

Universidad Nacional de Río Cuarto



Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales.
Departamento de Geología.

***“Mapeo, petrografía y caracterización
mineraloquímica del gabro
Cerro San Lorenzo,
Sierra de Comechingones, Córdoba,
Argentina”***

Tesis de Licenciatura

CARRANZA FACUNDO

**Director: Lic. Alejandro H. Demichelis
Co-directora: Dra. Alina M. Tibaldi**

Año 2014

A los únicos responsables de esto, Mis Viejos.

A mi Hermana del alma.

A mi Negra querida.

A la Universidad Nacional de Río Cuarto, pública y gratuita.

*A Alejandro Demichelis, Alina Tibaldi, Juan Otamendi, Eber Cristofolini y
demás profesores.*

A los amigos y compañeros Geólogos, o casi.

Al resto de mis incondicionales Amigos.

A los compadres del Camino.

Simplemente GRACIAS a TODOS por TANTO.

"Hay que soñar la vida para que sea Cierta"

A. T. G.

Imagen de tapa: Fotografía del Cerro San Lorenzo – Gustavo Alonso.

Diseño de tapa: Emiliano Magliano.

Índice

Capítulo I: Generalidades

<i>I.1. Introducción</i>	1
<i>I.2. Objetivos</i>	2
<i>I.2.1. Objetivos Generales</i>	2
<i>I.2.2. Objetivos Específicos</i>	2
<i>I.3. Ubicación del área de estudio y vías de acceso</i>	3
<i>I.4. Materiales y Metodología</i>	3

Capítulo II: Antecedentes y Marco Geológico

<i>II.1. Antecedentes y Marco Geológico Regional</i>	7
<i>II.1.1. Sierras Pampeanas</i>	7
<i>II.1.2. Eventos Orogénicos para la generación de las Sierras Pampeanas</i>	11
<i>II.1.3. Sierras de Córdoba</i>	18
<i>II.2. Antecedentes y Marco Geológico Local</i>	26

Capítulo III: Geología local, entorno metamórfico del gabro Cerro San Lorenzo

<i>III.1. Generalidades</i>	31
<i>III.2. Litologías</i>	32
<i>III.2.1. Diatexita</i>	32
<i>III.2.2. Anfibolita</i>	35
<i>III.3. Estructuras Metamórficas</i>	36

Capítulo I

Generalidades

I.1. Introducción

El Cerro San Lorenzo constituye un resalto morfológico (998,5 m.s.n.m.) en el primer escalón del pie de sierra, en el centro - este de la Sierra de Comechingones y se reconoce como uno de los cuerpos gabroicos más grandes de las Sierras de Córdoba. Estas últimas como unidad geológica, exponen un basamento cristalino plutónico - metamórfico Proterozoico superior - Paleozoico inferior, compuesto mayoritariamente por metamorfitas de grado medio - alto (facies de anfibolitas) a metamorfitas de alto grado (facies de granulitas) (Gordillo y Lencinas 1979; Gordillo 1984; Otamendi *et al.* 1999), intrusivos ígneos básicos, clasificados como noritas, gabrodioritas biotíticas, cuarzodioritas (Demichelis *et al.* 1996, 2000, 2011; Tibaldi 2006; Tibaldi *et al.* 2008, 2014) y félsicos (granitos porfíricos); estos últimos emplazados en corteza ya rígida durante el Paleozoico medio (Pinotti *et al.* 1998; Rapela y Pankhurst 1998).

Las rocas básicas que compone el Cerro San Lorenzo, difieren de los demás cuerpos básicos aflorantes en la Sierra de Comechingones por sus relaciones de campo, mineralogía y afinidad geoquímica. Consecuentemente se propuso determinar los procesos genéticos y el ambiente tectónico involucrados en su formación, a partir de estudios petrológicos y mineraloquímicos, sin descuidar los aspectos que conciernen a su yacencia.

I.2. Objetivos

I.2.1. Objetivos Generales

-El presente trabajo de investigación se realiza con el objetivo de cumplir con los requisitos del plan de estudio para la carrera Licenciatura en Geología.

-Se intenta ahondar en los conocimientos petrológicos y petrogenéticos del cuerpo gábrico Cerro San Lorenzo, a su vez que se contribuye al conocimiento de la geología del extremo sur de las Sierras de Córdoba, la unidad más oriental de las Sierras Pampeanas.

-Integrar e interactuar en un equipo de trabajo, con el fin de aplicar todos los conocimientos adquiridos de manera integrada, a la vez que se desarrollan criterios propios de trabajo, todo ello con la guía y dirección del equipo docente.

-Contribuir al conocimiento de la geología de las Sierras Pampeanas.

I.2.2. Objetivos Específicos

-Definir la yacencia del cuerpo (forma, tamaño y relaciones con el encajante) y sus facies.

-Seleccionar y recolectar minuciosamente las muestras a campo, con el fin de realizar cortes delgados para el estudio a microscopio y microsonda electrónica.

-Realizar una caracterización petro-estructural de las principales unidades litológicas.

-Analizar la relación entre los diferentes tipos de roca que componen el cuerpo y proponer un modelo genético.

I.3. Ubicación del área de estudio y vías de acceso

El área de estudio se encuentra en el departamento Calamuchita, pedanía Cañada de Álvarez y Río de los Sauces, provincia de Córdoba, dentro del ámbito de la Sierra de Comechingones, siendo sus coordenadas 32° 28´ de latitud sur y 64° 36´ de longitud oeste (Figura I.1).

Desde Río Cuarto, se accede al área de estudio, a través de la ruta nacional 36, hasta la localidad de Berrotarán y de allí por un camino secundario que une la mencionada localidad con la de Río de Los Sauces, luego de recorrer 34 km hacia el oeste (Figura I.1).

I.4. Materiales y Metodología

A continuación se describirán los métodos y técnicas que se utilizaron para el logro de los objetivos planteados, según las diferentes etapas de trabajo que se desarrollaron.

✓ Etapa de Gabinete Inicial

Durante esta etapa inicial se realizó una exhaustiva recopilación de antecedentes bibliográficos y cartográficos de la geología regional y local de la zona de estudio.

Se continuó con el análisis e interpretación de las fotografías aéreas provistas por el departamento de geología é imágenes satelitales Landsat TM, como así también aquellas obtenidas a partir del Google Earth, para la confección de un mapa base del área asignada.

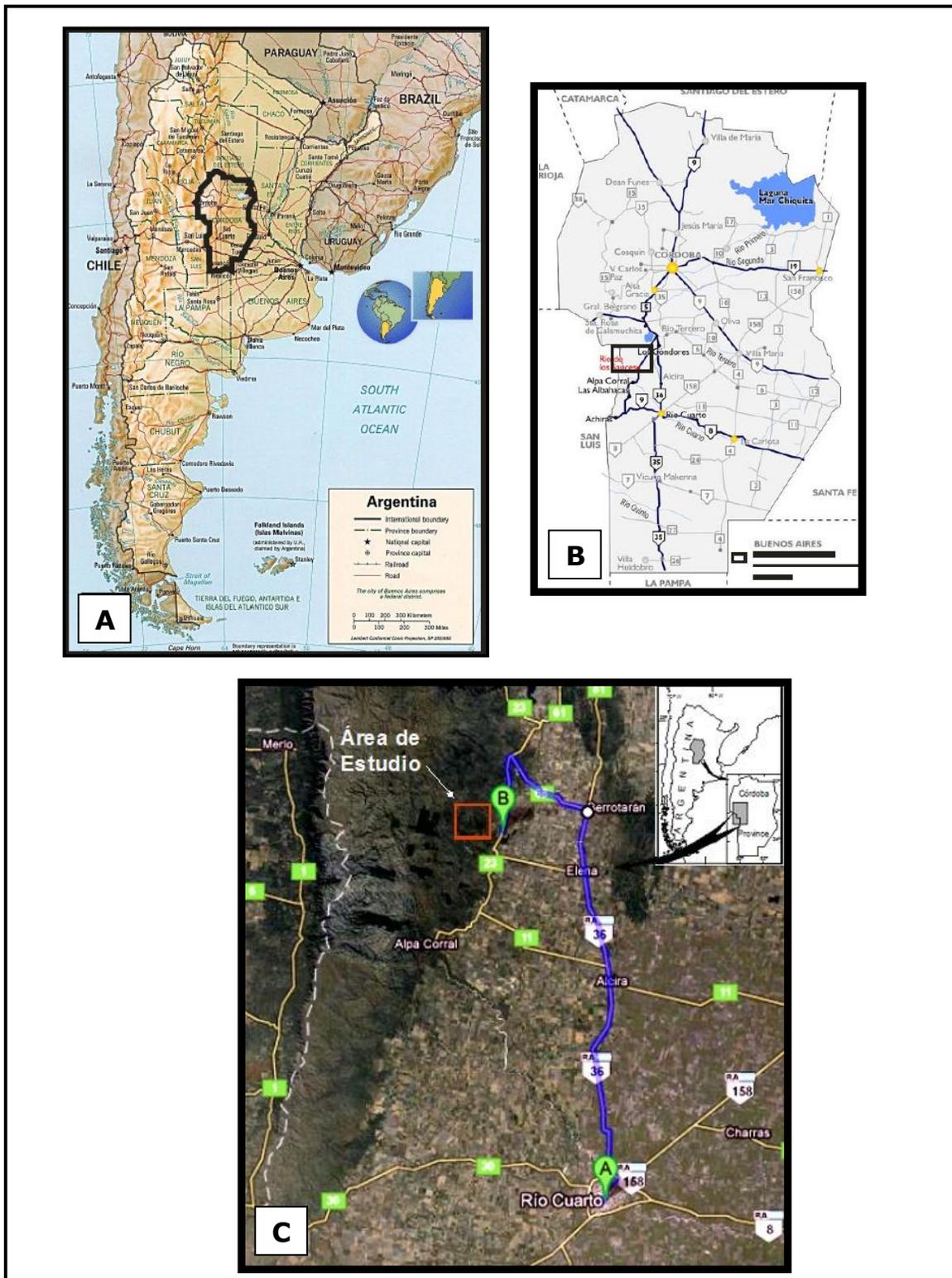


Figura I.1: Ubicación general del área de estudio. A- Mapa físico político de la República Argentina en el que se indica la provincia de Córdoba. B- Mapa de la provincia de Córdoba en el que se observan sus principales localidades y rutas. C- Imagen Google Earth del sector centro - oeste de la provincia de Córdoba donde se encuentra el área de estudio, señalando las vías de acceso alternativas.

✓ *Etapa de Campo*

En esta etapa se realizó un reconocimiento lito-estructural a la vez que se relevaron los datos necesarios en sectores de interés, mediante el apoyo de brújulas tipo Brunton y GPS.

Entre las distintas litologías reconocidas se determinaron relaciones de campo, mineralogía, texturas (con el apoyo de lupas de mano, 20X), orientaciones en el espacio de estructuras y también se realizó el muestreo de rocas para la realización de cortes delgados, análisis mineraloquímicos y geoquímicos de elementos mayoritarios, minoritarios, trazas e isotópicos.

✓ *Etapa de Laboratorio*

Las muestras obtenidas en la etapa de campo fueron estudiadas en detalle a escala mesoscópica a través de lupa binocular. Fueron seleccionadas un total de 60 unidades distribuidas de manera homogénea en todo el cuerpo para la realización de cortes delgados, mediante el empleo de la sierra de diamante y desbastadora del Dpto. de Geología de la U.N.R.C., permitiendo una caracterización objetiva del mismo. El análisis petrográfico se realizó mediante el uso de microscopio petrológico Nikon (se determinaron fábricas, paragénesis minerales, descripciones texturales y estructurales, etc.).

Algunas de las mismas fueron seleccionadas para realizar análisis químicos de minerales, mediante microsonda electrónica. El mismo se llevó a cabo en la Universidad de Huelva, España, utilizando un JEOL JXA-8200 SuperProbe, equipado con espectrómetros de rayos X de dispersión con cuatro longitudes de onda.

✓ *Etapa de Gabinete Final*

Con respecto al cuerpo gábrico, se realizó la caracterización de su yacencia y de la mineralogía - petrología (siguiendo la clasificación modal de la IUGS).

Con los datos alcanzados hasta el momento se propuso una historia y génesis geológica de toda el área de trabajo, introduciéndola en el marco de las Sierras Pampeanas.

Finalmente se confeccionó el presente informe, que contiene ordenadamente toda la información recolectada, atendiendo a los aspectos antes mencionados, y las conclusiones del trabajo.

La simbología utilizada para los minerales a lo largo de todo el trabajo corresponde a la propuesta por Kretz (1983).

ABREVIATURA	MINERAL
Ap	Apatito
Bt	Biotita
Chl	Clorita
CO3	Carbonatos (alteración)
Cpx	Clinopiroxeno
Czo	Clinozoicita
Ep	Epidoto
Gte	Granate
Hbl	Honblenda
Ilm	Ilmenita
Kfs	Feldespato potásico
Mag	Magnetita
Ms	Muscovita
Ol	Olivino
Opx	Ortopiroxeno
Pl	Plagioclasa
Px	Piroxeno
Py	Pirita
Qtz	Cuarzo
Ser	Sericita
Spl	Espinel
Zrn	Zircón

Tabla IV.1: Abreviaturas de minerales, según Kretz (1983).

Capítulo II

Antecedentes y Marco Geológico

II.1. Antecedentes y marco geológico regional

II.1.1. Sierras Pampeanas

La provincia geológica denominada Sierras Pampeanas se encuentra ubicada en el sector centro occidental de la República Argentina (Figura II.1.). Está ubicada entre los 26° y 33° de latitud sur y los 64° y 68° de longitud oeste. Limita por el este y sur con la llanura Chaco - Bonaerense, al norte con las provincias geológicas de la Puna, Cordillera Oriental y Sistema de Santa Bárbara.

