

UNIVERSIDAD NACIONAL DE RÍO CUARTO
Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología



**ANÁLISIS PETROLÓGICO Y ESTRUCTURAL DEL
SEGMENTO AUSTRAL DEL COMPLEJO MONTE GUAZÚ,
EN LAS INMEDIACIONES DE LOS PUESTOS LAS
VERBENAS-AGUADA DEL MOLLE-SANTA DOLORES,
SUR DE SIERRA DE COMECHINGONES,
PROVINCIA DE CÓRDOBA**

Tesis de Licenciatura

Iglesias Luis Ezequiel
2018

Director: Dr. Cristofolini Eber A.

Co-directora: Dra. Tibaldi Alina M.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quisiera agradecer a mi familia por el apoyo incondicional de todos estos años, en el que me brindaron todas las herramientas para poder realizar mi carrera de la mejor forma posible. Especialmente a mi hermano Lisi por su interminable paciencia en los malos momentos.

A mis amigos, mi segunda familia, por estar siempre a mi lado de manera desinteresada enseñándome que siempre se puede seguir adelante.

A Iris por su acompañamiento constante en este último tiempo a pesar de la distancia, lo cual ha sido de vital ayuda para salir adelante en muchos momentos complicados.

Al director de la presente tesis, Dr. Eber Cristofolini por su paciencia a lo largo de todo el proceso de elaboración de este manuscrito. Siempre brindando soluciones y a disposición ante cualquier inquietud.

A la Dra. Alina Tibaldi por sus invaluable consejos y buena predisposición en la elaboración de la presente tesis.

A la Universidad Nacional de Río Cuarto por brindarme una formación como profesional y como persona que no hubiera podido alcanzar de no ser pública y gratuita.

Y por último, y no menos importante, a todo el plantel docente del Departamento de Geología por la formación constante y de excelencia que me ha permitido llegar a donde estoy.

Gracias a todos

Resumen

En la presente contribución se presenta el análisis petrológico y estructural del segmento austral del Complejo Monte Guazú, en las inmediaciones de los puestos Las Verbenas, Aguada del Molle y Santa Dolores al sur de las Sierras de Comechingones en la provincia de Córdoba. La zona de estudio, está constituida por un basamento ígneo-metamórfico en el que se pueden distinguir cinco unidades litoestratigráficas: Unidad Metasedimentaria, Unidad Intermedia, Unidad Máfica, Unidad Milonítica y Unidad Silícica. La Unidad Metasedimentaria se encuentra conformada por: gneises inyectados, mármoles y anfibolitas. Todas las metamorfitas de esta Unidad poseen precursores grauváquicos, definido esto a partir de las asociaciones minerales estables presentes en las rocas. La Unidad Intermedia es la que predomina en el área de estudio y está compuesta por tonalitas biotíticas hornbléndicas y granodioritas biotíticas. Se manifiestan con cuerpos elongados y morfologías bochiformes constituyendo típicos paisajes graníticos. Por su parte, la Unidad Máfica, está conformada por gabronoritas piroxeno-hornbléndicas que se encuentra aflorando en el sector centro-sur del área de estudio mediante cuerpos elongados que intruyen a la tonalita biotítica hornbléndica. Por otro lado, la Unidad Milonítica se encuentra restringida a dos fajas de cizalla que se encuentran en el sector este y oeste del área de estudio. Dichas fajas afectan de forma total a los gneises inyectados y parcialmente a las tonalitas biotíticas – hornbléndicas. Esta Unidad se encuentra conformada por protomilonitas de gneis y milonitas S-C. La Unidad Silícica se encuentra aflorando en el sector occidental del área de estudio intruyendo a los gneises inyectados y a las granodioritas biotíticas. Se presentan con morfologías de enjambres de diques y cuerpos elongados de composición monzogranítica. El análisis petrológico y estructural realizado en el área de estudio, pone en evidencia que las litologías aflorantes son el resultado de tres eventos: **M₁-D₁**, definido como un metamorfismo regional dinamotérmico coetáneo con un evento deformacional regional asignado al Ciclo Orogénico Pampeano y que genera las metamorfitas de la Unidad Metasedimentaria. Durante este evento deformacional D₁ se genera una estructura planar penetrativa S_{1a} definida como una foliación metamórfica, y una foliación de plano axial S_{1b} dada por clivajes de

crenulación de pliegues chevrón P_1 en el gneis inyectado. El evento **D_{2a} - I₁** está asociado al magmatismo del Ciclo Orogénico Famatiniano y generan las litologías de la Unidad Intermedia, Unidad Máfica y las litologías de la Unidad Silícica. El evento deformacional D_{2a} es concomitante con el magmatismo y produce el plegamiento conjunto de las granodioritas biotíticas y del gneis inyectado que actúa como roca de caja generando plegamientos P_2 y P_3 . A su vez, también genera una foliación tectónica S_{2a} que es penetrativa en toda el área de estudio. Finalmente se interpreta un evento **D_{2b}-M₂**, definido como un metamorfismo local dinámico coetáneo con un evento deformacional que da origen a las rocas de la Unidad Milonítica. Dentro de la matriz de las protomilonitas de gneis se reconocieron dos asociaciones paragenéticas que evidencian un metamorfismo retrogrado desde facies de anfibolita baja a facies de esquistos verdes. El evento D_{2b} genera una foliación milonítica S_{2b} de carácter anastomosada y que constituye una fábrica milonítica típica. Ambas fajas de cizalla presentes en el área de estudio poseen cinemática inversa dextral y sus génesis están asociadas al efecto deformacional de la Faja de Cizalla Guacha Corral que limita al este del área de estudio.

INDICE

Resumen.....	1
CAPÍTULO I.....	1
GENERALIDADES	1
1.1-INTRODUCCIÓN.....	1
1.2-OBJETIVOS	2
1.2.1-Objetivos generales.....	2
1.2.2-Objetivos específicos.....	2
1.3-MATERIALES Y MÉTODOS.....	3
1.3.1- Gabinete inicial.....	3
1.3.2- Etapa de campo.....	4
1.3.3-Etapa de laboratorio	4
1.3.4-Gabinete final.....	5
1.4 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO.....	5
CAPÍTULO II.....	7
MARCO GEOLÓGICO.....	7
2.1-GEOLOGÍA REGIONAL DE LAS SIERRAS PAMPEANAS	7
2.2-GEOLOGÍA REGIONAL DE LAS SIERRAS DE CÓRDOBA.....	10
2.2.1-Basamento precámbrico-paleozoico inferior a medio.....	12
2.2.2- Sedimentitas y estructuras del paleozoico superior al cenozoico	24
2.3- GEOLOGÍA REGIONAL DEL SUR DE LA SIERRA DE COMECHINGONES	26
CAPÍTULO III.....	34
GEOLOGÍA LOCAL: DESCRIPCIÓN LITOESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO	34
3.1 UNIDAD METASEDIMENTARIA.....	35
3.1.1 Gneis Inyectado.....	36
3.1.2 Anfibolita	37
3.1.3 Mármol.....	40
3.2 UNIDAD MÁFICA.....	42
3.2.1 Gabronorita piroxeno-hornbléndica	42
3.3 UNIDAD INTERMEDIA	44
3.3.1 Granodiorita biotítica	44
3.3.2 Tonalita biotítica-hornbléndica	47
3.4 UNIDAD SILÍCICA	50
3.4.1 Diques aplopegmatíticos monzograníticos	50
3.4.2 Monzogranito biotítico.....	53
3.5 UNIDAD MILONÍTICA.....	56
3.5.1 Protomilonita de gneis	57

3.5.2 Protomilonitas S – C	61
CAPÍTULO IV.....	64
DESCRIPCIÓN DE RASGOS ESTRUCTURALES DEL BASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO.....	64
4.1 FOLIACIONES.....	65
4.1.1 Foliación metamórfica S_{1a}	65
4.1.2 Foliación de plano axial S_{1b}	67
4.1.3 Foliación tectónica S_{2a}	67
4.1.4 Foliación milonítica S_{2b}	69
4.2 LINEACIONES MINERALES	71
4.2.1 Lineación L_1	72
4.2.2 Lineación Milonítica L_2	72
4.3 PLIEGUES.....	73
4.3.1 Plegamientos intrafoliares P_1	74
4.3.2 Plegamientos P_2	74
4.3.3 Plegamientos P_3	77
CAPÍTULO V.....	79
DISCUSIONES	79
5.1 GENERALIDADES DEL METAMORFISMO DE LA UNIDAD METASEDIMENTARIA Y UNIDAD MILONÍTICA.....	79
5.1.1 Metamorfismo regional dinamotérmico (M_1).....	79
5.1.2 Metamorfismo local dinámico (M_2)	82
5.2 CONSIDERACIONES GENERALES DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS	84
5.2.1 Unidad Intermedia	84
5.2.2 Unidad Máfica	87
5.2.3 Unidad Silícica.....	90
5.3 EVOLUCIÓN PETROLÓGICA Y ESTRUCTURAL DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	92
5.3.1 Primer evento: metamorfismo y deformación ($M_1 - D_1$)	93
5.3.2 Segundo evento: Episodio magmático ($D_{2a} - I_1$).....	95
5.3.3 Tercer Evento: metamorfismo local y deformación dinámica ($M_2 - D_{2b}$)	97
5.4 CARACTERIZACIÓN DE LOS LÍMITES DE LOS COMPLEJOS LITOLÓGICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO.	99
CAPÍTULO VI.....	102
CONCLUSIONES	102
BIBLIOGRAFÍA	107
ANEXO I	116
MAPA GEOLÓGICO	116
ANEXO II	117
TABLAS	118
TABLA I	119

TABLA II119
TABLA III120
TABLA IV121

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1-INTRODUCCIÓN

En el marco del plan de estudios de la carrera de Licenciatura en Geología, la presente Tesis de Licenciatura titulada **“Análisis petrológico y estructural del segmento austral del Complejo Monte Guazú, en las inmediaciones de los puestos Las Verbenas-Aguada del Molle-Santa Dolores, sur de Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba”**, tiene como fin estudiar en detalle los procesos magmáticos, metamórficos, deformacionales y las relaciones tectono-espaciales y temporales de los ciclos orogénicos Pampeano-Famatiniano. Dicho estudio constituirá un aporte directo al avance del conocimiento de la geología y la reconstrucción de la historia evolutiva del segmento austral de la Sierra de Comechingones.

El área de estudio se encuentra situada en la región más austral de la Sierra de Comechingones, abarcando el basamento cristalino próximo a los puestos Las Verbena-Santa Dolores-Aguada del Molle vinculados en el contexto geológico regional al ámbito de las Sierras Pampeanas de la provincia de Córdoba, quedando inmersa en el denominado Complejo Ígneo-Metamórfico Monte Guazú (Ramos 1999, Stuart-Smith y Skirrow 1997, Otamendi *et al.* 2000, Otamendi *et al.* 2014).

El Complejo Monte Guazú se reconoce como la unidad litoestratigráfica de mayor distribución areal de la Sierra de Comechingones. El límite occidental del mismo, está definido por la faja de cizalla Las Lajas en el sector sur, la faja de cizalla Guacha Corral (segmento occidental) en su tramo intermedio, y la falla Comechingones en el norte, definida como una falla de comportamiento lístrico en profundidad (Introcaso *et.al* 1987). Está constituido por una asociación litológica metamórfica producto de metamorfismo regional y derivada en su gran mayoría de protolitos sedimentarios (grauvacas, subgrauvacas y areniscas) y en menor medida, de protolitos ígneos de diversa naturaleza (rocas ígneas félsicas y máficas). Gran parte de este conjunto rocoso fue transformado textural y

mineralógicamente por la faja de cizalla regional Guacha Corral de orientación submeridiana.

El desarrollo de la presente Tesis de Licenciatura significó un aporte al conocimiento geológico del área que abarca la presente contribución y los procesos geológicos involucrados en su evolución. Además permitió el desarrollo del trabajo final para acceder así al título de grado de “Licenciado en Geología”.

1.2-OBJETIVOS

1.2.1-Objetivos generales

- Desarrollar un estudio petrológico y estructural detallado del basamento cristalino aflorante en la zona adyacente a los puestos Las Verbenas-Santa Dolores-Aguada del Molle, sur de la Sierra de Comechingones.
- Elaborar un mapa geológico del área de estudio a escala 1:20.000 donde queden representados e integrados todos los resultados petro-estructurales obtenidos en esta investigación.

1.2.2-Objetivos específicos

- Realizar una caracterización petrológica y estructural de la zona, diferenciando, clasificando y delimitando los diferentes tipos litológicos.
- Diferenciar, delimitar y cartografiar en detalle las diferentes fajas de deformación dúctil que se presentan en la zona.
- Confeccionar un mapa geológico general a escala 1:20000 y secciones de detalle, para exponer con claridad las relaciones de campo entre los diferentes tipos litológicos.
- Ajustar los límites y describir las relaciones de campo y distribución areal entre los distintos complejos lito-estratigráfico y unidades litológicas ya definidas para la zona (Complejos Monte Guazú-Achiras).
- Caracterizar y clasificar las distintas variedades litológicas, poniendo énfasis en determinar las asociaciones de minerales en paragénesis que estén ligadas a las fábricas metamórficas y tectónicas. Además se enfocará en determinar la asociación mineral que ocurre en las variedades litológicas ígneas.

- Examinar la deformación mesoscópica mediante el relevamiento y tratamiento estadístico de datos de foliaciones, lineaciones, indicadores cinemáticos, microfallas y estrías, tendientes a dilucidar la cinemática de las fajas de cizallas en su conjunto.
- Reconstruir la evolución geológica de la zona, sin perder de vista el marco geológico regional.
- Elaborar un informe final en el que se sintetice e integre el conjunto de la información relevada y analizada.

1.3-MATERIALES Y MÉTODOS

Para alcanzar los objetivos planteados, se procedió a la utilización de la siguiente metodología de trabajo:

1.3.1- Gabinete inicial

Durante esta etapa se procedió a la recopilación de antecedentes bibliográficos del área de estudio, tanto a nivel local como regional. A nivel regional, se analizaron aquellos referidos a las Sierras Pampeanas Orientales, mientras que a nivel local se hizo especial énfasis en aquellos de los sectores aledaños al área de estudio (Otamendi 1995, Otamendi et al. 1996, Otamendi et al. 1998, Fagiano et al. 1999, Otamendi et al. 2000, Fagiano 2007, Cristofolini et al. 2016).

Por otro lado, se realizó el análisis multiespectral de imágenes satelitales mediante el programa ENVI 4.7. En este caso se realizaron diferentes tipos de tratamientos a fin de delimitar unidades de basamento, definir estructuras a nivel regional, lineamientos y eventuales contactos litológicos con el fin de confeccionar un mapa base preliminar. Se utilizaron imágenes de los vehículos CBERS 2B y LANDSAT 7 ETM + a las cuales se les realizaron operaciones de álgebra de bandas, composiciones RGB, clasificación supervisada y no supervisada, etc.; mientras que se utilizaron imágenes ASTER para realizar modelos digitales de terreno.

1.3.2- Etapa de campo

Esta etapa se corroboró la cartografía geológica de base realizada e interpretada durante el gabinete inicial. Para ello se realizaron 3 campañas cortas de 1 día cada una, cuyo objetivo fue desarrollar un mapeo en detalle de la zona de estudio delimitando arealmente las diferentes litologías, describiendo las relaciones de campo entre éstas, tomando datos petrológicos, realizando un muestreo sistemático a fin de desarrollar estudios petrográficos y relevando estructuras a escalas macroscópica y mesoscópica. A fin de lograr estos resultados se realizaron 3 transectas en las inmediaciones de los puestos Las Verbenas y Puesto Lindo, al sur de la estancia Santa Dolores (Fig. 1). La primer campaña consistió en mapear el sector al NE del Puesto Lindo que constituye la zona O del área de estudio. La segunda campaña se concentró en el sector E del área de trabajo iniciando a unos 2 km al O del puesto Las Verbenas y finalizando en cercanías a un camino rural a aproximadamente 2 km desde donde se inició en dirección a Puesto Lindo. Por último, durante la tercera campaña se trazó una transecta E-O al sur de la Estancia Santa Dolores, iniciando a unos 800 metros hacia el N del inicio de la campaña anterior y finalizando hacia el S del Puesto Lindo a la vera de un camino rural.

1.3.3-Etapa de laboratorio

Durante el trabajo de laboratorio se confeccionaron tanto secciones delgadas como secciones macroscópicas de detalle de los tipos litológicos muestreados, con el fin de realizar un análisis e interpretación de los rasgos petrográficos y estructurales obtenidos bajo microscopio binocular (criterios propuestos por Passchier y Trouw 1996, Selley 1983, Winter 2001), en conjunto con los relevados en las diferentes etapas de campo. En dicho análisis se determinaron los minerales esenciales, accesorios, secundarios, y se definieron las diferentes relaciones texturales y fábricas presentes en las rocas. Por otro lado, los datos estructurales relevados en campo, se procesaron utilizando el programa StereoNett versión 3.2. Se proyectaron en el hemisferio inferior de la red de Smith los polos de las estructuras planares y lineales, con el propósito de determinar los dominios estructurales existentes en la zona. Asimismo, después

de cada campaña se continuó con la reinterpretación de las imágenes satelitales y fotografías aéreas, teniendo en cuenta que las tareas de campo permitieron corroborar y en algunos casos modificar las hipótesis planteadas en las etapas iniciales.

1.3.4-Gabinete final

En esta fase se ejecutó la integración de toda la información y su síntesis, con la confección de los mapas geológicos representativos y las secciones petro-estructurales comprensibles y a escala adecuada. Para ello se procedió a la digitalización y tratamiento de datos, mediante la utilización de software como QGis 2.14.3. Por último, se redactó el manuscrito final de la Tesis de Licenciatura donde se sintetiza la información obtenida en todas las etapas de investigación.

1.4 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se encuentra ubicada en el extremo sur de la Sierra de Comechingones, en los alrededores de los puestos Las Verbenas-Santa Dolores-Aguada del Molle, a unos 22 Km al este de la localidad de Achiras, en la provincia de Córdoba. Más precisamente se ubica entre los 32°58'46,6" y 32°02'13,9" de latitud sur y 64°58'35,4" y 64°55'7,7" de longitud oeste, ocupando una superficie aproximada de 36 km². Para acceder al área, desde la localidad de Río Cuarto se debe transitar unos 48 Km por la ruta Provincia N° 30 hasta llegar a la entrada de la Estancia Monte Guazú, desde allí se circula aproximadamente 18 Km a través de una huella serrana antigua, accediendo al límite austral de la zona de trabajo.

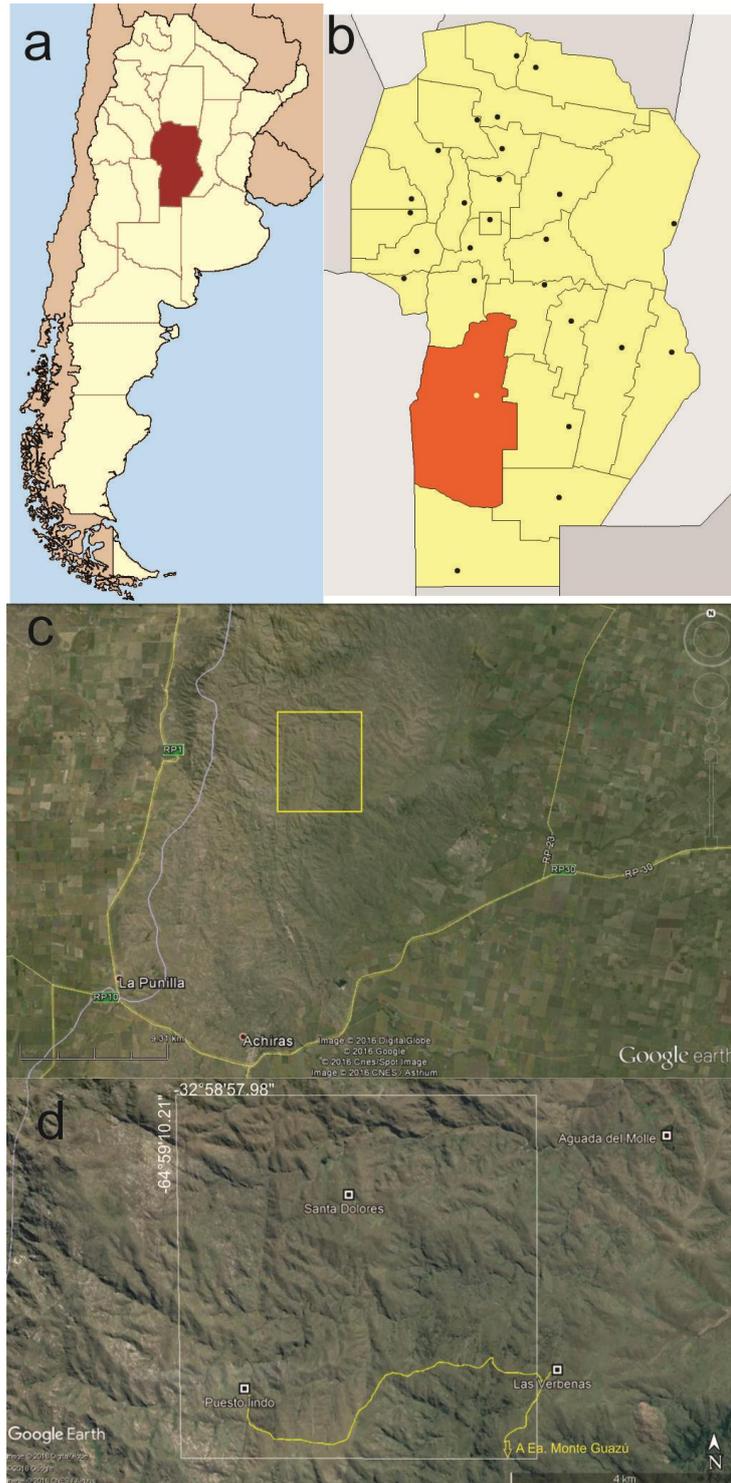


Figura 1: Ubicación del área de estudio. a) Provincia de Córdoba. b) Departamento Río Cuarto. c) Vista general del área de estudio y vías de acceso. d) Área de estudio y puestos aledaños. Al N estancia “Santa Dolores”, NE Ea. “Aguada del Molle”, al SE puesto “Las Verbenas” y al SO el puesto “Puesto Lindo”.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1-GEOLOGÍA REGIONAL DE LAS SIERRAS PAMPEANAS

Se denomina "Provincia Geológica de las Sierras Pampeanas" a la unidad orográfica ubicada entre los 26° y los 33° 30' de latitud sur y los 64° a 68° de longitud oeste, caracterizada por un conjunto de cordones montañosos aflorantes entre las planicies pampeanas. Se presentan relacionados a bloques fallados, con fracturas de alto ángulo y de extensión regional, que sufrieron un basculamiento hacia el este, generando así una morfología asimétrica con laderas orientales tendidas y occidentales escarpadas. Dichos cordones se encuentran separados por valles longitudinales. Poseen una extensión aproximadamente de 500 Km de largo y 250 Km de ancho, orientados con rumbos preferenciales submeridianos (Fig. 2.1).

La primera descripción de las Sierras Pampeanas como unidad morfoestructural fue realizada por Stelzner (1875), con posteriores trabajos de Bodenbender (1895), Beder (1922) y Rasmuss (1916), quienes ratificaron la presencia de un basamento precámbrico-eopaleozoico constituido por rocas metamórficas de grado medio – alto y rocas ígneas. Dicho basamento forma una serie de dominios litológicos y estructurales que han sido interpretados por Dalla Salda (1987) como parte de una faja de movilidad ensiálica, o como terrenos que se desarrollaron y acrecieron en el margen occidental convergente del cratón del Río de la Plata.

Dicha región ha sufrido amplias divisiones, siendo en primera instancia subdividida en dos subregiones denominadas por Caminos (1979) Sierras Pampeanas Orientales y Occidentales, distinguiéndose una de otra por diversas asociaciones litológicas en los distintos bloques serranos, caracterizando estos dominios como:

- **Faja Oriental:** comprende de norte a sur a las Sierras de Quilmes, Cumbres Calchaquíes, Sierras de Aconquija (Tucumán); Sierras de Chango Real, Capillitas, Belén, Sierras de Ancasti y Ambato (Catamarca); Sierras de Velazco, Los Llanos, Malazán, Chepes y Ulapes (La Rioja); Sierras de

Guayasán, Ambargasta y Sumampa (Santiago del Estero); Sierras Norte, Chica, Grandes y de Comechingones (Córdoba); Sierras de San Luis. Estos bloques serranos están conformados por un basamento metamórfico donde predominan filitas, esquistos y gneises, subordinadamente anfibolitas y mármoles, con metamorfismo desde facies de esquistos verdes a anfibolitas y que en ocasiones llegan a facies de granulitas. El plutonismo que las intruye es predominantemente granítico, el cual se desarrolla como grandes batolitos a escala regional.

- **Faja Occidental:** comprende desde norte a sur las Sierras de San Buenaventura y Sierras de Fiambalá (Catamarca); Sierras de Toro Negro, Cumichango, Umango-Maz (La Rioja); Sierras de Valle Fértil y La Huerta, Pie de Palo y Valdivia (San Juan). El basamento metamórfico de estas sierras está caracterizado por poseer paragénesis que indican condiciones de alta presión y alta temperatura. Dicho basamento se conforma predominantemente por rocas calcosilicáticas, anfibolitas y migmatitas. Predomina un dominio de rocas básicas-ultrabásicas y subordinadamente cuerpos tonalíticos, granodioríticos, graníticos y pegmatitas graníticas.

Ramos (1988) utilizando las ideas propuestas por Caminos (1979) y un criterio global, definió la Faja Oriental como correspondiente a un orógeno generado durante el Proterozoico, el que habría finalizado con una colisión en el Precámbrico tardío, representado actualmente en el basamento aflorante de las Sierras de Córdoba y la región más oriental de las Sierras de San Luis. Mientras que las occidentales corresponderían a un orógeno Eopaleozoico y estarían expuestos en las Sierras de Tucumán, Catamarca, La Rioja, San Juan y el sector occidental de San Luis.

Con posterioridad, y en base a lo definido por Caminos (1979); Toselli *et al.* (1992; 1997) reconocen dos regiones caracterizadas como cinturones metamórficos con características litológicas bien diferenciadas, dando lugar a una zona con condiciones de un metamorfismo de presiones medias (cinturón occidental) y otra con presiones bajas (cinturón centro-oriental).

Ramos (1999) también propone para la región una división en: la provincia geológica de las "Sierras Pampeanas Orientales" y la provincia de las "Sierras Pampeanas Occidentales" (Fig. 2.1).

Por último, Miró (1999) basado en lo elaborado por Caminos (1979) [Sierras Pampeanas Noroccidentales: Faja Oriental y Occidental] y Ramos (1999) [Sierras Pampeanas Orientales y Sierras Pampeanas Occidentales], define tres grandes unidades:

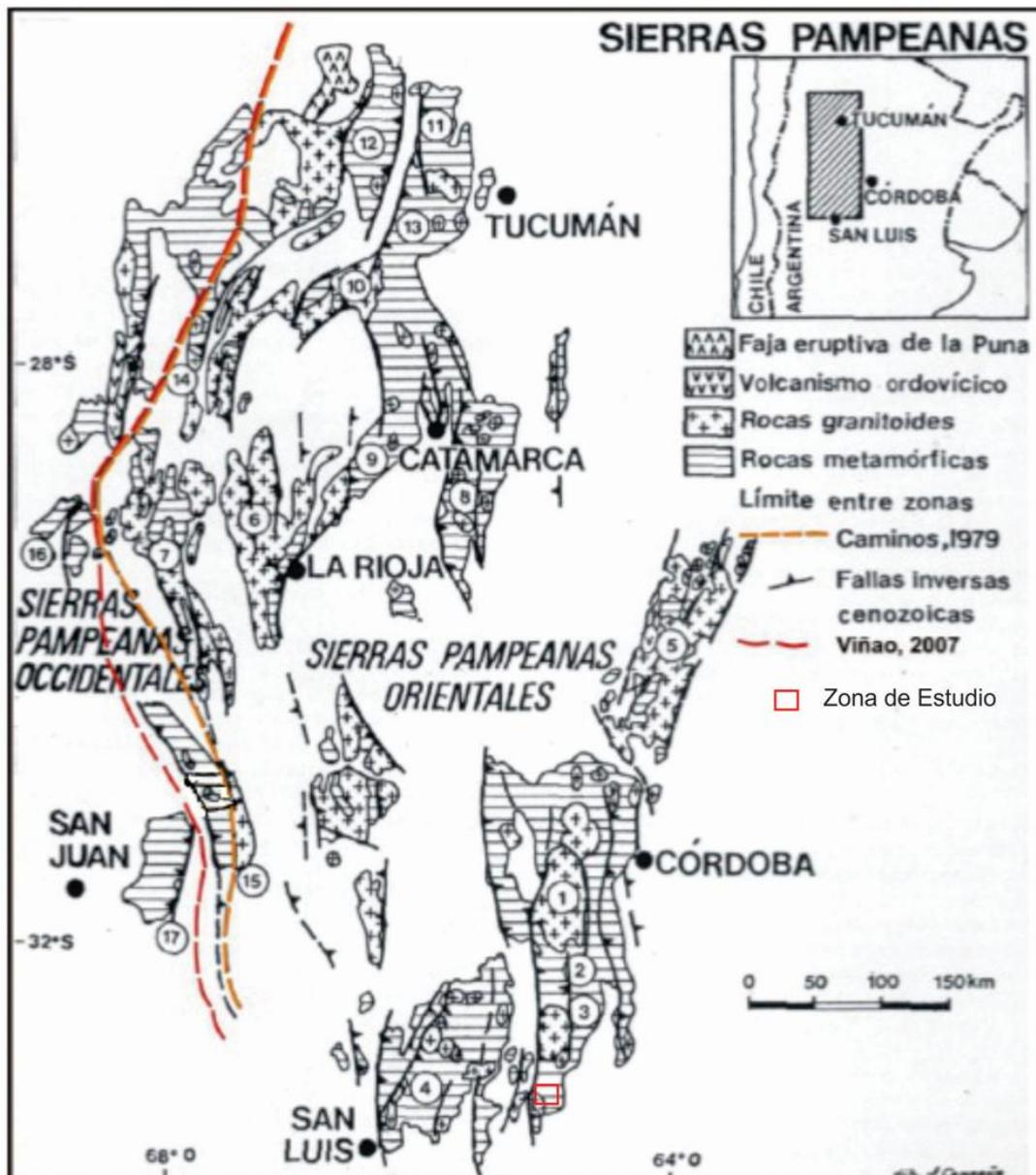


Figura 2.1: Sierras Pampeanas (modificado de Miró 1999; Caminos 1979; Viñao 2007). 1 Batolito de Achala. 2 Sierras de Córdoba. 3 Batolito de Alpa Corral. 4 Sierras de San Luis, batolito de las Chacras-Piedras Coloradas. 5 Sierras del Norte Córdoba. 6 Sierra de Velasco. 7 Sistema de Famatina. 8 Sierra de Ancasti. 9 Sierra de Ambato. 10 Batolito de Capillitas. 11 Cumbres Calchaquíes. 12 Sierra de Quilmes. 13 Sierra de Aconquija. 14 Sierra de Fiambalá. 15 Sierra de Valle Fértil. 16 Sierra de Cumichango. 17 Sierra de Pie de Palo.

- **Las Sierras Pampeanas:** Se encuentran conformadas por: Sierra de Aconquija, Ancasti, Ambato, Guasayan, Ambargasta, Sumampa, Sierras Norte de Córdoba, Grandes, Chicas, Sierra de Comechingones, el sector oriental de la Sierra de San Luis y el valle de Conlara. Corresponde al sector norte de la Faja oriental de Caminos (1979) y Sierras Pampeanas Orientales de Ramos (1999).
- **Las Sierras Famatinianas:** Comprenden las serranías en Catamarca, San Juan, Tucumán, La Rioja y San Luis. Corresponde a la Faja oriental de Caminos (1979) y a las Sierras Pampeanas Orientales de Ramos (1999).
- **Las Sierras Pampeanas Occidentales:** Las cuales incluyen las Sierras Occidentales de Catamarca, La Rioja, San Juan (Pie de Palo-Valle Fértil-La Huerta) y Mendoza (cerrito Salinas). Corresponde a la Faja occidental de Caminos (1979) y sectores de las Sierras Pampeanas Occidentales de Ramos (1999).

2.2-GEOLOGÍA REGIONAL DE LAS SIERRAS DE CÓRDOBA

Las Sierras de Córdoba son la entidad orográfica más oriental de las Sierras Pampeanas. Está constituida por varios cordones meridianos que se extienden desde los 29° hasta los 33°30' de latitud S (aproximadamente 500 km), los cuales corresponden a bloques de falla, separados por valles longitudinales. El basculamiento hacia el este de los bloques mayores del basamento produjo una morfología asimétrica del sistema serrano, con ladera oriental tendida y occidental escarpada.

Aquí se distinguen tres grandes unidades orográficas: Las Sierras Norte, que nacen al sur y al este del valle de Deán Funes, extendiéndose hacia Santiago del Estero como una altiplanicie de entre 700 y 1000 m de altura. Las Sierras Chicas, que comienzan al norte con las sierras de Masa, culminando al sur con las Sierras de las Peñas, con su punto más elevado constituido por el Cerro Uritorco (1950 m). Las Sierras Grandes o de Achala, al oeste de la anterior con su punto más alto en el Cerro Champaquí (2884 m), desde donde continúa hacia el sur, denominándose Sierras de Comechingones (Gordillo y Lencinas, 1979).

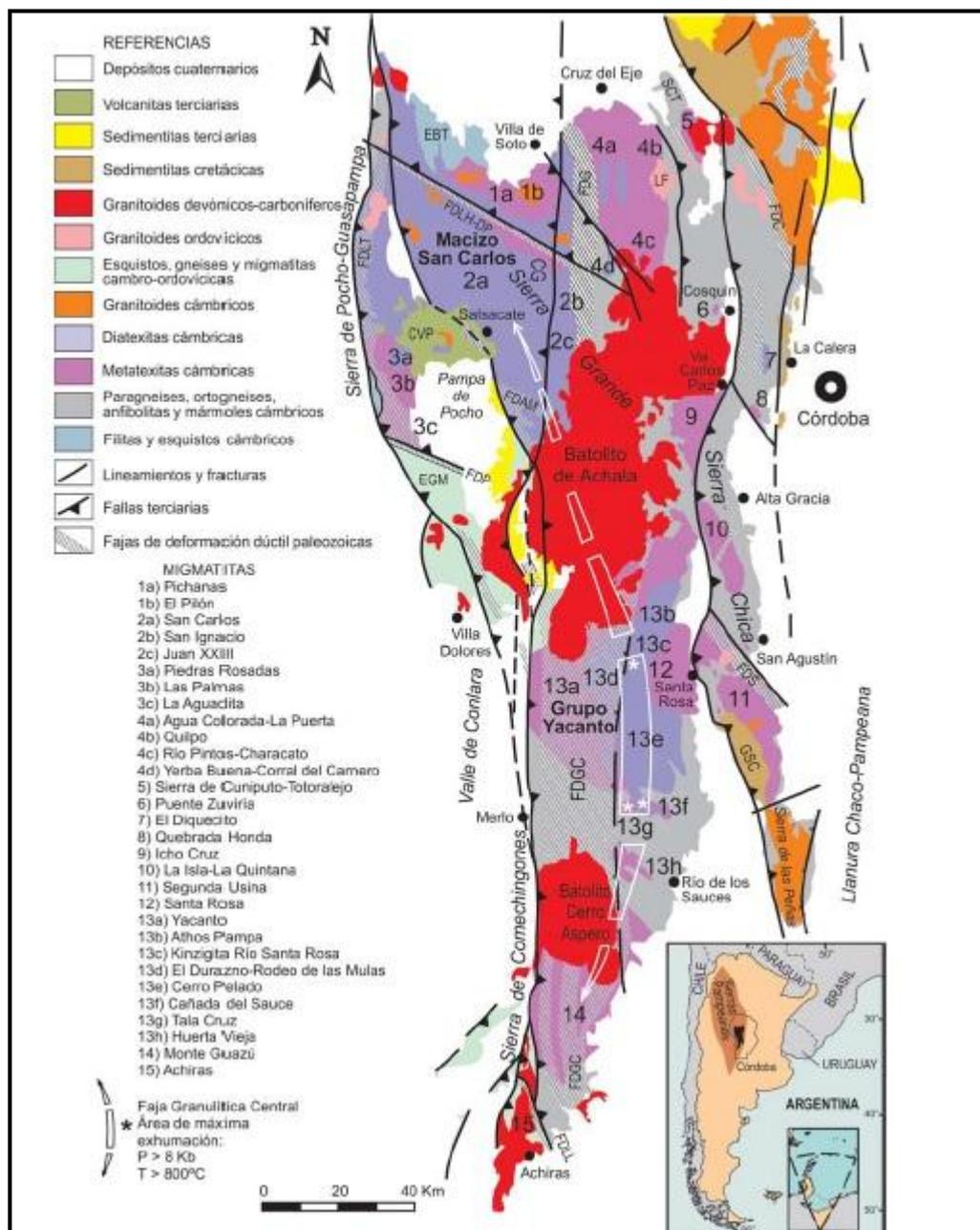


Figura 2.2: Mapa geológico de las Sierras Pampeanas de Córdoba modificado de Martino *et al*, (2014), con sus respectivos cordones montañosos

Las Sierras de Córdoba están constituidas por un basamento metamórfico polideformado en el Proterozoico tardío-Paleozoico temprano, imbricados por zonas de cizalla dúctil contraccional de probables edades del Paleozoico medio (Ordovícico-Silúrico) y tardío (Devónico-Carbonífero), e intruidas por granitoides paleozoicos (Martino *et al*, 2014) (Fig. 2.2).

Las rocas predominantes en el complejo metamórfico son las migmatitas, tanto diatexitas cordieríticas como metatexitas, y los gneises tonalíticos,

generalmente con granate y menos frecuentemente con sillimanita. En menor proporción, se encuentran ortogneises, anfibolitas, mármoles, rocas calcosilicáticas, rocas máficas y ultramáficas. Las condiciones metamórficas van desde el grado medio al alto, alcanzando la facies de granulitas con fusión parcial en rocas de composición adecuada. En sectores localizados de las Sierras de Córdoba, principalmente al oeste y noroeste, afloran esquistos micáceos y filitas de grado medio a bajo. El complejo metamórfico ha sido afectado por varias fajas de deformación dúctil paleozoicas que generaron rocas de la serie de las milonitas. Entre las rocas ígneas que intruyen, se destacan los grandes batolitos de Achala y de Cerro Aspero, del Devónico superior, además de plutones menores de variadas edades: Cámbricos, Ordovícicos, Devónicos y Carboníferos.

