18.2	16.2	19.7	18.3
La	15.8	27.8	22.3	10.1
Ce	37.9	57.7	48.9	24.5
Pr	4.90	6.64	6.21	2.99
Nd	21.7	23.1	25.4	12.1
Sm	4.67	4.10	5.31	2.87
Eu	1.40	1.20	1.51	0.38
Gd	4.09	3.33	4.45	2.84
Tb	0.61	0.46	0.64	0.51
Dy	3.67	2.57	3.79	3.13
Ho	0.67	0.49	0.68	0.60
Er	1.98	1.58	2.20	1.61
Tm	0.30	0.21	0.32	0.23
Yb	1.89	1.52	2.17	1.62
Lu	0.28	0.26	0.30	0.22