

TESIS DOCTORAL

"Evolución de las estructuras de deformación frágil- dúctil del distrito Gonzalito y su relación con los procesos de mineralización."

Lic. Santiago Nicolás González

Director: Dr. Pablo Diego González

Co-director: Dr. Eduardo Jorge LLambías



Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Universidad Nacional de La Plata

2015

A todas las personas (familiares, amigos, profesores, colegas) que me alentaron y guiaron durante estos años

“Man is made for science; he reasons from effects to causes, and from causes to effects; but he does not always reason without error. In reasoning, therefore, from appearance which are particular, care must be taken how we generalize; we should be cautious not to attribute to nature, laws which may perhaps be only of our own invention.” –**James Hutton**

Agradecimientos

Primero y siempre a mi familia, por apoyarme en la realización de mis proyectos.

A mis directores, Pablo Diego González y Eduardo Jorge Llambias por el apoyo y guía que me brindaron durante todos estos años, por siempre estar bien predispuestos al debate de nuevas ideas y por sobre todo, darme la oportunidad de realizar esta tesis.

A mi compañero en esta y otras aventuras, Gerson Alan Greco,

A mi directora “off the record”, Ana María Sato, por el apoyo científico, moral y económico durante la realización de la tesis, particularmente durante los trabajos de laboratorio, la corrección de manuscritos y la discusión de ideas.

A la Sra. Ligia de Lefebre y a la familia Otero quienes nos permitieron permanecer y recorrer sus propiedades durante nuestros trabajos de campo.

A mis compañeros del Centro de Investigaciones Geológicas y del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, por brindarme un ambiente agradable y ameno en el cual desarrollar todas las actividades relacionadas a esta tesis.

Al personal de apoyo del Centro de Investigaciones Geológicas, especialmente a Alfredo Benialgo, Claudia Cavarozzi, Daniel Martire, Cecilia Inés Genazzini, Pablo Javier García y Jorge Blasiuk por el tiempo dedicado a enseñarme las diferentes técnicas de laboratorio.

A todo el personal del Centro de Pesquisas Geocronológicas en general. Ellos me recibieron cordialmente y me ayudaron a resolver mis dilemas isotópicos. Particularmente a los profesores Colombo Tassinari y Miguel Basei por su hospitalidad y ayuda con el procesamiento y análisis de los datos isotópicos. También al Dr. Kei Sato por su ayuda y asistencia técnica en la operación del instrumental en el CPGeo.

A mis amigos, Vero, Juli, Ari, Fer, Mendo, Lore, Tota, Magui y Marc, por estar siempre.

A Samanta.

El desarrollo de esta tesis no podría haber sido posible sin la ayuda económica brindada por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas a través de las becas doctorales tipo I y II y de los proyectos de investigación PIP 112-200801-00119 y PIP 112-201101-00324. De la misma manera agradezco la ayuda económica brindada por la Universidad Nacional de La Plata a través de los proyectos de investigación 10/N528 y 11/N653.

Índice

Resumen	1
Abstract	3
Introducción	5
I. Objetivos	7
II. Área de estudio	8
III. Metodología de trabajo	9
1. Marco geológico y antecedentes	
1.1. Introducción	14
1.2. Marco geológico regional	14
1.2.1. Unidades de basamento	14
a. Formación El Jagüelito	
b. Complejo Mina Gonzalito	
c. Complejo Plutónico Punta Sierra	
1.2.2. Cubierta sedimentaria Paleozoica	20
Formación Sierra Grande	
1.2.3. Magmatismo pérmico	21
Complejo Plutónico Paileman	
1.2.4. Magmatismo mesozoico	21
a. El enjambre longitudinal de diques traquiandesíticos	
b. Complejo Volcánico Marifil	
1.2.5. Unidades post-jurásicas	24
1.3. Descubrimiento y evolución de la explotación minera del Distrito Gonzalito	24
1.4. Las interpretaciones sobre el origen de la mineralización	26
2. Geología de la Mina Gonzalito	
2.1. Introducción	31
2.2. Unidades de basamento	35
2.2.1. Complejo Mina Gonzalito	

2.2.2.	Formación El Jagüelito	
2.2.3.	Plutón Peñas Blancas	
2.3.	Magmatismo del Paleozoico Tardío y Mesozoico Temprano	43
2.3.1.	Magmatismo permo-triásico	
2.3.2.	Complejo Volcánico Marifil	
2.4	Zonas de cizalla Gondwánicas (Pérmico-Triásico)	45
2.4.1.	Faja de Cizalla El Jagüelito	
2.4.2.	Faja de Cizalla Peñas Blancas	
2.4.3.	Grados metamórficos	
2.4.4.	Relaciones estratigráficas y edad	
2.5	El magmatismo Triásico en el distrito Mina Gonzalito	49
2.5.1.	Geología del enjambre	
2.5.2.	Petrografía.	
2.5.3.	Alteración.	
2.5.4.	Enclaves.	
2.5.5.	Geoquímica.	
2.5.6.	Aspectos reológicos sobre el emplazamiento de los diques	
2.5.7.	Del ambiente tectónico de emplazamiento del enjambre	
2.5.8.	Otros eventos magmáticos del Ciclo Gondwánico (Permo-Triásico)	
2.5.9.	Consideraciones finales sobre el enjambre	
2.6	Conclusiones	81
3.	Geología estructural de las vetas del distrito Gonzalito	
3.1.	Introducción	88
3.2.	Estructuras y lineamientos de primer orden	89
3.2.1.	Sistemas de Cizalla El Jaguelito – Peñas Blancas	
3.2.2.	El sistema extensional del enjambre de diques triásico	
3.2.3.	Lineamientos fotointerpretados	
3.3.	Las estructuras mineralizadas	100
3.3.1.	Relaciones espaciales y características de las estructuras mineralizadas	
3.3.2.	La mineralización: su mineralogía y edad	
3.3.3.	Origen de la mineralización	
3.3.4.	Génesis de las estructuras mineralizadas	

3.4.	Discusión y modelo estructural	118
3.4.1.	El modelo de evolución de las estructuras entre el Pérmico Superior y el Jurásico Inferior	
4.	Edad de la mineralización y sus encajantes	
4.1.	Introducción	131
4.2.	Elección del método analítico	133
4.3.	Metodología	134
4.3.1.	U-Pb en circón (rocas de caja)	
4.3.2.	Sm-Nd en fluorita	
4.3.3.	Pb-Pb en galena y rocas de caja	
4.4.	Resultados	146
4.4.1.	Edad del Complejo Mina Gonzalito	
4.4.2.	Edad del enjambre longitudinal de diques	
4.4.3.	Edad de las estructuras mineralizadas	
	a. Sm-Nd en fluoritas	
	b. Pb-Pb en galena y roca de caja	
4.5.	Discusión e interpretación	154
4.6.	Comparación entre las relaciones isotópicas obtenidas para las muestras del Distrito Gonzalito utilizando normalización de los valores	158
4.7.	Comparación con otros depósitos del Macizo Nordpatagónico y del ámbito cordillerano	163
5.	Consideraciones finales	
5.1.	Sobre la edad y génesis de la mineralización	167
5.2.	Sobre el desarrollo y evolución de las estructuras mineralizadas	168
5.3.	Del ambiente geotectónico del Mesozoico Temprano para el Macizo Nordpatagónico	170
	Referencias bibliográficas	172

Resumen

El Distrito Gonzalito se ubica al SE de la provincia de Río Negro ($41^{\circ}19'4.70''$ Sur; $65^{\circ}39'0.96''$ Oeste) y abarca numerosas manifestaciones minerales metálicas y no-metálicas. La mineralización del distrito es vetiforme con vetas de sulfuros masivos (Pb - Ag - Zn), fluorita y óxidos e hidróxidos de manganeso. Las vetas polimetálicas son las más antiguas seguidas por la fluorita y en última instancia los óxidos de manganeso.

La mineralización se aloja en fallas dilatacionales con posteriores reactivaciones de carácter transcurrente. Las mismas presentan una orientación general NNE y se distribuyen a lo largo de dos fajas paralelas bien definidas en el distrito.

Las fajas mineralizadas están limitadas por lineamientos estructurales de primer orden, de orientación NO y NE, los cuales delimitarían grandes bloques corticales. Estos lineamientos corresponden a fajas de cizalla dúctil del orógeno Gondwánico que fueron reactivadas de forma frágil durante el Mesozoico. La reactivación de estos lineamientos durante el Triásico superior al Jurásico inferior en un régimen dominado por una extensión de sentido E-O generó una tectónica de bloques. Este esquema extensional produjo fracturas dilatantes de orientación N-S, las cuales por rotación de los bloques corticales cambiaron su orientación y su cinemática. De esta manera estructuras inicialmente extensionales presentan características mixtas con fallas de rumbo.

Edades U-Pb en circón (por el método LA- MC-ICP- MS), y Pb-Pb en galena y en las rocas de caja de la mineralización han sido utilizadas para acotar las relaciones temporales entre las estructuras mineralizadas y sus encajantes. La edad máxima de sedimentación de un paragneis del basamento es de 515 Ma con una edad de metamorfismo regional de 472 Ma. Estas edades acotan la evolución tectonotérmica del basamento al Paleozoico Inferior. Además se obtuvo una edad de cristalización de

243,6±1,7 Ma para un dique perteneciente a un enjambre longitudinal que es cortado y desplazado por las vetas polimetálicas.

Las edades modelo Pb-Pb obtenidas en galenas del Distrito Gonzalito indican edades mesozoicas tempranas. Las relaciones isotópicas de plomo de la mineralización y de las rocas del enjambre de diques triásico indican una proveniencia común a partir de una fuente de la corteza continental superior. La integración de los datos geocronológicos e isotópicos en el contexto geológico del área permite establecer una edad de *ca.* 190 Ma para la mineralización polimetálica del distrito. Esta mineralización se dispone en estructuras extensionales originadas en el Triásico superior al Jurásico inferior que evolucionaron controladas por estructuras de mayor escala durante el Mesozoico. El desarrollo y evolución de estas estructuras mineralizadas tiene relación directa con la extensión generalizada que se registra en todo el margen suroccidental del Gondwana a partir del Triásico medio.

Se propone que este proceso extensional tiene relación directa con la finalización de la actividad del Orógeno Gondwánico. A partir del colapso del orógeno se habrían generado los primeros efectos de extensión cortical permitiendo el ascenso de magma desde la base de la corteza. Estos magmas serían la fuente de grandes provincias magmáticas y de los sistemas hidrotermales asociados a ellas.

Este proceso extensional se produjo en una posición de intraplaca respecto al margen de subducción y sería el prelude de la apertura del Océano Atlántico Sur.

Abstract

The Gonzalito District is located at the SE of the Río Negro province ($41^{\circ} 19' 5''$ South; $65^{\circ} 39' 1''$ West) and it holds metallic and non-metallic ore deposits. The mineralizations are polymetallic (Pb-Ag-Zn), fluorite and manganese's oxides veins. The sulphides veins are the older followed by the fluorite veins. The manganese's oxides veins are the youngest.

The mineralization is held in extensional faults later reactivated as strike-slip faults. These faults are NNE oriented and distributed along two parallel belts at the district.

The mineralized belts are limited by NW and NE first order lineaments which define large crustal blocks. These lineaments are Gondwanic ductile shear zones reactivated as fragile faults in the Mesozoic. The reactivation during Late Triassic to early Jurassic under an E-W extensional stress field of these lineaments produced a crustal block tectonics. The E-W extension is responsible for the generation of the N-S mineralized faults. The rotation of the crustal blocks changes the orientation of the mineralized veins and with it its kinematics. By this way, original extensional fractures become strike-slip faults.

U-Pb zircon (La-MC-ICP-MS methods), Pb-Pb in galena and mineralization host-rocks age has been used to constrain the temporal relations between the mineralized veins and its country rocks. The maximum age of deposition for a basement's paragneiss is 515 Ma and 472 Ma for its regional metamorphism. These ages limit the tectonothermal evolution of the basement to the Early Paleozoic. Also a 243.6 ± 1.7 Ma crystallization age was calculated for a dyke belonging to a longitudinal swarm. These dykes are cut and displaced by the sulfides veins.

An Early Mesozoic Pb-Pb galena model age was obtained for the mineralization from Gonzalito District. The Lead isotope ratios from mineralization and the Triassic dykes indicate a common origin from an upper crustal source. The geological setting with the geochronological and isotopic data allows establishing a *ca.* 190 Ma age for the polymetallic mineralization of the district.

The mineralization filled extensional fractures which opened during Late Triassic to Early Jurassic. They were formed and evolved limited by older and larger structures. The development and evolution of the mineralized structures is directly related to the regional extension present along the Southwestern Gondwana margin for the Middle Triassic. This extensional process is directly related to the end to the Gondwana orogeny. The first extensional effects come from the collapse of the Gondwanic orogen. It allowed the rise and emplacement to magmas from the base of crust. These magmas could be the source of large magmatic provinces as well as its associated hydrothermal systems.

This extensional process took place in an intraplate position respect to the subduction margin and could be consider as the beginning of the opening of the South Atlantic Ocean.

Introducción

En la Patagonia extra-Andina de la Provincia de Río Negro, la evolución geológica asociada a la yacencia de la mineralización de Zn-Pb-(Ag) del distrito polimetálico Gonzalito es poco clara, y fue delineada según dos esquemas genéticos alternativos distintos. Por un lado, la mineralización fue interpretada como vetas hidrotermales, meso- a epitermales (Domínguez y Aliotta, 1978; Dapeña y Panarello, 1984), de relleno y reemplazo, y alojadas en fracturas que cortan al basamento (Valvano, 1956; del Mónaco, 1971; Vallés, 1978a y b) del Complejo Mina Gonzalito (Ramos, 1975; Giacosa, 1987). Según este esquema la fuente magmática relacionada con la actividad hidrotermal es posterior a la evolución geológica del basamento y podría estar vinculada al volcanismo de edad jurásica del Complejo Volcánico Marifil (Malvicini y Llambías, 1974; Cortés, 1981).

Por otra parte, Dalla Salda y Aragón (1994) y Aragón *et al.* (1999a y b) consideraron la mineralización del Distrito Gonzalito como un depósito estratoligado tipo SEDEX, con volcanismo mesosilícico a ácido y exhalación hidrotermal asociados a la depositación del protolito sedimentario de las rocas metamórficas de basamento. Según este esquema la fuente magmática relacionada con la actividad hidrotermal es contemporánea con la sedimentación, y de posible edad precámbrica a paleozoica inferior.

Dados los dos esquemas genéticos contrastantes y la complejidad de la mena, que estaría asociada a varios pulsos mineralizantes, se han realizado, durante el desarrollo de esta Tesis Doctoral y en el Distrito Gonzalito nuevos estudios estructurales, metamórficos, magmáticos y geocronológicos detallados, con el fin de comprender mejor la evolución geológico-metalogenética del Distrito.

La presente tesis tiende a esclarecer tanto la evolución de las estructuras que alojan los depósitos del Distrito Mina Gonzalito como la edad y génesis de los mismos. El desarrollo de un modelo metalogénico a partir de los datos obtenidos permitirá no solo comprender mejor la génesis del depósito en estudio si no también extrapolarlo a otros sectores de la comarca en búsqueda de nuevos recursos minerales.

I. Objetivos

Objetivo general

El propósito de esta investigación es estudiar detalladamente la evolución de las estructuras de deformación frágil que afectan al Complejo Mina Gonzalito relacionándolas con la actividad hidrotermal que habría generado las mineralizaciones del distrito, además de dilucidar el ambiente tectónico donde se desarrollaron estos procesos.

Objetivos específicos

Dado el objetivo general citado precedentemente, se pueden desglosar los siguientes objetivos específicos:

- Caracterizar las estructuras de deformación frágil que afectan al Complejo Mina Gonzalito de forma detallada, y relacionarlas con la actividad hidrotermal asociada.
- Relacionar las estructuras de deformación con los estadios de mineralización determinando la acotación temporal de los mismos.
- Vincular la actividad hidrotermal y la mineralización asociada con los cuerpos sub-volcánicos asignados al Complejo Volcánico Marifil, que serían la potencial fuente de los metales de mena.

- Acotar temporalmente los intrusivos posiblemente asociados a la mineralización, aplicando métodos geocronológicos clásicos, como U-Pb y Sm-Nd. Con ello, en forma indirecta se conocerá la edad de la deformación frágil y la mineralización.
- Aplicar el método geocronológico Pb-Pb para la datación de los minerales de mena en las estructuras mineralizadas. Con este método sería posible obtener una edad modelo para el depósito.
- Elaborar un esquema de evolución estructural, metamórfica, magmática y metalogenética del Complejo Mina Gonzalito, y relacionarlo con otros sectores del Macizo Norpatagónico.
- Relacionar el esquema anterior con el marco tectónico mesozoico regional del Gondwana, previo o contemporáneo con la apertura del Océano Atlántico Sur.

II. Área de estudio

El distrito polimetálico Gonzalito está ubicado en la Patagonia extra-Andina (Macizo Norpatagónico Oriental, 41°20'S - 65°40'O), El área abarcada por el Distrito es de unos 200 Km²; para el desarrollo de esta Tesis se incluyeron áreas aledañas al Distrito Gonzalito cubriendo una superficie de 550 Km². Provincia de Río Negro, a 105 km al sudoeste de San Antonio Oeste (Fig. I). El acceso a la mina es por la ruta provincial 61 que conecta la localidad de Los Berros, al pie de la Meseta del Somún Cúra, con la Ruta Nacional 3 a 75 km al sur de la Ciudad de San Antonio Oeste. La empresa Geotecnicas S.A., que usufructuaba la propiedad minera, poseía aledaño a la explotación un predio que incluía oficinas administrativas, viviendas, una escuela y otras dependencias útiles al funcionamiento de la Mina. Actualmente estas

construcciones se encuentran en ruinas al igual que toda la infraestructura montada en las labores de extracción.

El clima de la región es árido, con escasas precipitaciones y fuertes vientos predominantes del sector O-OSO. Los escasos cursos de agua que bajan desde la Meseta del Somún Cúra son intermitentes que se alimentan esencialmente de las precipitaciones y desembocan en bajos endorreicos constituyendo lagunas efímeras. El Arroyo Los Berros, el único curso permanente de la zona, fue entubado para abastecer de agua potable a la localidad de Sierra Grande.

La vegetación acorde con el clima es escasa, constituida fundamentalmente de arbustos achaparrados de características xerófilas. Predominan la jarilla, el matacebo, el molle, el piquillín entre otros arbustos y el coirón es el forraje natural más común.

La zona de estudio se caracteriza por un relieve de lomadas suaves y de poca altura. Los rasgos topográficos más sobresalientes son la Sierra de Paileman al norte y la Meseta del Somún Cúra al oeste. El relieve se vuelve más pronunciado cuando aparecen afloramientos de vulcanitas ácidas o granitoides, o bien cuando los Basaltos del Somún Cúra cubrieron las rocas sedimentarias previas constituyendo una protección a la erosión. La mayoría de los valles nacen en la Meseta pero son pocos los cursos de agua que han labrado valles importantes. Los más destacados son el Arroyo Tembrado al norte y los arroyos Los Berros y Salado al oeste y sudoeste.

III. Metodología de trabajo

El trabajo de gabinete previo a las tareas de campo consistió en la recopilación de antecedentes bibliográficos y cartográficos sobre la geología del área de estudio. También se reunió bibliografía específica sobre los temas a desarrollar durante los

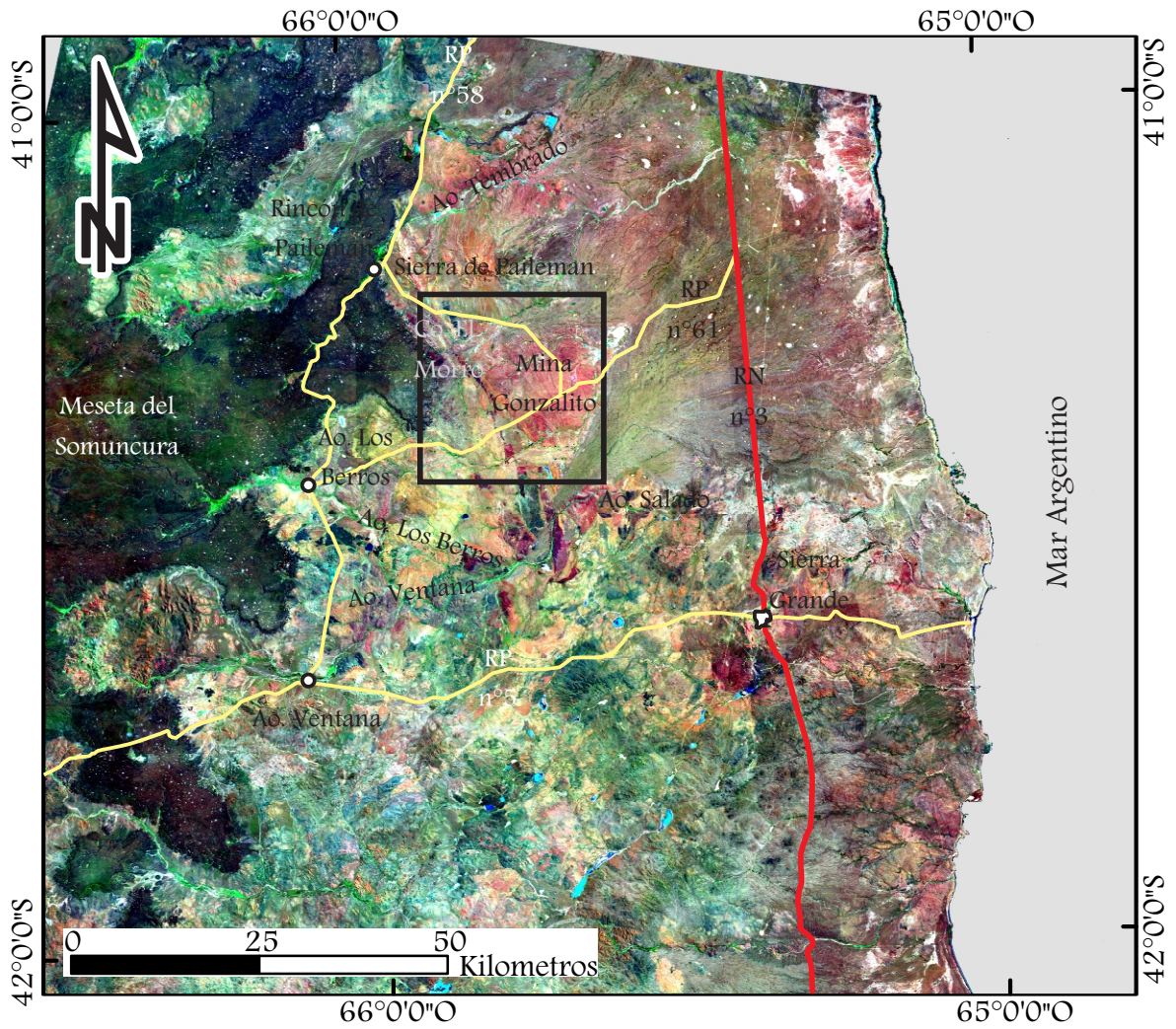


Figura I. Mapa de ubicación del área de estudio indicando las vías de acceso. Como base se exhibe una imagen satelital Landsat 7 (combinación de bandas RGB @741).

trabajos de campo y laboratorio. Para ello se recurrió a la Biblioteca electrónica de Ciencia y Tecnología del Ministerio de Ciencia, Tecnología e innovación productiva que cuenta con abundantes publicaciones periódicas sobre diversas ramas de la geología. Además se contó con material de la Biblioteca Florentino Ameghino del Museo de Ciencias Naturales y Museo y de las bibliotecas del Centro de Investigaciones Geológicas y de la sede Alto Valle-Valle Medio de Universidad Nacional de Río Negro.

Los antecedentes cartográficos fueron georeferenciados y almacenados en un sistema de información geográfico al cual se le adicionaron imágenes satelitales (Landsat 7, Aster y Quickbird). Sobre esta base planimétrica se realizó el mapeo de la geología y las estructuras mineralizadas del distrito Mina Gonzalito.

El mapeo de la geología en el campo se realizó a escala 1:50000 sobre las imágenes Landsat 7 y Aster con ayuda de las imágenes Quickbird (obtenidas a través del Google Earth[®]). El levantamiento en terreno de las estructuras mineralizadas se realizó a cinta y brújula a una escala 1:1000 utilizando una grilla de 10 metros por 10 metros sobre la base planimétrica de las imágenes Quickbird.

La toma de datos estructurales se realizó con una brújula estructural Freigber[®]. Se utilizó la notación de rumbo de la inclinación (RBZ) medida de manera azimutal. Para la construcción de diagramas estereográficos se utilizaron los programas Georient[®] y Steroplot[®].

Se tomaron muestras de las diferentes litologías encontradas en el área de las cuales se realizaron secciones delgadas que fueron analizadas en el microscopio petrográfico. Sobre estas muestras se practicó su análisis mineralógico-textural, modal y microtectónico; además se tomaron fotomicrografías de las secciones delgadas en el

Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (Universidad Nacional de Río Negro) y en el Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET). Las descripciones petrográficas de las rocas metamórficas están basadas en [Passchier y Trouw \(2005\)](#) y [Bucher y Grapes \(2011\)](#). En el caso de las rocas magmáticas la petrografía se basa en [González \(2008\)](#) y para su caracterización modal se utilizó la composición de los fenocristales y de los minerales de la pasta identificables en el microscopio.

Las metodologías usadas para el muestreo y análisis geoquímicos y geocronológicos están detalladas en los respectivos capítulos.

Capítulo 1.

Marco geológico y antecedentes

1.1. Introducción

La geología de la vertiente oriental del Macizo Nordpatagónico en el Este de la Provincia de Río Negro fue primeramente descrita por [Wichman \(1919, 1927, 1934; en Busteros *et al.* 1998\)](#) en sus trabajos para la Dirección Nacional de Minas del Ministerio de Agricultura. Posteriormente [Rosenman \(1972\); Stipanovic y Methol \(1972\); Malvicini y Llambías \(1974\); Ramos \(1975\); Cortez \(1981\); Cicirelli \(1990\); Giacosa \(1993, 1994, 1997, 2001\) y Busteros *et al.* \(1998\)](#), realizaron importantes contribuciones a la geología del área sudeste del Macizo Nordpatagónico.

Las rocas aflorantes en el área de estudio (comprendida entre $65^{\circ}30'58,5''\text{O}$; $41^{\circ}13'8,4''\text{S}$ y $65^{\circ}54'56,6''\text{O}$; $41^{\circ}27'8,7''\text{S}$) corresponden a la Formación El Jagüelito ([Rosenman 1972; Ramos 1975](#)), el Complejo Mina Gonzalito ([Rosenman, 1972; Ramos, 1975; Giacosa, 1987](#)), el Complejo Plutónico Punta Sierra ([García *et al.* 2014a](#)), el Complejo Plutónico Paileman ([Giacosa, 1993; Busteros *et al.* 1998](#)), el Complejo Volcánico Marifil ([Malvicini y Llambías, 1974; Cortez, 1981; Giacosa, 1993; Márquez, 2011](#)), la Formación Arroyo Salado ([Weber, 1983](#)), los Basaltos del Somún Cúra ([Ardolino, 1981](#)) y depósitos aluviales recientes.

1.2. Marco Geológico regional

En el mapa geológico de la Figura 1.1 puede observarse la distribución de las diferentes unidades geológicas en el área de Sierra Grande, Rincón de Paileman y Arroyo Los Berros.

1.2.1. *Unidades de basamento*

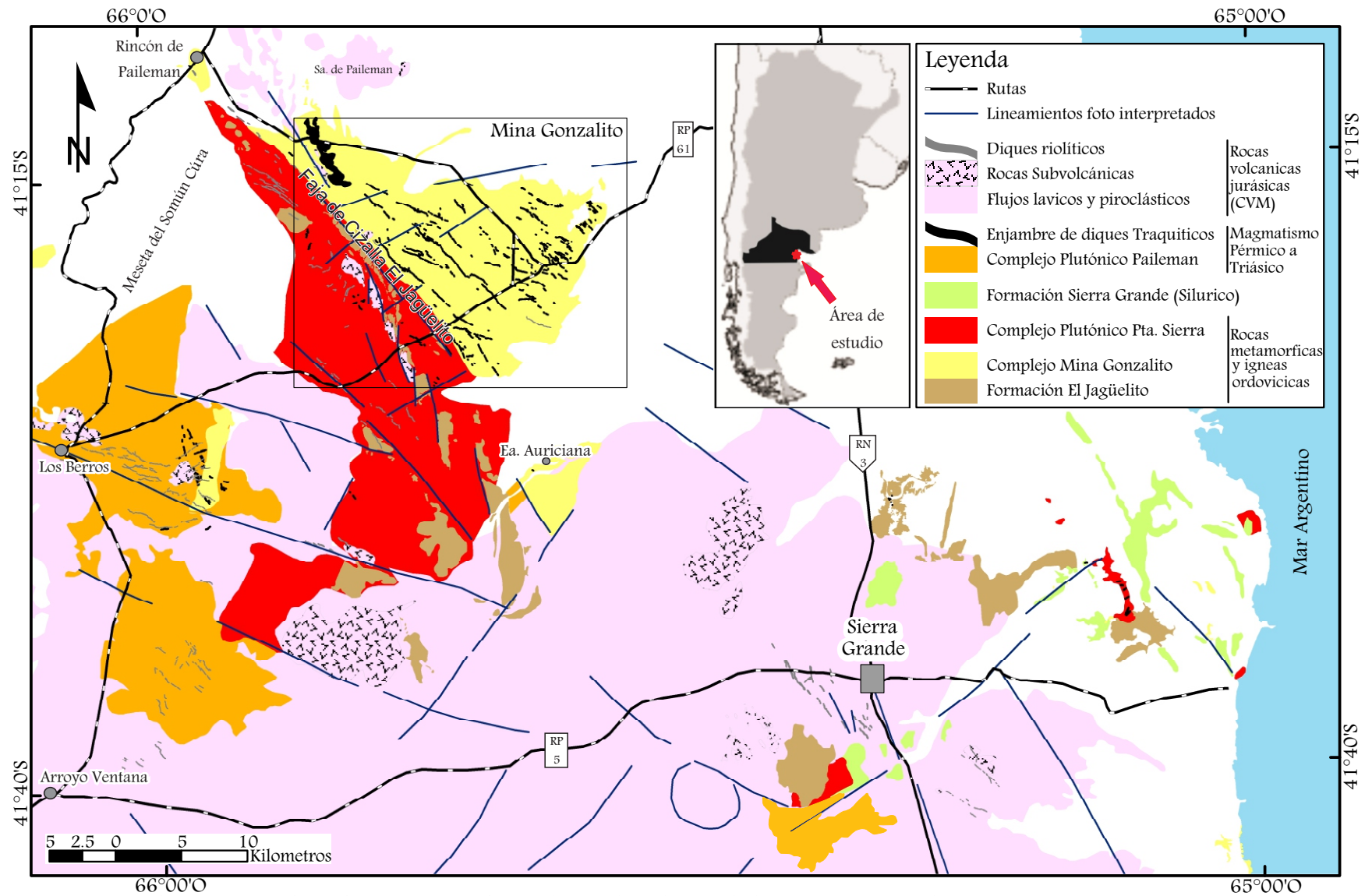


Figura 1.1 – Mapa geológico regional con la ubicación del área de estudio y las unidades precretácicas aflorantes. Basado en fotointerpretación y trabajo de campo propio y recopilación bibliográfica (Ramos 1975; Busteros *et al.* 1998; Giacosa 2001; González *et al.* 2008; González *et al.* 2014)

a. *Formación El Jagüelito* (Ramos 1971; Giacosa, 1987). Esta unidad aflora en el cauce inferior del Arroyo Salado (Busteros *et al.* 1998; González *et al.* 2011a) y en tabiques aislados contenidos en la Faja de Cizalla El Jagüelito (Ramos, 1971).

Esta formación se compone de filitas verdes y castaño oscuras intercaladas con esquistos verdes, presentan una foliación de plano axial penetrativa. Las filitas poseen una mineralogía sencilla con cuarzo, clorita y biotita en tanto que las metabasitas presentan una paragénesis con clorita, epidoto y albita (Giacosa, 1987).

La Formación El Jagüelito está en contacto tectónico con el Complejo Mina Gonzalito y es intruida por los plutones ordovícicos del Complejo Punta Sierra y los granitoides pérmicos del Complejo Plutónico Paileman. Además es cubierta en discordancia por la Formación Sierra Grande del Silúrico (Busteros *et al.* 1998). El análisis de circones detríticos de esta unidad en el área del Arroyo Salado indica una edad mínima de sedimentación de 535 Ma (Pankhurst *et al.* 2006; Naipauer *et al.* 2010). En el área de la mina de hierro de Sierra Grande se encontraron fósiles de Arqueociatidos en clastos de un metaconglomerado de esta formación los cuales soportan la edad determinada por métodos radiométricos (González *et al.* 2011b).

Las ectinitas de la Formación el Jagüelito fueron propuestas como un equivalente de bajo grado del Complejo Mina Gonzalito ya que presentan protolitos y edades máximas de sedimentación muy semejantes (Pankhurst *et al.*, 2006; Naipauer *et al.*, 2010; González *et al.* 2011a y b).

b. *Complejo Mina Gonzalito* (Ramos 1975; Giacosa, 1987). Esta unidad ígneo-metamórfica de alto grado se caracteriza por su variedad litológica y una gran complejidad estructural. Sus afloramientos se encuentran en dos áreas geográficas aledañas, separadas por la Sierra de Paileman; el área de mayor extensión tiene forma

de triángulo cuya base se extiende desde la localidad de Rincón Paileman, al pie de la meseta de Somuncura, con rumbo SE por unos 40 Km siguiendo la faja de Faja de Cizalla El Jagüelito, hasta los afloramientos de la estancia La Auriciana; el triángulo se desarrolla en dirección NE con una altura de 22 Km a partir de la base. El otro sector, más reducido arealmente, se encuentra al norte de la Sierra de Paileman.

El Complejo Mina Gonzalito reviste un carácter metalogenético fundamental ya que en sus rocas se encuentran emplazadas las principales estructuras mineralizadas del distrito minero, ya sean vetas de sulfuros masivos (con Pb, Ag y Zn), de fluorita, de óxidos de manganeso o de wolframio.

El Complejo Mina Gonzalito está compuesto por esquistos (a veces inyectados), gneises migmáticos, anfibolitas, mármoles, ortogneises granodioríticos a graníticos y leucogranitos sincinamáticos (Ramos, 1975; Giacosa 1997, Busteros *et al.* 1998; González *et al.* 2008). González *et al.* (2008) realizaron un mapeo petrológico-estructural caracterizando dos fajas metamórficas separadas por zonas de cizalla dúctil y que se diferenciaban entre sí por el grado metamórfico y el magmatismo incluido en ellas (Fig. 1.2). La faja Oriental presenta paragneis y esquisto con biotita-moscovita-granate-sillimanita, con escasa inyección granítica y es la de menor complejidad estructural. La faja Occidental se compone con paragneis densamente inyectado por leucosoma granítico, anfibolita, ortogneis granodiorítico y leucogranito con biotita-moscovita-granate, es de mayor complejidad estructural y contiene magmatismo pre- y sinorogénico. Estos autores propone un metamorfismo progrado ordovícico en facies de anfibolitas en la serie de presión intermedia.

Existen rocas sedimentarias carbonáticas metamorfizadas pertenecientes a una plataforma intercalada con las metasedimentitas del Complejo Mina Gonzalito (Dalla

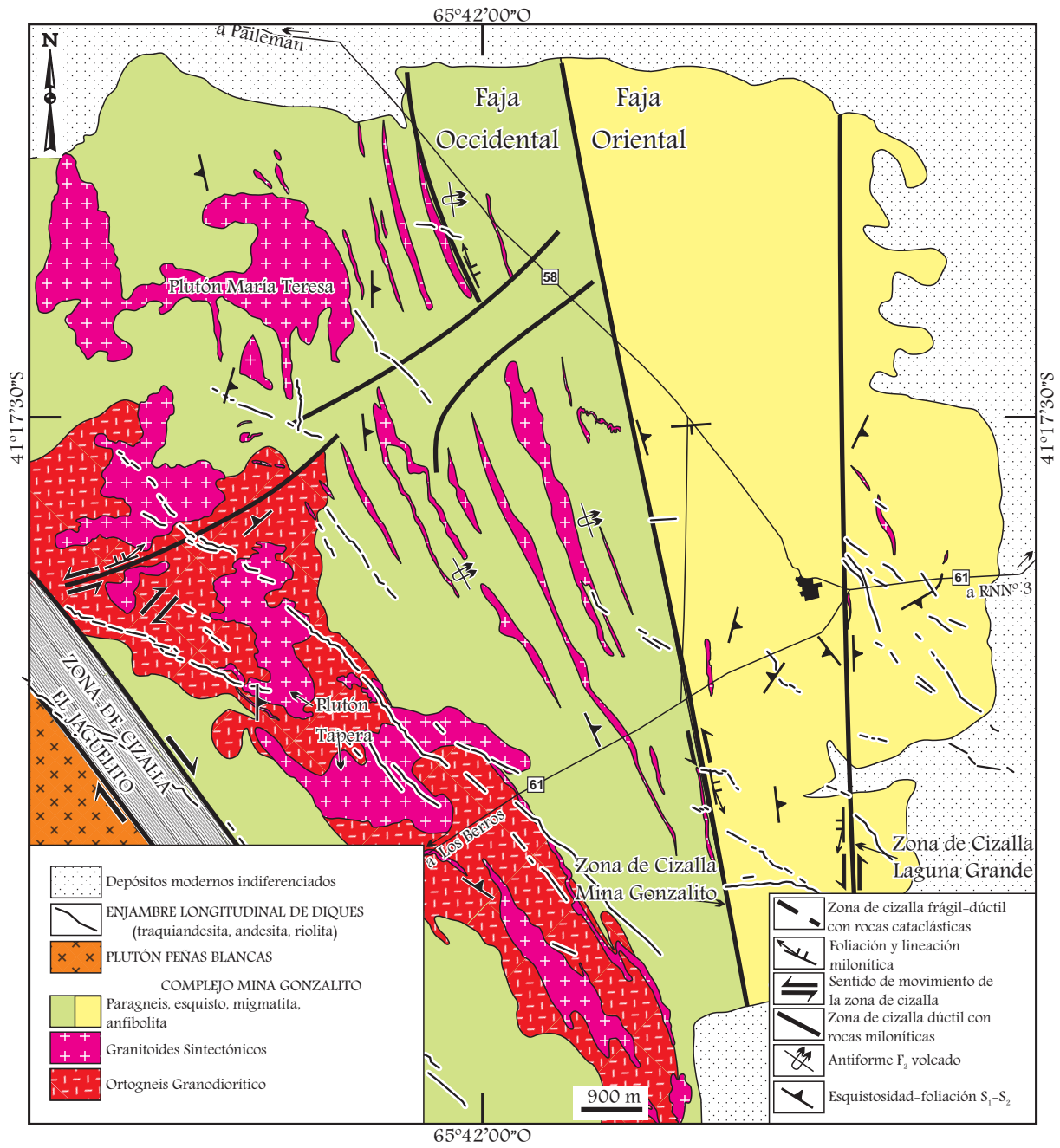


Figura 1.2. Mapa geológico de la Mina Gonzalito mostrando la relación entre las zonas de cizalla Mina Gonzalito y Laguna Grande con las fajas metamórficas del Complejo Mina Gonzalito (modificado de [González et al. 2008](#))

[Salda et al. 2003](#)). Los principales afloramientos de estos mármoles aparecen formando una faja discontinua entre la estancia Auricana ([Dalla Salda et al. 2003](#); [Varela et al. 2014](#)) y el paraje Rincón de Paileman ([Varela et al. 2014](#)). Estas rocas fueron y son motivo de estudio debido tanto a su interés desde el punto de vista científico como a su potencial económico. Además se reconocen afloramientos saltuarios de mármoles intercalados con los gneises y esquistos como los presentes en la Tapera Dragón ([Giacosa, 1987](#)) y otros asomos menores presentes en la faja de rumbo NO que conecta los dos afloramientos principales. Los mármoles están dolomitizados y completamente recrystalizados. La mineralogía de estos incluye calcita, dolomita, talco, brucita y actinolita.

Este Complejo esta yuxtapuesto tectónicamente con la Formación El Jagüelito y el Plutón Peñas Blancas, además es intruida por granitoides ordovícicos con características intertectónicas ([González et al. 2008](#); [Varela et al. 2009](#)). El enjambre de diques triásicos e intrusivos subvolcánicos asignables al Complejo Volcánico Marifil cortan las estructuras dúctiles de esta unidad ([Giacosa, 1993](#); [Busteros et al. 1998](#); [González et al. 2014](#)). Hacia el Este aparece cubierta por sedimentitas marinas cretácicas.

Si bien el Complejo Mina Gonzalito fue propuesto en principio como de edad precámbrica, datos de circones detríticos en uno de sus esquistos micáceos arroja una edad máxima de sedimentación del protolito entre 535 y 540 Ma y una edad de metamorfismo en facies de anfibolitas a los 472 ± 5 Ma, obtenida en el borde de un circón por el método U-Pb SHRIMP ([Pankhurst et al. 2006](#)).

Si bien esta unidad alcanza su grado máximo de metamorfismo y deformación durante el Ordovícico, se han reconocido evidencias de deformaciones posteriores

como el reseteo de los sistemas isotópicos hacia los 260 Ma (Varela *et al.* 2011) y la presencia de estructuras de deformación frágil-dúctil de posible edad jurásica (González *et al.* 2008 y González *et al.* 2011).

c. *Complejo Plutónico Punta Sierra* (Busteros *et al.* 1998). Comprende una serie de intrusivos de edad ordovícica aflorantes esencialmente en el área de Sierra Grande. Se compone de stocks graníticos a granodioríticos con grados variables de deformación. Los cuerpos de esta unidad cortan a las unidades pre-ordovícicas como la Formación El Jagüelito y el Complejo Mina Gonzalito.

El Plutón Peñas Blancas asignado originalmente al Complejo Plutónico Paileman fue reubicado por un dato U-Pb SHRIMP de García *et al.* (2014a) de $471 \pm 2,8$ Ma que lo equipara con los granitoides del Complejo Punta Sierra. Además este cuerpo intrusivo es afectado por importantes fajas de deformación dúctil como son la Faja de Cizalla Jaguelito y la Faja de Cizalla Peñas Blancas (Giacosa, 2001).

1.2.2. *Cubierta sedimentaria Paleozoica*

Formación Sierra Grande (Zanettini, 1981). Esta formación está constituida por sedimentitas clásticas, principalmente cuarcitas, atribuidas a una plataforma proximal estable. Se apoya en discordancia sobre las filitas de la Formación El Jagüelito en el área de Sierra Grande.

Esta unidad posee una importancia económica para el área ya que en ella se encuentran mantos de hierro intercalados entre los niveles clásticos. Estos mantos se componen de hematita oolítica y magnetita.

La edad Silúrico-Devónica de esta unidad fue obtenida en base a su contenido fósil (Zanettini, 1981) y contrastada con circones detríticos por Uriz *et al.* (2011).

1.2.3. Magmatismo Pérmico

Complejo Plutónico Paileman (Giacosa, 1993). Está compuesto por granitos y granodioritas de características calco-alcálicas. Los cuerpos que componen este complejo son los plutones La Laguna, La Verde, Arroyo Tembrado, Arroyo Paileman (Busteros *et al.* 1998), María Teresa y Tapera (Grecco y Gregori 2011).

Los cuerpos intrusivos del Complejo Plutónico Paileman han sido propuestos como Pérmicos en función de sus relaciones estratigráficas ya que cortan la estructura dúctil del Complejo Mina Gonzalito y son cubiertos e intruidos por los productos volcánicos y subvolcánicos del Complejo Volcánico Marifil (Busteros *et al.* 1998). Determinaciones isotópicas Rb/Sr, Ar/Ar y U-Pb ubican los intrusivos de esta unidad entre los 268 Ma a 261 Ma (Grecco *et al.* 1994; Busteros *et al.* 1998; García *et al.* 2014b).

1.2.4. Magmatismo Mesozoico

a. *El enjambre longitudinal de diques traquiandesíticos* (González *et al.* 2014).

Esta unidad está compuesta por diques subverticales de orientación general NO. Presentan características subvolcánicas y su composición varía desde andesitas hasta riolitas pasando por traquiandesitas basálticas y traquiandesitas. También componen algunos de estos cuerpos lamprófiros de características calcoalcalinas.

Los diques del enjambre cortan las rocas del basamento y a los granitoides del Complejo Plutónico Paileman; además son cortados por diques riolíticos asignables al Complejo Volcánico Marifil del Jurásico Superior. La edad de estos diques ha sido calculada por los métodos radiométricos K-Ar (207 a 221 Ma; Valles 1978; Genovese

1995) y U-Pb (243 Ma; [González et al. 2014](#)). Estas dataciones ubican al enjambre en el Triásico medio a superior.

Esta unidad ha sido comúnmente asociada a las estructuras mineralizadas del Distrito Gonzalito ya que estas cortan y desplazan a los diques. Además es la unidad magmática mesozoica más representativa del área de la Mina Gonzalito. En el capítulo 2 de esta tesis se desarrollaran con mayor detalle las características de esta unidad considerando su importancia para el distrito minero.

b. *Complejo Volcánico Marifil* ([Malvicini y Llambias, 1974](#); [Cortez, 1981](#); [Giacosa, 1993](#)). Este complejo incluye rocas volcánicas lávicas, piroclásticas, intrusivas sub-volcánicas y escasas intercalaciones de rocas sedimentarias que se apoyan en discordancia sobre el conjunto de unidades anteriormente descritas. La composición química de las rocas ígneas dominantes es acida, riolitas y dacitas, estando muy poco representadas las composiciones intermedias.

Las andesitas reconocidas por [Giacosa \(1993\)](#) en el área de Los Berros y al sur de la Sierra de Paileman corresponden a flujos lávicos asignables a la base de esta unidad. Sobre estas rocas se dispone una espesa secuencia de lavas y flujos piroclásticos ácidos que conforman el grueso del complejo.

Se reconocen, entre las localidades de Sierra Grande y Arroyo Ventana, cuerpos subvolcánicos de composición acida que cortan a los flujos lávicos y piroclásticos ([Marquez et al. 2011](#)) y otros que no presentan una relación directa con dicha secuencia pero que se han relacionado a esta unidad por sus características composicionales y posición estratigráfica.

El Complejo Volcánico Marifil fue incluido por [Pankhurst *et al.* \(1998, 2000\)](#) en la Provincia Ígnea Gigante Chon Aike ya que en el área de estudio las edades radiométricas obtenidas por [Pankhurst *et al.* \(1995, 2000\)](#) y [Feraud *et al.* \(1999\)](#) ubican estas rocas entre los 190 Ma y los 175 Ma. Estas edades ubican a la unidad al inicio de la actividad de esta gran provincia ígnea.

Durante el emplazamiento y extrusión del Complejo Volcánico Marifil, y posteriormente a este, se sucedieron una serie de eventos tectónicos de naturaleza principalmente extensional que es reconocida en el Triásico como producto del colapso del orógeno gondwánico ([Franzese y Spaletti, 2001](#); [González *et al.* 2013](#)) y se ha propuesto su continuidad, durante el Jurásico, por procesos transtensivos ([Ciciarelli, 1990](#); [Franzese *et al.* 2003](#); [Mpodozis y Ramos, 2008](#)). La apertura de numerosos depocentros con múltiples episodios de reactivación asociados al profuso magmatismo de esta época evidencian la continuidad y longevidad de este proceso.

La posición de intraplaca respecto al margen protoandino y la orientación de las estructuras principales de esta deformación sugieren un motor poco relacionado a la subducción andina para la deformación observada en este periodo. Sin embargo [Mosquera y Ramos \(2006\)](#) propusieron la subducción oblicua desde el NNO de la Placa de Aluk en el margen protoandino durante el Jurásico inferior. Este proceso sería responsable de la deformación asociada al levantamiento de la dorsal de Huincul (Etapa Aluk). De la misma manera, podría también ser responsable de cambios fundamentales en el campo de esfuerzos durante el Jurásico incluso en regiones de intraplaca. Durante el Jurásico superior y el Cretácico la subducción se vuelve ortogonal con el borde continental y se desarrolla una fase compresional cuya máxima expresión es el alzamiento de la faja plegada y corrida del Agrio en el ámbito de la

Cuenca Neuquina (Etapa Farallon). Coincidente con este evento es que comienza la generación y expansión del fondo oceánico en el proto-océano Atlántico (*ca.* 140 MA).

1.2.1. *Unidades post-Jurásicas*

En discordancia angular sobre todas las unidades del basamento y Complejo Volcánico Marifil se depositan rocas sedimentarias marinas y continentales del Cretácico y el Paleógeno, que a su vez son cubiertas por los basaltos olivínicos de la Formación Somún Cúra.

1.3. Descubrimiento y evolución de la explotación minera del Distrito Gonzalito.

La puesta en marcha de la Mina Gonzalito fue obra del Ing. Gonzalo Corchado, en tanto que el descubrimiento de la mineralización se debe a un ayudante del mencionado ingeniero, el señor Otero. A él le llamo la atención el peso elevado, a pesar de su pequeño tamaño, de unas rocas raras con forma de papa. Don Otero, hallo las primeras “papas” de galena mientras ayudaba al Ingeniero Corchado en la prospección de Manganeso. Por miedo a faltarle al respeto al Ing. Corchado, no se atrevió a comunicarle su hallazgo hasta varios días después de realizado el mismo y por la pertinaz insistencia de uno de sus compañero quien sospechaba la importancia de esas rocas.

El primer registro geológico de la actividad extractiva del área de la Mina Gonzalito corresponde a [Valvano \(1956\)](#) quien elaboró un informe sobre la geología y el funcionamiento de la unidad productiva para el Ministerio de Comercio e Industria de la Nación. Este autor describe una secuencia de rocas esquistosas de alto grado metamórfico (micacitas, anfibolitas, cuarcitas y migmatitas) cortadas por diques pegmatíticos; establece la presencia de diques básicos –espessartíticos– de rumbo

general NO que cortan y desplazan a las rocas anteriormente citadas. El sistema vetiforme que contiene mineralización polimetálica sería posterior a la intrusión de los diques básicos, siendo la mineralización sulfurada de Pb(Ag) y Zn cortada por las venas de óxidos de manganeso. El arreglo de las estructuras mineralizadas es en un tren NNE, con una disposición de segmentos escalonados que se unen de forma irregular formando lazos cimoides. [Valvano \(1956\)](#) clasificó al yacimiento como hidrotermal leptotermal, en la clasificación de [Graton \(1933\)](#).

La explotación minera continuó avanzando, mucho más rápido que el conocimiento geológico del área. Recién en el año 1971 se da a conocer un mapeo detallado de las estructuras mineralizadas y un análisis de la paragénesis mineral. [Del Mónaco \(1971\)](#) establece en su trabajo las dificultades estructurales para seguir la mineralización durante la explotación y propone un plan de exploración basado en la idea de que la mineralización se aloja en fracturas ligadas a la estructura plegada del basamento. Esta idea asocia, indirectamente, la mineralización de tipo mesotermal a la génesis del basamento, idea que sería respaldada por [Ramos \(1975\)](#) asignando una edad pre-carbonífera al depósito.

La expansión del distrito minero a partir de la Mina Gonzalito hacia los alrededores llevó a desarrollar el conocimiento geológico de otras áreas con manifestaciones minerales. [Valles \(1978 a y b\)](#) realizó un exhaustivo mapeo de detalle de las estructuras mineralizadas ubicadas al oeste de la Mina Gonzalito, en una corrida casi Norte-Sur en la faja que incluye a las minas San Octavio, María Teresa y Tres Marías. [Valles \(1978a y b\)](#) estableció secuencias paragenéticas muy exactas y completas para esas minas. Además, reforzó la idea del origen hidrotermal del distrito minero.

La explotación de la mina continuó de forma esporádica durante las décadas de 70' y 80' subsistiendo gracias a los fomentos mineros del estado. Se conocen algunos informes inéditos de las direcciones Nacional y Provincial de Minería, en ellas se deja entrever la declinación del yacimiento debida por un lado al pequeño tamaño del depósito y por otro a mala administración de los recursos y la falta de una exploración adecuada. Fueron varios los intentos por reevaluar el potencial minero del área pero ninguno obtuvo resultados alentadores. Actualmente el distrito se encuentra abandonado.

1.4. Las interpretaciones sobre el origen de la mineralización.

La Mina Gonzalito tuvo una actividad extractiva larga, a pesar de su bajo tonelaje de reservas. Su génesis ha generado controversias debido por un lado a su estrecha conexión con las rocas del basamento y fundamentalmente a la falta de relación con rocas magmáticas que probaran un origen hidrotermal de los fluidos mineralizantes (Fig. 1.3 a y b).