Esta provincia geológica fue denominada así por Stelzner (1873) para comprender una serie de serranías compuestas por rocas metamórficas e ígneas que emergen en las pampas circundantes. De acuerdo a Caminos (1979), se trata de un basamento metamórfico e ígneo de edad precámbrica a paleozoica inferior, cubierto parcialmente por rocas sedimentarias continentales y volcánicas de edades paleozoico superior, mesozoico y cenozoico. La estructura interna del basamento cristalino es compleja, producto de varios ciclos antiguos de deformación profunda. Un conjunto de cordones montañosos de longitud y ancho variable del orden de los cientos de kilómetros, se encuentran orientados con rumbo meridiano (Figura II.1) y conforman bloques elevados por medio de fallas inversas de extensión regional, de alto ángulo y vergencia oeste. Dichas fallas son de tipo lístricas y se horizontalizan en profundidad (González Bonorino 1950). De esta

forma, las serranías muestran una morfología asimétrica con laderas orientales tendidas y occidentales escarpadas, separadas por valles longitudinales. Esta estructura actual de los bloques serranos y el origen de las fallas inversas estarían relacionados a la deformación cortical producida por los movimientos de la orogenia andina ocurridos durante el Neógeno y que tienen continuidad en la actualidad (Costa 1999). De acuerdo a Jordan *et al.* (1983) y Jordan y Allmendigner (1986) las Sierras Pampeanas constituyen el antepaís fragmentado del orógeno andino, cuya extensión latitudinal es coincidente con el desarrollo del segmento de subducción subhorizontal de la placa de Nazca a estas latitudes.

La unidad morfoestructural Sierras Pampeanas ha sido subdividida de acuerdo a diferentes criterios por diversos autores como Caminos (1979), Ramos (1999) y Miró (1999). No obstante, dado que la subdivisión más citada en la bibliografía de la geología regional para esta provincia geológica ha sido la correspondiente a Caminos (1979), a continuación se hará referencia a ella.

Caminos (1979) define para las Sierras Pampeanas la presencia de dos fajas con características litológicas distintivas: una Nororiental y otra Noroccidental; se trata de una separación meramente descriptiva sin implicancias evolutivas ya que el autor realiza dicha división sobre la base de un estudio de las rocas que conforman los bloques más septentrionales de la provincia geológica en cuestión; luego, dichos criterios fueron extendidos hacia las Sierras Pampeanas más australes, de modo que quedan incluidos en esta clasificación todos los bloques serranos comprendidos en las Sierras Pampeanas (Figura II.1).

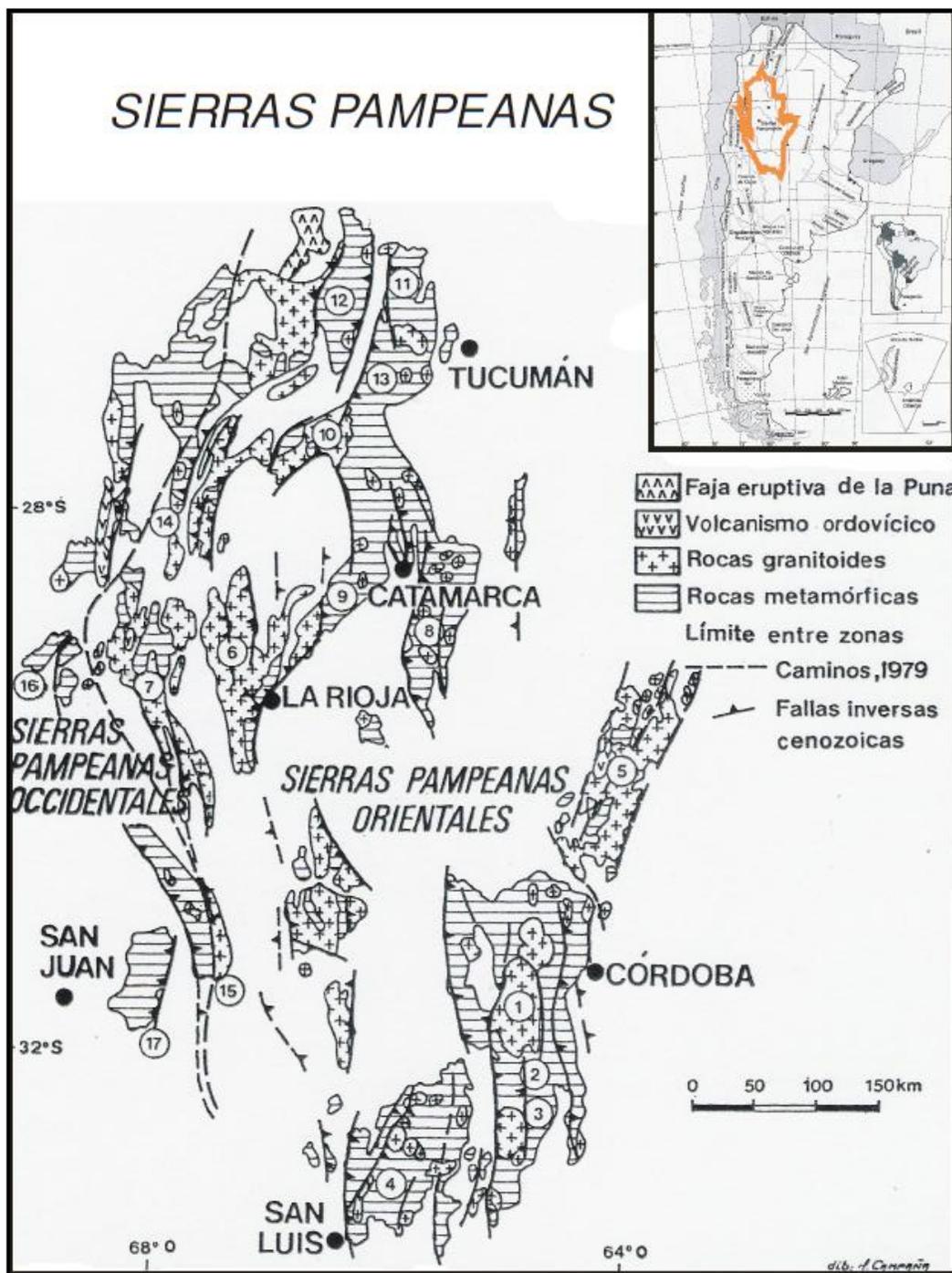


Figura II.1: Modificado de Miró *et al.* (1999). Mapa geológico general de las Sierras Pampeanas. 1) Batolito de Achala; 2) Sierras de Córdoba; 3) Batolito de Alpa Corral; 4) Sierras de San Luis, batolito de Las Chacras Piedras Coloradas; 5) Sierras Norte de Córdoba; 6) Sierra de Velasco; 7) Sistema 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) Sierras del Toro Negro y Cuminchango; 17) Sierra de Pie de Palo. El mapa de las Provincias Geológicas de Argentina es tomado de Ramos (1999).

Así, se tiene:

Sierras Pampeanas Nororientales, denominadas Orientales: comprende de Norte a Sur a las Sierras de Quílmès, Cumbres Calchaquíes, Aconquija en Tucumán; Sierras de Chango Real, Capillitas, Belén, Ambato y Ancasti en Catamarca; Sierras de Velasco, Los Llanos, Malazán, Chepes y Ulapes en La Rioja; Sierra de Ambargasta, Sumampa y Guasayán en Santiago del Estero; Sierras de Córdoba y Córdoba Norte en Córdoba y Sierras de San Luis en San Luis (Figura II.1). Este sector se caracteriza por la presencia de numerosos cuerpos graníticos, desde plutones pequeños hasta cuerpos batolíticos mayores. Se trata de un plutonismo ácido que predomina sobre el básico prácticamente ausente o restringido a delgadas fajas paralelas a la foliación. El basamento en el cual se emplaza el complejo plutónico está compuesto por rocas metamórficas que van desde el bajo hasta el alto grado, como filitas, esquistos, gneises y migmatitas.

Sierras Pampeanas Noroccidentales, denominadas Occidentales: comprende de norte a sur a las Sierras de San Buenaventura y Fiambalá en Catamarca; Sierras Toro Negro, Cuminchango, Umango y Maz en La Rioja; Sierras de Valle Fértil y La Huerta, Pie de Palo y Valdivia en San Juan (Figura II.1). A diferencia del anterior, este sector demuestra ausencia de cuerpos graníticos de dimensiones batolíticas, abundancia de rocas básicas y ultrabásicas, mayor proporción de calizas cristalinas entre las rocas metamórficas y desarrollo de metamorfismo regional de grado medio a alto con evidencia de anatexis en varios sectores.

II.1.2. Eventos orogénicos para la generación de las Sierras Pampeanas

El basamento metamórfico e ígneo que compone las Sierras Pampeanas ha sido interpretado por distintos autores (Aceñolaza y Toselli 1973; Ramos 1999; Rapela 2001) como el producto del desarrollo de sucesivos ciclos tectónico - magmáticos en los cuales distintos terrenos acrecieron con el margen occidental convergente del cratón del Río de La Plata o margen proto-ándico de Gondwana (Miró 1999).

Varios son los autores que determinan eventos orogénicos para la evolución geológica de las Sierras Pampeanas (Ramos 1999; Rapela *et al.* 2001).

Ramos (1999) plantea el desarrollo de un Ciclo Orográfico Pampeano para explicar la generación de las Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba, que luego es correlacionado con la deformación y metamorfismo observados en la Formación Puncoviscana en la región del noroeste argentino. Durante este ciclo, como producto de la subducción y posterior colisión del terreno Pampia con el borde occidental del Cratón de Río de La Plata, se generó el magmatismo de arco presente en el sector oriental de la Sierra de Córdoba y en la Sierra Norte (Lira R, Poklepovic M. F. y O'leary M. S. 2014), mientras que el protolito de las rocas metamórficas del sector occidental de las sierras fueron sedimentos de un prisma acrecional ubicado al oeste de dicho arco, que luego fueron deformados y metamorfizados durante la colisión. Este ciclo orogénico se desarrolló entre el Proterozoico Superior y el Cámbrico basal. Edades similares fueron descriptas en cinturones brasileños reconocidos en territorio uruguayo y sur brasileño. En cuanto al basamento metamórfico e ígneo de las Sierras Pampeanas Occidentales y de las Sierras Pampeanas Orientales más occidentales,

su origen está relacionado al Ciclo Orogénico Famatiniano que se desarrolló durante el Paleozoico inferior entre los 465 y los 385 Ma y está asociado a la colisión del terreno alóctono Cuyania y del terreno para autóctono Famatina contra el borde oeste del ya acrecionado terreno Pampia, sobre el que se desarrolló el arco magmático famatiniano (Ramos 1999).

De acuerdo a Rapela *et al.* (2001), los episodios orogénicos que se reconocen en el basamento de las Sierras Pampeanas son al menos dos (Figura II.2). El primero de ellos es el Orógeno Pampeano que tiene lugar en el Cámbrico en un intervalo de tiempo relativamente pequeño (535-520 Ma) y culmina con la acreción ortogonal de un pequeño terreno continental de naturaleza semiautóctona (terreno Pampia). Los afloramientos de rocas sedimentarias, metamórficas y magmáticas que comprenden las Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba, Santiago del Estero, Tucumán y Catamarca y la Cordillera Oriental, con edades entre 560-520 Ma., representan las litologías generadas durante el transcurso de este orógeno. Entre los 22° S y 27° S el Cinturón Pampeano está representado por la Formación Puncoviscana, desde los 27° S y hasta los 33° S solamente afloran rocas metamórficas posiblemente equivalentes a la formación mencionada como metasedimentos de bajo grado, mientras que rocas metamórficas de alto grado y diversos tipos de granitoides de edad cámbrica inferior a media se hacen más frecuentes hacia el sur y el este, caracterizando al basamento pampeano de las Sierras de Córdoba. El segundo episodio es el Orógeno Famatiniano y tiene lugar en un mayor período de tiempo, durante el Ordovícico y el Silúrico (499-435 Ma); el cinturón orogénico Famatiniano se ubica al oeste del cinturón orogénico Pampeano y se extiende desde la Puna en el norte hasta la Sierra de San Luis en el sur incluyendo las Sierras Pampeanas Occidentales de Famatina, Valle Fértil, Velasco, Los Llanos, Chepes, Ulapes y Las Sierras Pampeanas Orientales de Pie de

Palo, Maz y Umango (Rapela *et al.* 2001 y sus citas). Durante este período, las Sierras Pampeanas de Córdoba constituyeron el antepaís del cinturón orogénico Famatiniano, y el basamento gnéisico - migmático de edad cámbrica inferior fue intruido por rocas ígneas vinculadas al arco magmático famatiniano y deformado en fajas discretas de cizallamiento dúctil. En el período cámbrico superior - ordovícico medio (510 – 460 Ma) se emplazaron pequeños unidades plutónicas y diques de composición tonalítica, trondhjemítica, granodiorítica y minoritariamente granítica (magmatismo TTG). Los plutones presentan formas circulares o elípticas en planta, cortan las foliaciones metamórficas del Cámbrico inferior y generan aureolas metasómicas de alta temperatura en contacto con los mármoles. Se concentran mayoritariamente en el sector oriental de las sierras, (Sierras Chicas, Sierras de Cuniputo y San Marcos) y en estos sectores la composición es esencialmente tonalítica a trondhjemítica, siendo menos frecuente las granodioritas. En el contexto regional, el magmatismo ordovícico de las Sierras de Córdoba representa un arco magmático interno, emplazado sobre el basamento pampeano del margen occidental de Gondwana, el que se desarrolló contemporáneamente con el arco magmático principal famatiniano, ubicado más al oeste, y que dio lugar a la formación de las grandes unidades batolíticas de tipo "I", metaluminosos, como los aflorantes en las Sierras de Chepes - Ulapes y Valle Fértil (D'Eramo *et al.* 2014).