2.2.1-Basamento precámbrico-paleozoico inferior a medio

Las migmatitas constituyen una de las principales litologías del complejo metamórfico neoproterozoico-cámbrico de las Sierras Pampeanas de Córdoba, tanto por su extensión areal como por su importancia petrogenética y regional.

En las Sierras de Córdoba, las migmatitas tienen un patrón de distribución regional con los afloramientos más importantes de diatexitas en la denominada Faja Granulítica central (Fig. 2.2). Se trata de un eje térmico regional formado mayoritariamente por rocas en facies de granulitas: las diatexitas del Macizo San Carlos al NNO y del Grupo Yacanto al SSE. Esta faja de diatexitas, de más de 3000 km², tiene dirección NNO-SSE, está interrumpida por el batolito de Achala y rodeada regularmente por metatexitas y gneises. Dicha faja tiene un máximo areal (Asteriscos Fig. 2.2), donde afloran las rocas más profundas con presiones superiores a los 8 Kbar, temperaturas mayores a 800 °C y más antiguas de aproximadamente 577 Ma de la corteza migmatizada neoproterozoica-cámbrica (Guereschi y Martino, 2014).

Las rocas dominantes en la Faja Granulítica Central, son las diatexitas cordieríticas, que fueron las primeras migmatitas estudiadas detalladamente por Gordillo (1979,1984). En cambio, las metatexitas, que muchas veces se asocian a las diatexitas, habían sido en general poco estudiadas o confundidas con los gneises regionales. Estudios posteriores permitieron determinar la presencia de

metatexitas en numerosos lugares de las sierras, las que incluso llegan a formar un gran macizo migmatítico no cordierítico en el sector centro-sur de las Sierras de Comechingones (Fagiano *et al.*, 2004), afectado parcialmente por la faja de deformación Guacha Corral.

Las condiciones imperantes durante el pico metamórfico han sido calculadas entre 5.5 y 8.5 Kbar de presión, con temperaturas que habrían excedido los 700 °C (Guereschi y Martino 2003, 2008 y 2014; Otamendi *et al.*, 2004). Un análisis pormenorizado de las trayectorias texturales y de las estructuras micro a macroscópicas ha permitido establecer una trayectoria P-T de tipo horario y condiciones barrobianas generales.

Tradicionalmente, se ha considerado que en el basamento polimetamórfico de las Sierras de Córdoba se había producido un único evento migmatítico durante el pico metamórfico regional, en el que se habrían generado las diatexitas. Por esta razón, estas rocas y otras equivalentes como los granitoides anatócticos fueron empleadas para dataciones radimétricas. Las edades obtenidas fueron asignadas al evento metamórfico principal M₂ de las Sierras de Córdoba (~ 520-530 Ma; Stuart-Smith *et al.*, 1996, Rapela *et al.*, 1998, Fantini *et al.*, 1998).

Guereschi y Martino (2008) mostraron evidencias de campo y petrográficas de la existencia de dos eventos de migmatización en el sector centro-oriental de las Sierras de Comechingones. El primer evento migmatítico correspondería al pico metamórfico M₂ y habría generado metatexitas, mientras que el segundo evento migmatítico sería producido por descompresión, generando diatexitas. Evidencias similares de estos dos eventos de migmatización se han reconocido en otros sectores de las Sierras de Córdoba, como en las Sierras Chicas y en el macizo de San Carlos, lo que resalta la importancia regional de estos eventos.

Sobre la base de litologías y procesos análogos, Guereschi y Martino (2008) establecen una correlación entre el segundo evento migmatítico reconocido en las Sierras de Comechingones y el evento fechado por otros autores como cámbrico, y postulan que el primer evento de migmatización o pico metamórfico M₂ probablemente sería neoproterozoico. Dataciones radimétricas que obtuvieron edades entre 577 y 554 Ma para este evento (Sims *et al.*, 1998, Siegesmund *et al.*, 2010) apoyarían esta propuesta. Los dos eventos de migmatización reconocidos estarían relacionados con la evolución de un orógeno colisional desarrollado entre el margen occidental de Gondwana y el

terreno Pampia, con engrosamiento cortical seguido de colapso extensional, durante el neoproterozoico paleozoico inferior (Guereschi y Martino, 2014).

En función de estas interpretaciones, paragénesis minerales y texturas de reacción reconocidas en las migmatitas de las Sierras de Córdoba, Guereschi y Martino (2014) establecen una secuencia de eventos metamórficos:

- **Evento metamórfico M₁-D₁ (~588-560 Ma):** A partir de protolitos sedimentarios de composiciones pelítico-grauváquicas, se habría producido un evento inicial M₁ en condiciones de grado medio, preservado solamente como relictos de estaurolita o cianita en núcleos de granate, en ocasiones con una foliación relíctica S₁. Esta foliación producto de un evento de deformación D₁ se reconoce también en pliegues intrafoliares en varios sectores de las Sierras de Córdoba (Guereschi y Martino 2008).

- **Evento Metamórfico M₂-D₂ (~553-540 Ma):** Es el evento metamórfico regional más importante, durante el cual se habrían alcanzado las condiciones máximas de temperatura que produjeron paragénesis de alto grado y dieron inicio a la fusión parcial o anatexis en las rocas de composición pelítico-grauváquica, con generación de metatexitas estromatíticas. Concomitantemente se habrían desarrollado la foliación metamórfica S₂ penetrativa regionalmente, durante el evento de deformación D₂.

La paragénesis de más alto grado que se reconoce en las distintas áreas anatéticas de las Sierras de Córdoba es Qtz + Pl + Bt + Grt + Kfs. La aparición de paragénesis sin sillimanita o sin feldespatos potásicos indicaría variaciones en la composición original del sedimento, desde pelitas típicas pasando por pelitas bajas en alúmina hasta grauvacas (Otamendi *et.al.*, 1999, 2000; Guereschi y Martino 2008). Por geotermobarometría, fueron calculadas condiciones de ~800 °C de temperatura y ~8 Kbar de presión.

- **Evento dinámico M₃-D₃ (~540 Ma):** Este evento, de naturaleza regional, habría sido esencialmente de tipo dinámico con una intensa deformación en condiciones de alta temperatura dentro del campo de estabilidad de la sillimanita (Guereschi y Martino 2014). Durante esta etapa se habrían generado rasgos de deformación poscristalina en varios minerales, fibrolitización de la sillimanita y el importante plegamiento no cilíndrico en varios sectores de las Sierras de Córdoba. Esas zonas de cizalla se habrían localizado en planos paralelos a la

foliación principal S₂, pero en algunos casos se habría desarrollado una fábrica S-C (Guereschi y Martino 2008).

- **Evento metamórfico M₄-D₄ (~530-520 Ma):** Es un evento de descompresión con enfriamiento asociado producto de un colapso extensional (Guereschi y Martino 2014), que habría dado origen a las texturas en corona de plagioclasa alrededor de granate, ampliamente desarrolladas en todas las rocas metapelíticas y metagrauváquicas distribuidas en las Sierras de Córdoba.

Durante este mismo evento, se habría producido una segunda migmatización que habría generado las diatexitas. En este proceso se habría desarrollado cordierita + feldespato potásico + fundido y, en su culminación, se habría producido una homogeneización de las partes sometidas a mayor fusión, quedando restos de las metatexitas incluidos en la parte diatexitica.

Las condiciones de temperatura calculadas para este evento son de ~600-700 °C. Las condiciones de presión son más difíciles de estimar, ya que los cálculos para las coronas de plagioclasa dan una presión de ~7 Kbar, mientras que los cálculos usando cordierita dan valores mucho más bajos (3-4 Kbar).

El evento M₄ estaría asociado a una extensión generalizada D₄, registrada por fallas dúctiles y por *boudinage* marcado en unidades con reología contrastada (Martino *et al.*, 1997). Posteriormente, durante un evento retrógrado M₅, (~513-474 Ma, Steenken *et al.*, 2010), habría continuado el descenso de temperatura hasta condiciones metamórficas de grado medio, con hidratación y sin deformación asociada, que habría producido el reemplazo parcial de granate por biotita.

En el periodo comprendido entre el Cámbrico tardío y el Ordovícico medio, el basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba se comportó como el antepaís de un nuevo ciclo orogénico, el Famatiniano (Aceñolaza y Toselli 1976, Aceñolaza *et al.*, 2000), durante el cual se desarrolló un amplio magmatismo en todo el ámbito de las Sierras Pampeanas Orientales, con la localización del arco magmático principal coincidente con las Sierras de Chepes, Ulapes, Valle Fértil, Famatina y la Puna (Rapela *et al.*, 1998, Pankhurst *et al.*, 2000, Toselli *et al.*, 2002). La actividad magmática registrada

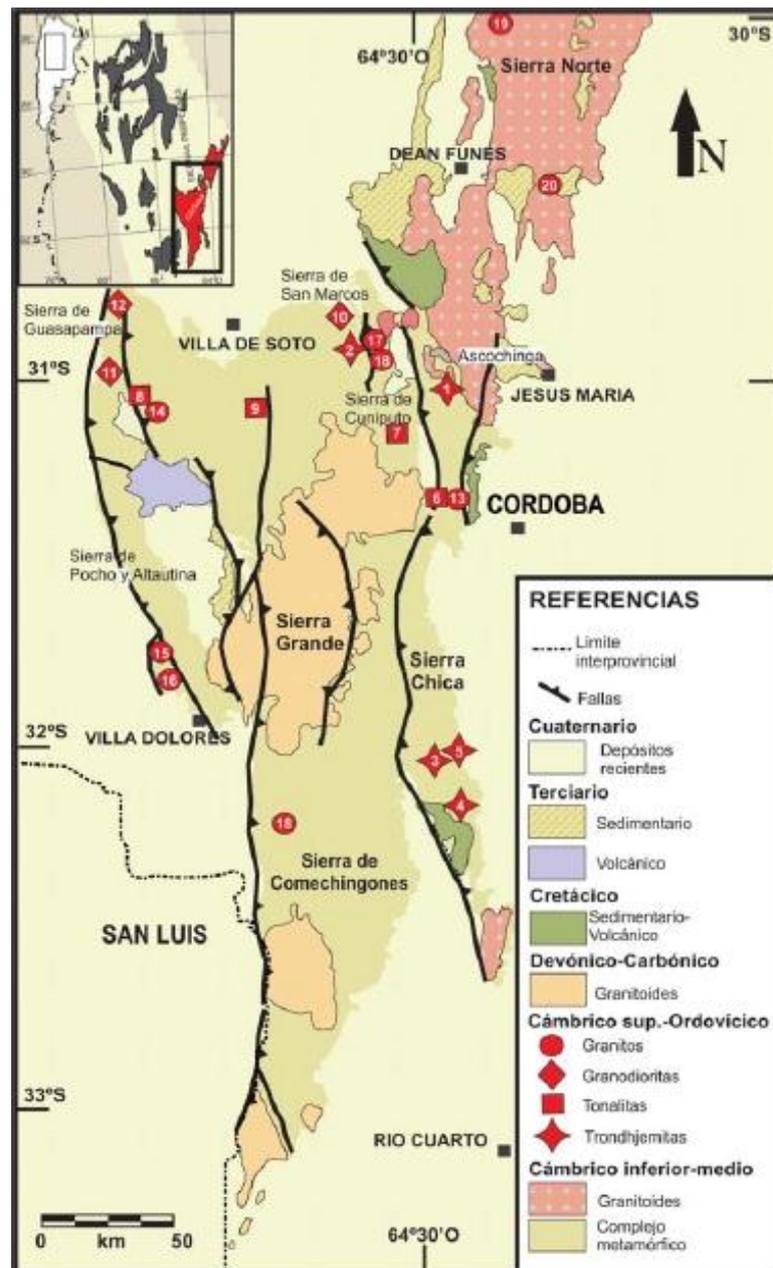


Figura 2.3: Ubicación de plutones cámbrico-ordovícicos en las Sierras de Córdoba. Modificado de D'erao *et al.* (2014). 1- Güiraldes; 2- La Fronda; 3- Calmayo; 4- El Hongo; 5- San Agustín; 6- Diques tonalíticos; 7- Piedra Grande; 8- Cuesta de Los Romeros; 9- Paso del Carmen; 10- Cruz del Eje; 11- La Playa; 12- Agua de Ramón; 13- Loma Ancha; 14- Mesa del Coro; 15- La Yeya Norte; 16- Cóndor Huasi; 17- El Hueco; 18- Pegmatitas graníticas; 19- Riolitas de Oncán; 20- El Cerro de Tulumba.

durante este periodo en Sierras Pampeanas de Córdoba, se manifiesta casi exclusivamente en el desarrollo de pequeños plutones distribuidos en las Sierras Chicas, Sierras de Cuniputo, San Marcos y Ascochinga, Sierra Grande, Sierras

de Guasapampa, Pocho y Altautina, Sierras de Comechingones y Sierra Norte (Fig. 2.3).

Estos plutones son generalmente de dimensiones reducidas (3 a 10 km de radio) y sus composiciones son fundamentalmente trondhjemitica-tonalítica para los ubicados en el sector oriental, tonalítica-granodiorítica en el sector central, granítica-granodiorítica en el sector occidental y Sierra Norte (Fig. 2.3, D'erao *et al.*, 2014).

En cuanto al contexto estructural en el cual se emplazaron estos magmas, el evento tectonometamórfico asignado al Ordovícico en Córdoba, es la formación de importantes fajas miloníticas, de rumbo predominante norte y buzamientos al este, que representan esencialmente cabalgamientos de vergencia oeste. La edad de esta deformación no está bien acotada y su ubicación en el Ordovícico se basa en relaciones de corte con las unidades magmáticas y en general ha sido en principio restringida al Ordovícico tardío, y correlacionada con la fase tectónica Oclóyica del ciclo Famatiniano (Martino *et al.*, 1993ab, Simpson *et al.*, 2001, Martino 2003).

En la Sierra de Comechingones existen cuerpos básicos que se diferencian de los anteriores descritos, los cuales fueron interpretados como un magmatismo generado de una fuente tipo OIB a partir de la fusión parcial del manto litosférico enriquecido, destacándose el Complejo Suya Taco, Sol de Mayo y Rio Grande (Demichelis 1996; Tibaldi 2006, Tibaldi *et al.*, 2008).

La presencia de rocas máficas dentro de la secuencia supracortical cámbrica de las Sierras Pampeanas de Córdoba fue mencionada por diversos autores (Gordillo y Lencinas 1979, Bonalumi y Gigena 1987, Villar 1975 y 1985, Escayola *et al.*, 1996, Demichelis *et al.*, 1996, Otamendi *et al.*, 2004, entre otros).

Recientemente, Martino *et al.*, (2011) establece en base a estudios estructurales que las rocas ultramáficas de Córdoba no corresponden a zonas de sutura, sino que serían relictos mantélicos emplazados en el prisma de acreción pampeano y luego retrabajados tectónicamente.

En el norte de la Sierra de Comechingones, uno de los cuerpos máficos más grande observados corresponde a un gabro encapado denominado Cerro San Lorenzo (Fig. 2.4) que se caracteriza por estar emplazado tectónicamente. Existen expresiones dispersas de magmatismo máfico, que aunque ocasionalmente están asociados a zonas de cizalla (Bonalumi y Gigena 1987),

presentan contactos intrusivos (Otamendi *et al.*, 2003, Demichelis *et al.*, 1996, 1998) a veces retrabajados tectónicamente (Tibaldi *et al.*, 2008). Demichelis *et al.*, (1996) caracteriza a dichos cuerpos como ferronoritas y ferrodioritas y han sido interpretados como un magmatismo máfico, generado a partir de la fusión parcial de un manto litosférico enriquecido de tipo OIB (Demichelis *et al.*, 1996, Tibaldi 2006 y Tibaldi 2008).

De este modo, si bien dentro de las Sierras de Córdoba se observan cuerpos máficos de dimensiones variables, estos poseen relaciones texturales, de yacencia y características químicas que permiten asignarlos a procesos petrogenéticos diferentes (Tibaldi *et al.*, 2014). Así, y de acuerdo con su protolito, se pueden establecer un primer orden de distinción entre rocas máficas de origen sedimentario e ígneo.

Los cuerpos máficos metasedimentarios se presentan a modo de bancos asociados normalmente a calizas e intercalados con migmatitas estromatíticas, diatexitas, paragneises y ortoanfibolitas en menor proporción. Representadas en mayor medida por parafibolitas, éstas han sido reconocidas en distintos sectores de las Sierras de Córdoba (Fig. 2.4), no obstante, los afloramientos mayores se reconocen en el área occidental adyacente a los ultramáficos El Cromo-San José, alrededores del Cerro San Lorenzo, Las Caleras, oeste de Cerro Pelado, Atos Pampa, San Miguel, alrededores de Los Congos, Sierra de las Peñas, San Agustín, entre los principales (Tibaldi *et al.*, 2014). Se encuentran en paraconcordancia con secuencias carbonáticas (mármoles) e intercaladas con gneises/migmatitas, en bancos y lentes de potencias del orden centimétrico a decamétrico. Las paragénesis observadas dependen en general del grado metamórfico alcanzado, predominando anfíbol + plagioclasa \pm cuarzo \pm calcita para el grado medio-alto y plagioclasa \pm clinopiroxeno \pm olivino \pm calcita/dolomita para el grado alto.

Las rocas máficas de origen ígneo pueden ser divididas en función de su afinidad geoquímica en tres grandes grupos: rocas máficas toleíticas, rocas máficas calcoalcalinas y rocas máficas transicionales a alcalinas.

Las rocas máficas toleíticas han sido reconocidas ampliamente en las Sierras de Córdoba diferenciándose en dos grandes grupos de acuerdo a sus relaciones de yacencia: rocas máficas toleíticas paraconcordantes con la secuencia metasedimentaria (anfibolitas de campo) y rocas máficas toleíticas

intrusivas (gabro Cañada del Puerto; Gaido y Miró 1998). Las anfibolitas de campo son relativamente abundantes en las Sierras de Córdoba, y si bien no constituyen afloramientos importantes, han sido ampliamente descritas en toda la serranía. Dentro de la Sierra de Comechingones han sido reconocidas por distintos autores desde la localidad de Atos Pampa hasta el sector sur del Complejo Monte Guazú (Mutti *et al.*, 2002, Fagiano 2011, Rios 2009, Guerreschi 2000), mientras que en el ámbito de Sierra Norte son muy abundantes en el ámbito de Las Jarillas, Bosque Alegre, embalse Los Molinos, haciéndose menos frecuente hacia el contacto con el batolito de Achala (Baldo 1992, Di Marco y Mutti 1996). También son muy abundantes en el ámbito de la Sierra Chica, y se observan principalmente en el área de Berrotarán, en inmediaciones de la falla Las Peñas y como enclaves en el granito de Las Peñas (Gordillo y Lencinas 1979, Pugliese 1995, Di Marco y Mutti 1996, Anzil y Martino 2012).

Constituyen cuerpos tabulares a ovoides que en general poseen espesores variables que van desde unos pocos a decenas de metros (10 a 20 mts principalmente), aunque ocasionalmente alcanzan potencias que superan la centena de metros. Los bancos de anfibolitas se presentan intercalados con gneises, migmatitas y rocas ultramáficas, pudiendo estar asociados o no a los mármoles presentes en la secuencia metasedimentaria, guardando en todos los casos relaciones de contacto neto con las distintas litologías circundantes (Tibaldi *et al.*, 2014, Fagiano 2011, Demichelis *et al.*, 1997). Estos cuerpos se caracterizan por presentar una relación de concordancia con la foliación penetrativa regional (Mutti *et al.*, 2002, Baldo 1992, Fagiano 2011). Asimismo, normalmente se encuentran plegadas de manera compleja acompañando el estilo de las rocas metasedimentarias circundantes (Baldo 1992).

Las rocas máficas con carácter transicional a alcalino han sido reconocidas principalmente al norte de la Sierra de Comechingones, aunque no se descarta su presencia en otros sectores de las Sierras de Córdoba. En general se presentan como cuerpos de dimensiones variables cuyos exponentes principales de norte a sur se denominan: Sol de Mayo-Intiyaco, Suya Taco, Cantera Champaquí y Rio Grande (Fig. 2.4), aunque se reconocen de modo disperso la presencia de cuerpos menores.

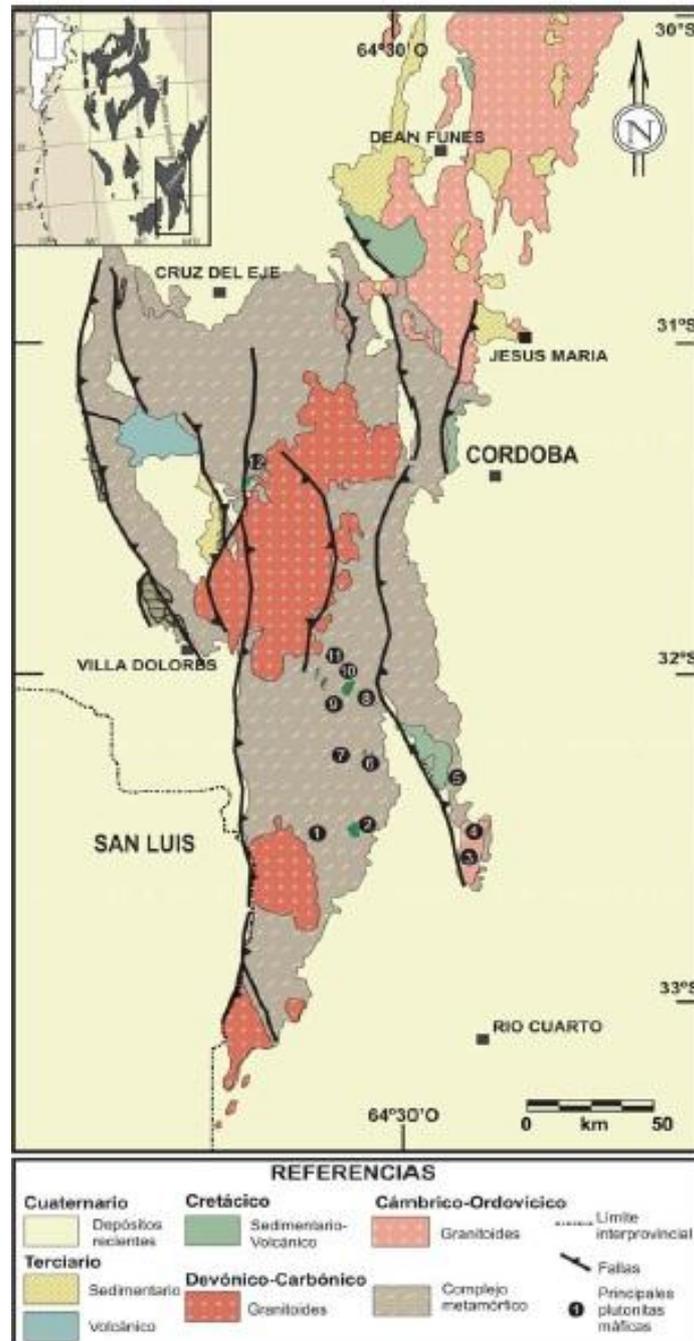


Figura 2.4: Mapa geológico generalizado de las Sierras de Córdoba, mostrando la ubicación de los principales cuerpos plutónicos máficos. Extraído de Tibaldi *et al.*, 2014. 1. Gabro Cerro Aspero. 2. San Lorenzo. 3. Sierra de las Peñas. 4. El Seminario. 5. Circuito Los Cóndores. 6. Río Grande. 7. Cuerpos menores Cerro Pelado/Arroyo Corto. 8. Cantera Champaquí. 9. San Alberto. 10. Suya Taco. 11. Sol de Mayo-Inti Yaco. 12. Cañada del Puerto.

Todos estos cuerpos poseen formas irregulares y elongadas con morfología bochiforme que en algunos casos presentan pequeños diques de menos de 1 m de potencia y varios metros de longitud (Tibaldi *et al.*, 2014).

Una característica común en todos los complejos máficos aquí descritos, es la presencia de contactos intrusivos con la roca de caja así como también distintos tipos litológicos asociados a ellos, generados como productos de la interacción del magmatismo máfico con las rocas migmatíticas del encajante o sus productos de fusión (Otamendi *et al.*, 2003, Tibaldi *et al.*, 2008). En particular, asociados a estos complejos se observan rocas granulíticas las cuales de acuerdo a su mineralogía pueden ser clasificadas como granulitas con cordierita-granate-ortopiroxeno y granulitas con granate-ortopiroxeno (Otamendi *et al.*, 2003, Tibaldi *et al.*, 2008).

Texturalmente, la mayoría de las rocas máficas presentan evidencias de su naturaleza ígnea, aunque en algunos casos se observa retrabajo textural sobrepuesto manifestado por crecimiento mineral (blastesis) en condiciones estáticas y/o dinámicas.

Las rocas máficas con tendencia calcoalcalina han sido reconocidas en la porción sur de la Sierra de Comechingones (Tibaldi *et al.*, 2014). El gabro San Lorenzo (Fig. 2.4), se encuentra ubicado la pedanía de Rio de los Sauces y se presenta como un cuerpo aislado de sección oval de aproximadamente 7 km² que intruye a la secuencia metamórfica conformada principalmente por migmatitas con intercalaciones de anfibolitas y mármoles.

Chincarini *et al.*, (1998) propone que este gabro fue emplazado tectónicamente en niveles corticales superiores durante la deformación atribuida al orógeno Pampeano. No obstante, el ambiente original donde este cuerpo máfico cristalizó no está claramente determinado aunque sugiere que el magma se emplazó en una secuencia sedimentaria supracortical profunda metamorfozada en facies de anfibolita (Martino *et al.*, 1994).

Sumado a las diferentes rocas máficas descriptas hasta el momento, existen una serie de cuerpos de dimensiones variables, cuyas afinidades geoquímicas no han sido esclarecidas a la fecha. Ellos corresponden a los aflorantes en Sierra de Los Cóndores, Sierra de Las Peñas (Las Peñas y El Seminario), gabro Cerro Aspero y en la unión de los ríos que conforman el río Santa Rosa (Fig. 2.4).

En todo el ámbito de las Sierras Pampeanas y en lo que respecta puntualmente a las Sierras de Córdoba, hay un amplio desarrollo de zonas de alta deformación asociadas a ambientes estructurales de carácter dúctil, dúctil-

frágil, definidas por diversos autores como Fajas de Cizalla (Fig. 2.5). Las mismas siempre vinculadas a grandes fallas de carácter regional y a zonas conspicuas de fallas paralelas a las principales, que forman según lo planteado por Gonzales Bonorino (1950 en Gordillo y Lencinas 1979), zonas escalonadas.

La deformación que tuvo lugar entre el Ordovícico y el Silúrico fue la causa de un drástico levantamiento del basamento mediante fajas de cizalla dúctil-frágil con transporte tectónico de convergencia y de rumbo (Martino, 1993). Deformación que puede adjudicarse al Ciclo Orogénico Famatiniano D₃ de Dalla Salda (1984 y 1987), más específicamente a la Fase Oclóyica de dicho ciclo (Martino et al., 1994). En la Sierra de Córdoba estas fajas de cizalla dúctil frágil están directamente vinculadas con el emplazamiento en corteza superior de los macizos gnéisicos de alto grado (Kraemer et al., 1994).

En relación temporal pos-cinemática con el ciclo D₃ se emplazó un magmatismo félsico alumínico-potásico de dimensiones batolíticas (Batolito de Achala, Rapela, 1982; Lira, 1985; Patiño y Patiño Douce 1987; Batolito Cerro Aspero-Alpa Corral, Coniglio y Esparza, 1988; Pinotti et al., 2002). Este magmatismo presenta una marcada impronta cortical, y su actividad se expande entre el Silúrico superior y el Carbonífero inferior (Rapela et al., 1991b).

Con respecto a dichas fajas de cizalla, Martino (2003), define para todo el ámbito serrano cordobés, dieciséis fajas agrupadas a la vez en cuatro grupos principales, de acuerdo al significado tectónico, los cuales son: Fajas transcurrentes dextrales paralelas al arco; Fajas de desenraizamiento del orógeno Pampeano Cámbrico; Fajas de imbricación regional y Fajas de contracción Achalianas (Fig. 2.5):

- Fajas transcurrentes dextrales paralelas a un arco magmático precámbrico-cámbrico, probablemente relacionadas con la subducción pampeana aproximadamente a los 535 Ma.
- Fajas de desenraizamiento del orógeno Pampeano cámbrico, ligadas a las etapas contraccionales póstumas de la colisión del terreno Pampia con el margen occidental de Gondwana y al comienzo de la subducción Famatiniano aproximadamente a los 490-470 Ma. Poseen cinemática inversa dominante y algunas de ellas tienen también movimientos subordinados dextrales indicativos de una cizalla general convergente.

- Fajas de imbricación regional con generación de cabalgamientos con fuerte control reológico, que determinan dominios de edad, definiendo de este a oeste los dominios precámbrico-cámbrico (ígneo), cámbrico (metamórfico de alto a medio grado) y ordovícico (metamórfico de alto a medio grado). La edad de estas fajas, que oscila entre el Ordovícico superior-Silúrico inferior, reflejaría la intensa contracción de la fase Oclóyica. Estas fajas tienen una cinemática francamente inversa, con movimientos transcurrentes subordinados y estarían relacionadas con el acercamiento del terreno Cuyania al margen Gondwánico, antes de su emplazamiento y colisión final en el Ordovícico superior.
- Fajas contraccionales achalianas, con cinemáticas que indican movimientos transcurrentes e inversos. Son las menos desarrolladas y reactivan fajas anteriores, registrando una actividad deformacional que se extendería hasta el Devónico inferior, momento de la amalgamación definitiva del terreno Cuyania, coincidente con el cese del magmatismo Famatiniano. Posteriormente, se registra una reactivación importante o el desarrollo de nuevas fajas de deformación alrededor del límite Devónico-Carbonífero, que serían la expresión de la orogenia Chánica producida por el emplazamiento del terreno Chilenia en el margen Gondwánico.

En el sector de Sierra de Comechingones se destaca por su amplia extensión y desarrollo la denominada faja de cizalla Guacha Corral (Martino *et al.*, 1993c; Martino 2002; 2003; Fagiano *et al.*, 1999 a; Fagiano *et al.*, 2002a; Fagiano y Martino 2004; Fagiano 2007). La misma se extiende desde el sur del batolito de Achala hasta ser seccionada en su parte media por la intrusión del batolito del Cerro Aspero, continuando a partir de allí y hasta perderse hundiéndose bajo la llanura como un conjunto de estrechas fajas de entre 100 y 200 m de potencia (Fagiano y Martino 2002; Fagiano y Martino 2004). Se indica en general que posee más de 120 Km de longitud y una potencia variable de entre 20 Km de ancho hasta zonas de desarrollo mucho más conspicuo, con un límite transicional que se presenta en la zona del Lineamiento Guacha Corral que coincide con el río que le da nombre (Martino 1993). Cabe aclarar que en la zona sur de Comechingones el límite no es tan marcado, sino que se desarrollan zonas de transición entre las rocas de la serie miloníticas y las del basamento retrabajado parcialmente (Fagiano *et al.*, 2002). La traza de la faja definida en superficie, posee marcadas inflexiones, variando desde rumbos NO a NE con un

buzamiento variable al este (Fagiano y Martino 2002; Fagiano *et al.*, 2002; Fagiano *et al.*, 2004; Fagiano *et al.*, 2006).

2.2.2- Sedimentitas y estructuras del paleozoico superior al cenozoico.

Durante el Carbonífero-Pérmico, luego de un periodo de reactivación tectónica sucedido en el Carbonífero inferior con posterior peneplanización, se depositaron en discordancia con el basamento sedimentos continentales fluvio-lacustres y marino someros agrupados dentro del Grupo Paganzo (Aceñolaza y González, 1972); reconociéndose en las Sierras de Córdoba los depósitos Pérmicos de la Formación Tasa Cuna (conglomerados polimícticos, psamitas cuarzosas y pelitas verdes con restos de vegetales); los de la Formación Chancaní (Miembro La aguadita - Miembro El Cadillo: brechas, areniscas verdes con lutitas y limolitas, y areniscas rojizas; Gordillo y Lencinas 1979); y por último los depósitos de la Formación Ranqueles (Miembro Sampacho inferior - Miembro Suco Superior: areniscas cuarzosas, conglomerados matriz soportados finos y limo-arcillitas (Azcuay 1987; Sanchez 1996). Cabe destacar que hay en San Luis sedimentitas de escasa potencia que se asemejan en edad y sedimentología a las definidas en Córdoba, denominadas sedimentitas Formación Bajo de Véliz. Por otra parte, existen evidencias de secuencias sedimentarias de edad cretácica en Córdoba, caracterizadas como estratos rojos de ambientes continentales, con predominio de conglomerados y con frecuencia asociados a coladas de basaltos olivínicos alcalinos. Las áreas de mayor representación son secuencias casi continuas que marginan al borde oriental de la Sierra Chica con mayor exposición en las zonas donde las laderas son cortadas por los ríos Primero, Segundo y Tercero, El Pungo, Estancia El Rosario, y Sierra del Pajarillo-Copacabana-Masa (Gordillo y Lencinas 1979). Aflora también en el extremo sur de la Sierra de Los Cóndores en cerritos mesetiformes coronados por basaltos, asociados a un vulcanismo alcalino de intraplaca continental, vinculado a un desarrollo de un rift cretácico intracontinental (Sanchez y Bermudez 1997). Durante el Paleógeno los esfuerzos compresivos generados por la actividad del Orogénico Andino en dirección E-W dieron lugar a cuencas intermontanas en las cuales se depositaron potentes secuencias clásticas continentales.

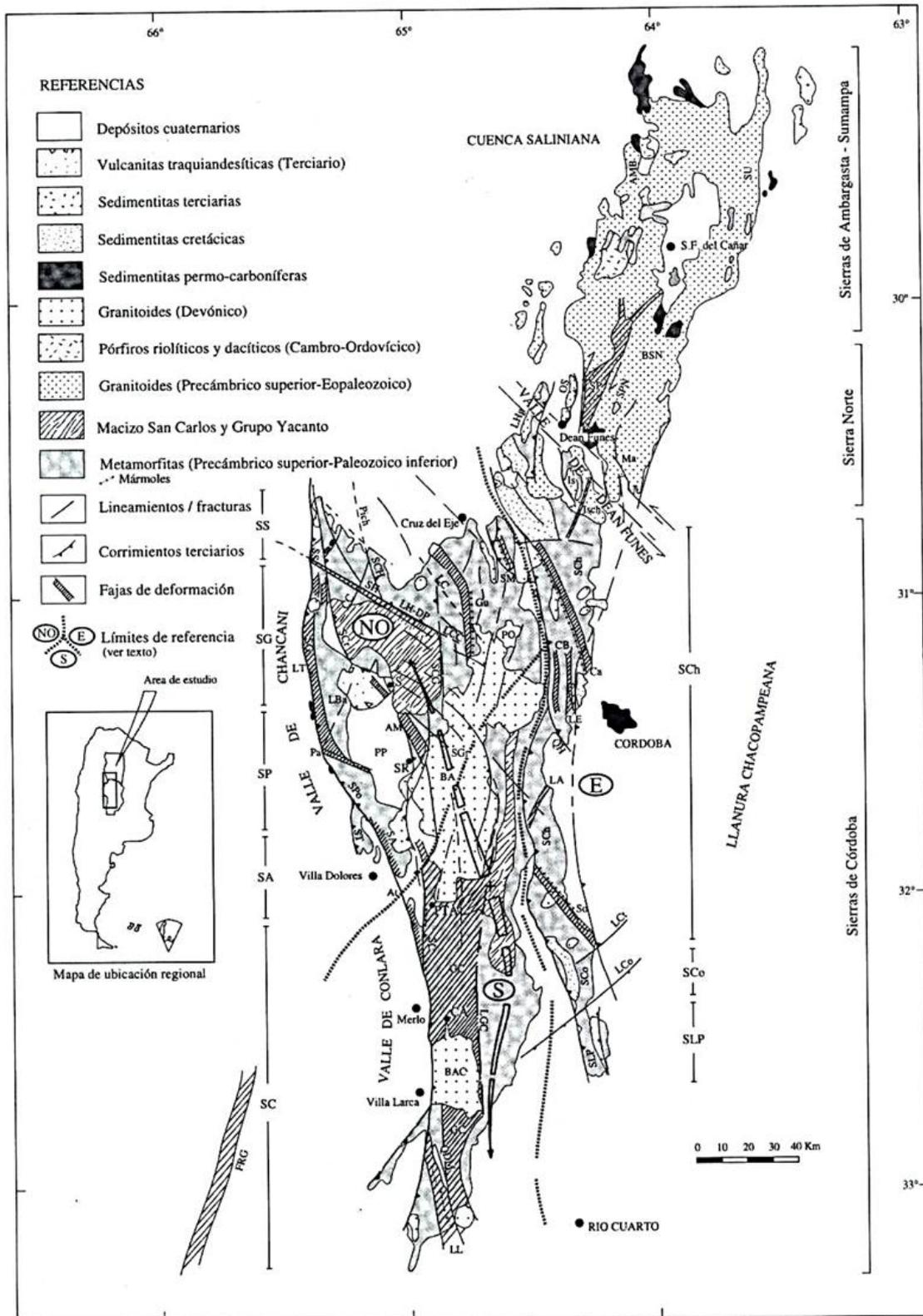


Figura 2.5: Mapa de las Sierras Pampeanas extraído de Martino (2003). Se muestran disposiciones de las fajas de cizalla de las Sierras de Córdoba.

Al mismo tiempo manifestaciones magmáticas andesítico-traquíticas del tipo extrusivas cubren un sector de la Pampa de Pocho (Gordillo y Linares, 1981),

mientras que en la provincia de San Luis se manifiestan como una extensa faja discontinua de domos aflorantes, de llamativa disposición ONO-ESE, de naturaleza traquibasáltica a traquiandesítico (Gordillo y Lencinas, 1979). Dicho magmatismo reciente ha sido interpretado como producto de la acción térmica de un segmento de subducción plana u horizontal de la placa de Nazca durante el Mioceno Medio, fenómeno que moviliza litósfera subcortical por fusión (Kay y Gordillo, 1990).

La reactivación de la compresión E-W produjo el cese del magmatismo, dando como resultado la inversión tectónica de las cuencas Cretácicas y la configuración actual de las Sierras Pampeanas en bloques submeridianos limitados por el desarrollo de escarpas de fallas inversas moderadas a profundas (Jordan y Allmendiger, 1986; Martino *et al.*, 1995; Costa, 1996), presentando algunas de ellas actividad actual. Con respecto a los movimientos más significativos de la región se ha interpretado que se deben a actividad tectónica durante el Pleistoceno-Plioceno tardío, con amplios movimientos que se continúan en el Cuaternario (Sagripanti *et al.*, 2012, Villalba, 2015).