En su informe geológico [Valvano \(1956\)](#) evaluó el yacimiento polimetálico de la Mina Gonzalito considerándolo de origen hidrotermal debido a características texturales, estructura y composición mineralógica de mena. Además, estableció una edad relativa del mismo como posterior a los diques espesartíticos y previo a las mineralizaciones de óxidos de manganeso. Los trabajos de detalle de [Vallés \(1978 a y b\)](#) sobre las estructuras mineralizadas al oeste de la Mina Gonzalito llevaron a este autor a proponer un origen semejante para todas estas mineralizaciones. El análisis de isótopos de azufre ([Dapeña y Panarello 1984](#)) y de inclusiones fluidas ([Gozalvez et al. 2011](#)) soportan estas ideas enmarcando la mineralización de la Mina Gonzalito en un sistema hidrotermal de sulfuración intermedia. Basándose en esas ideas e

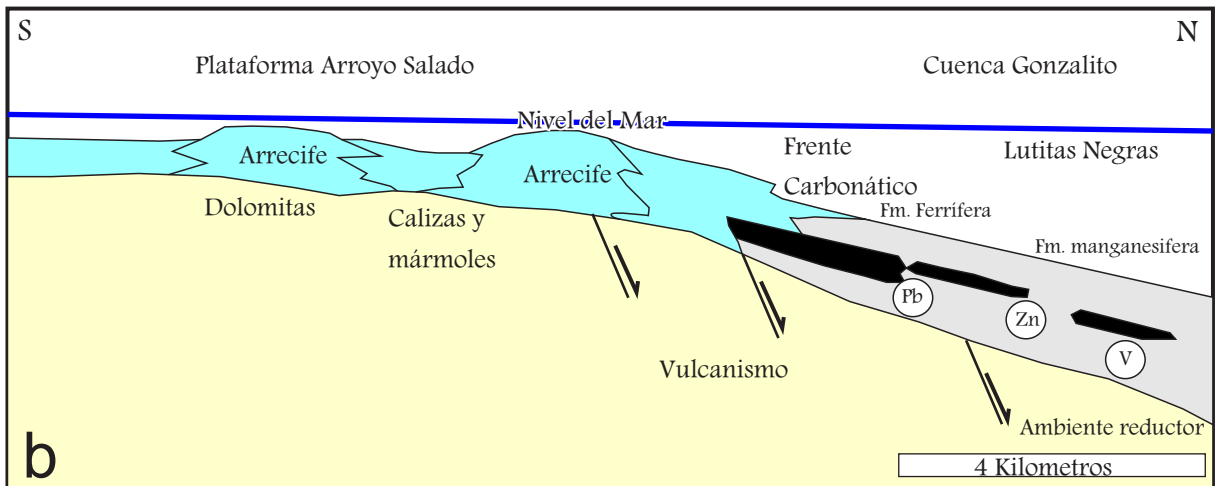
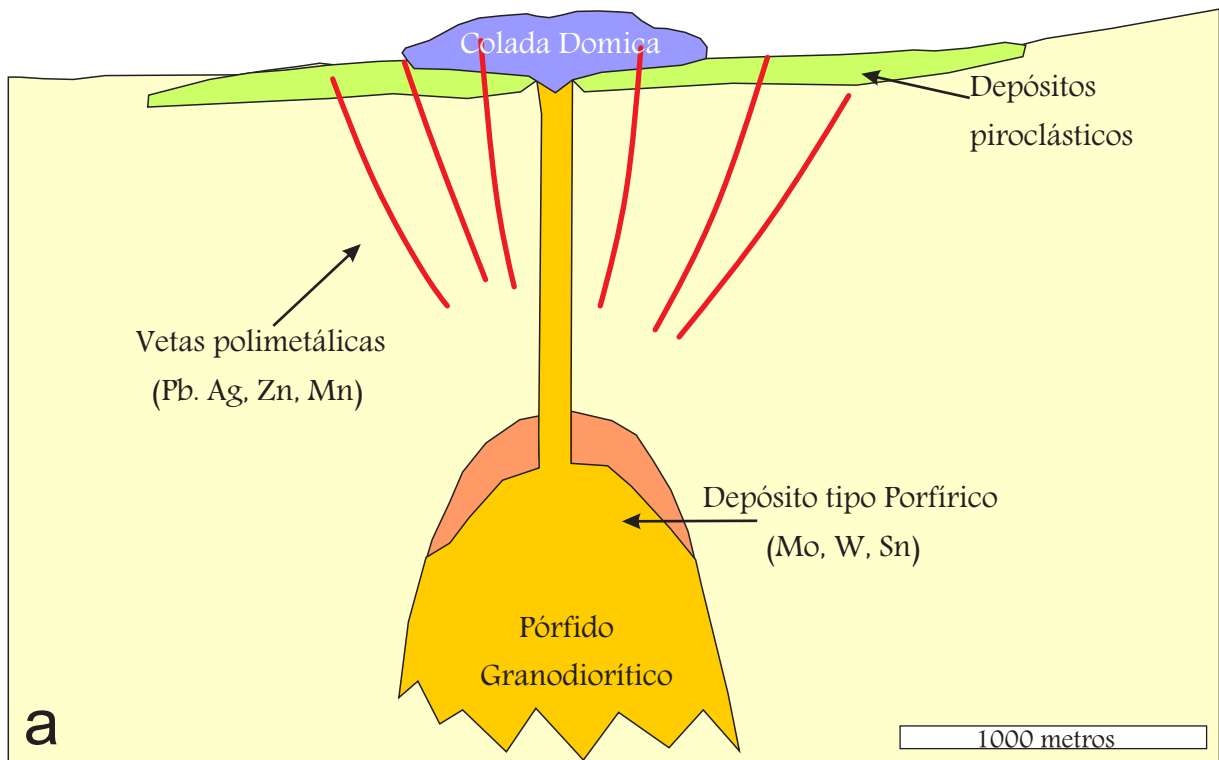


Figura 1.3. Modelos genéticos contrastantes de la mineralización en la Mina Gonzalito. a- modelo de depósito hidrotermal de sulfuración intermedia propuesto para la mina gonzalito por González et al. 2011 (redibujado de Sillitoe *et al.* 1984); b- modelo de depósito tipo SEDEX para el yacimiento tomado de Aragón *et al.* (1999).

interpretando las estructuras mineralizadas como un sistema de fracturas de Riedel asociado a un evento de deformación jurásico de intraplaca, precedente a la apertura del océano atlántico, [González *et al.* \(2011\)](#) relacionaron la mineralización del distrito a un proceso magmático y tectónico.

Otros autores como [Del Mónaco \(1971\)](#) y [Ramos \(1975\)](#) consideraron la posibilidad de una relación genética entre las rocas del Complejo Mina Gonzalito con las manifestaciones polimetálicas del área. Adoptando estos conceptos y las ideas de [De Ferrán \(1983\)](#) otros autores como [Dalla Salda y Aragón \(1994\)](#) y [Aragón *et al.* \(1999 a\)](#) realizaron un análisis petrológico y estructural del basamento integrando en él a la mineralización e interpretaron que se trataba de un depósito de tipo SEDEX de posible edad cámbrica temprana. El modelo propuesto por estos autores (Fig. 1.3 b) interpreta que la disposición de la mineralización en bolsones responde a la ubicación de los sulfuros en las charnelas de pliegues con complejas figuras de interferencia en las rocas de basamento. Determinaron la presencia de micas con alto contenido de Zn en capas de esquistos que denominaron “esquistos negros”, los cuales tendrían una relación directa con la actividad hidrotermal que generó los cuerpos de sulfuros masivos. Los “esquistos negros” se encuentran circunscriptos a los bordes de los cuerpos mineralizados y presentan en general una intensa argilización de los minerales metamórficos. Una isócrona Rb-Sr de $162,4 \pm 5,8$ Ma ([Aragón *et al.* 1999 b](#)) fue obtenida para los “esquistos negros” y se interpretó como el reseteo del sistema isotópico por la intensa actividad térmica del vulcanismo jurásico del Complejo Volcánico Marifil.

Ninguno de estos modelos genéticos contrastantes está totalmente verificado con datos geológicos, y por lo tanto, finalmente aceptado. En los capítulos siguientes de

esta tesis, se dan a conocer nuevos datos de campo, estructurales, petrológicos e isotópicos que promueven una mejor caracterización geológica y metalogenética de la Mina Gonzalito. Además, se aportan nuevos datos para afianzar el modelo genético hidrotermal del Distrito Minero que pueden extrapolarse a todo el Macizo Nordpatagónico.

Capítulo 2.

Geología de la Mina Gonzalito

2.1. Introducción

Las mineralizaciones del Distrito Mina Gonzalito están alojadas en las rocas del basamento cristalino del Complejo Mina Gonzalito el cual presenta una compleja evolución metamórfica y tectónica. Esta yuxtapuesto tectónicamente al Plutón Peñas Blancas a través de la Faja de Cizalla El Jagüelito (fig 2.1).

Tanto las unidades de basamento como los plutones neopaleozoicos son cortados por un enjambre longitudinal de diques traquiandesíticos (Valvano, 1956; del Monaco, 1971; Giacosa, 1987 y 1993; González *et al.* 2008) de edad triásica (González, *et al.* 2014). Estos diques son la unidad magmática más desarrollada en el área de la Mina Gonzalito y son un excelente marcador de los movimientos ocurridos a través de las fracturas que contienen a la mineralización polimetálica de distrito (Fig. 2.2).

Las estructuras mineralizadas del Distrito Mina Gonzalito deforman a toda las unidades prejurásicas del área. No se han registrado en el distrito sus relaciones con rocas más jóvenes que Triásico. Las estructuras mineralizadas, fracturas y fallas con relleno hidrotermal, tienen una orientación general NNE aunque hay ramificaciones donde el rumbo cambia desde NS hasta NNO (Fig. 2.3). Estas estructuras son portadoras de la mineralización polimetálica del distrito. Existen diferentes tipos de mineralizaciones en el área; unas contenidas en las estructuras NNE generando rellenos paragenéticamente complejos que incluyen vetas de sulfuros masivos y brechas de fragmentos de las anteriores cementados por fluorita y cuarzo. Mientras que otras estructuras de mineralogía más sencilla contiene solo fluorita y cuarzo de baja temperatura. Estas últimas suelen tener una orientación EO y cortan y desplazan a los trenes de vetas NNE.

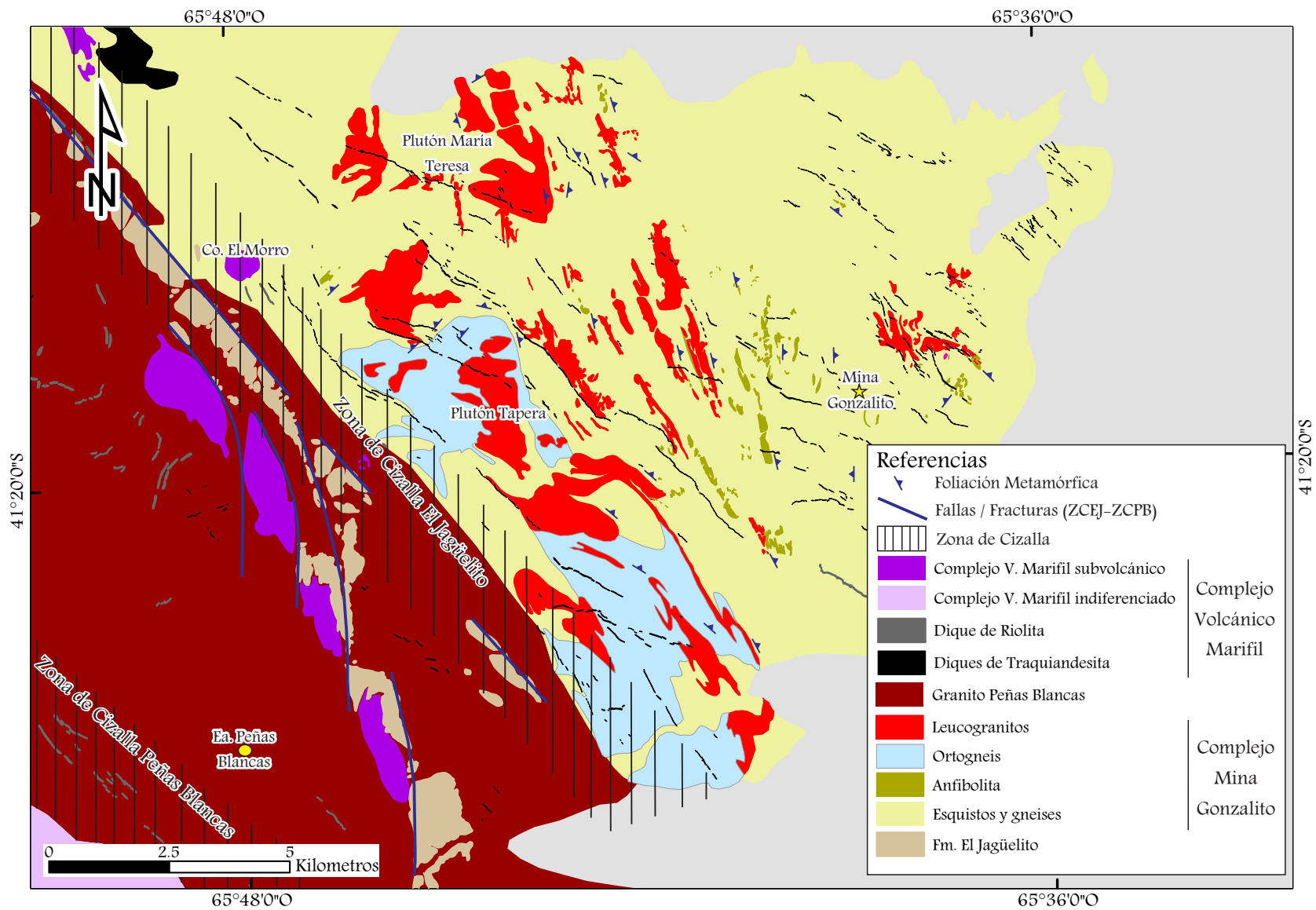


Figura 2.1. Mapa geológico del Complejo Mina Gonzalito (ZCEJ: Zona de Cizalla El Jagüelito; ZCPB: Zona de Cizalla Peñas Blancas).

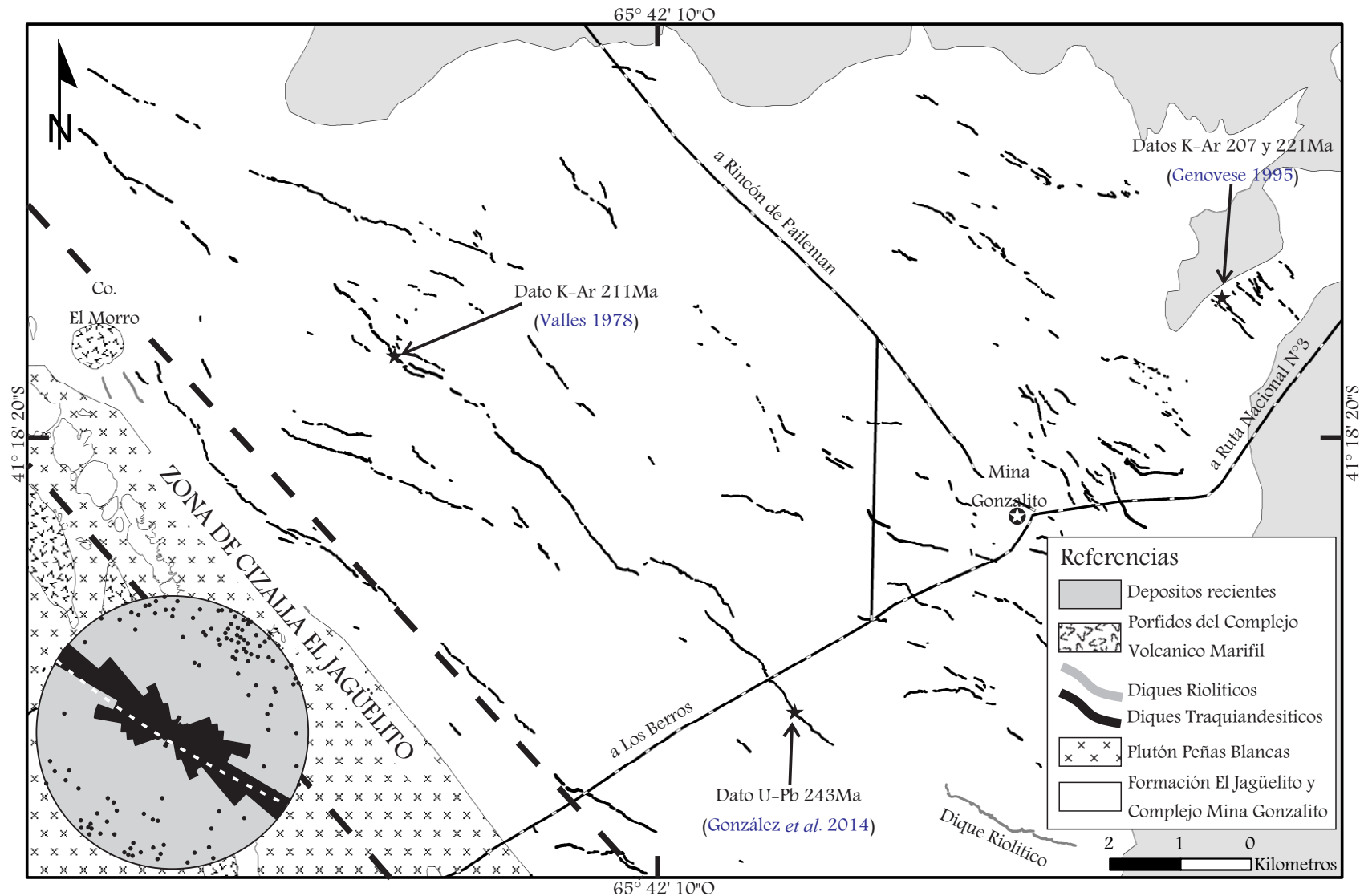


Figura 2.2. Mapa geológico mostrando la distribución de los diques que constituyen el enjambre longitudinal de rumbo NO en los alrededores de la Mina Gonzalito. Se indican además los lugares de muestro geocronológico de diferentes trabajos. El estereograma muestra de la disposición espacial de los diques (n=213) y el plano medio de los mismos.

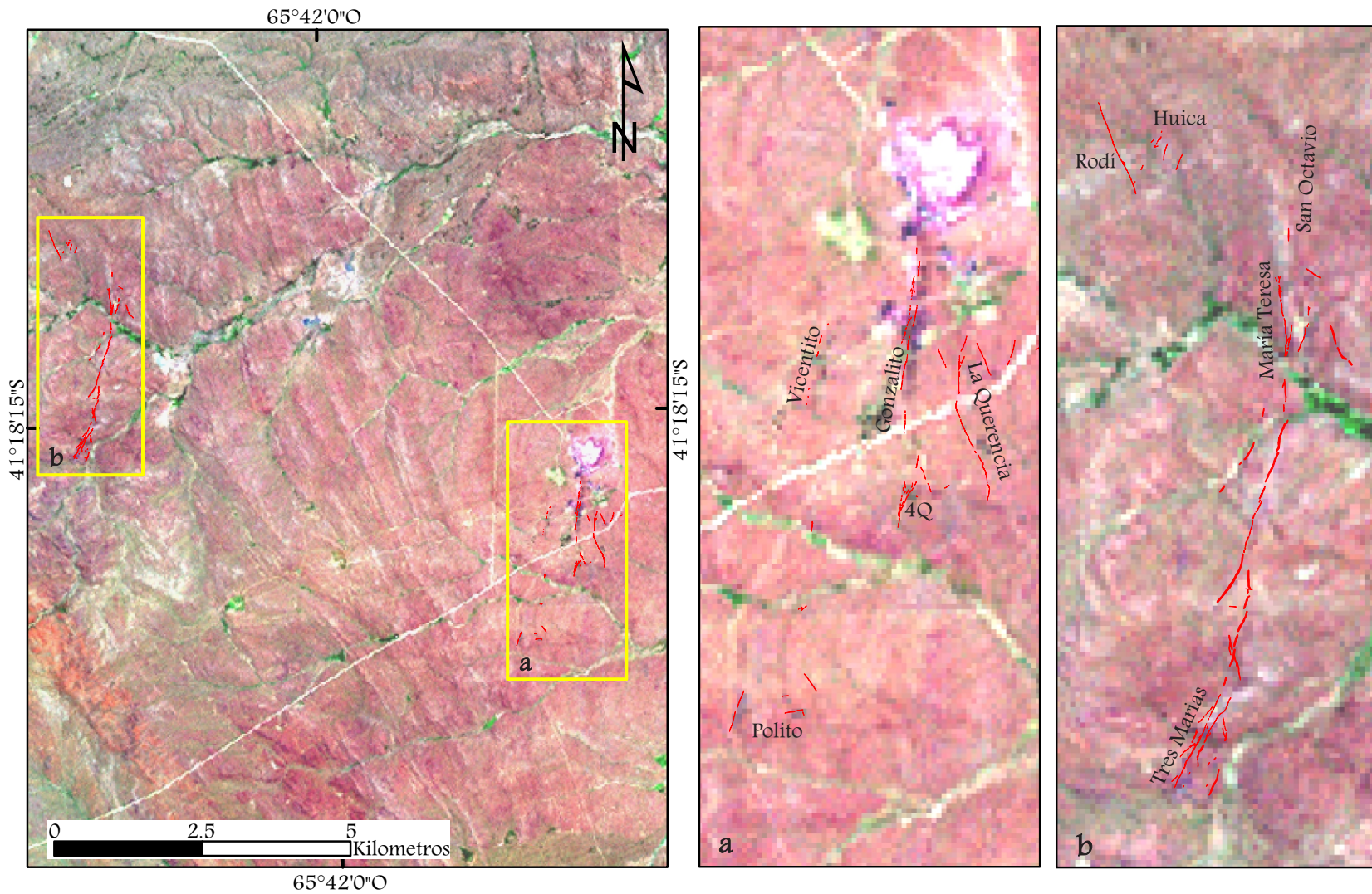


Figura 2.3. Mapa general de las estructuras mineralizadas sobre una imagen Landsat 7(RGB 742 @ 30% transparente). En los detalles se indican los nombres de las estructuras mineralizadas.

Las relaciones de corte, características, edad, génesis y evolución de las estructuras asociadas a la mineralización del distrito serán desarrolladas y evaluadas con detalle en los capítulos 4 y 5.

2.2. Unidades de basamento

2.2.1. Complejo Mina Gonzalito

Lo exiguo de los afloramientos impone una gran dificultad a la hora de establecer relaciones claras entre las diferentes unidades, las cuales guardan una relación de contacto muy estrecha y compleja entre sí.

El conjunto de esquistos, gneises y anfibolitas corresponden a una pila sedimentaria donde se intercalaron arenas y pelitas con rocas ígneas básicas que pudieron haber constituido coladas (magmatismo superficial) o filones capas (magmatismo subsuperficial) como lo descrito por [González *et al.* \(2011a y b\)](#) para la Formación El Jagüelito en la Vuelta del Salado, en el área de Sierra Grande. Estas rocas presentan relaciones de contacto muy complejas debido a la gran deformación que acompañó su metamorfismo. El grado metamórfico del pico térmico fue establecido en la mitad de la facies de anfibolita, en el rango de presión intermedia (granate-silicato de aluminio in – muscovita out en [González *et al.* 2008](#)). La edad de dicho evento fue propuesta en *ca.* 472 Ma ([Pankhurst *et al.* 2006](#); [Greco *et al.* 2014](#)). Existe una amplia variedad de esquistos y gneises debido a la variedad de protolitos. Los esquistos son de grano medio y presentan una fábrica foliada muy bien desarrollada (Fig. 2.4a y b). Los más comunes son aquellos portadores de cuarzo, biotita y granate aunque también se reconocen esquistos con biotita, muscovita y cuarzo. Se ha determinado la presencia de sillimanita de primera

(variedad fibrolítica) y segunda generación en algunos esquistos biotíticos. Los paragneises (Fig 2.4c) son de color blanco a gris y presentan un bandeamiento composicional conspicuo con una mineralogía semejante a los esquistos. Un ortogneis de composición granodiorítica fue descrito por [Varela et al \(1998, 2011\)](#) el cual presenta como mineralogía típica cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita e incluye fragmentos de rocas metamórficas paraderivadas del Complejo Mina Gonzalito (Fig. 2.4d).

Las anfibolitas son color negro a verde muy oscuro y presentan comúnmente una foliación tectónica y desarrollo de una lineación mineral contenida en los planos de la foliación (Fig 2.4e). Los afloramientos de estas rocas son saltuarios ya que por sus propiedades físicas frente a la deformación conforman rosarios de budines en la masa dúctil de los esquistos y gneises. La mineralogía de las anfibolitas comprende esencialmente hornblenda, plagioclasa, titanita y apatita (Fig 2.4f) con ocasional presencia de clino- y ortopiroxeno, granate y escapolitas. Sobre un afloramiento particular de estas rocas pudo observarse la presencia de un bandeamiento composicional donde alternaban bandas claras de composición trondjemítica y bandas oscuras compuestas de granate, piroxeno y anfíbol – paragénesis metamórfica progradada $OPx+CPx+Grt+Plg(An?)$ -. La paragénesis presenta retrogradación a facies anfibolita dada por el crecimiento de hornblenda de forma sobrepuesta a los piroxenos.

Estas características permiten establecer que el metamorfismo corresponde a una serie de tipo Barrowiano. El mismo se habría desarrollado durante el Paleozoico inferior y alcanzado su climax en el Ordovícico inferior (Floriense; [Pankhurst et al. 2006](#); [Greco et al. 2014](#)) momento en el que la pila sedimentaria alcanzo el tope de facies Anfibolitas

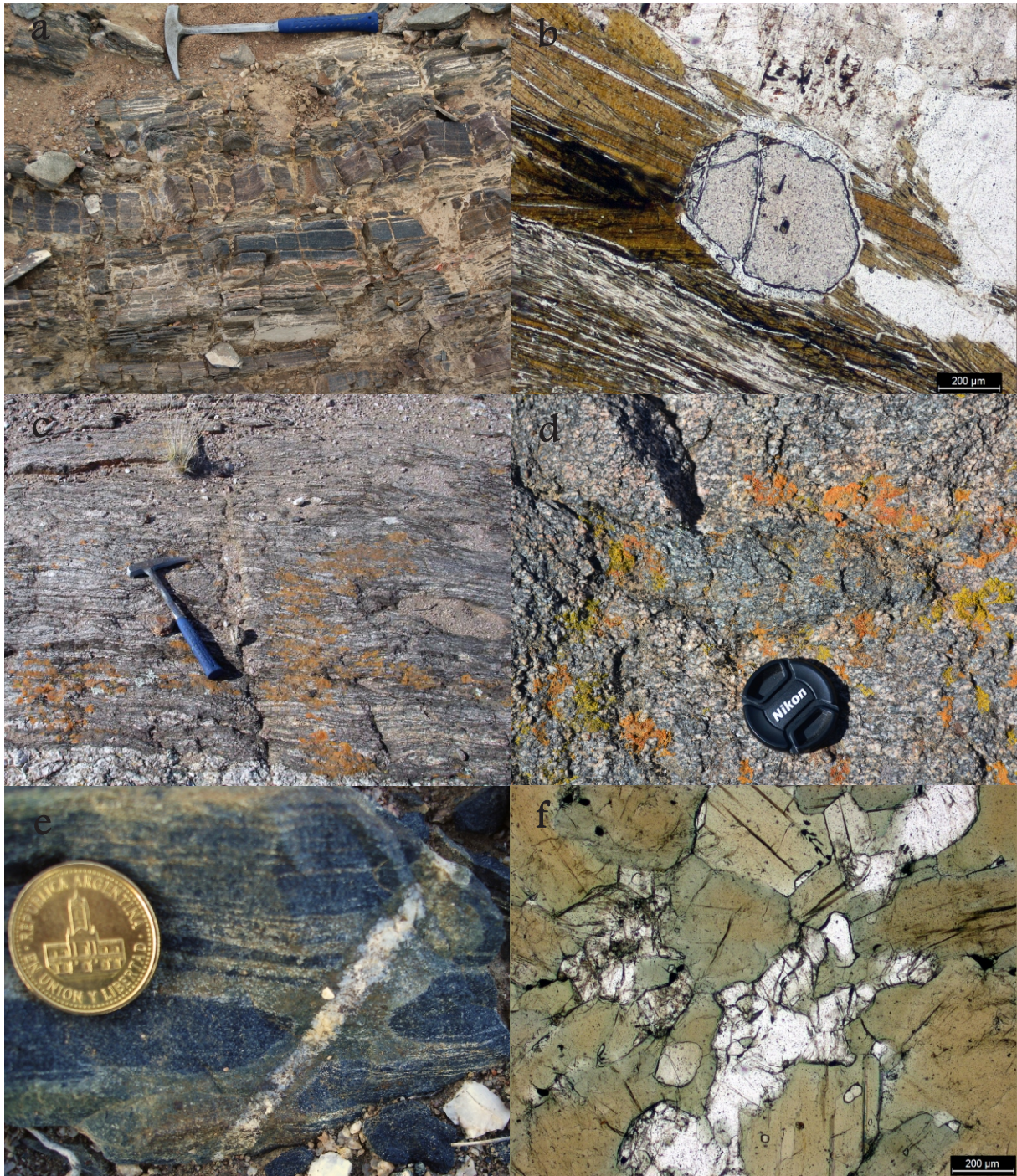


Figura 2.4. Fotografías y fotomicrografías de las rocas que componen al Complejo Mina Gonzalito. a) Fotografía de campo mostrando la alternancia de protolitos sedimentarios que componen el complejo (S_0), hoy esquistos y gneises; b) Fotomicrografía de un esquistos biotítico con granate y silimanita; c) Fotografía de campo de un paragneis del complejo; d) Fotografía de campo de un ortogneis granodiorítico con enclave de un paragneis; e) Fotografía de campo de una anfibolita cortada por una venilla granítica y retrogradada a partir de esta intrusión; f) Fotomicrografía de una anfibolita con plagioclasas, hornblenda, apatita y opacos.

(González *et al.* 2008). La presencia de anfibolitas con la paragénesis metamórfica progradada $OPx+CPx+Grt+Plg(An?)$ evidencian que por lo menos una parte del Complejo Mina Gonzalito podría haber alcanzado facies de granulita. Son necesarios trabajos de cartografía y petrografía detallados, además de datos geoquímicos de roca total y mineral, a fin de corroborar estas condiciones y establecer su relación con la evolución tectónica del basamento.

La estructura que presentan estas rocas es compleja. En primera instancia se reconoce a gran escala un plegamiento isoclinal apretado de rumbo NNO-SSE cuya vergencia es al OSO (F_2 de González *et al.* 2008) el cual pliega una foliación previa de la roca, S_1 (Fig. 2.5). A una escala más local es posible reconocer un plegamiento isoclinal mucho más apretado que representa el F_1 de González *et al.* (2008). Entre estas fases de deformación se abría emplazado el intrusivo tonalítico que diera origen al ortogneis de *ca.* 492 Ma (González *et al.* 2008; Varela *et al.* 2011). Un enjambre de diques leucocráticos sigue la foliación S_2 generada por el F_2 y dos cuerpos globosos (los plutones Tapera y María Teresa) acompañan armónicamente la estructura de un nuevo sistema de pliegues abiertos (F_3) de rumbo NO. Tanto los diques como los plutones poseen características sintectónicas, son granitos leucocráticos con cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita, muscovita y granate.

Existen muchas fajas miloníticas internas dentro del Complejo Mina Gonzalito. Estas fajas conforman dos juegos principales, uno NNO, subparalelo a la Faja de Cizalla El Jagüelito, y otro ENE. El primero presenta foliaciones de alto ángulo mientras que para el segundo se observan foliaciones miloníticas de bajo ángulo. En ambos juegos los desplazamientos no son fácilmente observables y muchas veces son incongruentes entre

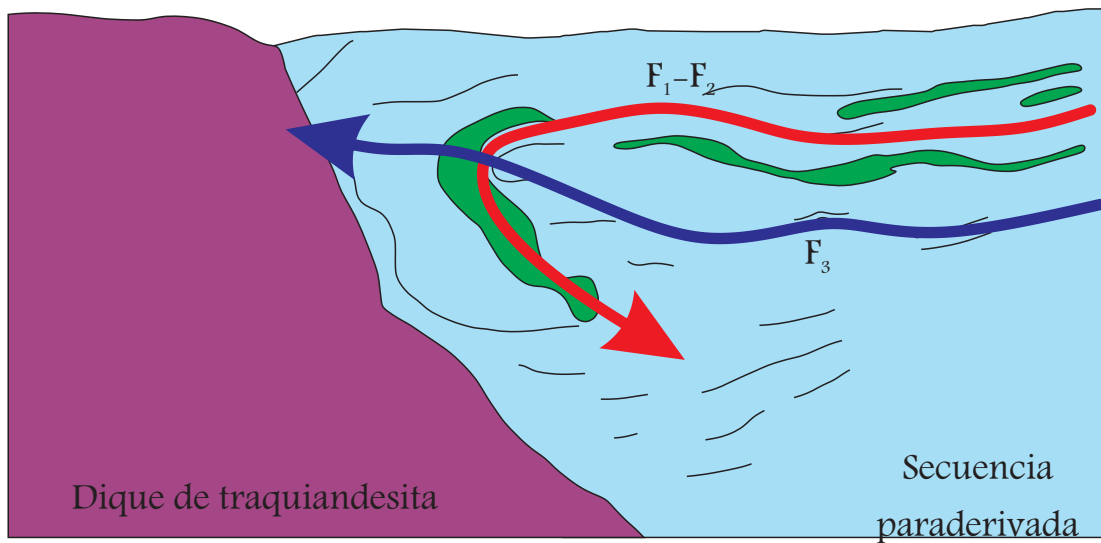
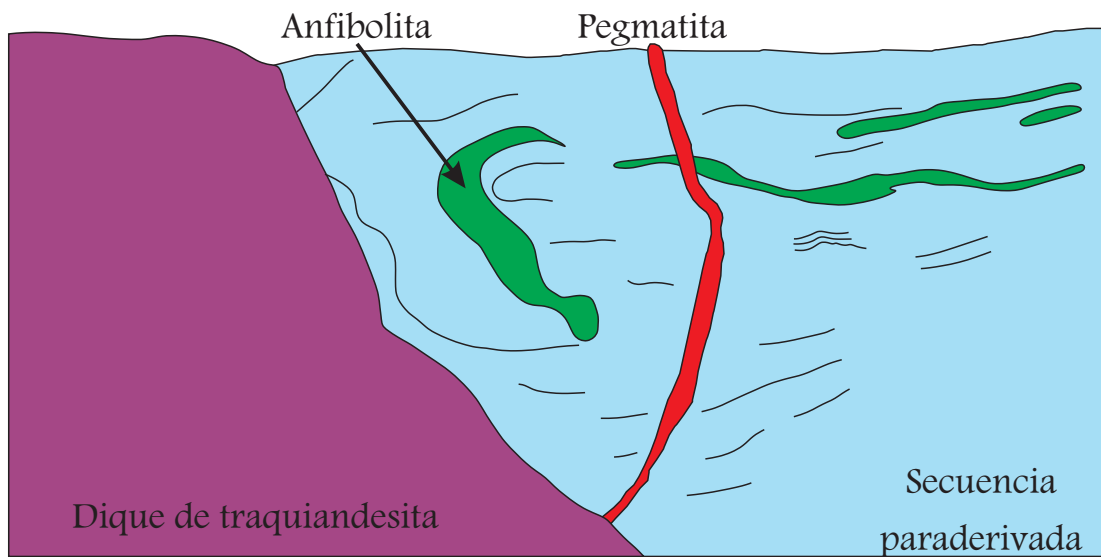


Figura 2.5. Estructura interna del basamento del Complejo Mina Gonzalito interpretada sobre una fotografía de campo.

sí. Todas las zonas de cizalla serían de naturaleza inversa con una importante componente de desplazamiento de rumbo. Los desplazamientos opuestos observados para una misma zona de cizalla pueden reflejar movimientos complejos a lo largo de esta, incluso reactivaciones de carácter dúctil hasta inversión durante la deformación. En cualquier caso las zonas de cizalla internas del Complejo Mina Gonzalito no separan de forma clara bloques con diferente grado metamórfico. Por esta razón es que se considera a todo el bloque que constituye el Complejo Mina Gonzalito como un único elemento que presenta una deformación dúctil homogénea y una deformación tardía en fajas de cizalla que corta la anterior y pone en contacto diferentes elementos litológicos y estructurales dentro del complejo.

Los granitoides incluidos en el Complejo Mina Gonzalito merecen un párrafo aparte por su variedad y complejidad. El más antiguo conocido es el ortogneis granodiorítico del sector occidental del complejo que fue datado por [Varela *et al.* \(2009\)](#) en 492 ± 6 Ma. Este cuerpo corta la caja metamórfica incorporando enclaves de la misma, posteriormente deformado junto con ella. Por esa razón ha sido considerado como intertectónico de la deformación Cambro-Ordovícica.

Los cuerpos ígneos peraluminosos, tanto los laminaras como los globosos, presentan una relación sin- a tardío tectónica con la estructura dúctil S_1 - S_2 de la caja metamórfica y son incluidos por los pliegues del F_3 . El enjambre longitudinal de diques de leucogranito fue propuesto como previo a la intrusión de los facolitos, el Plutón Tapera y el Plutón María Teresa ([González *et al.* 2008](#)). Estos últimos presentan edades Ar-Ar *ca.* 260 Ma por lo que han sido propuestos como integrantes del Complejo Plutónico Paileman ([Grecco y Gregori, 2011](#)). Más al norte, en el Arroyo Tembrado afloran los

intrusivos Granodiorita Arroyo Tembrado y el Granito Paileman, ambos incluidos dentro del Complejo Plutónico Paileman, que cortan de forma neta, discordante y disarmónica a las metamorfitas del Complejo Mina Gonzalito (Giacosa, 1984 y 1997). Esta diferencia en el comportamiento reológico de cuerpos que se suponen de la misma edad hace pensar que el sistema Ar-Ar de los facolitos debió de haber sufrido una apertura y reseteo como el descrito por Varela *et al.* (2011) para el ortogneis del Complejo Mina Gonzalito (257 Ma por el método Rb-Sr en roca total).

Cortando de manera neta a todas las rocas previas se presenta un enjambre de diques granítico-pegmatíticos con cuarzo, feldespato alcalino, muscovita y turmalina. Estos cuerpos son claramente posteriores a la deformación dúctil del basamento pero muestran pliegues a veces abiertos a veces cerrados cuyos ejes coinciden con los pliegues F₃. Sobre una de estas pegmatitas fue obtenida una edad K-Ar en muscovita de 249±9 Ma (Genovese, 1995).

2.2.2. Formación El Jagüelito

En el área aledaña a la Mina Gonzalito la Formación El Jagüelito está representada por tabiques aislados, alineados a lo largo de la Faja de Cizalla El Jagüelito. El contacto con el Complejo Mina Gonzalito es tectónico y presenta metamorfismo de contacto al estar incluidos los tabiques en el Plutón Peñas Blancas (Fig. 2.1).

Esta unidad se compone esencialmente de filitas con clorita, biotita, muscovita, cuarzo y feldespato. En un tabique cercano al casco de la Estancia Peñas Blancas por la ruta provincial 61, se pudo reconocer la presencia de metabasitas (esquistos verdes) y el

efecto térmico del Plutón Peñas Blancas sobre las ectinitas. El grado metamórfico de estas rocas corresponde a la facies de Esquistos Verdes, en la zona de biotita.

Se pueden reconocer en ellas por lo menos tres eventos de deformación, los dos primeros de carácter dúctil responsables del clivaje S_1 y S_2 de disposición general NNO, y un tercer evento de tipo frágil-dúctil caracterizado por pliegues de tipo Kink que crenulan las foliaciones previas. Estos elementos de fábrica, si bien penetrativos en la roca, carecen de continuidad al estar circunscriptos a los bloques aislados que representan a esta unidad.

La edad de esta unidad está limitada por la edad del Plutón Peñas Blancas que fue datado por el método U-Pb SHRIMP en 471 Ma. Este intrusivo incluye los tabiques de la Formación El Jagüelito posteriormente a su deformación y metamorfismo y les sobreimpone un efecto térmico. Por lo tanto la sedimentación y metamorfismo de esta unidad en el área de la Mina Gonzalito sería anterior a 471 Ma (Edad Floiense del Ordovícico temprano).

2.2.3. Plutón Peñas Blancas

El Plutón Peñas Blancas está afectado por dos importantes fajas de cizalla de edad pérmica, la Faja de Cizalla Peñas Blancas y la Faja de Cizalla El Jagüelito. Esta última lo pone en contacto tectónico con el Complejo Mina Gonzalito. Es cubierto por flujos piroclásticos jurásicos del Complejo Volcánico Marifil y por los basaltos terciarios.

Este Plutón está compuesto por diferentes facies de granito de grano grueso, microgranitos y pegmatitas. Estas rocas son afectadas por las fajas de cizalla dúctiles del

Pérmico que generan milonitas graníticas. La composición predominante es un granito biotítico rosado de textura granosa a porfiroide con grandes cristales de microclino (cuarzo, microclino, plagioclasa y biotita). Se presentan variedades de tendencia peraluminosa con dos micas (biotita y muscovita) y con muscovita y granate. Diques de microgranito con muscovita y otros con textura pegmatítica cortan a los granitoides antes mencionados e inyectan la caja de la Formación El Jagüelito.

Sobre la base de sus relaciones estratigráficas y a una edad K-Ar de 197 ± 8 Ma el Plutón Peñas Blancas fue propuesto como pérmico (Giacosa, 1993), hasta posiblemente jurásico (Busteros *et al.* 1998) en comparación con el Granito Flores (188 ± 3 Ma en Pankhurst *et al.* 1993). La edad de este intrusivo fue recientemente acotada por García *et al.* (2014) en $471 \pm 2,8$ Ma a través del método U-Pb SHRIMP en circones magmáticos. Este nuevo dato evidencia la apertura y reseteo de los sistemas isotópicos de menor temperatura de bloqueo (K-Ar, Ar-Ar y Rb-Sr) como fuera propuesto por Varela *et al.* (2011).

2.3. Magmatismo del Paleozoico Tardío y Mesozoico Temprano

2.3.1. Magmatismo Permo-Triásico

El magmatismo permo-triásico del Ciclo Gondwánico (*sensu* Linares *et al.* 2002) incluye al Complejo Plutónico Paileman y al enjambre longitudinal de diques traquiandesíticos. En el área de la Mina Gonzalito este último conjunto de rocas es el más representativo de dicho magmatismo.

El Plutón La Verde del Complejo Plutónico Paileman es el principal exponente de esta unidad en el área de estudio. De composición granodiorítica con cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, anfíbol y biotita, es cortado por diques aplíticos, traquiandesíticos-lamprofiricos y riolíticos. Su encajante es el Plutón La Laguna perteneciente al mismo complejo aunque presenta una fuerte milonitización y sus afloramientos son saltuarios. Es cubierto por las ignimbritas riolíticas del Complejo Volcánico Marifil. No presenta relaciones de corte directas con las rocas de basamento. Su edad fue acotada por el método U-Pb SHRIMP en circón a $261,1 \pm 2,0$ Ma –edad Capitanense del Pérmico medio– (García *et al.* 2014b). En esta granodiorita se ha observado la presencia de fajas de cizallas discretas con características frágil a frágil-dúctil.

El enjambre longitudinal de diques mesosilícicos representan el único evento magmático mesozoico en el ámbito de la Mina Gonzalito, lo que les confiere un carácter fundamental a la hora de referirnos a los sistemas hidrotermales que se emplazan en dicha zona. Por esta razón serán tratados en detalle más adelante en este capítulo.

2.3.2. Complejo Volcánico Marifil

No se han encontrado en el área de la Mina Gonzalito rocas volcánicas ni volcanoclásticas asignables al Complejo Volcánico Marifil. La Sierra de Paileman al Norte y la continuación de los afloramientos de la localidad de Sierra Grande al Sur de los afloramientos del Complejo Mina Gonzalito (Fig. 1.1), son los depósitos más cercanos del vulcanismo jurásico a la Mina Gonzalito y se disponen en un radio de 18 kilómetros respecto de esta.

Existen al NO del área de estudio pequeños cuerpos volcánicos y subvolcánicos riolíticos asignados al Complejo Volcánico Marifil del Jurásico, pero que no cuentan con una edad radiométrica que lo corrobore (Fig. 2.1 y 2.2). Por esta razón su posición estratigráfica resulta incierta y podrían corresponder tanto al Ciclo Eruptivo Gondwánico como al Jurásico. En todo caso estos cuerpos son poco voluminosos y están restringidos a un sector específico del área de estudio, por lo que no serían representativos del magmatismo mesozoico en esta zona.

2.4. Zonas de cizalla Gondwánicas (Pérmico-Triásico)

La deformación pérmica del Ciclo Gondwánico fue propuesta para el área de Mina Gonzalito por [Giacosa \(1987, 2001\)](#). Este autor atribuyó el emplazamiento del Complejo Plutónico Paileman en un sistema de fallas de desplazamiento lateral con características frágil a frágil-dúctil (con transiciones hacia el campo dúctil) desarrolladas durante la deformación permo-triásica. Más tarde [von Gosen \(2002\)](#) reforzó esta propuesta incluyendo observaciones sobre los estilos estructurales de los pliegues que afectan a la cubierta sedimentaria del Silúrico (Formación Sierra Grande) en el área de Sierra Grande. Además, se ha establecido una comparación entre la deformación de la Formación Sierra Grande con la cubierta sedimentaria del sistema plegado y corrido de Sierra de la Ventana ([Japas 2001; von Gosen, 2002](#)). La presencia de zonas de cizalla frágiles y dúctiles de naturaleza inversa y pliegues con vergencia al SO, ha sido atribuida a un sistema compresivo donde el eje de los máximos esfuerzos se ubicaría con rumbo NE-SO ([von Gosen, 2002](#)).

Estas zonas cizallas respondieron de manera diferente durante la etapa compresiva, en la cual funcionaron como fallas inversas construyendo el edificio orogénico. Durante la etapa posorogénica coinciden parcialmente con las estructuras extensionales que canalizan el ascenso de fluidos magmáticos. Durante esta última etapa en particular se registra una intensa actividad magmática en el ámbito del Macizo Nordpatagónico.

En el área de la Mina Gonzalito las fajas de cizalla El Jagüelito y Peñas Blancas (Giacosa, 2001) son las estructuras más relevantes de esta fase de deformación.

2.4.1. Faja de Cizalla El Jagüelito.

La estructura Gondwánica más destacable en el área de la Mina Gonzalito corresponde a la Faja de Cizalla El Jagüelito. Con hasta 3 km de ancho se extienden en una faja de rumbo NO-SE desde la localidad de Sierra Paileman por 50 Km hacia el SE, donde el Complejo Volcánico Marifil anega la geología más antigua. Esta estructura yuxtapone el basamento ígneo-metamórfico del Complejo Mina Gonzalito con el Plutón Peñas Blancas, incluyendo una lámina tectónica de la Formación El Jagüelito (Fig. 2.1).

Por su orientación esta estructura puede asignarse a la actividad tectónica del Pérmico como fuera propuesta por von Gosen (2002) con una fase de deformación dúctil inicial durante la cual se formarían milonitas y protomilonitas, culminando en un sistema frágil a frágil-dúctil con la formación de un splay tipo “cola de caballo” de rumbo N-S el cual podría interpretarse como la terminación de la estructura.

Las rocas que componen la Faja de Cizalla El Jagüelito son milonitas de las rocas del Complejo Mina Gonzalito y del Plutón Peñas Blancas, dispuestas en escamas tectónicas a lo largo de la faja de cizalla. Milonitas graníticas que gradan a protomilonitas y cataclasitas de la misma composición.

La foliación milonítica es mimética con la metamórfica cuando se observan las milonitas derivadas de rocas metamórficas. En ellas la lineación de estiramiento suele ser subhorizontal, entre 14° y 22° N y NE. En las milonitas graníticas la foliación presenta una orientación $N310^\circ$ a 345° inclinando entre 35° y 65° al NE; la lineación se dispone con rumbo N 20° a 40° inclinando entre 33° y 55° .

La cinemática de esta zona de cizalla fue propuesta como transpresiva dextral existiendo evidencias de una reactivación de carácter frágil de esta estructura para tiempos jurásicos (Giacosa, 2001).

2.4.2. Faja de Cizalla Peñas Blancas.

Con rumbo subparalelo a la Faja de Cizalla El Jagüelito se dispone Faja de Cizalla Peñas Blancas (Giacosa, 2001). Esta estructura se ubica 8 kilómetros al oeste de la Faja de Cizalla El Jagüelito y presenta menor exposición que esta, tan solo es observable por 20 kilómetros en rumbo ya que se encuentra cubierta por los basaltos del Somún Cúra al NO y por las vulcanitas jurásicas al SE (Fig. 2.1).

Se reconocen en la Faja de Cizalla Peñas Blancas milonitas del Plutón Peñas Blancas las cuales se disponen en escamas con grados variables de milonización. Entre fajas de promilonitas se intercalan, a veces con pasajes graduales y a veces por contacto neto,

escamas del granito indeformado y milonitas finamente bandeadas. De forma paralela a la foliación milonítica se desarrollan estructuras frágiles algunas de las cuales se encuentran rellenas con diques riolíticos asignables al Complejo Volcánico Marifil.

La foliación milonítica de esta faja de cizalla presenta un rumbo general N 300° con inclinaciones que tienden de subverticales a 60° al NE. La lineación de estiramiento buza 48° al NE o bien presenta un rake de 90°. Sobre esta fábrica se desarrollan indicadores cinemáticos dextrales que incluyen pliegues intrafoliares, porfiroclastos tipo σ y δ y foliaciones S-C.

2.4.3. *Grados metamórficos.*

En ambas fajas de cizalla se aprecia una variación del grado metamórfico en función de la distribución heterogénea de la deformación a lo largo y ancho de las estructuras. Las fajas que evidencian los mayores efectos del metamorfismo dinámico presentan deformación de los cristales de microclino por microfallas sintéticas y antitéticas respecto de la foliación milonítica, pertitas en llama, plagioclasa con “codos” y microfracturas. También se desarrollan cintas de cuarzo con una intensa recristalización y en algunos sectores pueden observarse porfiroclastos manteados. Estas características apuntan a una temperatura de deformación variable entre 300°C a 500°C.

2.4.4. *Relaciones estratigráficas y edad.*

Las fajas de cizalla El Jagüelito y Peñas Blancas afectan al Plutón Peñas Blancas y sus milonitas son cortadas por diques graníticos, traquiandesíticos y riolíticos de posible edad pérmica, triásica y jurásica respectivamente. Existen sobreimpuestas a las estructuras

dúctiles venillas extensionales y jogs dilatacionales con relleno de cuarzo que brechan las milonitas (Giacosa, 2001).

Debido a la falta de controles temporales precisos la deformación dúctil de estas estructuras fue propuesta de edad pérmica con reactivaciones frágiles durante el Jurásico (Giacosa, 2001). Las recientes edades radiométricas tanto del Plutón Peñas Blancas ($471,0 \pm 2,8$ Ma en García *et al.* 2014a) como del enjambre de diques mesosilícicos ($243,6 \pm 1,7$ Ma en González *et al.* 2014) establecen un rango temporal amplio que no permite precisar el momento en el que se desarrolló la deformación dúctil de estas fajas de cizalla. La edad de cristalización de los diques traquiandesíticos pone una edad mínima a las fajas de cizalla que son previas a 243 Ma. Si consideramos que los diques graníticos corresponden a los últimos estadios de cristalización del Plutón La Laguna, la deformación dúctil podría ser considerada previa a 261 Ma.

2. 5. El magmatismo triásico en el distrito Mina Gonzalito.

Como se ha mencionado anteriormente, la unidad magmática que podía presentar mayor interés desde el punto de vista metalogenético para el distrito es el enjambre de diques mesosilícicos. Por este motivo se describirá y discutirá a continuación la petrología, geoquímica y edad de este conjunto de cuerpos subvolcánicos.

2.5.1. Geología del enjambre

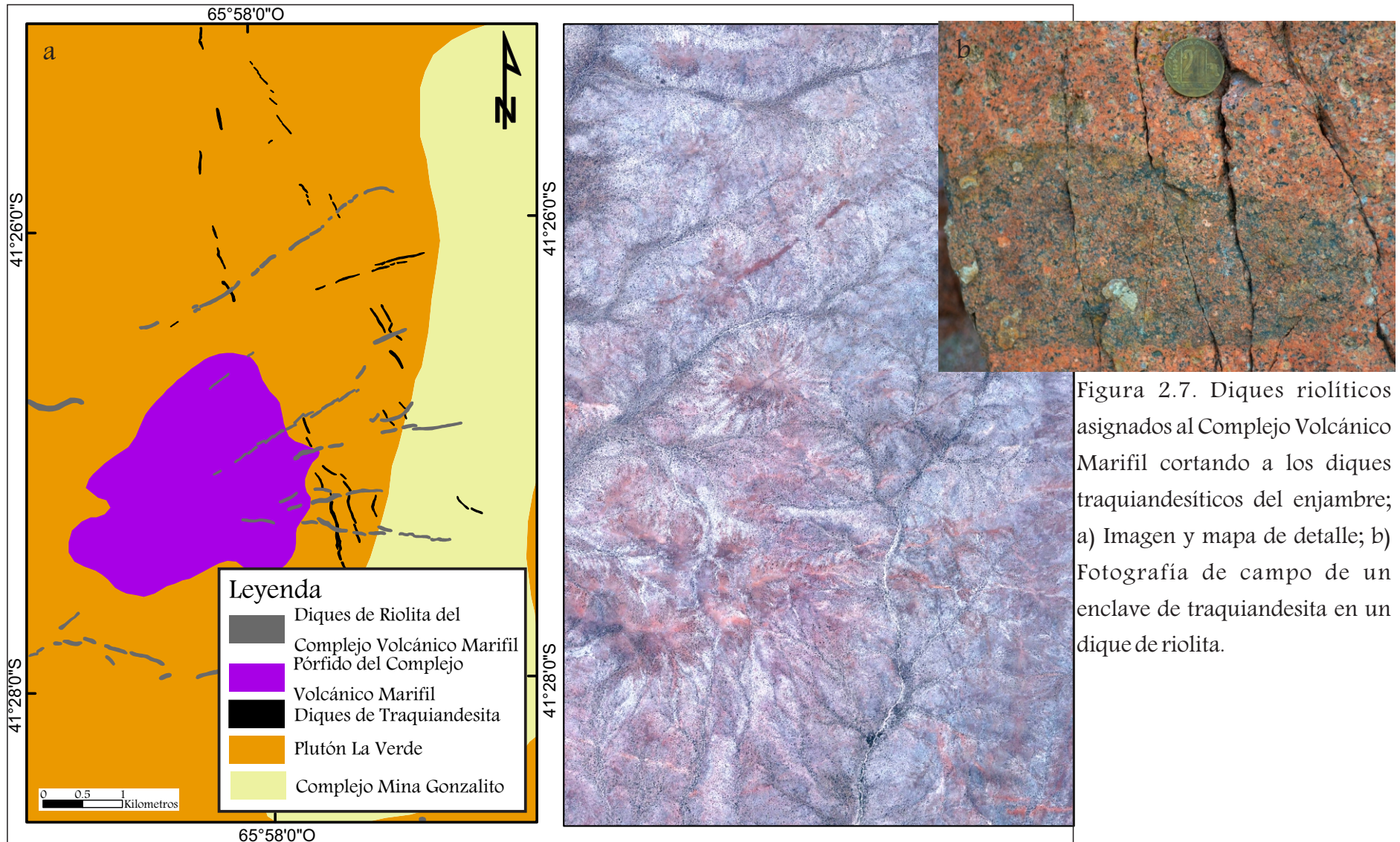
Los diques traquiandesíticos se agrupan en un enjambre longitudinal de rumbo NO-SE e inclinación sub-vertical (Fig. 2.2). En forma individual algunos cuerpos presentan un diseño *en echelon* o bien son rectos. El enjambre se extiende en toda el área

de estudio desde el Rincón de Paileman al pie de la Meseta del Somún Cúra hasta los afloramientos más australes del Complejo Mina Gonzalito en el Arroyo Salado, unos 46 km de largo; y por 35 km de ancho entre la Laguna Grande, al noreste de Mina Gonzalito, y la localidad de Los Berros. [González *et al.* \(2014\)](#) extendieron el enjambre desde la Punta Pórfido, en la costa Atlántica, hasta la localidad de Valcheta abarcando más de 200 Km de largo en el rumbo.