Durante esta orogénesis tuvo lugar la acreción de un terreno exótico a Gondwana, el terreno Precordillera (460 Ma) que está constituido por un basamento grenvilliano (1.1 Ga) y una cubierta sedimentaria de plataforma carbonática de edad Cámbrico-Ordovícico (Rapela *et al.* 2001).

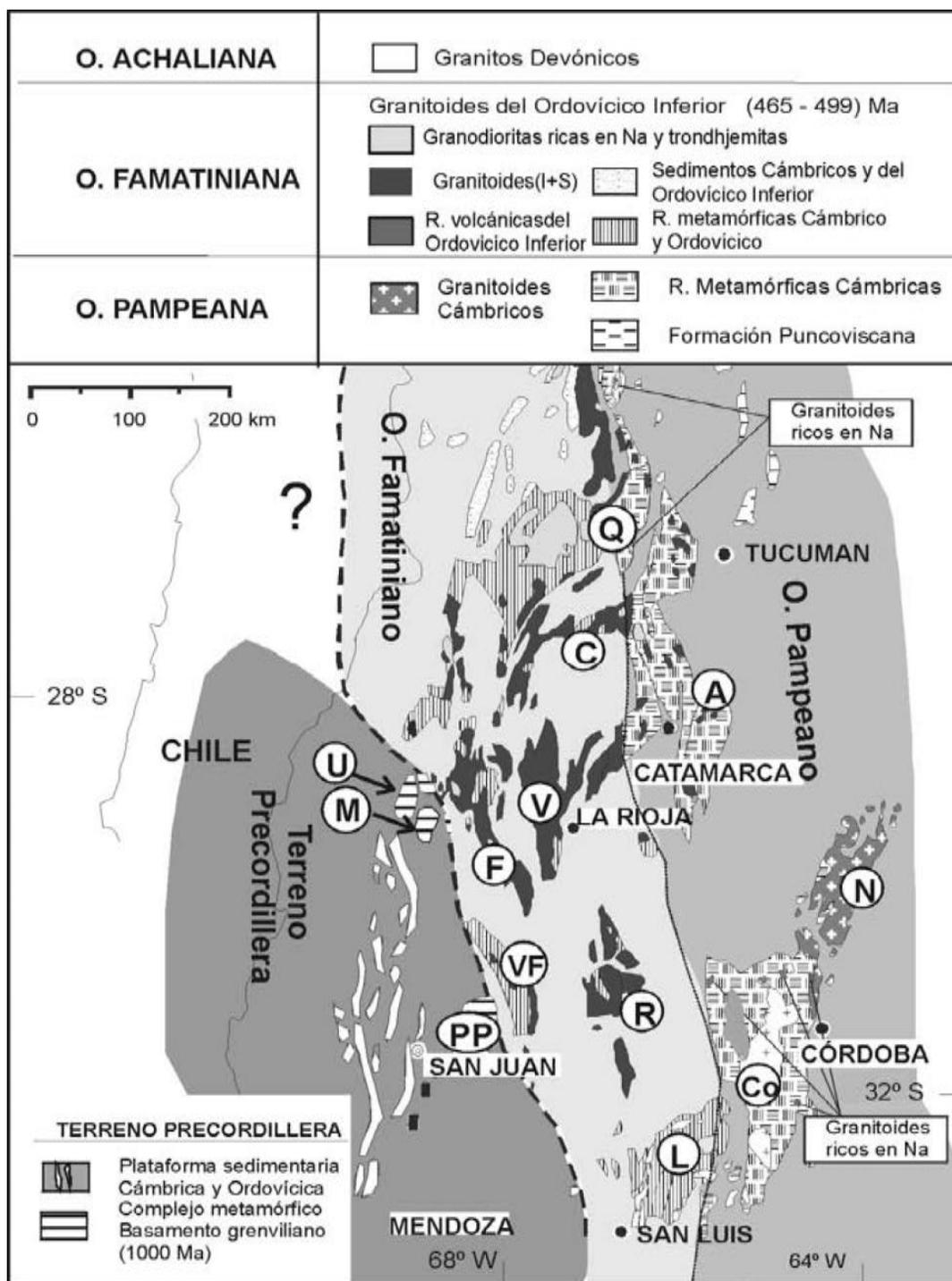


Figura II.2. Mapa de la disposición relativa de los orógenos Pampeano y Famatiniano y del Terreno Precordillera. Tomado de Rapela *et al.* (2001).

Por su parte, Demichelis *et al.* (2008) realizan aportes al conocimiento del Orógeno Pampeano por medio de dataciones U-Pb en circones provenientes de metagrauvas. Las edades obtenidas son de 536 Ma en migmatitas y de 565 Ma en milonitas. Las dataciones sugieren que el Orógeno Pampeano estuvo activo durante un período de tiempo considerablemente más extenso del que se ha sugerido hasta ahora, extendiéndose desde el Proterozoico superior hasta el Cámbrico superior. Además, en base a evidencias termobarométricas y geoquímicas de rocas paraderivadas e ígneas, en el mismo trabajo los autores sugieren que el orógeno se formó a partir de una subducción relativamente normal de piso oceánico en un margen protogondwánico.

La historia evolutiva de las Sierras Pampeanas en lo que se refiere a la construcción del basamento metamórfico e ígneo terminaría en el Paleozoico medio con el Ciclo Famatiniano. Sin embargo, desde el Paleozoico superior y hasta la actualidad se sucedieron en la región distintos eventos también asociados a ciclos orogénicos que terminaron de configurar la región y que se mencionan a continuación.

Así se observa que durante el Carbonífero y Pérmico se desarrolló el Ciclo Gondwánico, en el que ya con gondwana acrecionada se da el reinicio de la subducción paleopacífica en el margen suroccidental. El eje térmico se desplazó hacia el oeste instalándose en la Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael, mientras que en las Sierras Pampeanas sincrónicamente se generaba un magmatismo post-orogénico (Ramos 1999; Rapela y Llambías 1999).

Con el reinicio de la subducción en el margen oeste de gondwana se produce una distensión en el sector centro occidental del país y se da origen al desarrollo de cuencas de antepaís, retro y ante arco. En el ambiente de las Sierras Pampeanas, en el sector noroccidental, se estructura la cuenca Paganzo como una cuenca de antepaís que es

rellenada con depósitos continentales principalmente; los límites orientales de esta cuenca son ya las Sierras de Córdoba, indicando que el basamento pampeano se comportó como un elemento positivo en el neopaleozoico. Cuenas como la de Bajo de Véliz en la provincia de San Luis, Tasa Cuna (Guasapampa) y Chancaní (Sierra de Pocho) en la provincia de Córdoba se asocian a este evento (Azcuay *et al.* 1999).

Durante el Pérmico y el Triásico inferior la actividad magmática fue muy intensa desarrollándose complejos plutónicos - volcánicos denominados Grupo Choiyoi. Los afloramientos más importantes de esta provincia magmática se encuentran en la Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael, sin embargo algunos afloramientos aislados están presentes en las Sierras Pampeanas como en la Sierra de La Huerta (San Juan) y el Cerro Varela (San Luis) (Llambías 1999).

A partir del Triásico inferior - alto o Triásico medio, el magmatismo del evento Choiyoi fue disminuyendo y conjuntamente con ello la corteza adquirió un comportamiento rígido que coincidió con el cese de la subducción y el comienzo de un régimen distensivo, postorogénico y de alcance supracortical. Para entonces, el supercontinente Pangea ya estaba conformado y hacia el norte comenzaba a abrirse el océano Tetis (Atlántico Norte) separando Sudamérica y África de Norteamérica. Durante este período se reconocen pocos eventos orogénicos a nivel global, hubo un mínimo de dispersión en los continentes y se dio una distensión generalizada, que generó el desarrollo de cuencas intercontinentales. En Argentina en el sector centro occidental comenzaron a desarrollarse cuencas de rift; la distensión se dio a lo largo de las zonas de sutura que se generaron entre Gondwana y los continentes amalgamados en el Paleozoico inferior. Las cuencas triásicas evolucionaron como estrechos rifts pasivos por cizalla simple. En el sector de Sierras Pampeanas se desarrollaron las cuencas Beazley, las Salinas y Mercedes en la provincia de San Luis, mientras que en la

provincia de San Juan se desarrolló la cuenca de Marayes (Kokogián *et al.* 1999).

Para el Jurásico y Cretácico el proceso de extensión se acentuó y los continentes sudamericano y africano se separaron definitivamente tras la apertura del Océano Atlántico Sur. En el sector de las Sierras Pampeanas se dio una importante zona de ruptura identificada como el sistema de Rift Pampeano Central; éste involucró la generación de profundas cuencas de rift como lo son Macachín, General Levalle, Sierra Chica de Córdoba y Saliniana, que se conectaron hacia el norte con las cuencas del Grupo Salta. Hacia el oeste del sistema pampeano central, los rifts triásicos previos ubicados en la provincia de San Luis fueron reactivados implantándose un segundo ciclo de sinrift (Ramos 1999b).

Durante el Cenozoico el comportamiento de este sector de la corteza estuvo relacionado a la reactivación de la subducción en el margen occidental del continente sudamericano y a las respuestas tras el desarrollo de la tectónica andina. La subducción de la placa de Nazca entre los 30° y 34° S, es decir a la altura de las Sierras Pampeanas, fue subhorizontal y producto de ello se dio la migración del arco volcánico hacia el antepaís y la trasmisión de los esfuerzos hasta 700 - 800 Km de la zona de trinchera. De este modo, la horizontalización sería la responsable del levantamiento cenozoico de las Sierras Pampeanas como bloques de basamento limitados por fallas inversas, que en muchos casos aprovechan antiguas zonas de debilidad eopaleozoicas y mesozoicas. La actividad volcánica que se desplazó hacia el este tiene manifestación en las Sierras Pampeanas, con algunos ejemplos como el vulcanismo en la Sierra de Pocho en Córdoba (4 Ma) y en la Sierra del Morro, La Carolina, etc. en San Luis (1.9 Ma) (Ramos 1999b).

II.1.3. Sierras de Córdoba

La Sierra de Córdoba es la entidad orográfica más oriental de las Sierras Pampeanas (Figura II.1), está constituida por varios cordones meridionales que se extienden a lo largo de 500 km aproximadamente, desde los 29° hasta los 33° 30´ de latitud Sur. En ella se distinguen cuatro unidades orográficas: Sierra Norte, Sierra Chica, Sierra Grande o de Achala y Sierra de Comechingones (Figura II.3) (Gordillo y Lencinas 1979).

La Sierra Norte nace al sur y al este del Valle de Deán Funes y se extiende con rumbo NNE hacia Santiago del Estero. La Sierra Chica comienza al norte con la Sierra de Masa y termina al sur con la Sierra de Las Peñas. La Sierra Grande o de Achala se ubica al oeste de la anterior y alcanza su mayor altura en el Cerro Champaquí (2884 m.s.n.m.) desde donde continúa hacia el sur con el nombre de Sierra de Comechingones (Gordillo y Lencinas 1979).

La Sierra de Córdoba está integrada esencialmente por un basamento metamórfico - plutónico en el que se distinguen distintas litologías como filitas, esquistos, gneises, anfibolitas, mármoles, migmatitas (diatexitas y metatexitas), ortogneises, granitoides, rocas básicas y ultrabásicas, extensas áreas miloníticas asociadas a fajas de cizalla y batolitos post-orogénicos (Achala y Cerro Áspero) con cornubianitas asociadas.

Distintos son los eventos metamórficos y deformacionales que a partir del estudio de numerosos investigadores se han reconocido en el basamento de las Sierras de Córdoba.

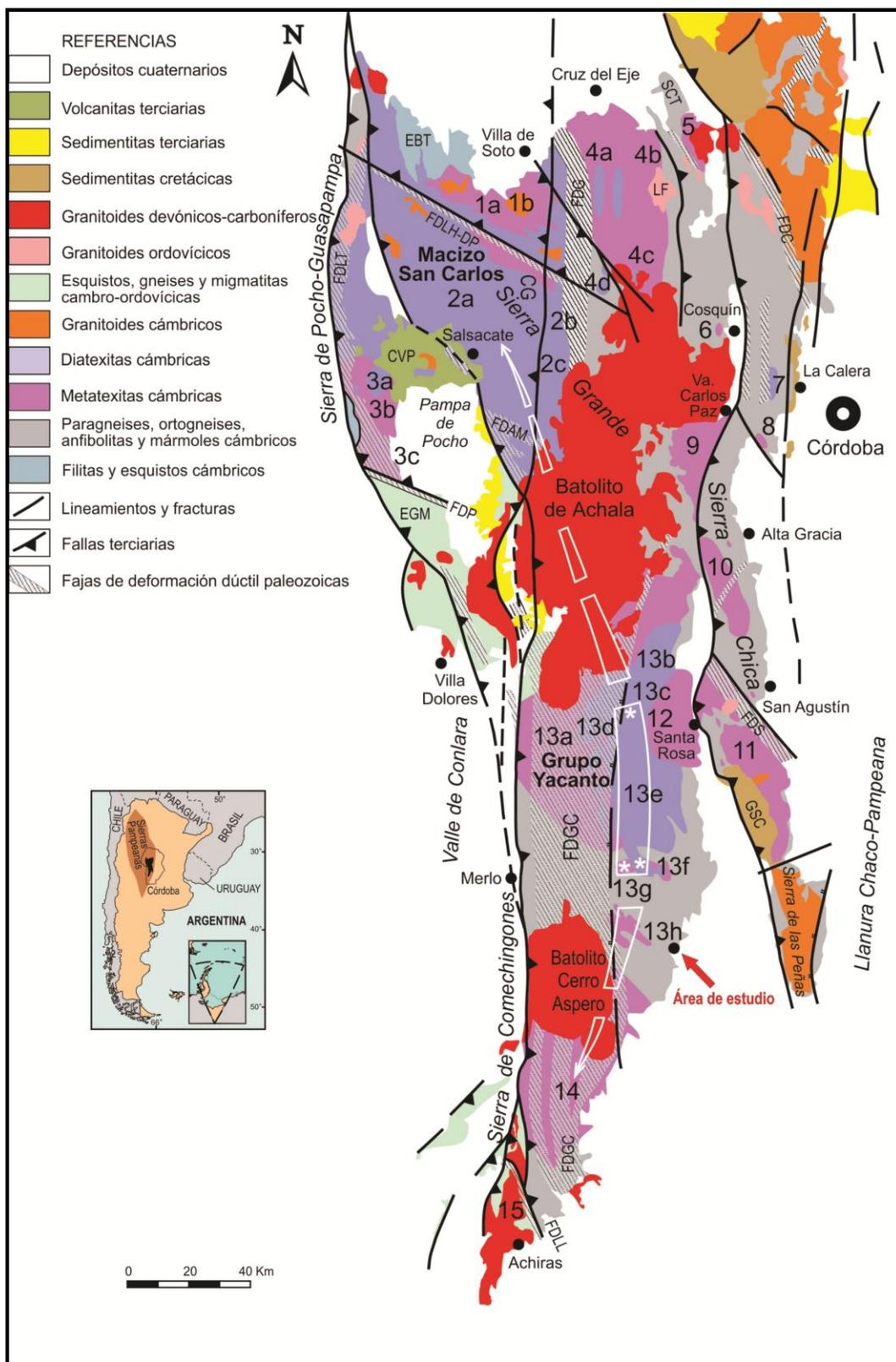


Figura II.3: Mapa geológico de las Sierras Pampeanas de Córdoba mostrando las diferentes litologías aflorantes (Modificado de Guerreschi y Martino 2014). Se indica el área de estudio.