Las estructuras generadas por deformación frágil presentes son lineamientos y fallas con orientación preferencial N, NO y NE, algunas de estas expresan el carácter de las Sierras Pampeanas de Córdoba. Se consideran antiguas dislocaciones que han sido reactivadas por la tectónica cenozoica, afectando tanto al basamento cristalino como a los sedimentos cenozoicos, transformándolas en fallas inversas de alto ángulo con plano buzante al Este, con importantes escarpas enfrentadas al Oeste. Entre las fallas presentes algunas muestran evidencias de actividad neotectónica, como la falla Las Lagunas que posee una importante expresión superficial y actividad cuaternaria manifiesta. Es inversa de plano buzante al SE, rumbo NE y la longitud de su traza alcanza al menos 24 km (Sagripanti *et al.*, 2012).

2.3- GEOLOGÍA REGIONAL DEL SUR DE LA SIERRA DE COMECHINGONES

El extremo sur de la Sierra de Comechingones está integrado por dos complejos litoestratigráficos que de acuerdo a sus características petrológicas, estructurales y geoquímicas representan terrenos tectonometamórficos con

evoluciones espaciales y temporales diferentes: el Complejo Monte Guazú para la porción centro-oriental y el Complejo Achiras para la porción occidental (Fig. 3). Ambos pertenecen al sistema de las Sierras Pampeanas Orientales y son producto de procesos petrogenéticos ocurridos en el Paleozoico inferior durante el desarrollo consecutivo de los ciclos orogénicos Pampeanos y Famatiniano.

El Complejo Monte Guazú se desarrolló durante el ciclo orogénico Pampeano al que se le superponen procesos del ciclo orogénico Famatiniano. Su cuenca premetamórfica estuvo integrada por grauvacas y lutitas con escasas intercalaciones de rocas carbonáticas, niveles de areniscas y protolitos de tipo N-MORB. La procedencia de las primeras indica precursores magmáticos intermedios y félsicos formados en ambiente de arco isla continental y margen continental activo. Fagiano (2007) interpreta esta secuencia sedimentaria-volcánica como un sistema de prisma de acreción. Se determinaron para el orógeno Pampeano dos fases de deformación y metamorfismo ($D_1M_1 - D_2M_2$) desarrolladas consecutivamente, y una fase de deformación y metamorfismo (D_3M_3) correspondiente al orógeno Famatiniano. El evento metamórfico M_1 alcanzó la facies de anfibolitas almandínicas cuyo representante litológico es el paragneis biotítico granatífero ($Pl + Qtz + Bt \pm Grt$) incluido como resister en rocas migmatíticas. El evento metamórfico M_2 ($T \sim 700 - 760 \text{ }^\circ\text{C}$ y $P \sim 7 \text{ Kbar}$) se desarrolla en la facies de anfibolitas en transición a la facies de granulitas con fusión parcial cuyos productos litológicos más abundantes son migmatitas estromatíticas y heterogéneas ($Qtz + Pl + Kfs + Bt + Sill + Grt$); paragneises ($Qtz + Pl + Bt \pm Msc \pm Grt \pm Sill \pm Kfs$), anfibolitas ($Hbl + Pl + Di + Qtz + Ttn$) y mármoles ($Cal + Dol + Di + Fo$). Se define una suite ígnea calcoalcalina metaluminosa a débilmente peraluminosa emplazada durante el ciclo orogénico Famatiniano en un nivel de corteza media e integrada por gabros, tonalitas y granodioritas (Tipo I). La tercera fase de deformación y metamorfismo ($D_3 - M_3$) pertenece a la orogenia Famatiniana, es de naturaleza dinámica y genera milonitización, plegamiento y culminación sur de la faja de cizalla Guacha Corral para el área meridional de la Sierra de Comechingones (segmento oriental y occidental). La misma se formó bajo un sistema de cizalla simple heterogénea inversa con nulo o escaso componente de rumbo. Esta fase se subdivide en D_{3a} y D_{3b} . El evento metamórfico M_{3a} ($T \sim 640 \text{ }^\circ\text{C}$; $P \sim 3,5 \text{ y } 5 \text{ Kbar}$) se desarrolla en facies de anfibolita media ($Sill + Bt + Qtz$) y el evento metamórfico M_{3b} ($T \sim 400$

°C y P ~ 3,5 Kbar) se equilibra en la facies de esquistos verdes (Chl + Ser + Ms) (Fagiano 2007).

El presente Complejo está constituido por ortogneises granodioríticos y gábricos, paragneises y milonitas derivadas de estos (Fig. 3.1). Mármoles y anfibolitas aparecen como tabiques o lentes con menor volumen y distribución areal que los gneises (Otamendi *et al.*, 1996, 2014). El ortogneis granodiorítico biotítico es el tipo litológico más abundante, posee una textura granoblástica o lepidoblástica, muestra foliación mesoscópica, con cuarzo y oligoclasa conformando las bandas claras; en tanto que, la biotita aparece dominando las bandas oscuras. En ocasiones la biotita está reabsorbida con crecimiento pseudomórfico de muscovita y sillimanita, o se presenta cloritizada. Apatita, circón y minerales opacos están en proporciones menores. El paragneis en general está milonitizado y muestra una matriz de grano fino, constituida por cuarzo que alterna con bandas donde se concentran las micas (biotita mayor proporción) que poseen una orientación preferencial bien marcada. La fábrica planar de la matriz se amolda y flanquea a porfiroclastos de plagioclasa. Lentes de mármol y anfibolita se intercalan entre los paragneises y las milonitas.

Las anfibolitas están formadas por hornblenda, clinopiroxeno, plagioclasa, cuarzo y titanita. Los mármoles dolomíticos son portadores de olivino, flogopita y grafito. Drobe *et al.*, 2010 publican cuarenta edades puntuales U/Pb en circones concentrados de un ortogneis del Complejo Monte Guazú. El 85 % de las edades se agrupan a los $471,1 \pm 2,1$ Ma, una edad de 540 Ma (Cámbrico temprano) representaría una herencia pampeana, según estos autores (Otamendi *et al.*, 2014).

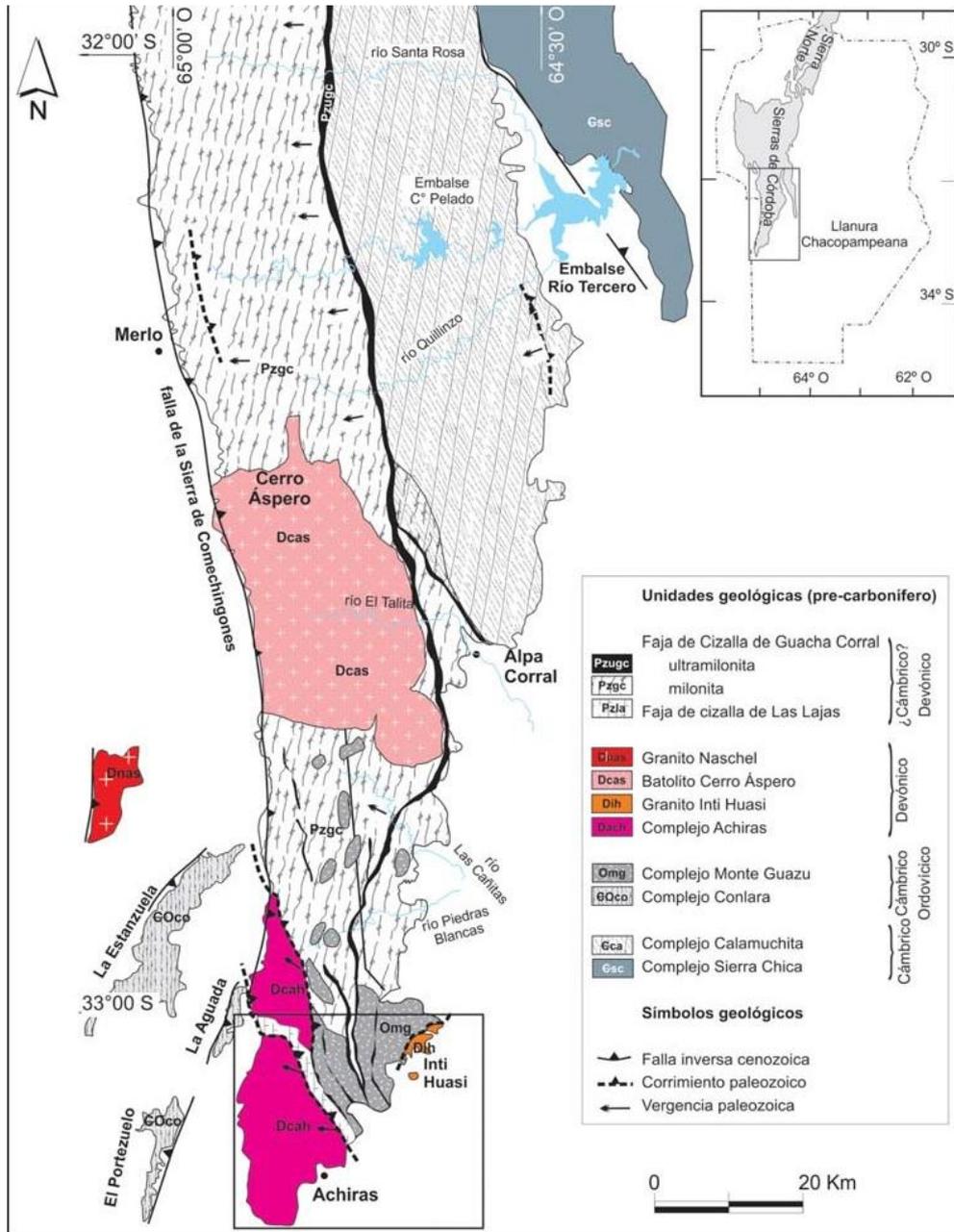


Figura 3: Ubicación de los Complejos Monte Guazú, Achiras y faja de cizalla Las Lajas en el contexto de la Sierra de Comechingones. Extraído de Otamendi *et al.*, (2014).

Por otro lado, el Complejo Achiras es producto de procesos petrogenéticos ocurridos exclusivamente en el ciclo orogénico Famatiniano. Su cuenca premetamórfica estuvo integrada casi en su totalidad por grauvacas cuya procedencia indica precursores magmáticos intermedios y félsicos formados en ambientes de arco isla continental y margen continental activo. Los sedimentos de la cuenca premetamórfica son también interpretados como un prisma de acreción construido con posterioridad al desarrollo del orógeno Pampeano, cuya

área fuente habrían sido las rocas del propio arco magmático Pampeano y los metasedimentos cámbricos que actuaron como roca de caja. Este nuevo complejo de subducción se habría formado en tiempos post-Pampeano y previo al magmatismo de arco Famatiniano. Para el orógeno Famatiniano se determinaron dos fases de deformación y metamorfismo ($D_1 M_1 - D_2 M_2$). El evento metamórfico M_1 ($T \sim 420 - 530 \text{ }^\circ\text{C}$ y $P \sim 5 \text{ Kbar}$) se desarrolló en la parte media a alta de esquistos verdes (zona biotita).

Ha sido dividido en tres unidades litológicas: 1) la Unidad India Muerta que comprende rocas metasedimentarias, sienogranitos y leucocráticos, 2) la Unidad Los Nogales formada por granitoides que aparecen formando tres plutones, los cuales están constituidos por monzogranitos y monzonitas, y 3) la Unidad Sierra Grande aparece en un único plutón y está formada mayormente por monzogranitos (Otamendi *et al.*, 1998a) (Fig. 3.1). El contacto entre los esquistos de la Unidad India Muerta y los granitoides de las otras dos unidades es generalmente gradual y difícil de precisar en el campo.

El Complejo Achiras está expuesto al oeste de la faja de cizalla Las Lajas (Fig. 3). En el sector oeste del plutón El potrero, una foliación penetrativa postmagmática dentro de los granitoides se orienta paralela con la alineación de la faja Las Lajas. Estas relaciones de campo sugieren que la zona de cizalla Las Lajas continuó activa después de que se generara la anatexis y el plutonismo del Complejo Achiras. Esto es consistente con lo observado a escala regional, la faja corta y separa al Complejo Achiras en dos fragmentos (Fig.3.1). En su límite norte, el Complejo Achiras se acuña y desaparece en el bloque hundido de la falla cenozoica que levanta la sierra de Comechingones (Otamendi *et al.*, 2014).

La Unidad India Muerta comprende un conjunto de rocas metamórficas derivadas de protolito sedimentario arenopelítico, con escasos lentes calcáreos puros e impuros interdigitados y subordinados; los granitos anatéticos son granitos biotíticos y leucogranitos, los cuales se intercalan con las rocas metasedimentarias en una relación espacial paraconcordante. Entre las rocas metamórficas domina el esquisto biotítico, mientras que las rocas calcosilicáticas con anfíbol y granate, y los mármoles sólo afloran como tabiques interestratificados con los esquistos.

La Unidad Los Nogales incluye los tipos litológicos: monzogranitos, sienogranitos y monzonitas cuarzosas, con expresiones subordinadas de tonalitas, dioritas y leucogranitos. Todos los granitoides poseen biotita y están constituidos esencialmente por proporciones variables de cuarzo, microclino y plagioclasa; siempre tienen biotita, y además pueden contener muscovita, sillimanita, apatita, ilmenita, epidoto, monacita y circón, solo excepcionalmente aparecen variedades con granate. Las tonalitas y dioritas tienen biotita y en algunos casos hornblenda.

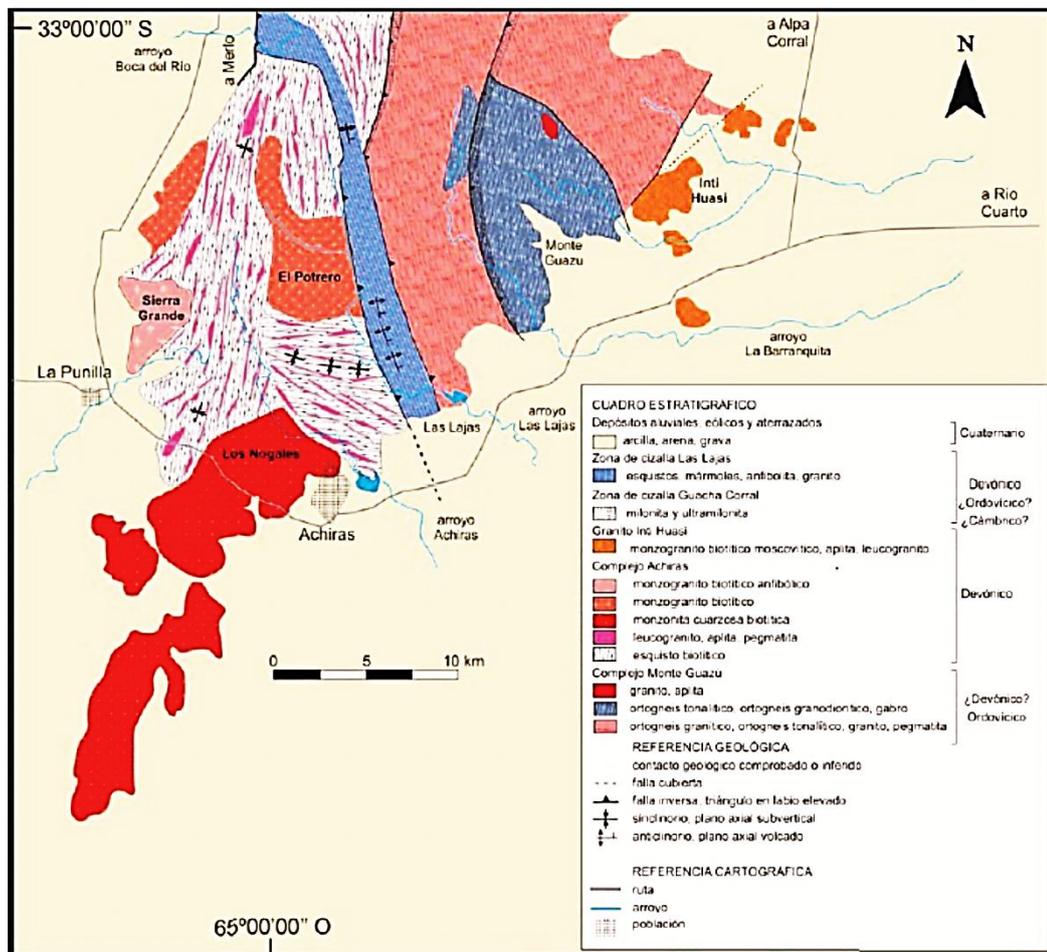


Figura 3.1: Geología Sur de las Sierras de Comechingones. Modificado Otamendi 1995, Otamendi *et al.*, (2014).

La Unidad Sierra Grande se encuentra al oeste de la estancia homónima, esta unidad está dominada por monzogranitos biotíticos. Los granitoides de la Unidad Sierra Grande se diferencian de los de la Unidad Los Nogales por la aparición esporádica de anfíbol y allanita; además, los monzogranitos poseen textura equigranular e idiomórfica, y en éstos no aparece la facies porfírica que se observa en los cuerpos de Los Nogales y El Potrero (Otamendi *et al.*, 2014).

Dentro de la Unidad Sierra Grande se encuentran tabiques de rocas metamórficas que incluyen: esquistos, anfibolitas, mármoles y gneises calcosilicáticos (Otamendi 1995; Pomba 2013).

Los Complejos definidos para el sur de la Sierra de Comechingones representan la construcción, deformación y metamorfismo de prismas de acreción originados por subducción hacia el este de la corteza oceánica en el margen occidental de Gondwana (Fagiano 2007).

En contacto con los dos Complejos arriba descriptos, en el sector más austral de la Sierra de Comechingones, se expone una estrecha zona de deformación localizada denominada faja de cizalla Las Lajas (Fig. 3.1). Ésta se dispone con rumbo NO-SE y con buzamiento dominante del plano general de cizalla de 48° al NE. La faja muestra un ancho variable, desarrollando su potencia máxima de 1,5 km en su segmento austral en proximidades al puesto El Potrero; en tanto que en su segmento norte su potencia es menor mostrándose reducida a escasos filetes de 2,5 m a 50 m. Asimismo, presenta límites transicionales a este afectando de manera localizada a los ortogneises y metamorfitas paraderivadas del Complejo Monte Guazú y presentando límites netos al suroeste en contacto con las secuencias del Complejo Achiras. El mencionado límite concuerda con una zona de falla de naturaleza inversa (falla Las Lajas), donde las rocas exhiben una intensa trituración dando lugar al desarrollo de fajas de cataclasitas compuestas por microbrechas y harina de falla (Cristofolini *et al.*, 2016).

La faja de cizalla Las Lajas está constituida por esquistos micáceos, mármoles, paranfibolitas, ortoanfibilolitas, granitos con granate y turmalina, unos pocos cuerpos máficos y ultramáficos, y protomilonitas y milonitas derivadas de todas las otras litologías. Dentro de la faja todas las litologías aparecen afectadas por un metamorfismo dinámico y retrógrado. En general, las paragénesis metamórficas se caracterizan por la coexistencia de Bt + Msc ± Chl en los esquistos, y Tal + Tre - Act + Flg + carbonatos en los mármoles, por lo que se dedujo que se estabilizaron en la facies de esquistos verdes ligado al efecto de la faja sobre los protolitos, los cuales indican que su paragénesis inicial siempre estuvo ligada a facies de anfibolita alta y granulita (Otamendi 1995). Las Lajas es una faja de cizalla que acomodó el acortamiento tectónico de escala regional,

fenómeno que provocó el corrimiento de las secuencias cristalinas del Complejo Monte Guazú sobre el Complejo Achiras (Otamendi *et al.*, 1996).

CAPÍTULO III
GEOLOGÍA LOCAL:
DESCRIPCIÓN
LITOESTRATIGRÁFICA DEL
AREA DE ESTUDIO

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA LOCAL: DESCRIPCIÓN LITOESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Como se viene describiendo en los capítulos anteriores, el Complejo Monte Guazú es la unidad litoestratigráfica de mayor extensión areal en el sur de la Sierra de Comechingones extendiéndose desde el sur del batolito Cerro Aspero hasta la terminación austral de la sierra (Fig. 3 y 3.1). Se caracteriza por presentar un conjunto de rocas metamórficas y cataclásticas derivadas de dos grandes grupos de protolitos: 1) sedimentos silicoclásticos; y 2) rocas ígneas máficas, intermedias y félsicas. Precisamente el segundo tipo de protolitos es el que permite distinguir al Complejo Monte Guazú del resto del basamento de la Sierra de Comechingones (Otamendi *et al.* 2000).

El área de estudio abordada por la presente contribución, forma parte de dicho Complejo y presenta afloramientos ígneo-metamórficos en casi la totalidad de su extensión con escasos sectores cubiertos con sedimentos cuaternarios que se encuentran rellenando valles intermontanos y sectores de relieve negativo. En términos generales predominan las rocas ígneas diferenciando tonalitas en el sector este que pasan de forma transicional a granodioritas en el oeste. En ambos casos se observan en asociación con rocas metamórficas que se presentan como cuerpos elongados, de rumbo submeridional, concordantes con la estructura regional y en tamaños que varían de la escala decamétrica a kilométrica. En su mayoría, las rocas metamórficas relevadas derivan de protolitos sedimentarios evidenciado por la presencia de mármoles y gneises con escasas apariciones de anfibolitas como rocas derivadas de protolitos ígneos.

Restringidas al sector oeste de la zona de trabajo se observa la presencia de diques aplopegmatíticos graníticos intruyendo las granodioritas y metamorfitas aflorantes. De la misma manera, en el sector centro-sur, se observan cuerpos gábricos alineados que intruyen a las tonalitas que dominan el sector este.

El área de estudio será dividida en cinco unidades litoestratigráficas que serán descritas y agrupadas siguiendo las pautas determinadas por el Código Argentino de Estratigrafía. En función de esto, las cinco unidades definidas son (Ver Anexo 1, Mapa 1):

UNIDAD METASEDIMENTARIA

- Gneis Inyectado
- Anfibolita
- Mármol

UNIDAD MÁFICA

- Gabronorita piroxeno-hornbléndica

UNIDAD INTERMEDIA

- Tonalita biotítica-hornbléndica
- Granodiorita biotítica

UNIDAD SILÍCICA

- Diques aplopegmatíticos monzograníticos
- Monzogranitos biotíticos

UNIDAD MILONÍTICA

- Protomilonitas de gneis
- Milonitas S-C

3.1 UNIDAD METASEDIMENTARIA

En esta unidad se agrupan todas las rocas metamórficas correspondientes al metamorfismo dinamotérmico presentes en el área de estudio. Dentro de ésta, predomina el gneis inyectado derivado de protolitos grauváquicos y que se encuentra en sectores puntuales alternando con mármoles y anfibolitas. Estos dos últimos tipos litológicos se encuentran

subordinados, presentándose como cuerpos elongados y acuñaos de escala decamétrica y espacialmente asociados.

3.1.1 Gneis Inyectado

Los mayores afloramientos de metamorfitas corresponden a este tipo litológico. Se encuentran en forma de xenolitos (> a 500 metros) o encapados (< 2 metros) dentro de las rocas intermedias que abarcan la mayor parte del área de estudio.

En el sector oeste, al noreste del Puesto Lindo, se muestran en tonos grisáceos, aflorando con morfología de “lomo de ballena”, con longitudes de su eje mayor que van desde los 600 metros a 1300 metros. Poseen rumbo submeridional y se disponen de manera concordante a la estructura regional. En el sector este, al sur del “Puesto Santa Dolores” los bancos presentan el mismo patrón de afloramiento aunque también se los observa encapados en forma lenticular con las tonalitas. En general, los bancos alcanzan hasta 2 metros de potencia y poseen longitudes mayores a 100 metros.

Se caracterizan por presentar una estructura bandeada que define una marcada foliación metamórfica, donde se distingue un típico bandeo composicional dado por la alternancia de bandas claras (< 5 cm) con textura granoblástica y finas bandas oscuras con textura lepidoblástica. Dicha foliación metamórfica presenta valores de rumbo entre N 340° y N 050° y buzamientos entre 40° y 60° al este.

Es una roca de grano medio que varía localmente a grano fino (1 a 5 mm) compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita con muscovita, circón y sericita en menor proporción. En función de la mineralogía, presenta una asociación paragenética de **Qtz + Pl + Bt ± Msc**, ubicando al gneis inyectado en zona de la biotita y facie de anfibolita.

A lámina delgada también exhiben una textura granolepidoblástica, donde las bandas granoblásticas están compuestas predominantemente por cuarzo y plagioclasa.

El cuarzo se observa asociado a la plagioclasa y poseen forma anheda con tamaños de grano medio. Se observa que posee extinción

ondulosa que se desarrolla en mayor medida en cercanías a las bandas biotíticas.

La plagioclasa se presenta de forma anhedra y subhedra en ocasiones con mayor tamaño de grano que el cuarzo y con maclado polisintético que se acuña hacia los bordes de grano.

Las bandas lepidoblásticas están compuestas principalmente por biotita y muscovita en menor proporción.

La biotita se presenta en cristales medianos con orientación preferencial que definen una foliación metamórfica.

La muscovita se encuentra en menor proporción, en ocasiones producto del retrógrado de la biotita.

De forma accesoria se presenta el circón en muy baja proporción asociado a la biotita y pequeños cristales de minerales opacos.

La sericita se presenta como componente secundario, de grano fino y asociado a la plagioclasa.

Estructuralmente el gneis inyectado presenta plegamientos isoclinales con longitudes de onda que van desde los escasos centímetros hasta los 30 cm aproximadamente (Fig. 4 e). Los mismos definen una sola familia de pliegues, que en algunos casos se muestran apretados, definiendo un clivaje de crenulación. Esto consecuentemente termina desarrollando por sectores una fábrica anastomosada en la roca.

A escala microscópica esto se ve reflejado en la generación de micas fish (Fig. 4 f), extinción ondulosa en cristales de cuarzo y acuñamiento de maclas polisintéticas en la plagioclasa.

3.1.2 Anfibolita

A lo largo de toda el área de estudio se observan solo dos cuerpos de anfibolita de pequeño tamaño. El primero de ellos se encuentra ubicado en el sector oeste a unos 700 metros al noreste del Puesto Lindo en asociación con un cuerpo de mármol ambos concordantes con la foliación metamórfica regional. Posee 10 metros de longitud por 7 metros de potencia con disposición submeridional. El segundo se observa en el arroyo que atraviesa el área de trabajo a unos 2 kilómetros al sur de la Estancia Santa

Dolores. El afloramiento presenta un tamaño muy reducido, se encuentra asociado al gneis inyectado y presenta un color más grisáceo que el cuerpo anterior.



Figura 4: a) y b) Imágenes a escala afloramiento que muestran el bandeo composicional que caracteriza a la roca. Nótese la esquistosidad generada por las biotitas. c) Foto tomada al norte del Puesto Las Verbenas, con vista al oeste, en la porción centro sur del área de estudio. Se muestra la presencia de lentes (> 100 mts) de gneis dentro de la tonalita. d) Microfotografía a nicoles paralelos mostrando la textura granolepidoblástica. La biotita conforma la porción lepidoblástica mientras que cuarzo y plagioclasa componen el bandeo granoblástico. e) Fotografía de afloramiento mostrando los pliegues intrafoliares con longitudes de onda centimétricas. f) Microfotografía a nicoles paralelos mostrando la porción lepidoblástica de la roca, con la presencia de muscovita en forma de Mica Fish dispuesta paralela a la foliación metamórfica. Escala: 100 mm, Nivel: 120 mm, Barra de escala: 1 mm.

Se presentan con una textura nematoblástica dada por la dirección preferencial de prismas de hornblenda intercalada con una textura granonematoblástica, donde la porción granoblástica está compuesta principalmente por plagioclasa, con escasos cristales de cuarzo.

La estructura se encuentra definida por un bandeo composicional dado por la alternancia de bandas leucocráticas de plagioclasa y cuarzo de 0.5 a 2 cm de potencia y bandas de hornblenda con escasos clinopiroxenos que poseen de 3 a 5 cm (Fig. 4.1 a). Esto define una clara foliación metamórfica cuya actitud presenta valores que rondan los N 340° a N 345° de rumbo y buzamientos que van desde 45° a 49° hacia el este.

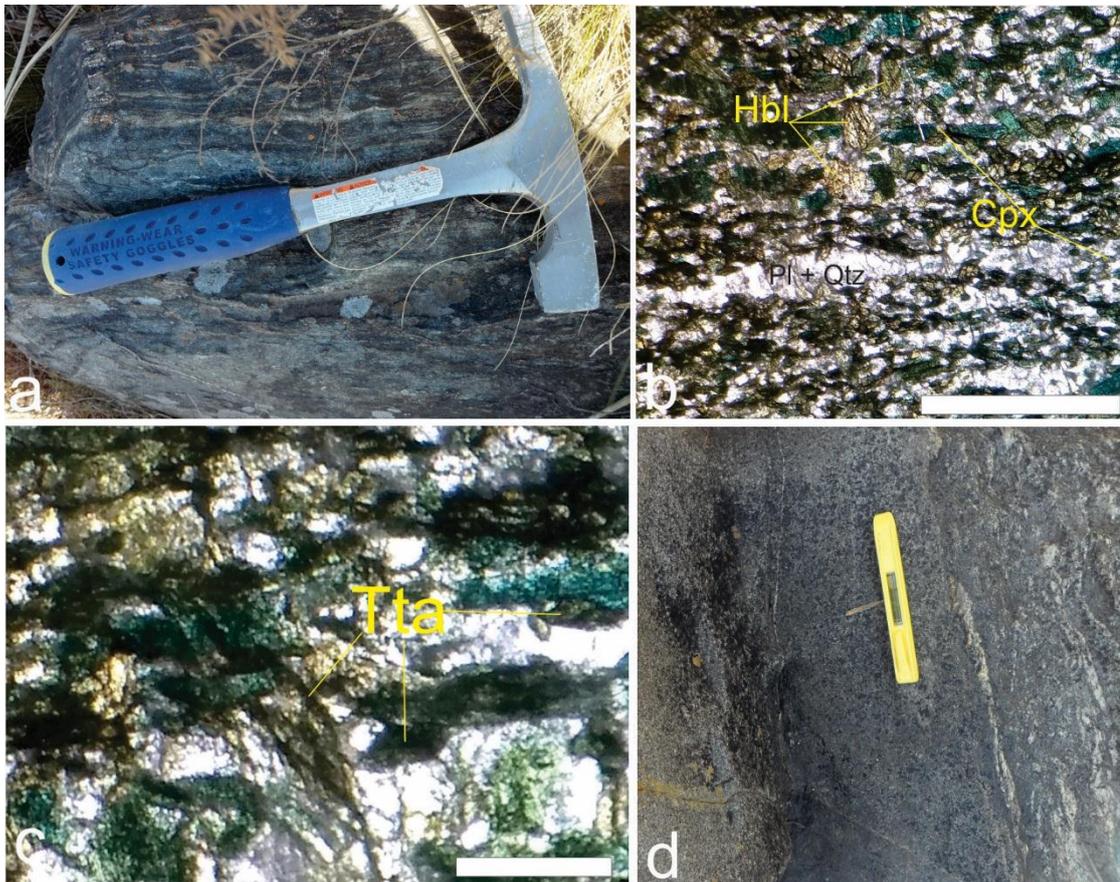


Figura 4.1: **a)** Fotografía a escala de afloramiento de anfibolita aflorante en el sector oeste del área de estudio, con bandeo composicional de 1 cm de potencia. **b)** Microfotografía a nicoles paralelos donde se exhibe textura nematoblástica a granonematoblástica. Se observan la diferencia de tamaños de grano que presenta la fase mineral principal (Hbl) **c)** Microfotografía a nicoles paralelos mostrando cristales euhedros de titanita con inclusiones de minerales opacos. Nótese como los dos cristales de menor tamaño poseen una dirección preferencial paralela a la foliación metamórfica **d)** Fotografía a escala de afloramiento de anfibolita aflorante al sur del Puesto Santa Dolores. Piqueta 300 mm, Nivel 50 mm, Barra de escala 1 mm.

Las anfibolitas están compuestas por hornblenda, plagioclasa, cuarzo, clinopiroxeno, titanita y minerales opacos, lo cual define una asociación paragenética de: **Hbl + Pl ± Cpx**, ubicando la roca en facie de anfibolita.

La hornblenda se presenta en forma subhedra a euhedra con hábito prismático y componiendo la textura nematoblástica de la roca. Es la fase mineral de mayor proporción con cristales pequeños definiendo folias que se presentan flexuradas en sectores, y cristales medianos a grandes que no presentan una dirección preferencial (Fig. 4.1 b). Presenta inclusiones de minerales opacos y cuarzo.

La plagioclasa es la segunda fase mineral en abundancia y se encuentra conformando junto con el cuarzo la porción granoblástica de la roca. Se presenta en tamaño de grano medio con morfología subhedra y anheda mostrando en algunos casos un aplastamiento paralelo a su eje mayor y definiendo una dirección preferencial paralela a la foliación metamórfica. Se encuentra con maclado polisintético y con alteración sericítica.

El clinopiroxeno se muestra en muy baja proporción, con cristales subhedros de tamaño de grano fino. Se observan formando parte tanto de la porción nematoblástica como de la granoblástica de la roca, pero mayormente en asociación con el anfíbol.

El cuarzo es muy escaso, con cristales anhedros de grano medio en asociación con la plagioclasa. Se observan con extinción ondulosa y en ocasiones aplastados y deformados.

La titanita se presenta con morfología euhedra. En algunos casos su eje mayor se dispone paralelo a la foliación metamórfica. Posee inclusiones de opacos.

3.1.3 Mármol

Esta litología se presenta en baja proporción, también con dos afloramientos relevados en toda el área de estudio. Ambos cuerpos se presentan como bancos interdigitados con anfibolitas en el primer caso y con los gneises inyectados en el segundo, con longitudes que no superan los 50 metros y potencias no superiores a 1.5 metros (Fig. 4.2 a). Afloran en el sector oeste del área de estudio, son de grano medio con tonalidades de color blanco y presentan a nivel afloramiento una estructura masiva. Los cuerpos se disponen espacialmente con rumbos que van desde N 336° a

N 343° con buzamientos hacia el este que varían desde los 70° hasta los 74°.

Se compone mineralógicamente por calcita, dolomita, mica blanca (flogopita), clinopiroxeno y titanita. Definiendo una asociación paragenética **Cc + Dol + Flg ± Cpx** que ubica a la roca en facie de anfibolita.

A lámina delgada presentan una textura equigranular, granoblástica y una microestructura masiva (Fig. 4.2 b).

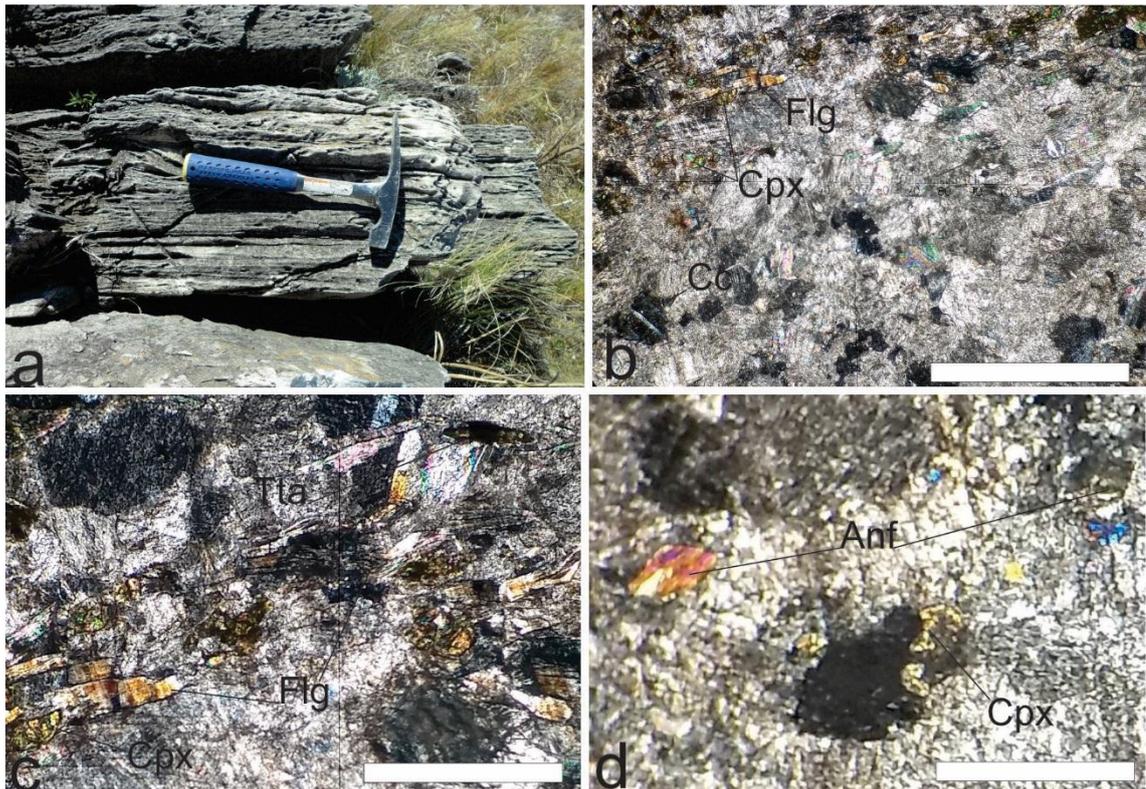


Figura 4.2: a) Fotografía a escala afloramiento de mármol. b) Microfotografía a nicoles cruzados donde se exhibe la textura granoblástica. En la parte superior, prismas de flogopita deformados. c) Microfotografía a nicoles cruzados de prismas de flogopita deformados, titanita con morfología euhedra, y clinopiroxeno anhedro. d) Microfotografía a nicoles cruzados de cristales euhedros de anfíboles. Piqueta 300 mm. Barra de escala 1mm.

Los carbonatos (calcita y dolomita) predominan con tamaños de grano medio a grueso con morfología subhedra a euhedra. La calcita, que generalmente presenta grano grueso, posee maclado polisintético que se acuña hacia los bordes de grano. La dolomita se presenta muy alterada.

La flogopita se encuentra en menor proporción que los carbonatos, mediante cristales de hábito tabular altamente deformados. Muchos se

presentan con formas lenticulares o elongadas, mientras que otros adoptan la morfología tipo mica fish. Se presentan con cristales medianos tomando una dirección preferencial (Fig. 4.2 c).

Los clinopiroxenos se encuentran en muy baja proporción mediante cristales pequeños con morfología anhedra, al igual que la titanita con cristales euhedros de grano fino y medio.

Algunos cristales de morfología euhedra, tamaño de grano fino y medio, con colores de interferencia altos, presentan levemente dos direcciones de clivaje a 60° aproximadamente. Si bien no se pudo definir la variedad mineral se sospecha que podría ser una variedad de anfíbol como producto de retrogradación de los piroxenos (Fig. 4.2 d).

3.2 UNIDAD MÁFICA

Las litologías que forman parte de esta unidad se encuentran representadas por tres cuerpos que se disponen alineados espacialmente en el sector centro-sur del área de estudio con rumbos que van desde N 320° a N 350° y buzamientos que oscilan desde 20° a 50° al este concordantes con la foliación tectónica penetrativa regional (Anexo 1, Mapa 1). Se encuentran intruyendo a las tonalitas que predominan en el sector este del área de estudio presentando contactos netos, sin bordes de reacción ni indicios de interacción entre fundidos (Fig. 4.3 b).