Los diques son tabulares y exhiben desde unos pocos metros hasta 20 km de largo y el espesor varía desde unos pocos centímetros hasta 15 m. El contacto con las rocas de caja es neto, recto y con un alto contraste reológico; los diques cortan claramente las estructuras metamórficas dúctiles del basamento (Fig. 2.6a y b). Las rocas son castaño-rojizas a castaño-amarillentas, en ocasiones grisáceas, y su estructura primaria es una laminación por flujo magmático con algunos pliegues por de flujo (Fig. 2.6 c y d). Tienen bordes enfriados de grano fino con textura afanítica y de pocos centímetros de espesor. En el contacto con la caja se reconoce un borde cocido de pocos milímetros de espesor. El interior de los diques es porfírico con fenocristales orientados por el flujo y en forma paralela a la laminación. La composición predominante de los diques, determinada petrográficamente, es andesítica y latítica (equivalente petrográfico de las traquiandesitas) y tiene una distribución interna homogénea en los cuerpos. Se han reconocido cuerpos de lamprófiro espessartítico que cortan a los diques de traquiandesita y en ocasiones parecen conformar parte de sus bordes (Fig. 2.6 e; ver también [Valvano, 1956](#) y [Vallés, 1978a](#)). Además, la composición de un dique en echelon en la Mina Gonzalito es heterogénea con segmentos de traquiandesita en el NO y un segmento de riolita al SE (Fig. 2.2).



Figura 2.6. Fotografías de campo de los diques que conforman el enjambre NO; a) Aspecto general de un dique cortando las metamorfitas de bajo grado de la Formación El Jagüelito; b) Relación de los diques con el basamento de alto grado del Complejo Mina Gonzalito; c) Aspecto general de las rocas traquiandesíticas que conforman los diques; d) Foliación magmática típica de estos cuerpos; e) Fotografía de la relación entre los cuerpos de lamprófiro espessartítico que cortan a los diques de traquiandesita.



El enjambre trunca la estructura interna de las rocas metamórficas de alto grado del Complejo Mina Gonzalito, a las milonitas de la Zona de Cizalla El Jagüelito y a los granitoides del Complejo Plutónico Pailemán (Fig. 2.1 y 2.6a y b; [Busteros *et al.* 1998](#); [Giacosa 2001](#); [von Gosen 2002](#); [González *et al.* 2008](#); [González *et al.* 2013](#)). A su vez, diques riolíticos asignados al Complejo Volcánico Marifil cortan a los diques traquiandesíticos (Fig. 2.7 a y b). Las estructuras mineralizadas del Distrito Gonzalito cortan y desplazan a los diques del enjambre, tanto a los traquiandesíticos como a los riolíticos. Edades radimétricas K-Ar entre 207 ± 11 Ma y 221 ± 12 Ma han sido obtenidas sobre diques del enjambre ([Valles, 1978a](#) y [Genovese, 1995](#)). Recientemente [González *et al.* \(2014\)](#) han publicado una edad U-Pb (LA-MC-ICP-MS) en circones obtenidos de un dique de tranquiandesita de $243,6 \pm 1,7$ Ma; este dato será desarrollado y evaluado oportunamente en el capítulo 5 de esta tesis junto con la edad radimétrica de la mineralización y del Complejo Mina Gonzalito.

Diques riolíticos de rumbo NO-SE emplazados dentro de la Faja de Cizalla El Jagüelito comparten con los diques traquiandesíticos su geometría, características geológicas y las mismas relaciones estratigráficas con la caja. En los alrededores del puesto El Jagüelito, un dique riolítico de rumbo NO-SE con 15 metros de potencia y 500 metros de largo está asociado al domo riolítico sub-volcánico del Cerro El Morro que fue incluido dentro del Complejo Volcánico Marifil por [Busteros *et al.* \(1998\)](#). Asimismo, en el Rincón de Paileman un dique riolítico es el conducto que alimenta un domo de la misma composición, y donde ambos tienen un rumbo general NO-SE. Otro dique riolítico en el Oeste de la Estancia Tres Hermanos también está alojado en la faja de Cizalla el Jagüelito y no es consanguíneo con ningún cuerpo intrusivo sub-volcánico. Existen además diques

riolíticos de rumbo NO-SE emplazados a lo largo de la Faja de Cizalla Peñas Blancas de forma concordante con la foliación milonítica de la misma. Aunque las relaciones estratigráficas son poco claras o inexistentes, por su composición mineralógica los diques riolíticos podrían ser asignados a la sección superior acida del Complejo Volcánico Marifil (Malvicini y Llambias, 1974; Pankhurst *et al.* 2000).

2.5.2. Petrografía

Se analizaron 48 cortes petrográficos sobre los que se determinó que los diques están constituidos esencialmente por andesitas, latitas –traquiandesitas– y riolitas, estas últimas pertenecientes a los cuerpos que guardan semejanza con aquellos mesosilícicos del enjambre. La presencia de textura lamprofirica en algunos diques llevo a clasificar esta variedad como lamprófiro de tipo espessartítico debido a sus fenocristales de hornblenda y su mayor proporción de plagioclasa sobre feldespato alcalino.

En general, los bordes de los diques son afaníticos y afíricos a microporfíricos. La presencia de bordes cocidos de escasos milímetros indica el alto contraste térmico con las rocas de caja. En el centro de los cuerpos más potentes y en los sectores engrosados tienen texturas porfíricas y seriadas hasta microgranosas, incluso agpaítica como en un dique microsienítico del Rincón de Paileman. Los fenocristales están orientados en forma concordante con la laminación ígnea.

Las andesitas presentan bordes afíricos con textura traquítica, compuesta principalmente de plagioclasa y anfíbol. En el centro, muestran textura porfírica que se compone de fenocristales de plagioclasa y anfíbol, y ocasionalmente de biotita. Aquí la

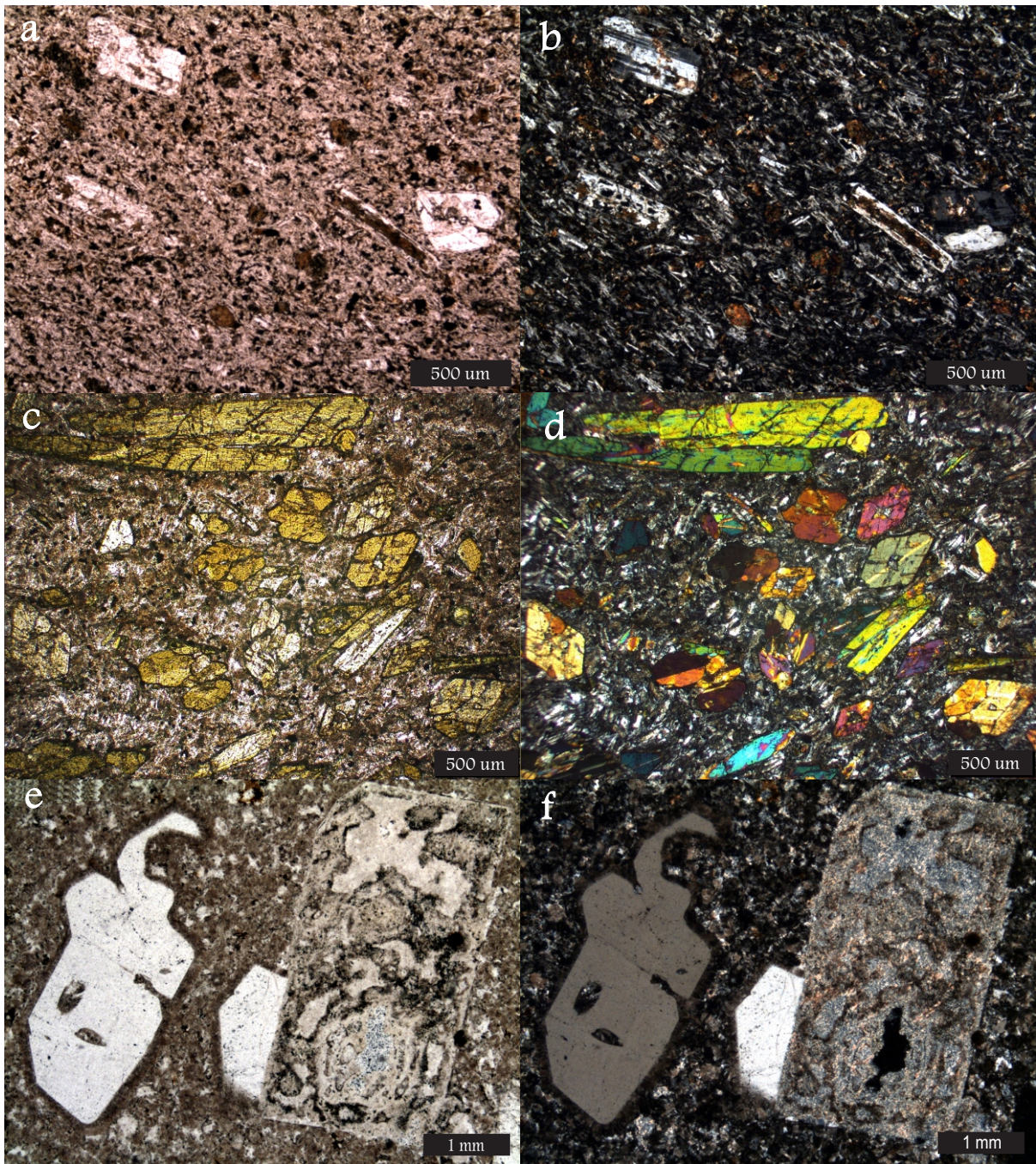


Figura 2.8. Fotomicrografías de los diques del enjambre NO mostrando sus texturas y mineralogía típicas; a) Fotomicrografía con nicoles paralelos de una andesita - traquiandesita con textura porfírica donde los fenocristales de plagioclasa y anfíbol “flotan” en una pasta con textura traquítica; b) Idem anterior con nicoles cruzados; c) Fotomicrografía a nicoles paralelos de un lamprófiro espartítico con textura lamprofírica donde los fenocristales de anfíbol “flotan” en una pasta con textura pilotáxica con sectores traquíticos; d) Idem anterior con nicoles cruzados; e) Fotomicrografía a nicoles paralelos de una riolita con textura porfírica donde los fenocristales de cuarzo y feldespato están rodeados por una pasta felsítica, puede apreciarse las formas irregulares de los fenocristales de cuarzo (engolfamientos) y la fuerte alteración que presentan los feldespatos; f) Idem anterior con nicoles cruzados.

pasta es de la misma composición que los fenocristales y presenta como minerales accesorios apatita (≤ 300 micrones de largo), circón y, en ocasiones, titanita.

Los diques de latita –traquiandesita– (Fig. 2.8 a y b) son composicionalmente homogéneos, aunque según el espesor de los cuerpos la textura varía entre porfírica en los delgados y microgranosa en los potentes. Las traquiandesitas presentan bordes afíricos a microporfíricos compuestos por una pasta de plagioclasa, feldespato alcalino y anfíbol con textura traquítica (Fig. 2.8 a y b). La textura porfírica del núcleo se compone de fenocristales de plagioclasa, feldespato alcalino, anfíbol y biotita, en una pasta de composición similar. Presentan apatita, circón y titanita como minerales accesorios. Además, la pasta de los diques traquiandesíticos más evolucionados tiene un mosaico de cuarzo granular ubicado en forma tardía e intersticial al resto de los minerales.

Los lamprófiro espesartíticos (Fig. 2.8 c y d), que conforman diques individuales o aparecen en los bordes de diques más evolucionados, tienen textura lamprofírica y están compuestos por fenocristales de anfíbol en una pasta constituida de plagioclasa y anfíbol. En ocasiones estos diques son tardíos ya que intruyen a las andesitas y traquiandesitas.

El dique de riolita que se encuentra en continuidad del traquiandesítico al sur de la Mina Gonzalito es porfírico y tiene abundantes fenocristales de cuarzo, anortoclasa y plagioclasa, y escasa biotita (Fig. 2.8 e y f). El cuarzo es euhedral con engolfamientos e inclusiones de la pasta felsítica. Sobre los mismos se dispone un feldespato alcalino de textura granofírica. La anortoclasa está fresca y con textura intracristalina lamelar. La plagioclasa presenta zonación normal, marcada por núcleos más anortíticos con

alteración argílica y sericítica, y bordes más albiticos poco o no afectados por esta alteración. Como minerales accesorios tiene apatita y circón.

La riolita porfírica del dique del cerro El Morro presenta fenocristales de cuarzo y feldespato alcalino y está intensamente silicificada. En la pasta de textura felsítica se reconocen filetes de flujo en forma difusa y numerosos vitroclastos con forma de pared de burbuja y desvitrificados a un agregado de cuarzo (Fig. 2.9 a y b). El dique riolítico de la Estancia Tres Hermanos presenta una textura porfírica con fenocristales de cuarzo y feldespato alcalino en una pasta microgranosa a micrográfica.

2.5.3. *Alteración*

Para las andesitas, traquiandesitas y lamprófiros los minerales secundarios de alteración son clorita, calcita, epidoto, sericita y titanita (Fig. 2.9 c y d). Se ubican sobre los minerales ortomagmáticos y en microcavidades miarolíticas que son más comunes en los sectores de grano fino de los diques. La distribución de los minerales de alteración en los diques es heterogénea, variando entre cuerpos inalterados a otros donde la alteración es pervasiva. Desde el punto de vista genético la alteración podría ser deutérica, propiciada por los fluidos propios del sistema magmático.

La plagioclasa presenta sericitización débil a moderada, tanto de los fenocristales como de la pasta, en parches y sobre los bordes de los cristales, llegando a reemplazarla completamente. Los anfíboles se encuentran reemplazados por clorita con escasa participación de calcita en parches sobre los cristales o por pseudomorfismo completo. Los feldespatos alcalinos exhiben argilización moderada.

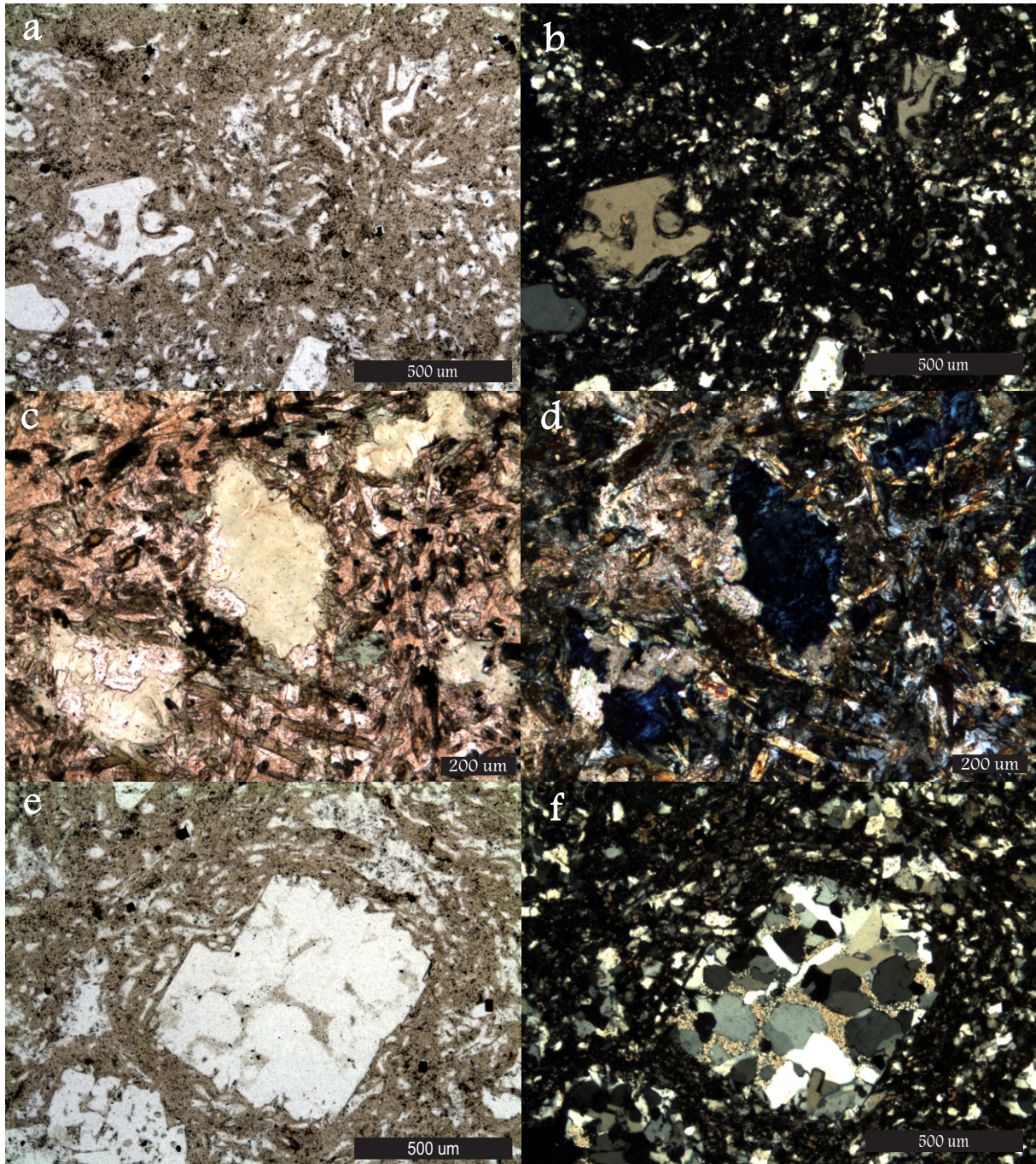


Figura 2.9. Fotomicrografías mostrando la alteración de las diferentes rocas que componen los diques del enjambre NO; a) Fotomicrografía del dique riolítico porfirico asociado al domo del Cerro El Morro en cuya pasta felsítica se reconocen filetes de flujo en forma difusa y numerosos vitroclastos con forma de pared de burbuja, estas características están parcialmente obliteradas por la intensa silicificación que presenta la roca; b) Idem anterior con nicoles cruzados; c) Traquiandesita con alteración deutérica propilítica donde puede observarse un anfíbol con remplazo pseudomórfico de clorita, calcita, epidoto y titanita; d) Idem anterior con nicoles cruzados; e) Alteración pseudomórfica de un feldespato alcalino por cuarzo, adularia y sericita en un dique riolítico; f) Idem anterior con nicoles cruzados.

Los cristales de biotita se presentan parcial a totalmente cloritizados y ocasionalmente algunos están oxidados y desferrizados.

Las micro-cavidades miarolíticas son sub-esféricas a irregulares, de hasta 1 mm de diámetro. El relleno es parcial o total con clorita, calcita, epidoto, sericita y, en menor proporción, titanita, que se ubican generalmente de forma irregular, aunque también se exhiben en anillos concéntricos donde la clorita, el epidoto y la titanita predominan en el borde y la calcita en el centro.

Los diques riolíticos presentan silicificación pervasiva intensa distribuida de forma de parches y venillas. La silicificación está acompañada de una paragénesis de alteración hidrotermal compuesta por cuarzo, adularia y sericita que se dispone en parches y de forma pseudomórfica sobre los cristales de feldespato alcalino (Fig. 2.9 e y f).

2.5.4. *Enclaves*

Los diques tienen abundantes enclaves de las rocas de caja y xenocristales de cuarzo metamórfico y feldespato (Fig. 2.10). Los enclaves son de rocas metamórficas de bajo y alto grado de la Formación El Jagüelito y el Complejo Mina Gonzalito respectivamente y también de los granitoides ordovícicos y pérmicos. Los enclaves tienen tamaños y formas variadas, desde decimétricos hasta micrométricos, y angulosos hasta redondeados. Los angulosos exhiben poca reacción con el magma hospedante, mientras que los redondeados tienen texturas de reacción con el magma. Además, éstos últimos tienen texturas más finas en el contacto con los enclaves, producto del mayor contraste térmico con estas inclusiones. Estas características no son exclusivas de un tipo litológico



Figura 2.10. Fotografías y fotomicrografías de enclaves y xenocristales presentes en los diques del enjambre NO. a) Enclave anguloso de ectinita; b) Enclave anguloso de granitoide (cuarzo, feldespato y biotita); c) Enclave de roca granítica redondeado y con borde de reacción con la roca hospedante; d) Xenocristales de feldespato potásico y cuarzo; e) Microenclave de ectinita con anillo de reacción producto del contacto con la roca hospedante; f) xenocristal de cuarzo metamórfico con extinción ondulante el cual presenta un anillo de reacción producto del contacto con el magma traquiandesítico.

particular ya que se relacionan con el tiempo de interacción con el magma y al contraste térmico entre los materiales involucrados.

Los minerales metamórficos de los enclaves de anfibolitas y esquistos biotíticos también exhiben texturas de reacción dado el desequilibrio térmico con el magma hospedante. La hornblenda está convertida en tremolita-actinolita, clorita, epidoto, carbonato y óxidos; la biotita en clorita con quistes de prehnita, y la plagioclasa a sericita y carbonato. Los xenocristales de cuarzo tienen texturas intracrystalinas en damero y presentan un anillo de carbonato, epidoto y óxidos.

2.5.5. *Geoquímica*

Con el fin de caracterizar químicamente la unidad magmática más representativa del área se obtuvieron muestras de roca fresca, libre de enclaves, de varios diques andesíticos-traquiandesíticos del enjambre incluyendo cuatro de diques riolíticos. Para el muestro se utilizó masa y martillo para reducir la muestra a fragmentos de una pulgada cubica (aproximadamente) de los cuales se recolecto, en una bolsa plástica, alrededor de cinco Kilogramos. Quince muestras entre andesitas y traquiandesitas y tres de riolita fueron chancadas y molidas hasta polvo fino impalpable en los laboratorios del Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP -CONICET). De las mismas se concentraron 20 grs. de polvo que fueron enviados a ACME Analytical Laboratories S.A. (<http://acmelab.com/>) para realizar análisis químicos de roca total. Dichos análisis se realizaron sobre 0,2 grs. de polvo de muestra por el método ICP-MS, preparados por fusión alcalina con borato de litio y diluidos por digestión ácida.

Los resultados de dichos análisis se presentan en la tabla 2.1; en dicha tabla los elementos mayoritarios están expresados como óxidos y fueron recalculados al 100% en base anhidra; los elementos minoritarios y trazas están expresados en partes por millón. A fines comparativos se incluye en la tabla un dato geoquímico de un dique perteneciente al trabajo de [Giacosa \(1993\)](#).

Los análisis químicos de la tabla 2.1 muestran que los diques andesíticos y traquiandesíticos son mesosilícicos a ácidos con 52 a 67% de SiO₂ y con un álcalis variable entre 5,37 y 9,55 % en tanto que las riolitas muestran valores de SiO₂ ente 73% y 83% y de álcalis 7,4% y 9,9%.

En la clasificación química Total Alkalis Silica ([Le Maitre et al. 2002](#)), las muestras del enjambre ocupan los campos correspondientes a las traquiandesitas basálticas (1 muestra), traquiandesitas (8 muestras), traquitas (7 muestras con el índice $100*Q/(Q+ab+an+or)$ menor a 20%) y riolitas (3 muestras; Fig. 2.11). Las rocas se ubican a lo largo de un tren continuo de incremento de SiO₂, en forma transicional entre los campos subalcalino y alcalino (Fig. 2.11; [Irvine y Baragar, 1971](#)).

En el gráfico SiO₂ vs K₂O de [Le Maitre et al. \(2002\)](#) las muestras del enjambre se ubican en el campo de la serie de alto potasio (Fig. 2.12); las riolitas muestran valores excesivamente altos de K₂O. Todas las muestras presentan un Índice de Alcalinidad menor a 1 y una diferencia Na₂O-K₂O menor a 2%. Los valores del índice de peraluminosidad ($Al_3O_{2MOL}/(Na_2O+K_2O+CaO_2)_{MOL}$) de las muestras mesosilícicas son meta-aluminosas a levemente peraluminosas variando entre 0,64 y 1,08 mientras que las riolitas son peraluminosas con un índice ente 1,05 y 1,43 (Fig. 2.13).

		Traquiandesitas y traquitas del enjambre								
		SG 2009-34	LL18	GNZ008	GNZ53A	GNZ53B	GNZ201	GNZ02	GNZ07	GNZ08
SiO ₂	%	65.86	60.28	59.65	67.02	61.54	56.05	62.72	56.27	58.81
TiO ₂	%	0.62	0.79	0.73	0.48	0.78	1.13	0.77	1.16	0.80
Al ₂ O ₃	%	17.37	15.95	16.29	15.42	14.95	16.37	16.78	16.66	16.17
Fe ₂ O ₃	%	3.40	6.51	5.71	2.90	5.58	7.15	4.72	7.48	6.11
MgO	%	0.94	4.22	4.64	2.27	4.29	4.84	1.85	4.24	4.88
MnO	%	0.04	0.10	0.08	0.04	0.09	0.11	0.06	0.12	0.09
CaO	%	2.84	4.56	4.68	2.06	3.93	5.75	3.69	5.32	4.75
Na ₂ O	%	5.02	3.52	4.19	4.46	4.06	3.31	4.12	4.54	4.07
K ₂ O	%	3.93	3.42	3.34	4.72	4.01	4.34	4.48	3.52	3.61
P ₂ O ₅	%	0.31	0.22	0.24	0.34	0.35	0.46	0.38	0.44	0.28
MnO	%	0.04	0.10	0.08	0.04	0.09	0.11	0.06	0.12	0.09
Cr ₂ O ₃	%	0.00	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02
Suma		100.37	99.70	99.65	99.74	99.69	99.63	99.65	99.85	99.69
Sc	ppm	3	16	12	6	13	12	5	15	13
Ba	ppm	1594	1017	985	1328	1313	1214	1552	1106	892
Cs	ppm	3.3	13.4	2.2	2.1	2.6	1.9	2.9	2.2	4.2
Hf	ppm	6	5.4	4.6	4.8	4.7	5.4	6.4	5.2	4.4
Nb	ppm	13	9.5	7.6	7.6	15.5	9.4	11.2	8.1	7.4
Rb	ppm	132	133.2	113.5	152.5	137	95.3	133.4	109.1	122.7
Sr	ppm	574	590.7	882	373.9	1006.5	617.7	490.1	446.8	777.8
Ta	ppm	1.2	1.1	0.8	0.9	1.2	0.6	0.9	0.5	0.8
Th	ppm	7.7	11.3	9	8.3	13.1	11.1	10.8	6	7.9
U	ppm	1.5	1.8	1.9	2.1	3.4	1.6	2.3	1.4	1.7
Zr	ppm	229	199.2	181.8	157.2	189.9	200.9	264.9	186.4	164.1
Y	ppm	7	19.6	12.1	9.8	19.6	14.1	12.8	17.5	12.6
La	ppm	34.1	43.1	32.6	25	38.3	48.1	40.5	31.7	30.3
Ce	ppm	72.1	84.3	66.5	51.3	76.2	95.1	79.6	66.6	62
Pr	ppm	8.64	9.73	7.61	6.17	8.87	10.96	9.29	8.01	7.14
Nd	ppm	34.4	37.8	31.2	24.2	33.4	41.8	35.2	32.8	28.6
Sm	ppm	6.1	6.59	5.29	4.38	6.06	7.14	6.53	6.32	5.18
Eu	ppm	1.43	1.41	1.3	1.11	1.49	1.82	1.99	1.71	1.25
Gd	ppm	4	4.79	3.95	3.32	5.1	5.18	4.78	5.04	3.85
Tb	ppm	0.4	0.71	0.52	0.42	0.71	0.69	0.6	0.69	0.51
Dy	ppm	1.9	4.14	2.5	1.89	3.96	3.09	2.65	3.5	2.42
Ho	ppm	0.3	0.71	0.44	0.36	0.73	0.56	0.41	0.66	0.49
Er	ppm	0.7	2.2	1.26	0.89	2.25	1.33	1.22	1.71	1.31
Tm	ppm	0.08	0.28	0.18	0.12	0.31	0.18	0.16	0.25	0.19
Yb	ppm	0.5	1.94	1.13	0.88	1.97	1.16	1.08	1.62	1.15
Lu	ppm	0.07	0.27	0.16	0.12	0.31	0.15	0.16	0.25	0.17

Tabla 2.1. Resultados de analisis quimicos de los diques del enjambre (continúa)

		Traquiandesitas y traquidacitas del enjambre						Riolitas			
		Giacosa, 1993						Pto. El	Mina	Rincón de	
		GNZ10	GNZ14	GNZ17	GNZ18	GNZ19	GNZ21	CVM 218	Jaguelito	Gonzalito	Pailleman
SiO ₂	%	51.96	65.17	65.95	66.21	58.39	59.57	65.78	82.89	78.37	73.18
TiO ₂	%	1.28	0.59	0.61	0.50	0.70	1.14	0.60	0.06	0.13	0.34
Al ₂ O ₃	%	14.72	17.34	17.47	15.61	14.45	16.18	17.19	8.99	12.29	13.72
Fe ₂ O ₃	%	8.76	3.30	3.27	3.23	6.19	6.82	4.16	0.29	0.84	1.77
MgO	%	8.41	0.98	1.06	2.45	6.54	3.13	0.98	0.04	0.30	0.41
MnO	%	0.14	0.04	0.05	0.04	0.11	0.10	0.11	0.00	0.03	0.02
CaO	%	8.25	2.49	1.47	2.72	5.56	4.81	2.76	0.24	0.12	0.30
Na ₂ O	%	3.71	5.45	5.63	4.71	3.66	3.48	4.97	0.14	0.09	0.22
K ₂ O	%	1.65	3.99	3.92	4.06	3.67	3.73	3.72	7.32	7.58	9.66
P ₂ O ₅	%	0.62	0.30	0.29	0.19	0.34	0.57	0.36	0.00	0.04	0.07
MnO	%	0.14	0.04	0.05	0.04	0.11	0.10	0.11	0.00	0.03	0.02
Cr ₂ O ₃	%	0.07	0.01	0.00	0.01	0.05	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Suma		99.72	99.70	99.77	99.78	99.76	99.63	100.73	99.98	99.83	99.71
Sc	ppm	21	3	3	7	15	14		2	3	5
Ba	ppm	649	1102	1376	1082	899	1817		173	498	1204
Cs	ppm	3.8	3.2	2	3.2	2.7	4.1		4.3	17.8	9.1
Hf	ppm	5.4	5.9	6	4.7	4.2	6.9		2.4	4.1	6.8
Nb	ppm	20.6	10.2	10.5	6.7	6.1	15.9		20.2	24.7	24.5
Rb	ppm	41.7	118.8	106.9	127.9	120.8	94.7		422.2	487.7	429.5
Sr	ppm	623.2	698.1	783.9	626.1	438.7	864.1		74	45.1	53.4
Ta	ppm	1	1	1.2	0.9	0.6	0.8		4.3	3.3	3.2
Th	ppm	13.1	7.4	7.4	12.5	8	10.3		22.3	27.8	29.6
U	ppm	2.4	1.5	1.7	3.1	1.6	2.7		2.9	5.7	5.1
Zr	ppm	225.8	239	242.6	165.8	131.3	244.8		45.4	81.4	223.6
Y	ppm	20.3	6.5	7.4	10.3	13.8	24.3		10.1	15.2	27.4
La	ppm	41.6	35.4	36.3	34.1	27.5	53.1		13.7	26.4	57.4
Ce	ppm	87.4	72.1	75	66.9	55.6	100.7		26.3	49.2	123.5
Pr	ppm	10.22	8.64	8.67	7.42	6.54	12.05		2.42	4.84	12.07
Nd	ppm	42.3	31.3	36.2	29.5	29.5	48.9		6.7	13.8	42.4
Sm	ppm	7.28	5.34	5.58	5.12	4.65	7.75		1.03	2.37	6.75
Eu	ppm	1.84	1.29	1.36	1.16	1.15	2.04		0.08	0.36	0.96
Gd	ppm	5.77	3.83	3.95	3.58	3.59	6		0.96	1.86	5.04
Tb	ppm	0.8	0.43	0.42	0.44	0.49	0.84		0.18	0.31	0.78
Dy	ppm	4.31	1.68	1.72	2.12	2.41	4.87		1.15	1.9	4.68
Ho	ppm	0.75	0.26	0.22	0.4	0.55	0.87		0.26	0.47	0.98
Er	ppm	2.05	0.48	0.59	1.21	1.4	2.24		1.13	1.57	2.93
Tm	ppm	0.28	0.07	0.06	0.15	0.21	0.36		0.19	0.3	0.5
Yb	ppm	1.94	0.5	0.43	0.99	1.5	2.17		1.61	2.32	3.28
Lu	ppm	0.25	0.06	0.05	0.15	0.19	0.33		0.26	0.33	0.51

Tabla 2.1. (continuación) La muestra CVM 218 corresponde al trabajo de Giacosa (1993).

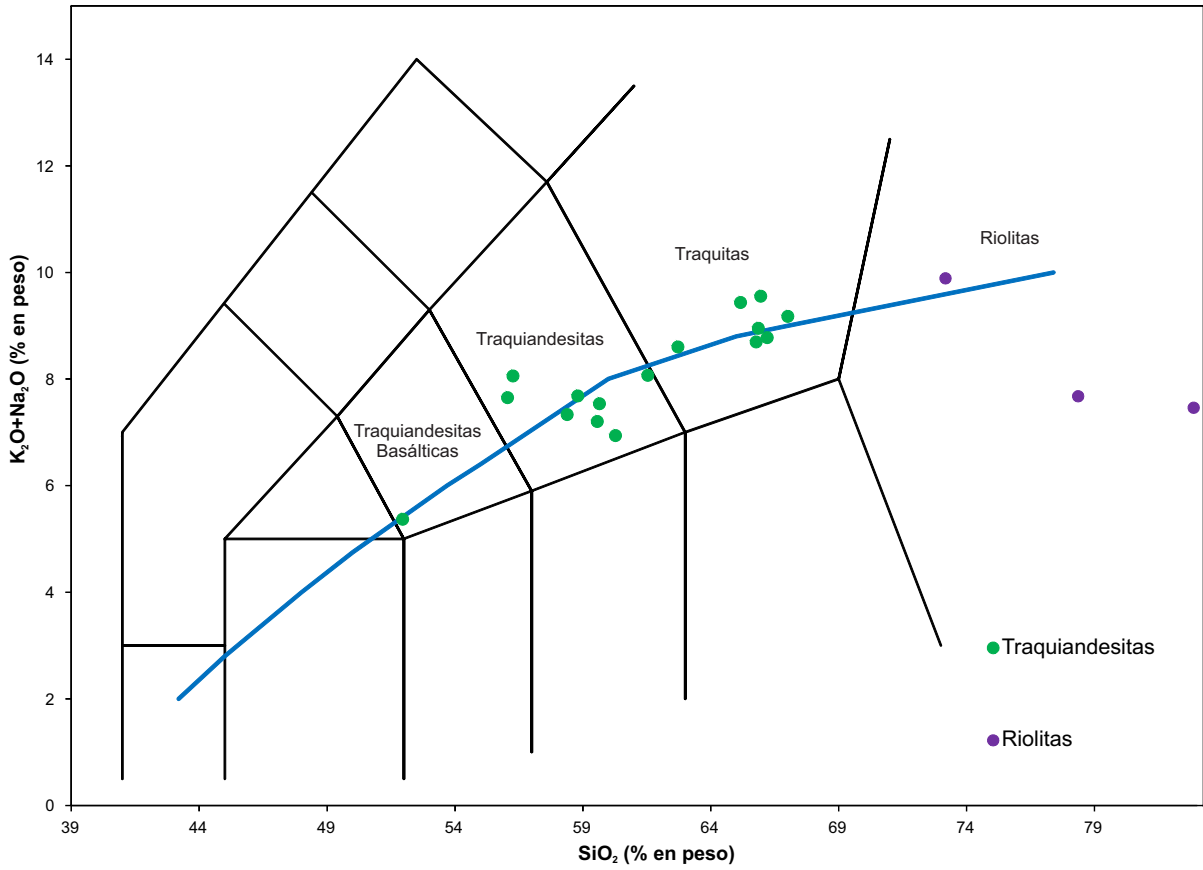


Figura 2.11. Diagrama de clasificación química TAS; en azul se indica la curva determinada por Irvin y Baragar (1971).

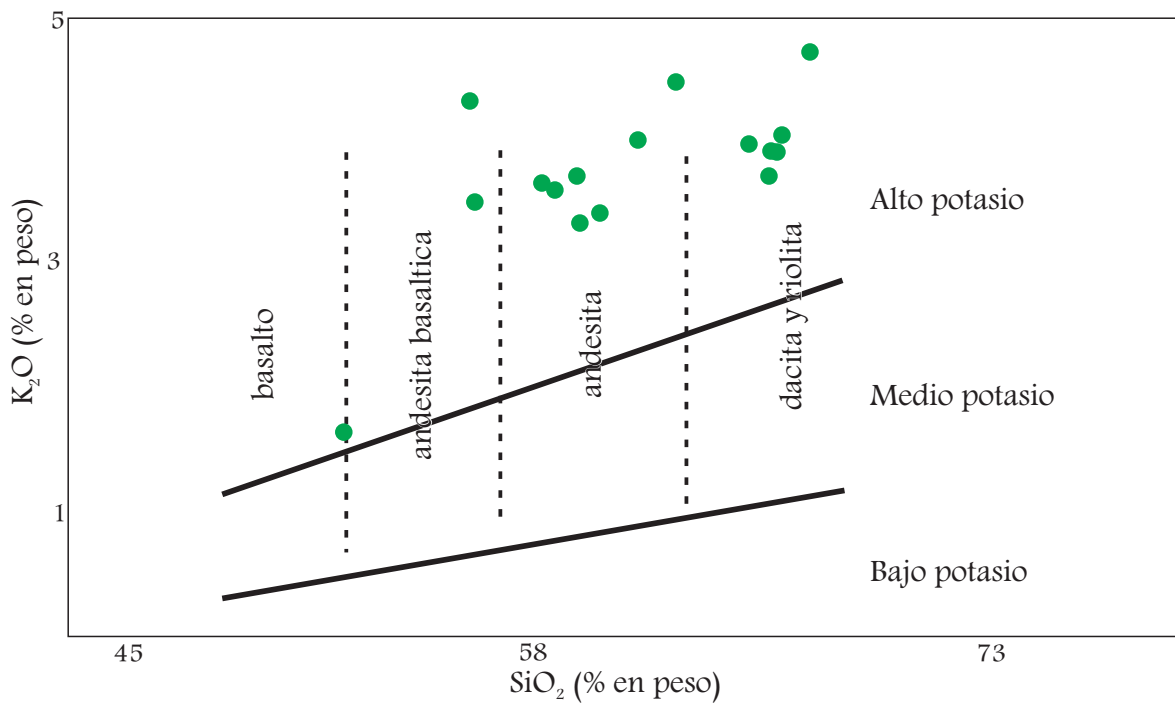


Figura 2.12. Gráfico SiO_2 vs K_2O de Le Maitre et al. (2002). Las muestras de riolita exceden los valores del gráfico por lo que no figuran en el mismo, todas pertenecen a la serie de alto potasio.

En la Fig. 2.14 se presentan los diagramas Harker de elementos mayoritarios expresados como óxidos, donde se han marcado las posibles tendencias de fraccionamiento (líneas de mejor ajuste) en cada diagrama. TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , y P_2O_5 exhiben tendencias estrechamente negativas. En el caso de MgO y P_2O_5 los valores tienen algo más de dispersión. Por otra parte, los valores de Al_2O_3 , K_2O y Na_2O muestran pendientes positivas. El Al_2O_3 , K_2O y Na_2O en las riolitas presentan importantes discrepancias respecto al comportamiento general de los elementos en las rocas del enjambre, este efecto podría deberse a procesos de alteración deutética o hidrotermal que actuaron de forma preferencial sobre estas rocas.

En el diagrama de distribución de tierras raras normalizado a condrito (Sun y McDonough, 1989) se observa una clara diferencia entre las Traquiandesitas *sensu lato* y las Riolitas (Fig. 2.15). Las primeras presentan un enriquecimiento de las tierras raras livianas (LREE) en relación a las pesadas (HREE), incluso afectando en parte a las tierras raras intermedias. La relación $(\text{La}/\text{Lu})_N$ es alta y muy variable, entre 13,24 y 77,81, en tanto que la relación $(\text{La}/\text{Sm})_N$ varía entre 3,98 y 3,24. Existe una muy leve anomalía negativa de Eu, la relación Eu/Eu^* ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = \sqrt{\text{Eu}_N/(\text{Sm}_N \cdot \text{Gd}_N)}$) varía entre 0,05 y 0,08. Las riolitas muestran pendientes más suaves de empobrecimiento entre las LREE y las HREE con una anomalía negativa de Eu muy marcada donde la relación Eu/Eu^* varía entre 0,03 y 0,09. Estas rocas presentan una relación $(\text{La}/\text{Lu})_N$ moderada entre 5,65 y 12,6, mientras que la relación $(\text{La}/\text{Sm})_N$ varía entre 5,49 y 8,59.

La relación La/Lu de los diques es elevada indicando un enriquecimiento de LREE respecto a HREE. Esta relación de enriquecimiento es mucho menos marcada entre las LREE y las MREE. En estos diagramas se observa una tendencia muy bien definida de todas

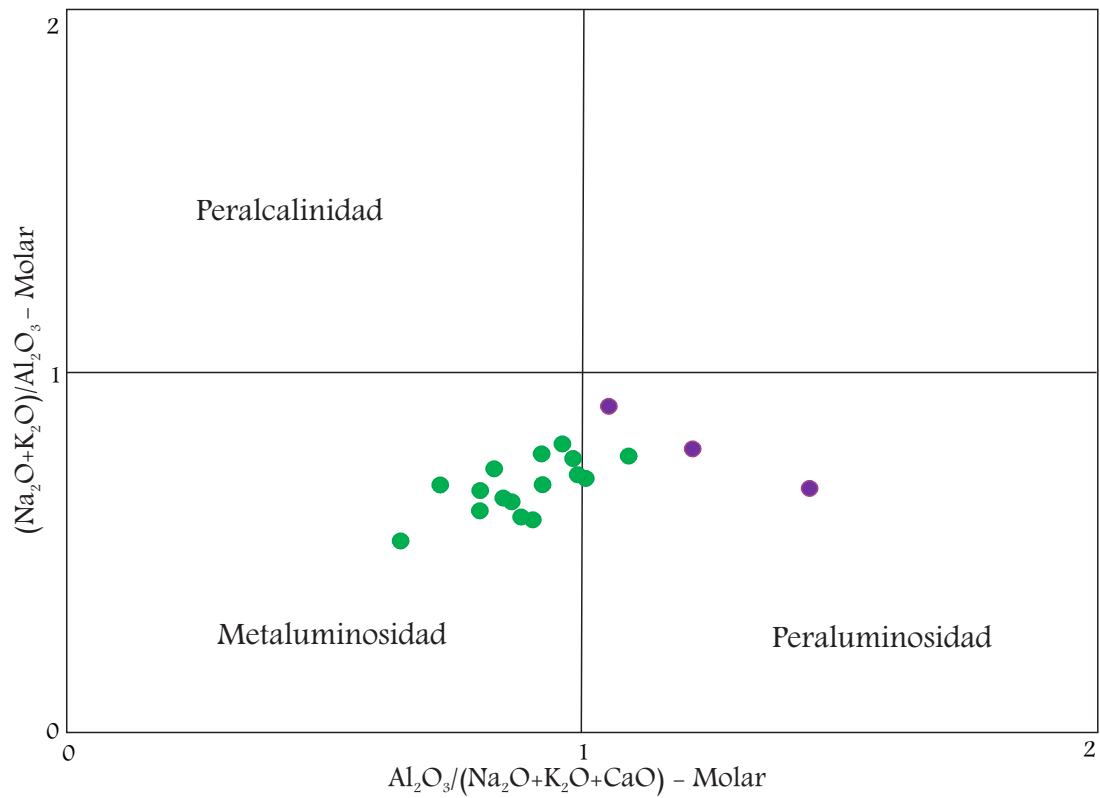


Figura 2.13. Valores del índice de peraluminosidad ($Al_3O_{2MOL}/(Na_2O+K_2O+CaO_2)_{MOL}$) contrastados con el índice de peralcalinidad ($(Na_2O+K_2O)_{MOL}/Al_3O_{2MOL}$).

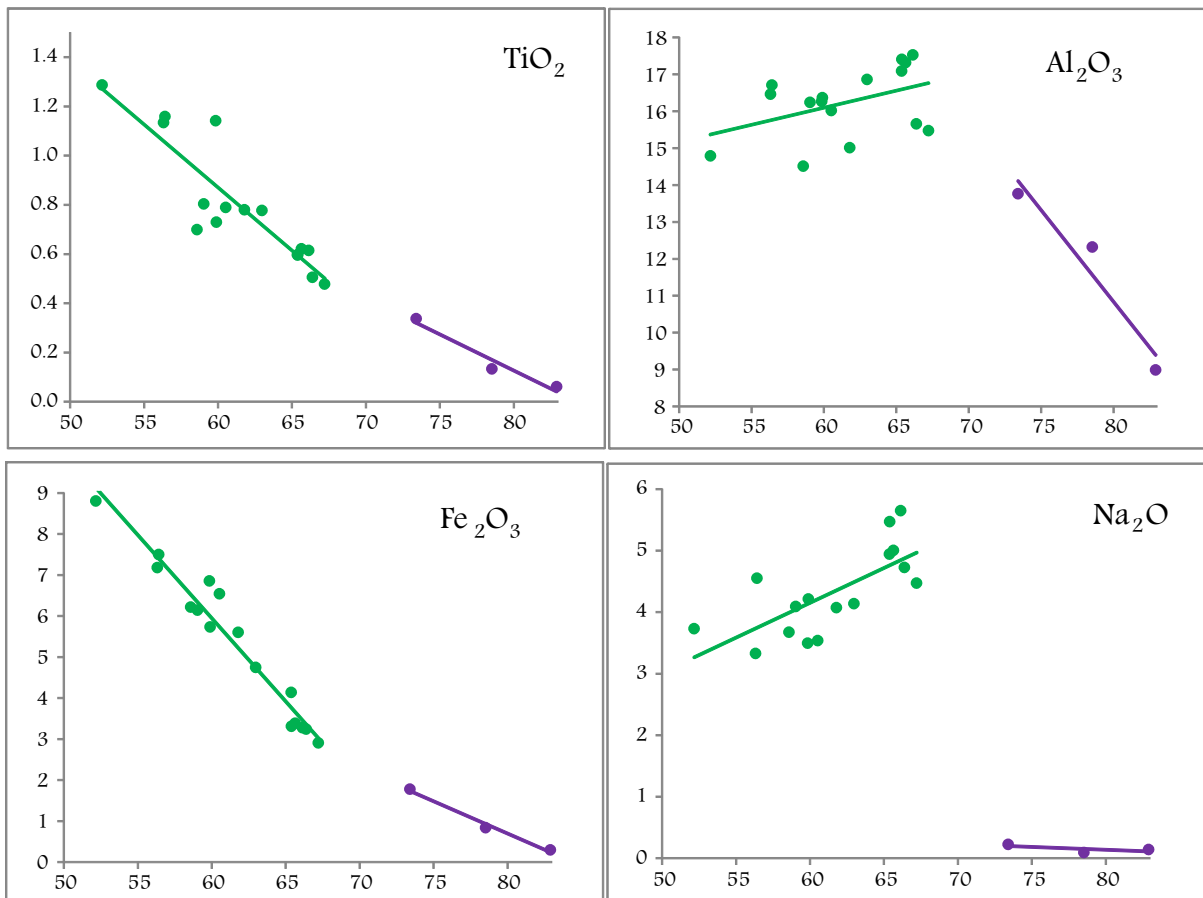


Figura 2.14. Diagramas Harker de elementos mayoritarios (continúa)

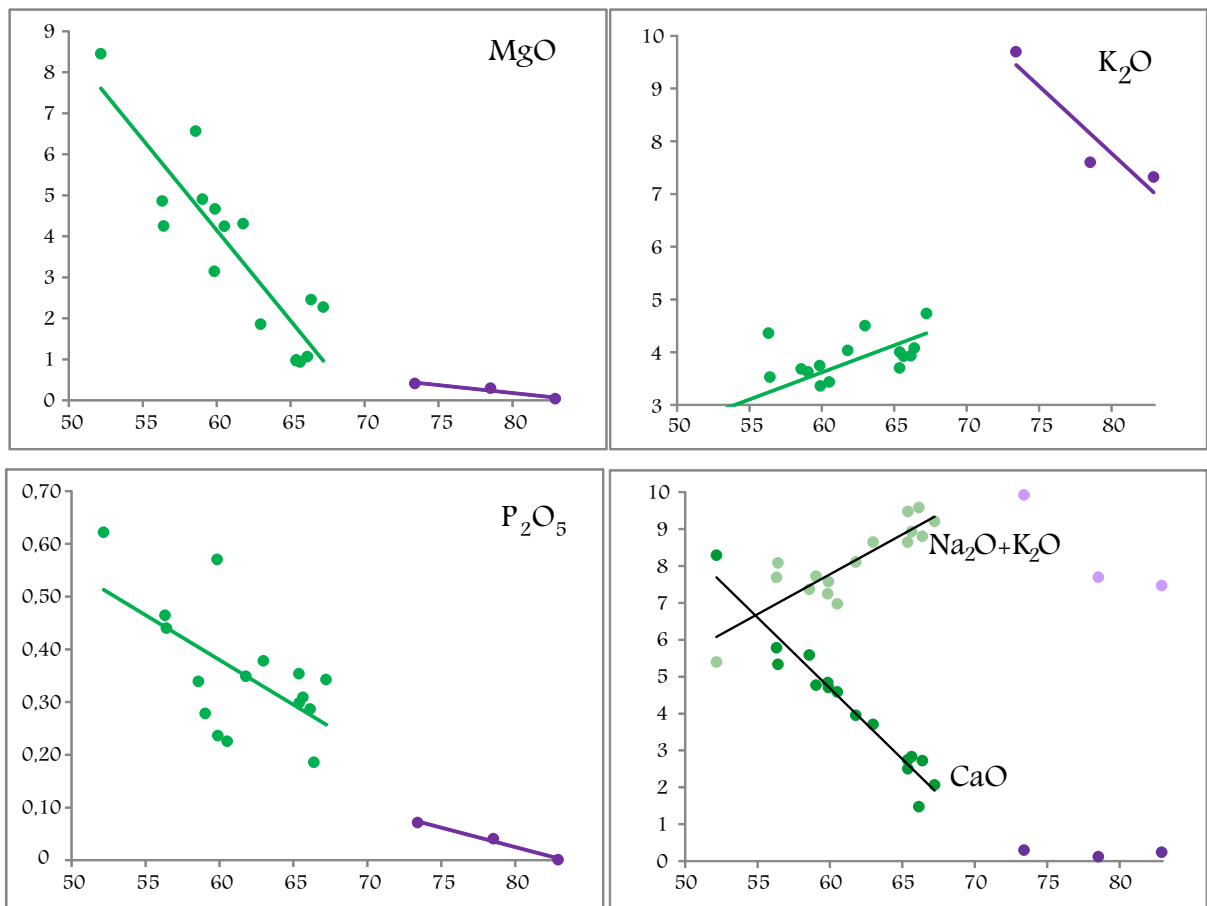


Figura 2.14. (continuación) Diagramas Harker de elementos mayoritarios expresados como óxidos, donde se han marcado las posibles tendencias de fraccionamiento (líneas de mejor ajuste) considerando dos grupos litológicos diferente: las Traquiandesitas - Andesitas y las Riolitas. TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , y P_2O_5 exhiben tendencias estrechamente negativas. En algunos elementos (Si, Fe, Mg y Ca) puede observarse una continuidad entre ambos grupos de muestras que se encuentran separados por un gap. En otros elementos (Al, Na y K) el comportamiento es netamente diferente; este efecto podría deberse a procesos de alteración deutérica o hidrotermal que actuaron de forma preferencial sobre estas rocas. En el diagrama del CaO se agregó el comportamiento del $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ y se calculó el índice de Peacock en 51,94 lo que ubica las muestras del enjambre en la serie alcalina de Peacock (Peacock, 1931).