El primer trabajo en el que se distinguen episodios metamórficos es en Gordillo y Lencinas (1979); en éste se propone una nomenclatura en la que el evento metamórfico es representado con la letra M y un número arábigo para expresar el orden cronológico del mismo. Así fueron detectados para la sierra de Córdoba distintos eventos metamórficos siendo estos M1, M2, M3, etc., dependiendo de la zona de estudio. Cada uno de ellos posee determinadas condiciones de presión y temperatura y extensión areal.

En cuanto a la estructura penetrativa del basamento generada durante los eventos de deformación, es Dalla Salda (1984) uno de los primeros investigadores que mediante el levantamiento y análisis de las estructuras mesoscópicas de campo representadas estadísticamente, caracteriza las principales orientaciones y estilos tectónicos de las Sierras de Córdoba.

Al igual que para los eventos metamórficos, numerosos son los investigadores que en distintas áreas de estudio han observado estructuras relacionadas a deformación y proponen un origen y un orden para las mismas. Se señala como D a cada evento de deformación acompañada con un número arábigo para indicar el orden cronológico del mismo.

En lo que se refiere a la generación de deformaciones de tipo penetrativo presentes en el basamento de la Sierra de Córdoba, se observa que los eventos de deformación serían en varios casos concomitantes con los eventos metamórficos. De esta manera, en general, cada evento de deformación D se asocia a un evento metamórfico M. Por ejemplo D1 es concomitante con M1 y tal relación es propuesta por varios investigadores. Cabe mencionar que innumerables son los trabajos realizados por diversos autores en esta temática a través del tiempo, que han determinado las condiciones de presión y temperatura de los eventos registrados en distintas partes de la Sierra

de Córdoba; se tomaron para el análisis algunos de esos trabajos que son representativos y que claramente reflejan el esfuerzo realizado por los diferentes investigadores en tratar de profundizar los conocimientos en estas áreas.

Gordillo y Lencinas (1979) establecen una sucesión tentativa de episodios metamórficos ocurridos para la Sierra de Córdoba; sus estudios se localizan en la porción norte y central de dicha serranía.

Dalla Salda (1984) estudia distintos sectores de la Sierra de Córdoba y propone orientaciones o dominios tectónicos extensibles a toda la sierra.

Rapela *et al.* (1998) determina las condiciones de presión y temperatura para las Sierra de Córdoba considerando el estudio de las litologías presentes en el valle del Río Suquía en la Sierra Chica, específicamente en base a la evidencia textural y al análisis de las distintas partes de un granate zonado presente en una migmatita de protolito pelítico del Grupo La Calera.

Por su parte, Guerreschi y Martino (2003) determinan los distintos episodios metamórficos que registran las litologías en un sector centro oriental de la Sierra de Comechingones; esto lo realizan a través del estudio de las paragénesis y de texturas de reacción reconocidas particularmente en las rocas de composición pelítica. Recientemente Guerreschi y Martino (2014) realizan una reseña de dicha temática, donde detallan los complejos migmáticos presentes en las Sierras de Córdoba, y su vínculo con los diferentes episodios orogénicos.

Fagiano *et al.* (2004) plantean los distintos eventos deformacionales y el metamorfismo asociado, observables en el tramo medio de la Sierra de Comechingones.

Debido a la coincidencia de lo propuesto por los distintos autores, serían reconocibles a lo largo de toda la Sierra de Córdoba al menos dos

eventos metamórficos - deformacionales de carácter regional, llamados eventos M1-D1 y M2-D2.

En cuanto a M1-D1 se trata de un metamorfismo de grado medio en facies de anfibolita que habría generado esquistos, gneises tonalíticos, anfibolitas y mármoles; estas rocas se observan en distintos sectores en las Sierra de Córdoba y tendrían una edad precámbrica superior (Gordillo y Lencinas 1979). A su vez es reconocido como de carácter relictico por otros autores, ya que es posible detectarlo tanto en inclusiones de granate zonado (Rapela *et al.* 1998) como en restos paleosomáticos en migmatitas heterogéneas (Guereschi y Martino 2003; Fagiano *et al.* 2004 y Martino y Guereschi 2014), quienes a su vez asocian este evento al Ciclo Orogénico Pampeano. En lo que a la deformación se refiere, el evento D1 desarrolla foliación S1 que luego se pliega originando pliegues cerrados (Fagiano *et al.* 2004). De acuerdo a Dalla Salda (1984), el dominio D1 = N 80° es el de menor importancia estadística; se encuentra caracterizado por estructuras orientadas en una dirección oeste-sudoeste, se habría generado en el Precámbrico superior como producto de un ciclo orogénico inicial (clásico ciclo de depositación - tectonogénesis de una cuenca precámbrica entre antepaíses antiguos). Las rocas que presentan esta deformación son muy escasas en la región lo que se debería a un efecto metamórfico sintectónico durante esta fase de deformación, de modo que este dominio tendría solo valor regional relictual.

En lo que respecta a M2-D2, se trata de un evento metamórfico - deformacional que habría afectado a las litologías previas desarrollando un metamorfismo de grado alto en facies de granulita, relacionado al evento de deformación D2 que generaría una foliación penetrativa S2 (Fagiano *et al.* 2004 y Martino y Guereschi 2014). Para el sector centro de la Sierra de Córdoba este evento habría generado migmatitas en fajas meridanas o macizos anatéticos con paragénesis que indicarían

un estadío migmático de baja presión y alta temperatura (Gordillo y Lencinas 1979), cuyas condiciones fueron calculadas en $P = 5.7 \pm 0,4$ Kbar / $T = 820 \pm 25^\circ\text{C}$ y ha podido ser datado en 522 ± 8 Ma. (Rapela *et al.* 1998). En tanto en los sectores centrales de la Sierra de Comechingones, este evento estaría registrado en migmatitas sin cordierita con paragénesis en la zona de Sill + Kfs que indicarían condiciones de alta temperatura y alta presión, $P = 7,9$ Kbar / $T = 776^\circ\text{C}$ (Guereschi y Martino 2003; Fagiano *et al.* 2004; Otamendi *et al.* 1999, 2003, 2004 y Tibaldi y Otamendi 2008); estos autores también asocian M2-D2 al Ciclo Orogénico Pampeano. De acuerdo a Dalla Salda (1984) el dominio D2 = N $330^\circ - 340^\circ$ está caracterizado por pliegues y estructuras planares de tipo y estilo variable, los pliegues son tanto apretados y similares como abiertos y suaves, predominando los primeros con inclinaciones variables de sus ejes tanto hacia el nor-noroeste como hacia el sur-sureste. En este dominio son más frecuentes las inclinaciones de las estructuras planares hacia el este que hacia el oeste. Este dominio se habría desarrollado durante el Precámbrico superior durante la primera fase de actividad de un cinturón móvil (zona de intensa movilidad cortical caracterizada por un alto grado de metamorfismo, granitización y dislocación transcurrente en la que se genera una estructura compleja con varios eventos tectonotérmicos).

Otro aspecto a remarcar en cuanto a los diferentes eventos metamórficos y deformacionales observables en el basamento de la Sierra de Córdoba es que, además de los principales eventos M1-D1 y M2-D2, en cada área en particular pueden detectarse otros eventos metamórficos y deformacionales pero ya de carácter local (M3, M4, etc.) y que dependerían de los procesos locales ocurridos en cada sector analizado. Así, por ejemplo, diferentes investigadores determinan otros eventos tanto metamórficos - deformacionales como los generados

debido al efecto del funcionamiento de alguna faja de cizalla, que son abundantes en las Sierras de Córdoba. También es observable el desarrollo de metamorfismo de contacto asociado al emplazamiento.

En lo que respecta al evento metamórfico y deformacional M3-D3 los autores lo destacan como un evento de tipo dinámico asociado a una cizalla que retrabaja las litologías previas y que estaría asociada a la Orogenia Famatiniana. Se trata de la faja de cizalla Guacha Corral (FCGC), una de las fajas más extensas y complejas reconocidas hasta el momento dentro de las Sierras de Córdoba (Martino 2003); justamente esta faja se extiende a lo largo del sector occidental de toda la Sierra de Comechingones. No obstante este evento metamórfico sería de carácter local, ya que si bien fue distinguido en distintos sectores se trata de un metamorfismo asociado a una zona de cizalla que a pesar de sus dimensiones está restringida en el espacio. De acuerdo con Dalla Salda (1984), el dominio D3 = N 20° predomina estadísticamente sobre los datos de los dominios D1 y D2 para los sectores donde este autor realizó los estudios, especialmente en el sector central de la Sierra Grande (norte de Alta Gracia). Está caracterizado por pliegues que poseen planos axiales verticales o inclinados fuertemente hacia el oeste, son tanto paralelos como similares y ocasionalmente apretados y volcados, la inclinación de sus ejes varía entre 10° a 20° hacia el NNW o hacia el SSW; en este sentido, los estilos de deformación son similares a los del dominio D2. Sin embargo el autor interpretó que el dominio D3 se habría generado durante la segunda fase del ciclo de actividad del cinturón móvil. Probablemente las estructuras del dominio D3 se asocian a las generadas por la faja de cizalla Guacha Corral observadas en el sector más septentrional de dicha estructura ya que en cierto sentido concuerdan con las descritas por Fagiano *et al.* (2004) como D3a y D3b.

En la Figura II.4 se destacan diagramas en los que se representa una síntesis cronológica de los episodios de deformación y metamorfismo para las Sierras Pampeanas orientales, así como también distintos episodios de emplazamientos de granitoides de acuerdo a Rapela *et al.* (1999). La figura citada es de utilidad para comprender de una manera más gráfica cómo los diferentes eventos se correlacionan y suceden en el tiempo.

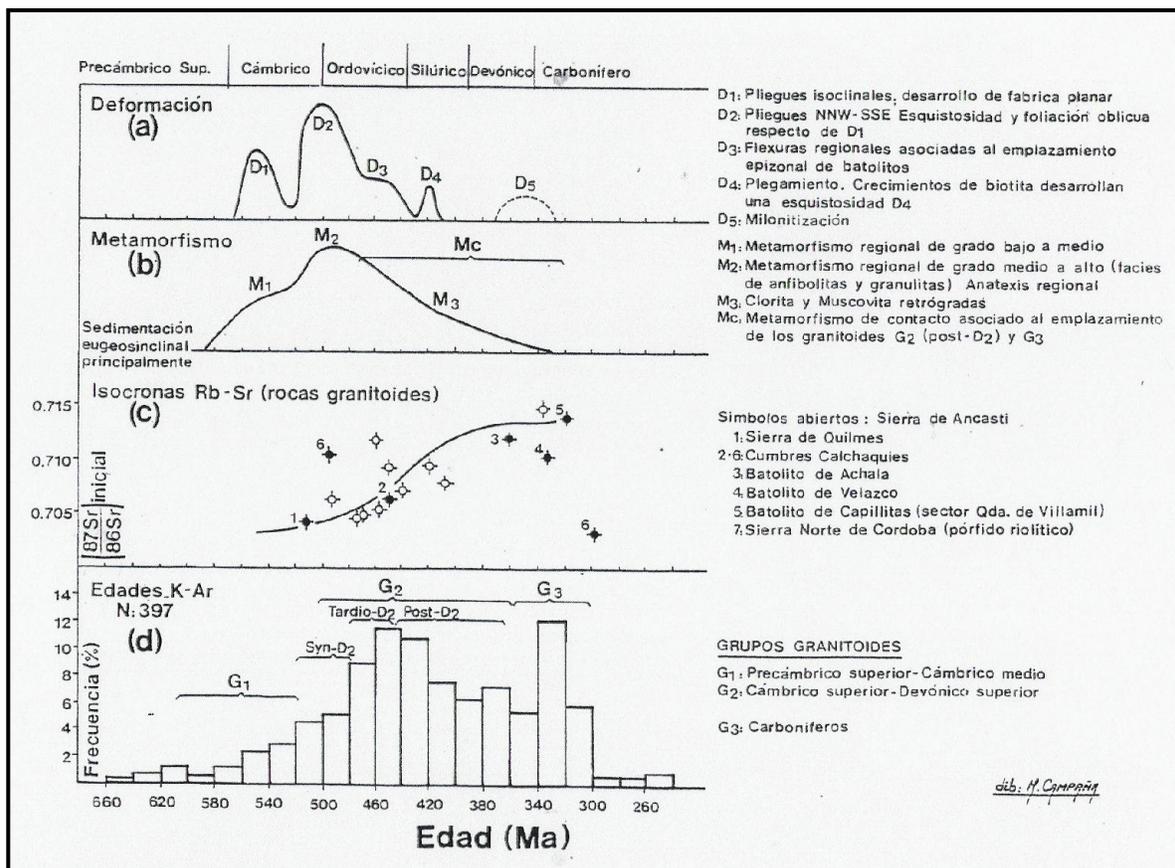


Figura II.4: Síntesis de los episodios de deformación, metamorfismo y emplazamiento de granitoides en las Sierras Pampeanas Orientales. Tomado de Rapella *et al.* (1999).