3.2.1 Gabronorita piroxeno-hornbléndica

Se disponen como cuerpos elongados con sus ejes mayores orientados en sentido NO-SE y dimensiones del mismo que van de 200 a 400 metros por 150 metros de potencia. Exhiben una textura cumular (Fig. 4.3 a), de tonalidades verdosas dada la gran cantidad de hornblenda. Presentan variaciones en el tamaño de grano, desde grano grueso a grano medio hacia los bordes del cuerpo.

Están compuestos principalmente por hornblenda y plagioclasa como fases principales con ortopiroxenos y clinopiroxenos en menor proporción, con cuarzo, biotita, opacos, titanita y circón como fases accesorias.

A lamina delgada presenta una textura ortoacumulada, inequigranular, hipidiomórfica y holocristalina. Los componentes principales que forman el cúmulo son la hornblenda y plagioclasa esta última también formando parte del entramado policristalino que forma el intercúmulo junto a la biotita y ortopiroxeno.

La hornblenda se presenta como la fase más abundante con cristales en su mayoría euhedros que en ocasiones presentan inclusiones de biotita, y opacos (Fig 4.3 c y e). Se muestran con hábitos cristalinos prismáticos, flotando en una matriz de cuarzo y plagioclasa con abundantes inclusiones de biotita, ortopiroxenos y opacos, lo que genera que la hornblenda se presente como oikocristales.

La presencia de piroxenos es casi nula, en su mayoría los ortopiroxenos ocurren como inclusiones con morfología anhedral a subhedral, mientras que los clinopiroxenos se presentan aislados, de grano fino, como prismas cortos formando parte del intercúmulo en asociación con la plagioclasa.

La plagioclasa es la segunda fase más abundante con granos de tamaño medio a grueso en su mayoría anhedral. Los cristales grandes forman parte del cúmulo de la roca, mientras que los medianos se encuentran componiendo el intercúmulo. Algunos cristales se encuentran con una marcada alteración sericítica y maclado polisintético. Este último acuñado hacia los bordes del grano.

El cuarzo se presenta en muy baja proporción formando parte del intercúmulo de la roca, mediante morfologías anhedral de tamaño de grano fino a medio que posee inclusiones de circón en algunos casos. Algunos cristales se encuentran con extinción ondulosa.

La biotita al igual que los piroxenos se presenta en baja proporción como inclusiones dentro de la hornblenda o bien formando parte del intercúmulo, mediante cristales pequeños de hábito tabular.

La titanita se encuentra de forma subhedral a euhedral con tamaños de grano medio que resaltan del intercúmulo y que en ocasiones poseen inclusiones de minerales opacos de grano muy fino (Fig. 4.3 f).

Otra de las fases accesorias presentes es el cricón. Se exhibe con morfología subhedra como inclusiones dentro de la hornblenda y del cuarzo.

3.3 UNIDAD INTERMEDIA

Esta unidad es la que predomina en toda el área de estudio. Se extiende de este a oeste pasando de tonalitas biotíticas-hornbléndicas a granodioritas biotíticas de forma transicional.

3.3.1 Granodiorita biotítica

Afloran en el sector oeste del área de estudio. Se manifiestan con numerosos afloramientos de morfología bochiforme y parcialmente elongados. Los cuerpos se disponen con su eje mayor orientado con rumbos que oscilan entre N 320° y N 015° y buzamientos hacia el este que varían entre 30° y 48°. Los afloramientos poseen tamaños cuyas magnitudes son muy variables, desde 30 metros hasta los 200 metros en su eje mayor, y ocurren en el terreno con apariciones dispersas. Se encuentran en contacto neto con el gneis inyectado y de manera concordante. Al igual que este último se encuentra intruida por vetillas leucocráticas de espesor variable y diques aplopegmatíticos. Las vetillas leucocráticas se presentan con espesores de 1 a 15 centímetros hasta diques de 1 metro. Las vetillas de fundido de poco espesor no poseen generalmente una dirección preferencial, en cambio los diques de mayor potencia se disponen paralelos a la foliación tectónica (S_{2a}). Los diques aplopegmatíticos poseen longitudes de aproximadamente 100 metros con potencias máximas de hasta 2 metros y se disponen paralelos a la foliación

magmática. Estos serán tratados con más detalle posteriormente en el apartado correspondiente a la Unidad Silfíca.

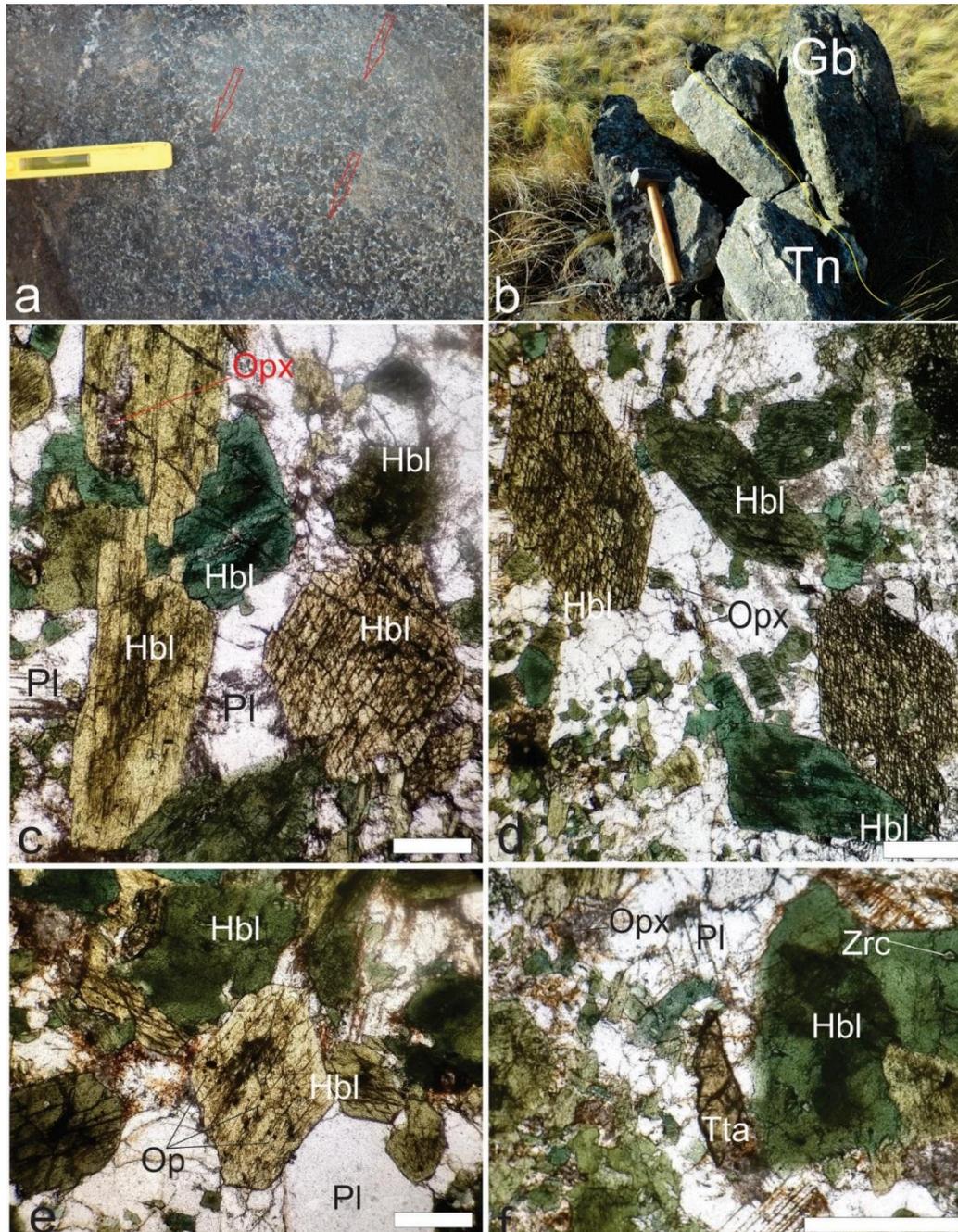


Figura 4.3: a) Fotografía a escala afloramiento de Gabronorita piroxeno-hornbléndica mostrando textura cumular. Señalados con flechas cristales euhedros de hornblenda. b) Fotografía a escala afloramiento mostrando contacto neto tonalita (Tn) y gabronorita piroxeno-hornbléndica (Gb). c) Microfotografía a nicoles paralelos de textura ortoacumulada. Cristal con inclusión de ortopiroxeno (derecha) y cristal euhedro prismático (izquierda). d) Microfotografía a nicoles paralelos de ortopiroxeno formando parte del intercúmulus. e) Microfotografía a nicoles paralelos de minerales opacos como inclusión en cristal prismático de hornblenda y plagioclasa en intercúmulus. f) Microfotografía a nicoles paralelos de cristal subidiomorfo de titanita e inclusión de circón en hornblenda. Masa: 260 mm, Nivel: 50 mm, Barras de escala: 1 mm.

La granodiorita biotítica exhibe a nivel afloramiento una textura inequigranular. En sectores puntuales, el tamaño de las plagioclasas es mayor al resto de las fases minerales y termina constituyendo una textura porfírica con una matriz de grano fino. Regularmente los afloramientos muestran un tamaño de grano medio, aunque poseen variaciones hacia grano fino en los sectores donde son afectados por deformación subsólida de tipo milonítica.

En determinados sectores, los afloramientos muestran internamente una orientación preferencial dada por bastones de feldespato potásico o en su defecto cristales de biotitas que definen una marcada foliación tectónica. La misma posee rumbos que van desde N 330° a N 040° y buzamientos que varían entre 20° y 55° al este.

La asociación mineral que define esta roca es plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, como fases esenciales; biotita, muscovita y opacos como minerales accesorios y sericitas como minerales secundarios.

En el sector suroeste del área de estudio, dichas litologías se encuentran en contacto con la Faja de Cizalla Las Lajas. En los afloramientos observados en esta zona, la fábrica magmática de la roca se encuentra de manera discontinua. Está interrumpida por la generación parcial de una foliación milonítica que se encuentra definida por la orientación de cristales de biotita aplastados y con desarrollo de morfologías tipo mica fish. Aun así, no se observa el desarrollo de porfiroclastos, ni la pérdida total de la fábrica magmática original.

A escala de afloramiento también se reconocen pequeños xenolitos (gneis) que presentan una esquistosidad interna (Fig. 4.4 a), definida por bandas de biotitas y que se encuentran dispuestos de forma paralela a la foliación tectónica (S_{2a}).

A lámina delgada se exhibe una textura hipidiomórfica, inequigranular, holocristalina marcadamente granítica, en ocasiones con deformación subsólida sobreimpuesta (Fig. 4.4 e).

La fase mineral predominante es la plagioclasa con cristales subhedros y anhedros que presentan maclado polisintético y zonación. Se muestra gran variabilidad en el tamaño de grano, disminuyendo el mismo hacia sectores donde la deformación subsólida es más intensa.

El cuarzo se encuentra también en alta proporción, generalmente como cristales anhédros de grano medio y fino con extinción ondulosa.

El feldespato potásico se observa en muy baja proporción (alrededor 5 %) con cristales de grano fino con macla en enrejado y en ocasiones altamente alterado con argilominerales. En algunos afloramientos en particular presenta tamaños de grano mayores generando morfología de bastones que definen la foliación tectónica.

La biotita se observa en alta proporción en la mayoría de los afloramientos. Se presenta como cristales tabulares de grano medio, en ocasiones presentando una orientación preferencial de los cristales que define una foliación tectónica (Fig. 4.4 e).

La muscovita está en baja proporción con cristales anhédros de grano fino y como producto de alteración de la biotita.

Los minerales opacos están como inclusiones dentro de la biotita, como cristales pequeños de morfología anhedra.

3.3.2 Tonalita biotítica-hornbléndica

Esta litología predomina en todo el sector este de la zona de estudio, mediante afloramientos elongados que poseen una longitud de aproximadamente 400 metros por 100 metros de potencia. Constituyen un típico paisaje bochiforme, disponiéndose con su eje mayor en sentido submeridional. Algunos cuerpos menores se encuentran interdigitados con morfología lenticular, definiendo un eje mayor de aproximadamente 50 metros por 40 centímetros de potencia. Los cuerpos de mayor tamaño se encuentran englobando lentes de gneis los cuales se encuentran parcialmente asimilados (Fig. 4 c).

En general presenta tamaños de grano medio con variaciones a tamaños de grano fino exhibiendo una textura típicamente granítica.

Los cuerpos presentan una foliación tectónica, definida por la orientación preferencial de biotitas y muscovitas con valores de rumbo que van desde N 330° a N 030° y de buzamientos de 25° a 60° hacia el este.



Figura 4.4: **a)** Fotografía a escala afloramiento de xenolito de gneis en granodiorita biotítica (Grd). **b)** Fotografía a escala afloramiento mostrando las vetillas de fundidos leucocráticos sin dirección preferencial intruyendo granodiorita. **c)** Fotografía a escala afloramiento de contacto neto entre gneis inyectado y granodiorita (Grd). **d)** Microfotografía a nicoles cruzados mostrando textura inequigranular y fases minerales esenciales. **e)** Microfotografía a nicoles cruzados de textura inequigranular con deformación sobreimpuesta. Nótese cristales de biotita aplastados tomando dirección preferencial y cuarzos con extinción ondulosa que cambian su tamaño de grano conforme se acercan a la banda biotítica donde se acumula la deformación. Piqueta: 300 mm, Barra de escala: 1mm.

A diferencia de la unidad descrita anteriormente, esta posee más cantidad de muscovita y nula aparición de feldespato potásico. Además, no presenta intrusiones de líquidos aplopegmatíticos ni de líquidos leucocráticos (intermedios) como si se observan en el sector oeste del área de estudio. En este caso, las tonalitas se encuentran intruidas por cuerpos gábricos (Ver Unidad Máfica) con contactos netos.

La asociación mineral que caracteriza la roca es la de plagioclasa, cuarzo, hornblenda, biotita y muscovita. Las variedades de grano fino presentan titanita como fase accesoria, mientras que la presencia de anfíboles parece estar restringida a las tonalitas de grano medio. También como fase accesoria posee espinelo, circón, clorita y minerales opacos. La sericita y el epidoto se presentan como fases secundarias.

A lámina delgada exhiben una textura hipidiomórfica, inequigranular, holocristalina, netamente granítica. En cercanías a zonas de alta tasa de deformación subsólida, se observa una fábrica deformacional que se superpone a la textura ígnea pero que no la oblitera totalmente, ni genera porfiroclastos. Se produce el aplastamiento de algunos cristales de biotita y muscovita generando micas tipo fish. Esta deformación es más clara a macroescala por el aplastamiento de los cuerpos y no a lámina delgada donde no se observa un cambio textural marcado. Las tonalitas que si presentan un cambio textural importante serán posteriormente agrupadas dentro de la Unidad Milonítica a la cual se hará mención más adelante.

La plagioclasa es la que se encuentra en mayor proporción, con cristales subhedros que presentan maclado polisintético y zonación. En algunos granos es evidente la deformación producto del acuñaamiento del maclado polisintético hacia los bordes de grano. Se encuentra regularmente con alteración sericítica.

El cuarzo es la segunda fase en abundancia, con cristales anhedral y extinción ondulosa. Algunos granos se presentan con inclusiones de circón.

La biotita se encuentra con morfología subhedral siguiendo una dirección preferencial al igual que la muscovita. En algunos casos ambas se presentan elongadas incluso con morfologías tipo mica fish. Algunos cristales de biotita presentan inclusiones de opacos y circón.

También formando parte de la fase accesoria se observan espinelos, como cristales pequeños euhedrales a subhedrales y opacos como inclusiones en la biotita.

Los circones se presentan como cristales pequeños subhedros y anhedral generalmente como inclusiones dentro de la biotita y del cuarzo.

La hornblenda aparece regularmente con tamaños de grano fino subhedras y en asociación con la biotita. Solo se observaron en las tonalitas de grano medio.

La titanita se encuentra con morfología euhedra a subhedra con cristales medianos y con apariciones restringidas a las tonalitas de grano fino. En muchos casos poseen inclusiones de minerales opacos.

Los minerales secundarios son la sericita, afectando la plagioclasa y el epidoto con patinas de grano fino afectando algunos sectores puntuales de la muestra.

3.4 UNIDAD SILÍCICA

Las litologías incluidas en esta unidad se encuentran restringidas al sector oeste del área de estudio, intruyendo a los cuerpos granodioríticos y a las metamorfitas presentes en ese sector. En general se presentan como diques que, en sectores, donde la fábrica de la roca hospedante se abre generan cuerpos voluminosos y globosos. Ambas morfologías presentan variaciones composicionales que van desde monzogranitos a cuarzo-monzonitas, y texturales desde tamaños de grano aplíticos a pegmatíticos o de grano medio.

Para su descripción se dividió dicha unidad según las morfologías que presentan dichas rocas en el campo. Así ésta se encuentra compuesta por diques aplopegmatíticos monzograníticos y monzogranitos biotíticos.

3.4.1 Diques aplopegmatíticos monzograníticos

Los diques se encuentran intruyendo a todas las unidades litológicas aflorantes al oeste del área de estudio. Se muestran dispuestos de forma submeridional con rumbos que van desde los N 320° a N 030° con buzamientos que van desde los 37° a los 75 ° hacia el este y sureste. Poseen tamaños que van desde 100 metros de longitud por 2 metros de potencia. En todos los casos se disponen de forma concordante y paralela a la foliación tectónica de la granodiorita biotítica o bien a la foliación metamórfica del gneis inyectado.



Figura 4.5: **a)** Fotografía a escala de afloramiento de tonalitas biotíticas-hornbléndicas constituyendo paisaje bochiforme. **b)** Fotografía a escala afloramiento de tonalitas encapadas con bancos de aproximadamente 40 cm. **c)** Fotografía a escala afloramiento de banco de gneis interdigitado dentro de tonalita. **c')** Fotografía de detalle del gneis interdigitado. **d)** Microfotografía a nicoles cruzados de tonalita biotítica-hornbléndica. Se observan a los cristales de biotita orientados de forma preferencial. Abajo a la izquierda se observan cristales deformados. Piqueta: 300 mm Barra de escala: 1 mm.

Los afloramientos se disponen como enjambres, con contactos netos y sin evidencia de borde de reacción respecto de las litologías encajantes. Posee tonalidades blanquecinas a rosadas con formas tabulares a lenticulares. Presentan variación textural, desde zonas aplíticas a pegmatíticas. Las partes aplíticas se muestran homogéneas de composición cuarzo-feldespática, mientras que los sectores pegmatíticos presentan una zonación simple que incluyen sectores cuarzosos en los bordes y cuarzo-feldespáticos en el centro (Fig. 4.6 b).



Figura 4.6: **a)** Fotografía a escala afloramiento de dique intruyendo granodiorita con dirección submeridional. **b)** Fotografía a escala afloramiento de zonación mineralógica y textural de dique intruyendo granodiorita biotítica. Exterior intermedio y pegmatítico, interior cuarzo-feldespático con megacrístales de feldespato. **c)** Fotografía a escala afloramiento de sector pegmatítico de dique. Cuarzo y Feldespato de grano muy grueso. Piqueta 300 mm, Lapicera 147 mm.

Estructuralmente se encuentran plegados a nivel regional y a nivel mesoscópico presentando plegamientos cerrados isoclinales. Están

compuestos principalmente por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, muscovita y biotita en menor proporción. La plagioclasa, cuarzo y el feldespato potásico se encuentra en tamaños de grano gruesos a muy gruesos (1 a 5 cm) mientras que la muscovita y la biotita con tamaños que no sobrepasan el centímetro.

3.4.2 Monzogranito biotítico

Como se mencionó anteriormente, estos cuerpos son producto de la acumulación de fundidos en sectores donde la fábrica de la roca hospedante se abre producto de la deformación regional durante la intrusión de los mismos. Dichos lugares corresponden a sectores plegados ya sea en los flancos o charnelas, o bien encapados entre la interdigitación de bancos de gneis y granodioritas.

Muchas veces se encuentran con morfología lenticular o globosa y muestran internamente una foliación tectónica concordante a la foliación metamórfica del gneis inyectado que actúa como encajante. Este es el caso al norte del Puesto Lindo, donde los cuerpos graníticos se disponen en los flancos y charnelas del plegamiento regional, de manera concordante a la foliación metamórfica del gneis (Fig. 4.7).

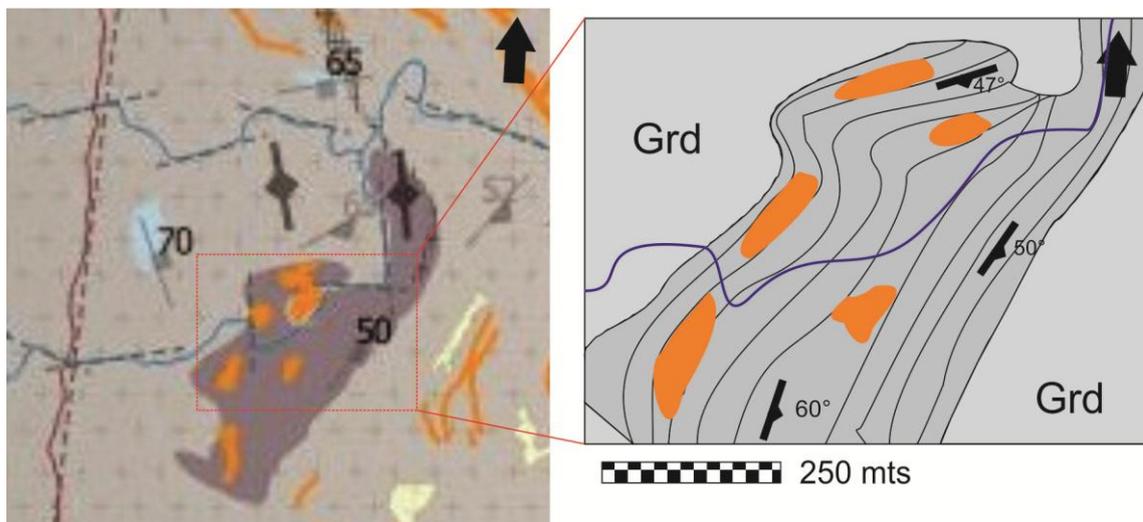


Figura 4.7: Figura esquemática representando la disposición de los cuerpos graníticos de manera concordante a la foliación metamórfica. En color gris claro: granodiorita biotítica (Grd); en gris: gneis inyectado; línea de trazo: líneas de forma representando foliación metamórfica (S_1); naranja: cuerpos monzograníticos biotíticos.

Los cuerpos poseen longitudes de 150 a 200 metros, por 50 a 70 metros de potencia aproximadamente, se encuentran con su eje mayor con rumbo submeridional y con rumbos que van desde los N 355° a N 020° con buzamientos de 35° a 60° hacia el sureste.

A escala afloramiento, al igual que los diques, presentan una variación textural dada por las diferencias en el tamaño de grano. Se presentan de forma aplítica en sectores puntuales, aunque generalmente muestran tamaños de grano medio.

Se presentan en tonalidades rosadas y se encuentran compuestos por feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo como fases esenciales; biotita, muscovita y espinelos como fase accesoria y sericita y argilominerales como fase secundaria. Los granos minerales presentan una variación en tamaños de grano medio a grueso siendo las fases minerales esenciales las que presenta mayor tamaño. En contraposición a los diques, estos cuerpos presentan mayor cantidad de biotita y espinelo, presentando acumulaciones de muscovita en lugares puntuales, constituyendo como bolsones de crecimiento de estas.

A lámina delgada las muestras exhiben una textura inequigranular, hipidiomórfica, holocristalina, típicamente granítica, en sectores observándose un aspecto porfírico, con grandes cristales de feldespato potásico flotando en una matriz policristalina de cuarzo y plagioclasa.

El feldespato potásico es el que más abunda en la muestra, con cristales de gran tamaño subhedrales y anhedrales mostrándose muy alterados por argilominerales.

La plagioclasa se presenta en abundancia, con cristales subhedrales con maclado polisintético y con sericita. Presenta acuñaamiento en las maclas polisintéticas hacia los bordes de los granos minerales y extinción ondulosa.

El cuarzo se presenta mayormente con menor tamaño de grano que la plagioclasa y el feldespato potásico, con cristales anhedralos que exhiben una marcada deformación con disposiciones en forma de cintas. Tanto el cuarzo como la plagioclasa se muestran en algunas muestras

constituyendo un agregado policristalino en el que se reconocen grandes cristales de feldespato (Fig. 4.8 d).

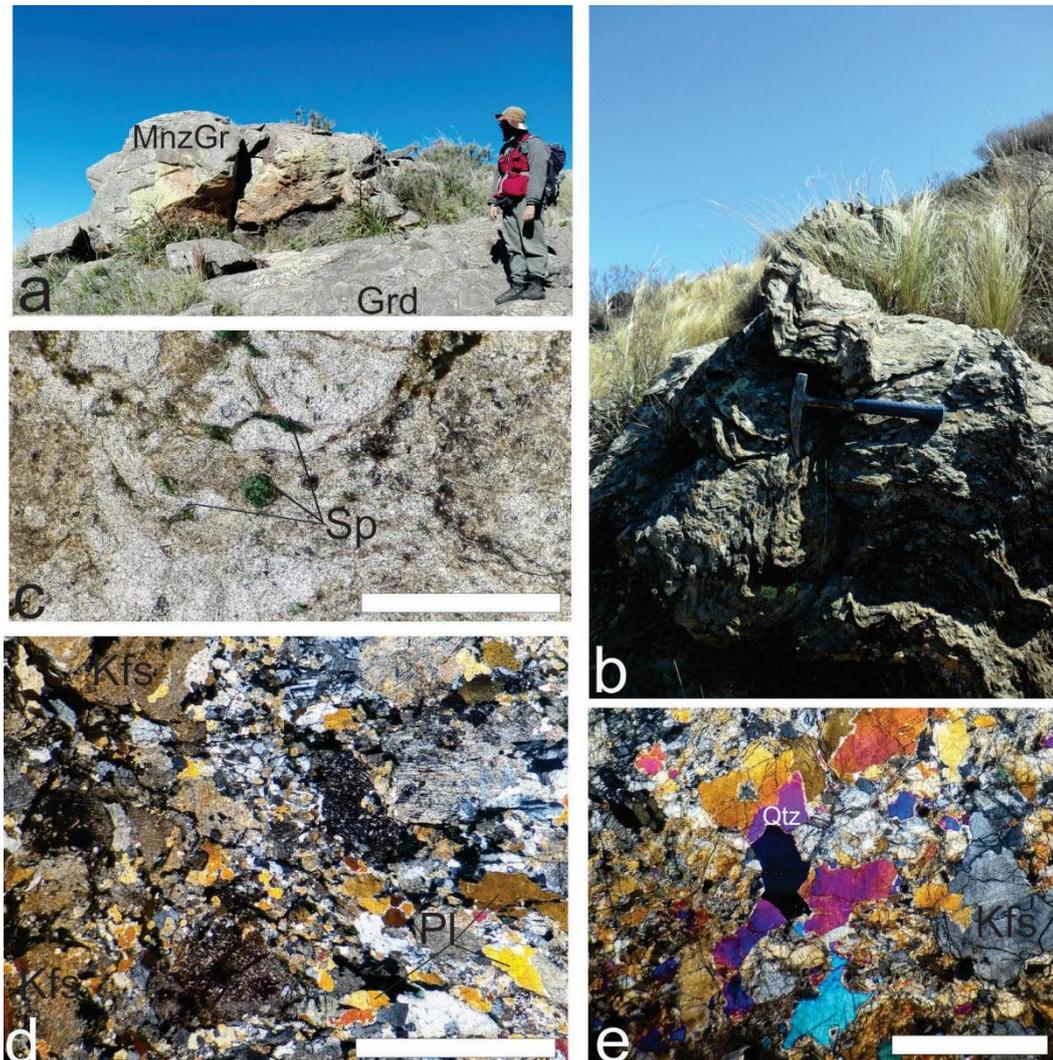


Figura 4.8: **a)** Fotografía a escala afloramiento de monzogranito biotítico (MnzGr) interdigitado con granodiorita biotítica (Grd). **b)** Fotografía a escala afloramiento de cuerpo globoso marcadamente plegado. **c)** Microfotografía a nicolas paralelos donde se observan cristales subhedros de espinelo. **d)** Microfotografía a nicolas cruzados donde se observan las fases minerales esenciales. Nótese la alta deformación en el agregado policristalino de cuarzo y plagioclasa. **e)** Microfotografía a nicolas cruzados de cristales anhedros de cuarzo formando cintas producto de la deformación. Piqueta 300 mm, Barra de escala 1 mm.

En cuanto a los accesorios la biotita y la muscovita son los más importantes. Ambas se muestran de pequeño tamaño y fueron observadas sobre todo a escala afloramiento. La biotita se muestra en la misma proporción en casi todos los cuerpos, mientras que la muscovita solo se presenta en algunos cuerpos generando como bolsones en donde

predominan e incluso le dan un aspecto muscovítico a cuerpos globosos de pequeño tamaño.

Otra de las fases accesorias presentes es el espinelo, presente en algunos cuerpos con cristales subhedros (Fig. 4.8 c).

3.5 UNIDAD MILONÍTICA

Dentro de esta unidad se incluyen a aquellas litologías que fueron generadas en un evento metamórfico dinámico, asociado al retrabajo de zonas de alta deformación o fajas de cizalla evidenciadas en dos sectores del área de estudio. El primer caso es una pequeña faja de cizalla ubicada en el sector oeste, que posee aproximadamente 2.8 km en sentido submeridional por 200 metros de potencia y que se encuentra afectando a los gneises inyectados. El segundo caso es el de otra pequeña faja en el sector este, también en sentido submeridional de aproximadamente 1.3 km por menos de 100 metros de potencia y que se encuentra afectando tanto a los gneises inyectados como a las tonalitas biotíticas-horbléndicas que predominan en ese sector.

Es todos los casos el efecto de la zona de cizalla genera, en primera instancia, la transformación de la roca original bajo una intensa deformación dúctil con disminución del tamaño de grano, acompañado del estiramiento de bandas minerales. Posteriormente se produce boudinado y fragmentación de dichas bandas, generando porfiroclastos de composición félsica (Qtz-Pl). Relacionado a esto, tiene lugar una recristalización mineral de una matriz de filosilicatos (Bt-Msc) y en menor medida cuarzo y plagioclasa, la cual se desarrolla conformando una foliación milonítica de carácter anastomosado que tiende a rodear los porfiroclastos.

De las dos litologías afectadas, solo el gneis es el que sufre una transformación total. Para el caso de la tonalita, a ésta se le superpone sobre la fábrica original el efecto deformacional de la cizalla dando lugar al desarrollo de una esquistosidad milonítica incipiente o fábrica S-C localizada.

3.5.1 Protomilonita de gneis

Esta litología comprende rocas de color grisáceo, de grano medio, cuya mejor exposición se encuentra en el sector este del área de estudio por el desarrollo de una faja milonítica que aflora por unos 200 metros en dirección submeridional, con rumbos que van desde N 320° a N 015° y buzamientos del plano de cizalla del orden de los 20° al este. En el sector oeste ocurre de modo aislado, con afloramientos de escasos metros, también producto del desarrollo de una pequeña faja de cizalla que tiene rumbo de N 350° a N 019° y buzamientos del plano de cizalla de alrededor de 45° hacia el este.

En los afloramientos ubicados en el este, se expone una sección de alrededor de 1 metro en donde se puede observar la superposición de bancos gnéisicos que culminan con las rocas miloníticas (Figura 4.9 a).

Comienza con 0.50 mts que corresponden al gneis inyectado que predomina en la Unidad Metasedimentaria. La roca exhibe una textura granolepidoblástica, con sectores netamente granoblásticos.

La porción lepidoblástica está dada por la orientación preferencial de filosilicatos, mayormente biotita con muscovita subordinada. La porción granoblástica está compuesta netamente por cuarzo y plagioclasa. Presenta una foliación metamórfica penetrativa definida por el bandeo composicional cuyos valores de rumbo en este sector varían de N 320° a N 020° y buzamientos que van de 18° a 60° hacia el este (Fig.4.9, n1).

Sobreyaciendo a este se encuentra un banco de 0.10 m de gneis sin inyectar el cual no presenta rasgos de deformación, es de grano fino y posee un aspecto masivo en algunos sectores. Presenta una textura lepidoblástica definida por pequeñas folias de biotitas a granolepidoblástica con un bandeo fino (< 1 cm) granoblástico compuesto por cuarzo y plagioclasa. Posee una foliación metamórfica con valores de rumbos promedio de N 326° y buzamientos de 22° al este (Fig. 4.9, n2).

Este pequeño banco infrayace a otro de unos 0.25 m de espesor (n3) y a partir del cual se comienza a imponer una fábrica deformacional por sobre la fábrica original de la roca.

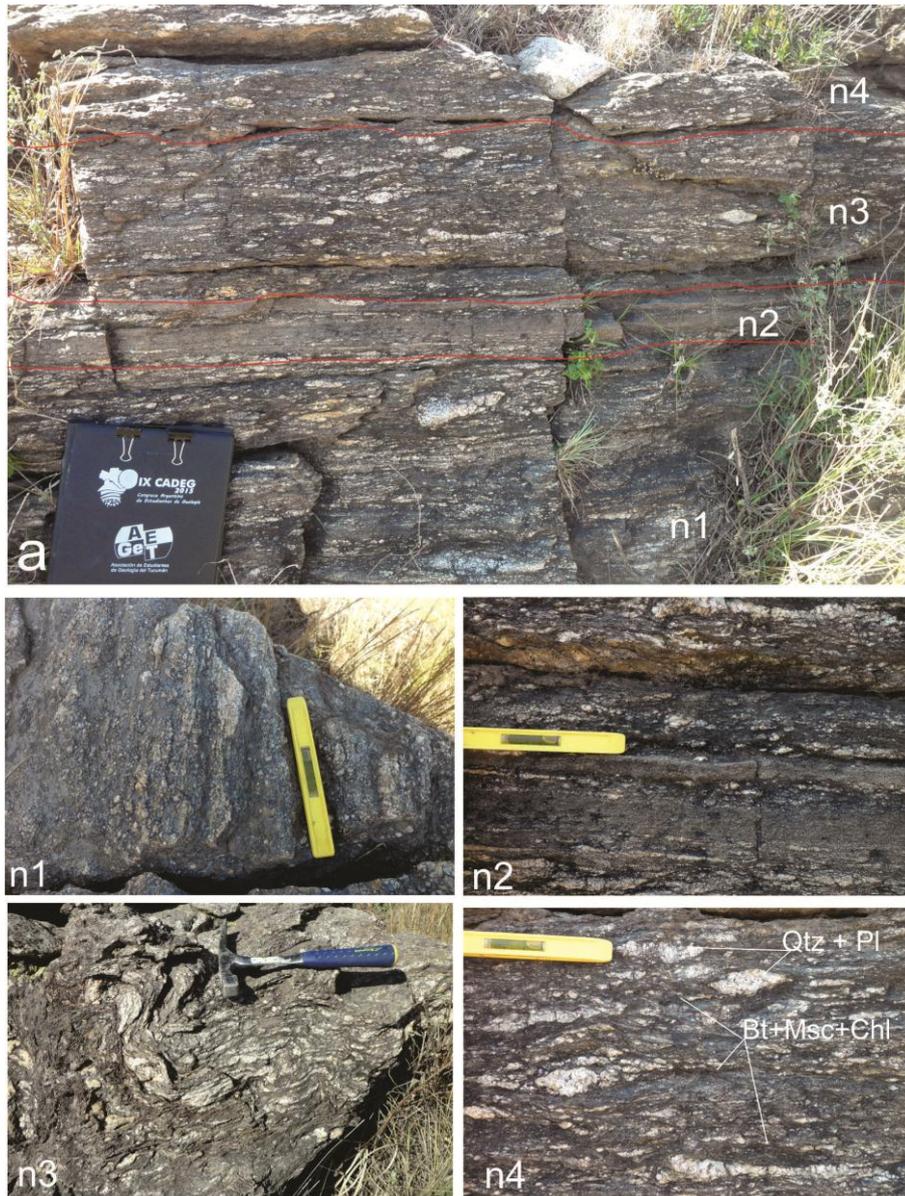


Figura 4.9: a) Fotografía a escala afloramiento de perfil aflorante en faja de cizalla al norte del Puesto “Las Verbenas”. Fotografías a nivel afloramiento de detalle de cada banco descrito. **n1**: Fotografía de banco de gneis inyectado con baja deformación. **n2**: Fotografía de nivel de gneis sin inyectar. **n3**: Fotografía de gneis inyectado con mucha deformación. Generación de pliegues cerrados isoclinales. **n4**: Fotografía de detalle de protomilonita de gneis con porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa (Qtz-Pl) en matriz granolepidoblástica con biotita, muscovita y cloritas (Bt+Msc+Chl). Cuaderno de campo: 300 mm, Piqueta: 300 mm, nivel: 50 mm, n: nivel.

En este caso, la litología vuelve a ser un gneis inyectado, pero con una componente deformacional importante. Los pliegues abiertos generados por las inyecciones fundidas, se cierran cambiando la fábrica de la roca y produciendo la concentración de la deformación alrededor de estos. Poseen textura granolepidoblástica y un bandeo composicional

que define una foliación metamórfica con valores de rumbo que van desde N 320° a N 015° y buzamientos promedios de 40° al este (Fig.4.9, n3).

Finalmente culmina con 0.15 m de rocas miloníticas definidas como protomilonitas de gneis (Fig. 4.9, n4). A escala de afloramiento, la roca está caracterizada por una textura granolepidoblástica. La matriz se presenta de grano fino a medio y los porfiroclastos de tamaño medio a gruesos. Se presentan con tonalidades grisáceas y se encuentran aflorando con morfología de lomo de ballena, con corridas aflorantes de 30 metros a 150 metros con potencias variables desde pocos centímetros hasta 1 metro.

Mineralógicamente están compuestas por biotitas, muscovitas, cuarzo, plagioclasa y escasas cloritas en la matriz, y cuarzo y plagioclasa componiendo los porfiroclastos. En función de esto, se determinaron las asociaciones paragenéticas que definen a las protomilonitas: Matriz **Bt + Pl + Qtz** y **Msc + Chl + Pl + Qtz** y porfiroclastos **Qtz + Pl**.

Matriz

La matriz se presenta con una textura granolepidoblástica dada por la dirección preferencial de filosilicatos en su mayoría biotitas. Generalmente se presenta de tamaño de grano fino constituyendo una coloración gris oscura. Formando parte de esta también se observan pequeños cristales de cuarzo y plagioclasa de morfología anhedra.