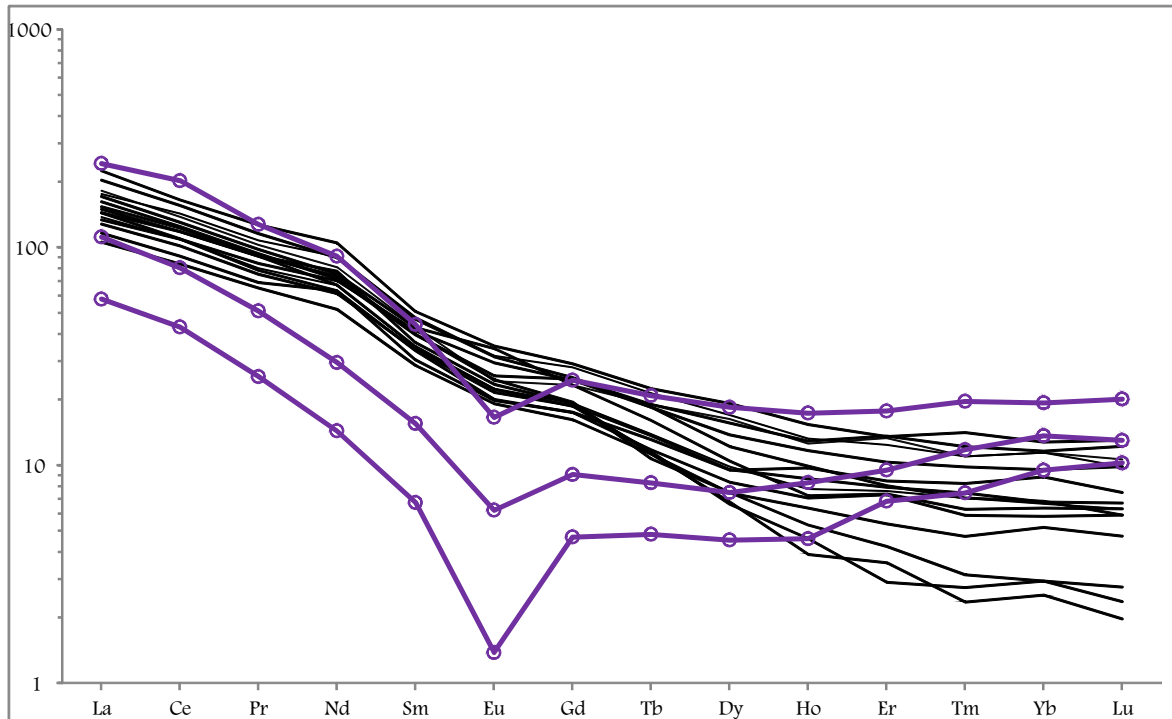


Figura 2.15. Diagrama del contenido de tierras raras (REE) de los diques del enjambre normalizados a los valores del condrito C1 (Sun y McDonough, 1989). Las curvas negras corresponden a las Traquiandesitas - Andesitas mientras que las curvas violetas corresponden a las Riolitas.

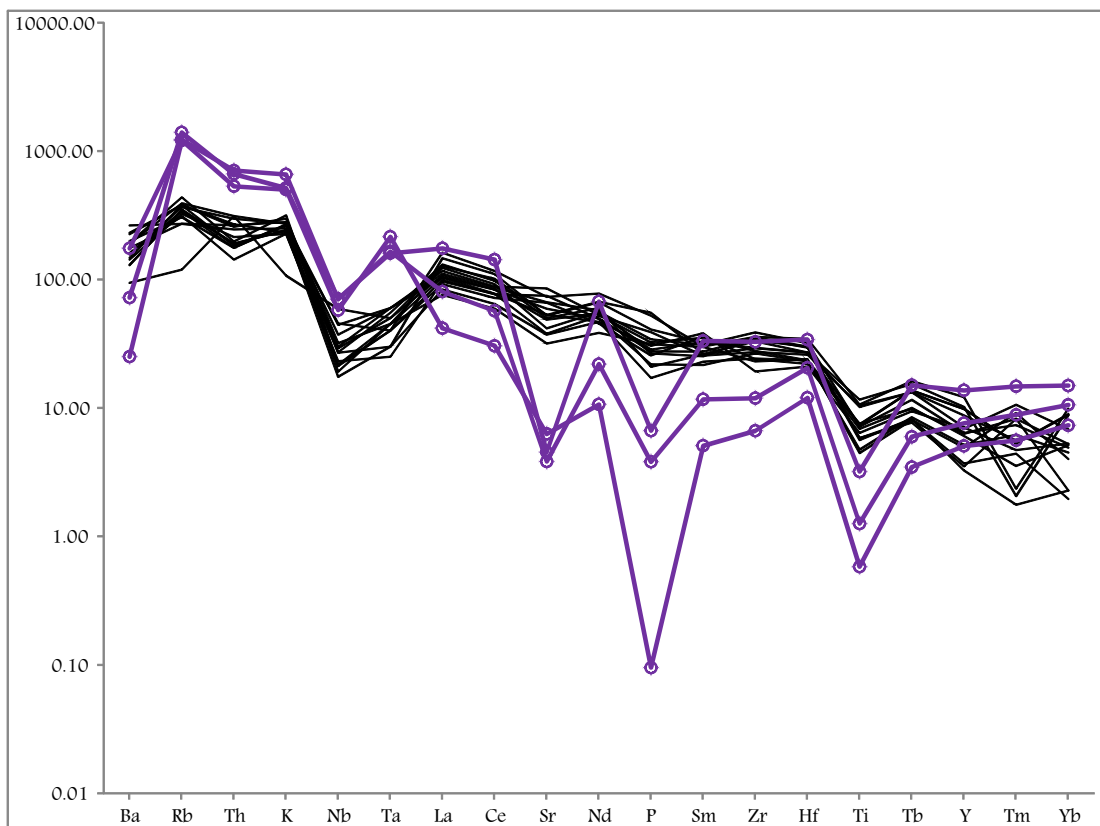


Figura 2.16. Diagramas multielementales (SPIDER) de los diques del enjambre normalizados. a) al condrito (Thompson, 1982); continúa.

las rocas del enjambre a un empobrecimiento de izquierda a derecha, únicamente interrumpida por una leve anomalía negativa de Eu. El empobrecimiento es muy constante y presenta poca dispersión entre las LREE y las MREE en tanto que para las HREE no se observa un patrón claro de evolución ya que los valores presentan más dispersión. Estos patrones de REE son coherentes con los pertenecientes a los términos menos diferenciados de los magmas calcoalcalinos (Gill, 2010).

Los diagramas de distribución multielementales normalizados al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989; Fig. 2.16 a), a N-MORB (Pearce, 1983; Fig. 2.16 b) y al Condrito (Thompson, 1984; Fig. 2.16 c) muestran una pendiente negativa pronunciada desde los LILE hacia los HFSE. Pueden observarse anomalías negativas de Nb, P y Ti, y anomalías positivas de Rb, Th, Ce y Sm. Las Riolitas muestran en general una expresión extrema de las anomalías mencionadas anteriormente además de una fuerte anomalía negativa de Ba que las diferencia del comportamiento de las Traquiandesitas. El enriquecimiento en LILE (K, Rb, Ba) respecto de los HFSE y las fuertes anomalías negativas de Nb, P y Ti son características que definen el “slab derived component” (Gill, 2010). El enriquecimiento en LILE y la anomalía negativa de Nb son características típicas de los magmas generados por metasomatismo del manto astenosférico en las zonas de subducción (Pearce, 1983). La evolución de los granitoides de arco magmático (en arcos maduros) conlleva a un aumento del contenido relativo de LILE y LREE en detrimento de los HFSE.

2.5.6. Aspectos reológicos sobre el emplazamiento de los diques

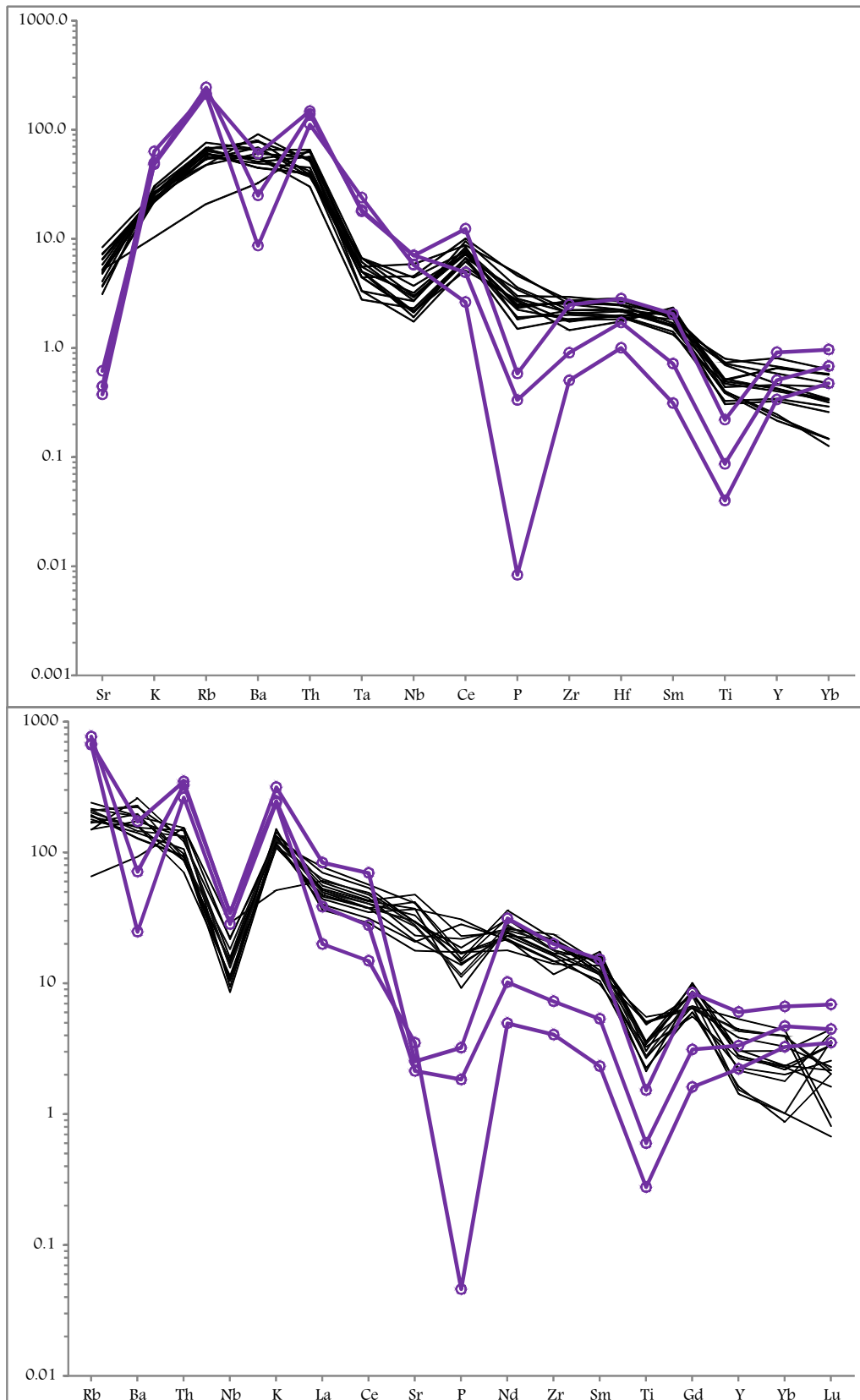


Figura 2.19. (continuación) Diagramas multielementales (SPIDER) de los diques del enjambre normalizados. b) a N-MORB (Pearce, 1983); y al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Las curvas negras corresponden a las Traquiandesitas - Andesitas mientras que las curvas violetas corresponden a las Riolitas.

El emplazamiento de los cuerpos ígneos está estrechamente relacionado con el campo de esfuerzos regional y con las propiedades reológicas del magma y de la caja, siendo el contraste reológico entre ambos, una de las características que más influye en la forma y tamaño de los cuerpos ígneos (Llambías, 2001). Las características del ambiente tectónico bajo el cual se emplazó el enjambre será discutido más adelante; sin embargo tomaremos unas pocas líneas para establecer algunas observaciones sobre el comportamiento mecánico del magma que origino los diques y su roca de caja. Ante el impedimento de observar directamente la circulación y emplazamiento del magma en la corteza, las interpretaciones sobre la reología del magma se basaran en las observaciones petrográficas.

El desarrollo de texturas microgranosas, como fuera descrito para el centro de algunos diques, es sinónimo de una baja tasa de intercambio calórico con la caja durante una cristalización casi estática del fundido. En cambio las texturas porfíricas indican, junto al desarrollo de bordes de grano fino, una alta tasa de cizalla durante el emplazamiento de estos cuerpos (Llambías, 2001). Esta cizalla se traduce en una gran velocidad de ascenso a través de un conducto relativamente estrecho. Para desarrollar altas velocidades y tener la capacidad de “mojar” las fracturas el magma en cuestión debió haber sido un líquido poco viscoso.

La capacidad de ascenso del magma es directamente proporcional a su fluidez por lo que un magma poco viscoso tiene la posibilidad de alcanzar niveles litosféricos más superficiales que uno más viscoso. Es la misma fluidez del magma la que le permite circular a través de y rellenar fracturas. La naturaleza frágil de las fracturas en las cuales se emplazaron los diques así como los fragmentos que fueron incorporados por ellos

indican que la roca de caja se comportaba de manera frágil ante un esfuerzo que, dado el tipo de cuerpos ígneos presentes, suponemos extensional (ver a continuación). Esta fragilidad de la roca de caja, así como las texturas desarrolladas en las rocas ígneas, se asocia a una posición relativamente somera en la litosfera.

2.5.7. Del ambiente tectónico de emplazamiento del enjambre

Los enjambres de diques se asocian generalmente a ambientes tectónicos extensionales donde la litosfera continental presenta un importante adelgazamiento. Estos conjuntos de cuerpos ígneos marcan el ascenso y emplazamiento en niveles corticales someros del magma generado y acumulado en la litosfera profunda.

Los enjambres de diques longitudinales tienen una distribución paralela coincidente con una estructura mayor. Se encuentran comúnmente en el interior de las placas continentales aunque también se los encuentran en los márgenes convergentes, donde están relacionados con los batolitos del arco magmático. En las regiones donde predominan los procesos tectónicos extensionales, como por ejemplo en los rifts, se los encuentra relacionados a coladas, sin relación con otros cuerpos ígneos (Llambías, 2001).

Los diques del enjambre se asocian a ambientes donde predomina una tectónica fundamentalmente extensional la cual se desarrolla de forma perpendicular a la orientación general del enjambre. El factor de dilatación que tuvo lugar durante el emplazamiento de los diques se puede estimar sumando el espesor de todos los diques, en una sección transversal a su rumbo, y comparando ese espesor con el del área afectada por su emplazamiento. El espesor total medido de los diques traquiandesíticos entre Mina Gonzalito y Los Berros corresponde aproximadamente a 2,5 % de extensión cortical (380

metros en 15 kilómetros), medida en forma perpendicular al rumbo del enjambre siendo la dirección de extensión máxima para el emplazamiento del enjambre NE-SO.

Sobre la base de las relaciones estratigráficas con sus rocas de caja, el enjambre es postorogénico del Ciclo Gondwánico, ya que corta a rocas y estructuras del Pérmico, como el Complejo Plutónico Pailemán y la zona de Cizalla El Jagüelito. El enjambre está emplazado de forma paralela al eje orogénico Gondwánico, que en Patagonia tiene rumbo NO-SE (Ramos 1984, 2008; Llambías *et al.* 2002). Dado que la orientación del esfuerzo compresivo principal mayor de este eje orogénico es NE-SO (Giacosa, 2001; Japas, 2001; Von Gosen, 2002 y 2009) y que además es coincidente con la dirección de extensión máxima del enjambre, indicando que los diques se emplazaron en un período de colapso extensional del orógeno (Fig. 2.17). Desde un punto de vista de la deformación regional de la Patagonia y como continuidad de este estadio tectónico previo, se registra un período de extensión generalizada de la corteza a partir del Triásico y durante el Jurásico, asociada a la formación de hemigravenes de rumbo NO-SE, emplazamiento de diques y otros cuerpos sub-volcánicos con el mismo rumbo y, efusión de rocas volcánicas esencialmente ácidas (Uliana *et al.* 1985; Ramos, 1999; Franzese y Spalletti, 2001; Jenchen y Rosenfled, 2002; Giacosa, 1993 y 1997; Giacosa *et al.* 2007). En este marco geotectónico regional se emplazó el enjambre de diques, como un episodio ígneo comprendido entre el Complejo Plutónico Paileman (y sus equivalentes) del Pérmico y las riolitas del Complejo Volcánico Marifil del Jurásico inferior.

2.5.8. *Otros eventos magmáticos del Ciclo Gondwanico (Permo-Triásico)*

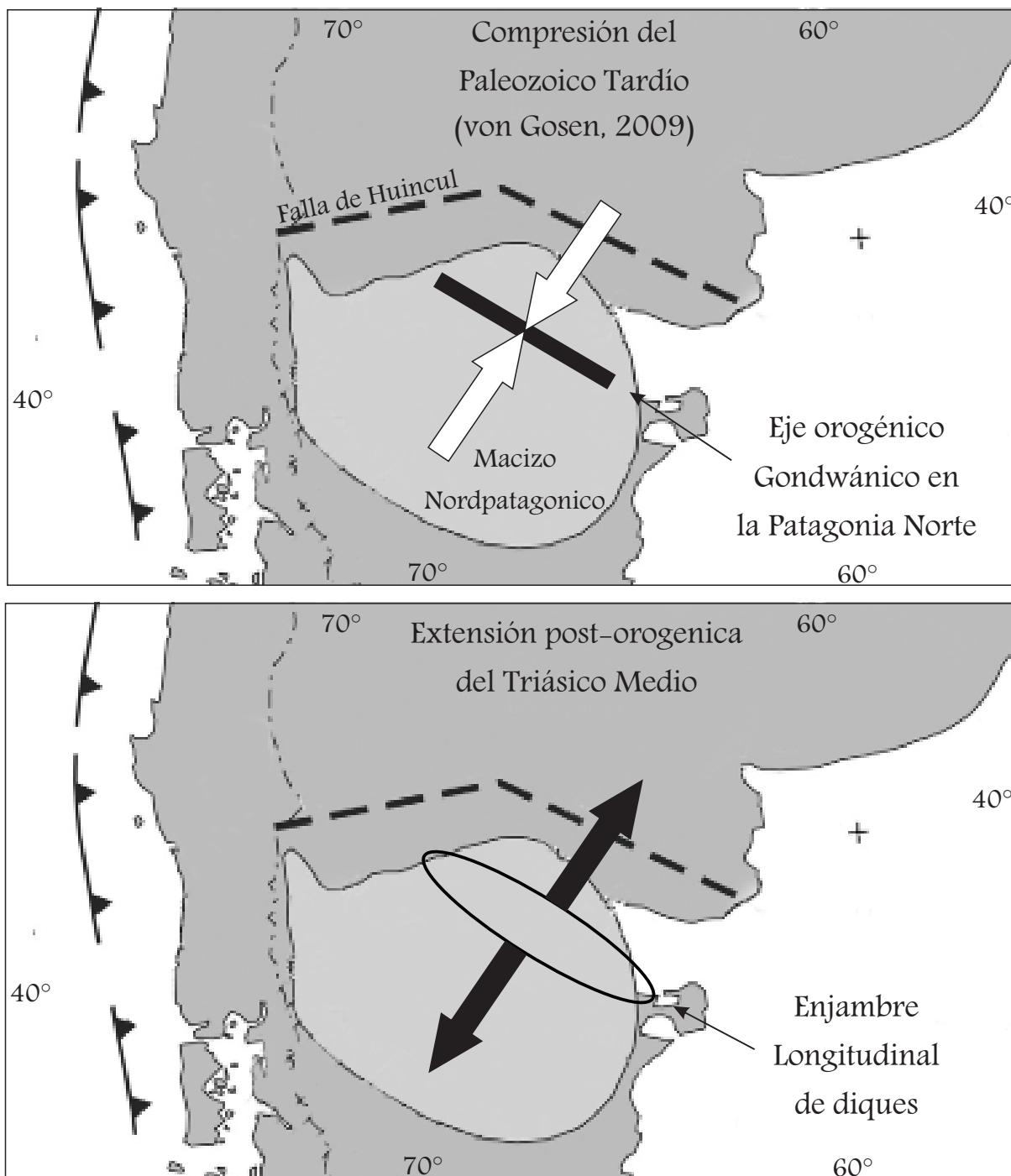


Figura 2.17. Mapas esquemáticos mostrando la evolución de la extensión desde el Pérmico al Triásico. Durante el Pérmico la construcción del orogeno gondwanico se produjo a partir de una compresión de dirección NE-SO (von Gosen, 2009). Para el Triásico medio y a partir de la intrusión del enjambre de diques NO y el desarrollo regional de cuencas de esa misma orientación, se ha propuesto una extensión en sentido NE-SO. Este proceso extensivo se produciría en primera instancia por colapso del orogeno Pérmico. Redibujado de von Gosen 2009.

En la Cordillera Frontal de Argentina [Llambías y Sato \(1990; 1995\)](#) definieron el extenso magmatismo permo-triásico del Ciclo Orogénico Gondwánico. Es de interés comparativo para este estudio la presencia de diferentes sistemas magmáticos durante la evolución del batolito.

Un enjambre de diques longitudinales en el batolito de Colangüil se relaciona con las intrusiones de los granitos que han sido referidos a la etapa postorogénica tardía por [Llambías y Sato \(1995\)](#), y que representan la etapa final del emplazamiento del batolito. Las composiciones de estos diques son predominantemente silícicas. Apenas un 5% de estos diques tiene composiciones mesosilícicas. Si bien son contemporáneos con los diques riolíticos, aparentemente han evolucionado en forma separada, y probablemente provienen de distintas fuentes ([Llambías, 2001](#)).

Por otro lado el factor de dilatación que tuvo lugar durante el emplazamiento de los diques en el batolito Colangüil es de 2,7% ([Llambías, 2001](#)).

Si bien en el Macizo Nordpatagónico el arco magmático del Pérmico es aun discutido los granitoides de los complejos plutónicos La Esperanza, Navarrete y Paileman representarían dicho magmatismo ([Caminos, 1983, 1998; Ramos 1984, 2008; Llambías y Rapela, 1984; Giacosa, 1993; Llambías et al. 2002; Pankhurst et al. 2006](#)). En todos estos complejos han sido descritos sistemas de diques ácidos tardíos sin- a tardío magmáticas respecto a los plutones que los contienen. El enjambre de diques aquí descrito presenta composiciones transicionales entre los granitoides y sus equivalentes subvolcánicos ya que incluye una serie de rocas comprendida entre miembros primitivos como lamprófiroes espessartíticos y traquiandesitas basálticas hasta riolitas como miembros más

diferenciados. Desde este punto de vista el enjambre representaría el magmatismo transicional de una etapa tardía del arco magmático Pérmico hacia el magmatismo anorogénico del Triásico y Jurásico del Macizo Nordpatagónico.

2.5.9. *Consideraciones finales sobre el enjambre*

La omnipresencia de los diques descritos en el área de Mina Gonzalito y alrededores resulta de gran interés a fin de comprender la naturaleza y origen del magmatismo triásico. Particularmente la gran variedad de rocas que se agrupan en los cuerpos del enjambre representa una característica peculiar que requiere un análisis profundo.

Un sistema de diques de lamprófiros espessartíticos fue descrito por [Giacosa \(1993\)](#) asociado a las fases póstumas del Plutón La Verde de edad U-Pb SHRIMP $261,1 \pm 2$ Ma ([García et al. 2014b](#)). Estas rocas son semejantes a las espessartitas descritas en este trabajo y se los considera como pertenecientes al grupo de los Lamprófiros Calco-Alcalino (CAL según [Rock, 1987](#)) los cuales guardan una estrecha relación espacial, temporal y química con granitoides calco-alcalinos de alto potasio con características post-orogénicas. Los patrones de REE de estas rocas se caracterizan por tener una pendiente negativa muy fuerte y una variabilidad muy grande de HREE, además presentan una fuerte anomalía negativa de Nb atribuida a su relación con arcos magmáticos donde se reciclan los sedimentos oceánicos de la placa subducida ([Pearce, 1982 y 1983; Thompson et al. 1984](#)). Debido a que el origen de los CAL involucra altos contenidos de volátiles, diferente grado de fusión parcial y mezcla de magmas es que un conjunto de diques de esta suite de rocas puede presentar una serie comagmática altamente variable desde

lamprófiro primitivos hasta rocas félsicas con una relación espacial muy estrecha entre sí (Rock, 1987).

Por otro lado los diagramas geoquímicos de discriminación tectónica vinculan al magmatismo a un ambiente de arco relacionado a márgenes continentales activos con una tendencia hacia la transición con ambientes post-orogénicos/colisionales (Pearce *et al.* 1984; Harris *et al.* 1986; Wood, 1980 y Gorton & Schandl, 2000). Los diagramas de discriminación de Gorton & Schandl 2000, (Fig. 2.18), desarrollados para rocas ácidas y meso-silíceas, consideran relaciones entre elementos sensibles a los procesos petrogenéticos que actúan en los diferentes ambientes geotectónicos; la fuerte influencia del componente de subducción observado en los patrones de los REE, LILE y HFSE se refleja en estos diagramas de forma muy clara.

Existen numerosos ejemplos de enjambres de diques longitudinales de carácter post-orogénico que guardan una estrecha relación espacial, temporal y genética con las rocas del arco magmático que los contiene (Llambías y Sato, 1990; Chen y Moore, 1979; Coleman *et al.* 1994; Zhang y Zou, 2012; Teixeira *et al.* 2002; Carracedo *et al.* 1997; El-Sayed, 2006, entre otros). En general estos enjambres presentan características geoquímicas transicionales entre un ambiente de arco magmático típico y el magmatismo de ambientes colisionales o intraplaca continental, son suites complejas que presentan desde una marcada bimodalidad hasta una serie de transición entre extremos composicionales muy diferentes entre sí. Como ya se ha mencionado previamente, los CAL son muy comunes en estas asociaciones ígneas.

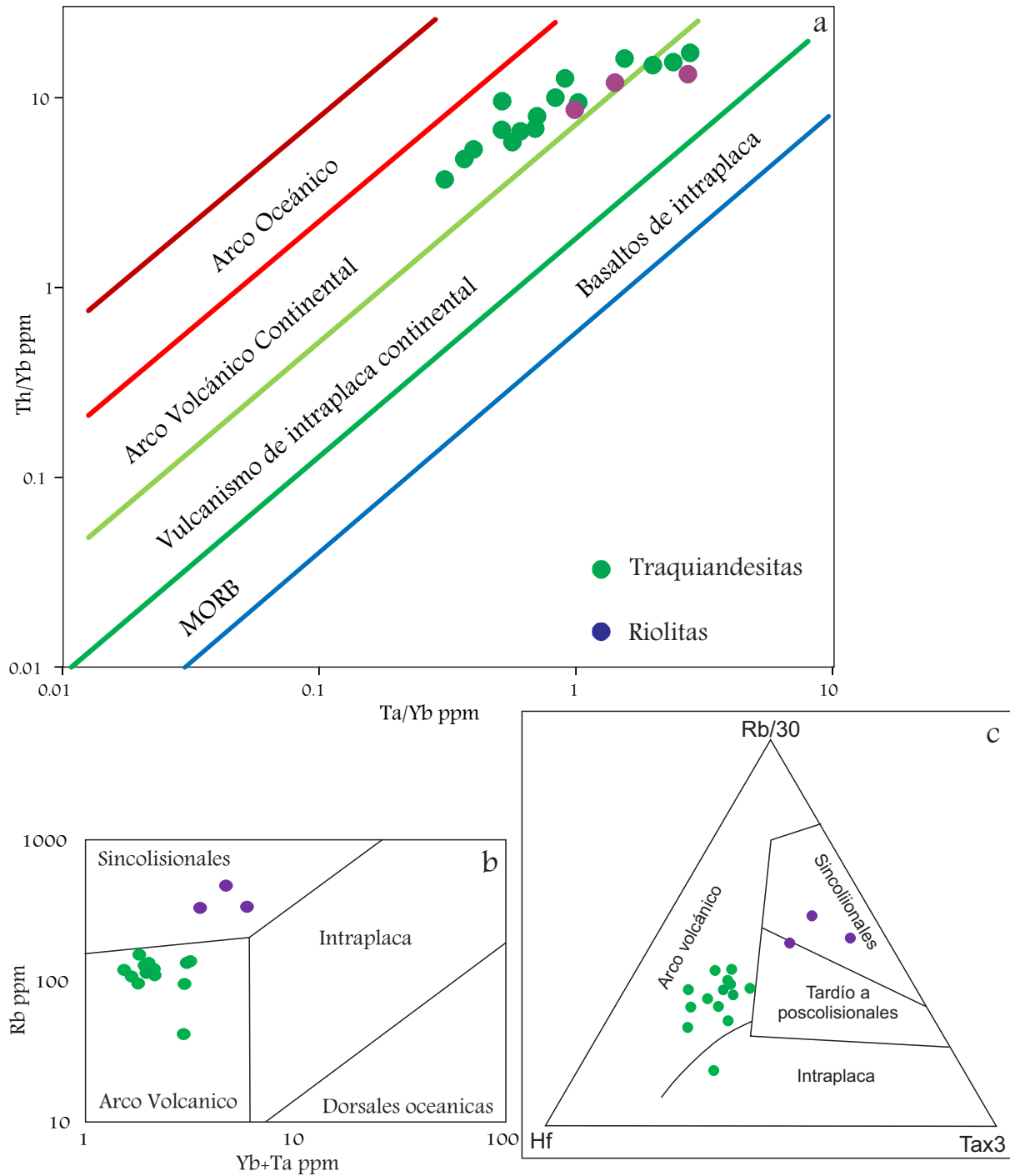


Figura 2.18. Diagramas de discriminación tectónica. El diagrama de discriminación de Gorton y Shandall (2000; a) fue concebido para rocas de naturaleza intermedia y básicas; en él puede apreciarse que la mayoría de las rocas del enjambre se ubican en el campo de las rocas de arco volcánico continental mientras que algunas pocas lo hacen en el campo correspondiente a las rocas de intraplaca continental. Si bien el diagrama no fue pensado para establecer patrones de evolución es notable la tendencia de la nube de puntos a formar una línea que pasa de un campo a otro. Los diagramas de Pearce et al. (1984; b) y Harris et al. (1986; c) aunque desarrollados para rocas graníticas y basálticas respectivamente, refuerzan las observaciones realizadas en el diagrama de Gorton y Shandall (2000).

Este magmatismo de tardío a postorogénico se asocia a procesos geotectónicos que a partir de variaciones en el proceso de subducción resultan en una anomalía térmica que afecta a la litosfera continental produciendo abundantes fundidos magmáticos. La delaminación litosférica (Bird, 1979; Black y Liégeois, 1993) o el slab break-off (Liégeois y Black, 1987; von Blanckenburg & Davies, 1995) son los principales mecanismos propuestos para explicar el magmatismo en etapas post-orogénicas. Estos procesos inducen una corriente ascendente en la astenósfera que puede provocar la fusión del manto litosférico subcontinental. Además, la acumulación de magmas básicos en la base de la litósfera (sub-placado máfico) puede generar la fusión de la corteza inferior y producir una variabilidad adicional por mezcla de magmas.

Como se ha mencionado previamente, el emplazamiento del enjambre debió ocurrir en niveles frágiles de la corteza donde es posible la generación de fracturas que alojen el magma. Tales condiciones de fragilidad son esperables en niveles superficiales más que profundos en la corteza terrestre. Si los magmas responsables del enjambre se generaron en la base de la corteza, o aún más profundo, como es propuesto por los modelos tectónicos y químicos previamente mencionados, el ascenso de los mismos debió ser lo suficientemente rápido a fin de evitar su estancamiento y cristalización en niveles inferiores o medios de la corteza. Una litosfera adelgazada facilitaría tal ascenso magmático y sería esperable en un contexto tectónico de extensión. Tal adelgazamiento sería en parte responsable de la fusión parcial por descompresión de la litosfera profunda. Así, son múltiples los procesos generadores de magma que podrían actuar en el ambiente geotectónico en la cual se emplazó el enjambre. La presencia de cámaras magmáticas con residencia cortical es fácilmente imaginable. Tales parcelas de magma pueden asumirse

con una importante diferenciación y asimilación además de una alta viscosidad. La inyección de magmas de composición básica a mesosilícica en tales cámaras resultaría en la energización de estas últimas así como la mezcla e hibridación parcial de ambos magmas. Estos procesos resultarían en el emplazamiento de un enjambre de diques con un amplio rango composicional. Los cuerpos resultantes serían complejos tanto en composición como en estructura, reflejando las diferencias entre los magmas que los originaron. De esta manera se encuentran diques que presentan zonaciones composicionales disímiles en diferentes escalas. Este modelo supone una coetaneidad entre las rocas magmáticas del enjambre basada en las relaciones estratigráficas que presentan y su estrecha vinculación con el sistema de estructuras NO en las cuales se alojan. A fin de completar y esclarecer el modelo son necesarios nuevos datos de petrografía, geoquímica, isotopía y geocronología sobre esta unidad magmática.

El vulcanismo triásico en el Macizo Nordpatagónico está ampliamente representado en el sector oriental del mismo. El complejo Los Menucos ([Llambias y Rapela, 1984](#); [Caminos, 2001](#); [Cucchi *et al.* 2001](#)) cuyas vulcanitas rondan los 246 Ma ([Pankhurst *et al.* 2006](#)), la Formación Treneta en el área de Valcheta ([Caminos, 2001](#)) y la Formación Taquetren al sur de Ingeniero Jacobacci ($242,9 \pm 2,5$ Ma U-Pb SHRIMP en [Franzese *et al.* 2002](#)) son las principales unidades volcánicas de edad triásica de esta provincia geológica. La presencia del enjambre de diques triásicos en la vertiente oriental de Macizo hace pensar que el magmatismo eomesozoico posee una distribución mucho más amplia de lo conocido hasta el momento.

2.6. Conclusiones

En base a la información y los conceptos expuestos previamente se pueden realizar una serie de conclusiones respecto a la evolución geológica del área de estudio, tanto del basamento paleozoico como del magmatismo triásico y de los procesos de deformación que los afectaron.

El basamento presilúrico del área de la Mina Gonzalito presenta una evolución compleja que tuvo lugar durante el Paleozoico temprano. Desde la depositación de los protolitos de la Formación El Jagüelito y del Complejo Mina Gonzalito se sucedieron una serie de eventos ígneos y metamórficos que dejaron su impronta en estas rocas permitiendo caracterizarlas y diferenciarlas de las rocas más modernas del área. Desde la depositación durante el Cámbrico medio, se sucedieron el metamorfismo y deformación de la pila sedimentaria que una vez deformada fue intruida por los granitoides del Complejo Plutónico Punta Sierra durante el Cámbrico superior y el Ordovícico temprano. Hacia los 472 Ma el Complejo Mina Gonzalito habría alcanzado el pico metamórfico en facies anfibolitas muy alta hasta granulitas.

Desde este momento y hasta el Pérmico se ha propuesto un ambiente tectónico de plataforma con escasa actividad tectónica que estaría representado por la Formación Sierra Grande, aflorante en el área de la localidad homónima. Las sedimentitas de esta Formación se apoyan en discordancia angular sobre las metamórfitas de la Formación El Jagüelito. Esta unidad fue ubicada en base a su fauna en el Siluro-Devónico ([Zanettini, 1981](#)).

La deformación observada en la Formación Sierra Grande fue atribuida al Pérmico por [Japas \(2001\)](#) y [von Gosen \(2002\)](#). Acorde a este último autor durante este periodo

impero una importante tectónica compresional cuyo eje de esfuerzos máximos se orientó NE-SW. Durante este periodo se emplazaron los cuerpos plutónicos del Complejo Plutónico Paileman los cuales representarían el eje del arco magmático de este periodo, orientado siguiendo el eje orogénico de sentido NW-SE. Este magmatismo tiene características de arco y se habría emplazado de forma sin- a tardiotectónica con la deformación pérmica.

Hacia el Triásico medio se dio un cambio en el régimen tectónico dominante y se produjo el emplazamiento del enjambre longitudinal de diques. Este enjambre se considera como una expresión terminal del magmatismo pérmico de arco. Siendo el enjambre de diques la mayor expresión de este proceso en el distrito es que deben destacarse los siguientes aspectos relevantes de su geología:

- La interpretación integral de los datos de campo, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos, y la comparación regional de los diques, indican que el emplazamiento del enjambre tiene un control estructural NO, su composición es principalmente andesítica y traquiandesítica con una fracción riolítica subordinada, y su edad de cristalización magmática es $243,6 \pm 1,7$ Ma.
- La clasificación química de los diques apoya las observaciones petrográficas y ubica a los diques dentro de un tren evolutivo transicional entre alcalino y sub-alcalino (midly alkalic), saturado en sílice y de carácter meta-aluminoso con una leve tendencia per-aluminosa de las rocas más diferenciadas. Las tendencias observadas en los diagramas Harker soportan la idea de una evolución conjunta de las rocas que conforman el enjambre. Las rocas presentan un fuerte carácter potásico típico de las rocas de arcos maduros y ambiente anorogénicos.

- El enjambre es post-orogénico respecto de la deformación pérmica y está emplazado de forma concordante con el eje del orógeno propuesto por [von Gosen \(2002\)](#). La extensión producida por el colapso del orógeno es el proceso tectónico que habría permitido la formación, ascenso y emplazamiento del magma durante el Mesozoico temprano.
- El enjambre se emplazó en niveles frágiles de la litosfera. Las rocas en las que se encuentra emplazado fueron deformadas e intruidas (en el caso de los plutones del Complejo Plutónico Paileman) en el Pérmico. Por esto se interpreta una rápida exhumación de los granitoides junto a su encajante a niveles subsuperficiales de la corteza.
- Este magmatismo presenta características geoquímicas transicionales entre un arco magmático típico y un ambiente postcolisional o de intraplaca continental lo cual se interpreta como la evolución desde un ambiente orogénico por subducción, con desarrollo de un arco magmático, hacia un ambiente postorogénico. El origen de este magmatismo estaría vinculado a cambios en la zona de subducción que resultarían en el colapso del orógeno, situación en la que se podrían producir los fenómenos de slab break-off y delaminación cortical. Estos procesos derivarían en la generación de grandes volúmenes magmáticos con grados variables de fusión parcial a partir de una fuente heterogénea, como lo es la corteza, en presencia de diferentes concentraciones de volátiles (H_2O , F, CO_2) produciendo una suite magmática con amplio espectro composicional.

Cabe una última aclaración sobre la relación de los diques del enjambre con la otra unidad magmática representativa del área de estudio, el Complejo Volcánico Marifil. La

petrografía y geoquímica de las andesitas y traquiandesitas del enjambre son prácticamente indistinguibles de los flujos lávicos basales andesíticos del Complejo Volcánico Marifil (Malvicini y Llambías, 1974; Cortes, 1981; Giacosa, 1993; Busteros *et al.* 1998). Por tal motivo fueron interpretados como el estadio inicial del vulcanismo del Complejo Volcánico Marifil (Giacosa, 1993; Busteros *et al.* 1998). Dado que las rocas mesosilícicas basales del Complejo Marifil no cuentan con datos radimétricos, no puede aún descartarse por completo que sean más antiguas que Jurásico. Por este mismo motivo tampoco se descarta que puedan estar vinculadas al magmatismo del enjambre y a la tectónica extensional de su emplazamiento. En la zona de estudio Roseman (1972) y más recientemente González *et al.* (2014) han propuesto a las andesitas asignadas a la base del Complejo Volcánico Marifil como de posible edad triásica media ya que se apoyan sobre los granitos del Complejo plutónico Paileman (Roseman, 1972; Giacosa, 1997) y poseen una composición química y mineralógica semejante a la de los diques del enjambre triásico ($243,6 \pm 1,7$ Ma). Esta idea también se sustenta en la edad de otras unidades lávicas de composición andesítica del ámbito del Macizo Norpatagónico como la Formación Taquetrén de $242,9 \pm 2,5$ Ma. (U-Pb SHRIMP en Franzese *et al.* 2002). De esta manera existiría en este sector del Macizo Nordpatagónico un ciclo magmático previo al extenso plateau riolítico del Jurásico que podría ser equivalente al magmatismo ácido del Triásico en el área de Los Menucos y Valcheta.

Así mismo la existencia de yacimientos minerales asociados a las rocas ígneas del Triásico en todo el ámbito de la Patagonia Norte presenta un gran interés metalogenético. Considerando que se conoce la presencia de numerosos depósitos minerales emplazados en rocas magmáticas del mesozoico en toda la región y que la Mina Gonzalito ha sido

considerada un ejemplo disonante al respecto, es necesario un análisis más profundo de las estructuras mineralizadas y de la génesis mineral del distrito a fin de lograr una comprensión cabal del mismo. El hallazgo de un magmatismo triásico de gran extensión areal en el distrito Gonzalito así como la determinación de su estrecha relación con los sistemas mineralizantes tiene implicancias fundamentales sobre el origen de estos últimos. En los próximos capítulos se desarrollaran conceptos sobre las mineralizaciones y las estructuras que las contienen. Además se profundizara en los aspectos concernientes a establecer la edad de las estructuras mineralizadas y su relación con las rocas presentes en el área de estudio.

Capítulo 3.

Geología estructural de las vetas del Distrito

Gonzalito

3.1. Introducción

Las fallas mineralizadas o vetas del Distrito Mina Gonzalito han sido revisadas por diferentes autores e interpretadas de diversas maneras. En cualquier caso ningún modelo hasta el momento ha logrado establecer una relación genética clara entre las estructuras, la mineralización y su fuente.

Dentro de los esquemas que asocian la mineralización a los procesos deformacionales frágiles que afectaron a las rocas prejurásicas del distrito se destacan los trabajos de [Vallés \(1978 a y b\)](#). Este autor definió en las minas del oeste del distrito que las estructuras portadoras de la mineralización eran aquellas de orientación NE. Además asignó dichas vetas a un evento diastrófico acaecido a finales del Triásico o principios del Jurásico. Este autor, así como otros ([Valvano, 1956](#); [Domínguez y Aliota, 1978](#); [Gozalvez et al. 2008](#); [González et al. 2011](#)), caracterizó al depósito como hidrotermal mesotermal.

Por otro lado [Dalla Salda y Aragón \(1994\)](#) y [Aragón et al. \(1999a y b\)](#) en su análisis alternativo sobre la génesis del depósito caracterizaron los cuerpos mineralizados como lensoides emplazados en domos generados por la interferencia de los sistemas de pliegues de las rocas del Complejo Mina Gonzalito. Según estos autores la disposición de la mineralización en fracturas se debería a una removilización durante el Jurásico por el efecto térmico generado durante el emplazamiento del plateau riolítico del Complejo Volcánico Marifil.

[Del Monaco \(1971\)](#) realizó una interpretación ambigua de las estructuras según la cual las estructuras se resuelven en curvas y lazos cimoides de fallas lineales bien definidas. Estas curvas se deberían a los esfuerzos que plegaron el encajante metamórfico de manera disarmónica. Acorde a este modelo las fracturas

mineralizadas principales de la Mina Gonzalito (N15°) podrían corresponder a estructuras extensionales por alivio de los esfuerzos compresivos que plegaron el basamento implicando una sincronidad entre los procesos de plegamiento regional y el emplazamiento de la mineralización.

[González *et al.* \(2011\)](#) como parte de los estudios realizados durante la presente tesis doctoral, replantean el origen del depósito como hidrotermal al analizar los patrones de las fracturas que contiene la mineralización. Desvincularon el depósito de la evolución geológica de las rocas de basamento y asociaron las fracturas mineralizadas con un evento tectónico de mayor envergadura, el colapso del Orógeno Gondwánico y la apertura del océano Atlántico ([González *et al.* 2014](#)). De esta manera el depósito mineral es ubicado en un ambiente tectónico de intraplaca continental en donde predominó una tectónica extensiva, asociándolo tentativamente a la actividad volcánica de la Gran Provincia Volcánica Chon Aike.

A fin de establecer la evolución de las fallas que contienen la mineralización es necesario conocer las zonas de cizalla regionales (frágiles y dúctiles), su edad, su cinemática y fundamentalmente su historia de deformación. En general estas estructuras de primer orden presentan historias de deformación complejas que son muy difíciles de desentrañar y dejan un amplio margen de especulación. En este capítulo se brinda una síntesis de las estructuras regionales y su evolución tectónica a través del tiempo, con el fin de explorar la relación genética de ellas y la mineralización. Asimismo se detallarán las características de las fallas mineralizadas o vetas.

3.2. Estructuras y lineamientos de primer orden



Figura 3.1. Imagen Landsat 7 (RGB@742) donde se han marcado los principales lineamientos estructurales del área. Los lineamientos NO-SE (en azul) corresponden a las grandes fajas de cizalla del Pérmico. Los lineamientos NE-SO (en rojo) son los definidos por Ciciarelli (1990) como límites de los grabenes del Jurásico. Finalmente se marcaron en amarillo lineamientos ONO-ESE que fueron interpretados a partir de la imagen satelital y corroborados en el terreno.

En el Distrito Gonzalito las estructuras regionales de primer orden son las Fajas de Cizalla El Jaguelito y Peñas Blancas. Por otro lado encontramos las fallas que contienen a los diques del enjambre las cuales corresponderían a un sistema de fracturación frágil. Finalmente se reconocen por fotointerpretación grandes lineamientos cuya naturaleza y relación con los sistemas previamente mencionados es todavía poco conocida (Fig. 3.1).

3.2.1. *Sistema de Cizalla El Jaguelito – Peñas Blancas*

Este sistema se compone de dos grandes fajas de cizalla paralelas entre sí, las Fajas de Cizalla Peñas Blancas y El Jagüelito, y que contiene entre ellas un conjunto de fallas oblicuas que están genéticamente vinculadas con las fajas mayores (Fig. 3.2).

La Faja de Cizalla El Jagüelito pone en contacto segmentos corticales diferentes como lo son la Formación El Jagüelito, el Complejo Mina Gonzalito y el Plutón Peñas Blancas. Esta estructura presenta una historia evolutiva compleja que implica condiciones de deformación en el campo dúctil y en el campo frágil. Las rocas que caracterizan esta faja de cizalla son milonitas de las metamorfitas del Complejo Mina Gonzalito (Fig. 3.3a, b y c), la Formación El Jagüelito y el Plutón Peñas Blancas. Esta faja de cizalla tiene una orientación NO, típicamente Gondwanica, dada por la foliación milonítica de rumbo general N 330°, variando entre N 310° y N 345°; la inclinación oscila entre 35° y 65°. La lineación milonítica se orienta NNE con inclinaciones entre 30° y 60°. Los indicadores cinemáticos (porfiroclastos manteados, mica fish y estructuras S-C) permitieron establecer un desplazamiento inverso con vergencia al Suroeste (dextral), donde el bloque Mina Gonzalito cabalga el bloque Peñas Blancas. El grado metamórfico estimado para esta zona de cizalla dúctil es medio, desarrollándose en un rango de temperaturas entre 300°C a 500°C. Esta

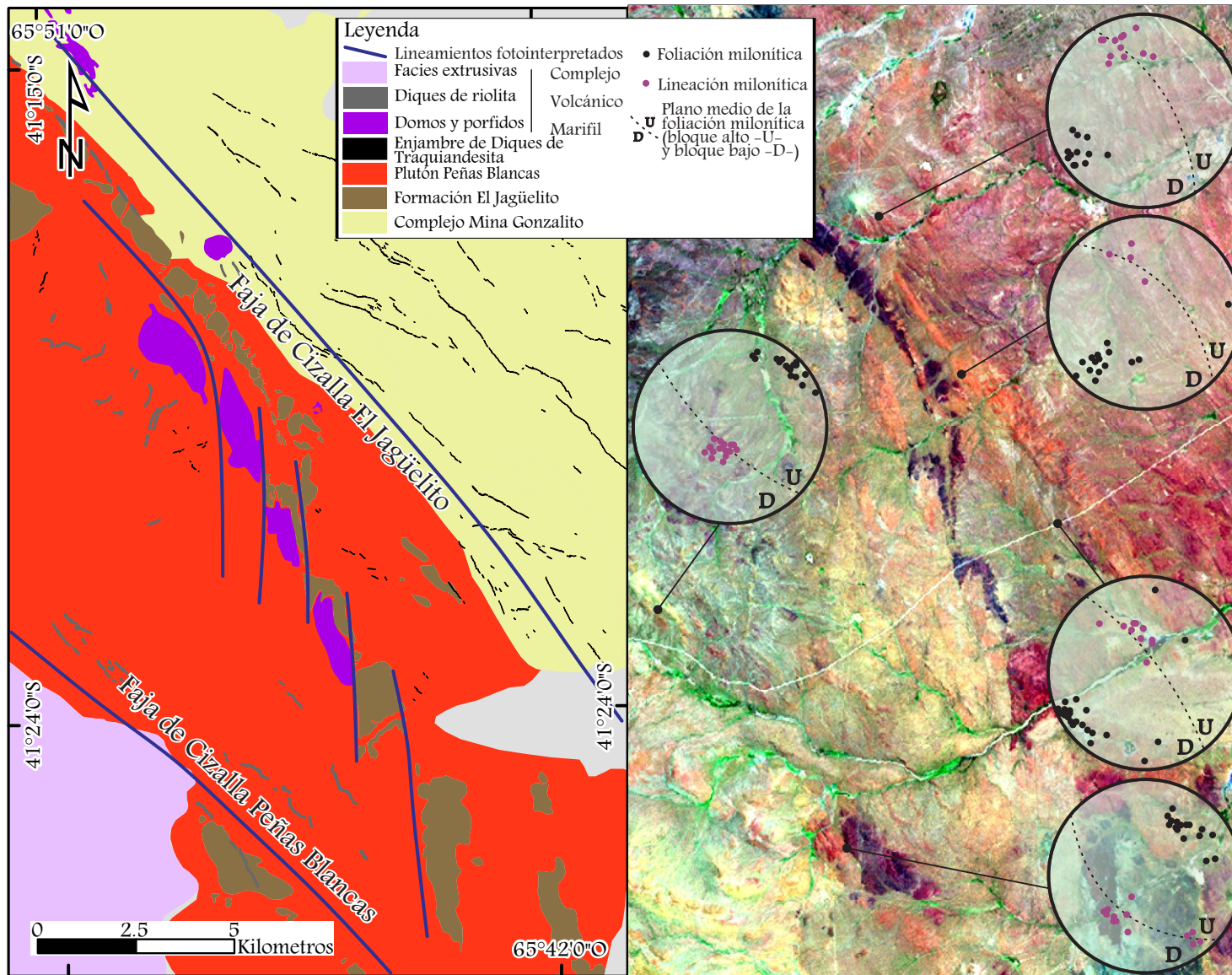


Figura 3.2. Mapa geológico e imagen Landsat (combinación RGB 742) del área afectada por las Fajas de Cizalla El Jagüelito y Peñas Blancas. Puede observarse el sistema de fracturas de rumbo N-S que unen ambas fajas de cizalla. Notese la orientación de las principales fracturas y límites de las zonas de cizalla y de los diques del enjambre, tanto los traquiandesíticos como de los riolíticos. Se han incluido los estereogramas mostrando la disposición de la foliación milonítica (polos de los planos y plano medio) y las lineaciones miloníticas en diferentes segmentos de las Fajas de Cizalla.