II.2. Antecedentes y marco geológico local

Tibaldi *et al.* 2014 realiza una amplia reseña sobre las rocas máficas del paleozoico inferior en las Sierras de Córdoba. Donde se observa que 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 1897; Villar 1975 y 1985; Escayola *et al.* 1996; Mutti 1992; Demichelis *et al.* 1996; Otamendi *et al.* 2004; entre otros). Inicialmente, las rocas máficas fueron asociadas principalmente a complejos máficos - ultramáficos los cuales han sido agrupados en dos fajas discontinuas, una que tiene su centro en Bosque Alegre - Alta Gracia y otra que se extiende al sur desde Athos Pampa hasta Los Permalentes (Villar 1975; Bonalumi y Gigena 1987). Algunos ejemplos de complejos máficos - ultramáficos fueron interpretados por varios autores (p.ej.: Villar 1975; Mutti 1992 y Escayola *et al.* 1996), como cuerpos ofiolíticos con características tipo MORB los cuales han sido tectónicamente intercalados dentro de la secuencia metamórfica. Escayola *et al.* (2005) sugieren que estas rocas se formaron en el Precámbrico (640 ± 25 Ma) y que fueron emplazadas tectónicamente durante el cierre de una cuenca de retroarco durante la orogenia Pampeana. 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 matélicos emplazados en el prisma de acreción Pampeano y luego retrabajados tectónicamente. En consecuencia, este autor propone evitar el uso de la faja ultramáfica oriental y occidental.

Estudios desarrollados durante la última década (Demichelis *et al.* 1996 y 1998; Rabbia *et al.* 1996; Chincarini *et al.* 1998; Rapela *et al.* 1998; Gaido y Miró 1998; Otamendi *et al.* 2003; Fagiano 2007; Tibaldi

et al. 2008; entre otros), ponen de manifiesto que muchas de las rocas máficas inicialmente asociadas a estos cinturones, presentan características geológicas, petrológicas y geoquímicas que claramente permiten distinguirlos de los complejos máficos - ultramáficos anteriormente mencionados (Tibaldi *et al.* 2014). De este modo, si bien dentro de 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).

En el centro - norte de la Sierra de Comechingones, uno de los cuerpos máficos más grande observado corresponde al gabro denominado Cerro San Lorenzo, objeto de estudio de la presente tesis. Este magmatismo ha sido reconocido por Romberg 1894, Toselli *et al.* 1977, Villar *et al.* 1993 y Chincarini *et al.* 1996 y 1998, y se caracteriza por estar emplazado tectónicamente (Chincarini *et al.* 1998),

La región centro oriental de la Sierra de Comechingones (Figura II.5) está constituida por un basamento metamórfico migmatítico de alto grado, compuesto predominantemente por gneises biotíticos granatíferos, ortogneises, diatexitas, migmatitas homogéneas y heterogéneas (Guereschi y Baldo 1993; Martino *et al.* 1997 y Guerreschi y Martino 1998, 2002 y 2003), el monzogranito del Cerro Colorado (Guereschi y Baldo 1993; Demichelis *et al.* 1997), y rocas ultrabásicas y básicas, entre las que se encuentra el Cerro San Lorenzo.

En cuanto a la estructura interna de las rocas metamórficas de este sector, muestran una foliación penetrativa de rumbo NNO-SSE predominante, con inclinaciones variables entre el mediano y al alto ángulo hacia el este. Esta planaridad se correlaciona con el dominio D2 del Precámbrico superior definido por Dalla Salda (1984) mencionado en el apartado anterior. Un rasgo notable que se aprecia a escala de

fotografía aérea y que se destaca en la Figura II.5, es una flexura en la foliación de las rocas metamórficas encajonantes del gabbro estratificado San Lorenzo.

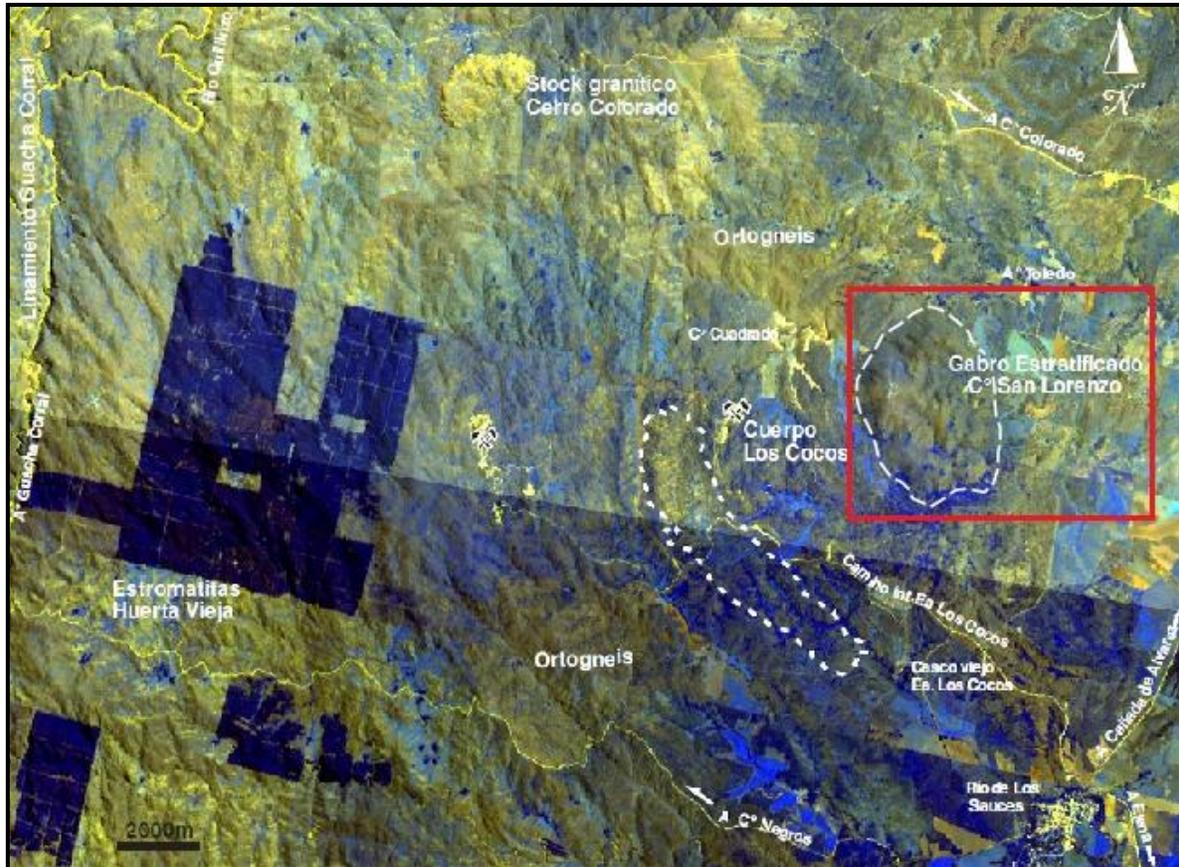


Figura II.5. Sector centro oriental de la Sierra de Comechingones. Se señalan las principales litologías aflorantes, los sectores comprendidos entre éstas corresponden al gneis biotítico granatífero. Figura editada a partir de imágenes satelitales Aster (AST_L1B_003_03032003143253_03222003172335 y AST_L1B_003_0303200314330_2_03222003172450) composición RGB 213 N (Resolución espacial 15m). Tomado de Murray (2009).

Una particularidad es que en todos los sectores alrededor de dicho cuerpo el rumbo e inclinación de la foliación metamórfica se acomoda rodeándolo y buzando hacia el interior del mismo. Esto sería producto de las deformaciones actuantes al momento de su emplazamiento (Chincarini *et al.* 1998).

Como roca de caja, el gneis biotítico granatífero, constituye la unidad litológica dominante en el complejo metamórfico de este sector de la Sierra de Comechingones (Guereschi 1992; Martino *et al.* 1997). Se tratan de rocas de color gris, de grano medio a fino con foliación bien marcada y a veces bandeo composicional interno. La textura es granolepidoblástica y mineralógicamente se compone de cuarzo, plagioclasa, biotita, granate, apatita, circón y opacos. Además se intercalan bancos de anfibolita, mármoles y gneises miloníticos. Localmente al noreste del cuerpo se encuentran aflorando diatexitas muy deformadas. Las condiciones metamórficas alcanzadas por el encajonante gnéisico, al igual que todo el sector de la Sierra de Comechingones, corresponden a las de la zona de sillimanita + feldespato potásico. No se observa efectos metamórficos en el encajonante debido a la intrusión del cuerpo en estudio (Chincarini *et al.* 1998).

Los trabajos previos que tratan específicamente al Cerro San Lorenzo son escasos. Los mismos lo describen como el cuerpo más sobresaliente de la faja máfica- ultramáfica central de la Sierra Grande de Córdoba (Villar *et al.* 1975). Villar *et al.* (1993) lo describe como un gabro estratificado conformado por la alternancia de capas de cumulos de olivino, plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, de color gris, con capas muy finas de color verde oscuro. Chincarini *et al.* (1996) describen detalladamente diferentes cúmulos pertenecientes a una serie estratificada: (1) CPO: cumulo de plagioclasa – olivino, (2) CPCH: cumulo plagioclasa – clinopiroxeno - hipersteno (ortopiroxeno) (3) CPC: cumulo plagioclasa – clinopiroxeno, con unidades rítmicas. La estratificación es de tipo composicional, reflejada por la aparición y desaparición de fases minerales. La hornblenda presente en casi todos los cumulos representa un metamorfismo retrógrado en fase de

anfibolita (Toselli *et al.* 1977). Textualmente la característica más notable es la presencia, en los cumulos de plagioclasa y olivino, de coronas de reacciones entre ambos minerales. Toselli *et al.* (1977) propone un origen metamórfico de las coronas, durante un lento enfriamiento. Escayola (1994) por su parte postula, basándose en características regionales y geoquímicas, que el gabro estratificado del Cerro San Lorenzo sería parte de la secuencia ofiolítica de la faja ultramáfica occidental de las Sierras de Córdoba.

Tanto en el sector este como en el oeste del cuerpo se reconocieron afloramientos intrusivos de composición granodiorítica y tonalítica respectivamente.

Según Chincarini *et al.* (1996 y 1998) y de acuerdo a las características químicas, composicionales y estructurales, indica que el gabro del Cerro San Lorenzo correspondería a la intrusión de un magma básico de tipo basáltico con tendencias calcoalcalinas. Se trataría de un cuerpo alóctono que se habría emplazado en un ambiente metamórfico profundo en facies de granulitas, a aproximadamente 800°C y 8 Kb de presión, concomitante con el evento metamórfico - deformacional de carácter regional M2 - D2. De manera posterior al emplazamiento, el cuerpo gábrico habría sido desmembrado y transportado como un gran porfiroclasto dentro de los gneises encajantes por el efecto de una tectónica en cizalla simple, durante esta etapa se habrían mantenido las condiciones de metamorfismo y deformación M2 - D2. La diferencia de competencia entre el cuerpo gábrico y su encajonante gnéisico habría producido un boudinage regional del cuerpo, originando la curvatura del gneis.

Capítulo III

Geología Local, entorno metamórfico del gabro Cerro San Lorenzo

III.1. Generalidades

En esta sección se describen las características de yacencia y petrografía de las litologías que conforman el entorno metamórfico del gabro Cerro San Lorenzo.

Las exposiciones de las litologías no son muy buenas, esto se debe a que el área se encuentra en la zona más baja, ya terminal del faldeo este de la Sierra de Comechingones y posee una abundante cubierta sedimentaria moderna y buen desarrollo del bosque autóctono que en muchos sectores cubre las rocas o impide el paso para realizar observaciones y muestreos.

En lo que respecta al análisis petrológico del encajonante, ha sido definido de diversas maneras a lo largo de la bibliografía existente.

Martino *et al.* (1997a) y Chincarini *et al.* (1998) establecen que la unidad dominante del complejo metamórfico de este sector de las Sierras de Comechingones corresponde a gneises biotíticos granatíferos, los cuales presentan intercalaciones de anfibolitas diopsídicas y mármoles forsteríticos diopsídicos. Asimismo localmente reconocen afloramientos de ortogneises muy deformados compuestos de plagioclasa, cuarzo, biotita, apatita, epidoto y allanita.

Por su parte, Murray (2009) clasifica a este basamento en base a análisis geoquímicos como granitoides tipo S.

Es de remarcar que todas estas clasificaciones contemplan una génesis particular y diferente para dichas rocas.

En cuanto a la estructura Chincarini *et al.* (1998) observa un marcado cambio en la orientación de las estructuras metamórficas entorno al cuerpo gábrico, diferenciándose de la típica disposición submeridional del entorno metamórfico regional. Esto se debe a que la foliación gneísica muestra una flexura cóncava buzante hacia el cuerpo, es decir, una distribución cónica dispersándose alrededor de un eje.