Desarrolla una estructura planar penetrativa caracterizada como foliación milonítica de carácter anastomosada, cuya orientación espacial es de rumbo N 018° y buzamiento de 17° al este. Además la orientación preferencial de pequeños ojos de filosilicatos sobre el plano de foliación, desarrolla una lineación mineral que tiene una dirección de inmersión de N 098° y una intensidad de 16° hacia el este.

A lámina delgada exhibe una textura granolepidoblástica y una microestructura definida como una esquistosidad milonítica.

La biotita es el filosilicato más abundante en láminas de grano medio y desarrollando morfologías de tipo mica fish (Fig. 4.10). Conforman folias anastomosadas que engloban y rodean los porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa. Se observan dos tipos de biotitas que representan dos condiciones de estabilidad distintas dentro de la matriz. La Bt₁ es de mayor

tamaño con colores pardos rojizos muy parecidas a las presentes en el gneis inyectado; la Bt₂ en cambio, presenta un color pardo verdoso y son aquellas en las que se observa retrogradación a muscovita y a clorita.

La muscovita y clorita son poco frecuentes y en su mayoría producto de la retrogradación de la biotita (Bt₂). Algunos cristales de muscovita se presentan de grano grueso desarrollando morfologías tipo fish y con sus cristales orientados definiendo folias anastomosadas que engloban a los porfiroclastos al igual que la biotita.

El cuarzo forma parte también de la matriz mediante cristales anhedros de grano fino. Se encuentra en mayor proporción desarrollando cintas y en algunos casos como agregados policristalinos de grano fino con extinción ondulosa y bordes redondeados.

La plagioclasa se presenta en la matriz con cristales pequeños de morfología anhedra formando parte también de los agregados policristalinos junto al cuarzo. Se presentan con maclado polisintético acuñado y en ocasiones presentando morfologías elongadas con desarrollo de un eje mayor paralelo a la foliación milonítica.

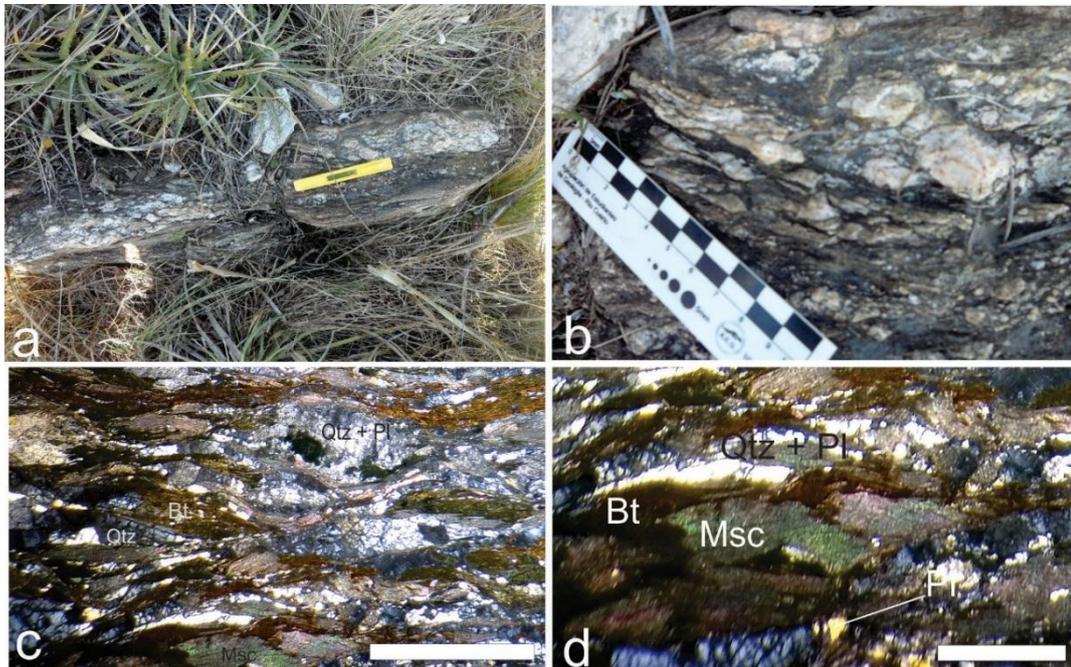


Figura 4.10: a) Fotografía a escala de afloramiento de protomilonita de gneis aflorando en el sector oeste del área de estudio. b) Fotografía a escala afloramiento de protomilonita de gneis con detalle en los porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa. c) Microfotografía a nicoles cruzados mostrando los componentes minerales esenciales. d) Microfotografía de detalle de muscovita con morfología tipo fish. Nivel: 50 mm, Barra de escala 100 mm, Barra de escala: 1 mm.

Porfiroclastos

Los porfiroclastos se encuentran compuestos por cristales de cuarzo y plagioclasa que en conjunto conforman elementos con geometría σ (Fig. 4.10 b y c).

La plagioclasa se presenta de forma anhedra con extinción ondulosa. Algunos cristales presentan signo de recristalización y aplastamiento, definido esto mediante agregados de menor tamaño que poseen continuidad óptica. Posee tamaño de grano medio a grueso con pequeñas inclusiones de biotita y cuarzo.

El cuarzo se encuentra en mayor proporción mediante cristales anhedros de grano medio y grueso también con la presencia de inclusiones de biotitas. Forman parte de la cola de los porfiroclastos mediante pequeños agregados cristalinos que terminan constituyendo cintas.

3.5.2 Protomilonitas S – C

Esta litología se encuentra restringida al sector este del área de estudio y representa a aquellas rocas que sufren una deformación que desarrolla una esquistosidad milonítica pero no una transformación total, lo que impide, a los fines descriptivos, definirla como una milonita típica.

Se encuentra en contacto neto con las protomilonitas de gneis descriptas anteriormente. A escala afloramiento constituyen cuerpos globosos elongados y aplastados por la deformación local (Fig. 4.11 a). Presentan tonalidades blanquecinas y grisáceas.

Se encuentran constituidas por plagioclasa y cuarzo como fases esenciales, la biotita, muscovita, clorita, espinelos, circon y minerales opacos se presentan de forma accesoria, mientras que la sericita está como fase secundaria.

Generalmente la textura que exhibe es netamente granítica de grano medio, conforme nos acercamos al contacto con la faja de cizalla, adquieren una textura deformada dada por la orientación preferencial de los filosilicatos, los cuales definen en algunos casos estructuras S-C (Fig. 4.11 b). Los cristales de plagioclasa y cuarzo se muestran subhedros y anhedros, ambas fases en la misma proporción aparente. Los filosilicatos

se presentan como láminas de grano medio a fino, siendo la biotita la que se presenta de mayor tamaño. La muscovita y clorita se muestran como producto de la retrogradación de biotitas con láminas de grano fino. Los opacos y espinelos se presentan de grano fino y con apariciones escasas, con morfología subhedra y anhedra.

A lamina delgada, la muestra exhibe una textura alotriomórfica, inequigranular, holocristalina a la que se le sobreimpone una textura deformada y una esquistosidad milonítica parcial. Algunos granos minerales se encuentran parcialmente englobados por biotitas (Fig. 4.11 d) así como también rotados, generando colas de porfiroclastos.

El cuarzo se presenta de forma anhedra y con cristales medianos que han sufrido rotación y sombras de presión asimétricas (Fig. 4.11 c). También se dispone en forma de cintas (Fig. 4.11 d). También se presentan de grano fino, anhedros y parcialmente elongados con extinción ondulosa definiendo un eje mayor que se dispone paralelo a la esquistosidad milonítica.

La plagioclasa también se muestra generalmente en tamaños de grano fino con cristales anhedros y elongados, muchas veces definiendo un eje mayor paralelo a la esquistosidad milonítica. Se las observa con extinción ondulosa y con poco desarrollo de maclado polisintético. Generalmente forma parte de agregados policristalinos en conjunto con el cuarzo.

La biotita se presenta como el filosilicato más abundante, definiendo folias que rodean parcialmente a los cristales de cuarzo. Se presentan de grano medio y generalmente en asociación con muscovita.

En muchos casos estas folias se ven interrumpidas y rotadas pasando a formar parte de las colas de las estructuras geométricas formadas por el cuarzo (Fig. 4. 11 c). La muscovita y la clorita se presentan como láminas de grano fino y como producto de la retrogradación de los cristales de biotita.

El espinelo se encuentra en muy baja proporción como cristales anhedros de grano fino.

El circón se presenta también como cristales pequeños y como inclusiones en la biotita y el cuarzo al igual que los minerales opacos.

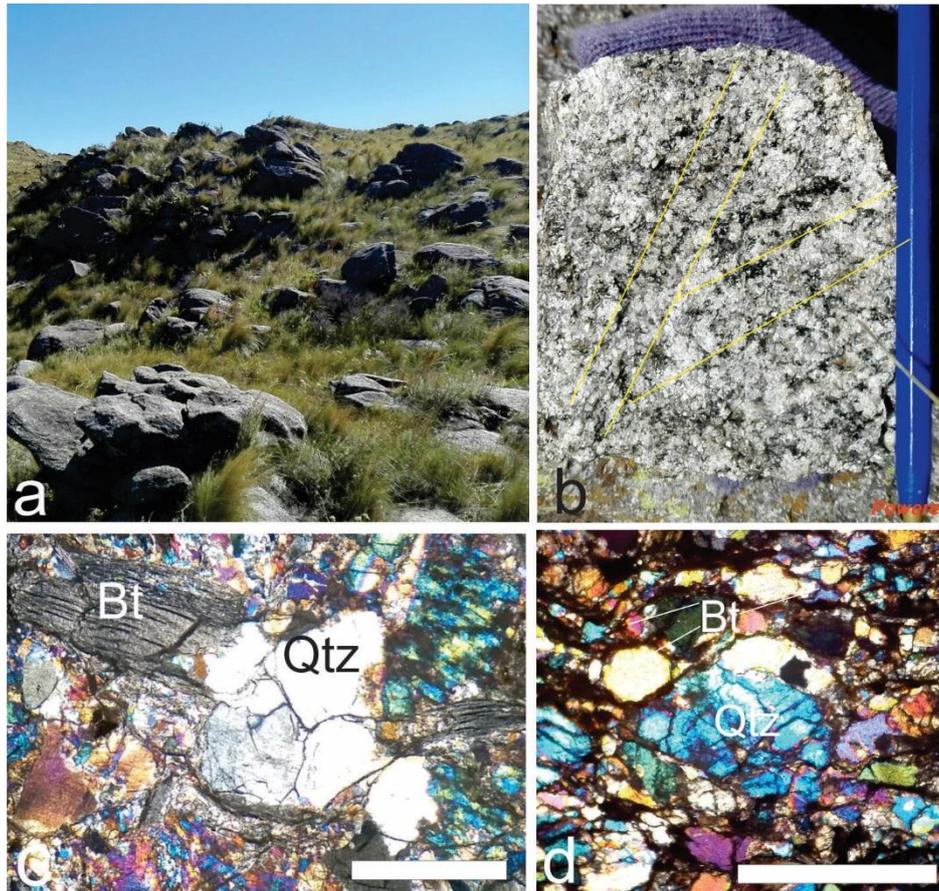


Figura 4.11: **a)** Fotografía a escala afloramiento de milonitas S-C en forma de cuerpos globosos aplastados. **b)** Fotografía de muestra de mano que exhibe estructuras S-C a partir de orientación preferencial de cristales de filosilicatos. **c)** Microfotografía a nicols cruzados de grano de cuarzo rotado generando sombras de presión asimétricas. **d)** Microfotografía a nicols cruzados de cuarzo parcialmente rodeado de biotitas y con geometrías en forma de cintas. Lapicera 147 mm, Barra de escala 1 mm.

**CAPÍTULO IV
DESCRIPCIÓN DE RASGOS
ESTRUCTURALES DEL
BASAMENTO ÍGNEO-
METAMÓRFICO**

CAPÍTULO IV

DESCRIPCIÓN DE RASGOS ESTRUCTURALES DEL BASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO

En el área de estudio se identificaron y describieron durante las etapas de campo una serie de estructuras planares y lineales generadas por procesos ígneos, metamórficos y de deformación que han contribuido a la conformación geométrica interna del basamento cristalino. Se procedió al registro de datos de estructuras planares penetrativas y no penetrativas (foliaciones) y lineales (lineaciones minerales y ejes de pliegues).

La caracterización de las estructuras se realizó siguiendo la metodología y nomenclatura usual del análisis estructural (Hobbs *et al.* 1981 y Mc Clay 1987), donde: $S_{1,2}$ = foliación y/o esquistosidad, es decir, superficies planares que sufren el aplanamiento aproximadamente máximo y donde se deforman y recrystalizan las diferentes fases minerales pre y singenéticas; L = lineación mineral y/o de estiramiento y P = pliegues. Para la descripción de los pliegues, se determinó el tipo a escala centimétrica, métrica y decamétrica, el ángulo entre los limbos, la orientación espacial del plano axial y los caracteres internos de la foliación axial.

Las nomenclaturas estructurales de las sucesivas fases de deformación se designan con la letra D y se utiliza a la manera de Ramsay (1977) y Hobbs *et al.* (1981). Los subíndices numéricos consecutivos (Ej: D_1 y D_2) son indicativos de la primera y segunda fase de deformación y fueron establecidos por observación y discriminación de las estructuras presentes.

La descripción de las estructuras antes nombradas se realizará de acuerdo al orden cronológico y al estilo de deformación.

Las estructuras que afectan al basamento de forma frágil, no serán descriptas por no estar incluidas en los objetivos específicos de este trabajo.

4.1 FOLIACIONES

4.1.1 Foliación metamórfica S_{1a}

Con esta denominación (S_{1a}) se hace referencia a la estructura planar penetrativa, que se desarrolla en la mayoría de las metamorfitas del área de estudio.

En el gneis inyectado (Ver 3.1.1, Cap. III) queda definida por un marcado bandeado composicional de bandas claras (~ 5 cm) con textura granoblástica y de carácter félsico (cuarzo, plagioclasa) y de bandas oscuras (~ 2 cm) dadas por la orientación preferencial de cristales de filosilicatos en su mayoría biotitas (Fig. 5 a).



Figura 5: a) Fotografía a escala afloramiento de gneis inyectado cuyo bandeamiento define la foliación metamórfica. b) Microfotografía a nicoles cruzados de mármol, con prismas de flogopita. Se indica foliación metamórfica S_{1a} . c) Fotografía a escala afloramiento de anfibolita. Se indica foliación metamórfica S_{1a} . d) Microfotografía a nicoles paralelos de anfibolita. Se exhibe bandeado composicional que define la foliación metamórfica S_{1a} . Piqueta: 300 mm, Nivel: 50 mm, Barra de escala: 1 mm.

Los pliegues de naturaleza intrafoliar presentes en los gneises, producen que la foliación metamórfica S_{1a} adopte un carácter anostomosado, incluso llegando a truncarse en algunos sectores.

En la anfibolita (Ver 3.1.2, Cap. III) también queda definida esta estructura por un bandeo composicional. En este caso las bandas leucocráticas de plagioclasa y cuarzo poseen de 0.5 a 2 cm de potencia, mientras que las bandas conformadas en su gran mayoría por prismas de hornblenda poseen potencias menores a 5 cm (Fig. 5, c y d).

En los mármoles la foliación se presenta por la concentración de minerales accesorios. En este caso de cristales de flogopita que se muestran con marcada deformación (Fig. 5 b).

La foliación metamórfica regional (S_{1a}) presenta orientaciones de rumbo promedio de N 340° con valores menos frecuentes de N 320° y buzamientos de entre 36° y 74° hacia el cuadrante SE con algunos valores de buzamientos hacia el este (Fig. 5.1).

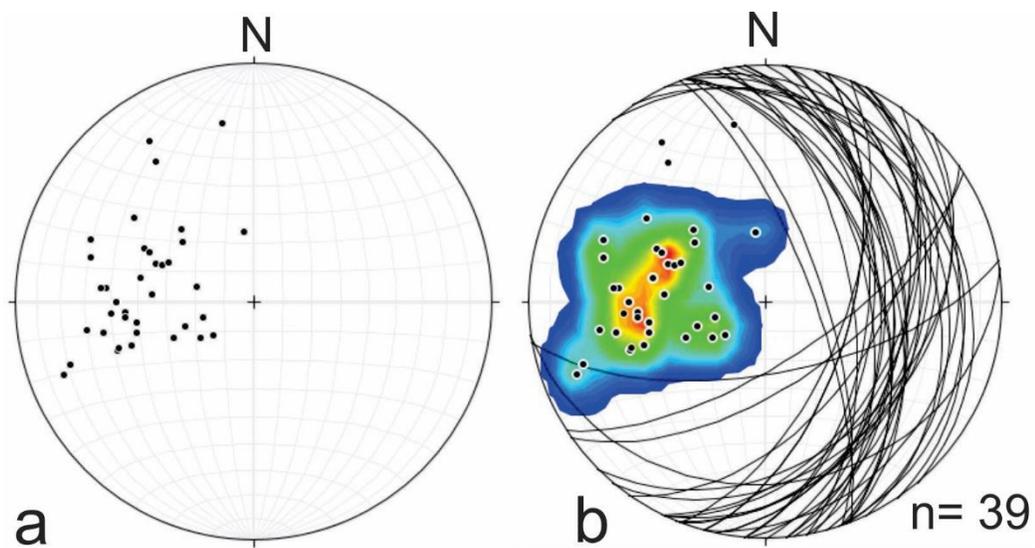


Figura 5.1: **a)** Proyección estereográfica equiareal en la red de Smith (hemisferio inferior). Diagrama de polos correspondientes a los Planos de foliación metamórfica S_{1a} . **b)** Proyección estereográfica equiareal (hemisferio inferior). Diagrama de contorno de densidad y planos de foliación metamórfica S_{1a} . Los colores rojos indican la mayor densidad.

4.1.2 Foliación de plano axial S_{1b}

Estos planos de foliación se encuentran definidos en los gneises inyectados y se generan producto del plegamiento de la foliación metamórfica S_{1a}. Los mismos se encuentran distribuidos de manera heterogénea, definiendo un clivaje de crenulación marcado. En la mayoría de los afloramientos, la naturaleza del plegamiento (pliegues abiertos y disarmónicos) no genera ésta estructura, produciendo únicamente la repetición del microplegamiento del bandeo composicional sin desarrollar una foliación marcada (Fig. 5.9 c y d).

Posee orientaciones de rumbo que varían entre N 008° y N 015° con buzamientos del orden de los 69° a 76° hacia el este.

4.1.3 Foliación tectónica S_{2a}

Esta estructura se presenta en los cuerpos intermedios que componen la Unidad Intermedia (granodiorita biotítica y tonalita biotítica – hornbléndica). Como se describió anteriormente (Ver 3.3, Cap. III), ésta Unidad es la que más predomina en el área de estudio con granodioritas biotíticas en el sector oeste y tonalitas biotíticas-hornbléndicas en el sector este.

La estructura planar penetrativa a la cual se hace referencia con foliación tectónica S_{2a}, se encuentra definida en el sector oeste de forma paralela a los contactos netos con la roca encajante y a la foliación metamórfica S₁. Dentro de éstas, la foliación tectónica se encuentra definida por la orientación preferencial de cristales de cuarzo, plagioclasa y cristales de biotita (Fig. 5.2 a).

A la fábrica original de la roca, se le sobreimpone localmente una deformación que produce el plegamiento y aplastamiento de las rocas ígneas. Esto genera una foliación tectónica que se muestra discontinua o anastomosada, en algunos sectores del suroeste de la zona de estudio. Este sector, al sur del Puesto Lindo, donde la granodiorita biotítica entra en contacto con la Faja de Cizalla Las Lajas, la deformación es observable pero no borra la fábrica ígnea original (Fig.5.2 b).

La tonalita biotítica-hornbléndica que aflora en el sector este de la zona de trabajo, también presenta la orientación preferencial de cristales de biotita y muscovita e incluso de cristales de plagioclasa y cuarzo en la base de algunos

cuerpos. Estos planos se disponen paralelos o concordantes a un interdigitado evidente en algunos sectores.

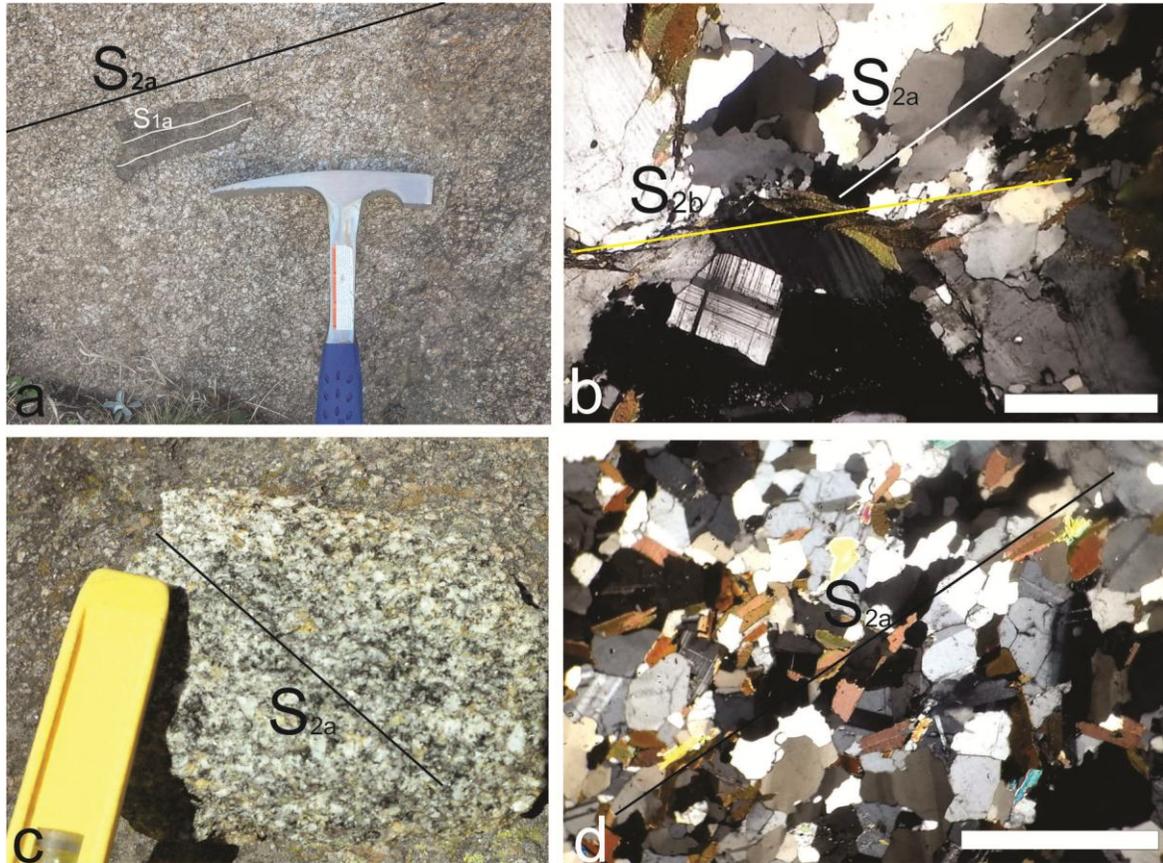


Figura 5.2: **a)** Fotografía a escala afloramiento de xenolito de gneis en granodiorita biotítica. En línea de trazo negra, se indica la foliación tectónica S_{2a} dada por la orientación de cristales de cuarzo y plagioclasa; en líneas de trazo blancas, foliación metamórfica S_{1a} dada por la orientación preferencial de biotitas. **b)** Microfotografía a nicoles cruzados de granodiorita biotítica con deformación subsólida sobreimpuesta. Nótese el truncamiento de la foliación tectónica. **c)** Fotografía de muestra de mano de tonalita biotítica-hornbléndica. Se define una foliación tectónica S_{2a} por la orientación preferencial de cristales de biotita y muscovita. **d)** Microfotografía a nicoles cruzados de tonalita biotítica-hornbléndica exhibiendo la estructura planar. Piqueta: 300 mm, Nivel: 50 mm, Barra de escala: 1 mm.

Al norte del puesto “Las Verbenas” esta estructura se encuentra interrumpida por una faja de cizalla, que trunca a la foliación tectónica generando una foliación milonítica S_{2b} que será tratada posteriormente.

Como se puede apreciar en la Fig. 5.3, la foliación tectónica S_{2a} presenta orientaciones de rumbo que varían entre $N 350^\circ$ y $N 040$ con algunos valores fuera de este rango, y buzamientos entre 23° y 55° mayormente hacia el NE.

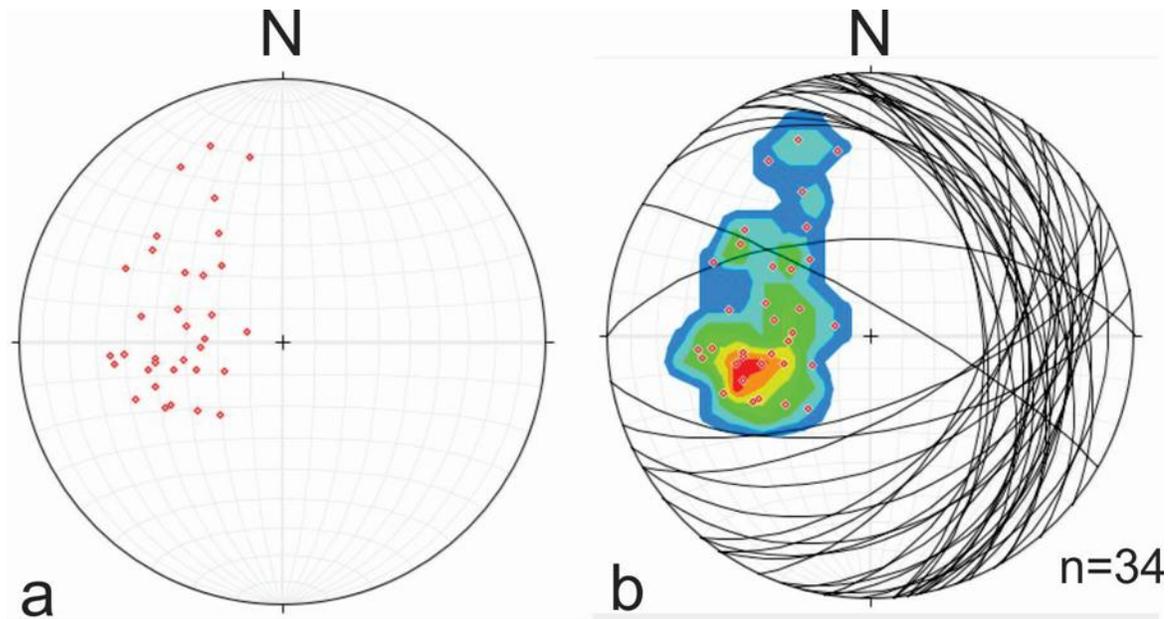


Figura 5.3: **a)** Proyección estereográfica equiareal en la red de Smith (hemisferio inferior). Diagrama de polos correspondiente a los planos de foliación tectónica S_{2a} . **b)** Proyección estereográfica equiareal en la red de Smith (hemisferio inferior). Diagrama de contorno de densidad y planos de la foliación tectónica. El color rojo corresponde a la mayor densidad de polos.

4.1.4 Foliación milonítica S_{2b}

Dentro de las estructuras definidas en el área de estudio, se reconoció una estructura penetrativa denominada foliación milonítica S_{2b} . Dicha foliación se encuentra definida en tres sectores puntuales del área del estudio: al sur del Puesto Lindo, donde las granodioritas biotíticas entran en contacto con la faja de cizalla Las Lajas, al noreste del “Puesto Lindo” en donde se define una pequeña faja de cizalla de 2.8 km de largo con rumbo submeridional y aproximadamente 200 metros de potencia y por último, al este del área de estudio, al norte del puesto “Las Verbenas” se ubica otra pequeña faja de cizalla también dispuesta en sentido submeridional por unos 1.3 km de largo y 100 metros de potencia.

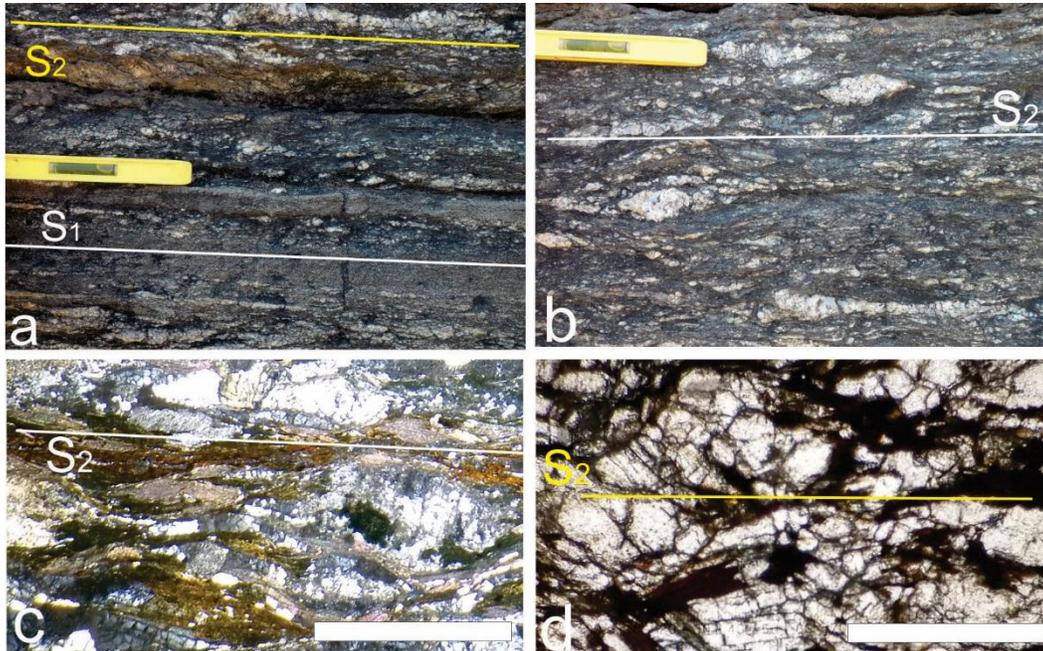


Figura 5.4: **a)** Fotografía a escala afloramiento de banco de gneis que infrayace a protomilonita de gneis. Se exhiben los planos de foliación metamórfica S_{1a} y plano de foliación milonítica S_{2b} . **b)** Fotografía de detalle de banco de protomilonita mostrando plano de foliación milonítica con un patrón anastomosado y porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa. **c)** Microfotografía a nicoles cruzados de protomilonita de gneis. Se indica plano de foliación milonítica S_{2b} . **d)** Microfotografía a nicoles paralelos de tonalita milonitizada. Se muestra foliación milonítica parcialmente desarrollada. Nivel: 50 mm, Barra de escala: 1 mm.

Las granodioritas biotíticas que se encuentran en contacto con la faja de cizalla Las Lajas, sufren una marcada deformación subsólida. Si bien no produce la transformación total de la fábrica ígnea original, si genera una foliación milonítica que parcialmente oblitera S_{1a} produciendo su discontinuidad. En este caso, la foliación milonítica S_{2b} está definida por el aplastamiento y elongación de cristales de cuarzo y plagioclasa y la orientación de la biotita (Fig. 5.2 b).

Tanto en el sector oeste como en el sector este, la foliación milonítica S_{2b} se presenta en las fajas de cizalla producto del retrabajo de S_{1a} transformando totalmente el gneis inyectado en protomilonitas de gneis, litología que compone la Unidad Milonítica descrita anteriormente. En ambos casos se observa la estructura definida por folias de pequeño espesor compuestas por filosilicatos (Bt-Ms - Chl) y pequeños cristales de cuarzo y plagioclasa recristalizados que rodean a los porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa conformando un patrón anastomosado (Fig. 5.2 b y c)

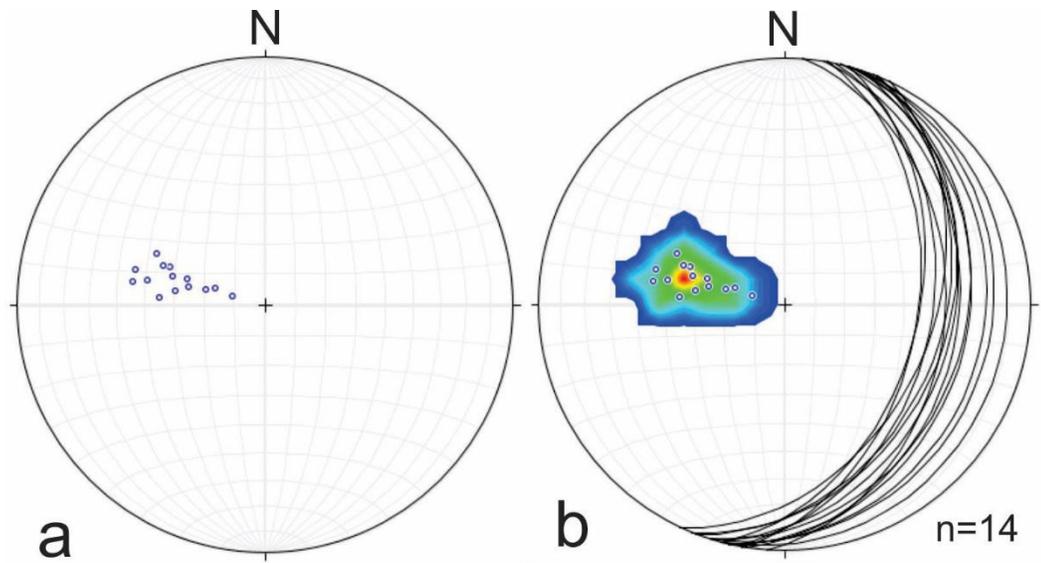


Figura 5.5: **a)** Proyección estereográfica equiareal en red de Smith (hemisferio inferior). Proyección de polos de planos de foliación milonítica S_{2b} . **b)** Proyección estereográfica equiareal en red de Smith (hemisferio inferior). Diagrama de contorno de densidad y planos de foliación milonítica. El color rojo muestra la mayor densidad de polos.

Para el caso de las milonitas S-C, éstas se encuentran ubicadas en el sector este del área de estudio en contacto con la faja de cizalla presente en ese sector. Estas rocas tampoco sufren una transformación total pero si poseen bien definida la foliación milonítica S_{2b} e incluso estructuras de tipo S-C visibles a escala afloramiento (Fig. 4.11 b). La estructura queda definida por la orientación preferencial de filosilicatos (Bt –Ms-Chl) que definen una esquistosidad milonítica marcada.

Las orientaciones de la foliación milonítica S_{2b} presentan rumbos que van desde N 010° a N 025° y buzamientos que varían en un rango de 11° a 45° hacia el este (Fig. 5.5).

4.2 LINEACIONES MINERALES

En la zona de trabajo se reconocieron estructuras sobre los planos de foliación metamórfica S_1 y sobre los planos de foliación milonítica S_{2b} definidos a partir de la orientación y recristalización de cristales de filosilicatos (Bt-Ms-Chl), los cuales fueron denominadas como lineación L_1 y lineación milonítica L_2 .

4.2.1 Lineación L₁

Esta estructura es observable en algunos afloramientos de gneises inyectados de la Unidad Metasedimentaria. Generalmente están definidas por la orientación preferencial de cristales de biotita, como el filosilicato más abundante, en asociación con muscovita y clorita.

Dicha estructura toma valores aproximadamente perpendiculares a la orientación de la foliación metamórfica S₁, con direcciones de inmersión que van de N 070° a N 095°e inmersión que varían entre 30° y 42° hacia el sureste.

4.2.2 Lineación Milonítica L₂

Se encuentra definida por la alineación de filosilicatos recristalizados dentro de los cuales se reconocen biotita y muscovita y solo en algunos afloramientos aislados clorita.

Posee direcciones de inmersión entre N 069° y N 098° con inmersiones de 11° a 34° hacia el este.

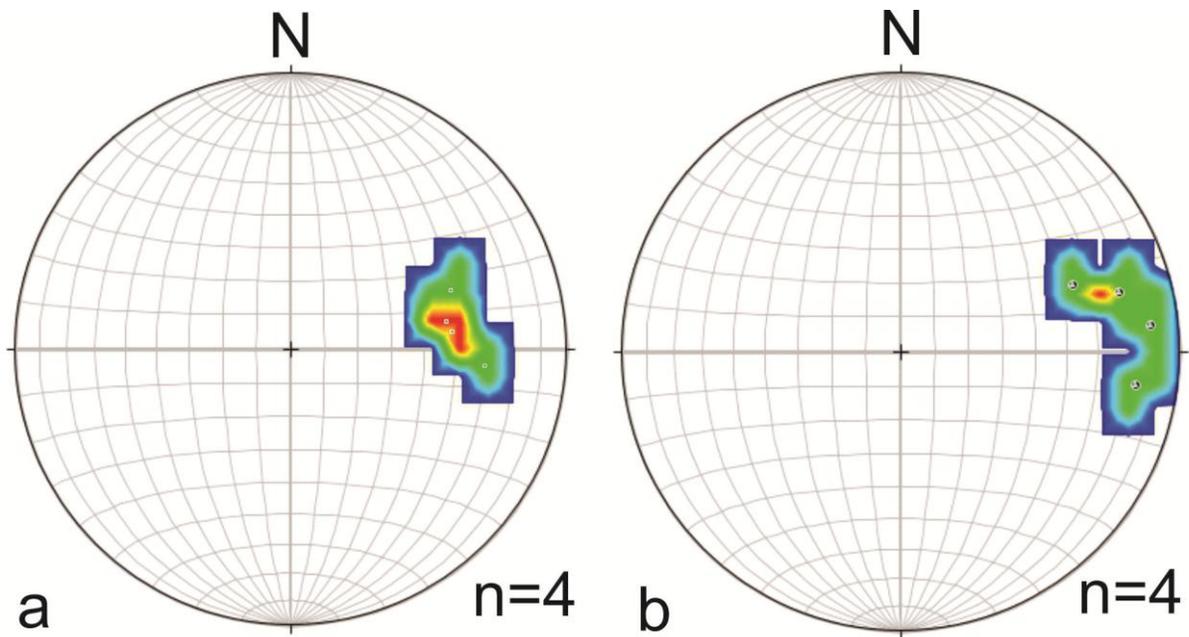


Figura 5.6: **a)** Proyección estereográfica equiareal en red de Smith (hemisferio inferior). Diagrama de densidad de contorno de lineaciones L₁. **b)** Proyección estereográfica equiareal (hemisferio inferior). Diagrama de densidad de contorno de lineaciones miloníticas L₂.