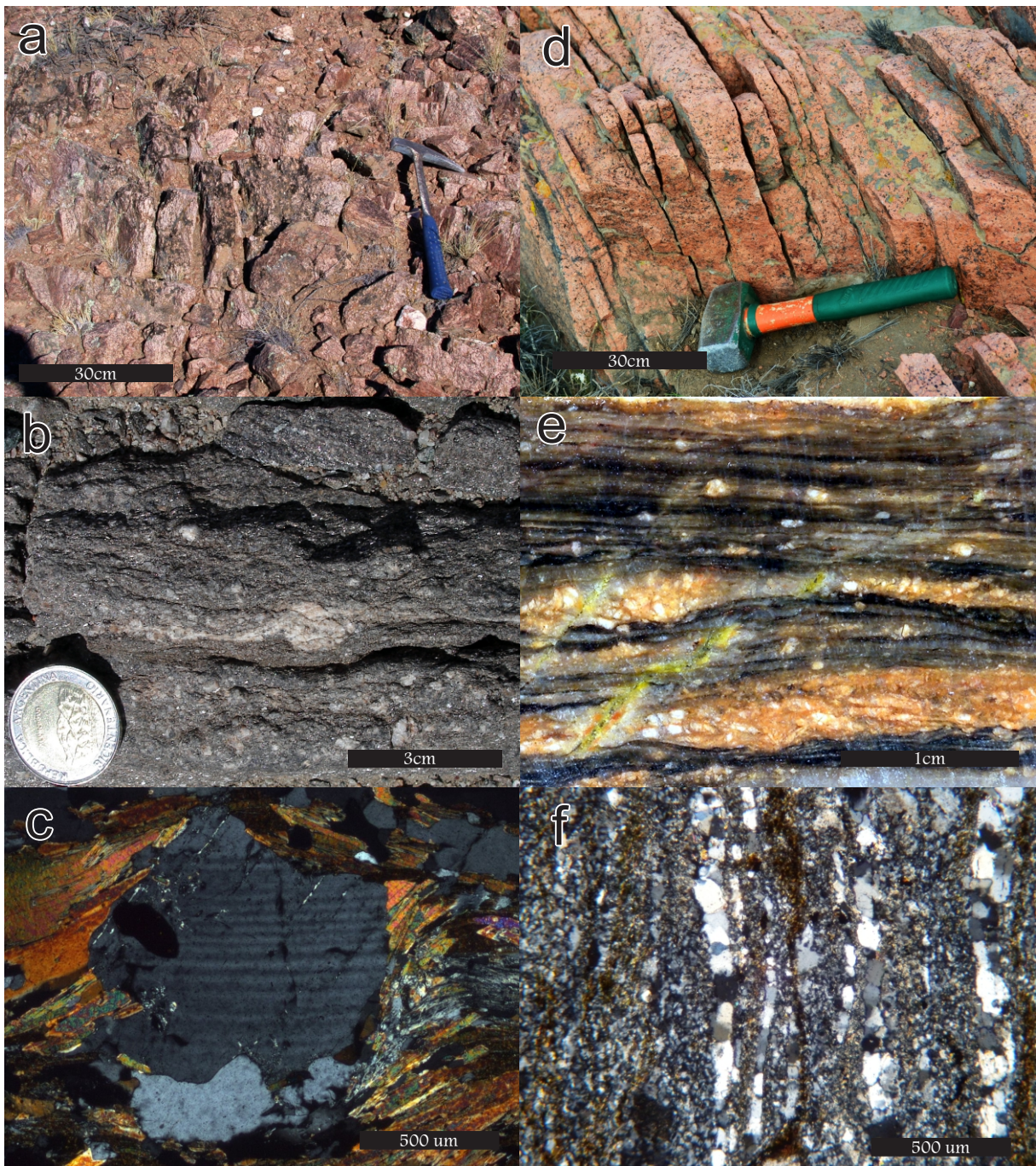


Figura 3.3. Fotografías y fotomicrografías de las milonitas de las Zonas de Cizalla El Jagüelito (a, b y c) y Peñas Blancas (d, e y f). a) Estilo de los afloramientos de las milonitas de la Faja de Cizalla El Jagüelito; b) Milonita de paragneis del Complejo Mina Gonzalito afectado por la Faja de Cizalla El Jagüelito; c) Fotomicrografía de la milonita anterior de un porfiroclásto tipo sigma de plagioclasa con colas de presión en una matriz biotítico- mucovítica; d) Estilo de los afloramientos de las milonitas de la Faja de Cizalla Peñas Blancas; e) Milonita del Granito afectado por la faja de cizalla homónima; f) Fotomicrografía de la milonita anterior donde se aprecia una importante reducción del tamaño de grano del protolito y la formación de bandas (ribbon) de cuarzo.

deformación ha sido atribuida a la orogenia Gondwánica por [Giacosa \(2001\)](#). El mismo autor ha propuesto una reactivación frágil de esta estructura para tiempos jurásicos con una cinemática poco clara.

La Faja de Cizalla Peñas Blancas es paralela a la anterior (Fig. 3.2), aunque sus afloramientos son más limitados arealmente, presenta también una historia de deformación compleja que involucra un primer evento deformacional en el campo dúctil y reactivaciones posteriores de carácter frágil. En esta zona se intercalan protomilonitas, milonitas y ultramilonitas del Granito Peñas Blancas (Fig. 3.3d, e y f). La foliación milonítica presenta una orientación general N300° (oscilando entre N290° y N320°) con una inclinación entre 45° y 60° al SO. En general la lineación milonítica de estiramiento presenta un rake cercano a 90°. Los indicadores cinemáticos (porfiroclastos manteados, mica fish, estructuras S-C y pliegues intrafoliares) permitieron determinar una cinemática normal. El grado metamórfico estimado para esta zona de cizalla dúctil es medio a alto pudiendo haberse desarrollado en un rango de temperatura entre 300°C a 550°C. En forma concordante con la foliación milonítica de orientación NO se hallan emplazados diques de composición riolítica que presentan un fuerte contraste reológico con la caja (Fig. 3.2). La intrusión de los diques se vincularía a una reactivación frágil, parcial, de posible carácter extensional a lo largo de la zona de cizalla (ver Capítulo 2 de esta Tesis).

Contenidas entre las grandes fajas de cizalla (El Jagüelito y Peñas Blancas) existe una serie de fallas de orientación general N-S (Fig. 3.2) la cual fue interpretada como una “cola de caballo” terminal de la Falla El Jagüelito ([Ramos, 1975](#); [Giacosa, 2001](#)). Estas fallas desmembran la escama tectónica contenida entre las dos cizallas de primer orden, y que incluye a la Formación El Jaguelito y el Granito Peñas Blancas.

Además, a lo largo de estas fallas de rumbo N-S se emplazan cuerpos sub-volcánicos de pórfidos graníticos asignados al Complejo Volcánico Marifil (Giacosa, 1993; Busteros *et al.* 1998). Estas fallas también están asociadas a estructuras mineralizadas, vetas con sulfuros (galena, pirita, blenda) y fluorita diseminados en una matriz de cuarzo microgranoso. Estas estructuras presentan una potencia muy reducida (30 a 60 cm) y poseen una orientación rumbo N 330°, subparalela a la foliación milonítica, inclinándose alrededor de 60°. Sobre estos planos se desarrollan estrías según N155° con una inclinación de 15°.

Como se desprende de los párrafos anteriores, las zonas de cizalla de primer orden tienen un primer evento de deformación dúctil caracterizado por milonitas de diferentes protolitos. Posteriormente existen reactivaciones de características frágiles bajo un campo de esfuerzos que permitiría una extensión subparalela a las estructuras dúctiles previas. Esta extensión genera nuevas estructuras frágiles y favorece el ascenso y emplazamiento de sistemas magmáticos tales como el enjambre de diques traquiandesíticos.

La evolución de las estructuras en el campo frágil a lo largo del tiempo y con cambios en la dirección de la extensión regional genera nuevas estructuras con orientaciones diferentes a las antiguas. Asociadas a estas nuevas estructuras aparecen los rellenos mineralizados con sulfuros del Distrito Gonzalito.

3.2.2. El sistema extensional del enjambre de diques triásicos

Como se ha expresado anteriormente, el enjambre de diques triásicos se emplazó en un régimen extensional donde las estructuras que los alojan funcionaron como fallas dilatacionales de orientación NO. Este sistema de fracturas coincide

parcialmente y puede ser interpretado como una reactivación frágil de algunas estructuras previas con esa orientación.

Los diques cortan de forma neta a las milonitas de las Fajas de Cizalla El Jagüelito y Peñas Blancas. En algunos sectores del distrito los diques se intruyen en forma concordante con la foliación milonítica de dichas fajas. A su vez, los diques del enjambre son cortados y desplazados por las vetas mineralizadas (polimetálicas y sus brechas) de orientación N-S a NNE. En la figura 3.4 se presenta un mapa del área de la Mina María Teresa donde vetas brechas de sulfuros masivos, cementadas por fluorita y cuarzo de baja temperatura, cortan y desplazan a diques triásicos. Fracturas E-O que se asocian a depósitos de hierro y manganeso así como estructuras NO que se encuentran contenidas en las mismas fajas de cizalla del Paleozoico también cortan o desplazan a los diques del enjambre.

Estas relaciones de corte entre las estructuras ponen de manifiesto la complejidad estructural dada por la reactivación de los sistemas antiguos y la generación de nuevos sistemas de fracturas. Estos últimos pueden o no tener una relación genética con los anteriores lo cual supone otra complejidad para el sistema.

3.2.3. Lineamientos fotointerpretados

Se reconocen en las imágenes satelitales del área numerosos lineamientos que pueden responder a diversos factores tanto geológicos como topográficos (Fig. 3.2). Las fajas de cizalla así como los diques del enjambre aparecen como una expresión lineal clara en las imágenes satelitales. Por otro lado, algunos lineamientos muestran una fuerte expresión en las imágenes y se destacan como resaltos en el paisaje plano circundante, pero no se los puede asignar a ningún rasgo geológico concreto. En

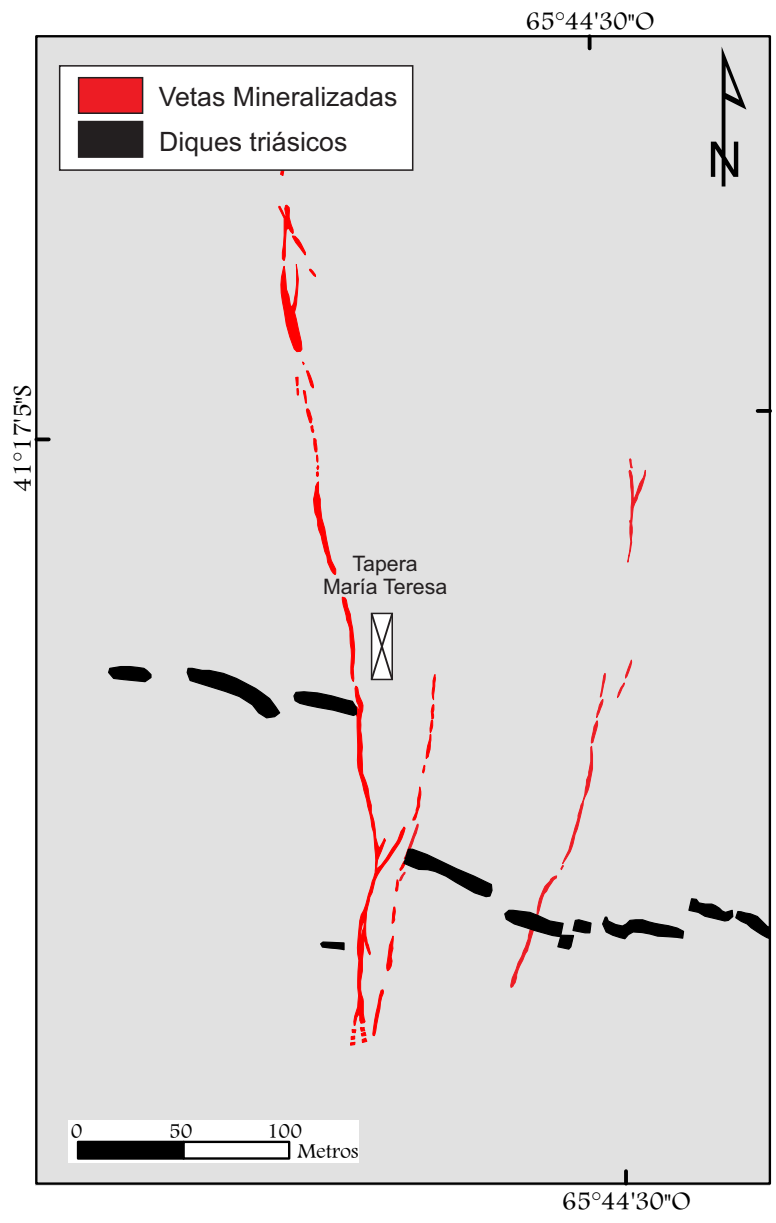


Figura 3.4. Mapa e imagen satelital QuickBird del área de la Mina María Teresa. Se puede observar la relación de corte entre las vetas polimetálicas y los diques del enjambre. Estas generan un importante desplazamiento horizontal que alcanza hasta 80 mts. Este desplazamiento no se produce a lo largo de una única fractura si no en una zona de fracturación que concentra fracturas con desplazamientos pequeños, algunas de las cuales presentan mineralización.

general coinciden con alineación de valles y lagunas que a su vez coinciden con los bordes de afloramientos de diferentes unidades.

A fines ilustrativos se presentan en la Fig. 3.1 una imagen Landsat 7 (combinación RGB@742) con los principales lineamientos estructurales del área marcados. En azul y de orientación NO las fajas de cizalla Peñas Blancas y El Jagüelito; en amarillo aparecen lineamientos casi ortogonales a los anteriores de orientación NE; y por último se han marcado en rojo lineamientos de orientación ONO sobre los cuales puede observarse en la imagen satelital un arrastre de secuencias estratificadas de posible edad triásica producido por el desplazamiento de las unidades a lo largo de la falla. Estos últimos lineamientos corresponden a un sistema de fallas con una fuerte componente de rumbo dextral, que genera de 2,5 a 5 kilómetros de desplazamiento en la horizontal.

El grupo de lineamientos NE coincide con las fallas propuestas por [Cicciarelli \(1990\)](#) para delimitar los hemigrabenes de La Lechosa y Sierra Grande. Este autor les asigno un carácter extensional con posteriores reactivaciones transcurrentes. Según [Cicciarelli \(1990\)](#) estas fallas estarían generadas por sistema de esfuerzos del Paleozoico tardío al Triásico temprano y antecederían la fracturación que contiene a la mineralización de fluorita del Triásico medio superior al Jurásico medio. En el mapa de la anomalía residual gravimétrica de [Gregori *et al.* \(2013\)](#) estos lineamientos de superficie coinciden con altos gravimétricos en el subsuelo (Fig. 3.5). Por ello pueden tratarse de estructuras de primer orden que delimitan bloques corticales de distinta composición ([Grégori *et al.* 2008](#)).

En cuanto al sistema de lineamientos ONO no se ha encontrado referencia previa sobre sus características estructurales. En su tesis [Cicciarelli \(1990\)](#) les asigna

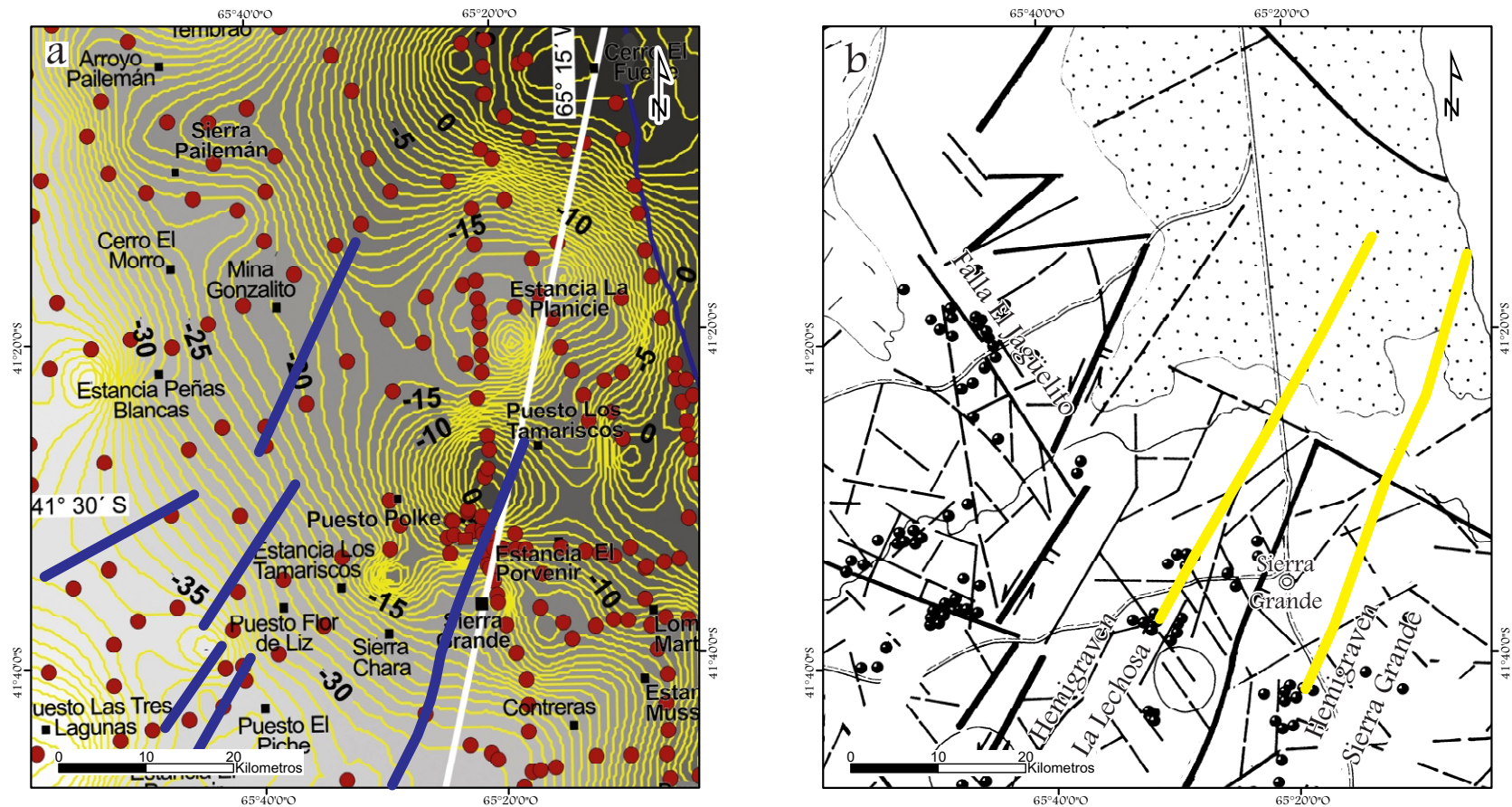


Figura 3.5. Mapa de anomalías gravimétricas (a, tomado de [Gregori *et al.* 2013](#)) y de estructuras incluyendo las mineralizaciones de fluorita (b, tomado de [Ciciarelli, 1990](#)). Basado en las anomalías de gravimetría y comparandolas con las estructuras fotointerpretadas y revisadas por [Ciciarelli \(1990\)](#) resulta evidente una correspondencia entre los lineamientos NE-SO correspondientes a los hemigrabenes de La Lechosa y Sierra Grande (líneas azules en la Fig. 3.5a), los cuales alojan importantes manifestaciones de fluorita, con lineamientos gravimétricos con la misma orientación (líneas amarillas en la Fig. 3.5b).

un carácter interpretativo como fallas menores que funcionan acomodando la deformación de las fallas NE que delimitan los hemigraben del rifting jurásico.

Sobre la base de las imágenes satelitales y considerando que además se trata de rasgos más o menos rectos, se interpreta que los lineamientos NNO, bien representados en el cauce del Arroyo Los Berros y otros paralelos a este, corresponden a fallas. Esta interpretación se basa en el desplazamiento de las unidades litológicas observado a ambos lados de estos lineamientos y por el arrastre que presenta una secuencia estratificada en las cercanías del Puesto Otero (Fig. 3.6). El lineamiento Arroyo Los Berros está por fuera de la zona de estudio, pero es importante porque coloca en contacto tectónico rocas graníticas deformadas del Plutón La Laguna del Complejo Plutónico Paileman con andesitas y piroclásticas del Complejo Volcánico Marifil (Triásico medio – Jurásico inferior). Estas últimas son las rocas afectadas por el pliegue de arrastre con cinemática sinistral del lineamiento Arroyo Los Berros (Fig. 3.6). Además, el lineamiento tiene asociada una zona de fracturación y un profuso vetilleo de cuarzo cuyo rumbo es paralelo al del lineamiento. Dado que la falla afecta a rocas del Complejo Marifil, la deformación es más joven que Jurásico, que es la edad de efusión magmática de la unidad. Con estas evidencias se propone que este sistema de lineamientos podría corresponder a una deformación más joven que el Complejo Marifil. Son necesarios más trabajos de campo orientados a resolver la verdadera naturaleza de estos lineamientos y su relación con las unidades litológicas a las que afectan.

3.3. Las estructuras mineralizadas

La mineralización de interés económico en el Distrito Gonzalito correspondió a las vetas polimetálicas de Ag, Pb y Zn. La ganga de esta mena es de cuarzo, calcita y

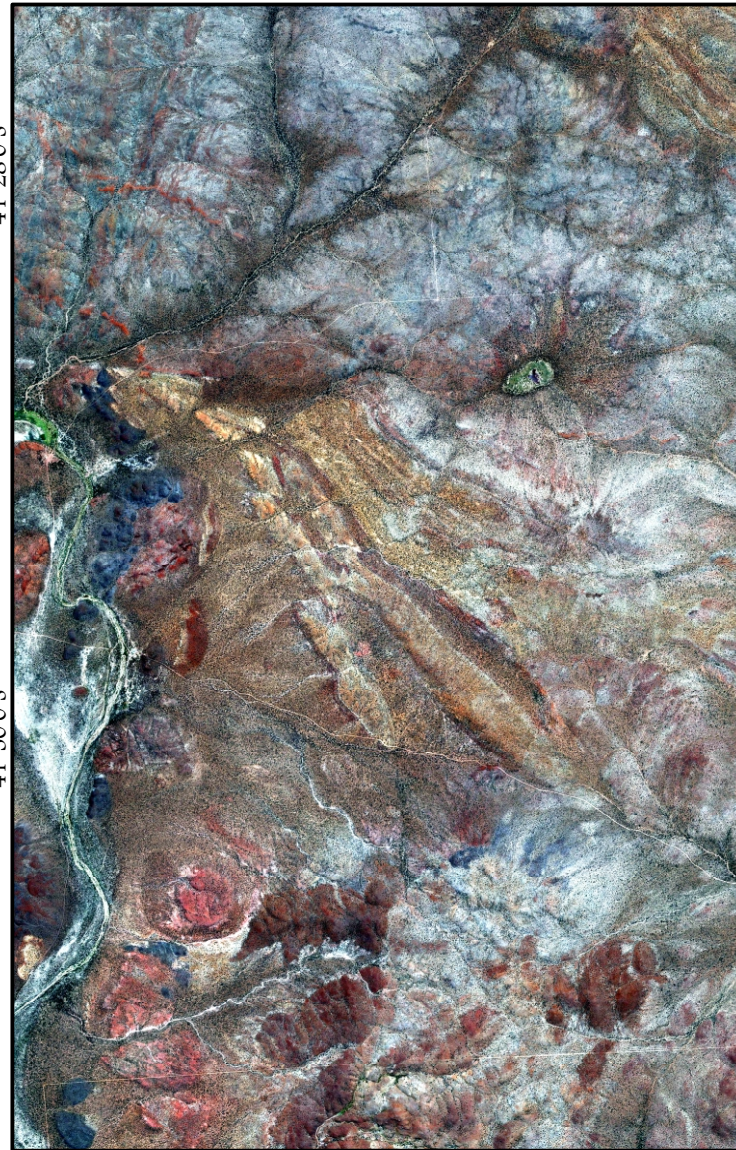
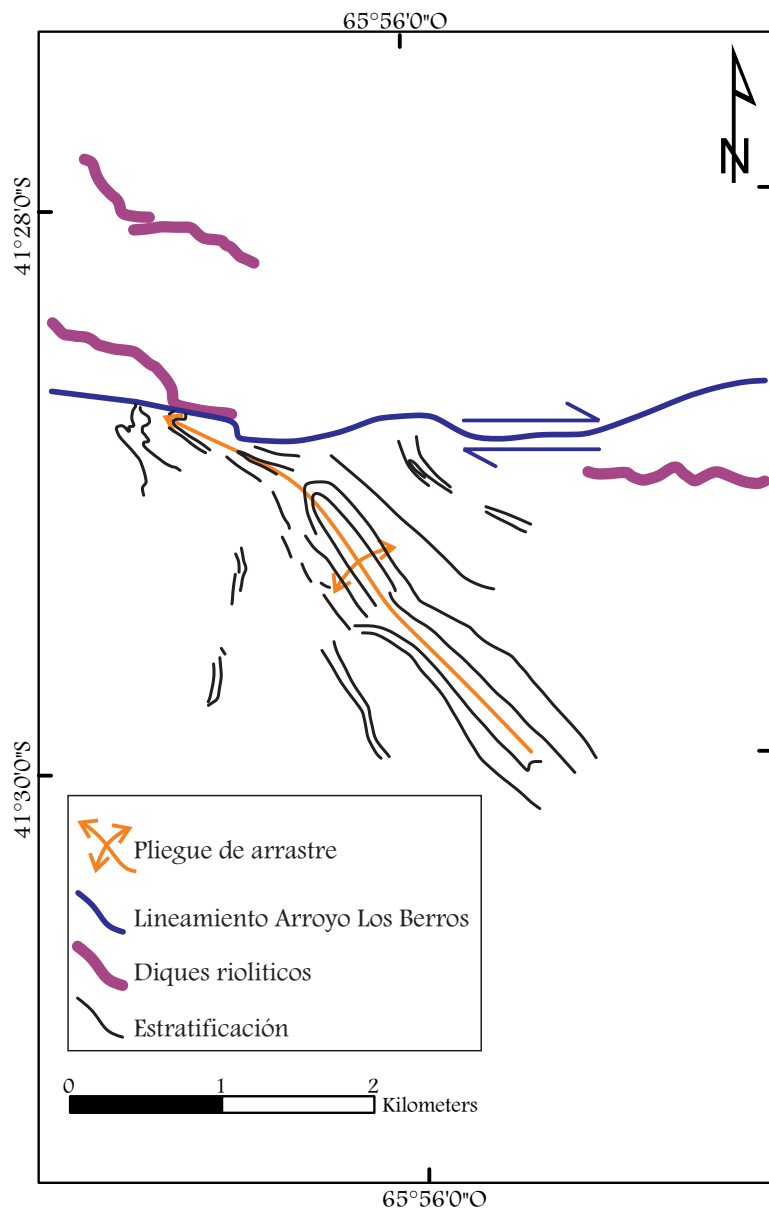


Figura 3.6. Esquema e imagen satelital QuickBird donde se puede apreciar el arrastre producido por el lineamiento ONO-ESE del Arroyo Los Berros en una secuencia estratificada del Complejo Volcánico Marifil (Triásico - Jurásico).

rodocrosita. Existen fracturas posteriores que brechan a las estructuras con sulfuros y presentan un cemento de fluorita y sílice de baja temperatura, mientras que otras cortan y desplazan a las vetas polimetálicas. Estas últimas muestran relleno de calcita y cuarzo u óxidos de manganeso en ganga de cuarzo y baritina. Se han mencionado en el área vetas hipogénicas con mineralización de wolframio que fueron atribuidas tanto al magmatismo permo-triásico como a la actividad póstuma del vulcanismo del Complejo Volcánico Marifil (Malvicini y Llambías, 1974 y Valles, 1978a). El siguiente análisis corresponde fundamentalmente a la evolución de las vetas hidrotermales portadoras de sulfuros las cuales serán tratadas según el concepto de Sanderson y Zhang (1999) y Micklethwite (2009) como fallas con relleno hidrotermal.

3.3.1. Relaciones espaciales y características de las estructuras mineralizadas

Las manifestaciones minerales polimetálicas del distrito se han agrupado en dos fajas paralelas de rumbo N15° - 30° (Fig. 3.7). En la Fig. 3.7 se ha marcado además una tercera faja que contiene una manifestación aurífera en la estancia Tres Hermanos cuya proyección hacia el SO es parcialmente cubierta por los basaltos del Somún Cúra y las vulcanitas del Complejo Volcánico Marifil. La Faja Este contiene a las minas Gonzalito, La Querencia, Vicentito, 4Q y Polito (Fig. 3.8 a). La Faja Oeste se ubica 9 kilómetros al Oeste de la anterior e incluye a las minas San Octavio, Rodi, Huica, María Teresa y Tres Marías además de otras manifestaciones menores sin nombre (Fig. 3.8 b). La primera, que denominaremos Faja Este, tiene 5,8 kilómetros de desarrollo en el rumbo por 1,1 kilómetros de ancho e incluye a las minas más explotadas del área. La segunda, que denominaremos Faja Oeste, une manifestaciones minerales a lo largo de 13,5 kilómetros por 0,9 kilómetros de ancho.

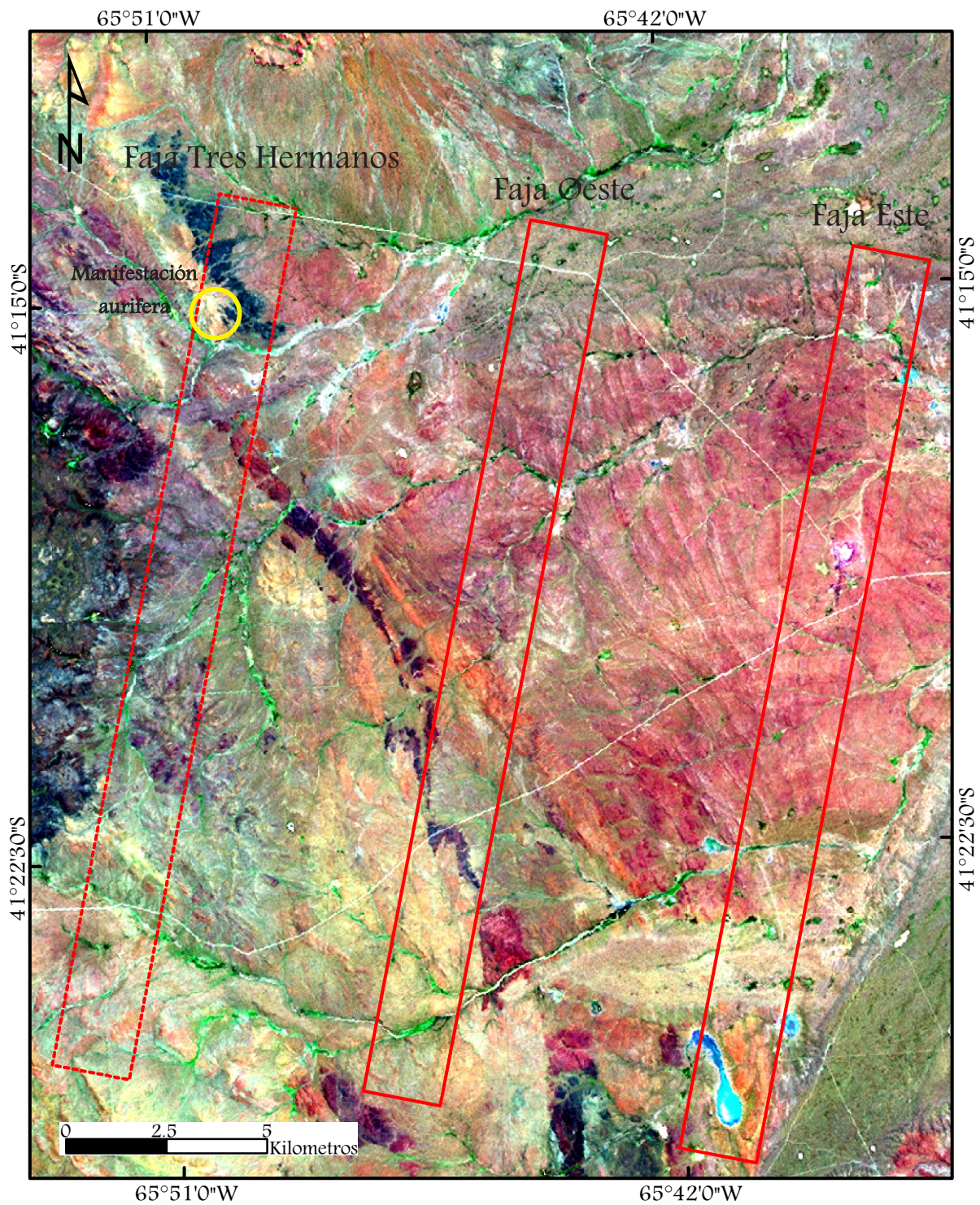


Figura 3.7. Fajas de deformación triásico-jurásica que contienen la mineralización polimetálica del Distrito Gonzalito (Faja Este y Faja Oeste). Además se muestra la ubicación de otra posible faja mineralizada denominada Tres Hermanos, esta contiene una manifestación de Au hidrotermal en la Estancia Tres Hermanos

La distribución de las estructuras mineralizadas es irregular y discontinua a lo largo de ambas fajas, las estructuras mejor desarrolladas tienen hasta 1,5 metros de potencia y no superan los 300 metros de corrida continua en superficie. La Veta Gonzalito, que fue la más desarrollada y explotada durante la actividad minera, presentó corridas de hasta 100 metros con potencia de entre 40 centímetros y 1,5 metros en subsuelo (Valvano, 1956). Hoy no es posible reconocer esta veta fuera de las labores de explotación debido al intenso laboreo y modificación antrópica que sufrió el área. El análisis estructural de las vetas se practicó en superficie y únicamente en pocas labores se pudo acceder apenas a los primeros metros (1 a 3 metros) del subsuelo. Las labores subterráneas están inundadas, las maderas de los hastiales están podridas y no hay escaleras ni piques de acceso, lo cual dificultó el análisis e interpretación de las estructuras en el subsuelo.

Las principales estructuras mineralizadas se disponen paralelas al rumbo general de las fajas mencionadas y existen algunas vetas de menor desarrollo con orientación N330°. En la Faja Este las estructuras tienen una orientación predominante N15° - 30° con algunas deflexiones hacia N350°, en tanto que las de la Faja Oeste se orientan N30°. Las vetas inclinan de forma indistinta a Este u Oeste con un ángulo cercano a la vertical.

La mineralización se aloja en fallas (vetas) subverticales con desplazamientos relativos en el rumbo. Las estrías subhorizontales (Fig. 3.8a y b) y el desplazamiento observado en los diques del enjambre de entre 80 y 100 metros (Fig. 3.4), indican un sentido de desplazamiento dextral desde el NNE hacia el SSO, paralelo a las estrías. Sin embargo, se han encontrado planos de fallas con dos sistemas de estrías casi ortogonales sin poder determinarse la relación de corte entre ellos.

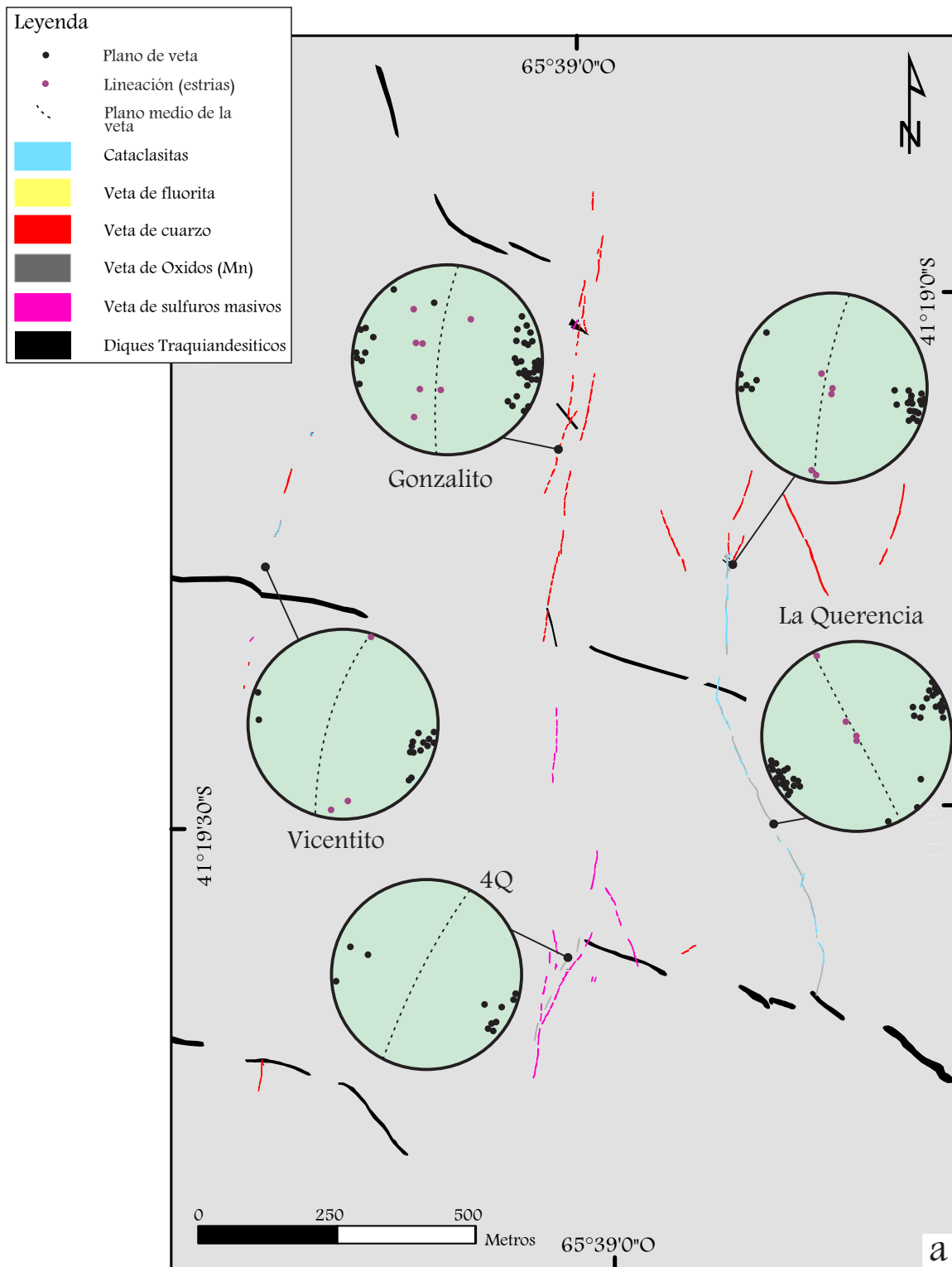


Figura 3.8. Mapa de las estructuras mineralizadas de las fajas Este (Fig. 3.8a) y Oeste (Fig. 3.8b) del Distrito Gonzalito. Se han incluido en el mapa los diques del enjambre NO a fin de resaltar la relación de corte que existe entre ellos y las vetas. Las categorías de las diferentes vetas están otorgadas por su composición mineralógica principal sin considerar su textura ni generación (edad) de la mineralogía (continúa)

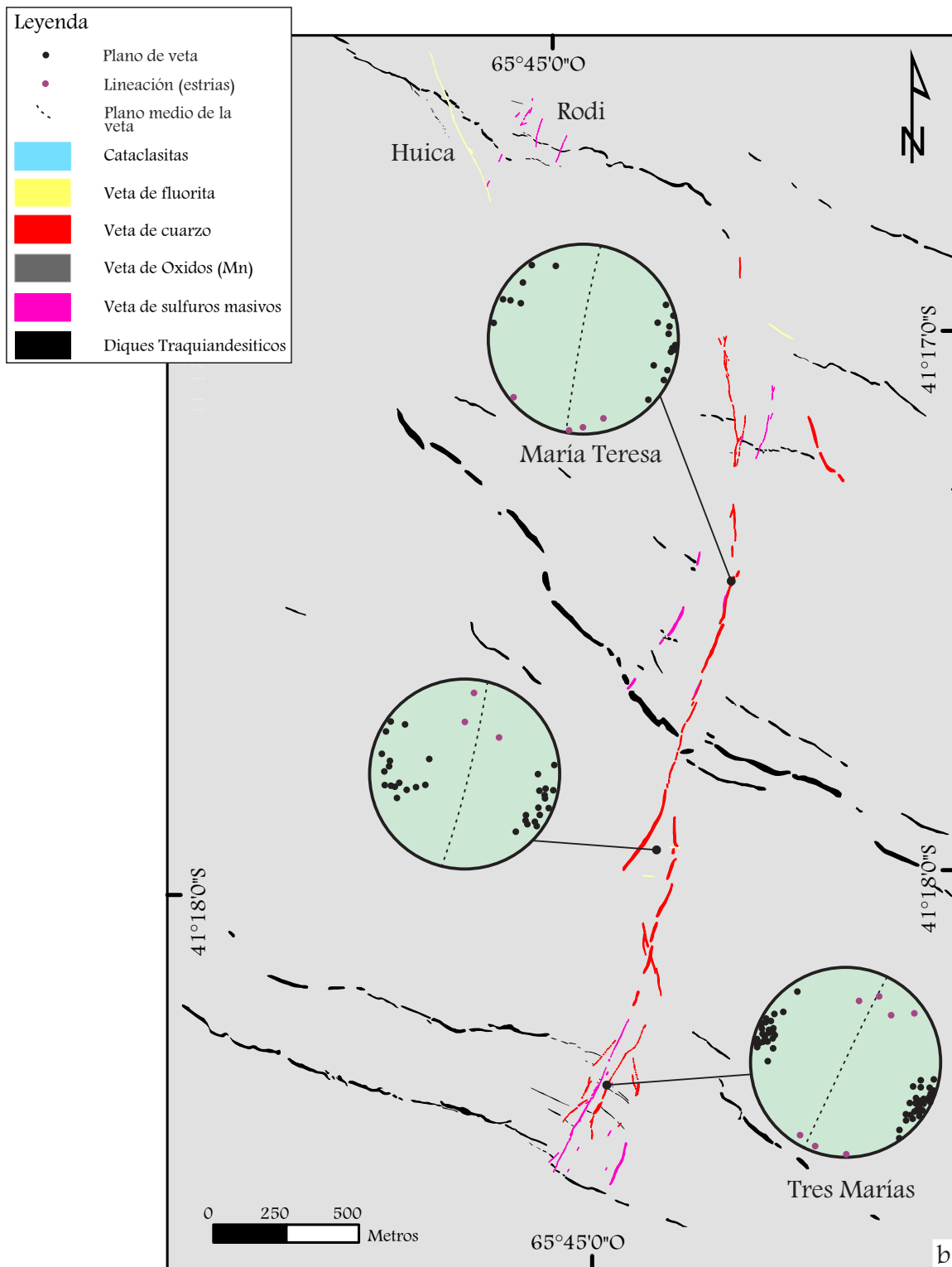


Figura 3.8. (continuación) En el caso de las minas La Querencia y 4Q (Fig. 3.8a) que presentan vetas de oxidos de manganeso, tales rellenos se encuentran en íntima relación con cataclasitas y son de una generación posterior al relleno hidrotermal polimetálico característico de las minas del área. En los estereogramas se indican los planos de las vetas de cada mina y el plano medio que resulta de esas mediciones. Las lineaciones corresponden a estrías de falla medidas sobre los planos de contacto entre la mineralización y la roca de caja.

La mala disposición de las escombreras y pilas de estéril, los residuos de la planta de preconcentrado de galena y la acumulación inadecuada de otros residuos derivados de la explotación de la mina ha obliterado, cubierto y destruido gran parte de las estructuras mineralizadas por lo que en los casos donde no se ha tenido acceso directo a la estructura se ha considerado la ubicación de los rajes de explotación como la ubicación original de la mineralización, completándose la información con los mapeos y descripciones previas (Valvano, 1956; Del Monaco, 1971; Valles, 1978a y b). En la Faja Oeste se ha reconocido una estructura mineralizada sin laboreos que conecta las labores de explotación de las minas Tres Marías y María Teresa. Esta estructura es la de mayor desarrollo superficial hallada durante los trabajos de campo y corresponde a una zona de alteración de hasta 200 metros de potencia que contiene dos vetas principales paralelas entre sí de entre 1,5 a 0,6 metros de potencia con mineralización de galena, blenda, pirita, calcopirita en ganga de cuarzo. Entre estas vetas se desarrolla un intenso vetilleo que por sectores se concentra formando una tercera estructura tipo ramal ligeramente oblicua a las principales. Esta estructura permitió establecer las relaciones de corte existentes entre los diferentes pulsos de mineralización reconocidos en el área además de esbozar un modelo estructural para el emplazamiento de las vetas.

Los planos de fracturas donde se alojan las mineralizaciones en general son simples, rectos y continuos; en ocasiones tienen curvaturas con formas sinusoidales en planta. En algunas estructuras mineralizadas se desarrollan, al techo de la falla, una cataclasis de la roca de caja y formación de cataclasitas foliadas (Fig. 3.9). Estas rocas tienen mineralización diseminada asociada a la alteración hidrotermal producto de la circulación de los fluidos mineralizantes. La presencia de estas cataclasitas foliadas además de abundantes indicadores cinemáticos de tipo arrastre han servido a

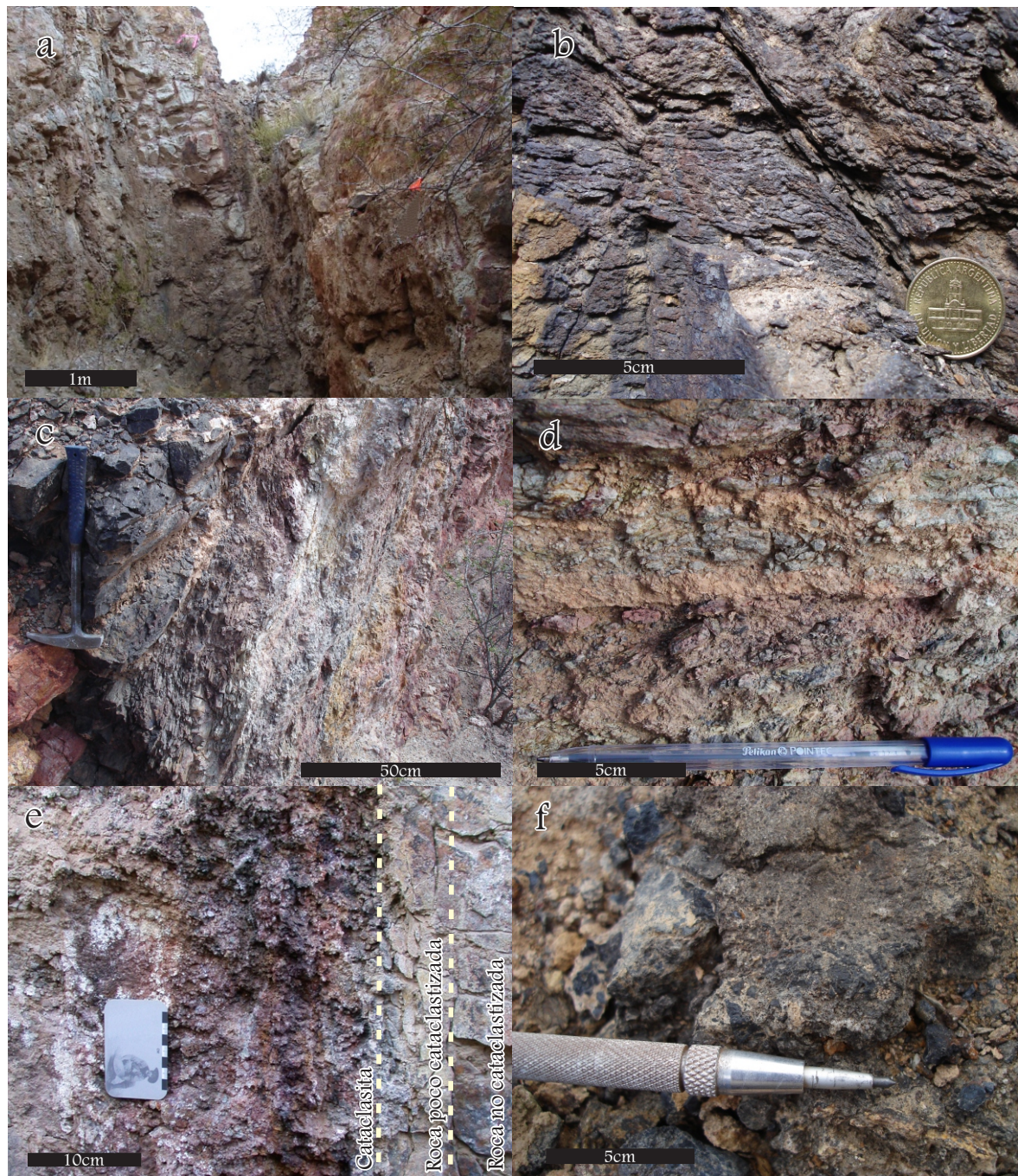


Figura 3.9. Fotografías de campo de las estructuras mineralizadas. a) Vista general en laboreo a cielo abierto de la Veta Vicentito donde se observa la veta polimetálica de textura bandeada subvertical inclinándose al Este; b) Pliegue de arrastre con geometría de S-C de la foliación metamórfica en esquistos del Complejo Mina Gonzalito, asociado a la estructura anterior; c) Cataclasita foliada asociada a la veta mineralizada Vicentito, en primer plano se aprecia el plano de la falla asociada; d) Detalle de la cataclasita foliada donde alternan bandas con brechas poco foliadas y bandas de cataclasitas foliadas sensu stricto; e) Cataclasita foliada en el contacto con la roca de caja no deformada por cataclasis y presentando abundantes óxidos e hidróxidos de hierro; f) Brecha tectónica de una veta con mineralización de óxidos de manganeso asociada a la veta La Querencia.

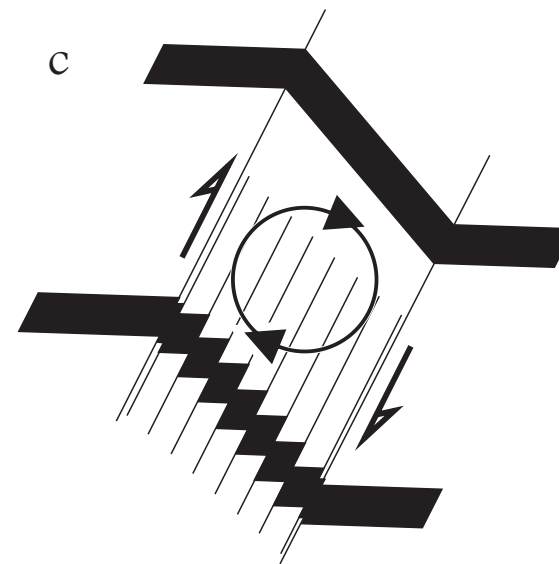
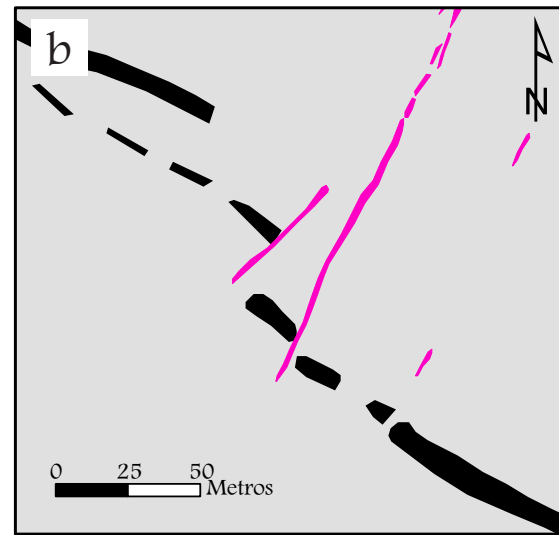
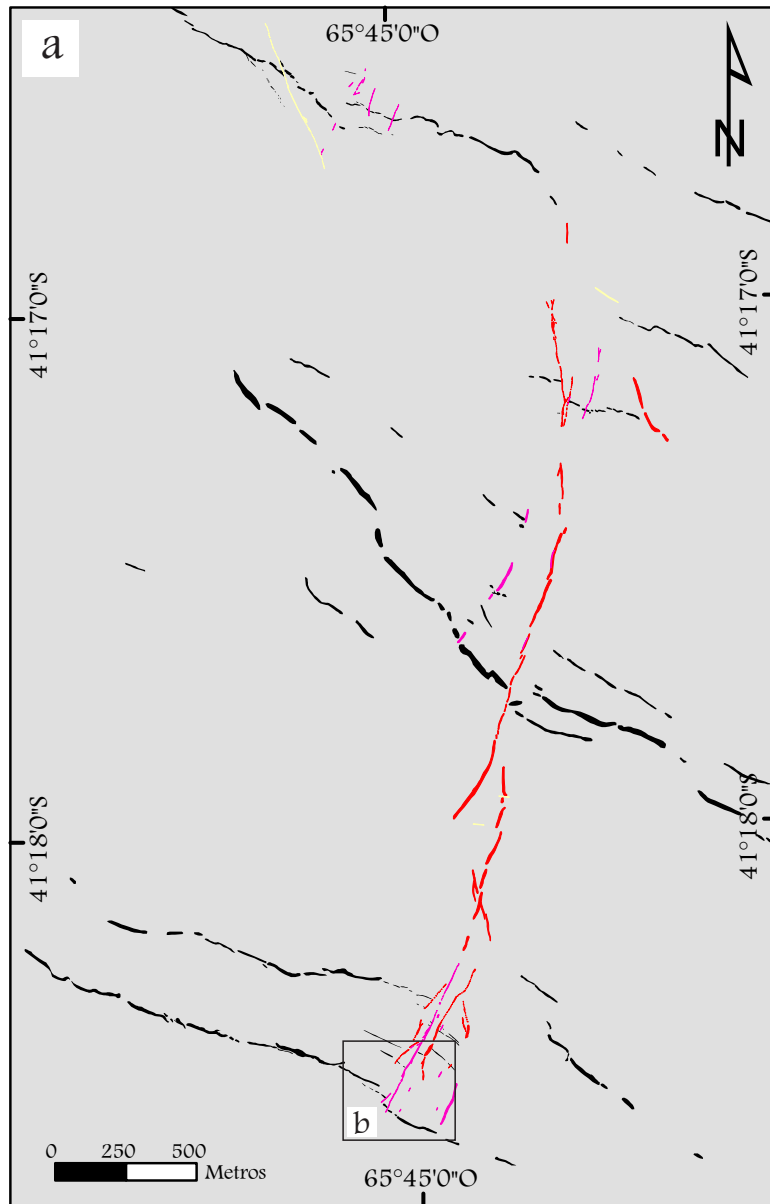


Figura 3.10. Mapa de las estructuras mineralizadas de las Faja Oeste (Fig. 3.8b) del Distrito Gonzalito -referencias según Fig. 3.8b-. En el puede observarse como las vetas del sistema NE cortan y desplazan a los diques del enjambre (Fig. 3.10b).

La figura 3.10c esquematiza la deformación ocasionada por la faja de cizalla frágil de orientación NNE. Las múltiples fracturas paralelas de la faja producen un desplazamiento del marcador (en este caso el dique) por fuera de ella mientras que el segmento contenido en la faja rota. El diseño del afloramiento resulta en la sección de un pliegue Kink.

González *et al.* (2008) y González *et al.* (2011) para interpretar estas estructuras como de tipo frágil-dúctil.

Las fracturas mineralizadas cortan y desplazan a los diques del enjambre, afectándolos con pliegues de arrastre tipo kink (Fig. 3.10). Las fallas se disponen en fajas de orientación NNE donde la concentración de las mismas genera el desplazamiento a ambos lados de la faja. En el interior de la faja de deformación se observa un desplazamiento incremental que resulta en la rotación horaria del tabique de la roca guía contenido dentro de la faja. El tabique se une a los extremos del dique que quedaron fuera de la misma cerrando la geometría de pliegue kink.