III.2. Litologías

Aquí se describirán las rocas que constituyen el encajante, de acuerdo a observaciones propias y su clasificación correspondiente. Así, se identificaron diatexitas y anfibolitas.

III.2.1. Diatexita

Los afloramientos se observan como extensas planchadas de relieve homogéneo, presentan una morfología bochiforme claramente distinguible del cuerpo gabroico (Figura III.1.A).

La roca es de color gris oscuro a blanquecino variando localmente debido a la presencia de bandas melanocráticas poco definidas y posee una textura homogénea (Figura III.1.C). Presenta resister residuales compuestos principalmente por Bt (Figura III.1.B). Alterando con dicha litología se reconocen bancos más o menos potentes de mármoles y anfibolitas.

Se observan rasgos de milonitización y cizallamiento con variaciones locales (Figura III.1.E). Los indicadores cinemáticos observados son del tipo sigmoidales e indican movimientos generales del tipo inverso (Figura III.1.F).

A escala microscópica posee una textura homogénea, granoblástica, dada por el desarrollo de un mosaico de cristales inequigranulares, de tamaño medio. Mineralógicamente se compone de cuarzo, plagioclasa, biotita, granate, minerales opacos como accesorios y muscovita y clorita como minerales secundarios. Qtz + Pl + Kfs + Bt + Gte constituyen la paragénesis metamórfica.

El cuarzo conjuntamente con plagioclasa son los minerales más abundantes y principales constituyentes de la textura granoblástica. Aparece como cristales anhedralos de hasta 8 mm y en agregados policristalinos, con bordes muy irregulares, de tamaño fino donde es común observar puntos triples de contacto, también asociado a Pl y Bt. El Qtz posee extinción ondulosa.

La plagioclasa se presenta como cristales subhedrales - anhedralos, algunos alcanzan los 4 mm. Presenta el maclado albitico característico en algunos casos acuñado producto de la deformación.

El feldespato potásico se encuentra en menor abundancia que los anteriores. Se presenta como granos anhedralos de entre 2 - 3 mm de tamaño, suele desarrollar bordes lobulares en contacto con Qtz. Presenta macla en enrejado esfumada y alteración a sericita.

La biotita se presenta como láminas de 1 - 1,5 mm de tamaño. Se dispone de manera aleatoria o en agregados sin ninguna estructuración aparente. Algunos bordes de los cristales se encuentran alterados a Ms, pero es un proceso muy subordinado.

El granate es poiquiloblástico (Figura III.1.D), con tamaños que superan el centímetro y engloba a cristales de menor tamaño de todas las demás fases minerales.

En lo que respecta a la microestructura, no presenta ningún tipo de foliación ni orientación mineral, ya que los filosilicatos presentes lo hacen de manera aleatoria o formando agregados, nunca dispuestos en bandas o con algún tipo de continuidad.

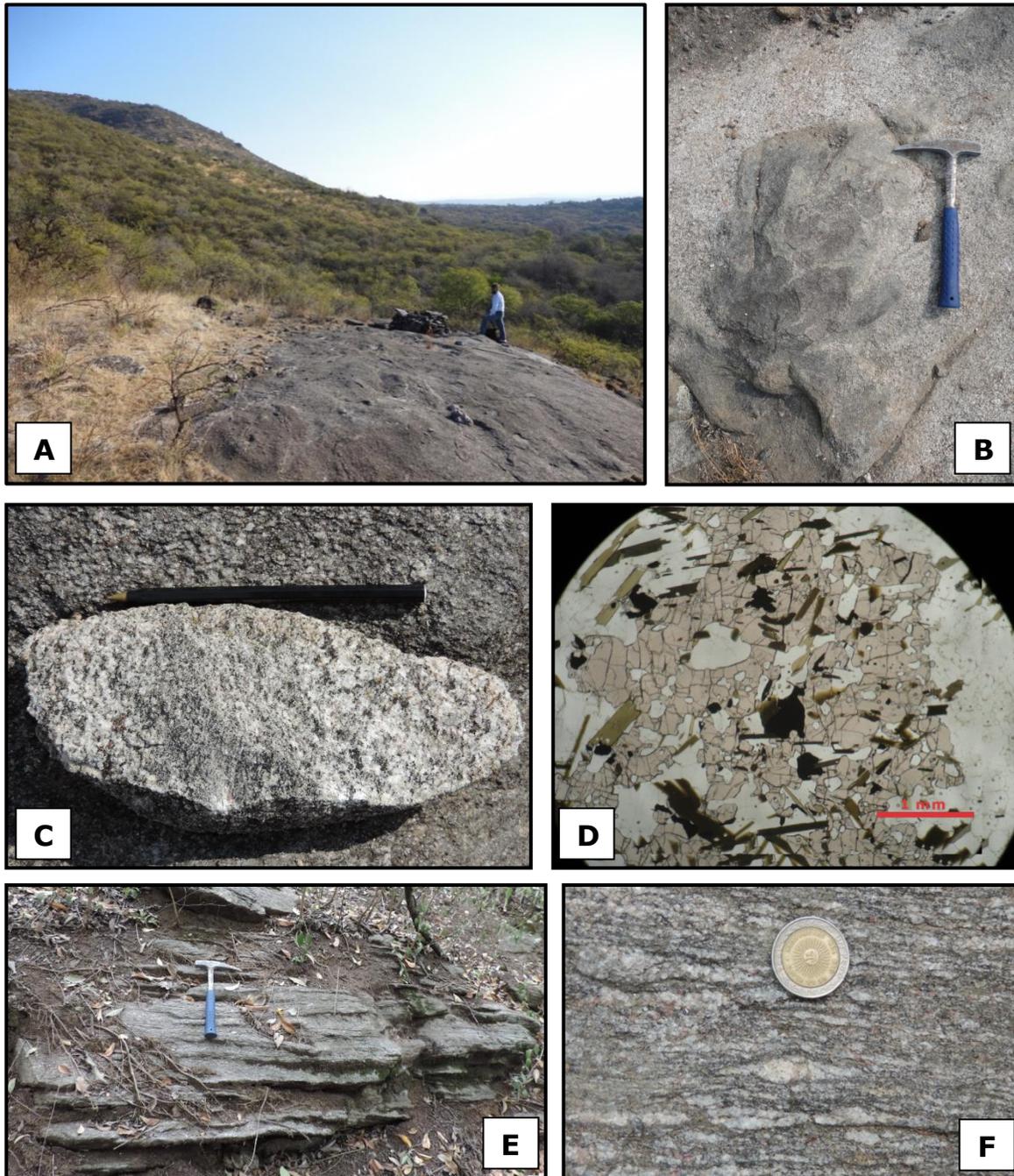


Figura III.1: Diatexita. A- Afloramiento, planchadas de relieve homogéneo. B- Resister residual compuesto principalmente por Bt. Largo de la piqueta 33cm. C- Textura granoblástica a escala mesoscópica. D- Imagen bajo microscopio petrográfico, nicoles paralelos. Granate poiquiloblástico, englobando a cristales de Pl, Qz y Bt. E- Diatexita con rasgos de cizallamiento. F- Diatexita milonitizada; se observa como indicador cinmático un porfiroblasto sigmoidal (sentido inverso de la cizalla).

III.2.2. Anfibolita

Las anfibolitas afloran a manera de cuerpos tabulares elongados de menos de 2 mts de potencia por escasos metros de longitud, intercalados con las restantes litologías que componen el entorno metamórfico regional. Se asocian principalmente a cuerpos diatexíticos, con contactos netos y concordantes.

Los afloramientos de cuerpos de anfibolitas aparecen de manera saltuaria y en algunos casos donde los afloramientos se separan y ubican a una cierta distancia entre sí, manteniendo el mismo rumbo; podrían pertenecer a un mismo cuerpo que se encuentra boudinado (Murray 2009).

Se trata de una roca de color gris oscuro a negro, de tamaño de grano fino, compuesta esencialmente por hornblenda y plagioclasa (Figura III.2.A). En algunos casos presentan bandas félsicas orientadas paralelas a la foliación compuestas esencialmente por cuarzo. Posee esquistosidad grosera y a golpe de martillo rompe a manera de lajas gruesas alargadas en sentido de la foliación.

Al microscopio esta roca presenta un patrón textural granonematoblástica, está conformada por blastos de tamaño fino a medio, principalmente de hornblenda y plagioclasa (Figura III.2.B).

Los minerales opacos como principales accesorios se encuentran dispuestos de manera aleatoria y vinculados a los cristales de Hbl. Se reconoce clorita, y carbonatos como minerales de alteración. Su paragénesis es Pl + Hbl.

La plagioclasa se presenta como cristales subhedrales de hasta 1 mm de tamaño. En algunos individuos se observa la macla de carlsbad y en otros la polisintética que en ciertos casos se acuña o no posee continuidad en el grano. Es muy común observar puntos triples de contacto con Hbl.

La hornblenda es muy abundante en la roca, se presenta como granos subhedrales – euhedrales de hasta 5 mm. En los que desarrollan un mayor tamaño se observa una textura poiquilítica englobando a blastos de Pl; se asocian también exsoluciones de minerales opacos preferentemente orientados. En algunos casos se observa en reacción con pequeños cristales de Chl.

En cuanto a la microestructura, se observa una foliación más desarrollada en la muestra P10. Los blastos subhedrales de Pl y Hbl se encuentran levemente orientados, dispuestos con sus ejes mayores de forma subparalela entre sí.

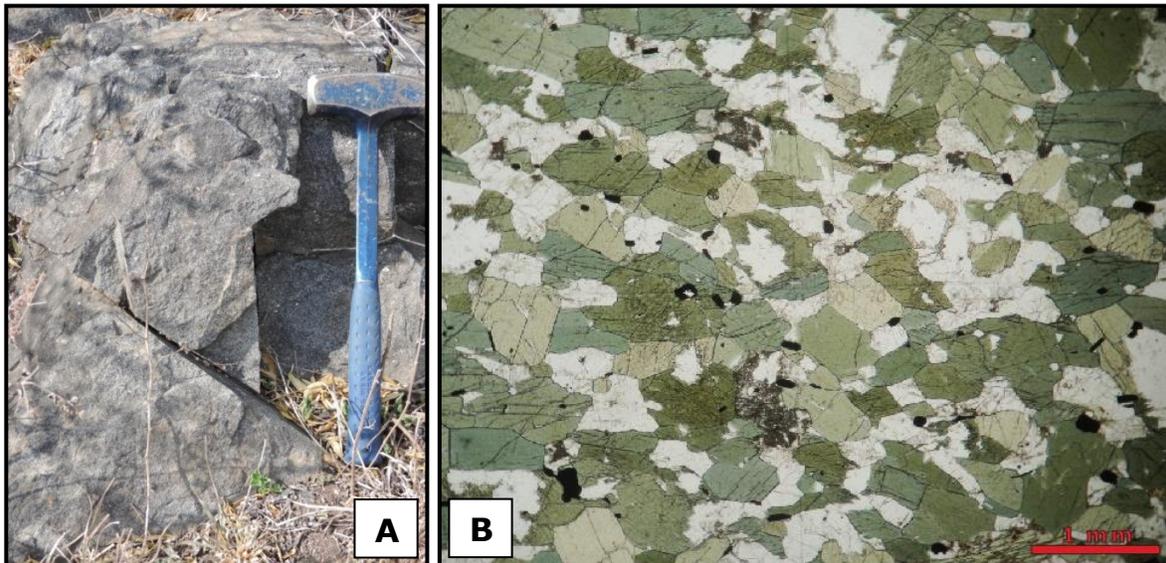


Figura III.2: Anfibolita. A- Imagen a escala de campo, de afloramientos de los bancos de Anfibolita. Largo de la piqueta 33cm. B- Imagen bajo microscopio petrográfico; nótese la textura granonematoblástica, con una leve orientación de los granos de Hbl (E – W en la foto).

III.3. Estructuras metamórficas

Sin duda uno de los rasgos más notables y fácilmente apreciables a escala de fotografía aérea, es la flexura cóncava de la foliación del

encajonante metamórfico en carcanías al contacto con el gabro Cerro San Lorenzo. Dicho rasgo ya fue notado por Villar *et al.* (1993).

Este rasgo se puede observar hasta unos 1000 mts aproximadamente desde la ubicación del contacto. En el relevamiento de campo se pudo observar y comprobar que las foliaciones metamórficas, principalmente asociadas a las diatexitas, buzan siempre hacia el centro del cuerpo (ver Anexo 1 – Mapa).

A continuación se presenta una representación de los datos relevados en diferentes perfiles realizados perpendicularmente al contacto.

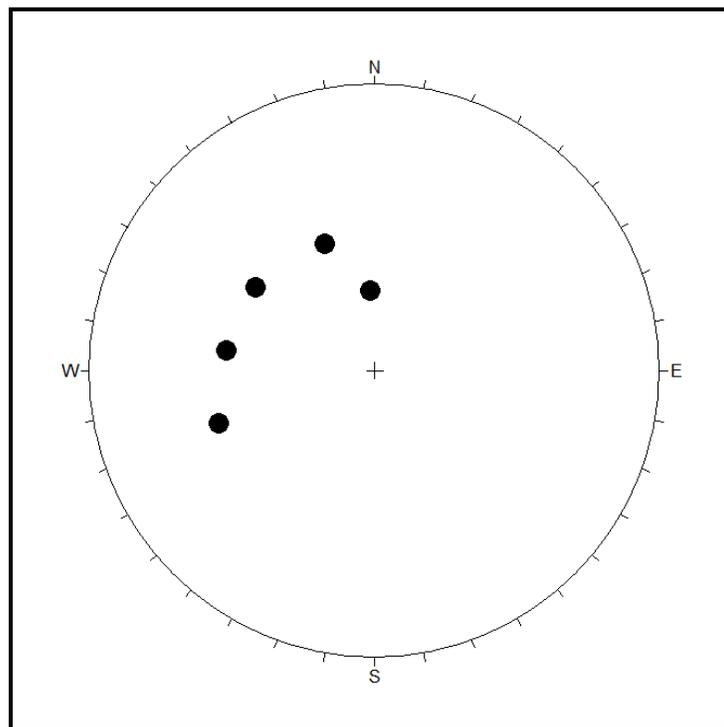


Figura III.3: Diagrama estereográfico de polos. Datos de la actitud estructural de la foliación metamórfica del encajonante del gabro Cerro San Lorenzo. Número total de datos: 5.