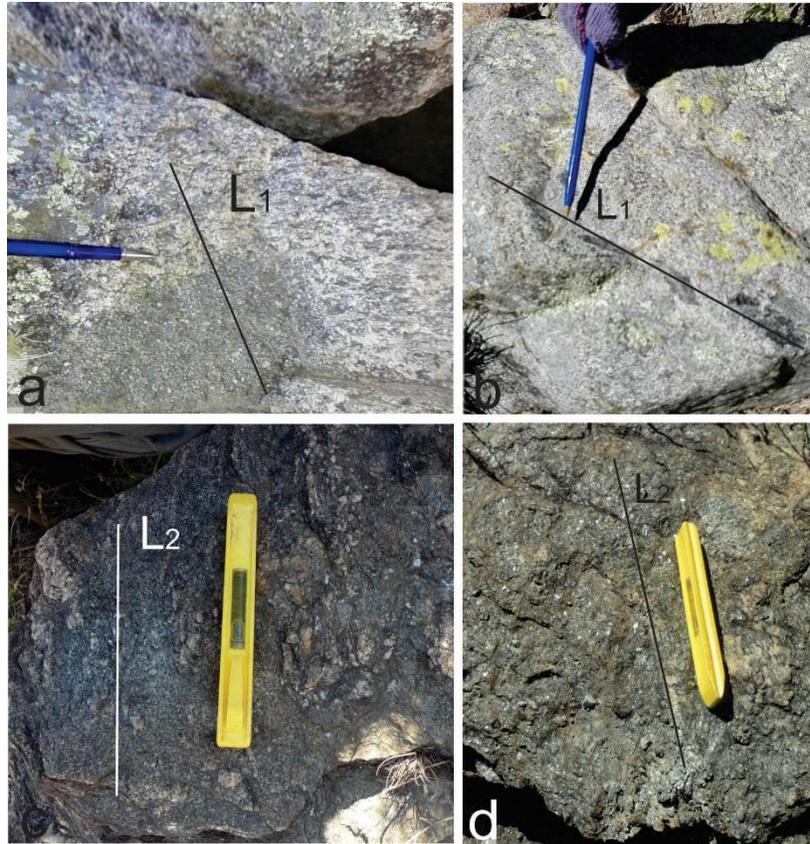


Figura 5.7: a) y b) Fotografías a escala afloramiento de gneis inyectado donde se indica lineación L₁. c) y d) Fotografías a escala afloramiento donde se indica lineación milonítica L₂ en plano de foliación milonítica S_{2b}. Lapicera: 147 mm, Nivel: 50 mm.

4.3 PLIEGUES

En el sector oeste del área de estudio es donde se concentran la mayor cantidad de plegamientos desarrollados sobre el basamento ígneo-metamórfico. A lo largo del relevamiento estructural del área de estudio, se describieron plegamientos que se dividirán en tres grupos, según sus orientaciones de ejes y longitudes de onda. De esta manera, se denominara P₁ a plegamientos centimétricos (intrafoliares), los cuales predominan en toda la zona de trabajo; P₂ a plegamientos de escalas métricas a decamétricas, y P₃ a un plegamiento con longitud de onda kilométrica de aproximadamente 1.3 km.

4.3.1 Plegamientos intrafoliares P₁

Este grupo de pliegues se presentan en los gneis inyectados, anfibolitas, diques graníticos aplopegmatíticos, monzogranitos biotíticos constituyendo la variedad de mayor presencia en el área de estudio. Se encuentran con morfologías simétricas, asimétricas, chevrón, anisópacos y en su mayoría disarmónicos con longitudes de onda que van desde los 5 a 30 centímetros.

En las metamorfitas, generalmente son producto del plegado del bandeo composicional que define la foliación metamórfica S_{1a}. En algunos afloramientos de gneis inyectado, los pliegues chevrón generan un clivaje de crenulación marcado que define un plano de foliación S_{1b}.

Dicha estructura, que define un plano axial, posee orientaciones de rumbo que varían entre N 008° y N 015° con buzamientos subverticales. (Fig. 5.9 c y d).

4.3.2 Plegamientos P₂

Este plegamiento se encuentra al sur del P₃ afectando principalmente al gneis inyectado (Fig. 5.8 a, d y e). Posee una morfología simétrica y con charnelas paralelas. Posee una longitud de onda que varía entre los 100 y los 300 metros de acuerdo a la posición de sus flancos, cuya orientación de los mismos varia entres valores de rumbo entre N 355° a N 015 con buzamientos de 25° a 60° hacia este.

Dentro de los flancos de este plegamiento, albergan pequeños cuerpos graníticos que intruyen al gneis inyectado disponiéndose en los espacios interflancos que se abren producto de la deformación (Fig. 4.7).

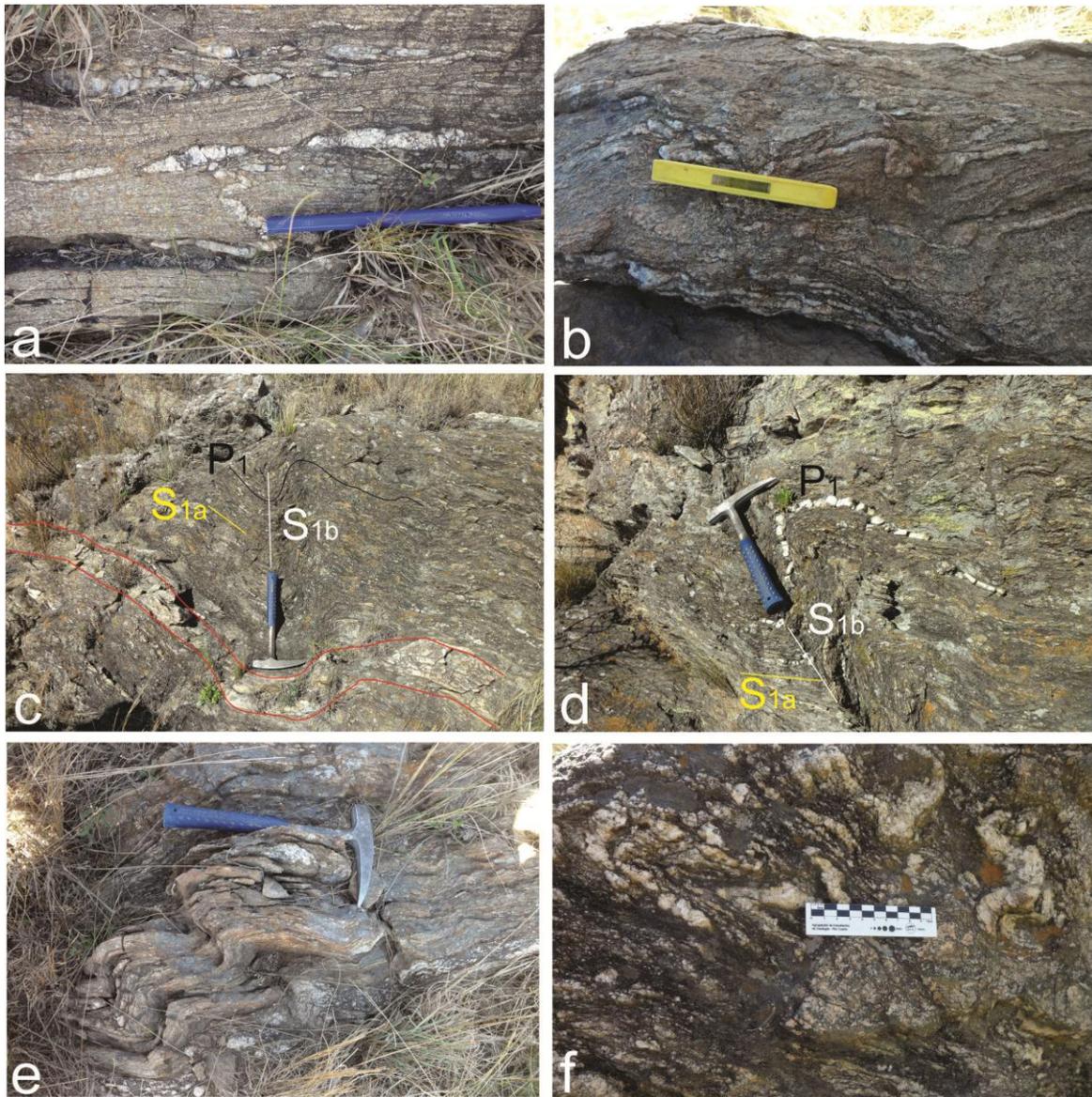


Figura 5.8: **a)** Fotografía a escala afloramiento indicando plegamiento intrafoliar P_3 afectando foliación metamórfica S_{1a} en gneis inyectado. **b)** Fotografía a escala afloramiento donde se indica plegamiento intrafoliar disarmónico P_3 . **c y d)** Fotografías a escala afloramiento de pliegues chevron donde se muestra la disposición de foliación metamórfica S_{1a} y plano de foliación S_{1b} definido por clivaje de crenulación. En línea de trazo rojo (c), dique granítico plegado. **e)** Fotografía de plegamiento asimétrico recumbente en gneis inyectado. **f)** Fotografía de plegamiento asimétrico en gneis inyectado. Piqueta: 300 mm, Nivel: 50 mm, Escala: 100 mm.

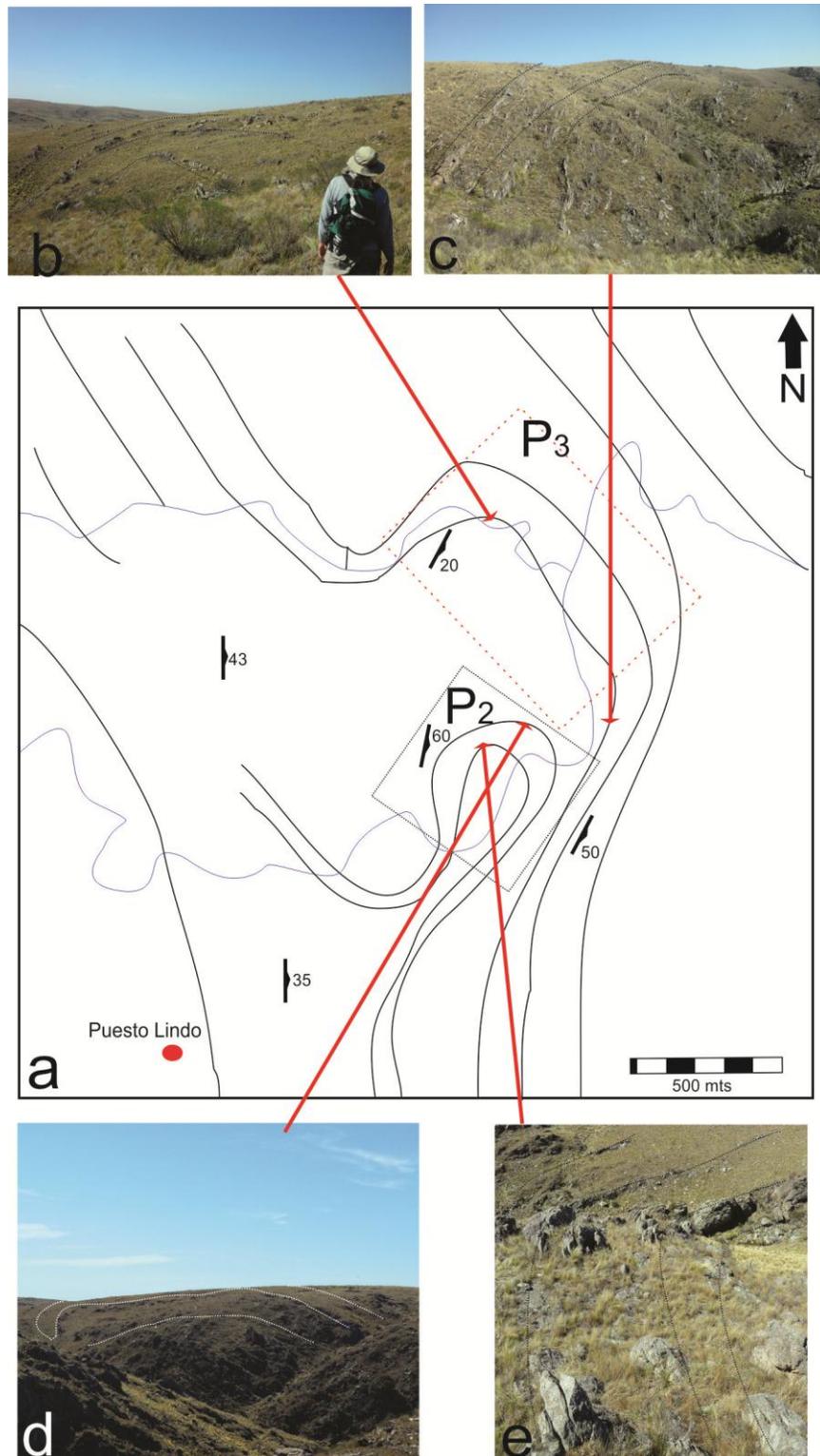


Figura 5.9: a) Esquema de detalle de sector oeste del área de estudio donde se encuentran los plegamiento P₃ y P₂. b) Fotografía tomada con vistas al noroeste de charnela de plegamiento P₃. c) Fotografía tomada con vista hacia el sur de flanco este de plegamiento P₃. d) Fotografía tomada con vista al noreste de charnela de plegamiento P₂. e) Fotografía tomada hacia el norte de flanco noroeste y charnela de plegamiento P₂.

4.3.3 Plegamientos P₃

En este apartado se hace referencia a un plegamiento ubicado en el sector oeste del área de estudio, al noreste del “Puesto Lindo” el cual se encuentra afectando a las granodioritas biotíticas, al gneis inyectado y a los fundidos de la Unidad Silícica (Figs 5.8 a, b y c). Posee una longitud de onda de aproximadamente 1300 metros con flancos inclinados aproximadamente subparalelos entre sí, con rumbos de estos que varían entre N 030 y N 050 y buzamientos de entre 20° y 60°. Se encuentra con morfología simétrica, anisópacos y recumbentes.

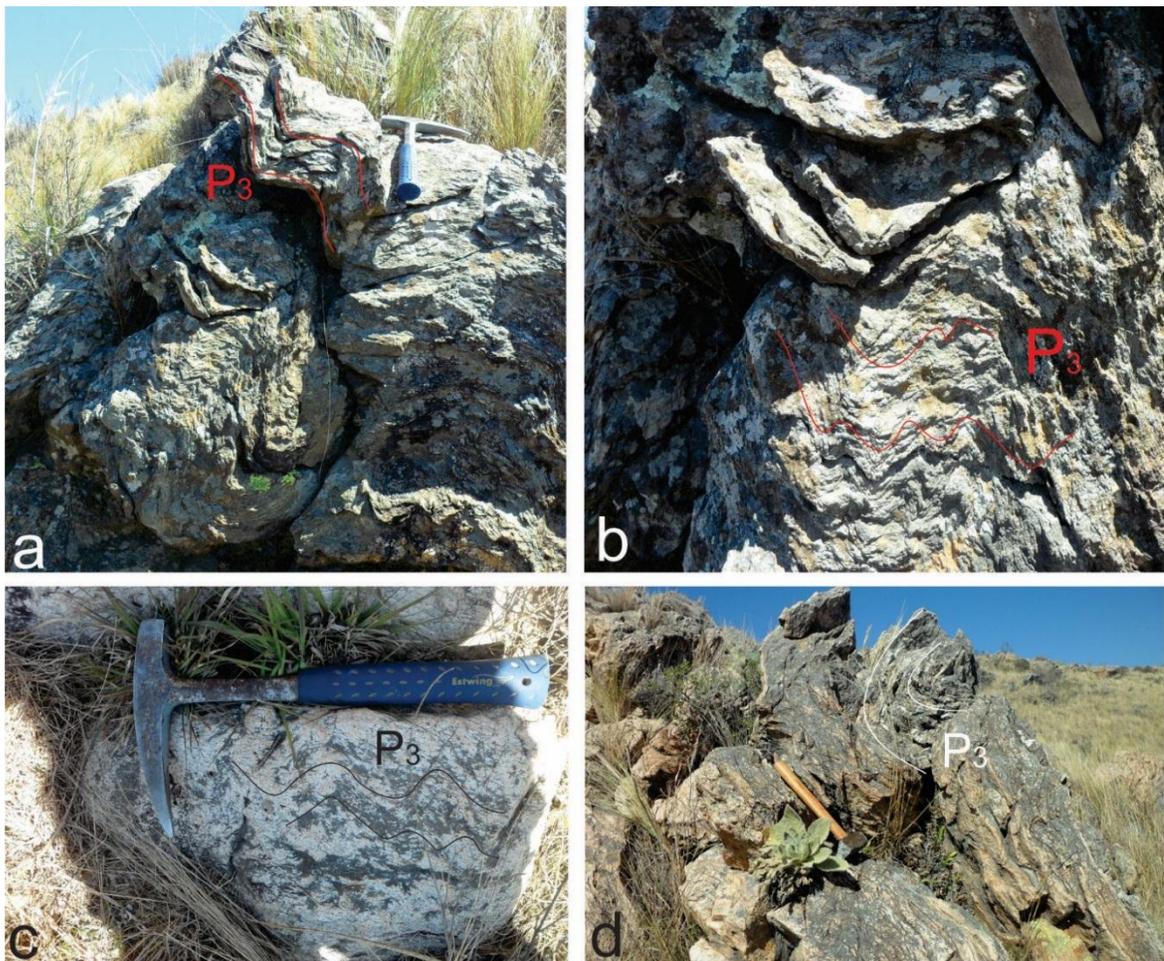


Figura 5.10: a) Fotografía de cuerpo monzogranítico con pliegues chevrón en la base y disarmónicos en la parte superior. b) Fotografía de detalle de pliegues chevrón en monzogranito biotítico. c) Fotografía a escala afloramiento de plegamiento isoclinal simétrico en monzogranito. d) Fotografía de dique pegmatítico con plegamiento simétrico e isópaco. Piqueta: 300 mm. Masa: 260 mm.

Para el caso de las litologías que componen la Unidad Silícica, también se produce el plegamiento sindeformacional de los granitos aplopegmatíticos. Si bien estos no poseen escala kilométrica y su tamaño se asemeja a los P_1 , temporalmente son coetáneos al plegamiento a gran escala que afecta a las granodioritas biotíticas y gneis inyectados.

Los pliegues se presentan con morfología simétrica, asimétrica, anisópacos disarmónicos y en forma de chevrón. En general se presentan en tamaños desde los escasos cm hasta 60 cm con longitudes de onda que varían entre los 2 cm y los 15 cm (Fig. 5.10).

La Fig. 5.11, muestra las orientaciones de los ejes de los 3 tipos de plegamientos descritos en el área de estudio. Las direcciones de inmersión se encuentran en un rango entre $N 024^\circ$ y $N 110^\circ$ mientras que la inmersión varía entre 17° y 48° en todos los casos variando entre los cuadrantes NE y SE o estrictamente hacia el este.

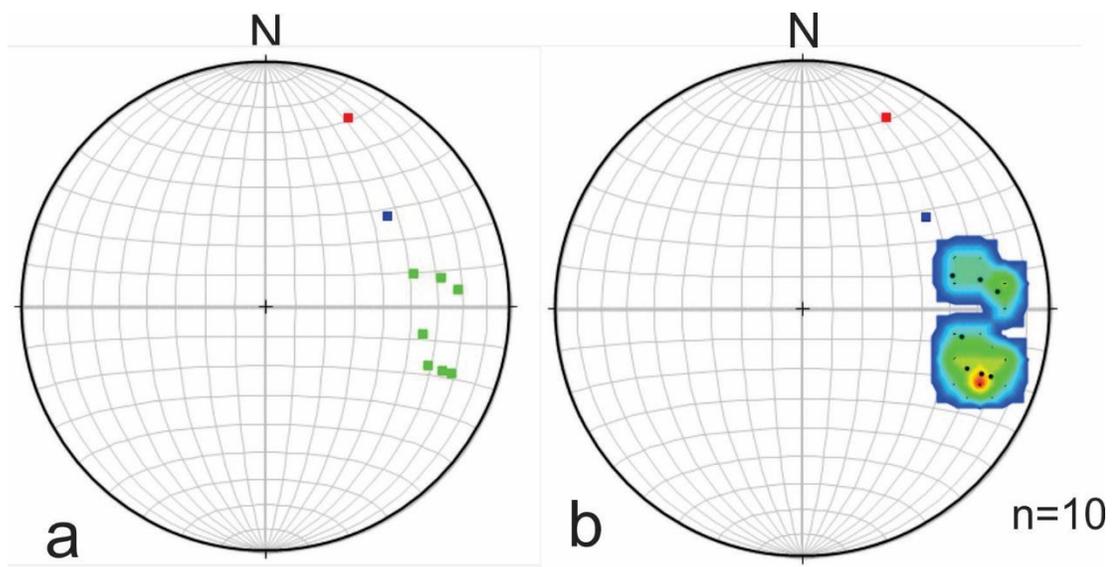


Figura 5.11: **a)** Proyección estereográfica equiareal en la red de Smith (hemisferio inferior). Diagrama de polos de ejes de pliegues P_1 , P_2 y P_3 . **b)** Proyección estereográfica equiareal en la red de Smith (hemisferio inferior). Diagrama de densidad de contornos. Verde: Ejes de plegamiento intrafoliar P_1 ; Azul: Eje de pliegue P_2 ; Rojo: Eje de pliegue P_3 . El color rojo indica la mayor densidad de polos.

CAPÍTULO V

DISCUSIONES

CAPÍTULO V

DISCUSIONES

En este capítulo se abordarán las interpretaciones geológicas a partir de lo relevado en campo y que ha sido descrito en los capítulos III y IV. A partir del análisis petrológico y estructural, se intentará desarrollar la secuencia de eventos geológicos que dieron origen a las litologías y estructuras presentes en el área de estudio.

5.1 GENERALIDADES DEL METAMORFISMO DE LA UNIDAD METASEDIMENTARIA Y UNIDAD MILONÍTICA.

Las rocas metamórficas que afloran en el área de estudio se encuentran componiendo la Unidad Metasedimentaria y la Unidad Milonítica (ver cap. III).

A partir de las asociaciones paragenéticas que presentan cada una de las litologías que componen ambas unidades, se determinaron dos eventos metamórficos (M_1 y M_2), siendo el primero correspondiente a un metamorfismo regional dinamotérmico y el segundo un metamorfismo local dinámico dando origen a las litologías de las unidades antes mencionadas.

5.1.1 Metamorfismo regional dinamotérmico (M_1)

Este evento metamórfico actuó en condiciones de grado medio, en facies de anfibolita, estables en la zona de la biotita. Lo mencionado es deducido a partir de las paragénesis mineral presente en las rocas que componen la Unidad Metasedimentaria:

- Gneis Inyectado: **Bt₁ + Pl + Qtz ± Ms**
- Anfibolita: **Hbl + Pl ± (Cpx)**
- Mármol: **Cc + Dol + Flg ± (Cpx)**

Si se analizan profundamente las asociaciones paragenéticas antes descritas, es de destacar la ausencia de feldespato potásico y granate en los gneis inyectados, por lo que se interpreta que no se está en presencia de un protolito

pelítico, sino de un protolito de carácter grauváquico. Para estos casos la ausencia de feldespato potásico genera que las biotitas crezcan directamente a expensas de la clorita ante un aumento de temperatura, por lo que la reacción (R1) que marca la primera aparición de la biotita es (ver Fig. 6):



Como se mencionó anteriormente los gneises inyectados no presentan clorita primaria, sino que las cloritas presentes son producto de la retrogradación postmetamórfica de la biotita. La ausencia de la clorita en la asociación paragenética indica un enriquecimiento en hierro, lo que supone la aparición de Bt + Ms en las paragénesis de rocas gnéissicas. El granate por su parte, se encuentra ausente debido a que el protolito es deficitario en aluminio aunque rico en calcio, generando de esta manera plagioclasa.

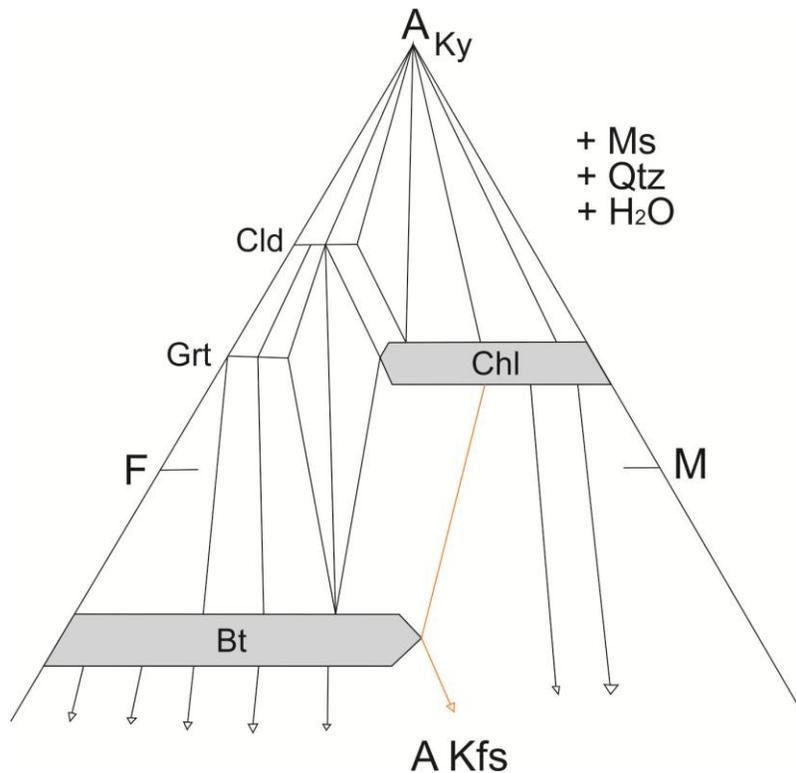


Figura 6: Diagrama AFM saturado en cuarzo, muscovita, tomado y modificado de Winter (2001). La línea naranja muestra la asociación mineral estable en la zona de la biotita para el gneis inyectado, indicando la desaparición de feldespato potásico y el crecimiento de biotita y clorita.

Por su parte, las anfibolitas se encuentran en muy baja proporción en el área de estudio y de forma concordante con los bancos de mármol. Presentan una foliación metamórfica (S_{1a}) dada por la orientación preferencial de bandas conformadas por hornblenda y plagioclasa que se encuentran en asociación con pequeños cristales de clinopiroxeno.

Las relaciones de campo (en asociación con el mármol) y la mineralogía indicarían un precursor de estas rocas de origen margoso. Esto es debido a que, si bien la roca presenta una escasa cantidad de titanita, no se encuentran fases minerales como rutilo, apatita y circón las cuales son, en algunas ocasiones, indicativas de protolitos que poseen porcentajes de sílice mayores al 45 % y que indicarían un probable protolito de signatura ígnea. Debido a esto es que las relaciones de campo con el mármol son la base fundamental que se ha utilizado de manera preliminar para definir el protolito de esta litología.

En cuanto al mármol, este también muestra su génesis ligada al evento metamórfico M_1 . Según su composición mineralógica, el protolito podría ser definido como sedimentos carbonáticos impuros, con potasio alto y rico en magnesio, esto evidenciado a partir de la presencia de flogopita, lo que sugiere la presencia de cloritas y feldespato potásico en el protolito precursor de estas rocas.

El grado metamórfico se define por la reacción que marca la aparición de la flogopita en la paragénesis del mármol:



Esta reacción (R2) indica que todo el feldespato potásico presente en el protolito, habría sido consumido durante el evento metamórfico fijando el potasio en la flogopita. La flogopita puede permanecer estable hasta altos grados, por lo que no es de utilidad para establecer las condiciones del pico metamórfico. No obstante, la presencia conjunta de flogopita con clinopiroxeno, que está en escasa proporción en estas rocas, indicarían probablemente un metamorfismo estable en condiciones de grado medio.

Un probable origen de la presencia de clinopiroxeno podría deberse por la reacción:



En dicha reacción (R3), el cuarzo se consume totalmente para dar diópsido. La presencia de este mineral en las rocas estudiadas es escasa y se deduce que esto es debido a que el cuarzo también ha sido escaso en el protolito.

La reacción 1 que marca la aparición de la biotita en el gneis inyectado se desarrolla a partir de los 500 °C. Con respecto a las reacciones 2 y 3, se generan en torno a los 600 - 650 °C también en facies de anfibolitas y en condiciones de estabilidad equivalentes a la zona de la biotita. En función de esto, el evento metamórfico M₁, se habría generado en condiciones de temperaturas medias de 650 °C y presiones medias de 5.5 - 6 Kbar.

5.1.2 Metamorfismo local dinámico (M₂)

Este evento está caracterizado por haberse desarrollado bajo condiciones reológicas de un ambiente dúctil-frágil, evidenciando condiciones de un grado medio en facies de anfibolita, equivalente a la zona de estabilidad de la biotita. A su vez, también en equilibrio dentro de la matriz, se evidencian condiciones de grado bajo, en facies de esquistos verdes, en la zona de la clorita representando un segundo estadio dentro del mismo evento metamórfico.

Dentro del área de estudio este evento se encuentra afectando a los gneis inyectados, granodioritas biotíticas y tonalitas biotíticas-hornbléndicas, aunque solo de manera total a los primeros. El resultado del desarrollo de este evento metamórfico es la generación de protomilonitas de gneis con una marcada foliación milonítica (S_{2b}). Las paragénesis definidas en la matriz de estas rocas son:

Matriz: **Bt₂ + Pl + Qtz**

Ms + Chl + Pl + Qtz

Porfiroclastos: **Qtz + Pl**

La fábrica previa de las rocas en las cuales se desarrolla este evento, se presenta completamente obliterada generando folias de biotita (Bt_2), cuarzo-plagioclasa y/o muscovita, clorita y cuarzo que desarrollan una foliación milonítica (S_{2b}) de carácter anastomosado que constituyen una fábrica milonítica típica.

La matriz se encuentra completamente neoformada, con la presencia de cuarzo como pequeños agregados policristalinos que conforman sombras de deformación en los porfiroclastos. También se destaca en algunas zonas la presencia en la matriz de clorita en mayor cantidad aunque como producto de la retrogradación de la biotita al igual que la muscovita, lo que se interpreta como una retrogradación con respecto a las condiciones de presión y temperatura imperantes en el primer estadio del metamorfismo local dinámico. Por otro lado se observan dos tipos de biotitas: Bt_1 se encuentra en asociación con cuarzo y plagioclasa, de color rojizo y con cristales subhedros de grano medio, las cuales podrían representar aquellas estables en las condiciones de M_1 , y la Bt_2 se encuentra en asociación con cuarzo - plagioclasa y en menor medida con muscovita - clorita - plagioclasa y cuarzo. Estas muestran una tonalidad verde pálida y morfologías elongadas constituyendo morfologías tipo mica *fish*, y orientadas de manera regular dentro de la matriz.

La paragénesis **$Bt_2 + Pl + Qtz$** , representa la asociación mineral estable durante el primer estadio del evento dinámico. La biotita que aquí se encuentra, creció bajo condiciones de presión y temperatura diferentes con respecto a la biotita (Bt_1) que debe su crecimiento al efecto retrógrado del metamorfismo dinámico y que da origen a la asociación mineral que se representa en la primera etapa dicho evento.

Por su parte, el evento dinámico muestra posteriormente una reactivación en condiciones metamórficas diferentes a la etapa inicial. Esto se ve reflejado en la retrogradación de la biotita que se encuentra representada por la siguiente reacción:



La reacción 4 demuestra la etapa final del metamorfismo dinámico, la cual no es pervasiva y no borra de manera total las asociaciones paragenéticas previas. Muestra además la influencia de la fase fluida en el efecto de retrogradación interpretado a partir de la paragénesis mineral. Por otro lado, también explica la neoformación de muscovita y clorita en la matriz.

Las condiciones en las cuales se desarrolla este evento metamórfico se pueden asumir, de manera preliminar, mediante el análisis de las asociaciones paragenéticas que representan ambos estadios involucrados en la generación de la matriz. Así, el primer estadio del metamorfismo dinámico ($Bt_2 + Pl + Qtz$) tendría temperaturas de aproximadamente $550^\circ C$ con presiones de alrededor de 5 - 6 Kbar en facies de anfibolita baja, mientras que el segundo estadio ($Ms + Chl + Pl + Qtz$) rondaría los $450^\circ - 500^\circ C$ con presiones de 5 Kbar en facies de esquistos verdes.

5.2 CONSIDERACIONES GENERALES DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS

Las rocas plutónicas aflorantes en el área de estudio conforman la Unidad Intermedia, Unidad Máfica y Unidad Silícica (ver Capítulo III). Las mismas fueron definidas a partir del conteo modal realizado sobre diez muestras representativas cuya distribución y caracterización se observa en la figura 6.1.

5.2.1 Unidad Intermedia

Las tonalitas biotíticas-hornbléndicas presentan una textura netamente granítica, holocristalina e inequigranular, con variaciones en el tamaño de grano que van desde grano medio a fino. Los sectores en donde la tonalita se presenta de grano fino, están restringidos al contacto interdigitado con el gneis inyectado, Toselli (2010) establece que la dinámica de la zona de contacto con las rocas de caja (gneis inyectado), imparten al plutón características como la adición de xenolitos o zonas de enfriamiento. Una zona de enfriamiento es de grano fino resultante del rápido enfriamiento y solidificación del magma en contacto con una pared fría. Esta interpretación podría aplicarse para el caso de las relaciones entre la tonalita y el gneis ya que ambas características coinciden con lo observado en el campo.

Por su parte, la granodiorita biotítica, presenta también una textura granítica de grano medio presentando variaciones hacia una textura porfírica dado el mayor crecimiento de cristales de plagioclasa flotando en una matriz de grano más fino.

Las relaciones de campo indican que con posterioridad al evento metamórfico M_1 , intruyen las rocas correspondientes a la Unidad Intermedia, esto definido a partir de que ambas litologías se encuentran englobando xenolitos de gneis inyectado, los cuales se presentan con mucha mayor potencia (~ 500 mts) en el sector oriental del área de estudio donde predominan las rocas tonalíticas, mientras que en el sector oeste, estos se presentan de escasos centímetros (20 - 30 cm), en ocasiones con bordes difusos o con reacción ligados al crecimiento de biotita (Fig. 4.4 a). En ambos casos los contactos son netos, aunque en algunos sectores se presentan interdigitados con potencias de aproximadamente 2 metros. Estas observaciones, en conjunto con el contacto transicional entre las litologías de la Unidad Intermedia, se interpretan como una clara relación genética entre ambas, permitiendo inferir que la paulatina disminución de tamaños de dichos xenolitos de este a oeste, responde a la progresiva asimilación de las rocas de caja lo que genera la contaminación del magma intermedio tonalítico original y el posible origen de un magma de tipo granodiorítico, ligando este proceso petrogenético como el dominante para la zona. Por su parte, los contactos interdigitados entre las tonalitas y los gneises, indican que el emplazamiento de las rocas de la Unidad Intermedia se dió en un ambiente de reología dúctil y concomitante al desarrollo de una fase de deformación generalizada (D_{2a}) con plegamiento a toda escala.

Por otra parte, la granodiorita biotítica presenta diques leucocráticos de aproximadamente 5 cm de espesor, de composición granítica, los cuales se disponen de formas ortogonales entre si y que representan fundidos residuales del mismo sistema magmático.

En cuanto al origen de las tonalitas biotíticas-hornbléndicas, no se hallaron enclaves máficos que indiquen su relación cogenética con los cuerpos gábricos que intruyen a éstas en el sector centro-sur del área de estudio. Aun así, por sus relaciones espaciales y temporales esto no deja de ser una posibilidad muy factible. Por otro lado, el desarrollo de texturas porfíricas en las granodioritas biotíticas,

permite suponer que no solo el proceso de contaminación es el responsable de su génesis, sino que también se desarrollaron procesos de diferenciación magmática con crecimientos tempranos de plagioclasas dentro del fundido. El hecho de que la textura inequigranular y porfírica se encuentren espacialmente asociadas, hace suponer que los procesos de asimilación magmática y de cristalización fraccionada se dieron de forma simultánea.

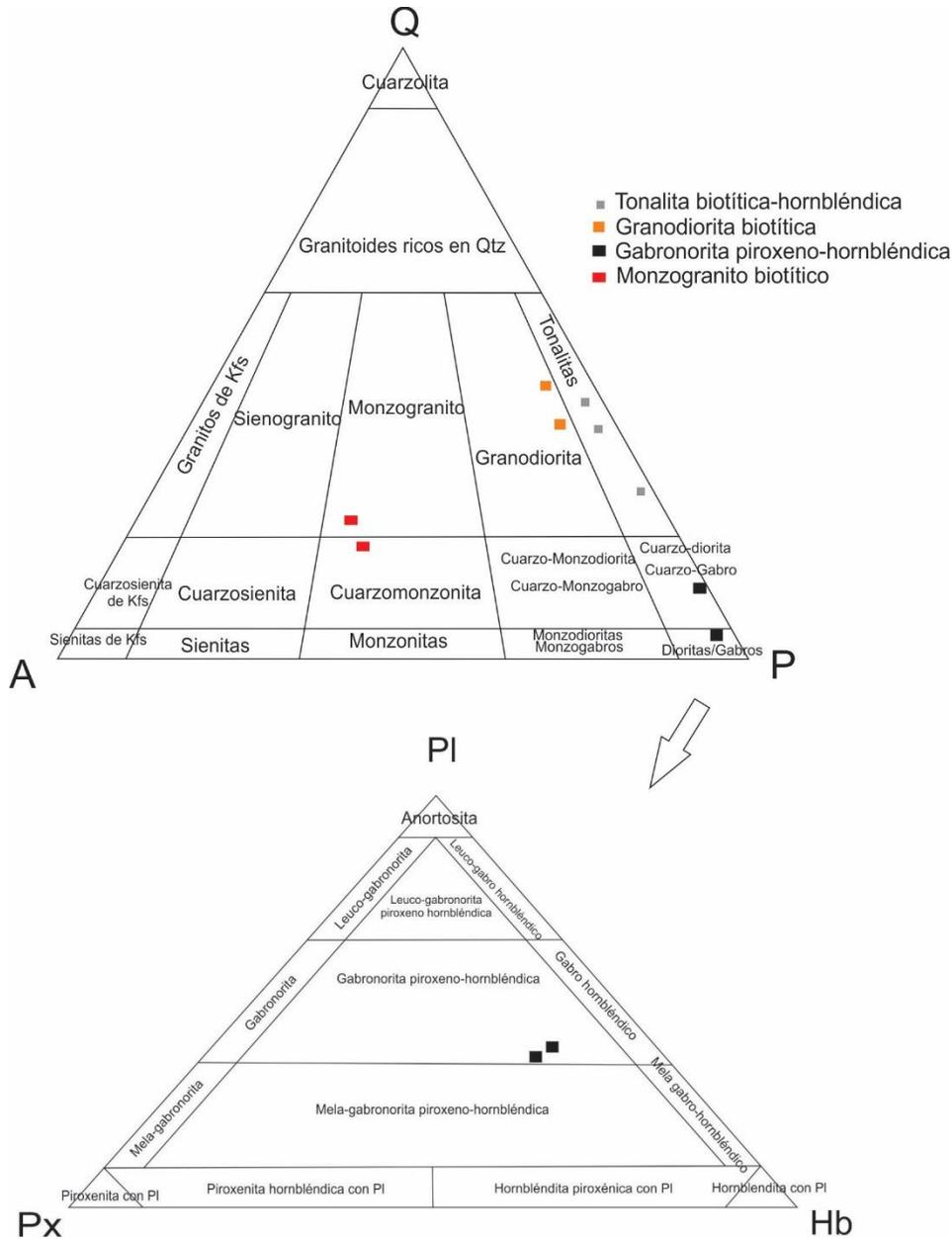


Figura 6.1: Distribución de muestras representativas en diagrama QAP (Streckeisen, 1976). Las muestras que caen en el campo de los gabros se recalculan en el sistema ternario PI-Px-Hb (Streckeisen, 1976).