3.3.2. *La mineralización: su mineralogía y edad*

Las estructuras mineralizadas de las minas del área Gonzalito y de las minas del oeste (Fig. 3.7 y Fig. 3.8) comparten tres paragénesis diferentes que presentan entre si diferencias temporales bien claras. La asociación mineral más antigua es la que presenta galena, blenda, pirita y calcopirita en ganga de cuarzo (Fig. 3.11 a). Las vetas de fluorita con cuarzo microcristalino cortan, desplazan y brechan a las anteriores (Fig. 3.11 b y Fig. 3.12). Por ultimo aparecen cortando a las estructuras previas vetas y vetillas mineralizadas con óxidos de manganeso en ganga de cuarzo y baritina, esta última suele presentarse como boxwork por reemplazo de cuarzo (Fig. 3.11 c).

Basado en las relaciones de corte Valles (1978a y b) propuso que la edad de la mineralización polimetálica en las minas del oeste del distrito Gonzalito debía de ser Triásico Tardío a Jurásico Temprano. Por otro lado Ciciarelli (1990) propuso la mineralización de fluorita en el área de Sierra Grande y alrededores asociada a las rocas ácidas del Complejo Volcánico Marifil del Jurásico inferior (Pankhurst y Rapela, 1998). En cuanto las estructuras portadoras de óxidos de manganeso, la posible edad

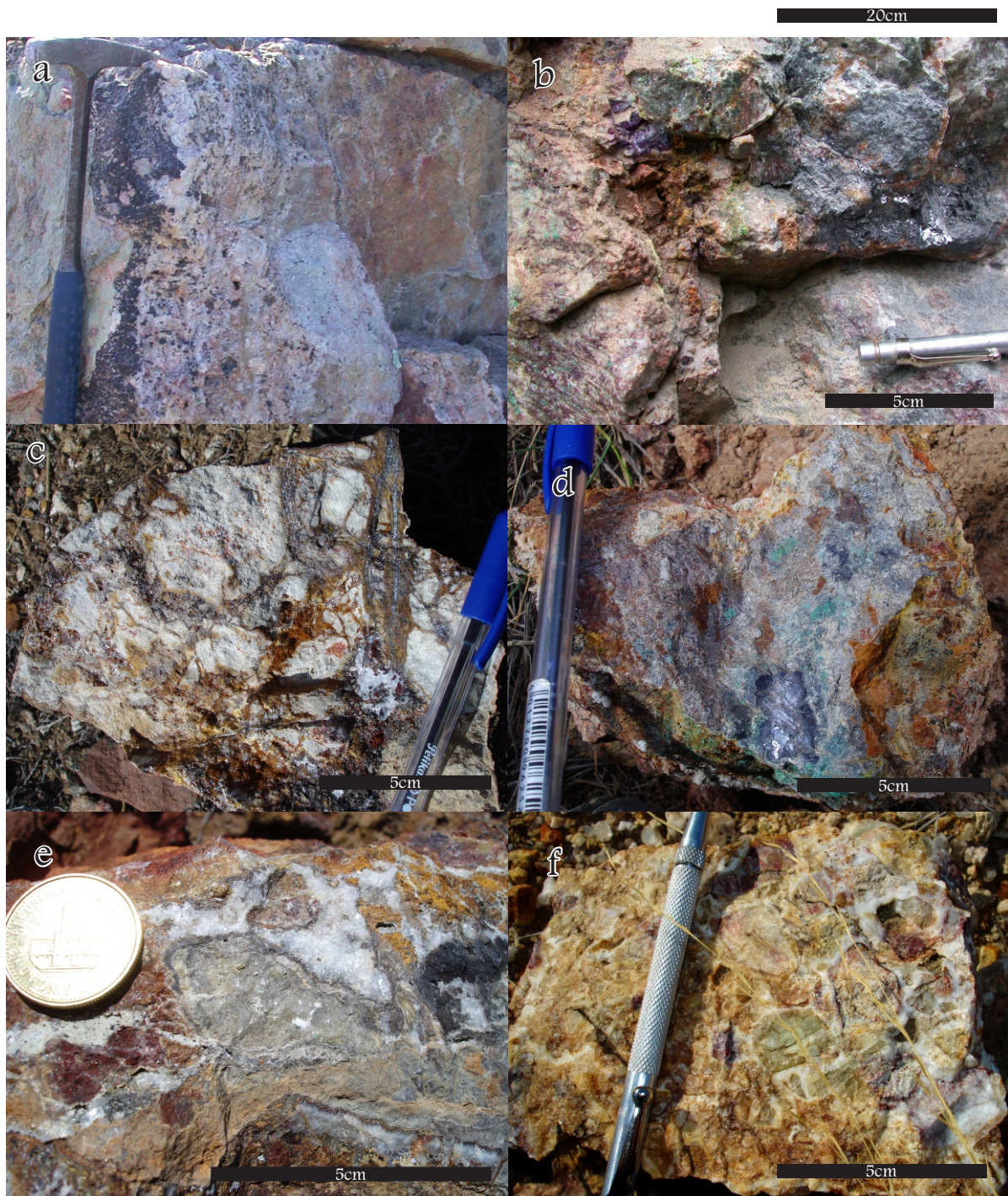


Figura 3.1.1. Fotografías del relleno hidrotermal de las estructuras mineralizadas en el Distrito Gonzalito; a) Veta de cuarzo bandeada con sulfuros diseminados y una banda de sulfuros masivos; b) En labor minera de la Mina Tres Marias se observa una veta rellena con fluorita cortando sulfuros masivos; c) Brecha hidrotermal de clastos del complejo mina gonzalito con fuerte alteración argílica cementados por vetillas de cuarzo, óxidos de manganeso y limonitas; d) Brecha de clastos de sulfuros masivos en matriz de fluorita, por efecto de alteración de los sulfuros se aprecia una patina de malaquita (cobre color); e) Brecha hidrotermal de sulfuros masivos cementada por cuarzo de grano grueso donde los clastos están completamente oxidados a anglesita-cerussita y limonitas; f) Brecha hidrotermal tipo jigsaw de clastos de fluorita cementados por cuarzo de grano grueso; (continúa)

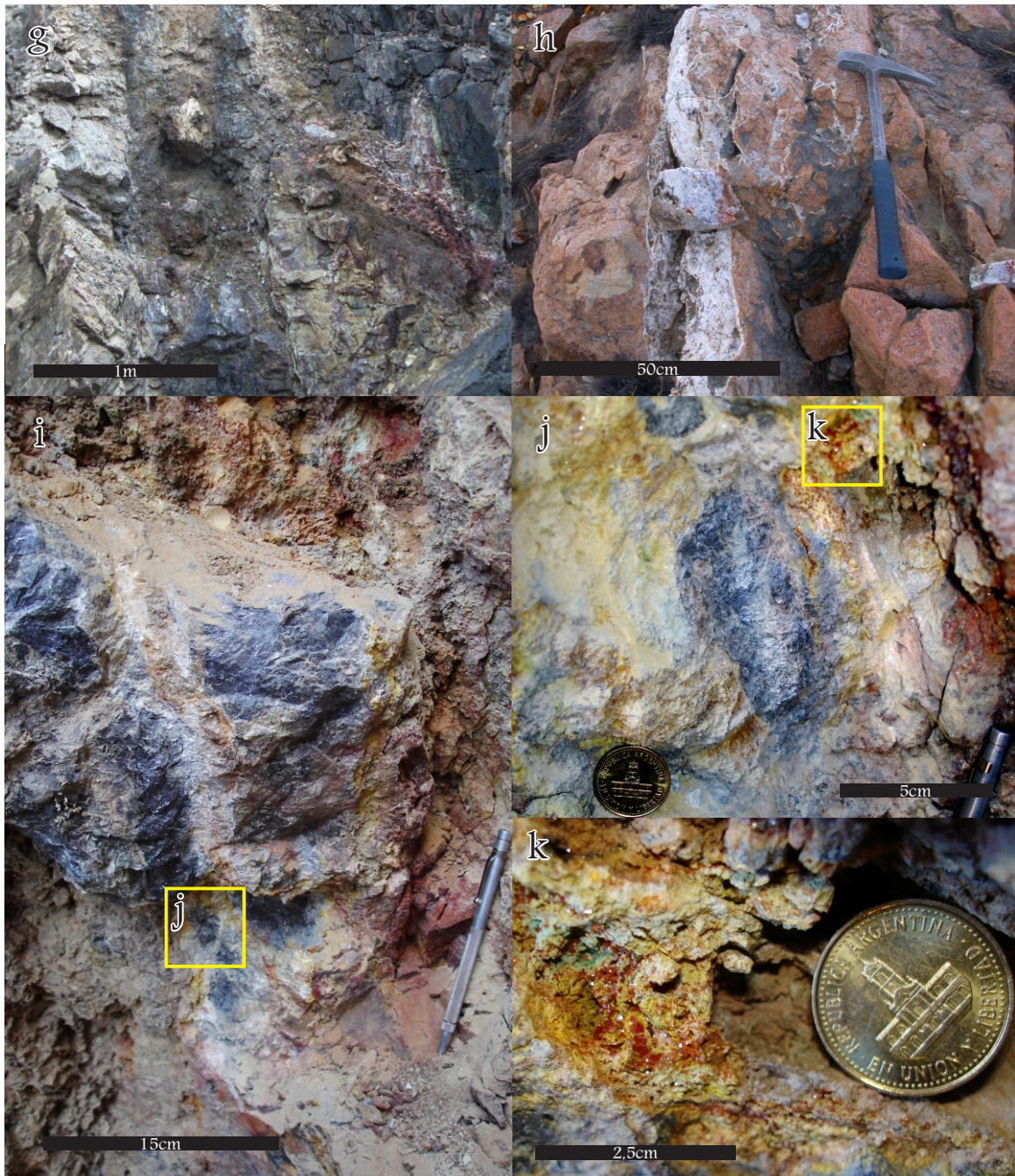


Figura 3.11. (continuación) Fotografías del relleno hidrotermal de las estructuras mineralizadas en el Distrito Gonzalito; g) Veta de sulfuros masivos fuertemente oxidada y cortada por una veta de óxidos de manganeso, en la salbanda izquierda puede apreciarse la textura bandeada de la misma y del lado derecho de la fotografía se puede observar el plano de falla con desarrollo de cataclasis; h) Dique riolítico del anjambre al sur de la Mina Gonzalito cortado por una vetilla de cuarzo de grano medio que presenta sulfuros y fluorita diseminados; i) Detalle de la mineralización polimetálica in situ de la Mina Gonzalito donde se observa la mineralización de sulfuros masivos afectada por una falla posmineral y rodeada por minerales de alteración; j) Detalle de la fotografía anterior; k) Detalle de la fotografía anterior donde se aprecia la presencia de cristales de wulfenita (anaranjada - PbMO_4) y vanadinita (verde amarillenta - $\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3\text{Cl}$), típicos de la oxidación de yacimientos de plomo.

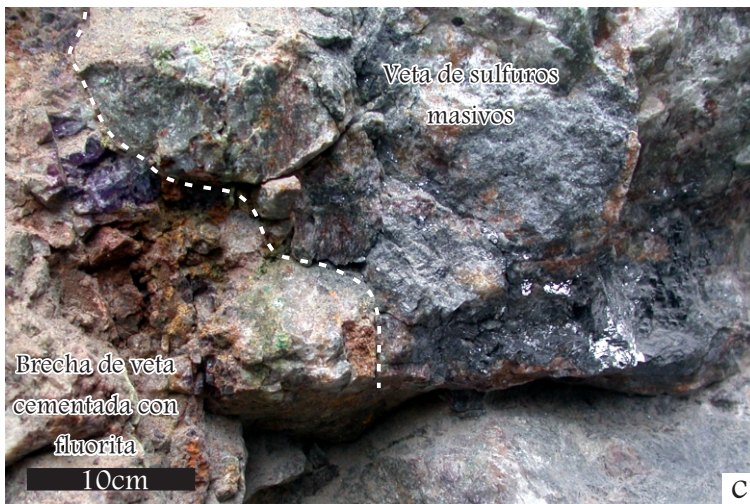
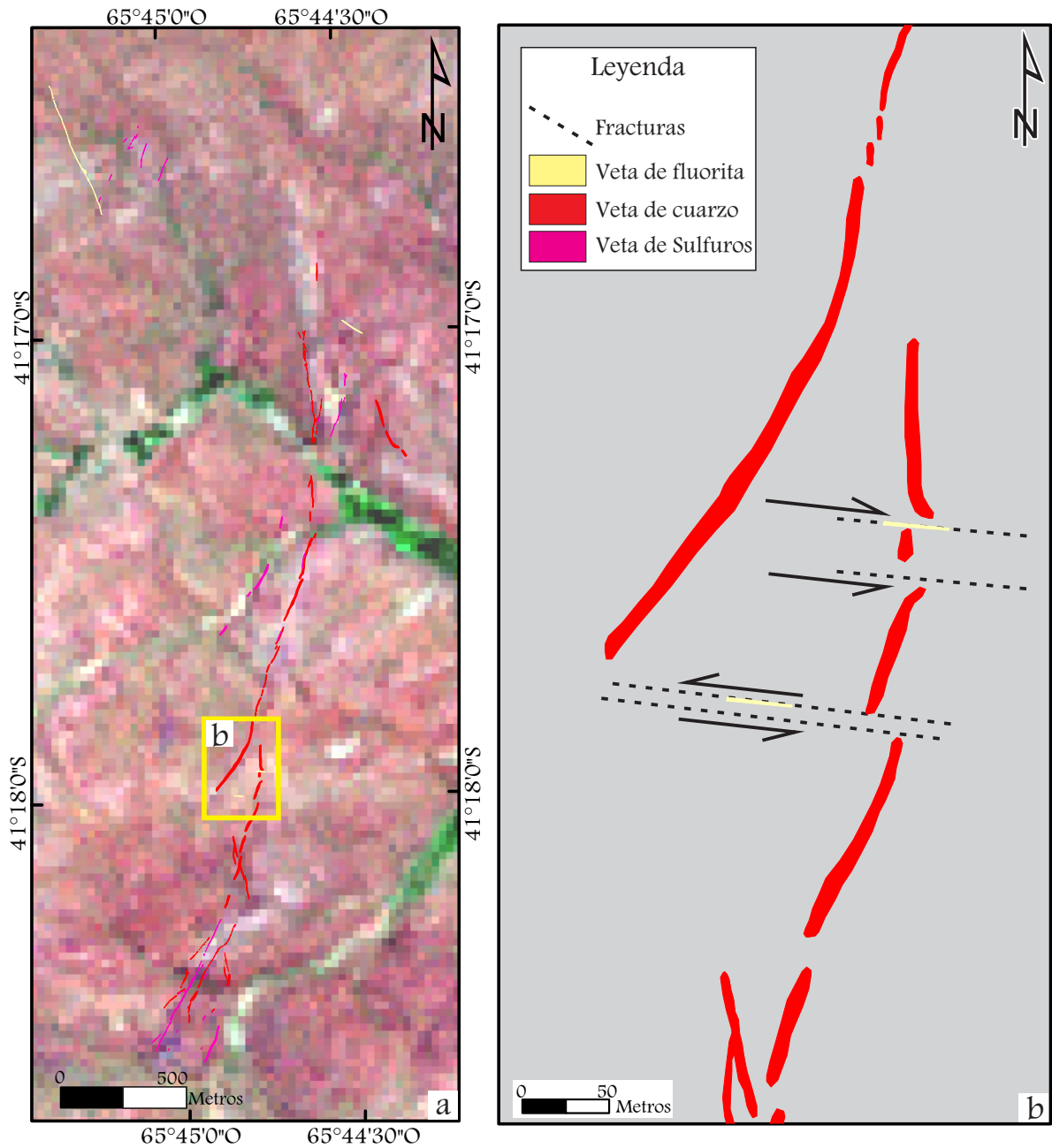


Figura 3.12. Relación de las vetas de sulfuros masivos con las vetas de fluorita; a) Mapa general de la Faja Oeste; b) Detalle de una veta de sulfuros cortada y desplazada por una veta de fluorita; c) Foto de campo de una veta de sulfuros masivos cortada y brechada por una veta de fluorita.

de estos depósitos fue aproximada por Valles (1978 b) en comparación con la propuesta de Malvicini y Llambías (1974) en el área de Arroyo Verde. Estos últimos autores describieron el remplazo pseudomórfico de conchillas de lumachelas por óxidos de manganeso en la Formación Arroyo Verde (del Eoceno Medio en Busteros *et al.* 1998). Considerando estas relaciones la edad de esta mineralización quedaría acotada entre el Eoceno Medio y el Oligoceno Medio, edad de la Formación Somún Cúra posible fuente de la mineralización.

No se ha podido observar la relación de corte entre las vetas portadoras de wolframio (Valles, 1978b) y las plumbíferas. Cabe destacar que otras manifestaciones de W en el Macizo Nordpatagónico Oriental como el Granito San Martín (Gozalvez, 2010) corresponden al ciclo magmático del pérmico-triásico y tienen una estrecha relación genética con los intrusivos de dicho ciclo.

Finalmente, los sulfuros primarios se encuentran fuertemente alterados en superficie conformando un sombrero de hierro (Urbina, 1980) con una asociación mineralógica caracterizada por la presencia de anglesita, cerusita, vanadinita, wulfenita, cerusita, goethita, hematita, azurita, malaquita, criptomelano, psilomelano, pirolusita, duftita, mottramita-descloizita, dolomita, cuarzo, calcita y yeso. Las condiciones para la formación de esta mineralogía sobre la base de la mena primaria sería un ambiente semiárido con extensos ciclos de desecación que contribuyeron a la formación de arseniatos y vanadatos. Una alcalinización posterior del medio propiciaría la formación de calcita, dolomita, wulfenita, cerusita y anglesita (Urbina, 1980).

3.3.3. Origen de la mineralización

La mineralización del La Mina Gonzalito fue definida como polimetálica de tipo mesotermal con un periodo inicial de alta temperatura en base a una paragénesis mineral con arsenopirita (exsuelta) –airita, arsenopirita, blenda, galena, calcopirita, digenita, famatinita (?), covelina, goethita, marcasita, hematita, siderita- (Valvano, 1956). La ganga está compuesta por cuarzo de dos generaciones, una primera de grano grueso ideomorfo (que reemplaza parcialmente a minerales de mena como la blenda y la galena) y una posterior de cuarzo jaseroide asociado a pirita de grano fino (Valvano, 1956).

Una paragénesis semejante fue reconocida en las minas al oeste del distrito, María Teresa y Tres Marías, donde Vallés (1978a) reconoció tres pulsos minerales separados por “colapsos” del sistema. En el primer pulso se depositaron blenda, pirita, galena y calcopirita; después del primer colapso fluorita, cuarzo y siderita; y cerrando el sistema, después del segundo colapso, calcedonia. El cuarzo es omnipresente en el sistema y este autor solo incluye en la secuencia paragenética los eventos de depositación más conspicuos. Esta secuencia mineral permitió al autor clasificar al depósito como epitermal con una etapa inicial mesotermal.

Las condiciones físicas de deposición para la Mina Gonzalito fueron determinadas por la composición de la blenda e isótopos de O y S (Domínguez y Aliotta, 1978) y por el estudio de inclusiones fluidas (Korzeniewski *et al.* 2011). A pesar de las diferentes metodologías utilizadas existe una coincidencia notable sobre el rango de temperatura de formación que se encontraría alrededor de los 300°C a 350°C. Por otra parte el análisis de las inclusiones fluidas permitió establecer una profundidad de emplazamiento estimada en 700 m (Korzeniewski *et al.* 2011).

Haciendo una extrapolación de los estudios en los depósitos de fluorita realizados por [Manera \(1972\)](#) y [Aliotta \(1999\)](#) quienes determinaron una temperatura de formación para estas mineralizaciones de 200°C en diversos yacimientos de la Provincia de Río Negro, se podría establecer que posteriormente a los pulsos de fluidos mineralizantes ricos en metales base y de alta temperatura se sucedieron pulsos de fluidos con características químicas y físicas diferentes que resultan en la depositación de fluorita y cuarzo de baja temperatura. En base a estas estimaciones se propone un origen de tipo hidrotermal con sucesivos pulsos mineralizantes para las manifestaciones polimetálicas del Distrito Gonzalito.

Las semejanzas en las paragénesis minerales en las diferentes manifestaciones del distrito permiten hacer una generalización, despreciando las variaciones que exhiben algunos elementos de forma local en cada estructura, donde la posible génesis del depósito sea hidrotermal ligada a un sistema de mediana profundidad con una temperatura alrededor de los 300°C para un evento inicial de mayor temperatura y un descenso a unos 200°C para los pulsos subsiguientes.

3.3.4. Génesis de las estructuras mineralizadas

Las estructuras dilatacionales son aquellas capaces de alojar rellenos. Estas pueden generarse tanto en un ambiente netamente extensional como en un sistema transcurrente por trastensión. En el caso de las vetas del Distrito Gonzalito no es clara aún la génesis de las fracturas que alojan la mineralización. La presencia de dos juegos de lineaciones minerales y estriaciones en algunas vetas indica movimientos en por lo menos dos direcciones durante la actividad de la estructura.

En los conceptos de [Sanderson y Zhang \(1999\)](#) y [Micklethwite \(2009\)](#) las fallas son canales de ascenso de fluidos que ganan permeabilidad a partir de un

movimiento (sismo) que genera un aumento instantáneo de la permeabilidad sobre ese plano de discontinuidad de la roca. Esta permeabilidad tiene una duración limitada en el tiempo hasta que un nuevo evento mecánico favorezca su reapertura. Cada movimiento de apertura conlleva un desplazamiento sobre el plano lo que genera una modificación tectónica sobre el relleno previo. Un cambio del campo de esfuerzos regional puede ocasionar cambios en la cinemática de las fallas alterando y obliterando las características previas dificultando así su análisis evolutivo.

Bajo un campo de esfuerzos regional constante se define un sistema de permeabilidad (Sanderson y Zhang, 1999). Frente a una perturbación tectónica del campo de esfuerzos residente algunas de las estructuras permeables pasan a representar canales preferenciales para la circulación de fluidos. El nuevo campo de esfuerzos tiene una duración muy corta, un instante, ya que la perturbación que lo genera no es continua. Esto ocasiona que el arreglo de permeabilidad de la corteza se reajuste a las condiciones previas al sismo. Para volver a abrir los canales de permeabilidad preferencial será necesario un nuevo movimiento con capacidad de perturbar el campo de esfuerzos regional. Los fluidos hidrotermales que circulan por las fallas depositan los metales ante cambios físicoquímicos asociados a la recurrencia en la apertura y cierre de las fallas. De esta forma, el relleno final de las vetas está vinculado a varios pulsos mineralizantes.

La circulación vertical de fluidos en rocas fracturadas tiene una importancia particular sobre el desarrollo de las vetas. Los fluidos que ascienden de forma homogénea a través de un volumen de roca no generan depósitos minerales concentrados. Pero cuando la densidad de fracturas es apropiada en una zona específica del sistema rocoso se generan canales de mayor permeabilidad por los que

los fluidos pueden ascender de forma más efectiva y de manera prioritaria ([Sanderson y Zhang, 1999](#)). Esto debe entenderse en los campos hidrotermales como zonas de mayor concentración de fracturas donde se desarrollan las principales estructuras mineralizadas. Entre ellas, debido a una menor densidad de fracturas que se traduce en una menor permeabilidad, se produce un flujo homogéneo de los fluidos hidrotermales que provocan alteración hidrotermal y mineralización diseminada. Por esta razón es factible encontrar áreas intensamente mineralizadas intercaladas con zonas más estériles en función de la distribución de la deformación que es siempre heterogénea.

Por otro lado, las fallas en si mismas pueden representar una barrera para la migración de fluidos ya que suelen contener en su núcleo rocas impermeables, como por ejemplo los jaboncillos de falla. Son las zonas de relevo, las curvas y las zonas de terminación de las fallas donde se desarrolla una abundante fracturación de la roca. En esos lugares la permeabilidad aumenta de manera exponencial y suelen representar canales de ascenso preferencial para los fluidos ([Micklethwite, 2009](#)).

En base a estos conceptos y a la disposición de las estructuras mineralizadas en fajas discretas, Este y Oeste (Fig. 3.7 y 3.8), es que se propone para el Distrito Minero Gonzalito un sistema de fajas metalogenéticas de orientación NNE. Estas fajas corresponderían a zonas de ascenso preferencial de los fluidos debido a su alta densidad de fracturación. Utilizando este concepto es factible establecer áreas de interés metalogenético en función de la presencia de manifestaciones minerales y la orientación que se espera de las mismas.

3.4. Discusión y modelo estructural

Por principio general las rocas son más resistentes a la compresión que a la extensión (Ramsay y Huber, 1987). Partiendo de este postulado un proceso tectónico extensional tiene la posibilidad de crear nuevas estructuras más fácilmente que uno compresivo. Este principio se aplicaría fácilmente si la litosfera tuviese un comportamiento mecánico homogéneo y no presentara ningún tipo de discontinuidad. En el caso de las discontinuidades previas, estas cumplen un rol importante en la generación de nuevas estructuras siempre que su orientación sea favorable para ello. Cuando una discontinuidad se dispone en un ángulo cercano a 30° del esfuerzo máximo principal su orientación es óptima para funcionar bajo ese campo de esfuerzos y reactivarse. Por otro lado si se dispone perpendicular al mismo favorecerá la formación de nuevas estructuras. Por otra parte se debe considerar la presión de fluidos y la porosidad, primaria o secundaria, de la roca como factores de fundamental importancia sobre el comportamiento de mecánica de las rocas. Una roca con alta presión de fluidos, y presumiblemente con mayor porosidad, tendrá menor resistencia a la rotura que una con baja presión de fluidos. Considerando estos aspectos básicos de la deformación se discutirá un modelo de evolución cinemática para las estructuras de deformación que contienen a la mineralización en el distrito Gonzalito.

Como se ha mencionado previamente, las fajas de cizalla Peñas Blancas y El Jagüelito son estructuras compresivas dúctiles que se iniciaron, al menos, desde el ciclo de deformación Gondwánico (Giacosa, 2001). Estas estructuras regionales de orientación NO serían paralelas al eje orogénico propuesto para el pérmico en la Patagonia (Llambías *et al.* 2002; Ramos, 1984, 2008 y von Gosen, 2002). Los lineamientos NE propuestos como fallas límite de los hemigrabenes jurásicos por Ciccirelli (1990) son perpendiculares a las anteriores y podrían responder a debilidades previas de la corteza generadas también durante la orogenia gondwánica.

La relación geométrica entre estos sistemas de fracturas puede ser interpretados como los sistemas de fracturación perpendiculares al frente de deformación orogénico que se desarrollan en los orógenos de subducción. En este contexto, la deformación del Jurásico reactiva las grandes fallas (estructuras de primer orden) generadas durante la deformación gondwánica. Estas discontinuidades delimitan bloques corticales que durante el jurásico funcionaron como bloques rígidos. Parte de la deformación fue absorbida en la reactivación de las fallas gondwánicas y otra parte en la generación de nuevas estructuras dentro de los bloques. Para que tales condiciones sean posibles es importante que las variaciones de orientación del campo de esfuerzo regional sean adecuadas. Si el campo de esfuerzos es propicio las fracturas antiguas pueden servir como canales para acomodar la deformación más joven. Dadas estas condiciones es posible generar un sistema de bloques que interaccionando entre sí presenten poca deformación interna y una alta tasa de cizalla en sus bordes.

Si bien parte de la deformación se canalizaría a través de las fracturas principales previas, los bloques delimitados por ellas se comportarían como cuerpos rígidos y por tanto susceptibles de ser fracturados. Debido a la deformación interna de cada bloque se generarían nuevas estructuras. A este grupo de nuevas estructuras pertenecen las que presentan mineralización polimetálica y sus conjugadas. Estas estructuras se desarrollarían de forma sincrónica con la reactivación de las fracturas pérmicas.

Esta coetaneidad entre los diferentes movimientos de las fracturas producirá cambios cinemáticos de las mismas durante su evolución. Considerando a las estructuras mineralizadas como netamente dilatacionales, si bien se han registrado escasos planos estriados verticales siempre superpuestos con estrías verticales, estas

presentarían componentes de desplazamiento horizontal muy pequeños. Desplazamientos posteriores dentro del esquema de evolución, produjeron desplazamientos de rumbo que generaron nuevos estriados subhorizontales. Estos movimientos modificarían texturalmente a los rellenos hidrotermales previos, por ejemplo generando brechas. Por esta razón es común encontrar en el distrito brechas de sulfuros masivos cementadas con fluorita, incluso brechas de brechas dependiendo de la orientación de la estructura que puede haberse reactivado más de una vez.

El esquema de esfuerzos propuesto para la Patagonia norte durante el Paleozoico superior ubica al esfuerzo compresivo máximo con dirección NE-SO, basada en la deformación de cobertura observada en la Formación Sierra Grande y de la Sierra de la Ventana (Japas, 2001; von Gosen, 2002). En el Triásico se habría producido el colapso del orógeno Gondwánico (Franzese y Spalletti, 2001; González *et al.* 2014) de orientación NO-SE (de forma perpendicular al eje de acortamiento). Este proceso deriva en una extensión generalizada de la corteza en sentido NE-SO, coincidente con el eje orogénico Gondwánico, que se refleja en la apertura de cuencas extensionales de tipo hemigraben (Franzese y Spalletti, 2001) y la intrusión de sistemas magmáticos de origen profundo controlados por esta tectónica como el enjambre de diques descrito por González *et al.* (2014).

Este cambio rotundo del sistema de esfuerzos regional sería capaz de generar grandes cambios sobre las estructuras pérmicas. Las estructuras compresionales del Pérmico bajo este nuevo esquema de esfuerzos presentan una orientación favorable para el desarrollo de sistemas extensionales durante el Triásico. Esta tectónica extensional NO del Triásico puede observarse tanto en el emplazamiento del enjambre de diques que fue descrito en el capítulo 2 como en el desarrollo de numerosos

hemigrabenes con esta orientación para esa edad (Uliana *et al.* 1985; Ramos, 1999; Franzese y Spalletti, 2001; Jenchen y Rosenfled, 2002; Giacosa, 1993 y 1997; Giacosa *et al.* 2007).

A partir de una rotación de 30° del campo de esfuerzos regional el esfuerzo compresivo máximo se ubicaría cercano a N-S. Esto resultaría en una extensión de rumbo general E-O y la reactivación de las fallas pérmicas como estructuras transcurrentes. En los bloques limitados por estas fallas se generarían estructuras extensionales de rumbo general N-S. Estas nuevas estructuras extensionales cortan a las rocas y estructuras previas y en algunos casos alojan mineralización polimetálica. La nueva cinemática de las estructuras mayores que separan a los bloques produce rotación de los mismos y por ende de las nuevas estructuras en ellos contenidas. Esta rotación de las nuevas estructuras implica también un cambio de orientación de las mismas respecto al campo de esfuerzos. Esta nueva orientación ubica a las estructuras inicialmente extensionales en una posición donde el campo de esfuerzos las aprovecharía como estructuras transcurrentes. Así los rellenos originales comienzan a obliterarse por la deformación tectónica y a las estructuras extensionales originales les son sobreimpuestas características de transurrencia.

En este esquema de evolución de las estructuras frágiles a frágil-dúctil del sector de suroriental del Macizo Nordpatagónico la cinemática de las estructuras regionales controlaría la evolución de las fracturas más modernas y de menor escala.

Dado este modelo, es clara la necesidad de un cambio no solo del campo de esfuerzos si no del ambiente tectónico. Un arco magmático de edad pérmica asociado a un frente de deformación funciona en esta zona del Macizo Nordpatagónico (Ramos 1984, 2008; Giacosa 2001; Japas 2001; Llambías *et al.* 2002; von Gosen 2002, 2009).

Para el Triásico habría existido un cambio rotundo de la tectónica imperante pasando de un régimen compresional a un ambiente netamente extensional interpretado por algunos autores como un proceso de colapso orogénico (Franzese y Spalletti, 2001; González *et al.* 2014). Esta extensión habría continuado durante el Jurásico resultando a fines de este periodo en la apertura del Océano Atlántico Sur (Ciciarelli, 1990).

A partir del Triásico el arco magmático protoandino se emplazó en una posición cercana al actual eje orogénico y ha funcionado en una posición semejante desde ese periodo. Este hecho deja a la porción Este del Macizo Nordpatagónico en una posición de intraplaca. Dada esta posición de intraplaca es posible proponer un campo general de esfuerzos para el Triásico y el Jurásico donde el eje principal de la extensión se orientó en sentido E-O, coincidente con la apertura que derivaría en la apertura del Atlántico. Cambios locales son esperables en función de heterogeneidades de la corteza y del control que pudieran ejercer las estructuras heredadas.

Un cambio fundamental de este esquema ocurrió entre el inicio de la tectónica extensional y la apertura del Océano Atlántico Sur. El inicio de la tectónica extensional que derivara en la apertura del Océano Atlántico Sur está marcado por el magmatismo del Karoo hacia los 180 Ma (Le Gall *et al.* 2002; Moulin *et al.* 2010). Esta edad coincide con la propuesta para el plateau riolítico del Complejo Volcánico Marifil y es más joven que la extensión por colapso del orógeno Gondwánico de edad triásica propuesta para el Macizo Nordpatagónico (Franzese y Spalletti, 2001; González *et al.* 2014; esta tesis).

Al comenzar la generación de fondo oceánico a partir de la Dorsal Centro Atlántica alrededor de los 130 Ma (Moulin *et al.* 2010) ocurrió un cambio en la velocidad de convergencia entre las placas Sudamericana y de Aluk-Farellon-Nazca

haciendo necesario un reajuste del campo de esfuerzos regional. Estas variaciones en las velocidades de convergencia coinciden con los primeros eventos del levantamiento de los Andes y evidencian el cambio hacia un ambiente tectónico dominado por la subducción en el margen andino.

3.4.1. *El modelo de evolución de las estructuras entre el Pérmico Superior y el Jurásico Inferior*

Siguiendo las ideas expresadas en la discusión previa se propone el siguiente modelo de evolución de las estructuras de deformación frágil a frágil-dúctil para el distrito Mina Gonzalito entre el Pérmico superior y el Jurásico inferior:

- 1- Pérmico superior: en la Fig. 3.13a se esquematiza la geometría de estructuras compresivas y extensivas bajo un campo de esfuerzos donde la dirección de extensión regional tiene sentido NO-SE. En este campo de esfuerzos se habrían formado las estructuras que contienen a las fajas de cizalla Peñas Blancas y El Jagüelito así como las que delimitan los hemigrabenes de La Lechosa y Arroyo Ventana.
- 2- Triásico medio: en este periodo se emplazó el enjambre longitudinal de diques mesosilícicos. El campo de esfuerzos regional debió rotar cerca de 90° para favorecer la apertura de las estructuras que permitieron el emplazamiento de esta unidad de forma paralela al eje orogénico Gondwánico (Fig. 3.13 b).
- 3- Triásico superior – Jurásico inferior: un cambio de 30° en el campo de esfuerzos regional ubica la dirección de extensión máxima con sentido E-O. Bajo este nuevo campo de esfuerzos las estructuras del Pérmico y el Triásico comenzarían a reactivarse de forma transcurrente dando una tectónica de bloques. Dentro de estos bloques se formarían nuevas estructuras extensionales

de dirección N-S las cuales corresponderían a las estructuras mineralizadas del Distrito Gonzalito (Fig. 3.13 c). La evolución de estas nuevas estructuras extensionales estará controladas por las fracturas principales previas ya que controlan la rotación de los bloques. Dicha rotación cambia la orientación de las estructuras mineralizadas y afecta su cinemática original generando estructuras mixtas con por lo menos dos eventos de desplazamiento (Fig. 3.13 d).

4- De esta misma manera se produciría la apertura de nuevas estructuras y reactivación de las antiguas, en forma previa y durante la apertura del Océano Atlántico Sur. La mineralización de fluorita está asociada a este evento geotectónico para casi todo el Macizo Norpatagónico (Ciciarelli, 1990) y estaría relleno de estas nuevas estructuras. Por reactivación de las fracturas antiguas con una fuerte componente de transcurrencia se generaría un nuevo sistema de bloques como durante el Triásico Tardío al Jurásico Medio (Fig. 3.13d).

Asumiendo que los rellenos hidrotermales se ubican en estructuras netamente dilatacionales (Fig. 3.14) es necesario que el sentido de la extensión (y del campo de esfuerzos regional) propuesto por González *et al.* (2014) para el emplazamiento del enjambre de diques mesoslísicos rote a una posición casi perpendicular a la de las fajas de fracturas que contienen la mineralización. La ausencia de estructuras mayores de esta edad que evidencien el cambio en la dirección de la extensión sumado al reconocimiento de la reactivación de estructuras pérmico-triásicas de orientación NO (Giacosa, 2001) sugiere que durante este periodo la deformación frágil se canalizó a través de estas estructuras produciendo una tectónica en

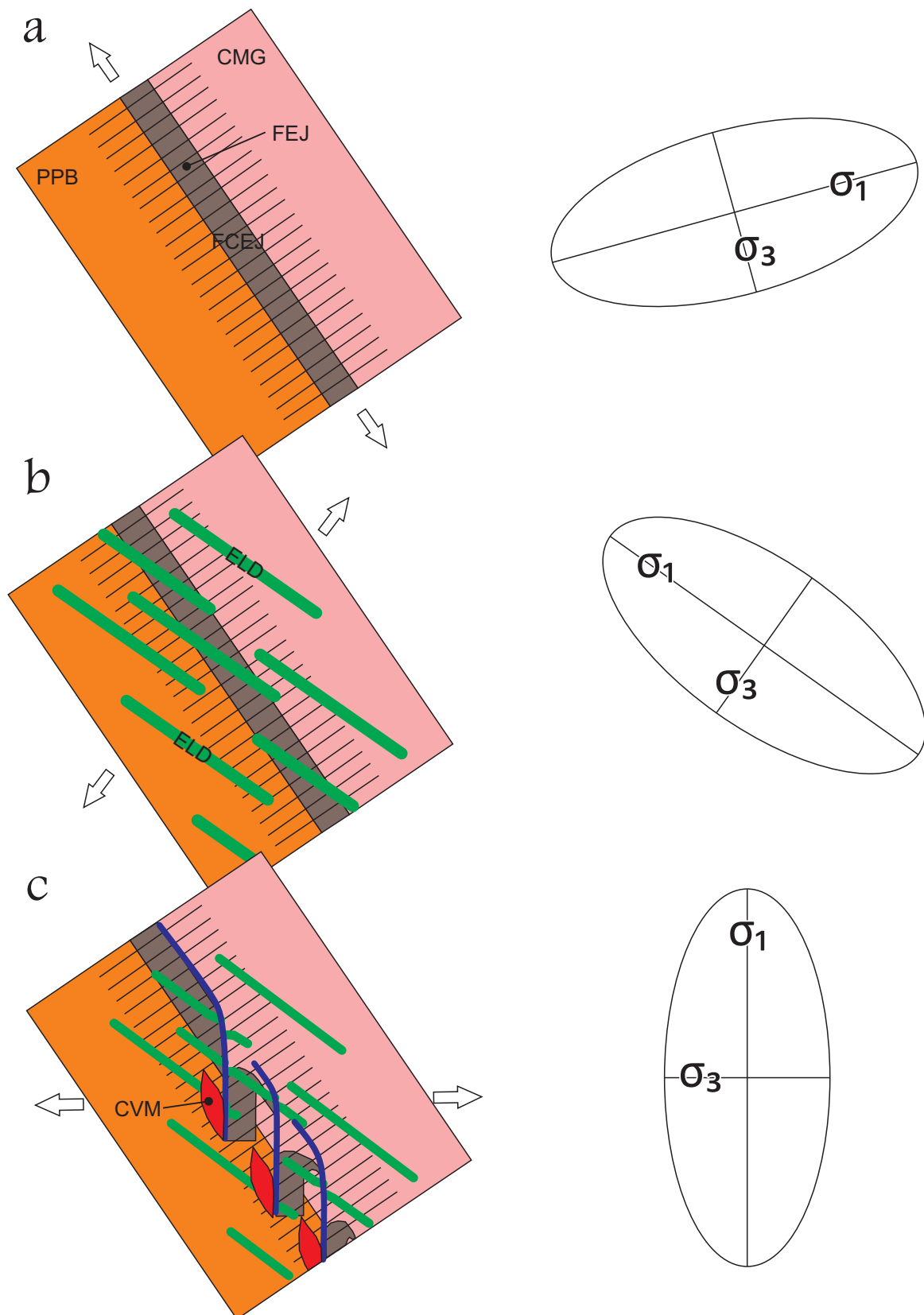


Fig. 3.13: Esquema evolutivo de las estructuras de deformación desde el Pérmico al Jurásico, en los esquemas de la izquierda se indica la dirección de extensión regional imperante durante cada periodo mientras que a la derecha esta representado el campo de esfuerzos propuesto para cada periodo. CMG: Complejo Mina Gonzalito; FEJ: Formación El Jagüelito; PPB: Plutón Peñas Blancas; ZCEJ: Zona de Cizalla El Jagüelito; ELD: Enjambre Longitudinal de Diques; CVM: Complejo Volcánico Marifil (continúa).

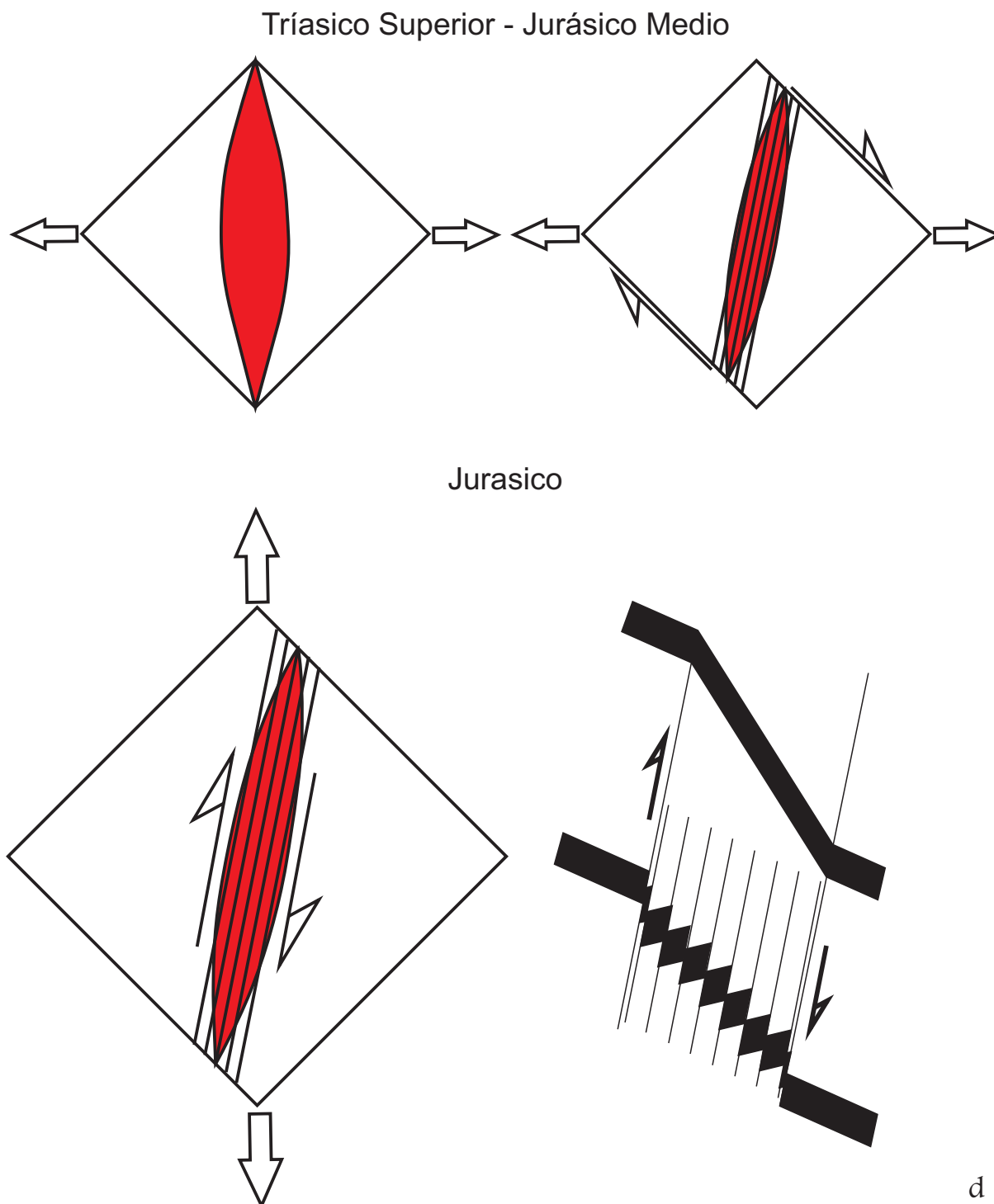


Figura 3.13. (Continuación). a) Construcción del orógeno Gondwanico debido a una compresión de orientación NE-SO; b) Emplazamiento del enjambre de diques traquiandesíticos durante el Triásico Medio con la máxima extensión perpendicular al enjambre, NE-SO; c) Durante el Triásico Superior al Jurásico Inferior se desarrollaron las fracturas que contienen la mineralización polimetálica del Distrito Gonzalito y se emplazaron cuerpos magmáticos paralelos a fracturas N-S; d) Modelo de la rotación y cambio de la cinemática de las estructuras durante el Triásico Superior al Jurásico Inferior y su evolución durante el Jurásico.

bloques de características transcurrentes dejando las estructuras dilatacionales restringidas al interior de los bloques corticales.

Existen además reseteos isotópicos al Jurásico de rocas antiguas registrados por [Busteros *et al.* \(1995\)](#) en el Plutón Peñas Blancas, de edad Ordovícica, y por [Varela *et al.* \(2009\)](#) en el Plutón Laguna Medina, de edad pérmica en el área de la Sierra Grande. La apertura de los sistemas isotópicos alrededor de los 190 Ma indicaría una importante actividad tectónica y térmica para esa edad. Dicha actividad podría estar vinculada a tectónica aquí discutida y al emplazamiento del plateau riolítico del Complejo Volcánico Marifil durante el Jurásico temprano.

La edad de 162 Ma obtenida por el método Rb–Sr en un esquisto negro de la Mina Gonzalito por [Aragón *et al.* \(1999b\)](#) podría ser interpretada como un evento de reseteo isotópico más joven que Jurásico. Este evento tectonotérmico, por su edad, podría vincularse directamente con la apertura del Océano Atlántico Sur.

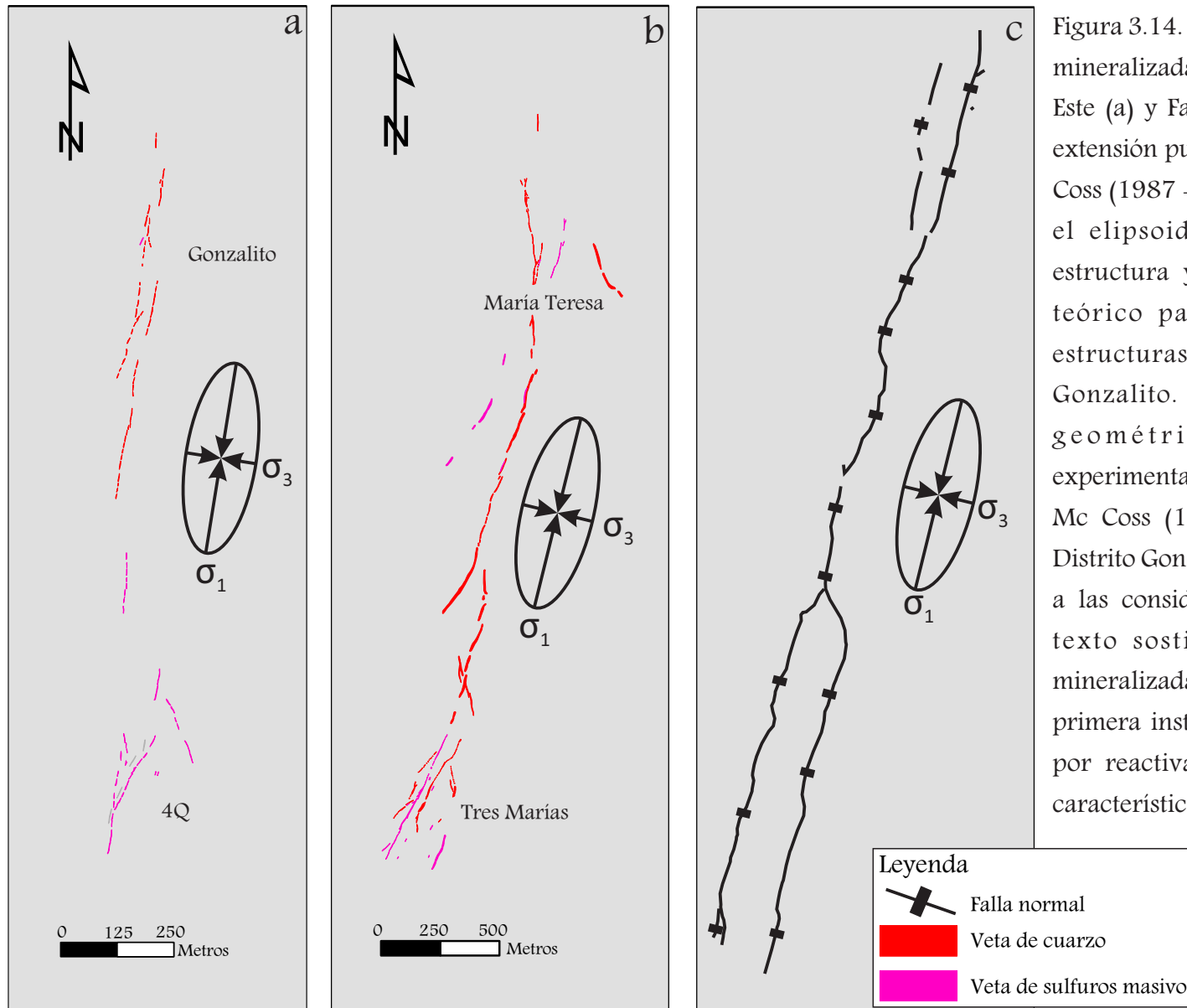


Figura 3.14. Comparación de las estructuras mineralizadas del Distrito Gonzalito, Faja Este (a) y Faja Oeste (b) con el modelo de extensión pura propuesto ($A=180^\circ$) por Mc Coss (1987 - c). En este caso se ha colocado el elipsoide de esfuerzos para cada estructura y se ha orientado el modelo teórico para hacerlo paralelo a las estructuras mineralizadas del Distrito Gonzalito. Es notable la coincidencia geométrica entre las fracturas experimentales del modelo conceptual de Mc Coss (1987) y las encontradas en el Distrito Gonzalito. Esta observación sumada a las consideraciones desarrolladas en el texto sostienen que las estructuras mineralizadas del Distrito Gonzalito son en primera instancia extensionales puras que por reactivaciones posteriores presentan características híbridas o mixtas.

Capítulo 4.

Edad de la mineralización y sus encajantes

4.1. Introducción

Los modelos genéticos que han sido considerados para la mineralización del distrito Gonzalito son muy contrastante. Uno de los aspectos más destacables es la edad que cada modelo implica para el depósito.

Fueron [Valvano \(1956\)](#) y [del Monaco \(1971\)](#) quienes atribuyeron una relación genética entre las fracturas y la mineralización que se encuentra contenida en ellas. Estos autores propusieron que la edad del depósito mineral y por tanto de los procesos hidrotermales que lo originaron debía ser posterior a la evolución tectonometamórfica del Complejo Gonzalito. Estas interpretaciones basadas en las relaciones de corte de las vetas con sus diferentes rocas de caja carecían de un control temporal exacto. Una datación radiométrica K-Ar de 211 Ma sobre los diques que cortan al basamento deformado y a su vez son cortados por las estructuras mineralizadas, permitió asignar a los depósitos metalíferos del distrito una edad triásica tardía a jurásica temprana, previa al climax del plateau riolítico del Complejo Volcánico Marifil. ([Vallés 1978a](#)).

Por otro lado [Dalla Salda y Aragón \(1994\)](#) y [Aragón *et al.* \(1999a\)](#), basándose en los conceptos de [Ramos \(1975\)](#) y [De Ferrán \(1983\)](#), propusieron que la mineralización de la Mina Gonzalito correspondía a un depósito de tipo SEDEX. En este modelo el mineral de mena se depositaría junto a los protolitos del Complejo Mina Gonzalito y compartiría con este la evolución tectonometamórfica del Paleozoico. Una isocrona Rb-Sr roca total sobre esquistos negros, correspondientes a la caja de las vetas, de $162,4 \pm 5,8$ Ma ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$: $0,71335 \pm 0,02601$) fue interpretada como la edad de reseteo isotópico debido al efecto térmico del magmatismo jurásico del Complejo Marifil ([Aragón *et al.* 1999](#)).

Otros estudios isotópicos fueron realizados en el área con el fin de esclarecer la génesis de este depósito. Una comparación de isótopos de plomo en galenas de distintos depósitos del Macizo Nordpatagónico no fue concluyente para la Mina Gonzalito (Dejonghe *et al.* 2002). Este trabajo logro agrupar los depósitos estudiados, de diferentes edades y ambientes tectónicos, en dos grandes grupos, Andinos y extra Andinos. La composición isotópica de las galenas de Mina Ángela es baja indicando contaminación por contacto con un basamento antiguo, por esta razón se las considero un grupo separado aunque asimilable a los yacimientos extra Andinos. La principal diferencia entre los yacimientos radica en la merma progresiva de la composición isotópica de las galenas de Oeste a Este. Esta variación estaría relacionada con un incremento en la asimilación cortical por parte de los magmas derivados del manto que habrían originado la mineralización. La galena la Mina Gonzalito posee una relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ intermedia entre las del grupo 1 (Mina Ángela) y el grupo 2 (depósitos extra Andinos) definido por Dejonghe *et al.* (2002) y no es posible encuadrarlo en el tren de empobrecimiento Oeste-Este de los demás depósitos.