El respectivo tratamiento estadístico de los datos realizado por Chincarini *et al.* (1998), mediante polos representativos y posteriormente compilados en un diagrama sinóptico, expresa la

distribución cónica de la foliación, dispersándose alrededor de un eje N 229°/85°, encontrándose el cuerpo gábrico en su centro; así, la estructura interna del gabro no responde a esta distribución (ver Figura IV.2. e Inc. IV.1) y es discordante con respecto a la de su encajonante. En el mismo trabajo concluyen un modelo de emplazamiento basado en la aloctonia del gabro Cerro San Lorenzo, en el marco de una evolución progresiva que comprende su emplazamiento en niveles profundos y su posterior deformación, desmembramiento como un gran fragmento dentro de una región deformada por cizalla. El emplazamiento del gabro en un ambiente metamórfico profundo indicaría que éste no forma parte de una ofiolita desmembrada.

Capítulo IV

Geología Local, gabro Cerro San Lorenzo

IV.1. Generalidades y características de campo

En esta sección se describen las características de yacencia y petrografía del gabro Cerro San Lorenzo.

Se trata de un cuerpo aislado, de forma oval, ligeramente elongado N – S, con su eje mayor de unos 2700 mts y su eje menor E – W de 1600 mts. Constituye un resalto topográfico de unos 200 a 250 mts, contrastando con la geomorfología relativamente plana de su contexto metamórfico. Posee una pendiente más suave en su flanco oriental, siendo más brusca y escarpada hacia el oeste. Los afloramientos no poseen una gran continuidad (pocas decenas de metros) debido principalmente a la cubierta sedimentaria, el desarrollo de vegetación autóctona y zonas de actividad forestal (principalmente zona sur). Presentan morfología de bloques subrectangulares y subredondeados; la distribución y frecuencia de estos es distinta según la zona del cuerpo.

Una de las características más distintivas de este cuerpo es que es textural y mineralógicamente heterogéneo. La superficie de los afloramientos es muy irregular, con asperezas y resaltos que denotan la heterogeneidad composicional, textural y mineralógica de la roca.

A escala macro y mesoscópica se presenta como una roca masiva, tenaz, melanocrática, de color gris oscuro, con textura granular y tamaño fino a medio. A ojo desnudo y de manera general, las fases

minerales constituyentes que se reconocen son plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y hornblenda. Existen grandes variaciones de un afloramiento a otro, tanto en la presencia y abundancia, como en el hábito de dichos minerales.

A escala de afloramiento se pueden distinguir zonas de textura homogénea, y otras que presentan un bandeamiento composicional, debido a la aparición y desaparición de las mencionadas fases minerales. Dicha estratificación se manifiesta como una laminación o bandeado, con espesores que van desde algunos centímetros hasta el orden de pocas decenas de metros de potencia (Figura IV.1.A, B y C), expresado por cúmulos ricos en plagioclasa y otros en olivino.

La variación composicional se observa claramente en afloramiento dada la erosión diferencial producida en los mismos. Así los cúmulos ricos en plagioclasa se observan con un mayor grado de erosión, mientras que los sectores donde predomina el olivino quedan realzados. De este modo en afloramiento se observa una textura granular rugosa (Figura IV.1.D).

Cabe mencionar que las imágenes de dicho bandeamiento en la figura citada, corresponden en todos los casos a bloques sueltos, pudiendo por tal razón no ser coincidente en algunos casos con la característica actitud subvertical.

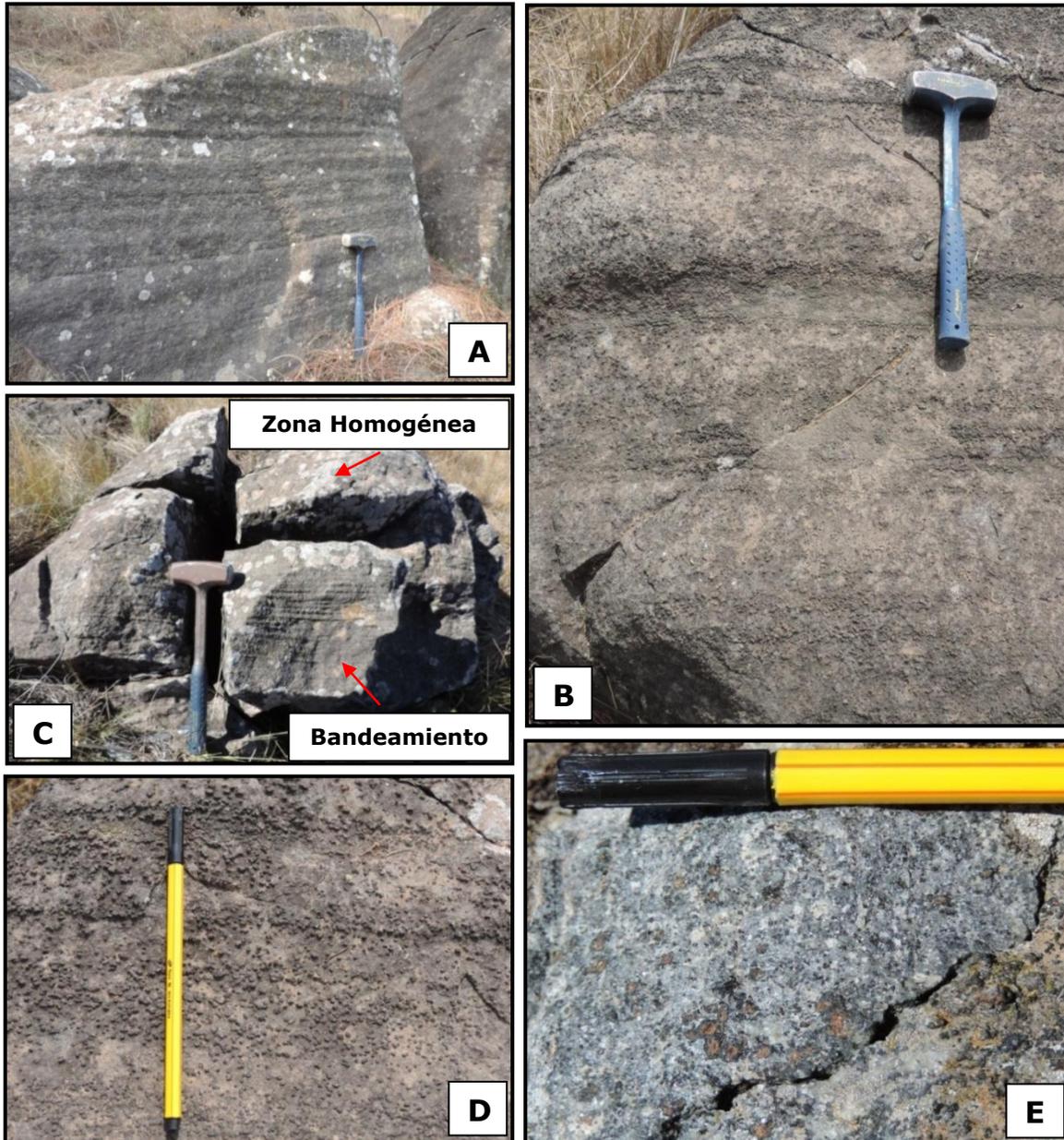


Figura IV.1: Gabro bandeado. Fotos a escala de afloramiento sobre superficies de bloques sueltos. A- Bandeado composicional en el orden de varios centímetros. Largo de la piqueta 33cm. B- Detalle del bandeado composicional. C- Variación espacial del gabro bandeado; se observa una capa inferior con bandeamiento y una superior homogénea. D- Textura rugosa en la superficie de los afloramientos como consecuencia de la erosión diferencial de las coronas. E- Vista a escala de afloramiento de las coronas de reacción; se distingue el núcleo de oxidación del OI.

Este bandeamiento composicional fue medido en varias zonas del cuerpo, los datos obtenidos se presentan a continuación (Figura IV.2).

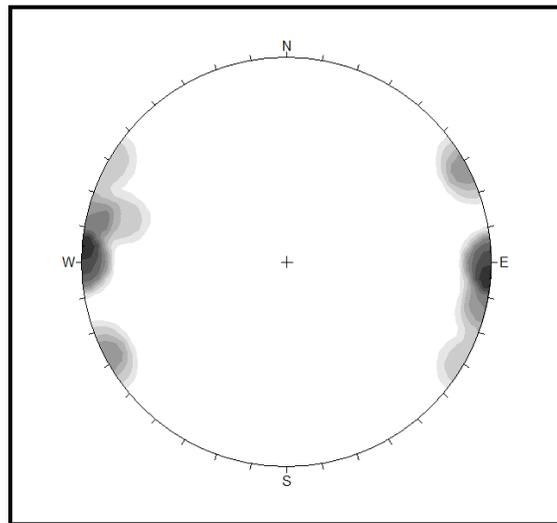


Figura IV.2: Diagrama estereográfico de polos. Datos de la actitud estructural del bandeamiento composicional interno del gabro Cerro San Lorenzo. Número total de datos: 10.

Sin duda el rasgo textural más destacado y ampliamente tratado en la bibliografía previa, es el desarrollo de una textura coronítica en todos los contactos entre granos de olivino y plagioclasa. Esta característica es fácilmente observable a escala de afloramiento (Figura IV.1.E), y posteriormente fue constatada en el análisis microscópico correspondiente. Se observa una coloración rojiza en el centro de las coronas producto de la oxidación del olivino.

Un rasgo bastante común es la presencia de venas y venillas de solo unos pocos centímetros de ancho, compuestas principalmente de materiales félsicos (Qtz + Pl) que presentan diferentes comportamientos reológicos. El caso más abundante y reconocido principalmente en el sector centro - norte del cuerpo es la presencia de venillas con comportamiento dúctil, asociadas al gabro homogéneo

(Figura IV.4.A y B), las que podrían estar relacionadas a un estadio más evolucionado del mismo magmatismo. También estas venillas se pueden observar vinculadas a una estructura mayor con un comportamiento más frágil, bordes netos, contrastando con la reología del gabbro isótropo circundante (Figura IV.4.C). La actitud estructural de dichas venillas es Rb: 25°N – Bz: Subvertical.

Otro proceso de inyección de fluidos posterior al enfriamiento del cuerpo la manifiesta una red de venillas silíceas, observadas principalmente en el sector centro – sur del cuerpo. Poseen un color anaranjado, comportamiento frágil y se observan como realces en la superficie de los afloramientos, provocado por la erosión diferencial (Figura IV.4. D, E y F). En muchos casos se observa más de un juego de venillas con actitudes estructurales diferentes. A continuación se presentan los datos medidos (Figura IV.3).

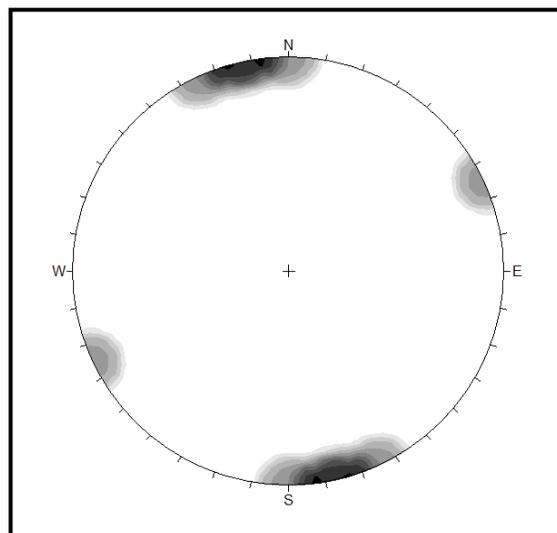


Figura IV.3: Diagrama estereográfico de polos. Datos de la actitud estructural de las venillas silíceas. Número total de datos: 5.