Figura 6.2: **a)** Fotografía a escala afloramiento de granodiorita biotítica mostrando diques graníticos ortogonales entre sí, cuya génesis responde a fundidos residuales del mismo sistema magmático. **b)** Fotografía a escala afloramiento de xenolito de gneis inyectado con bordes irregulares producto de asimilación. **c)** Fotografía a escala afloramiento de xenolito de gneis inyectado en granodiorita biotítica. **d)** Fotografía a escala afloramiento donde se muestra la relación espacial entre textura granítica y porfírica en granodiorita biotítica. Piqueta: 260 mm, Masa: 300 mm.

5.2.2 Unidad Máfica

La gabronorita piroxeno-hornbléndica (Unidad Máfica, Fig. 6.1), tal como se describió en el capítulo III, se encuentra en la porción centro-sur del área de estudio intruyendo a las tonalitas biotíticas-hornbléndicas. Posee una textura ortoacumulada, inequigranular, con variaciones en el tamaño de grano desde los bordes de los cuerpos (grano medio) hacia el centro (grano grueso). El cumulato se encuentra compuesto por cristales prismáticos de hornblenda y plagioclasa, mientras que el intercúmulus presenta plagioclasa, cuarzo, biotita y piroxenos en baja proporción. La titanita, el circón y minerales opacos son las fases accesorias presentes.

La generación de las texturas cumulares en las rocas máficas-ultramáficas incluyen tres etapas generales que son: 1) nucleación, crecimiento y acumulación de primocristales. Involucra la formación del cumulado y el atrapamiento del líquido intercumular; 2) continuación del crecimiento de los primocristales (por difusión iónica) y 3) solidificación total de la roca (González, 2008).

Para el caso de la gabronorita piroxeno-hornbléndica, la primera etapa se encuentra representada por el crecimiento de cristales euhedros de hornblenda y, en ocasiones, subhedros de plagioclasa. El líquido intercumular también se encuentra rico en plagioclasa con morfología anhedral, y cristales pequeños de biotita, titanita y piroxenos con cuarzo como la fase residual intersticial de menor tamaño (Fig. 6.3 a y b). En los afloramientos relevados, si bien no se observa un encapado que indique una diferenciación gravitatoria, se podría interpretar que este mecanismo es el responsable de la textura que presenta esta litología. Dicho bandeado no se da de manera eficiente por las bajas diferencias en las densidades de las fases minerales, lo cual impide la separación total y generación del típico bandeado cumular.

La gran cantidad de hornblenda como primocristales indica que el magma es de naturaleza hidratada, y además, el hecho de que se presenten como oikocristales, implicaría la segunda etapa en la generación de dicha textura. Se interpreta que luego de la diferenciación gravitatoria parcial, los prismas de hornblenda continuaron su crecimiento producto de que el líquido residual se encuentra enriquecido en agua favoreciendo la movilidad iónica por difusión y, por ende, una alta tasa de crecimiento cristalino. Esta etapa se ve reflejada en que muchas de las fases minerales que formaban parte del intercúmulus (biotita, piroxenos y opacos) pasan a ser inclusiones dentro los cristales de hornblenda mayores (Fig. 6.3 c y d).

Como se describió anteriormente, los afloramientos presentan una variación textural de grano grueso en el centro a grano medio hacia los bordes del cuerpo (Fig. 6.3 e y f). Al no observarse bordes de reacción o interacción de fundidos con

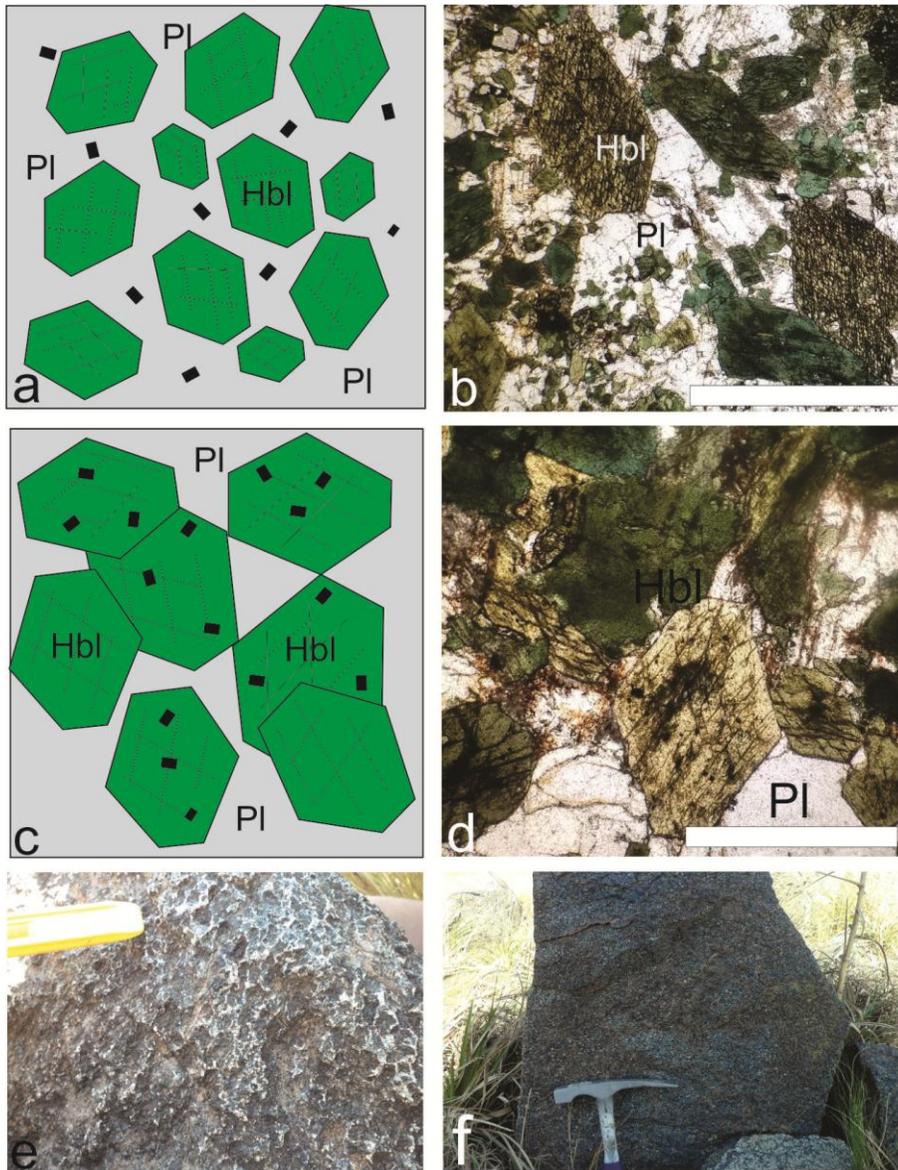


Figura 6.3: a y b) Dibujo esquemático representando el crecimiento de primocristales de hornblenda y entrapamiento inicial de intercúmulus. El espacio gris representa el intercúmulus de plagioclasa y los prismas negros las fases minerales accesorias (biotita, piroxenos y opacos). En la microfotografía a nicoles paralelos b) se observa lo representado en el esquema. **c y d)** Esquema y microfotografía a nicoles paralelos que muestran el crecimiento de los prismas de hornblenda hasta incluir a las fases accesorias y presentarse como oikocristales. El intercúmulus de plagioclasa queda entrapado y culmina su cristalización con morfologías anhedras. **e)** Fotografía a escala afloramiento de gabronorita piroxeno-hornbléndica que muestra la textura ortoacumulada de grano grueso observada en el sector central de los afloramientos. **f)** Fotografía a escala afloramiento donde se observa la textura de grano medio de la gabronorita piroxeno-hornbléndica ubicada hacia los bordes de los cuerpos. Barra de escala: 1mm, nivel: 50 mm; piqueta: 260 mm.

la tonalita biotítica-hornbléndica a la cual estos cuerpos intruyen, se descarta que dicha variación se deba a un contraste térmico, sino que podrían deberse, en una de las alternativas genéticas, a flujos convectivos dentro del cuerpo durante su emplazamiento. Hacia los bordes no se pierde el aspecto ortoacumulado de la roca, sino que disminuye el tamaño de grano de los primocristales y de las fases minerales que forman el agregado policristalino intercúmulus. Además, en algunos casos también hacia los bordes de los cuerpos, se observa la plagioclasa en mayor proporción con respecto a los sectores centrales de los mismos, donde predominan los primocristales de hornblenda.

5.2.3 Unidad Silícica

La Unidad Silícica se encuentra representada por rocas monzograníticas que se encuentran restringidas al sector oeste del área de estudio. Éstas se presentan en forma de diques aplopegmatíticos monzograníticos y como cuerpos globosos intruyendo a las granodioritas biotíticas y a los gneis inyectados.

Los diques aplopegmatíticos monzograníticos se presentan como enjambres con contactos netos con respecto a la litología que se encuentran intruyendo. No presentan bordes de reacción ni intercambio de fluidos con las rocas hospedantes y no se observan signos de asimilación. Estas relaciones de campo, indican que la intrusión de estos cuerpos es posterior a la formación de las granodioritas biotíticas y de la caja metamórfica.

Los diques presentan una variación textural con sectores aplíticos de composición cuarzo-feldespática y sectores pegmatíticos que se encuentran zonados y que incluyen composiciones cuarzosas en los bordes y cuarzo-feldespáticas en el centro (Fig. 4.6 b). La presencia de estas características puede responder, en mayor medida no a una zonación composicional producto de cristalización, sino al relleno continuo de líquidos conforme la estructura de la roca se va abriendo. Así, se puede suponer que esos diques primeros eran rellenos de líquidos más cuarzosos, para luego volver a rellenarse por líquidos cuarzo-feldespáticos.

A nivel regional estos diques presentan el mismo comportamiento estructural que el resto de las litologías a mesoescala, con plegamientos cerrados e isoclinales que los afectan tanto a ellos como a las rocas encajonantes. Cabe destacar que no se observa la sobreimposición de ninguna deformación sobre la fábrica ígnea, ya que esta se presenta con un aspecto masivo en la mayoría de los afloramientos observados. Estas observaciones inducen a pensar que al momento de la intrusión, éstos diques poseían un porcentaje de cristalización bajo y que se emplazan de forma coetánea con un evento de deformación que le da origen a la mayor parte de las estructuras del área de estudio.

En aquellos sectores donde la fábrica de la roca encajante responde de manera más dúctil, se produce una apertura de la misma con la concomitante acumulación de estos fundidos graníticos, dando origen a cuerpos globosos o elongados clasificados en este trabajo como los monzogranitos biotíticos. Estos se disponen al igual que los diques de manera concordante a la foliación tectónica de la granodiorita biotítica y a la foliación metamórfica del gneis inyectado (S_{1a} y S_{2a}). Cabe destacar que las observaciones de campo, indican que los sectores de acumulación y desarrollo de estos cuerpos graníticos corresponden con las disposiciones espaciales de charnelas y flancos de los pliegues mayores (P_2 y P_3) o bien encapados en las interdigitaciones entre bancos gneis y la granodiorita en los sectores no plegados (Fig. 4.7). Esta relación también pone de manifiesto el emplazamiento sinsinemático con respecto a D_{2a} , aunque en la fase final de dicho evento.

Según lo que se ha mencionado en el capítulo 4 de esta contribución, las estructuras descritas a lo largo del área de estudio ponen de manifiesto dos eventos deformacionales que dan origen a estructuras planares penetrativas S_{1a} y S_{2a} . A partir de las relaciones de campo, está claro que el emplazamiento de estos fundidos es posterior a S_{1a} (estructura generada en el evento metamórfico $M_1 - D_1$) y concomitante con respecto a D_{2a} (evento deformacional que da origen a los plegamientos P_2 y P_3). Con respecto a S_{2b} , esta estructura se encuentra representada en el sector oeste del área de estudio en una faja de cizalla de disposición submeridional (ver Cap.III, Unidad Milonítica), que afecta totalmente a

los gneis inyectados (protomilonitas de gneis) y parcialmente a las granodioritas biotíticas (con deformación subsólida sobreimpuesta) pero no a los diques aplopegmatíticos o a los cuerpos monzograníticos biotíticos. Éstos no presentan ninguna deformación subsólida que afecte la fábrica ígnea primaria, por lo que no han sido afectados por dicho evento (D_{2b}) debido a que este se encuentra localizado. En lo que respecta al área de estudio, no se observa ninguna relación de corte entre la faja de cizalla (sector oeste) y los diques aplopegmatíticos monzograníticos y/o el monzogranito biotítico, por lo que resulta complejo dilucidar si la intrusión de estos cuerpos es realmente posterior o anterior al desarrollo del evento localizado D_{2b} que da origen a las fajas de cizallas.

En cuanto al origen de estos fundidos, el análisis textural permite inferir que no presenta texturas típicas que se deban a procesos de cristalización fraccionada, incluso se observa el intercrecimiento entre cuarzo y feldespato potásico ambos con morfología subhedra a anhedra. Toselli (2010) atribuye estas características a sistemas graníticos someros ricos en agua. Al perderse esta de forma súbita produce que el punto de fusión baje rápidamente generando el crecimiento simultáneo de ambas fases minerales (si esto no fuera así el feldespato se presentaría con una fábrica poiquilítica) no teniendo tiempo para formar cristales independientes. En función de la observación de estas características, se puede inferir que probablemente los fundidos generadores de estos cuerpos sean los fundidos más diferenciados, ricos en volátiles, del mismo sistema magmático que da origen a las rocas aflorantes en el área de estudio.

5.3 EVOLUCIÓN PETROLÓGICA Y ESTRUCTURAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

En este apartado se intentará desarrollar la sucesión de eventos petrológicos (metamórficos y magmáticos) y estructurales que dieron origen a los productos litológicos aflorantes en el área de estudio. En virtud de las relaciones espaciales y de las características petrológicas que presentan cada uno de los tipos litológicos, se les asignará una posición temporal relativa que se comparará con lo definido en los antecedentes bibliográficos de otros autores, en trabajos realizados en las

inmediaciones del área de trabajo. Asimismo mediante dicho análisis, se le asignará a cada evento un marco regional evolutivo en el ámbito de las Sierras de Córdoba.

5.3.1 Primer evento: metamorfismo y deformación ($M_1 - D_1$)

La evolución del área de estudio iniciaría con un evento metamórfico M_1 (Fig. 6.3) que daría origen a los tipos litológicos encuadrados dentro de la Unidad Metasedimentaria (gneis inyectados, mármol y anfibolita). Dicho evento es coetáneo con un evento deformacional D_1 que da origen a las estructuras planares penetrativas S_{1a} . Dichas estructuras se encuentran definidas por la orientación preferencial de minerales generados a partir de procesos de segregación magmática y nucleación en las rocas ígneas y recristalización mineral en todas las metamorfitas que forman parte de la Unidad Metasedimentaria.

Asociados al evento deformacional D_1 , las rocas se encuentran afectadas por un plegamiento intrafoliar P_1 que afecta a S_{1a} y que en algunos casos define una foliación de plano axial S_{1b} . Dichos plegamientos (longitudes de onda que varían entre los 2 y 15 cm) poseen morfologías simétricas, asimétricas, anisópacos, disarmónicos y de tipo chevrón, siendo estos últimos los que generan un clivaje de crenulación que definen la foliación de plano axial antes mencionada.

Durante evento D_1 las rocas recristalizaron bajo las condiciones de un metamorfismo regional dinamotérmico (M_1) de grado medio, actuante en facies de anfibolita, en la zona de la biotita. El análisis de las paragénesis minerales realizado al inicio del presente capítulo, arroja condiciones termobarométricas de aproximadamente $550^\circ - 650^\circ$ y de 5 – 6 Kbar de presión para dicho evento. Las reacciones metamórficas que definen las paragénesis minerales estables para este evento, indicarían que los protolitos serían grauváquicos, para el caso del gneis inyectado, y margosos o carbonáticos parcialmente impuros para las anfibolitas y mármoles.

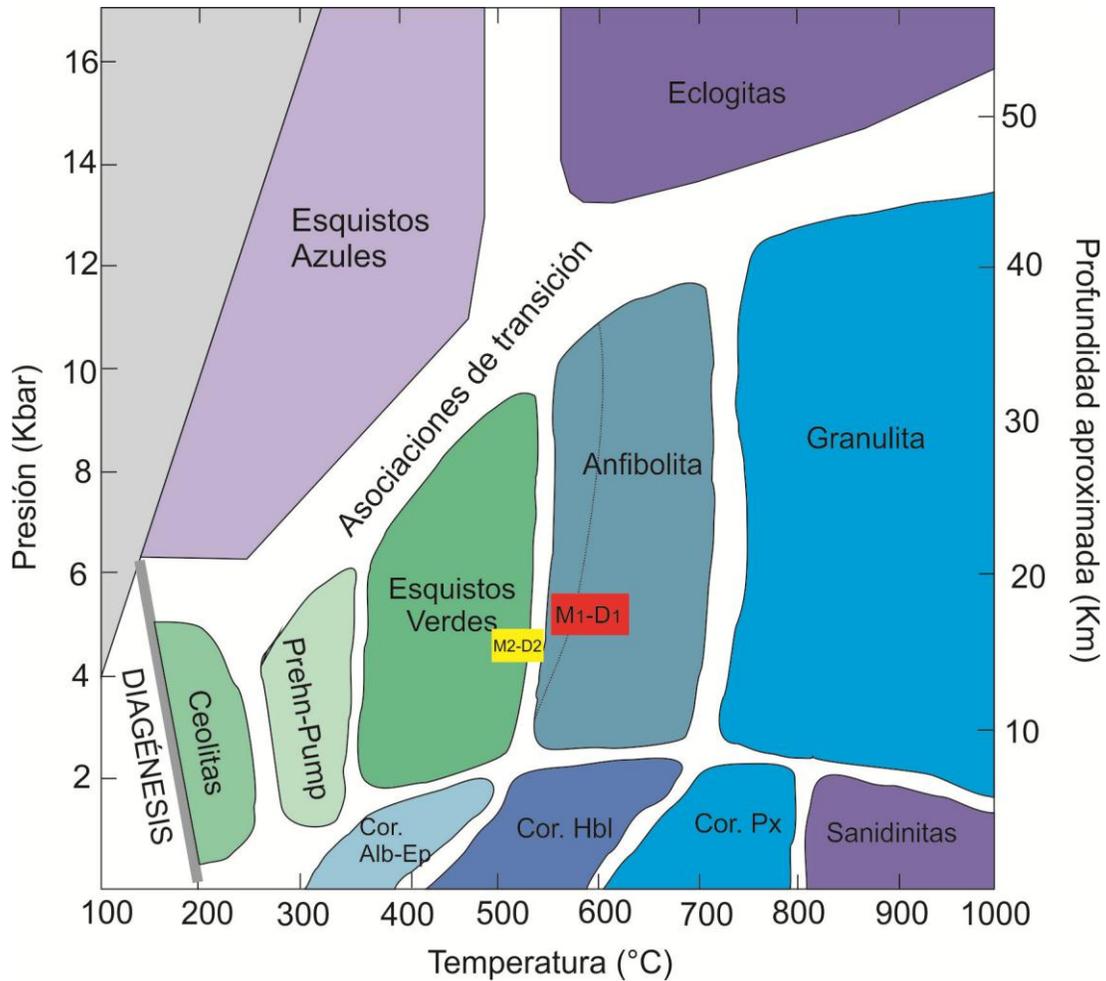


Figura 6.4: Distribución de las facies metamórficas sobre un diagrama P-T, modificado de Yardley (1989). Los cuadrados indican las zonas donde se generan las rocas metamórficas del área de estudio. El ancho del rectángulo corresponde al rango de temperaturas inferido, mientras que el alto el rango de presiones. **Rectángulo rojo:** Metamorfismo regional dinamo-térmico ($M_1 - D_1$), **Rectángulo amarillo:** Metamorfismo dinámico ($M_2 - D_2$).

Otamendi *et al.*, (2000) estima las condiciones termobarométricas del pico metamórfico de este evento, utilizando el par granate-biotita y usando la asociación $Bt + Grt + Pl + Qtz + Sill$. Los resultados arrojaron condiciones térmicas de $T = 740 \pm 20^\circ C$ y presiones de $P = 6.8 \pm 1$ Kbar, definiendo que las rocas evolucionaron en el campo de estabilidad de la sillimanita, en facies de anfibolita alta. Es preciso destacar que, tal como señala Otamendi en su contribución, estos valores deben tomarse como máximos, puesto que corresponden al sector norte del Complejo Monte Guazú. Hacia el sur del mismo (zona de estudio de esta contribución), las

paragénesis no contienen asociaciones que presenten granate, feldespato potásico o sillimanita tal vez debido a la naturaleza grauváquica del protolito, por lo que no estarían representando las condiciones termobarométricas antes señaladas, o bien tal como se menciona anteriormente, no han llegado a dicho pico metamórfico mostrando condiciones metamórficas de menor grado.

Por otro lado, Fagiano (2007) considera que la primer fase deformación D_1 es posible de asignar al Ciclo Orogénico Pampeano al igual que el metamorfismo regional dinamo-térmico M_1 dentro de un régimen compresivo. En base a las relaciones petrogenéticas, estructurales y las asociaciones minerales, se puede afirmar para este caso, que posiblemente y en coincidencia con Fagiano (2007) la génesis de las metamorfitas estudiadas en el presente trabajo se vinculan con dicho ciclo orogénico regional.

5.3.2 Segundo evento: Episodio magmático ($D_{2a} - I_1$)

Durante las etapas posteriores al primer evento metamórfico reconocido en el área de estudio, se registra un episodio magmático generalizado que genera una suite de rocas ígneas, de afinidad calcoalcalina y de composición predominantemente intermedia, comparables con las definidas para la zona de la Sierra de la Aguada por Cristofolini *et al.*, (2017), las cuales muestran una génesis y características petrológicas similares a las analizadas en la presente tesis. Dichas litologías forman parte de la Unidad Intermedia y de la Unidad Máfica (ver Cap. III). En los diagramas de la figura 6.1 se muestra la distribución de diez muestras representativas cuyo conteo modal permitió clasificarlas como tonalitas biotíticas-hornbléndicas, granodioritas biotíticas y gabronoritas piroxeno-hornbléndicas.

Las relaciones de campo entre estas rocas, muestran que primeramente intruyó un magma de composición tonalítica, el cual fue en parte contaminándose de forma parcial o total por la roca de caja (metamorfitas del área). Dicho proceso de contaminación magmática, en conjunto con procesos de cristalización fraccionada inducen al desarrollo de un fundido generando las rocas granodioríticas aflorantes en el sector occidental del área de estudio. Este proceso también es evidenciado por la progresiva disminución de tamaño de los xenolitos de gneis de

este a oeste, la interdigitación entre tonalitas y gneis en los contactos entre ambas litologías y por la presencia de texturas graníticas y porfíricas que presenta la granodiorita biotítica (Figs. 6.2, b, c y d).

El evento deformacional D_{2a} genera el plegamiento conjunto de la suite de rocas intermedias y de las rocas metamórficas encajantes originadas en el evento M_1-D_1 , generando plegamientos decamétricos a kilométricos definidos en esta contribución como P_2 y P_3 . Las relaciones de campo indican que la intrusión de estos cuerpos es concomitante con este evento.

Por otra parte, una posibilidad para la génesis de las rocas máficas de la zona (gabronorítas piroxeno-hornbléndicas), es que las mismas se hayan intruido en las rocas tonalíticas con posterioridad. Si bien no se observan enclaves en las rocas tonalíticas, las relaciones de campo indican que ambas litologías podrían tener una relación genética debido a su mineralogía accesoria similar (Hbl – Mag). La falta de datos geoquímicos impide corroborar totalmente esta relación.

Fagiano (2007), establece que estas rocas se desarrollan en un arco magmático emplazado en un margen activo e intruido en un nivel de corteza media. Además, indica que son representativos del magmatismo de arco principal de la Orogenia Famatiniana, clasificándolos como granitoides pre a sincolisionales. Posteriormente Cristofolini et al., (2017) en la zona la Sierra de la Aguada, indica la presencia generalizada de rocas de afinidad de arco, ligadas petrogenéticamente y en edad con las rocas del magmatismo Famatiniano. En el caso de las rocas de la presente tesis, el análisis petro-estructural indica una clara coincidencia con las rocas presentes en la Sierra de la Aguada. Una posibilidad fundamental es que pertenezcan al mismo evento magmático regionalmente ligado al arco Famatiniano desarrollado entre los 480 – 465 Ma en el borde occidental de Gondwana.

En el sector oeste del área de estudio, se presentan fundidos monzograníticos que intruyen a las granodioritas biotíticas y al gneis inyectado. Estos fundidos se encuentran clasificados dentro de la Unidad Silícica como diques aplopegmatíticos monzograníticos y como monzogranitos biotíticos (ver Cap. III y Fig. 6.1), los cuales posiblemente deban su origen a que son las fases más diferenciadas del mismo sistema magmático. A diferencia de las litologías que actúan como encajante en

este caso, estos no se encuentran afectados por la faja de cizalla que genera las protomilonitas de gneis en el sector occidental ya que el evento que da origen a dichas fajas es localizado. De igual manera, estos cuerpos si se encuentran plegados a nivel regional, y se disponen de manera concordante a la foliación tectónica S_{2a} y a la foliación metamórfica S_{1a} . Esto sugiere que el emplazamiento se produjo de manera simultánea al evento deformacional D_{2a} , dando origen al plegamiento interno (P_3) presente en los cuerpos elongados generados por la acumulación de estos fundidos. La ubicación de estos cuerpos en las charnelas y flancos de los plegamientos P_2 y P_3 , indica que la intrusión se habría dado de forma concomitante a este evento generalizado.

5.3.3 Tercer Evento: metamorfismo local y deformación dinámica (M_2 - D_{2b})

El evento metamórfico M_2 (Fig. 6.3) se encuentra representado en el sector este y oeste del área de estudio, mediante el desarrollo de dos fajas de cizalla que afectan de manera total al gneis inyectado y de forma parcial a las litologías de la Unidad Intermedia. Los productos de dicho evento se encuentran representados en las litologías de la Unidad Milonítica (ver Cap. III), en donde se reconoce una estructura planar penetrativa S_{2b} . Dicho metamorfismo es coetáneo con un evento deformacional D_{2b} que da origen a las protomilonitas de gneis, cuyas paragénesis permiten inferir dos estadios: uno en facies de anfibolita baja y otro en facies de esquistos verdes, como se describió en el apartado 5.1.2.

Dicho evento deformacional D_{2b} proseguiría al episodio magmático descrito anteriormente. La diferencia con evento D_{2a} es que éste es generalizado en el área de estudio, mientras que D_{2b} es un evento localizado.

Este evento también genera una deformación subsólida que se superpone a la fábrica ígnea de las rocas de la Unidad Intermedia afectándolas de manera parcial, no borrándole su fábrica original.

Al suroeste de la zona de estudio, se encuentra la faja de cizalla Las Lajas (Cristofolini *et al.* 2017). La misma fue clasificada dentro del grupo de Fajas contriccionales Achalianas (Martino 2003) ya que se asume que la misma reactiva a fajas anteriores, provocando que el basamento ígneo-metamórfico (cámbrico) del

Complejo Monte Guazú cabalguen sobre metamorfitas devónicas de grado medio a alto del Complejo Achiras (Cristofolini *et al.*, 2017). En la mayoría de las rocas miloníticas se diferencia una foliación anastomosada que indica una orientación de rumbo entre N 330° a N 020° y buzamientos medios de 40° al este (Cristofolini *et al.*, 2017).

Por otro lado, al este y sureste del área de estudio se encuentra la faja de cizalla Guacha Corral (FCGC), la cual se dispone desde el batolito de Alpa Corral hasta el extremo sur de las Sierras de Comechingones. Fagiano *et al.* (1999), indica que en el tramo sur (este del área de estudio) la faja se resuelve en numerosas y estrechas fajas de 100 a 200 metros de potencia, interdigitadas con rocas no deformadas del Complejo Monte Guazú, hasta el límite occidental donde se pone en contacto con la faja de cizalla Las Lajas (FCLL). La foliación milonítica tiene una disposición anastomosada, y su plano medio posee orientaciones de N 000°/ 26° E y sobre el mismo se dispone una lineación mineral (micas orientadas) de N 74°/40°. Los sistemas de porfiroclastos indican movimientos inversos.

En el análisis de la disposición espacial de ambas zonas de cizalla cercanas al área de estudio, los datos obtenidos coinciden en gran medida con los postulados por los autores. En cuanto al análisis paragenético, las fajas de cizalla locales mapeadas en el área de estudio, coinciden con lo postulado para la FCLL (Facies de anfibolitas baja y retrogradadas parcialmente a esquistos verdes). Basado en el análisis de antecedentes regionales se asume para la FCLL un origen ligado al Ciclo Orogénico Famatiniano, configurada inicialmente en el Ordovícico superior – Silúrico y cuya evolución final llega al Devónico superior (Cristofolini *et al.*, 2017).

Las relaciones de campo entre ambas fajas de cizalla descritas en el área de estudio y las litologías aflorantes, coincide con lo descrito por Fagiano *et al.*, (1999) y Martino (2003). Estos autores indican, para el sector austral de la FCGC, la interdigitación entre pequeñas fajas y filetes de rocas no deformadas del Complejo Monte Guazú. Si bien las asociaciones minerales coinciden con lo definido por Cristofolini *et al.*, (2017) para la FCLL, el hecho de que las asociaciones paragenéticas de las metamorfitas de la zona de estudio indiquen precursores grauváquicos y consecuentemente, paragénesis distintas al dominio de la FCGC,

hace que tenga una mayor ponderación las disposiciones espaciales y las relaciones de campo. Además teniendo en cuenta las características cinemáticas, tanto la FCGC como la FCLL son inversas con sectores en donde muestran componentes de rumbo dextrales restringidos (Martino 2003 y Cristofolini et al., 2017), características cinemáticas que se repiten en las fajas de cizalla relevadas en el área de estudio.

En función de esto se interpreta que la génesis de dichas fajas de la zona de estudio se debe a la deformación regional generada por la faja de cizalla Guacha Corral (Ordovícico Superior) y no a la faja de cizalla Las Lajas. En las figuras 6.5 a y b, se puede observar la disposición de la FCGC-OC y del límite occidental de la FCGC-OR definidas por Fagiano (2007), las cuales coinciden con la disposición de las fajas de cizalla descritas en este trabajo.

5.4 CARACTERIZACIÓN DE LOS LÍMITES DE LOS COMPLEJOS LITOLÓGICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO.

En la zona de estudio el límite definido por Otamendi (1996) y Fagiano et al., (2007) entre los Complejos Monte Guazú y Achiras en el sector noroccidental, estaba marcado como un límite neto ubicado en la Quebrada del Divisadero, al norte del Puesto Lindo. Los trabajos de campo realizados en este trabajo, arrojaron que las rocas ubicadas al oeste de la Quebrada del Divisadero, no son diferentes a las ubicadas en el sector este de dicha quebrada.

Hacia el suroeste (sur del Puesto Lindo) se describieron muestras en sectores mapeados como Complejo Achiras que no poseen diferencias con las rocas clasificadas en este trabajo como granodioritas biotíticas.

A su vez, los diques aplopegmatíticos monzograníticos y monzogranitos biotíticos son idénticos a ambos lados de la Quebrada del Divisadero, observándose las mismas relaciones de campo y asociaciones minerales. Por otro lado, los valores estructurales no muestran variaciones, tanto en las aptitudes de la foliación tectónica S_{2a} como en la disposición espacial de los cuerpos.

En consecuencia, y en base a los datos petrológicos y estructurales recolectados, se plantea que dicho límite entre los Complejos Achiras y Monte

Guazú se debe asumir en una posición más hacia el oeste del planteado por los mencionados autores (Fig. 6.5 a, b, c y d).

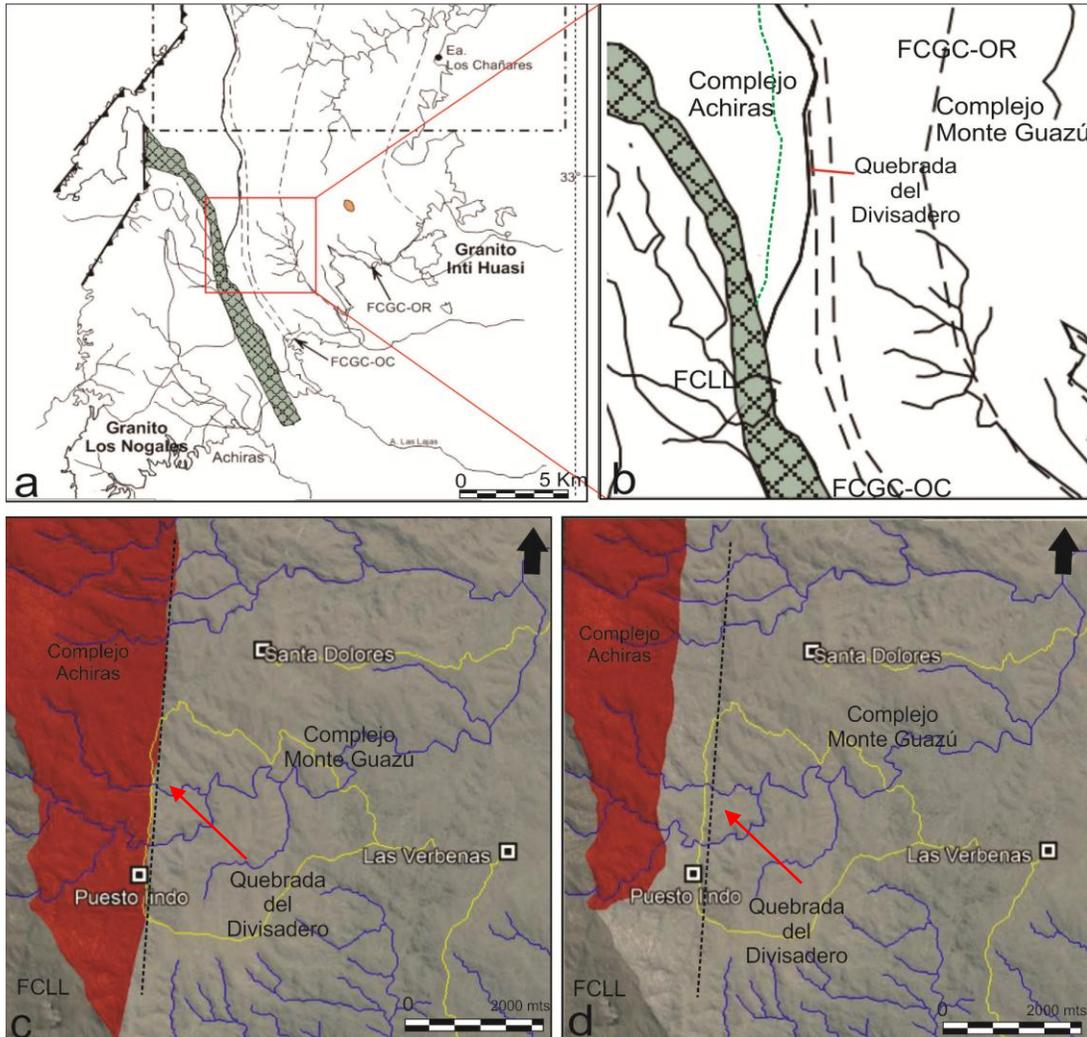


Figura 6.5: **a)** Zoom de mapa geológico extraído y modificado de Fagiano (2007) a nivel regional. En recuadro rojo se indica el área de estudio de la presente tesis. **b)** Zoom de área de estudio donde se muestra la distribución de Complejos litológicos en detalle. La línea punteada verde indica de forma aproximada el nuevo límite interpretado en la presente contribución. Nótese la disposición de la Faja de cizalla Guacha Corral. **c)** Imagen digitalizada de Google Earth indicando los límites entre los Complejos del área de estudio definidos por Otamendi (1996) y Fagiano (2007). **d)** Imagen digitalizada de Google Earth donde se muestran los nuevos límites definidos por esta contribución. Para comparar ver Mapa 1, Anexo 1. FCLL: Faja de cizalla Las Lajas, FCGC-OC: Faja de cizalla Guacha Corral occidental, FCGC-OR: Limite occidental de Faja de cizalla oriental.

CICLOS	Deformación (D)	Metamorfismo y magmatismo (M e I)	Foliación (S)	Productos litológicos	Lineaciones y plegamientos (L y P)
Ciclo Orogénico Famatiniano	D2b	M2 (metamorfismo dinámico)	S2b (Foliación milonítica)	Protomilonitas de Gneis. Protomilonitas S-C	L ₂ alineación de filosilicatos recristalizados. Bt, Msc y Chl.
	D2a	I1 (Evento magmático)	S2a (Foliación tectónica)	Diques aplopegmatíticos monzograníticos y Monzogranitos biotíticos Tonalita biotítica-hornbléndica Granodiorita biotítica Gabronorita piroxeno-hornbléndica	P ₂ y P ₃ (Simétricos, Cerrados, recumbentes, en abanico, con charnelas paralelas)
Ciclo Orogénico Pampeano	D1	M1 (Metamorfismo regional dinamotérmico; grado medio; facie anfibolita; zona de la biotita)	S1b (Foliación de plano axial)	Gneis Inyectado Anfibolita Mármol	P ₁ (Pliegues intrafoliares, simétricos, asimétricos, anisópacos, disarmónicos y chevron)
			S1a (Foliación metamórfica)		L ₁ (cristales preferentemente de Bt. Msc y Chl menor proporción. Perpendicular a S1a)

Cuadro I: Cuadro resumen de los eventos desarrollados en el área de estudio.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

- En el sector austral del Complejo Monte Guazú, aflora un basamento ígneo-metamórfico en el cual se pueden distinguir cinco unidades litoestratigráficas: Unidad Metasedimentaria, Unidad Intermedia, Unidad Máfica, Unidad Milonítica y Unidad Silícica.
- Las litologías que componen la Unidad Metasedimentaria son: gneises inyectados, anfibolitas y mármoles. El gneis inyectado es la litología con mayor representación de la Unidad, mientras que el mármol y la anfibolita solo se presentan de manera aislada.
- Las litologías de la Unidad Metasedimentaria derivan de protolitos grauváquicos y margosos.
- La Unidad Intermedia es la que predomina en el área de estudio. Se encuentra compuesta por: tonalitas biotíticas-hornbléndicas y granodioritas biotíticas. La primera domina el sector oriental del área de estudio mientras que la segunda en el sector occidental.
- Se relacionan mediante un contacto transicional lo cual es interpretado como una relación genética. La evolución del magma tonalítico a granodiorítico se define ligada a la progresiva asimilación de xenolitos de gneis.
- La presencia de texturas porfíricas en la granodiorita biotítica indica que la cristalización fraccionada pudo haber sido un proceso muy importante de diferenciación magmática.
- La Unidad Máfica se encuentra representada por tres cuerpos de gabronorita piroxeno-hornbléndica que intruyen a la tonalita biotítica-hornbléndica en el sector centro-sur del área de estudio. Las relaciones espaciales y los minerales accesorios que presenta la tonalita, indican que este podría ser el magma primario del que ésta deriva.
- Los primocristales de hornblenda que definen la textura ortoacumulada y la recurrente presencia como oikocristales, permiten inferir la naturaleza hidratada del magma.