Las vetas de fluorita y óxidos de manganeso cortan la mineralización de sulfuros por lo tanto son posteriores a las mismas. La edad de estas estructuras ha sido aproximada de forma relativa. La mineralización de fluorita fue atribuida a la actividad magmática del Complejo Volcánico Marifil, dado que el encajante más común está compuesto por las rocas ácidas de esta unidad (Vallés 1978a; Cicirelli 1990). Aún no existe un control cronológico exacto sobre la edad de estos depósitos por lo que su rango temporal de actividad podría ir desde los *ca.* 190 Ma hasta los *ca.* 150 Ma o incluso pueden ser más jóvenes. En cuanto a las vetas de óxidos de manganeso Vallés (1978a) propuso una

aproximación en su edad asimilándolas a la mineralización descrita por [Malviccini y Llambías \(1974\)](#) en la Formación Arroyo Verde del Eoceno Medio donde las valvas de moluscos fueron reemplazadas pseudomórficamente por óxidos de manganeso. Así, la edad de las vetas de Manganeso del Distrito Gonzalito podría ubicarse, tentativamente, en el lapso Cretácico-Terciario.

Se han llevado a cabo análisis isotópicos a fin de esclarecer la edad y la fuente de los metales de las vetas de Gonzalito, y ayudar a comprender si los metales están o no relacionados genéticamente con las rocas de caja.

4.2. Elección del método analítico

A fin de determinar la relación existente entre la mineralización, la fuente magmática y la tectónica del distrito, es necesario establecer un buen control geocronológico de las rocas de caja y de la mineralización. Para ello es necesario usar métodos de datación radimétrica robustos como U-Pb en circón en las rocas de caja. En el caso de la mineralización se deben datar los minerales de mena para establecer la edad de su depositación. En el presente estudio se optó por utilizar los métodos Pb-Pb en galena (edad modelo) y Sm-Nd en fluorita.

Teniendo en cuenta las relaciones geológicas de las vetas polimetálicas expuestas en los capítulos 2 y 3, los siguientes controles temporales son los más adecuados para acotar la edad de la mineralización. Es necesario conocer la edad máxima de depositación para los protolitos del Complejo Mina Gonzalito y su edad del metamorfismo. Por otro lado es necesario establecer una edad confiable para la cristalización de los diques del enjambre a partir del método U-Pb ya que las edades K-Ar conocidas podrían corresponder al

enfriamiento poscrystalización o a un reseteo parcial (térnico o tectónico) del sistema isotópico. La edad de intrusión de los diques permite acotar la edad máxima para el emplazamiento de las vetas polimetálicas. Finalmente, en las vetas con fluorita puede aplicarse el método Sm-Nd sobre este mineral. La edad de la fluorita permite acotar la edad mínima de la mineralización polimetálica. La edad modelo Pb-Pb en galena de la mineralización polimetálica debería estar contenida en ese rango temporal y posiblemente ser cercana a la edad de la fuente de la mineralización. Por otra parte, el método isotópico Pb-Pb en galena y rocas de caja, da información sobre la evolución isotópica del metal, la fuente del mismo y su evolución a partir de ella.

4.3. Metodología

La concentración y separación de circones, fluorita y galena se realizó en los laboratorios del Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET, La Plata). Los análisis geocronológicos se llevaron a cabo en colaboración con el Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociencias, Universidad de San Pablo (Brasil).

En las tablas 4.1, 4.2, 4.3 y 4.4 se muestran los resultados obtenidos para las diferentes muestras con los distintos métodos isotópicos utilizados.

4.3.1. U-Pb en circón (rocas de caja)

Para la determinación de la edad máxima de sedimentación del Complejo Mina Gonzalito y la edad de cristalización magmática de los diques del enjambre se obtuvieron sendas muestras de roca de alrededor de 20 Kg denominadas GNZ 68 y SG 2009-34 respectivamente. Estas muestras fueron trituradas en una chancadora de mandíbulas

hasta obtener un material de granulometría variable entre 3 mm hasta menos de 50 μm . Ese material se tamizó obteniendo alrededor de 2,5 kgr. de la fracción pasante de malla 80 (180 μm) a partir de la cual se concentraron circones por elutriación hidráulica, seguida de separación magnética (con imanes de mano de Nd y Franz). Finalmente se separaron los circones manualmente bajo lupa binocular.

En el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) del Instituto de Geociencias de la Universidad de San Pablo, Brasil se montaron los circones en una pastilla de resina epoxi la cual fue fotografiada con lupa binocular. Posteriormente se pulió el preparado y se recubrió con oro para finalmente tomar electromicrofotografías de catodoluminiscencia (CL) y electrones secundarios (SE) con un microscopio electrónico de barrido (MEB). A partir de estas imágenes se eligieron los puntos a analizar según la estructura interna y el grado de fracturación de los cristales (McClaren *et al.*, 1994).

El análisis geocronológico de U-Pb se realizó en un equipo Neptune LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation – Multicollector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) perteneciente al CPGeo (USP – Brasil), siguiendo la metodología aplicada por Sato *et al.* (2010). El as del láser utilizado tenía 32 μm de diámetro. El tratamiento estadístico y la representación de los datos en diagramas Concordia y Tera Wasserburg se utilizó el software Isoplot/Ex (Ludwig, 2010).

La muestra GNZ 68 corresponde a un paragneis (Bt+Grt+Qz+FK+Plg) del Complejo Mina Gonzalito ubicado 7 kilómetros al NW de la mina homónima (41°16'18" Sur – 65°42'37" Oeste).

La muestra SG 2009-34 corresponde a un dique de traquiandesita que por su largo de casi 10 kilómetros y potencia de 5 metros se lo considera representativo de todo el enjambre (41°20'20,9" Sur - 65°40'59,7" Oeste).

Para el análisis de la muestra SG 2009-34 se utilizó el gráfico de concordia convencional para detectar y separar los diferentes grupos de edades obtenidos. El cálculo de la edad de cristalización se realizó utilizando el diagrama concordia Tera-Wasserburg ya que el mismo permite un mejor ajuste para datos isotópicos mesozoicos.

Los resultados obtenidos se muestran en las tablas 4.1 y 4.2.

4.3.2. *Sm-Nd en fluorita*

Para el muestreo de las fluoritas en el campo, la preparación de las muestras y la metodología analítica se siguieron las recomendaciones y sugerencias de [Cardellach et al. \(2002\)](#) y aquellas seguidas en el CPGeo-IG-USP, Brasil, en particular de Colombo [Tassinari \(com.verb.\)](#).

Se tomaron muestras de fluorita de dos estructuras considerando que los colores de este mineral responden directamente a las variaciones químicas e isotópicas de su composición.

Se obtuvieron muestras de una veta de corrida noroeste ubicada en la Faja Este y de otra en la Faja Oeste que corta y desplaza las vetas plumbíferas entre las minas María Teresa y Tres Marías (Fig. 3.12). La fluorita muestreada corresponde en ambas estructuras al último pulso mineralizante reconocido en cada una de ellas.

En el campo, con el uso de martillo y cincel, se realizó un muestreo de bloques conservando la estructura bandeada de la veta para cada muestra. En el laboratorio se procedió a separar, bajo lupa binocular, 10 gramos de cada banda de diferente color (violeta, verde y traslucida a blanca).

De esta manera, en el laboratorio en total se obtuvieron seis muestras, 3 por cada una de las muestras sacadas en el campo. A partir de estas muestras se esperaba obtener dos isócronas Sm-Nd que representaran la edad de cristalización-depositación de este mineral en la estructura que lo contiene.

Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 4.3.

4.3.3. *Pb-Pb en galena y rocas de caja*

A fin de obtener la edad modelo Pb-Pb de la mineralización de sulfuros masivos se recolectaron cinco muestras de galena pura de las principales vetas del distrito. Además se muestrearon diferentes rocas de caja a fin de establecer si la mineralización de sulfuros está vinculada o no genéticamente con alguna de estas rocas..

Las muestras de roca de caja obtenidas incluyen:

- 1- un esquisto (Bt+Grt+Qz+FK+Plg) del Complejo Mina Gonzalito (muestra GNZ 68 de la cual se separaron circones para el método U-Pb);
- 2- una ortoanfibolita (Hbl+Plg+Tit+Qtz) del Complejo Mina Gonzalito;
- 3- un dique traquinadesítico (muestra SG 2007-39 de la cual se separaron circones para determinar la edad de cristalización del enjambre);

- 4- un dique riolítico (GNZ 2011-122) incluido también en el enjambre longitudinal y que presenta vetilleo de cuarzo con sulfuros (galena, blenda y pirita) y fluorita diseminados;
- 5- un dique riolítico asociado al domo del “Cerro El Morro” (ZCJ 2011-17) asignado al Complejo Volcánico Marifil.

Estas muestras fueron obtenidas con martillo y cincel de los núcleos más frescos, trituradas y molidas a polvo de granulometría menos a 10 μm . De cada muestra se separaron 10 gramos sobre los cuales se realizó el análisis isotópico sobre roca total.

Las muestras de galena extraídas en el campo constan de alrededor de 300 gramos de material insitu de las vetas Gonzalito, Vicentito, Tres Marías (correspondiente a una brecha de fragmentos de sulfuros masivos alojados en una matriz de fluorita), Polito y de una vena de cuarzo portadora de galena, blenda y fluorita alojada en el dique riolítico ubicado al sur de la Mina Gonzalito. El muestreo se realizó con martillo y cincel obteniendo los núcleos más puros y sin alteración de la mineralización polimetálica. En el laboratorio, bajo lupa binocular, se separaron 10 gramos de cristales de galena, libres de cualquier impureza sobre los que se realizaron las determinaciones isotópicas.

Las muestras fueron analizadas en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) del Instituto de Geociencias de la Universidad de San Pablo, Brasil. En el caso de la galena la dilución isotópica se practicó directamente sobre un cristal de la muestra en tanto que para las muestras de roca es necesario un ataque químico previo a la dilución.

Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 4.4.

Punto de análisis	Resultados					Edades				Concordancia % $\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}$
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1	coeficiente de correlación	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1	
1.1	0.86001	0.04817	0.10157	0.00475	0.83500	0.62357	0.02774	0.62627	0.03342	98.96
1.2	0.85798	0.04663	0.10246	0.00476	0.85504	0.62878	0.02778	0.62700	0.02319	99.96
2.1	0.85866	0.04677	0.10282	0.00477	0.85244	0.63090	0.02785	0.62833	0.02392	100.24
3.1	0.71321	0.03905	0.08862	0.00412	0.84909	0.54736	0.02435	0.54721	0.02604	100.13
4.1	1.79899	0.10110	0.17660	0.00834	0.84064	1.04840	0.04556	1.04947	0.03545	100.32
5.1	0.95283	0.05187	0.11191	0.00521	0.85567	0.68386	0.03015	0.68327	0.02266	100.63
6.1	0.73933	0.04020	0.09044	0.00420	0.85391	0.55815	0.02478	0.55932	0.02343	99.31
7.1	1.95490	0.10621	0.18488	0.00858	0.85444	1.09356	0.04653	1.09797	0.02205	99.40
8.1	0.84086	0.04580	0.10084	0.00469	0.85442	0.61933	0.02743	0.62154	0.02401	99.95
9.1	0.78570	0.04385	0.09503	0.00447	0.84225	0.58522	0.02625	0.58578	0.02909	99.40
10.1	0.60548	0.03504	0.08010	0.00384	0.82843	0.49670	0.02288	0.49790	0.02511	103.33
11.1	0.63551	0.03476	0.08061	0.00379	0.85879	0.49975	0.02255	0.49994	0.02411	100.04
12.1	1.87927	0.10208	0.18085	0.00840	0.85494	1.07163	0.04569	1.08662	0.02143	99.80
13.1	0.76585	0.02007	0.09427	0.00249	0.90000	0.58076	0.01468	0.57921	0.01792	100.58
14.1	1.53541	0.04403	0.15604	0.00455	0.90000	0.93472	0.02535	0.93574	0.01247	98.95
15.1	1.77212	0.04546	0.17317	0.00457	0.90000	1.02956	0.02504	1.02663	0.01363	99.45
16.1	1.92991	0.04888	0.18433	0.00482	0.90000	1.09060	0.02621	1.09392	0.01074	99.92
17.1	1.17297	0.03559	0.13067	0.00368	0.90000	0.79167	0.02093	0.79129	0.02287	100.46
18.1	0.76093	0.02114	0.09392	0.00256	0.90000	0.57866	0.01506	0.58032	0.01742	100.72
19.1	1.78960	0.04733	0.17113	0.00467	0.90000	1.01831	0.02568	1.01568	0.01085	97.76
20.1	0.65272	0.01646	0.08273	0.00216	0.90000	0.51238	0.01286	0.51026	0.01142	100.44
21.1	1.72835	0.04437	0.17263	0.00455	0.90000	1.02660	0.02498	1.02563	0.01151	100.73
21.2	1.18165	0.03053	0.12737	0.00339	0.90000	0.77282	0.01934	0.84206	0.01133	97.57

Tabla 4.1. Resultados de análisis U-Pb (LA-MC-ICP-MS) para los circones de la muestra GNZ 068 (continúa).

Punto de análisis	Resultados					Edades				Concordancia % $\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}$
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1	coeficiente de correlación	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1	
22.1	0.83165	0.02133	0.09884	0.00260	0.90000	0.60758	0.01524	0.60796	0.01302	98.87
23.1	2.34121	0.05984	0.20781	0.00546	0.90000	1.21714	0.02908	1.21860	0.00999	99.37
24.1	0.85368	0.02516	0.10151	0.00270	0.90000	0.62328	0.01576	0.62336	0.02522	99.46
25.1	1.81374	0.01339	0.17659	0.00059	0.45196	1.04830	0.00323	1.05151	0.01118	99.80
26.1	1.90986	0.01928	0.18448	0.00128	0.68848	1.09143	0.00698	1.09598	0.01226	100.64
27.1	0.74876	0.00574	0.09289	0.00068	0.90000	0.57258	0.00404	0.57135	0.01841	100.89
28.1	0.72114	0.01034	0.08971	0.00033	0.25366	0.55385	0.00193	0.55383	0.02578	100.46
29.1	0.70642	0.00582	0.08691	0.00037	0.51988	0.53723	0.00221	0.53718	0.01360	99.01
30.1	0.72876	0.00562	0.08930	0.00028	0.40671	0.55142	0.00166	0.55378	0.01241	99.21
31.1	0.72994	0.00544	0.08999	0.00031	0.45798	0.55549	0.00182	0.55804	0.01225	99.82
32.1	1.78782	0.01409	0.17312	0.00058	0.42485	1.02929	0.00319	1.03115	0.01161	98.87
33.1	1.69662	0.01274	0.16902	0.00055	0.43328	1.00670	0.00304	1.00791	0.01128	99.94
34.1	0.71803	0.00545	0.08882	0.00027	0.40498	0.54855	0.00162	0.54711	0.01218	99.83
35.1	1.90417	0.01457	0.18138	0.00067	0.47970	1.07454	0.00364	1.07899	0.01118	99.26
36.1	0.91524	0.02046	0.10480	0.00235	0.90000	0.64248	0.01371	0.64558	0.01423	97.37
36.2	0.73237	0.01896	0.08814	0.00224	0.90000	0.54452	0.01327	0.54371	0.03052	97.59
37.1	0.66532	0.01609	0.08490	0.00192	0.90000	0.52532	0.01141	0.52612	0.02379	101.44
38.1	1.67485	0.03917	0.16530	0.00370	0.90000	0.98618	0.02045	1.04374	0.01706	98.71
39.1	0.68174	0.01581	0.08348	0.00188	0.90000	0.51686	0.01117	0.51779	0.02008	97.92
40.1	0.73174	0.02248	0.09316	0.00229	0.80003	0.57421	0.01349	0.57444	0.01912	102.98
41.1	2.08195	0.04780	0.19526	0.00446	0.90000	1.14982	0.02403	1.14533	0.01290	100.61
42.1	0.96036	0.02197	0.11361	0.00259	0.90000	0.69366	0.01498	0.69168	0.01535	101.49
43.1	0.96436	0.02211	0.11185	0.00249	0.90000	0.68349	0.01442	0.68612	0.01776	99.70

Tabla 4.1. (continuación) Resultados de análisis U-Pb (LA-MC-ICP-MS) para los circones de la muestra GNZ 068 (continúa).

Punto de análisis	Resultados					Edades				Concordancia % $\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}$
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1	coeficiente de correlación	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1	
44.1	1.70657	0.03983	0.17018	0.00388	0.90000	1.01313	0.02132	1.02548	0.01560	100.21
45.1	1.41180	0.03217	0.15138	0.00345	0.90000	0.90871	0.01928	0.90644	0.01427	101.65
46.1	1.82130	0.04090	0.17834	0.00401	0.90000	1.05787	0.02191	1.05644	0.01326	100.45
47.1	1.63270	0.03616	0.16434	0.00363	0.90000	0.98084	0.02009	0.98357	0.01306	99.79
48.1	0.68322	0.00629	0.08543	0.00067	0.85094	0.52847	0.00398	0.53009	0.01557	99.95
49.1	2.43795	0.01283	0.21223	0.00162	0.90000	1.24069	0.00861	1.24465	0.00621	98.95
50.1	0.69732	0.00506	0.08690	0.00075	0.90000	0.53717	0.00444	0.53916	0.01242	100.00
51.1	1.19173	0.00570	0.13047	0.00100	0.90000	0.79057	0.00571	0.78812	0.00665	99.22
52.1	0.76540	0.00369	0.09319	0.00071	0.90000	0.57438	0.00422	0.57635	0.00614	99.52
53.1	0.84147	0.00457	0.10062	0.00079	0.90000	0.61803	0.00466	0.61860	0.00843	99.69
54.1	0.65617	0.00945	0.08359	0.00098	0.81414	0.51754	0.00583	0.51539	0.00984	101.03
55.1	0.88523	0.01096	0.10320	0.00110	0.86181	0.63311	0.00643	0.63520	0.01082	98.34
56.1	1.70412	0.00883	0.16574	0.00131	0.90000	0.98859	0.00726	1.02935	0.00754	97.87
57.1	1.90191	0.00975	0.18272	0.00151	0.90000	1.08180	0.00822	1.08587	0.00627	100.00
57.2	0.71421	0.00462	0.08895	0.00075	0.90000	0.54934	0.00442	0.54931	0.01250	100.38
58.1	0.79531	0.00536	0.09634	0.00085	0.90000	0.59295	0.00503	0.59204	0.01234	99.79
59.1	1.90442	0.02847	0.18164	0.00246	0.90000	1.07590	0.01343	1.08006	0.01206	99.38
60.1	0.74914	0.01035	0.09276	0.00117	0.90000	0.57184	0.00690	0.57146	0.02493	100.72
61.1	1.94306	0.01931	0.18409	0.00208	0.90000	1.08925	0.01130	1.09120	0.00950	99.38
62.1	1.63999	0.02118	0.16292	0.00192	0.90000	0.97301	0.01062	0.97266	0.01471	98.71
63.1	1.65007	0.01940	0.16322	0.00205	0.90000	0.97467	0.01136	1.03497	0.00962	98.49
64.1	0.77125	0.00842	0.09444	0.00115	0.90000	0.58175	0.00676	0.57913	0.01053	100.22
65.1	1.71848	0.01708	0.17049	0.00194	0.90000	1.01483	0.01069	1.01842	0.00965	99.94

Tabla 4.1. (continuación) Resultados de análisis U-Pb (LA-MC-ICP-MS) para los circones de la muestra GNZ 068 (continúa).

Punto de análisis	Resultados					Edades				Concordancia % $\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}$
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1	coeficiente de correlación	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1	
65.2	1.40995	0.01515	0.14510	0.00171	0.90000	0.87341	0.00961	0.93712	0.01054	97.79
66.1	0.66840	0.00869	0.08440	0.00111	0.90000	0.52231	0.00658	0.52139	0.01143	100.49
67.1	1.57332	0.01680	0.15629	0.00184	0.90000	0.93611	0.01026	0.93169	0.01127	97.54
67.2	0.65787	0.01156	0.08460	0.00124	0.83616	0.52349	0.00739	0.52377	0.01262	101.98
68.1	1.42703	0.01520	0.14777	0.00176	0.90000	0.88843	0.00988	0.88714	0.01063	98.68
69.1	0.75050	0.00760	0.09276	0.00106	0.90000	0.57183	0.00624	0.57300	0.01100	100.58
70.1	0.78672	0.01265	0.09518	0.00127	0.83080	0.58607	0.00748	0.58817	0.02298	99.45
71.1	0.70773	0.02479	0.08647	0.00245	0.81040	0.53463	0.01455	0.53679	0.01859	98.39
72.1	1.63978	0.05789	0.16818	0.00479	0.80741	1.00209	0.02641	1.00506	0.01612	101.67
73.1	0.64634	0.02276	0.08176	0.00235	0.81577	0.50660	0.01398	0.50907	0.01807	100.07
73.2	0.87809	0.03063	0.10336	0.00294	0.81534	0.63408	0.01715	0.63258	0.01736	99.08
74.1	1.93485	0.06731	0.18325	0.00520	0.81603	1.08468	0.02829	1.08506	0.01516	99.22
75.1	0.86156	0.03169	0.10491	0.00306	0.79183	0.64313	0.01780	0.64267	0.02207	101.93
76.1	0.81067	0.02815	0.09781	0.00277	0.81600	0.60154	0.01626	0.60341	0.01625	99.79
77.1	0.76478	0.05818	0.09717	0.00447	0.60466	0.59780	0.02621	0.59646	0.11851	103.65
78.1	0.58946	0.02233	0.07579	0.00228	0.79506	0.47094	0.01367	0.46948	0.02669	100.09
79.1	1.64297	0.05742	0.16340	0.00464	0.81308	0.97563	0.02568	0.97988	0.01715	98.86
80.1	0.74435	0.02768	0.09194	0.00281	0.82091	0.56702	0.01655	0.56909	0.01855	100.37
80.2	0.59274	0.02113	0.07597	0.00221	0.81498	0.47203	0.01321	0.47362	0.01710	99.88
81.1	1.54448	0.05460	0.15294	0.00440	0.81330	0.91744	0.02455	0.98481	0.01690	96.75

Tabla 4.1. (continuación) Resultados de análisis U-Pb (LA-MC-ICP-MS) para los circones de la muestra GNZ 068.

Punto de análisis	Resultados					Edades						conc. %
	$^{207}\text{U}/^{235}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$	1σ	coef. Corr.	$^{207}\text{U}/^{206}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	1σ	206/238
												207/206
1.1	0.281	0.00461	0.03876	0.00054	0.844	0.24513	0.00333	0.251	0.00364	0.29597	0.01773	83
1.2	0.29877	0.00476	0.04203	0.00057	0.854	0.26539	0.00354	0.265	0.00372	0.28651	0.01783	93
2.1	0.26265	0.00454	0.03742	0.00049	0.759	0.2368	0.00305	0.237	0.00365	0.23887	0.02421	99
2.2	0.30594	0.0057	0.04173	0.00057	0.738	0.26355	0.00355	0.271	0.00442	0.31887	0.02018	83
3.1	0.25711	0.00578	0.03228	0.00045	0.614	0.2048	0.00278	0.232	0.00466	0.60676	0.04225	34
4.1	0.73598	0.01203	0.09039	0.00131	0.884	0.55782	0.00772	0.56	0.00701	0.55745	0.01827	100
4.2	0.69038	0.011	0.08602	0.00118	0.858	0.53196	0.00698	0.533	0.00659	0.54006	0.01722	99
5.1	1.1263	0.02258	0.12739	0.00232	0.9	0.77295	0.01326	0.766	0.01073	0.77334	0.01793	100
6.1	0.14956	0.02447	0.01891	0.00227	0.732	0.12079	0.01432	0.142	0.02139	0.65865	0.04995	18
7.1	0.69511	0.01206	0.0868	0.00127	0.843	0.53658	0.00753	0.536	0.0072	0.53489	0.0183	100
8.1	0.6317	0.00986	0.07935	0.00104	0.839	0.49225	0.00621	0.497	0.00612	0.52063	0.01649	95
9.1	0.31934	0.00571	0.02925	0.00053	0.9	0.18582	0.00332	0.281	0.00439	1.59633	0.02114	12
10.1	0.21079	0.00545	0.02704	0.00049	0.703	0.172	0.00308	0.194	0.00456	0.38472	0.027	45
11.1	0.28117	0.00731	0.02344	0.00046	0.757	0.14934	0.00291	0.252	0.00578	1.38901	0.02666	11
12.1	0.29757	0.00444	0.03927	0.00055	0.9	0.24833	0.00342	0.265	0.00347	0.26979	0.01686	92
13.1	0.3211	0.00437	0.03438	0.0005	0.9	0.2179	0.0031	0.283	0.00335	0.89326	0.01691	24

Tabla 4.2. Resultados de análisis U-Pb (LA-MC-ICP-MS) para los circones de la muestra SG 2007-39 (continúa).

Punto de análisis	Resultados					Edades						conc. %	
	$^{207}\text{U}/^{235}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$	1σ	coef. Corr.	$^{207}\text{U}/^{206}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	1σ	206/238	207/206
14.1	0.6129	0.00874	0.07931	0.00115	0.9	0.49201	0.00689	0.485	0.00549	0.49242	0.0174	100	
14.2	0.29403	0.00411	0.03788	0.00053	0.9	0.23968	0.0033	0.262	0.00322	0.5081	0.02037	47	
15.1	0.40046	0.00572	0.04207	0.0006	0.9	0.26567	0.00374	0.342	0.00414	0.97254	0.02015	27	
16.1	0.27664	0.0038	0.03914	0.00055	0.9	0.24749	0.00343	0.248	0.00302	0.24796	0.02146	100	
17.1	0.26535	0.00415	0.03809	0.00056	0.9	0.24101	0.00349	0.239	0.00333	0.24218	0.03319	100	
18.1	0.74947	0.01221	0.09173	0.0016	0.9	0.56577	0.00942	0.568	0.00706	0.56493	0.01839	100	
19.1	0.3083068	0.00438	0.04314	0.00065	0.9	0.272267	0.00402	0.273	0.00339	0.272853	0.01741	100	
20.1	0.27785	0.00373	0.0378	0.00052	0.9	0.23918	0.00325	0.249	0.00296	0.34335	0.01722	70	
21.1	0.30669	0.00414	0.03297	0.00047	0.9	0.20913	0.00291	0.272	0.00321	0.83647	0.01804	25	
22.1	0.29283	0.00441	0.04149	0.00064	0.9	0.26208	0.00399	0.261	0.00346	0.26206	0.01989	100	

Tabla 4.2. (continuación) Resultados de análisis U-Pb (LA-MC-ICP-MS) para los circones de la muestra SG 2007-39.

Muestra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	erro1	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (2s)	Nd
GNZ-2011-32B	4.169	12.689	0.1987	0.0046	0.512388	0.000014	-4.88
GNZ-2011-82B	4.776	23.151	0.1248	0.0012	0.512181	0.000011	-8.92

Las muestras GNZ 2011-32a-c y GNZ 2011-82a-c no registraron cantidades medibles de Sm y Nd.

Espectrometro de Masas de Termoionización (TIMS) - Thermo Triton

Tabla 4.3. Resultados de los analisis isotopicos de Samario y Neodimio en fluorita; solo se listan las muestras con contenidos medibles de estos elementos.

Muestra	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	error	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	error	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	error
GNZ-2010-001	Galena	18.258	0.01	15.648	0.014	38.374	0.019
GNZ-2010-25	Galena	18.213	0.005	15.631	0.007	38.3	0.008
GNZ-2010-37	Galena	18.234	0.009	15.624	0.013	38.294	0.016
GNZ-2011-61	Galena	18.417	0.005	15.633	0.007	38.378	0.008
GNZ-2011-117	Galena	18.376	0.003	15.65	0.004	38.409	0.004
SG-2009-34	Traquiandesita	18.417	0.005	15.635	0.005	38.358	0.006
ZCJ-2011-17	Riolita	18.484	0.005	15.603	0.006	38.721	0.006
GNZ-2011-122	Riolita	18.799	0.006	15.625	0.006	38.943	0.007
AB-251	Антропоит	18.645	0.012	15.617	0.012	38.357	0.013
GNZ-2010-68	Paragneis	18.821	0.007	15.647	0.007	38.82	0.007

Tabla 4.4. Resultados de los analisis isotopicos de Plomo en galena y rocas de caja.

4.4. Resultados

4.4.1. Edad del Complejo Mina Gonzalito

Los cristales de circón analizados son límpidos y presentan formas prismáticas y fragmentales con caras rectas a subredondeadas y redondeadas, poseen zonación oscilatoria, sectorial y texturas homogéneas (Fig. 4.1a). 89 de los 93 sitios analizados presentan edades concordantes con menos del 5% de discordancia y el resto menos del 10% de discordancia. El patrón de edades de circones permite definir 2 grandes grupos y algunas edades aisladas de 690–700 Ma, 780–790 Ma y 1200–1240 Ma (Fig. 4.1b y c). El primer grupo oscila entre 500 y 645 Ma (Cámbrico – Neoproterozoico tardío), cuenta con 49 edades y un pico de probabilidad máximo de 555 Ma. El segundo grupo varía entre 873 y 1094 Ma (Neoproterozoico temprano – Mesoproterozoico), con 32 edades y 4 picos de probabilidad mayor a 1006, 1029, 1048 y 1075 Ma. Este patrón de proveniencia sedimentaria es típicamente gondwánica, observados también en otras unidades de basamento del Macizo Nordpatagonico (Formación Nahuel Niyeu en [Rapalini *et al.* 2013](#); Formación El Jagüelito en [Naipauer *et al.* 2010](#)), con ~60 % de proveniencia Cámbrico – Neoproterozoico tardío y ~30 % Mesoproterozoico – Neoproterozoico temprano ([Pankhurst *et al.* 2006](#); [Naipauer *et al.* 2010](#)).

Si bien la frecuencia máxima es de 555 Ma existen frecuencias menores en 537, 525 y 515 Ma. Por esta razón se considera que la edad máxima de sedimentación debe ser calculada con los circones más jóvenes de la muestra cuya textura y estructura interna no indiquen ningún proceso de recristalización ([Goodge *et al.* 2004](#); [Dickinson y Gehrels, 2009](#)). La media ponderada de las edades de los 9 circones concordantes más jóvenes, con

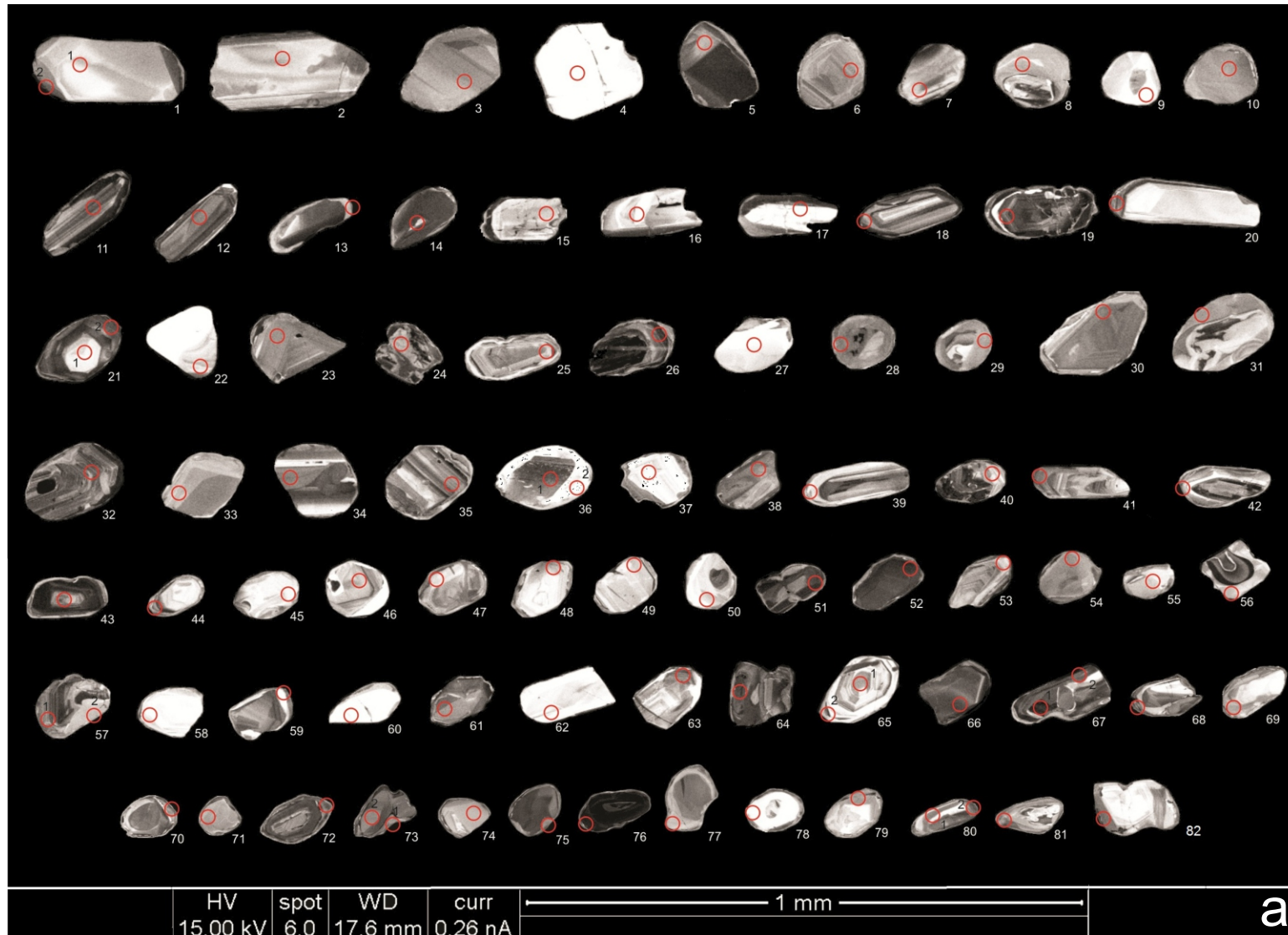


Figura 4.1. Se realizó la datación por el método U-Pb (LA-MC-ICP-MS) de circones detríticos a fin de establecer la edad máxima de sedimentación del protolito sedimentario del paragneis del Complejo Mina Gonzalito (continúa).

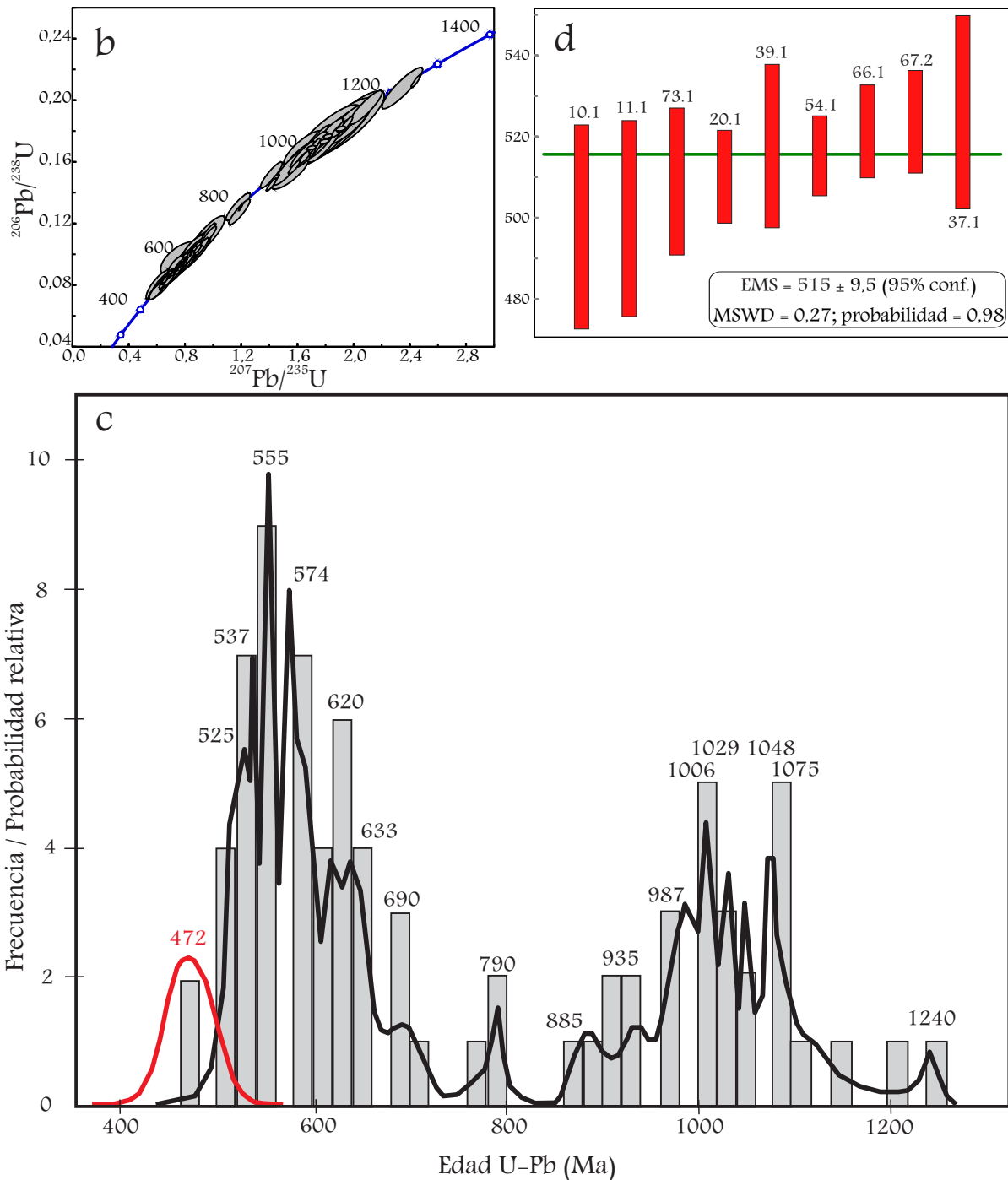


Figura 4.1. (continuación) además se analizaron bordes metamórficos presentes en algunos de los cristales. a) Imágenes de catodoluminiscencia de circones detríticos de la muestra GNZ 068 perteneciente a al paragneis. En cada cristal se indica el numero de análisis y el lugar del muestreo (spot). Las edades y relaciones isotópicas obtenidas en cada análisis se encuentran detalladas en la Tabla 4.1; b) Diagrama concordia realizado con los 89 análisis cuya concordancia fue mayor a 95%; c) Diagrama de frecuencia de la distribución de los circones detríticos con las modas principales. En rojo se muestra el pico de 472 Ma producido por los datos obtenidos de dos bordes de origen metamórfico; d) La media ponderada de la edad de los circones más jóvenes de la muestra GNZ 068 es $515 \pm 9,5$; esta edad es interpretada como la edad máxima de sedimentación del protolito sedimentario del paragneis (Dickinson y Gehrels, 2009; Paulsen *et al.* 2013).

zonación oscilatoria típicamente ígnea, relación U/Th > 0,1 y cuyas edades varían entre 498 y 526 Ma (Fig. 4.1d), permitió calcular una edad máxima de sedimentación de $515 \pm 8,7$ Ma. Por otro lado, el pico más pequeño y joven 472 Ma es interpretado como la edad de metamorfismo regional. Esta edad se obtuvo de dos rebordes de posible origen metamórfico de los circones, y donde uno de los cristales posee un núcleo de 567 Ma (Fig. 4.1a y Tabla 4.1).

4.4.2. *Edad del enjambre longitudinal de diques*

De la muestra SG 2007-39 se seleccionaron 34 cristales de circones ígneos de hábito prismático euhedral a subhedral con relaciones axiales 1:2 a 1:4, donde el eje mayor tiene una longitud variable entre 100 y 250 μm (Fig. 4.2a). Se realizaron 26 análisis isotópicos sobre 22 de los 34 cristales. De los 26 análisis realizados 4 resultaron con una discordancia mayor al 15% por lo que fueron descartados para el cálculo de la edad de cristalización.

De los 22 análisis con una concordancia mayor al 85% se obtuvieron cuatro grupos de diferentes edades (Fig. 4.2b). El primer grupo presenta edades del Paleozoico temprano, semejantes a las conocidas para el Complejo Mina Gonzalito ([Pankhurst et al. 2006](#); [Greco et al. 2014](#); esta tesis). El segundo muestra un patrón de edades del Pérmico medio tardío, equivalentes a las conocidas para el Complejo Plutónico Paileman (Fig. 4.2b; [Grecco et al. 1994](#); [Busteros et al. 1998](#); [García et al. 2014b](#)). Los circones del tercer grupo poseen edades del Triásico medio. Sobre la base de las relaciones estratigráficas expuestas previamente se propone que la edad triásica de $243,6 \pm 1,7$ Ma corresponde a la cristalización magmática del dique (Fig. 4.2 b y c). Este dato U-Pb es más antiguo que las

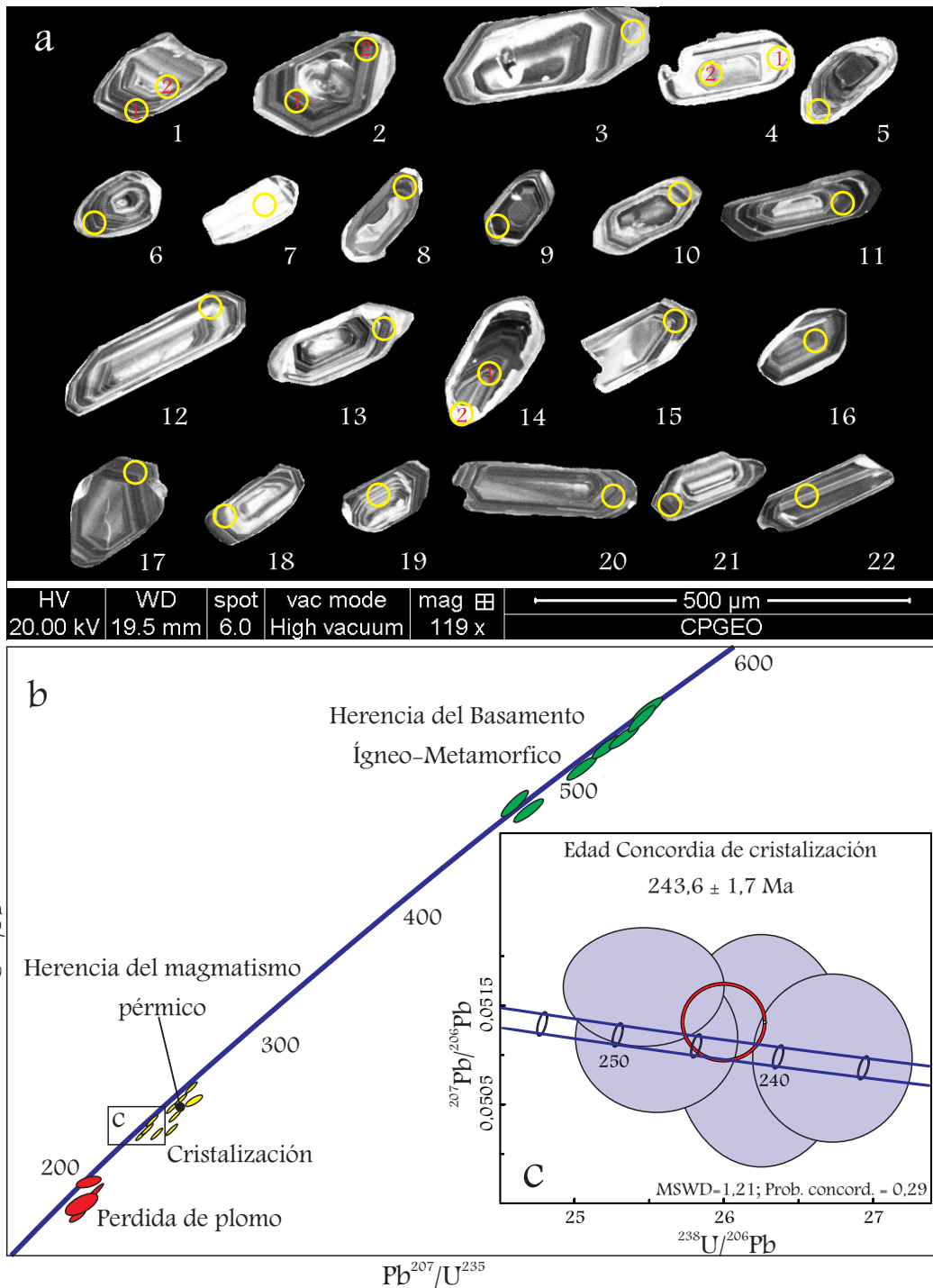


Figura 4.2. A partir de la datación de circones por el método U-Pb (LA-MC-ICP-MS) fue posible establecer la edad de cristalización magmática de un dique del enjabre. a) Imágenes de catodoluminiscencia de los circones de la muestra SG2007-39. Las edades de cada análisis se encuentran en la Tabla 4.2; b) diagrama concordia mostrando las diferentes poblaciones de circones obtenidas: circones heredados del basamento ígneo-metamórfico del Paleozoico inferior, circones provenientes del magmatismo pérmico, edad de cristalización magmática, y circones discordantes por pérdida de plomo debido posiblemente a efectos hidrotermales; d) diagrama concordia U-Pb Tera-Wasserbug usado para calcular la edad de cristalización magmática del dique.

edades K–Ar de 221 a 207 Ma conocidas para otros diques traquiandesíticos del enjambre (Vallés, 1978a; Genovese, 1995). Un cuarto grupo de circones discordantes presento edades jurásicas tempranas que son atribuidas a pérdida de plomo por apertura del sistema isotópico (Fig. 4.2b).

Las poblaciones de circones con edades del Paleozoico temprano y Pérmico son herencias derivadas de las rocas de caja del Complejo Mina Gonzalito–Formación El Jagüelito y el Complejo Plutónico Paileman, respectivamente. Estas herencias están corroboradas petrográficamente con los abundantes enclaves de esquistos y granitoides que contienen los diques y que aportarían los circones provenientes de las unidades antes mencionadas.

4.4.3. *Edad de las estructuras mineralizadas.*

a. *Sm–Nd en fluorita*

Sólo las dos fluoritas violetas analizadas por isotopos de Sm y Nd presentaron contenidos medibles de esos elementos. En las 4 restantes, dos verdes y dos transparentes, el contenido de Sm y Nd está por debajo del blanco de detección instrumental. Ya que las muestras con valores isotópicos medibles provienen de vetas diferentes no ha sido posible utilizarlas para obtener una edad con significado geológico.

Como ya se ha mencionado, desde un punto de vista regional en el Macizo Nordpatagónico y dado que la fluorita se aloja en vetas que cortan a las rocas acidas del Complejo Volcánico Marifil, el emplazamiento de las mismas fue interpretado como producido durante el Jurásico, en sentido amplio (Valles, 1978a; Cicirelli, 1990).

b. Pb-Pb en galena y roca de caja

Las edades modelo Pb-Pb no deben ser consideradas de forma aislada si no en conjunto con las relaciones estratigráficas y utilizarlos de la forma más coherente posible acorde a ellos. En el diagrama Pb-Pb la edad resulta de la intersección de una recta con las curvas de [Stacey & Kramers \(1975\)](#). Como los sulfuros pueden fácilmente definir curvas de mezclas de plomo y no isócronas la edad obtenida de la inclinación de la recta no tiene ningún significado geológico; por el contrario se utiliza la intersección de dicha recta con la curva de evolución del plomo terrestre para establecer una edad modelo la cual debe ser interpretada en función de la geología del depósito.

En el caso de los análisis Pb-Pb realizados en galenas del Distrito Mina Gonzalito se obtuvieron valores isotópicos muy cercanos entre sí que no logran definir una recta bien ajustada (Tabla 4.3 a y b). Sin embargo, utilizando los diagramas de plumbotectónica ([Doe y Zartman, 1979](#)) es posible realizar ciertas interpretaciones sobre el origen y las relaciones de las muestras analizadas por este método.

El plomo de las galenas del Distrito Gonzalito derivaría de rocas de la corteza superior, eso significa que una fuente magmática habría asimilado y removilizó los metales de la corteza incorporándolos a un sistema hidrotermal (Fig. 4.3 c y d).

En cuanto a las edades de la mineralización, los datos no son concluyentes. Las galenas se agrupan en dos conjuntos de edades (edades modelo Stacey & Kramers), uno más antiguo de 370 a 340 Ma (muestras GNZ001, GNZ025 y GNZ037) y otro más joven con edades entre 220 y 180 Ma (muestras GNZ 2011-061 y GNZ 2011-117). Estas diferencias en las edades puede deberse a la incorporación de plomo radiogénico

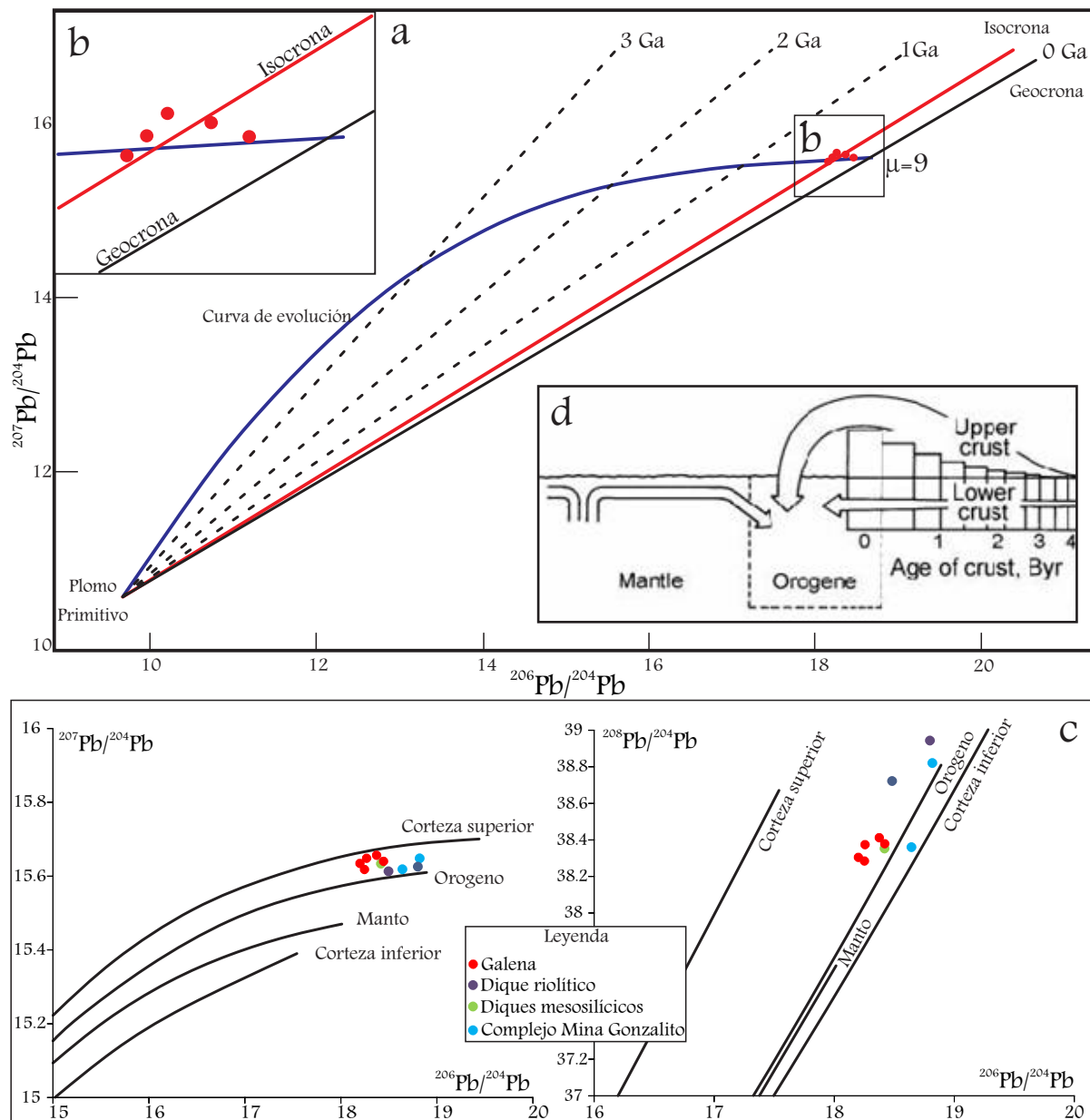


Figura 4.3. El análisis Pb-Pb de las galenas pertenecientes a la mineralización polimetálica y de sus rocas de caja permitieron establecer edades modelo para la mineralización y su posible relación genética con las rocas hospedantes. a) Edad modelo Pb-Pb en dos etapas (Stacey y Kramers, 1975), las muestras conforman una nube sin una tendencia clara. Se ha marcado la línea de mejor ajuste (en rojo) la cual representa una edad de ca. 279 Ma. Considerando las curvas que contienen la nube de muestras, la edad de las mismas estaría contenida entre 330 Ma y 190 Ma; b) Detalle donde se puede observar la dispersión de las muestras de galena; c) Diagramas de plumbotectónica (Doe y Zartman, 1979) mostrando la correspondencia entre las muestras galena y las rocas de caja con los reservorios de Pb. En ambos diagramas puede observarse una correspondencia de las muestras de galena y de los diques (traquiandesítico y riolíticos) con los reservorios de la corteza superior y orogénico. El basamento ígneo-metamórfico presenta componentes derivados de la corteza superior; d) Esquema mostrando la relación entre los diferentes reservorios de Pb según Doe y Zartman (1979).

proveniente de la roca de caja durante la formación de la mineralización. En este caso el plomo sería asimilado a partir de rocas con razones isotópicas U-Pb más bajas que la media de la corteza superior y por lo tanto aumentaría la edad de la galena haciéndola más antigua (Dickin, 2005). Otra diferencia importante entre los dos grupos de galenas es que el más antiguo corresponde a estructuras mineralizadas solo con sulfuros en ganga de cuarzo mientras que el más joven suma fluorita a la asociación anterior. Como se mencionó anteriormente la mineralización de fluorita ha sido atribuida a eventos hidrotermales jurásicos que podrían afectar la composición isotópica de las galenas haciéndolas más jóvenes.

4.5. Discusión e interpretación

La edad máxima de depositación de 515 Ma obtenida para el protolito sedimentarios del paragneis del Complejo Mina Gonzalito corresponde al Cámbrico medio en tanto que el metamorfismo regional es Ordovícico temprano (472 Ma). Estas edades son semejantes a los datos de Pankhurst *et al.* (2006) para esta unidad y son coherentes con la edad U-Pb (SHIRMP) de 492 ± 6 Ma calculada por Varela *et al.* (2011) para la cristalización magmática de un ortogneis tonalítico del mismo complejo. En conjunto, todas las edades indican que la sedimentación y la evolución tectono-metamórfica y magmática del Complejo Mina Gonzalito se desarrolló entre el Cámbrico y el Ordovícico. Cabe destacar que existe registro de un importante reseteo de los sistemas isotópicos alrededor de los 260 Ma que ha sido atribuida a los efectos del ciclo Gondwánico (Varela *et al.* 2009 y Varela *et al.* 2011). En síntesis, el basamento de alto grado del Complejo Mina Gonzalito se consolidó en el Paleozoico inferior y fue con posterioridad exhumado durante el Paleozoico superior.

La edad U-Pb de 243 Ma de cristalización magmática del enjambre de diques acota la edad máxima de las fallas que contienen vetas con sulfuros, que son más jóvenes que 243 Ma. Las edades K-Ar más jóvenes entre 207 a 221 Ma (Vallés, 1978a; Genovese, 1995) pueden interpretarse como de enfriamiento postcristalización o bien como un reseteo isotópico debido al aporte térmico de la Provincia Ígnea Gigante Chon-Aike del Jurásico. Las implicancias desde el punto de vista de los procesos magmáticos regionales con esta nueva edad del enjambre fueron discutidas en el capítulo 3. En cuanto a la mineralización, esta edad extiende el lapso durante el cual se formaron las estructuras y se produjeron los procesos de depositación de minerales de mena. Debido a la relación de corte observada entre los diques y las fracturas que contienen la mineralización es claro que las mismas son posteriores a los diques por lo que deben ser más jóvenes que 243 Ma.

Además el enjambre indica un ambiente tectónico particular de carácter extensional y que podría estar ligado a un proceso de colapso orogénico durante el Triásico. Es posible que este proceso extensional iniciado en el Triásico medio se continúe en el tiempo hasta el Jurásico permitiendo el emplazamiento de diferentes productos de la actividad ígnea. La apertura del Océano Atlántico Sur y la consiguiente generación de fondo oceánico entre Sudamérica y África (*ca.* 130 Ma) iniciaría un cambio en la distribución de los esfuerzos y la configuración de las placas. Este evento iniciaría un proceso de aceleración de la subducción andina y una estructuración en bloques en las zonas más distales respecto al arco. Estos cambios de régimen tectónico a gran escala tienen una implicancia fundamental en el desarrollo de las estructuras que controlan el emplazamiento de las mineralizaciones tanto del distrito Mina Gonzalito como de todos los depósitos comprendidos en este periodo.

Las edades obtenidas por el método Pb-Pb en galena dan una idea de que el proceso de separación del plomo de la fuente podría haberse producido entre el Triásico y el Jurásico, entre 280 Ma y 190 Ma a partir de una fuente compleja desde el punto de vista de su composición isotópica al asociar edades de entre 370 a 340 Ma para las cuales no se registra una fuente conocida en el Macizo Nordpatagonico. Esta posible edad de separación (homogeneización isotópica) concuerdan con la de los sistemas magmáticos del Pérmico-Triásico hasta el Jurásico, representados en el área por el Complejo Plutónico Pailleman, el enjambre longitudinal de diques y el Complejo Volcánico Marifil. Además se observa una similitud de las composiciones isotópicas del plomo de las galenas y las rocas ígneas del Mesozoico (Fig. 4.3 c) que sugiere una relación genética entre ellas, ambas ligadas a un fuente de la corteza superior.

Existe un grupo de muestras de galena de edad más joven que el resto. Las edades modelo más jóvenes indicarían que el plomo fue incorporado durante la formación de las galenas. Por esta razón tendrían una composición isotópica más próxima a la media de la corteza superior y por lo tanto más adecuada al modelo Stacey & Kramers. En tal caso la edad modelo de 190 Ma sería la más adecuada para la mineralización dentro del mencionado modelo. De esta forma y en primera instancia podríamos considerar al vulcanismo del Complejo Volcánico Marifil como la fuente de calor responsable de la removilización de plomo a partir de las rocas de la corteza superior y la consiguiente formación de los depósitos polimetálicos.

Sin embargo, como se ha hecho notar previamente, las muestras más jóvenes presentan una componente mineral diferente respecto a las demás. La fluorita se ha propuesto asociada a la actividad del Complejo Volcánico Marifil (*ca.* 190 Ma). En este

sentido es posible suponer la removilización de plomo durante el evento hidrotermal que origino los depósitos de fluorita y brechó los depósitos de sulfuros previos. Por tanto podrían existir galenas de diferente generación como estaría indicando la presencia de más de una edad modelo.

Ya que la edad de los diques del enjambre pone un piso a la edad de las estructuras mineralizadas, las edades de 240 Ma y 190 Ma son posibles para la mineralización del distrito dentro del modelo propuesto. Asumiendo que el proceso de mineralización es sincrónico con la fracturación de la roca hospedante, estas edades podrían ser interpretadas como la edad de formación de las estructuras mineralizadas.

Por otro lado se puede afirmar, con base en los valores de la relación $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) dados en los diagramas de plumbotectónica, que el plomo de las galenas proviene principalmente de rocas de la corteza continental superior. Considerando que los diques del enjambre Triásico y las rocas acidas del Complejo Volcánico Marifil muestran una fuerte filiación geoquímica de carácter cortical (Giaosa, 1993; Pankhurst *et al.* 1998; Riley *et al.* 2001; esta tesis), se fortalece la idea de una relación genética entre el magmatismo del Paleozoico tardío al Mesozoico temprano y la mineralización.

Finalmente, existe un conjunto de edades isotópicas de *ca.* 160 Ma. En este grupo se incluyen datos U-Pb muy discordantes de circones pertenecientes a los diques triásicos analizados en esta Tesis y una isócrona Rb-Sr (Aragón *et al.* 1999b). Este último dato, de 162 Ma, fue calculado por Aragón *et al.* (1999b) en los esquistos negros con alteración hidrotermal de la Mina Gonzalito. Este conjunto de datos implica una importante actividad tectonotérmica durante este periodo capaz homogeneizar parcial o totalmente

los sistemas isotópicos. La mineralización de fluorita si bien alojada y ligada genéticamente a la actividad del Complejo Volcánico Marifil (Valles, 1978 a y b; Ciciarelli, 1990), podría ser por tanto, y a falta de datos concluyentes, más joven que *ca.* 190 Ma. Cabe mencionar que previamente a la formación de la primera corteza oceánica en el Océano Atlántico Sur (*ca.* 130 Ma en Moulin *et al.* 2010) se produjo un debilitamiento térmico y tectónico de la corteza continental que podría ser el responsable del reseteo isotópico y de la mineralización de fluorita alrededor de 160 Ma.

4.6. Comparación entre las relaciones isotópicas obtenidas para las muestras del Distrito Gonzalito utilizando normalización de los valores

Como se mencionó previamente, las proporciones isotópicas de las galenas de los depósitos analizados definen dos grupos, uno de edad modelo 370–340 Ma y el otro 220–180 Ma. La galena cuya edad modelo es Devónico tardío a Carbonífero temprano, corresponde a muestras de sulfuros masivos de la Faja Este. Mientras que las galenas con edad modelo del Triásico tardío al Jurásico superior son de las estructuras mineralizadas de la Faja Oeste y corresponden a brechas compuestas por clastos de sulfuros masivos cementados por fluorita.

A fin de lograr un mejor discernimiento sobre las diferencias en las proporciones isotópicas de Pb de las muestras analizadas se realizó una comparación utilizando un criterio de normalización (Tabla 4.5 y Fig. 4.4). El gráfico de normalización obtenido muestra las tendencias de empobrecimiento o enriquecimiento de las relaciones isotópicas de Pb en las muestras respecto a un valor de normalización. Dicho parámetro de normalización corresponde al valor medio de las proporciones isotópicas de Pb de las

Valores normalizados

Muestra	Roca	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_n$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_n$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_n$
GNZ-2010-001	Galena	18.258	15.648	38.374	1.001265	1.000887	1.001341
GNZ-2010-25	Galena	18.213	15.631	38.300	0.998811	0.999782	0.999409
GNZ-2010-37	Galena	18.234	15.624	38.294	0.999924	0.999332	0.999249
GNZ-2011-61	Galena	18.417	15.633	38.378	1.009999	0.999872	1.001440
GNZ-2011-117	Galena	18.376	15.650	38.409	1.007719	1.000990	1.002241
SG-2009-34	Traqui - andesita	18.417	15.635	38.358	1.009968	1.000013	1.000922
ZCJ-2011-17	Riolita	18.484	15.603	38.721	1.013648	0.998008	1.010392
GNZ-2011-122	Riolita	18.799	15.625	38.943	1.030954	0.999394	1.016184
AB-251	Anfibolita	18.645	15.617	38.359	1.022499	0.998869	1.000942
GNZ-2010-68	Paragneis	18.821	15.647	38.820	1.032153	1.000786	1.012972

	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Valores de Normalización	18.235	15.635	38.323

Tabla 4.5. Valores las relaciones isotopicas de Pb de las muestras analizadas junto a los valores normalizados al promedio de las relaciones isotopicas de las galenas más antiguas.

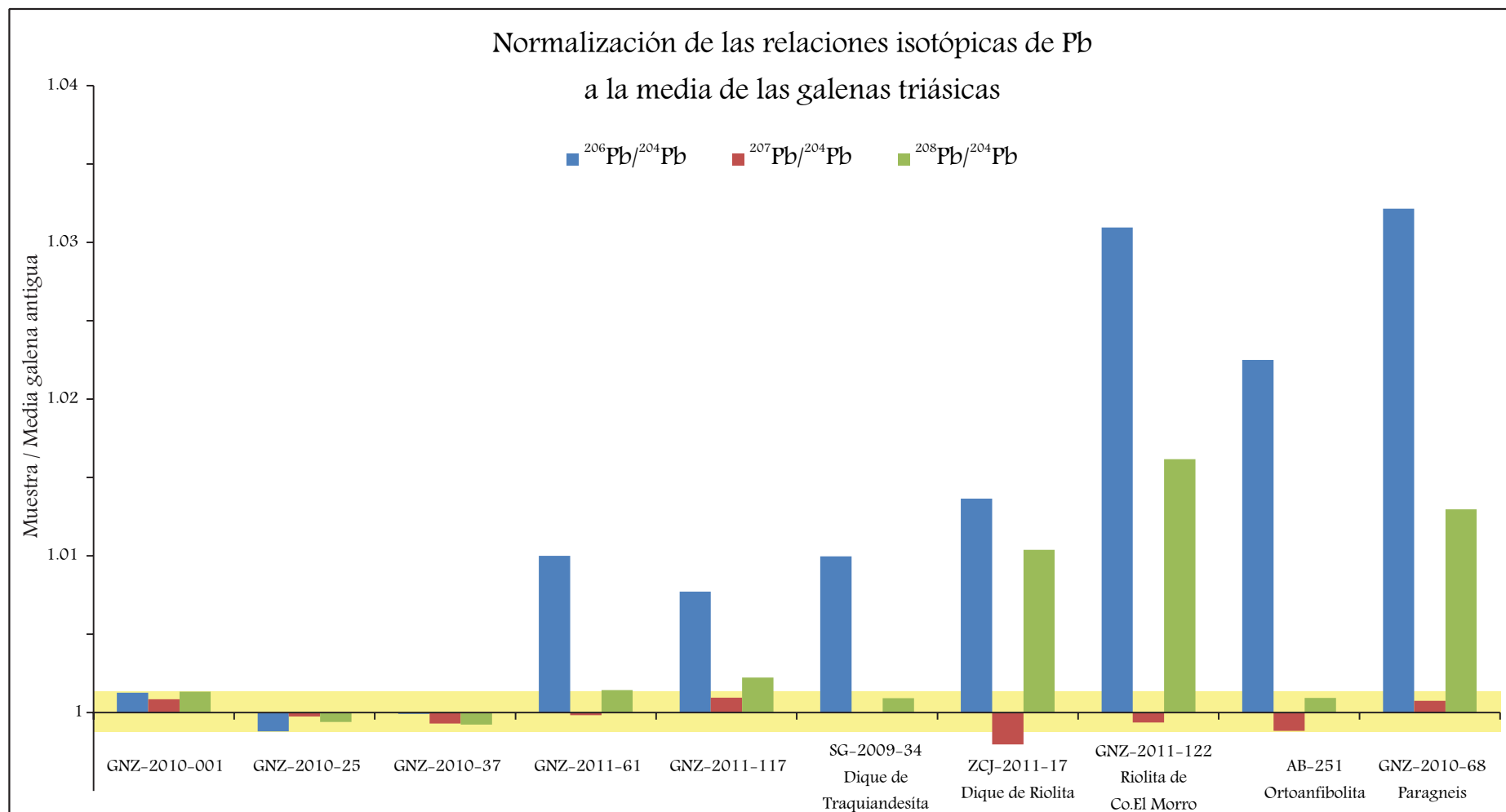


Figura 4.4. Normalización de los valores de las relaciones isotópicas de Pb correspondientes a las muestras de galena y roca total analizadas para el Distrito Mina Gonzalito. Las muestras GNZ 2010-001, GNZ 2010-25 y GNZ 2010-37 corresponden a las galenas triásicas de la Faja Este utilizadas para obtener los valores de normalización (media aritmética) para cada relación isotópica. Las muestras GNZ 2011-61 y GNZ 2011-117 corresponden a las galenas jurasicas de la Faja Oeste.

galenas más antiguas (GNZ 2010-001, GNZ 2010-25 y GNZ 2010-37). La propuesta de usar estos valores como un parámetro de comparación surge de la posibilidad de que la relación isotópica de las galenas más antiguas sea la más cercana a la de la fuente de la mineralización y por tal motivo permita establecer los parámetros de evolución de los sistemas hidrotermales asociados. La normalización propuesta consiste en la obtención de la relación entre los valores de las relaciones isotópicas de la muestra ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) y los valores de normalización propuestos.

En el gráfico de la figura 4.4 puede observarse como los valores de las relaciones isotópicas de las galenas antiguas se mantienen en un umbral cercano al valor 1 mientras que el resto de las muestras, galenas y roca total, muestran un comportamiento diferente respecto a estos valores. En las galenas jóvenes, se observa un aumento substancial de la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, mientras que las otras relaciones isotópicas se mantiene dentro del umbral definido por las galenas antiguas. El comportamiento de las relaciones isotópicas de la muestra SG 2009-34, correspondiente al dique traquiandesítico datado por el método U-Pb (LA-MC-ICPMS) en $243,6 \pm 1,7$ Ma, se mantiene semejante a las tendencias descritas para las galenas triásico-jurásicas. Las muestras de riolitas presentan un marcado incremento de las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mientras que la $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es levemente menor. Las relaciones isotópicas de las rocas de basamento presentan un comportamiento semejante al descrito para las de las riolitas.

La edad modelo Pb-Pb y las relaciones de campo de las vetas de sulfuros masivos de la Faja Este analizadas permiten interpretar de forma preliminar que la mena de sulfuros masivos correspondería a un evento magmático de edad permo-triásica. La edad modelo, más antigua que Pérmico, podría considerarse como el aporte isotópico de una

fuente cortical con una relación isotópica U/Pb más baja que la media de la corteza superior. Aquellas relaciones que se desvían del comportamiento esperado para estas galenas podrían estar reflejando la composición isotópica de una fuente diferente o bien haber ganado o perdido Pb por procesos posteriores. En las galenas cuya edad modelo es triásico-jurásica las relaciones isotópicas de Pb se mantienen dentro del umbral definido por las galenas más antiguas, excepto por el aumento de la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. El aumento de esta relación isotópica podría estar vinculado con el evento hidrotermal que genera la brecha de sulfuros y aporta la mineralización de fluorita. Como ya se ha mencionado la mineralización de fluorita ha sido atribuida a la actividad ígnea del Complejo Volcánico Marifil del Jurásico. Por otra parte todas las relaciones isotópicas del dique de traquiandesita presentan un comportamiento semejante al descrito para las galenas jurásicas. En este caso el aumento de la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ podría explicarse por la incorporación de ^{206}Pb radigénico a partir del decaimiento del ^{238}U además de por la acción de los procesos hidrotermales del Jurásico. En cuanto a las relaciones isotópicas de las riolitas y de las rocas de basamento, estas son muy diferentes a las reconocidas para las galenas de ambos grupos y por lo tanto podrían considerarse como pertenecientes a fuentes diferentes.

Finalmente cabe destacar, en vista de los datos y propuestas realizadas, que los datos de isotopos de Pb obtenidos no son concluyentes por sí mismo. A fin de mejorar el modelo y establecer parámetros más precisos sobre el origen de la mineralización son necesarios nuevos datos isotópicos de Sr, S y O con los cuales complementar el modelo aquí propuesto.

4.7. Comparación con otros depósitos del Macizo Nordpatagónico y del ámbito cordillerano

A fin mejorar el modelo propuesto para el Distrito Gonzalito se propone a continuación una comparación con diferentes depósitos de la Patagonia Norte. A fin de esta comparación se utilizaron los datos obtenidos por [Dejonghe *et al.* \(2002\)](#).

[Dejonghe *et al.* \(2002\)](#) separaron los depósitos polimetálicos de la comarca patagónica septentrional en grupos tres grupos principales considerando sus características isotópicas de Pb y Sr. Además cada grupo posee una ubicación geográfica particular. De esta forma los autores discernen entre depósitos andinos, extra andinos y la Mina Ángela. Este último grupo con características isotópicas particulares debido a la interacción con rocas de basamento ([Dejonghe *et al.* 2002](#)).

Las muestras de galena analizadas en esta tesis presentan una correspondencia con el grupo de los depósitos extra andinos del Macizo Nordpatagónico analizados por [Dejonghe *et al.* \(2002; Fig. 4.4 a y b\)](#). Además puede verse como las muestras de galena del Distrito Gonzalito continúan la tendencia de disminución de las relaciones isotópicas desde el grupo de yacimientos Andinos hasta el grupo conformado por las galenas de Mina Ángela (Fig. 4.4 a y b). Como las galenas de Mina Ángela presentan variaciones de sus composiciones isotópicas por la interacción con rocas de basamento ([Dejonghe *et al.* 2002](#)), de la misma forma puede proponerse que las galenas del Distrito Gonzalito habrían participado de un proceso semejante. Como se mostró en la sección anterior, el basamento de la Mina Gonzalito, representado por el Complejo Mina Gonzalito, muestra

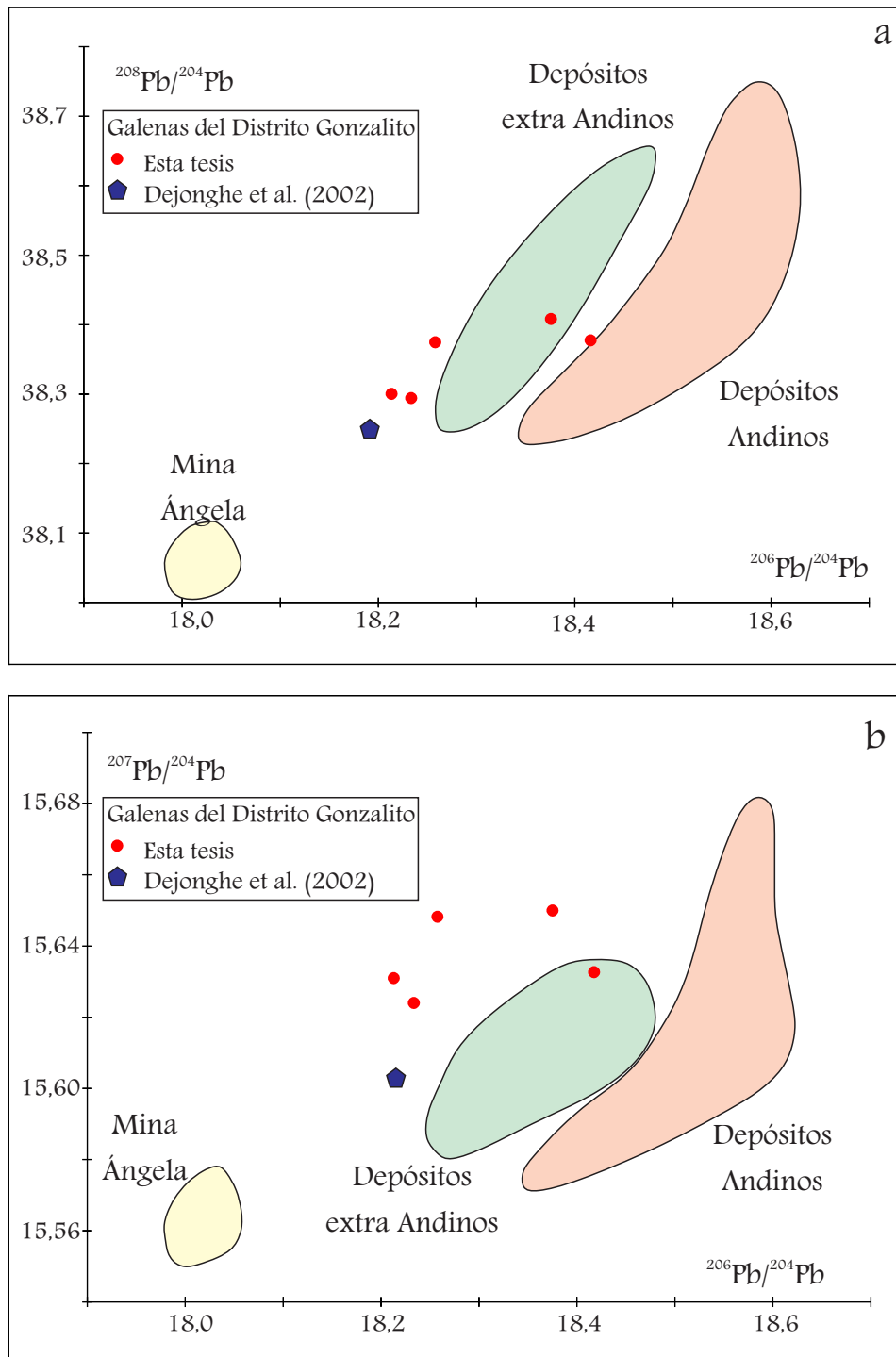


Figura 4.5. Diagramas de plumbotectónica (Doe y Zartman, 1979) comparando los grupos de depósitos minerales para el Macizo Nordpatagónico propuestos por Dejonghe *et al.* (2002) con las muestras analizadas en esta tesis. En el diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 4.4 a) se observa su estrecha relación con el grupo de los depósitos extra Andinos así como una clara tendencia de las muestras del Distrito Gonzalito a continuar el tren de disminución de las relaciones isotópicas desde los depósitos Andinos hacia los extra Andinos.

poca similitud isotópica con las galenas analizadas por lo que la fuente de esta “contaminación” podría corresponder a una litología diferente a las analizadas aquí.

Finalmente, las vetas polimetálicas de Mina Ángela se encuentran emplazadas en rocas volcánicas mesosilícicas de edad triásica ([Marquez, 1999](#); [Franzese *et al.* 2002](#)) que podrían de alguna forma ser consideradas como equivalentes extrusivos del enjambre de diques triásicos presente en el área de la Mina Gonzalito. Esta similitud junto con la posición intermedia entre las galenas típicamente extra andinas y las de la Mina Ángela permitirían de forma preliminar ubicar a la mina Gonzalito en una posición temporal y genética cercana a la Mina Ángela y los depósitos polimetálicos jurásicos de la Patagonia extrandina.

Consideraciones finales

5.1. Sobre la edad y génesis de la mineralización

Las edades modelo obtenidas sobre la galena de las estructuras mineralizadas del Distrito Gonzalito son ambiguas. Sin embargo considerando su contexto geológico es posible darles un significado acorde a la historia evolutiva del Macizo Nordpatagónico durante el principio del Mesozoico.

La nueva edad máxima de sedimentación obtenida de $515 \pm 8,7$ Ma es muy cercana a las establecidas para las formaciones El Jagüelito y Nahuel Niyeu, sugiriendo un tiempo equivalente de sedimentación para los protolitos de las distintas unidades metamórficas del basamento del Macizo Norpatagónico Oriental. La edad de 472 Ma, interpretada como la edad del metamorfismo regional de alto grado. Ambas edades son consistentes con los datos isotópicos aportados por [Varela *et al.* \(2011\)](#) y [Pankhurst *et al.* \(2006\)](#), acotando los procesos de sedimentación de los protolitos, magmatismo, deformación dúctil y metamorfismo del Complejo Mina Gonzalito desde el Cámbrico medio al Ordovícico temprano.

El Complejo Punta Sierra, representado en el área de estudio por el Plutón Peñas Blancas, se habría intruido durante el Ordovícico (*ca.* 471 Ma). Posteriormente y cortando las unidades anteriores se intruyeron los cuerpos del Complejo Plutónico Paileman alrededor de los 260 Ma. Emplazado en y sobre este zócalo igneometamórfico existe un profuso magmatismo de edad triásico-jurásica representado por el enjambre longitudinal de diques traquiandesíticos y el Complejo Volcánico Marifil. La edad del enjambre fue acotada en $243,6 \pm 1,7$ Ma en tanto que el complejo volcánico presenta edades de *ca.* 190 Ma ([Pankhurst *et al.* 1998, 2000.](#); [Feraud *et al.* 1999](#)).

La mineralización polimetálica del distrito se encuentra emplazada en las unidades paleozoicas, cortando y desplazando los diques del enjambre. Por este motivo la misma debería ser considerada posterior a 243 Ma. Además, la mineralización de fluorita corta, desplaza y brecha las vetas de sulfuros masivos. La fluorita ha sido asociada a la actividad volcánica del Complejo Volcánico Marifil. Por lo tanto la mineralización de sulfuros del Distrito Gonzalito sería previa a la fluorita y a su fuente magmática.

Las edades modelo Pb-Pb obtenidas de las galenas del distrito pueden ser interpretadas dentro de este esquema temporal aunque con ciertas recaudos. El proceso de separación del plomo de la fuente se habría producido entre el Triásico y el Jurásico, entre 220 Ma y 190 Ma. Estas edades de separación corresponden a la finalización del orógeno Gondwánico y al inicio del plateau riolítico del Complejo Volcánico Marifil, ambos procesos capaces de asimilar, trasladar y depositar el plomo de la corteza superior. La génesis de los depósitos polimetálicos del Distrito Gonzalito podría entonces estar vinculada directamente con las rocas magmáticas eomesozoicas en las cuales se aloja. La signatura isotópica típica de la corteza superior que muestra tanto la mineralización como el magmatismo refuerza la idea de sus génesis conjunta. Por esta razón es que se propone que el origen de los depósitos de sulfuros masivos del Distrito Gonzalito debería ser considerado como hidrotermal de edad Triásico medio a Jurásico temprano.

5.2. Sobre el desarrollo y evolución de las estructuras mineralizadas

Las estructuras que contiene la mineralización polimetálica del Distrito Gonzalito se formaron de manera sincrónica con su relleno en un ambiente tectónico extensional en una posición de intraplaca respecto al margen protoandino de Gondwana Occidental.

Las estructuras que contienen la mineralización poseen una historia evolutiva compleja y responden al control estructural ejercido por la reactivación frágil de antiguas zonas de cizalla generadas durante la Orogenia Gondwánica. El sistema magmático del Triásico llegó a la superficie a través de fracturas extensionales profundas que permitieron el ascenso de magmas generados en la base de la litosfera continental. Estas fracturas son subparalelas a las generadas durante la construcción del orógeno pérmico. Además, estas fracturas alojan cuerpos subvolcánicos y flujos ácidos del Complejo Volcánico Marifil (*ca.* 190 Ma) que se emplazan a través de ellas.

Un cambio en el campo de esfuerzos regional posterior al emplazamiento del enjambre de diques generó una extensión en sentido E-O favoreciendo la formación de fracturas dilatacionales con dirección N-S. Este sistema de fracturas corresponde a las estructuras mineralizadas del Distrito Gonzalito. Las grandes zonas de cizalla pérmicas se reactivan en un régimen de deformación frágil bajo este campo de esfuerzos generando una tectónica en bloques. Los movimientos rotacionales de estos bloques, gobernados por movimientos transcurrentes, controlan el desarrollo y evolución de fracturas dilatacionales N-S que contienen la mineralización. La rotación de los bloques provoca que estas estructuras roten hacia el NNE. En esta posición la estructura es más favorable a los movimientos de rumbo. Este cambio en la cinemática de las estructuras mineralizadas genera cambios texturales en el relleno mineral de las mismas. Los rellenos hidrotermales se brechan y se generan nuevos indicadores cinemáticos obliterando las características originales de las vetas.

El reconocimiento de estructuras mineralizadas en superficie así como de las figuras de deformación que estas generan permite definir fajas mineralizadas las cuales

pueden ser usadas para nuevas prospecciones en el área. Incluso es posible extrapolar el modelo tectónico a otras zonas del Macizo Nordpatagónico a fin de reinterpretar antiguos depósitos o prospectar por nuevos.

5.3. Del ambiente geotectónico del Mesozoico temprano para el Macizo Nordpatagónico

Durante el Paleozoico tardío a Triásico temprano se desarrolló en el ámbito del Macizo Nordpatagónico el magmatismo y deformación asociados al Ciclo Gondwánico. Este magmatismo sin- a postorogénico está representado en el área de Sierra Grande y Mina Gonzalito por el Complejo Plutónico Paileman.

Para el Triásico medio a superior se propone el emplazamiento de un sistema magmático postorogénico respecto del Ciclo Gondwánico. Este evento estaría representado por el enjambre longitudinal de diques mesosilícicos de orientación NO. Esta unidad representa un episodio de extensión cortical durante el cual se generaron fracturas dilatacionales que permitieron el ascenso y emplazamiento de magmas desde la base de la corteza. Este evento extensional se produciría a partir del colapso del Orógeno Gondwánico y coincide con el desarrollo de cuencas extensionales NO de tipo hemigraben en todo el ámbito del Gondwana Suroccidental. Este régimen extensional podría haber perdurado en el tiempo hasta el Jurásico inferior, momento el cual se derramo el plateau riolítico del Complejo Volcánico Marifil, incluso resultar en la apertura del Océano Atlántico Sur a partir del Jurásico superior.

Posteriormente al emplazamiento del enjambre de diques longitudinales, hacia el Triásico superior - Jurásico inferior, se habría dado una rotación del sistema de esfuerzos ubicándose la extensión máxima aproximadamente E-O. Este cambio produjo la

reactivación frágil de las estructuras gondwánicas generando una tectónica de bloques. La deformación interna de los bloques se caracteriza por una extensión en sentido E-O y el desarrollo de sistemas transcurrentes (transpresivos y transtensivos) asociados a la reactivación de las estructuras pérmicas. Esta dirección de extensión es semejante a la que hacia los 130 Ma derivara en la apertura del Océano Atlántico Sur previa debilitación térmica y adelgazamiento de la corteza continental. Un evento geotectónico importante para esta época (Triásico tardío – Jurásico temprano) es el levantamiento de la Dorsal de Huincul por la subducción oblicua desde el NNO de la Placa de Aluk en el margen portoandino de Gondwana. El desarrollo de esta estructura podría influenciar directamente sobre los sistemas de deformación en las zonas de intraplaca.

La apertura y desarrollo del Océano Atlántico Sur tiene una importancia a nivel geotectónico ya que propicia un aumento de la velocidad de convergencia entre la placa Sudamericana y la placa de Nazca lo que se traduce en el inicio de la construcción de los Andes hacia los 110 Ma. Este proceso definiría un nuevo cambio en el campo de esfuerzos regional al que deberían reacomodarse los bloques definidos durante el Mesozoico temprano a través de los antiguos lineamientos. Este reacomodamiento de los bloques sería capaz de generar nuevas estructuras aunque la magnitud del mismo podría no ser igual en todas las áreas del macizo, intensificándose hacia las áreas más cercanas al frente orogénico. A partir de aquí la evolución tectónica del Macizo será regida por los cambios en la subducción Andina.

Referencias bibliográficas

Aliotta, G., 1999. Yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1239-1247, Buenos Aires.

Aragón, E., L.H. Dalla Salda, M. López de Luchi, A. Benialgo y C.D. Pezzotti, 1999 a. El distrito polimetálico Gonzalito, Río Negro. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 373-383, Buenos Aires. Ardolino, 1981

Aragón, E., Dalla Salda, L., Varela, R. y Benialgo, A., 1999 b. Jurassic resetted ages of Gonzalito SEDEX deposit, northeastern Patagonia. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 7-10. Córdoba, Argentina.

Ardolino, A., 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroccidental de la Meseta del Somún Cúra, Porvincia del Chubut. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 7-23. Buenos Aires.

Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012) Volume 84(B13): 7561-7571.

Black, R. y Liégeois, J.P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of Geological Society, London* 150: 89-98.

Bucher, K. y Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 8^{va} edición, Springer, Berlin – Alemania. 428 p.

Busteros, A., Giacosa, R. y Lema, H., 1998. Hoja Geológica 4166-IV, Sierra Grande (Río Negro). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 241. 75p. Buenos Aires. Chicharelli 1990

Camino, R., 1983. Descripción Geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional (inédito). 41p. Buenos Aires.

Caminos, R., 1998. Hoja geológica 4166-I, Valcheta. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, 95 p., (unpublished). Buenos Aires.

Caminos, R. 2001. Hoja Geológica 4166-I, Valcheta. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 299. 71p. Buenos Aires.

Cardellach, E., Canals, A. y Grandia, F., 2002. Recurrent hidrothermal activity induced by successive extensional episodes: the case of the Berta F-(Pb-Zn) vein system (NE Spain). *Ore Geology Reviews* 22: 133-141.

Carracedo, M., Larrea, F.J., Alonso Olazabal, A. y Gil Ibarguchi, J.L., 1997. Relacion entre las intrusiones plutónicas y el complejo filoniano en el batolito de Los Pedroches (Macizo Ibérico, España): los diques como indicadores de ambientes paleotectónicos y paleoesfuerzos. *Caderno do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 22: 229-246.

Chen, J.H. y Moore, J.G., 1979. Late Jurassic Independence dike swarm in eastern California. *Geology*, 7: 129-133.

Ciciarelli, M. I. 1990. Análisis estructural del sector oriental del Macizo Nordpatagónico y su significado metalogenético. Provincias de Río Negro y Chubut. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inérita), 178 p. La Plata.

Coleman, D.S., Bartley, J.M., Glazner, A.F. y Carl B.S., 1994. Late Cretaceous dikes in the Independence swarm, California. *EOS*, 75, p. 686.

Cortés, J. M., 1981. El sustrato pre-cretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36 (3): 217-235.

Cucchi et al. 2001. Hoja Geológica 4166-IV, Sierra Grande (Río Negro). IGRM-SEGEMAR, Boletín N° 241. 75 p. Buenos Aires.

Dalla Salda, L. y Aragón, E., 1994. Yacimientos polideformados de Pb, Ag y Zn: Distrito Gonzalito. 7° Congreso Geológico Chileno, 2: 786-790. Concepción – Chile.

Dalla Salda, L.H., Aragón, E., Benialgo, A. y Pezzotti, C., 2003. Una plataforma calcárea en el Complejo Mina Gonzalito, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (2): 209-217.

Dapeña, C. y Panarello, H., 1984. Estudio de isótopos del azufre en Mina Gonzalito. 9° Congreso Geológico Argentino, 7: 281-291. Bariloche.

De Ferrán, A., 1983. Desarrollo de algunos recursos minerales de la provincia de Río Negro: ideas y sugerencias. OEA, informe inédito. Provincia de Río Negro.

Dejonghe, L., Darras, B., Hughes, G., Muches, P., Scoates, J.S., y Weis, D., 2002. Isotopic and fluid-inclusion constraints on the formation of polymetallic vein deposits in the central Argentinian Patagonia. *Mineralium Deposita*, 37: 158-172.

del Mónaco, A., 1971. Geología económica de los niveles 110 y 140 de la Mina Gonzalito (Provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26 (1): 57-66.

Dickin, A.P., 2005. *Radiogenic Isotope Geology* (2nd ed). Cambridge University Press, New York – USA. 492p.

Dickinson, W.R. y Gehrels, G.E., 2009. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters* 288: 115-125.

Doe, B.R. y Zartman, R.E., 1979. Plumbotectonics: the Phanerozoic. En Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Wiley, pp. 22-70.

Domínguez, E. y Alliota, G., 1978. Estudio geoquímico de blenda Mina Gonzalito, Río Negro, Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 129-143. Neuquén.

El-Sayed, M.M., 2006. Geochemistry and petrogenesis of the post-orogenic bimodal dyke swarms in NW Sinai, Egypt: constraints on the magmatic-tectonic processes during the late Precambrian. *Chemie der Erde* 66: 129-141.

Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., y Haller, M., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 172 (1–2): 83–96.

Franzese, J.R. y Spalletti, L.A., 2001. Late Triassic –Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257–270.

Franzese, J.R., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Fanning, M. y Muravchik, M., 2002. Nuevas evidencias geocronológicas sobre el magmatismo Gondwanico en el noroeste del Macizo Norpatagónico. XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate. Actas II: 144–148.

Franzese, J., Spalletti, L., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D., 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32° –54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16(1): 81–90.

García, V.A., González, S.N., Tassinari, C.C.G, Sato, K., Sato, A. M., González, P. D. y Varela, R., 2014 a. U/Pb and Nd data from Peñas Blancas Pluton, Northpatagonian Massif, Argentina. 9th South American Symposium on Isotope Geology Actas: 190. São Paulo – Brasil.

García, V.A., González, S.N., Tassinari, C.C.G., Sato, K., Sato, A.M., González, P. D. y Varela, R., 2014 b. Geoquímica y Geocronología del Plutón La Verde, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, Córdoba.

Genovese, S., 1995. Geología y geocronología del área de la mina La Leona, departamento San Antonio, provincia de Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), 76 p. Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

Giacosa, R., 1987. Caracterización de un sector del basamento metamórfico–migmatítico en el extremo suroriental del Macizo Norpatagónico, Provincia de Río

Negro, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 51-54. S. M. de Tucumán.

Giacosa, R., 1993. El ciclo eruptivo Gondwánico en el área de Sierra de Pailemán, Macizo Norpatagónico, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 113-119, Buenos Aires.

Giacosa, R., 1994. Geología y petrología de las rocas pre-cretácicas del área arroyo Salado –Arroyo Tembrao, sector oriental del Macizo Nordpatagónico, Río Negro. Tesis doctoral, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (inérita), 129 p., Comodoro Rivadavia.

Giacosa, R., 1997. Geología y petrología de las rocas pre-cretácicas de la región de Sierra Pailemán, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52 (1): 65-80.

Giacosa R. 2001. Zonas de cizalla frágil-dúctil neopaleozoicas en el nordeste de la Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56: 131-140.

Giacosa, R., Lema, H., Busteros, A., Zubia, M., Cucchi, R. y Di Tommaso, I., 2007. Estructura del Triásico de la región norte del Macizo Nordpatagónico (40°-41°S, 67°30'-69°45'O) Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62 (3): 355-365.

Gill, R., 2010. Igneous rocks and processes, a practical guide. Wiley-Blackwell, 428p. Malaysia.

Goodge, J.W., Williams, I.S. y Mirow, P., 2004. Provenance of Neoproterozoic and lower Paleozoic siliciclastic rocks of the central Ross orogen, Antarctica: Detrital record of rift-, passive-, and active-margin sedimentation. Geological Society of America Bulletin, 116 (9-10): 1253-1279.

González, P.D., Varela, R. Sato, A.M. Llambias, E. y González, S., 2008. Dos fajas estructurales distintas en el Complejo Mina Gonzalito (Río Negro). 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 847-848. S.S. de Jujuy.

González, P.D., Tortello, F. y Damborenea, S., 2011a. Early Cambrian Archaeocyathan limestone blocks in low-grade meta-conglomerate from el Jagüelito Formation (Sierra Grande, Río Negro, Argentina). *Geologica Acta*, 9 (2): 159-163.

González P.D., Sato A.M., Naipauer M., Varela R., Llambías E., Greco G., González S. N. y García V., 2011b. Conexión macizo norpatagónico - antártida oriental. fósiles Arqueociátidos, comparación geológica y circones detríticos. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, Neuquén.

González, P.D., Varela, R., Naipauer, M., Sato, A.M. y Llambías J.E., 2013. Estratigrafía ígnea del Plutón Arroyo Salado, Playas Doradas, Río Negro. II Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, Actas: 37-38, San Luis.

González, S.N., González, P.D., Varela, R., Sato, A. M., Llambías, E. J. y Greco G., 2011. Fracturas de cizalla frágil-dúctil Jurásicas asociadas al Distrito Polimetálico Gonzalito, Patagonia, Río Negro. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, Neuquen.

González, S.N., Greco, G.A., González P.D., García V.A., Llambías, J.E., Sato, A.M. y Díaz, P., 2013. Geología de un enjambre longitudinal de diques mesosilícicos en la Patagonia norte. II Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, Actas: 43, San Luis.

González, S.N., Greco, G.A., González P.D., Sato, A.M., Llambías, J.E., Varela, R. y Basei M.A.S., 2014. Geología, petrografía y edad U-Pb de un enjambre longitudinal NO-SE de diques del Macizo Nordpatagónico Oriental, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(2): 174-183.

Gorton, M.P. y Schandl, E.S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist* 38, 1065-1073.

Gozálvéz, M., Herrmann, C., Segal, S., Crosta, S. y Romano, A., 2008. Avances en el conocimiento de la mineralización del depósito Gonzalito, Provincia de Río Negro, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 580-581. Jujuy.

Gozalvez, M.R., 2010. Metalogénesis asociada a la evolución magmática de las secuencias eruptivas gondwánicas en el área de Valcheta y alrededores, Provincia de Río Negro. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Tesis doctoral inédita, 215p.

Grecco, L.E., Gregori, D.A., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. y Labudía, C.H., 1994. Peraluminous granites in the Northeastern sector of the North Patagonian Massif. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1354-1359, Concepción.

Grecco, L.E. y Gregori, D.A. 2011 "Geoquímica y Geocronología del Complejo Plutónico Paileman, Comarca Nordpatagónica, Provincia De Río Negro". 18° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, Neuquén.

Greco G.A., González S.N., Sato A.M., Basei, M.A.S. y González, P.D., 2014. Nueva datación en circones detríticos para el Complejo Mina Gonzalito, Provincia de Río Negro. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, Córdoba.

Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Alvarez, G., Raniolo, A., Strazzere, L., Martínez, J.C. y Barros, M., 2013. Preandean geological configuration of the eastern North Patagonian Massif, Argentina. *Geoscience Frontiers* 4 (6): 693-708.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A. y Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P. and Reis A.C. (eds.), *Collision tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc., 19: 67-81.

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

Japas M.S., 2001. Modelo cinemático neopaleozoico para el sector nororiental del Macizo Norpatagónico, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27: 91-121.

Jenchen, U. y Rosenfeld, U., 2002. Continental Triassic in Argentina: response to tectonic activity. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 461-479.

Korzeniewski, L.I., Gozalvez, M.R., Segal, S., Crosta, S. y Herrmann, C.J., 2011. El Depósito epitermal polimetálico Gonzalito, Provincia de Río Negro, Argentina. Estudio

de inclusiones fluidas y clasificación de la mineralización. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, Neuquén.

Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous Rocks: a classification and Glossary of terms*. 2nd edition – Cambridge University Press.

Le Gall, B., Tshoso, G., Jourdan, F., Fèraud, G., Bertrand, H., Tiercelin, J.-J., Kampunzu, A.B., Modisi, M.P., Dymont, J. y Maia, M., 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and structural data from the giant Okavango and related mafic dyke swarms, Karoo igneous province, northern Botswana. *Earth and Planetary Science Letters*, 202: 595–606.

Liégeois, J.P. y Black, R., 1987. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan–African belt of the Adrar des Iforas (Mali). In: Fitton, J.G., Upton, B.J.G. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society Special Publication, London, 30: 381–401.

Linares, E., Haller, M.J. y Ostera, H.A., 2002. Los ciclos magmáticos de la República Argentina: revisión sobre la base de las edades radiométricas al año 2000. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, EL Calafate

Llambías, E.J. y Rapela C.W., 1984. Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincial de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (3–4): 220–243. Buenos Aires.

Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1990. El Batolito de Colangüil (29–31°S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile*, vol. 17(1): 89–108.

Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1995. El Batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1–4): 111–131.

Llambías, 2001. Geología de los cuerpos ígneos. INSUGeo, San Miguel de Tucumán. 235p.

Llambías, E., Varela, R. y Sato, M., 2002. Deformación y metamorfismo neopaleozoico en Yaminué, Macizo Norpatagónico (40°50'S, 67°40'O): su relación

con la Fase Orogénica San Rafael y el arco de los Gondwánides. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 123-128, El Calafate.

Ludwig, K.R., 2010. SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709.

Malvicini, L. y Llambías, E., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 185-202, Villa Carlos Paz.

Manera, T., 1972. La mineralización de yacimientos de fluorita de la provincia de Río Negro. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, inédita.

Márquez, M., 1999. Los sistemas hidrotermales del Distrito Los Manantiales, Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1167-1175, Buenos Aires.

Marquez, M.J., Massaferró, G.I., Fernández, M.I., Menegatti, N. y Navarrete, C.R., 2011. El centro volcánico Sierra Grande: caracterización petrográfica y geoquímica del magmatismo extensional liásico, noreste de la Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (4): 555-570.

McClaren, A.C., Fitz Gerald, J.D. and Williams, I.S., 1994. The microstructure of zircon and its influence on the age determination from Pb/U isotopic ratios measured by ion microprobe. *Geochimica Cosmochimica Acta* 58: 993-1005.

McCoss, A.M. 1987. Geometry and kinematics of transpression and transtension. Tesis doctoral, Queen's University of Belfast. Inédita.

Micklethwaite, S., 2009. Mechanism of faulting and permeability enhancement during epithermal mineralization: Cracow goldfield, Australia. *Journal of Structural Geology*, 31(3): 288-300.

Mosquera, A. y Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. *En* Kay, S.M. y Ramos V.A., Evolution of an Andean Margin: A Tectonic

and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35 Degrees–39 Degrees S Lat). Geological Society of America, 359 p.

Moulin, M., Aslanian, D. y Unternehr, P., 2010. A new starting point for South and equatorial Atlantic Ocean. *Earth–Science Reviews* 98: 1–37.

Mpodozis, C. y Ramos, V. A., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 481–497.

Naipauer, M., Sato, A.M., González, P.D., Chemale Jr., F., Varela, R., Llambias, E., Greco, G. y Dantas, E., 2010. Eopaleozoic Patagonia–East Antarctica connection: fossil and U–Pb evidence from El Jagüelito Formation. VII South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 602–605, Brasilia.

Núñez, E., Bachmann, E.W. de, Ravazzoli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuain, A. y Sepulveda, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncura, Provincia de Río Negro, República Argentina. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas (4): 247–266. Buenos Aires.

Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(1–2): 23–36.

Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Storey, B.C., Rapela, C.W., Riley, T.R. and Marquez M., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81: 113–136.

Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Storey, B.C., Rapela, C.W., Riley, T.R. and Marquez M., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 81: 113–136.

Pankhurst, R., Riley, T., Fanning, C. y Kelley, S., 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41: 605–625.

Pankhurst, R., Rapela, C., Fanning, M. y Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76: 235-257.

Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. 2^{da} edición, Springer, Berlin - Alemania. 366p.

Peacock, M.A. 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, 39, 54-67

Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester, pp. 525-548.

Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma génesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230-249.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., y Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.

Ramos, V., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Norpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (3): 274-285.

Ramos, V., 1984. Patagonia: ¿un continente paleozoico a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325, Bariloche.

Ramos, V., 1999. Rasgos estructurales del Territorio Argentino. 1. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R., (Ed.): *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR), Anales 29 (24): 715-784, Buenos Aires.

Ramos, V.A., 2008. Patagonia: a paleozoic continent drift? *Journal of South American Earth Sciences* 26(3): 235-251.

Ramsay, J.G. y Huber, M.I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology* volume 2: *Folds and Fractures*. Elsevier, Oxford (UK). 309 - 700 pp.

Riley, T.R., Leat, P.Y., Pankhurst, R.J. y Harris, C., 2001. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology* 42(6): 1043–1065.

Rock, N.M.S. 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*, Geol. Soc. Spec. Pub. 30: 191–226.

Rosenman, H.L., 1972. Geología de la región del Arroyo Los Berros (vertiente oriental de la Sierra de Somuncurá), Río Negro, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27(1): 117–137.

Sato K., Basei M.A.S., Ferreira C.M., Vlach S.R.F., Ivanuch W., Siga Jr. O. y Onoi A.T., 2010. In situ U–Th–Pb isotopic analyses by Excimer laser ablation/ICP–MS on Brazilian xenotime megacrystal: first U–Pb results at CPGeo–IG–USP. VII SSAGI, Brasília, DF, CD Rom.

Sanderson, D.J. & Zhang, X., 1999. Critical stress localization of flow associated with deformation of well-fractured rock masses, with implications for mineral deposits. In: McCaffrey, K.J.W., Lonergan, L. & Wilkinson, J.J. (eds), *Fractures Fluid Flow and Mineralization*. Geological Society, London. Special Publication 155: 69–81.

Stacey, J.S. y Kramers, J.D., 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2–Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters* 26(2): 207–221.

Stipanovic, P. y Methol, E., 1972. Macizo de Somuncura. En Leanza, A. (ed.) *Geología Regional Argentina*. 581–599. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society of London, Special Publications 1989; v. 42: 313–345

Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. & Parry, S.J. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society, A* 310: 549–590.

Teixeira, W., Pinese J.P.P., Iacumin M., Girardi V.A.V., Piccirillo E.M., Echeveste H., Ribot A., Fernandez R., Renne P.R. y Heaman L.M. 2002. Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Rio de la Plata craton, Argentina. U/Pb, Sm/Nd, and Rb/Sr Ar/Ar data provide new clues for intraplate rifting shortly after the Trans-Amazonian orogeny. *Precambrian Research* vol. 119: 329-353.

Uliana, M.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W. y Gust, D., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40: 231-25.

Urbina, N., 1980. Estudio e interpretación de la zona de oxidación de la mina La Querencia, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 11 (1-2): 22-31.

Uriz, N., Cingolani, C.A., Chamale, F. y Macambira, M.B., 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian-Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. *International Journal of Earth Sciences* 100(2):571-589.

Vallés, J., 1978 a. Los yacimientos de plomo "María Teresa" y "Tres Marías", ejemplos de metalogénesis mesozoica en el Macizo Norpatagónico, Provincia de Río Negro. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 71-88. Neuquén.

Vallés, J., 1978 b. Los yacimientos minerales ubicados al oeste de la Mina Gonzalito, Departamento San Antonio y Valcheta, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33 (4): 325-334.

Valvano, J., 1956. La mina de plomo Gonzalito, Departamento San Antonio, Provincia de Río Negro. Dirección Nacional de Geología, Delegación Los Álamos (Río Negro), Informe Inédito, 38p.

Varela, R., Basei, M., Sato, A., Siga Jr., O. Cingolani, C. y Sato, K., 1998. Edades isotópicas Rb/Sr y U/Pb en rocas de Mina Gonzalito y Arroyo Salado. Macizo Norpatagónico Atlántico, Río Negro, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 71-76, Buenos Aires.

Varela, R., Sato, K., González, P.D., Sato, A.M. y Basei, M.A.S., 2009. Geología y geocronología Rb-Sr de granitoides de Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(2): 275-284.

Varela, R., González, P. D., Basei, M. A. S., Sato, K., Sato, A. M., Naipauer, M., García, V. A., González S. y Greco G., 2011. Edad del Complejo Mina Gonzalito: revisión y nuevos datos. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, Neuquén.

Varela, R., González, P.D., Philipp, R., Sato, A.M., González, S.N., Greco, G.A. y Naipauer, M., 2014. Isótopos de estroncio en calcáreos del noreste patagónico. Resultados preliminares. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, en prensa.

von Blanckenburg, F. and Davies, J.H., 1995. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14: 120-131.

von Gosen, W., 2002. Polyphase structural evolution in the northeastern segment of the North Patagonian Massif (southern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 591-623.

von Gosen, W., 2009. Stages of Late Palaeozoic deformation and intrusive activity in the western part of the North Patagonian Massif (southern Argentina) and their geotectonic implications. *Geological magazine* 146 (1): 48-71.

Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crystal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, vol 50: 11-30.

Zanettini, J. C., 1981. La Formación Sierra Grande (Provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36 (2): 160-179

Zhang, Chuan-Lin & Zou, Hai-bo 2012. Comparison between the Permian mafic dykes in Tarim and the western part of Central Asian Orogenic Belt (CAOB), NW China: Implications for two mantle domains of the Permian Tarim Large Igneous Province. *Lithos*, vol. 174: 15-27.