- La Unidad Milonítica se define por la presencia de dos fajas de cizalla ubicadas al este y oeste de la zona de estudio. Afectan completamente al gneis inyectado generando protomilonitas de gneis y parcialmente a las rocas tonalíticas de la Unidad Intermedia las cuales se clasificaron como tonalitas milonitizadas.
- La Unidad Silícica se encuentra aflorando únicamente en el sector oeste del área de estudio. Intruye a las granodioritas biotíticas y al gneis inyectado y posee composiciones monzograníticas.
- Fueron reconocidos un conjunto de eventos metamórficos, deformacionales y magmáticos: D_1 - M_1 , asociado a la Ciclo Orogénico Pampeano; D_{2a} - I_1 asociado al magmatismo del Ciclo Orogénico Famatiniano; D_{2b} - M_2 asociado a un metamorfismo dinámico localizado en estadios tardíos del Ciclo Orogénico Famatiniano.
- El evento D_1 es un evento deformacional, que da origen a dos estructurales planares: S_{1a} , caracterizada como una foliación metamórfica con orientaciones de rumbo promedio de $N 340^\circ$ y buzamientos de entre 36° y 74° al SE; S_{1b} , es una foliación de plano axial generada por clivajes de crenulación de pliegues chevrón en el gneis inyectado. Posee orientaciones de rumbo que varían entre $N 008^\circ$ a $N015^\circ$ con buzamientos de 69° a 76° hacia el este.
- El evento D_1 produce plegamientos intrafoliares con morfologías simétricas, asimétricas, anisópacos, disarmónicos y chevrón a los que se llamó P_1 . Además produce una lineación mineral L_1 dada por la dirección preferencial de filosilicatos (Bt, Ms, Chl) y que se dispone perpendicular a la foliación S_{1a} .
- El evento M_1 se caracteriza como un metamorfismo regional dinamo-térmico de grado medio, en facies de anfibolita y zona de la biotita. Las condiciones termobarométricas son de aproximadamente 550° - 650° C y de 5 – 6 Kbar de presión.
- En base a las relaciones de campo observadas en las litologías generadas durante la primer fase de deformación y metamorfismo (M_1 - D_1) y sus características petrológicas y estructurales, se puede afirmar que posiblemente y en coincidencia con Fagiano (2007) la génesis de las metamorfitas del área de estudio se vinculan con el Ciclo Orogénico Pampeano dentro de un régimen compresivo.

- Posterior al evento $M_1 - D_1$, se produce un evento magmático denominado I_1 que es coetáneo con un evento deformacional D_{2a} que le da origen a las rocas de la Unidad Intermedia y Unidad Gábrica. Este genera una foliación tectónica S_{2a} que se presenta en las tonalitas biotíticas-hornbléndicas y en las granodioritas biotíticas y que adopta valores de rumbo que varían entre $N350^\circ$ y $N040^\circ$ y buzamientos de entre 23° y 55° hacia el NE.
- La composición de la suite de rocas ígneas generadas durante este evento es predominante intermedia y de afinidad calcoalcalina comparables con las definidas por Cristofolini et al., (2017) para la Sierra de la Aguada ligadas petrogenéticamente y en edad al magmatismo Famatiniano. En función de esto se concluye que una posibilidad fundamental es que las rocas descritas en el área de estudio pertenezcan al mismo evento magmático regionalmente ligado al arco Famatiniano desarrollado entre los 480 – 465 Ma en el borde occidental de Gondwana.
- Las relaciones de campo, indican que primeramente intruyó un magma de composición tonalítica el cual fue contaminándose de forma parcial y total por las metamorfitas que actúan como roca de caja. Dicho proceso de contaminación magmática en conjunto con procesos de cristalización fraccionada, da como resultado un fundido de composición granodiorítica que da origen a las granodioritas biotíticas aflorantes en el sector occidental del área de estudio.
- El evento deformacional D_{2a} genera el plegamiento conjunto de la suite de rocas intermedias y de las rocas metamórficas encajantes originadas en el evento M_1-D_1 . Dicho plegamientos poseen escalas decamétricas a kilométricas y fueron definidos como P_2 y P_3 . Esto sugiere que la intrusión de los cuerpos tonalíticos y granodioríticos es concomitante con este evento deformacional.
- Dentro del mismo evento deformacional D_{2a} intruyen fundidos monzograníticos restringidos al sector oeste del área de estudio. Posiblemente, su origen se deba a las fases más diferenciadas del mismo sistema magmático y se presentan como enjambres de diques aplopegmatíticos y cuerpos elongados ubicados en las charnelas y flancos de pliegues P_2 y P_3 . Esta última característica es la que ubica temporalmente a dicho magmatismo.
- El evento metamórfico M_2 , se caracterizó como un metamorfismo dinámico localizado representado en el sector este y oeste del área de estudio y

dando origen a las rocas de la Unidad Milonítica. Es coetáneo con un evento deformacional D_{2b} que genera una foliación milonítica S_2 de carácter anastomosada que constituye una fábrica milonítica típica.

- En la matriz de las protomilonitas de gneis, se reconocieron dos asociaciones paragenéticas que representan dos estadios dentro del mismo evento dinámico. La paragénesis $Bt_2 + Pl + Qtz$ representa la asociación mineral estable durante el primer estadio y permite inferir condiciones termobarométricas de aproximadamente $550^\circ C$ con presiones de 5 – 6 Kbar, en facies de anfibolita baja, en la zona de la biotita. El segundo estadio está representado por la paragénesis $Ms + Chl + Pl + Qtz$, asociación que rondaría los $450^\circ - 500^\circ C$ y presiones de 5 kbar lo que la ubica en facies de esquistos verdes.

- El evento D_{2b} genera una deformación subsólida que se sobreimpone a la fábrica ígnea de las rocas de la Unidad Intermedia afectándolas de manera parcial sin borrar su fábrica original. En función de esta característica es que la tonalita milonitizada forma parte de la Unidad Milonítica aunque no haya sido descripta como una milonita típica.

- Las características petrológicas y estructurales de ambas fajas de cizalla reconocidas en el área de estudio se asemejan, en mayor o menor medida, tanto a la FCLL ubicada al suroeste de la zona de trabajo como a la FCGC ubicada al este y sureste de las mismas. La disposición espacial de las fajas de cizallas locales coincide con lo indicado por Fagiano *et al.*, (1999) y Martino (2003) para el dominio sur de la FCGC, que indican la interdigitación entre pequeñas fajas y filetes de roca no deformadas del Complejo Monte Guazú. Esto permite concluir que la génesis de las fajas de cizalla relevadas en la zona de estudio se deben a la deformación regional generada por la FCGC.

- Otamendi (1996) y Fagiano (2007) ubican un contacto neto entre el Complejo Achiras y el Complejo Monte Guazú al norte del Puesto Lindo en la Quebrada del Divisadero. Se recorrió durante la campaña el sector oeste de dicha quebrada, y se concluyó que las rocas que allí afloran son idénticas a las definidas como granodioritas biotíticas en el sector oeste del área de estudio (este de la Quebrada del Divisadero). En función de esto, se sugiere establecer un nuevo límite para estas unidades más hacia el oeste que el descripto por dichos autores.

BIBLIOGRAFÍA

ACEÑOLAZA, F.G., GONZÁLEZ, R., TOSELLI, A., 1972 "Las Sierras Transpampeanas como orógenos eopaleozoicos". Instituto Miguel Lillo. Miscelánea Nro. 40, Tucumán. Auboin, Jean, 1965. "Geosynclines".

ACEÑOLAZA, F.G., TOSELLI, A., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino. 2º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 755-763, Buenos Aires.

ACEÑOLAZA, F.G., MILLER, H., TOSELLI, A.J. 2000. The Pampean and Famatinian Cycles—Superposed orogenic events in West Gondwana. Sonderheft ZAF SH1: 337–344.

ANZIL, P.A., MARTINO, R.D., 2012. Petrografía y geoquímica de las anfíbolitas del cerro La Cocha, Sierra Chica, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 69, 263-274.

BALDO, E.G. 1992. Estructura, petrología y geoquímica de las rocas ígneas y metamórficas entre la Pampa de Olaen y Characato, extremo norte de la Sierra Grande de Córdoba. República Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. (Inédito). 305 p.

BEDER, R. 1922. Estudios geológicos de la Sierra de Córdoba, especialmente de las calizas cristalino-granulosas y sus fenómenos de metamorfismo. Dirección Nacional de Minería, Geología e Hidrocarburos, Boletín 33b, 86p. Buenos Aires.

BODENBENDER, O. 1895. Sobre la edad de algunas formaciones carboníferas de la República Argentina. Revista Museo La Plata, t. VII.

BONALUMI, A.A., GIGENA, A.A. 1987. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas del departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 42: 73–81.

CAMINOS, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 1: 224-291.

CHINCARINI, A., MARTINO, R., GUERESCHI, A., 1998. Origen alóctono del gabro del cerro San Lorenzo, sierra de Comechingones, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53(4): 435-444.

CONIGLIO, J., ESPARZA, A. 1988. Geología del sector sur del Batolito Cerro Aspero-Alpa Corral, Córdoba, Argentina. 5o Congreso Geológico Chileno, 2, E1–E15.

COSTA, C., 1996. Análisis neotectónico en las Sierras de San Luis y Comechingones: problemas y métodos. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas II: 285-300.

CRISTOFOLINI, E., MARTINO, R., OTAMENDI, J., TIBALDI, A., ARMAS, P., BARZOLA, M., ZAMBRONI, N., 2015. Caracterización petrológica de las milonitas de ortogneises tonalíticos-graníticos de la faja de cizalla Las Lajas, extremo Sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis. 3° Simposio Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada. Pág. 50-51.

CRISTOFOLINI, E., OTAMENDI, J., MARTINO, R., TIBALDI, A., ARMAS, P., BARZOLA, M., 2016. Faja de cizalla Las Lajas: Petrografía, estructura interna e implicancias tectónicas, extremo Sur de la Sierra de Comechingones, provincias de Córdoba y San Luis.

CRISTOFOLINI, E.; BARZOLA M; OTAMENDI J; TIBALDI A; MOROSINI A; ARMAS P; CAMILLETI, G. 2017. Caracterización petrológica y geoquímica de las rocas plutónicas de la Sierra de La Aguada, Provincia de San Luis, Argentina: Implicaciones genéticas con el arco magmático Famatiniano. Estudios Geológicos; vol. 73.

DALLA SALDA, L.H. 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 39(1-2): 38–51. Buenos Aires, Argentina.

DALLA SALDA, L.H., 1987. Basement tectonics of the Southern Pampean Ranges, Argentina. Tectonics 6: 249-260.

DEMICHELI, A., CONIGLIO, J., OTAMENDI, J., RABBIA, M., 1996. Geol. and petrology of Sol de Mayo-Into Yaco metagabro (Comechingones Ranges, Córdoba). 13° Congreso Geológico Arg., acta 5:413.

D'ERAMO F.J., PINOTTI L.P., BONALUMI A., SFRAGULLA J., DEMARTIS M., CONIGLIO J., BALDO E.G. 2014. El magmatismo ordovícico en las Sierras Pampeanas de Córdoba. Relatorio XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba 2014. Pag. 233 – 251.

DI MARCO, A., MUTTI, D. 1996. Los depósitos de Cu-Fe en Anfibolitas de la Sierra de Cunuputo, Córdoba. 3as Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, No 5: 311–316. La Plata.

DROBE, M., LÓPEZ DE LUCHI, M., STEENKEN, A., WEMMER, K., NAUMANN, R., FREI, R., SIEGESMUND, S. 2010. Geodynamic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina) based on geochemical, Sm-Nd, Pb-Pb and SHRIMP data. *International Journal of Earth Sciences* 100: 631–657.

ESCAIOLA, M., RAME, G., KRAEMER, P. 1996. Caracterización y significado geotectónico de las fajas ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. 13o Congreso Geológico Argentino y 3o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 421–438.

FAGIANO, M., NULLO, F., OTAMENDI, J., 1999a. Milonitas del Complejo Monte Guazú, Las Albahacas, Sierra de Comechingones, Córdoba. XIV Congreso Geológico Argentino, I: 94.

FAGIANO, M., OTAMENDI, J., NULLO, F., 1999. Origin of the meta-igneous rocks from southern sierra the Comechingones, Argentina. 31º International Geological Congress. Abstract. CD.

FAGIANO, M., PINOTTI, L., ESPARZA, A. M., MARTINO, R., 2002a. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 15º Congreso Geológico Argentino, El Calafate. Actas 1: 259-268.

FAGIANO, M., MARTINO, R., 2002. Culminación austral de la faja de cizalla Guacha Corral: cinemática, paragénesis y litologías asociadas, sur de la Sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba. 11º Reunión sobre Microtectónica y Geología Estructural, Córdoba. Acta de Resúmenes: 6.

FAGIANO, M., PINOTTI, L., ESPARZA, A., MARTINO, R., 2002. La Faja De Cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas De Córdoba, Argentina. 15º Congreso Geológico Argentino. El Calafate. 2002. Actas 1: 259-268.

FAGIANO, M., MARTINO, R., 2004. Cinemática y petrología de la faja de cizalla Guacha Corral en el extremo austral de la sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba. Avances en Microtectónica y Geología Estructural. Asociación Geológica Argentina. Serie D: Publicación Especial N° 7: 45-50.

FAGIANO, M., PINOTTI, L., ESPARZA, A. M., 2006. Fábricas deformacionales de la faja de cizalla Guacha Corral en su porción centro-oriental,

Sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba. Avances de Microtectónica y Geología Estructural. Asociación Geológica Argentina. Serie D: Publicación Especial 8: 169-173.

FAGIANO, M., 2007. Geología y Petrología del basamento cristalino de las Albahacas, sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis Doctoral (inédito). Departamento de Geología. Facultad de ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto, 380 p.

FAGIANO, 2011. Ortoanfibilitas (MORB) en el prisma de acreción Pampeano, Sierra de Comechingones, Córdoba. 18º Congreso Geológico Argentino, Pág. 172. Neuquén.

FANTINI, R., GROMET, L.P., SIMPSON, C., NORTHRUP, C.J. 1998. Timing of high-temperature metamorphism in the Sierras Pampeanas of Córdoba, Argentina: implications for Laurentia-Gondwana interactions. Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología, Vol. 2:388–392. Buenos Aires.

GAIDO, M.F., MIRÓ, R.C. 1998. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 281– 288. Buenos Aires.

GORDILLO, L. E., LENCINAS, A. N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencia, Córdoba. 1: 577-650.

GORDILLO, C., LINARES, E., 1981. Geocronología y petrografía de las vulcanitas terciarias del Departamento Pocho, provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 34: 380-388.

GORDILLO, C., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. Miscelánea Nº 68: 1-40.

GUERESCHI, A.B., MARTINO, R.D. 2008. Field and textural evidence of two migmatization events in the Sierras de Cordoba, Argentina. Gondwana Research 13 (2): 176–188.

GUERESCHI, A.B., MARTINO, R.D. 2014. Las migmatitas de las Sierras de Córdoba. En Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del 19º Congreso Geológico Argentino, Córdoba.

HOBBS, B.E., MEANS, W.D., WILLIAMS, P.F. 1981. Geología Estructural. Ediciones Omega, 518 p. Barcelona.

INTROCASO, A., LION, A.L., RAMOS, V. 1987. La estructura profunda de las Sierras de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 13(1-2): 177–187.

KRAEMER, P., ESCAYOLA, M., MARTINO, R., 1994. Hipótesis sobre la evolución tectónica Neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40'–32° 40'). Revista de la Asociación Geológica Argentina, pág. 33-54. San Luis.

LIRA, R. 1985. Un nuevo modelo metalogenético uranífero en el basamento cristalino de las sierras Pampeanas: uranio en metamorfitas de contacto (batolito de Achala, Provincia de Córdoba). Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba 7: 438–451.

LIRA, R., 1985. Tipología y evolución de rocas graníticas en su relación con el hemicycle endógeno de la geoquímica del uranio. Aspectos metalogenéticos. Sector septentrional del Batolito de Achala, Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, UNC, Córdoba.

MARTINO, R., 1993. Cartografía, petrología y significado tectónico de las Fajas Miloníticas de las Sierras Pampeanas de Córdoba, República Argentina. Informe Beca Externa CONICET, Buenos Aires. Períodos 1993-1994 (inédito).

MARTINO, R., SIMPSON, C., LAW, R., 1994. Ductile thrusting in Pampean Range: its relationships with the Oculoyic deformation and tectonic significance. Abstract in IGCP meeting, Nova Scotia.

MARTINO, R., KRAMER, P., ESCAYOLA, M., GIAMBASTINI, M., ARNOSIO, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 60-77.

MARTINO, R., 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (4): 549-571.

MARTINO, R.D., GUERESCHI, A.B. 2006. Extension-shortening cycles at San Carlos Massif (Sierras de Córdoba): a “pull-push” orogen at Eastern Pampean Ranges of Argentina. Granulites and Granulites. Abstracts: 48 p., Brasilia.

MARTINO, R.D., GUERESCHI, A.B., SIGISMONDI, M., CARIGNANO, C.C. 2012. Prolongación del lineamiento Transbrasiliano en Argentina y su control

sobre el magmatismo cámbrico y devónico de las Sierras Pampeanas Orientales. 15 Reunión de Tectónica. Libro de Resúmenes: 88-89 p., San Juan.

MARTINO, R., GUARESCHI, A., 2014. La estructura Neoproterozoica-Paleozoica inferior del complejo metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba.

Mc CLAY, K., 1987. The mapping of geological structures. Geological Society of London, Handbook Series.

MIRÓ, R., 1999. El basamento Precámbrico-Paleozoico inferior de las Sierras Pampeanas, Famatina, Cordillera Oriental y Puna. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires. 29 (6): 133-167.

MUTTI, D., CHIOZZA, S., MÉNDEZ, C. 2002. Las ortoanfibolitas de la Formación Aguada como indicadores de la evolución tectonometamórfica del distrito minero Cerro Aspero, Córdoba. 15º Congreso Geológico Argentino, p. 47-50. Calafate.

OTAMENDI, J., 1995. Petrología, geoquímica y estructura del basamento pre-Carbonífero del extremo sur de la Sierra de Comechingones. Córdoba-San Luis, Argentina. Tesis Doctoral, Departamento de Geología, UNRC.

OTAMENDI, J., NULLO, F., FAGIANO, M., ARAGÓN, E., 1996. Dos Terrenos Metamórficos y Estructurales en el Extremo Sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis: Algunas Implicancias Tectónicas. 12º Congreso Geológico Argentino, 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Tomo 2: 249-266.

OTAMENDI, J., FAGIANO, M., NULLO, F., PATIÑO DOUCE, A., 1998b. Geología del Basamento Metamórfico del Complejo Achiras: geoquímica y condiciones de metamorfismo. Revista Asociación Geológica Argentina. 53 (1): 27-40.

OTAMENDI, J., PATIÑO DOUCE, A., DEMICHELIS, A., 1999. Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comechingones, Argentina. Journal of Metamorphic Geology, 17: 415-434.

OTAMENDI, J., FAGIANO, M., NULLO, F., 2000. Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la Sierra de Comechingones. Revista Asociación Geológica Argentina, 55 (3): 265-279.

OTAMENDI, J., CASTELLARINI, P., FAGIANO, M., DEMICHELIS, A., TIBALDI, A., 2004. Cambrian to Devonian geologic evolution of the Sierra the

Comechingones, eastern Sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the development and exhumation of continental crust on the proto-Pacific margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7-4: 1143-1155.

PANKHURST, R., RAPELA, C.W., FANNING, H. 2000. Age and origin of coeval TTG, I-and S-Type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*.91: 151–168. Edinburgh.

PASSCHIER, C.W., TROUW, R., 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, 289 p., Berlin.

PATINO, M.G., PATINO DOUCE, A.E. 1987. Petrología y petrogénesis del Batolito de Achala, Provincia de Córdoba, a la luz de la evidencia de campo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 201–205.

PINOTTI, L. P., CONIGLIO, J. E., ESPARZA, A. M., D'ERAMO, F. J., LLAMBÍAS, E. J., 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 251-265.

POMBA, N. 2013. Geología, petrología y estructura de la caja del pluton Sierra Grande, Complejo Achiras, Sierras de Comechingones, Córdoba. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Rio Cuarto (inédita), 97 p. Rio Cuarto.

RAMOS, V. 1988b. Late Proterozoic –Early Paleozoic of South America– a collisional history. *Episodes* 11(3): 168–174.

RAMOS, V., 1999. Las Provincias Geológicas del territorio Argentino. *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires. *Anales* 29 (3): 41-96.

RAMSAY, J. G., 1977. Plegamiento y fracturación de las rocas. H. Blume Ediciones c. Rosario, 17-Madrid 5. 590 p.

RAPELA, C., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del Batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37: 313-330.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., KIRSCHBAUM, A., BALDO, E.G. 1991. Facies intrusivas de edad carbonífera en el batolito de Achala: Evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas? 6o Congreso Geológico Chileno, resúmenes ampliados: 40–43. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.

RAPELA, C., PANKHURST, R. J., CASQUET, C., BALDO, E., SAAVEDRA, J., GALIANO, C., FANNING, C. M., 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R. y Rapela, C., (eds) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London. Special Publication, 142: 181-217.

SIMS, J.P., IRELAND, T.R., CAMACHO, A., LYONS, P., PIETERS, P.E., SKIRROW, R.G., STUART-SMITH, P.G., MIRO, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society of London, Special Publications 142: 259-281. London.

RÍOS, F. 2009. *Geología y geoquímica de las anfibolitas del sur de la sierra de Comechingones, Córdoba*. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional de Río Cuarto (inérita), 145 p. Río Cuarto, Córdoba.

SAGRIPANTI, G., SCHIAVO, H., FELIZZIA, J., VILLALBA, D., AGUILERA, H., GIACCARDI, A., MEMBRIVES, J., 2012. Fuertes paleosismos de intraplaca y sus retornos vinculados a la Falla las Lagunas, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68 (1): 53 – 71.

SANCHEZ, V., ORTIZ SUAREZ, A., PROZZI, C., 1996. *Geología y petrología de la tonalita Bemberg, provincia de San Luis*. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires.

SANCHEZ, M. L., BERMUDEZ, A., 1997. Caracterización geoquímica del volcanismo Cretácico de la Sierra de Los Cóndores, Córdoba, Argentina. *Octavo Congreso Geológico Chileno*, 2: 1522-1527 p.

SIEGESMUND, S., STEENKEN, A., MARTINO, R., WEMMER, K., LOPEZ DE LUCHI, M.G., FREI, R., PRESNYAKOW, S., GUERESCHI, A. 2010. Time constraints on the tectonic Evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). *International Journal Earth Sciences* 99: 1199-1226.

SIMPSON, C., WHITMEYER, S.J., DE PAOR, D.G., GROMET, L.P., MIRO, R., KROL, M.A., SHORT, H. 2001. Sequential ductile through brittle reactivation of major fault zones along the accretionary margin of Gondwana in-Central Argentina. En Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Macloughlin, J.F. y Knipe, R.J.

(eds.), *The Nature and Tectonic Significance of Fault Zone Weakening*. Geological Society, Special Publications 186:233–254. London.

STEENKEN, A., WEMMER, K., MARTINO, R.D., LÓPEZ DE LUCHI, M.G., GUERESCHI, A.B., SIEGESMUND, S. 2010. Post-Pampean cooling and the uplift of the Sierras Pampeanas in the west of Córdoba (Central Argentina). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 256(2):235–255.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* 12: 1–33.

STUART-SMITH, P. R., SKIRROW, R. G., 1997. Report on 1:100000 Scale Geological and Metallogenic Maps Sheet 3366-24. Provinces of San Luis and Córdoba. Programa Nacional de Cartas Geológicas. Proyecto de Cooperación Argentino-Australiano. Buenos Aires, 43 p.

TIBALDI, A., 2006. Petrogénesis de rocas híbridas asociadas con plutonismo máfica en la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, Fac. Cs. Ex. Fs-Qcas. y Nat. UNRC, Río Cuarto.

TOSELLI, A., DALLA SALDA, L., CAMINOS, R., 1992. Evolución metamórfica y tectónica del Paleozoico Inferior en Argentina. *Paleozoico Inferior de Ibero América*. Universidad de Extremadura. España. 13: 280-309.

TOSELLI, A., ROSSI DE TOSELLI, J., DURAND, F., SAAVEDRA, J., SIAL, A., 1997. El basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas: intrusivos Eopaleozoicos y niveles estructurales. 8º Congreso Geológico Chileno, 1: 278-282.

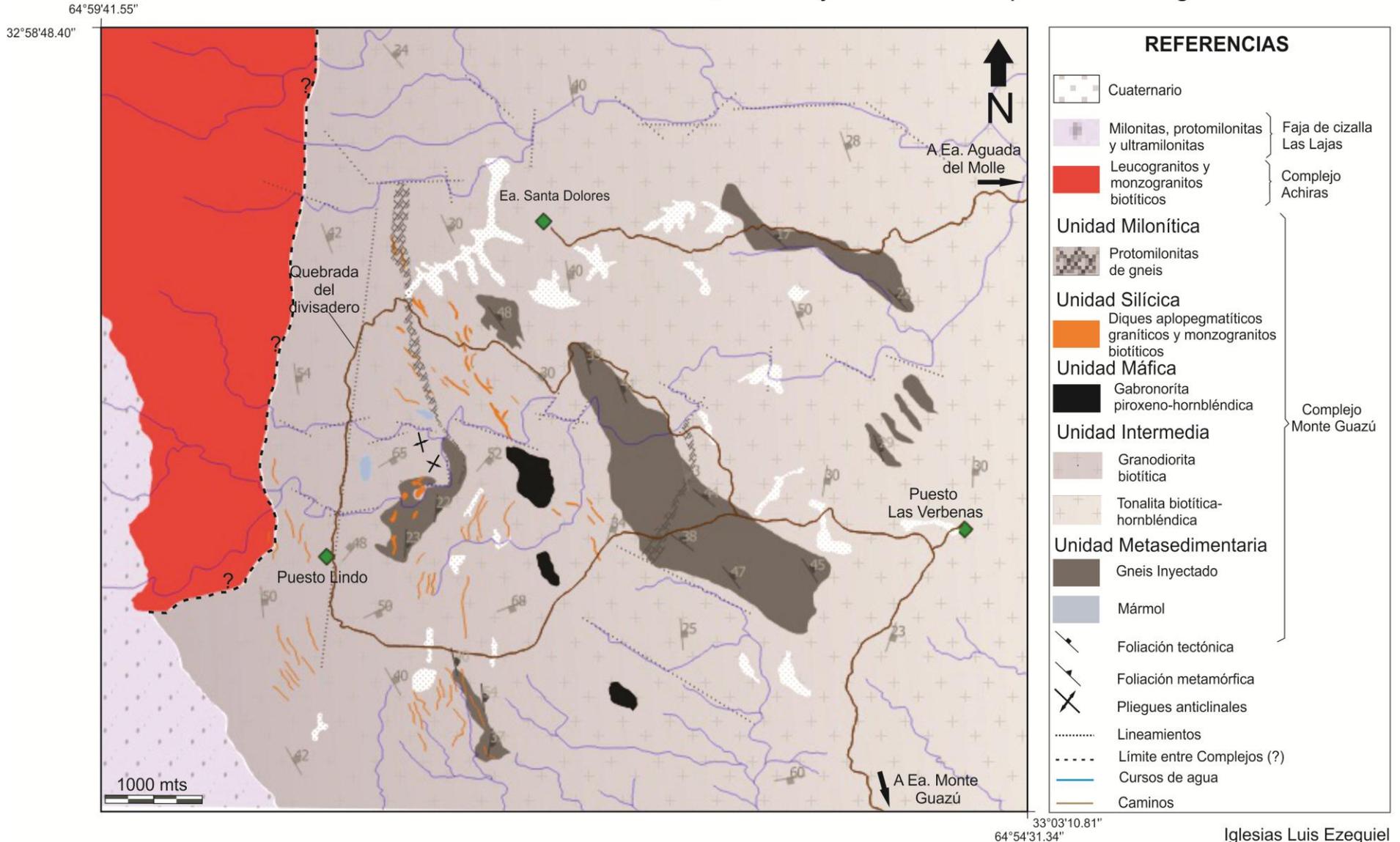
TOSELLI, A., SIAL, A., ROSSI DE TOSELLI, J. 2002. Ordovician Magmatism of the Sierras Pampeanas, Sistema de Famatina and Cordillera Oriental, NW. En Aceñolaza, F.G. (Ed) *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. Instituto Superior de Correlación Geológica INSUGEO, Serie Correlación Geológica 16: 313–326. Tucumán.

WINTER, J.D., 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, 697 p.

ANEXO I
MAPA GEOLÓGICO

Mapa litoestructural del segmento austral del Complejo Monte Guazú

UNRC. Facultad de Ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales. Depto. de Geología



ANEXO II
TABLAS

Muestra	Textura	Microestructura	Minerales esenciales	Minerales accesorios	Minerales secundarios	Paragénesis	Roca	Unidad
SD2B	Granolepidoblástica. Granoblástica en sectores	Foliación metamórfica a Bandeado Composicional	Qtz, Pl, Bt	Opacos	Msc	Pl + Qtz + Bt ± Msc	Gneis Inyectado	Unidad Metasedimentaria
SD3A	Nematoblástica. Granoblástica a Granonematoblástica.	Bandeado Composicional. Masiva en sectores	Hbl, Pl, Cpx, Qtz	Tta	Ser	Hbl + Pl ± Cpx	Anfibolita	Unidad Metasedimentaria
SD3B	Granoblástica. Equigranular	Masiva	Cal, Do, Flg	Cpx		Cc + Dol + Flg ± Cpx	Mármol	Unidad Metasedimentaria
SD6A	Inequigranular, hipidiomórfica, holocristalina	Masiva	Qtz, Pl, Kfs	Bt, Msc, Zrn	Ser, Arg.		Granito Muscovítico	Unidad Aplopegmatítica
SD8A	Inequigranular, hipidiomórfica, holocristalina. Por sectores porfídica	Masiva	Kfs, Pl, Qtz	Bt, Msc, Sp, Opacos	Ser, Arg.		Monzogranito Aplopegmatítico.	Unidad Aplopegmatítica
SD18	Granolepidoblástica. Milonítica	Esquistosidad Milonítica	Qtz, Pl, Bt, Msc.	Chl, Op	Ser	Matriz: Bt ₂ + Pl + Qtz; Ms + Chl + Pl + Qtz Porfiroclastos : Qtz + Pl.	Protomilonita de gneis	Unidad Milonítica
SD24	Inequigranular, hipidiomórfica, holocristalina	Masiva	Qtz, Pl.	Bt, Msc, Tta, Zrn, Op, Chl, Sp.	Ser, Ep		Tonalita Biotítica-hornbléndica	Unidad Intermedia
SD37B	Granolepidoblástica. Granoblástica en sectores	Bandeado Composicional	Qtz, Pl, Bt, Msc	Zrn, Opacos	Ser, Chl	Pl + Qtz + Bt ± Msc	Gneis Inyectado	Unidad Metasedimentaria
SD27	Deformada	Esquistosidad Milonítica	Qtz, Pl	Bt, Msc, Hbl, Tta, Zrn, Chl Opacos	Ser	Pl + Qtz + Bt ± Msc ± Chl	Milonita S-C	Unidad Milonítica

SD49	Inequigranular, hipidiomórfica, holocristalina. Ortoacumulada	Masiva	Hbl, Pl, Cpx, Opx, Qtz	Bt, Tta, Zrn Opacos	Ser		Gabronorita piroxeno- hornbléndica	Unidad Máfica
SD52B	Cumular. Inequigranular, hipidiomórfica, holocristalina	Masiva	Hbl, Cpx, Pl, Opx	Bt, Tta, Zrn, Op	Ser.		Gabronorita piroxeno- hornbléndica	Unidad Máfica
SD53B	Deformada	Esquistosidad Milonítica. Masiva	Qtz, Pl.	Bt, Sp, Msc, Opacos	Ser, Chl		Milonita S-C	Unidad Milonítica
GR4	Hipidiomórfica, Inequigranular, Holocristalina	Masiva con deformación	Qtz, Pl, Kfs	Bt, Msc	Ser		Granodiorita Biotítica	Unidad Intermedia
GR9	Hipidiomórfica, Inequigranular, Holocristalina	Masiva con deformación	Qtz, Pl, Kfs	Bt, Msc, Opacos	Ser		Granodiorita Biotítica	Unidad Intermedia
GR11	Hipidiomórfica, Inequigranular, Holocristalina	Masiva con deformación	Qtz, Pl, Kfs	Bt, Msc, Chl	Ser		Granodiorita Biotítica	Unidad Intermedia
LAJ80	Hipidiomórfica, Inequigranular, Holocristalina	Masiva	Qtz, Pl, Kfs	Bt, Msc, Zrn	Ser y Arg.		Monzogranito Biotítico	Unidad Aplopegmatítica
LAJ6	Hipidiomórfica, Inequigranular, Holocristalina	Masiva	Qtz, Pl.	Bt, Msc, Zrn, Opacos	Ser		Tonalita Biotítica	Unidad Intermedia
LAJ7	Hipidiomórfica, Inequigranular, Holocristalina	Masiva	Qtz, Pl, Kfs	Bt, Msc, Zrn, Opacos	Ser		Tonalita Biotítica	Unidad Intermedia

LAJ73	Hipidiomórfica, Inequigranular, Holocristalina	Masiva	Qtz, Pl.	Bt, Msc, Chl, Tta, Opacos	Ser		Tonalita Biotítica	Unidad Intermedia
LAJ30	Granoblástica. Granolepidoblástica	Masiva con bandeado composicional en sectores	Qtz, Pl, Bt	Msc, Grt, Zrn, Opacos	Ser	Pl + Qtz + Bt + Msc ± Grt	Migmatita	Fuera del área de estudio
LAJ32	Granoblástica. Granolepidoblástica	Bandeado Composicional	Qtz, Pl, Bt	Grt, Sill	Msc, Chl	Pl + Qtz + Bt + Grt ± Sill	Migmatita	Fuera del área de estudio
LAJ33	Granolepidoblástica	Bandeado Composicional	Qtz, Pl, Bt	Grt, Sill	Ser	Pl + Qtz + Bt + Grt ± Sill	Migmatita	Fuera del área de estudio
LAJ39	Granoblástica. Granolepidoblástica	Bandeado Composicional	Qtz, Pl, Bt, Hbl	Msc, Opacos	Ser	Pl + Qtz + Hbl + Bt ± Msc	Migmatita	Fuera del área de estudio
LAJ 83	Holocristalina. Inequigranular. Hipidiomórfica	Masiva	Qtz, Pl, Kfs	Bt, Msc, Op	Ser, Arg.		Granodiorita Biotítica	Fuera del área de estudio
LAJ 76	Holocristalina, Inequigranular, Hipidiomórfica	Masiva. Levemente deformada	Qtz, Pl, Kfs	Bt, Msc. Op	Ser		Tonalita biotítica- hornbléndica	Fuera del área de estudio

TABLA I: Tabla resumen de características petrográficas de las muestras analizadas.

TABLA II

Tabla II: Datos de conteo modal de las muestras analizadas en el área de estudio. En la tabla I se muestran las características texturales y mineralógicas de cada una de las muestras representativas.

		LAJ 83	GR 11	LAJ 73	LAJ 76	SD24	SD6A	SD49	SD52B	SD8A
Datos de conteo modal	Qtz	38.12	34.13	35	30.13	21.37	20.8	1.37	0.51	17.32
	Pl	45.33	47.86	46.86	48.66	55.94	29.79	30.29	33.44	32
	Kfs	5.53	6.66	2.26	2.26	1.34	43			42.65
	Bt	9.1	5.12	8.89	11.6	19.85		0.78	0.3	2.12
	Msc	0.9	5.33	4.33	5.2		5.5			
	Op	1.02	0.46	1.66	2.13	0.98	0.9			
	Cpx							0.92	0.28	
	Opx							3.29	0.35	
	Anf							63.05	64.59	
	Sp					0.51				5.9
	Chl		0.44	0.57						
	Tta			0.42				0.3	0.52	
	ToTal		100	100	99.99	99.98	99.99	99.99	100	99.99

TABLA III

Tabla III: Tabla de datos de recalcu al 100 % para ploteo en Diagrama QAP (Fig. 6.1). Para graficar en X se utilizó la fórmula: $X = 2 \times (100 - \text{Dato A}) - \text{Dato q}$ / 2; para graficar en Y, se utilizó: Dato q. Las muestras SD49 y SD52B correspondientes a rocas máficas se recalculan en la tabla VI.

		LAJ 83	GR 11	LAJ 73	LAJ 76	SD24	SD6A	SD49	SD52B	SD8A
Recalculo al 100%	Q	42.84	38.50	41.61	37.17	27.17	22.22	4.33	1.50	18.83
Recalculo al 100%	P	50.94	53.99	55.71	60.04	71.13	31.83	95.67	98.50	34.79
Recalculo al 100%	A	6.21	7.51	2.69	2.79	1.70	45.95	0.00	0.00	46.37
Graficar	X	72	73	77	79	85	43	98	99	44
Graficar	Y	43	38	42	37	27	22	4	2	19

TABLA IV

Muestras	Opx	Cpx	Total. Px
SD 49	3.29	0.92	4.21
SD52B	0.35	0.28	0.63

Muestras	Anf	Total. Px	PI	total	X Anf. Rec	X Px. Rec	Y PI. Rec
SD49	63.05	4.21	30.29	97.55	64.63	4.32	31.05
SD52B	65.59	0.63	33.44	99.66	65.81	0.63	33.55

TABLA IV: Recalculo de muestras de rocas máficas para graficar en sistema ternario PI - Px - Hbl. La tabla a) corresponde al cálculo de la fracción total de piroxenos (Opx + Cpx). La tabla b), corresponde al recalculo al 100 % de las fracciones esenciales para el sistema en cuestión (PI, Px, Hbl) cuya distribución se grafica en la Fig. 6.1.