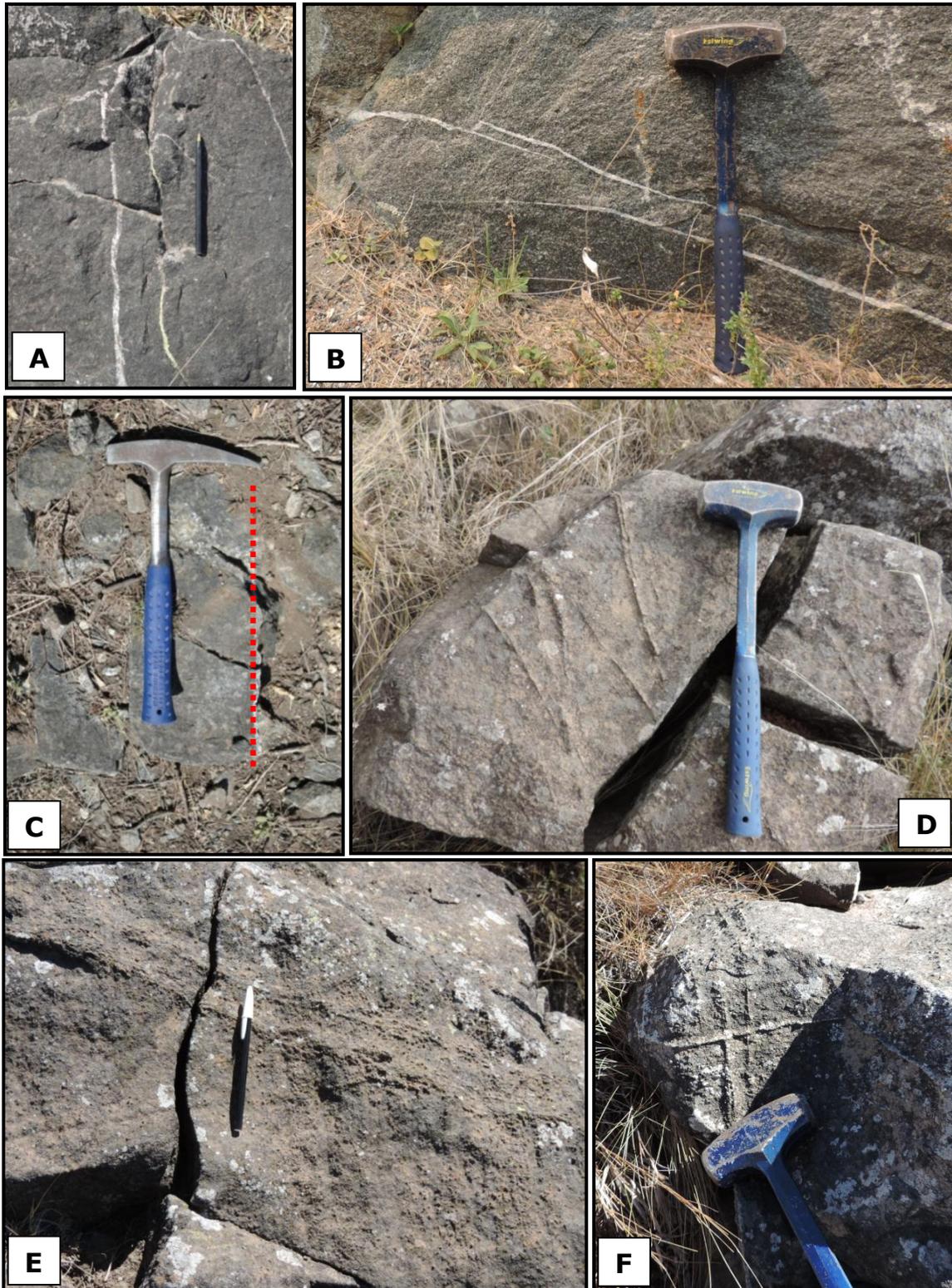


Figura IV.4: A y B – Venillas de composición félsica con un comportamiento reológico dúctil con respecto al gabro. Largo de la piqueta 33cm. C- Venillas de composición félsica con un comportamiento reológico frágil con respecto al gabro. D- E- F- Conjunto de venas silíceas; se observan como resaltes de alteración sobre la superficie de los afloramientos. En algunos casos presentan un comportamiento estructural definido en dos familias diferentes.

En varios frentes de canteras ubicados en el sector centro – este del cuerpo, se pudo reconocer como un evento posterior, un cizallamiento que genera la hornblendización del gabro circundante y se asocia el proceso de inyección de fluidos leucocráticos anteriormente descrito (Figura IV.5.A y B).

Dicha estructura fue medida identificando el plano de la misma por la característica “harina de falla”.

Su actitud estructural es:

- A. Rb: 310° N / Bz: 67 ° NE.
- B. Rb: 36° N / Bz: 70 ° E.



Figura IV.5: A – Perfil cantera. Estructura frágil afectando al cuerpo. B – Hornblendización secundaria sobre la superficie de los afloramientos en cercanías a la zona de cizallamiento.

En algunas zonas localizadas, sobre todo en cercanías a los límites del cuerpo, se observó capas de carbonatos (“caliches”) de algunas decenas de centímetros de potencia. Dicho rasgo se ha descrito ampliamente asociado a la mayoría de los cuerpos básicos y ultrabásicos de las Sierras de Córdoba.

IV.2. Unidades Litológicas

Todos los rasgos tanto texturales y mineralógicos, como los correspondientes a las estructuras magmáticas presentes en el gabro Cerro San Lorenzo pueden variar sus características y localización en el orden de unos pocos metros.

En base a características de campo, estructurales y petrográficas, se reconocieron varios tipos litológicos los cuales conforman el Cerro San Lorenzo. A partir de dicho análisis se definieron unidades litológicas, adoptando diferentes criterios de clasificación y mapeo según el caso (Anexo 1 – Mapa). Para el primer orden de clasificación se tuvieron en cuenta criterios vinculados con la génesis de las rocas. De esta manera se diferenciaron dos unidades litológicas que responden a procesos primarios o de génesis ígnea (Unidades 1 y 2), de una tercera unidad caracterizada por un proceso secundario de alteración (Unidad 3).

Los criterios para las subdivisiones de las unidades mayores siempre responden a variaciones estrictamente petrográficas.

1) UNIDAD GABRO CUMULAR

A) Subunidad Gabronorita Olivínica

- Gabronorita olivínica
- Gabro
- Gabro piroxénico - hornbléndico
- Gabro hornbléndico
- Anortosita

B) Subunidad Gabro Olivínico

C) Subunidad Gabronorita - Gabronorita piroxénica hornbléndica

2) UNIDAD TONALÍTICA

3) UNIDAD GABRO HORNBLENDIZADO

IV.2.1. UNIDAD GABRO CUMULAR

Es la unidad con mayor desarrollo espacial. Constituye aproximadamente un 80% de la superficie del cuerpo. Se caracteriza por presentar una típica textura cumular de sus unidades magmáticas y por el desarrollo de un bandeo composicional del orden de unos pocos centímetros hasta varias decenas de metros de potencia. Las zonas cumulares con textura homogénea se podrían deber a estratos lo suficientemente potentes, en el orden de decenas de metros, haciendo que a escala de afloramiento no sea posible la observación de sus límites.

A continuación se describen las variantes litológicas reconocidas.

IV.2.1.A. Subunidad Gabronorita Olivínica

Dentro de esta subunidad se reconocen diferentes tipos litológicos, no obstante su denominación queda determinada por el que presenta mayor abundancia. A continuación se realiza una caracterización petrográfica para cada caso en particular.

Gabronorita Olivínica

Es el tipo litológico más abundante y de mayor extensión areal dentro del cuerpo básico Cerro San Lorenzo. Se presenta como una roca masiva, tenaz, melanocrática, de color gris oscuro, con tamaño de grano de fino – medio. De acuerdo al análisis de los cortes delgados bajo microscopio petroográfico se reconoce como una roca holocristalina, inequigranular y con un patrón textural hipidiomórfico. La plagioclasa es la fase mineral más abundante, sus porcentajes pueden variar entre un 35 - 60%. Se pudo observar que en los casos donde estos porcentajes son menores, el Cpx es el mineral que aumenta proporcionalmente. Se

presenta como cristales subhedrales – anhedrales de tamaño fino a medio, algunos llegan a superar los 3,5 mm.

Según la clasificación petrológica propuesta por Le Maitre (2002), algunas muestras correspondientes a este grupo litológico (Ej: SL 34, ver Figura IV.13) se podrían adjetivar como Leocogabronoritas Olivínicas, debido a que la proporción de Pl supera el 65% modal.

Un rasgo observable también a escala de afloramiento y muestra de mano, es el desarrollo de una textura porfírica de algunos cristales de Pl en zonas puntuales del cuerpo. No se presentan con una distribución definida, si no que lo hacen de manera aleatoria y en escasos cristales. Algunos llegan a superar el centímetro de tamaño (Figura IV.6.A), mientras que los mayores tamaños observados en los cortes delgados realizados fueron de 4, 5 – 5 mm (Figura IV.6.B).

Es común observar, agregados de cristales de menor tamaño (aproximadamente 0,2 – 0,3 mm), con bordes rectos y puntos triples de contacto (120°), semejante a una textura del tipo metamórfica (Figura IV.6.C). Ambos hábitos se los puede observar en contacto.

Un rasgo particular de la Pl es la cantidad extraordinaria de inclusiones que posee en casi la todos los granos, cuya densidad son poco comunes. Las mismas son anhedrales y euhedrales, en este último caso con hábitos prismáticos y aciculares bien definidos. Son de tamaño muy pequeño, alrededor de los 5 a 10 μm . Mediante el análisis con microsonda electrónica (EDS), se identificaron como fases minerales presentes a Cpx, Ap, Mag – Ilm y Py. Las mismas se pueden disponer paralela, perpendicular y/o aleatoriamente con respecto a los planos de maclas de los cristales de Pl.

Las estimaciones composicional de la Pl realizadas a través del método de Michel-Levy, dieron en un rango entre An_{53} – An_{67} (Labradorita). En todos los casos donde se realizó dicho procedimiento, los valores obtenidos fueron siempre inferiores a los posteriormente

constatados con el análisis mineraloquímico, posiblemente por una limitante normal en la exactitud del método.

Algunas muestras presentan cúmulos de Pl, predominantemente euhedral con Hbl como intercúmulo (Figura IV.6.D).

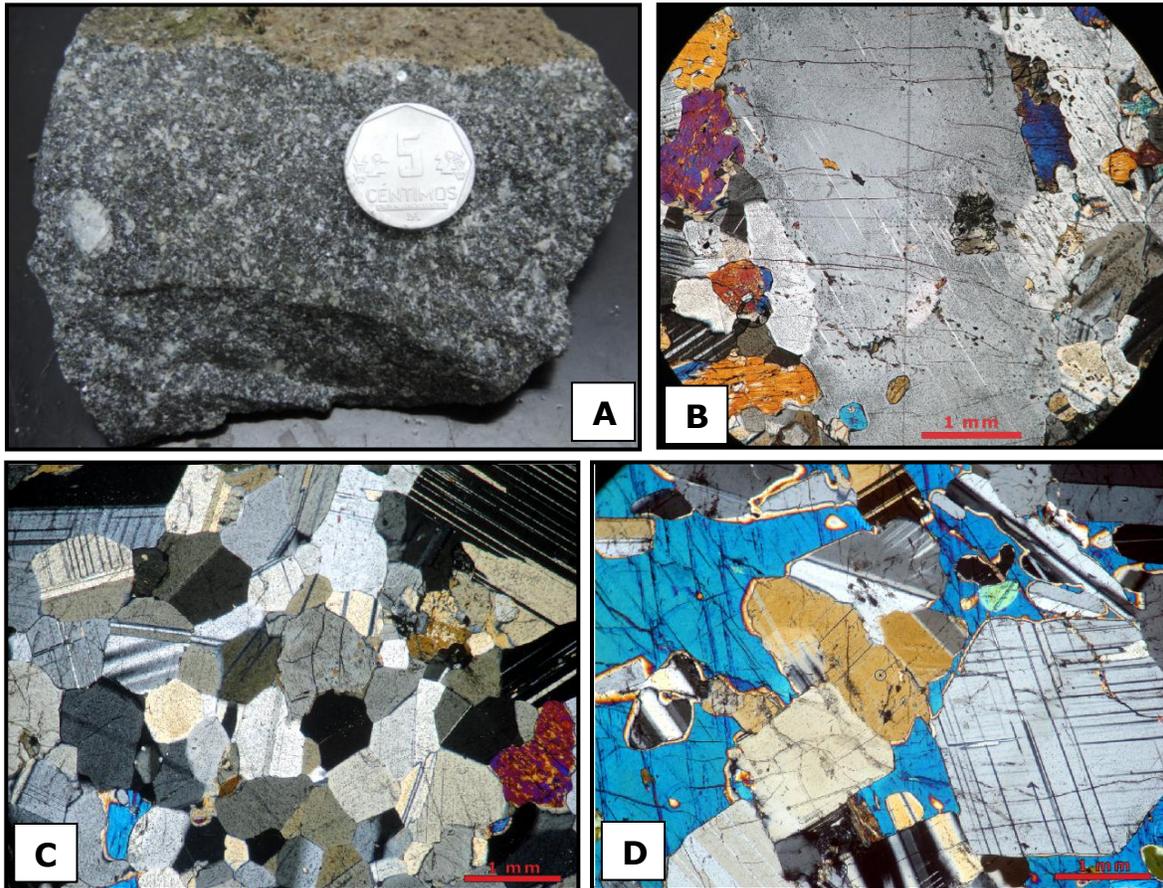


Figura IV.6: A- Plagioclasa porfírica; muestra a escala mesoscópica, cristal de aproximadamente 1,5 cm. B- Imagen bajo microscópio, a nicoles cruzados. Cristal de Pl porfírica que supera el centímetro paralelamente a su eje mayor. C- Agregados policristalinos de Pl; notar los puntos triples de contacto (120°). D- Cúmulos de Pl euhedral - subhedral; Hbl es la fase mineral dispuesta como intercúmulo. .

El mineral que sigue en abundancia es el clinopiroxeno, cuyos porcentajes varían entre 20 - 30 %. Es una fase mineral omnipresente en todo el cuerpo. Se presenta en cristales subhedrales, prismas cortos con secciones cuadradas, pseudo hexagonales, pseudo octogonales y prismas bien desarrollados, con tamaños que alcanzan los 3 mm. A

nicos paralelos es incoloro a verde pálido. Posee una birrefringencia moderada (0,024 – 0,025). Los valores de los ángulos de extinción medidos se encuentran alrededor de los $C \wedge Z$: $42^\circ - 48^\circ$. Las inclusiones presentes fueron determinadas con EDS como Mag - Ilm y Py. En algunas muestras se encuentra una acumulación de cristales, representando una textura cumular, a veces vinculados a Pl, Ol y/o Opx. En todos los casos se encuentran alterados a Hbl, ya sea parcialmente (afectando los bordes de los granos), como totalmente, donde apenas es posible reconocer los cristales de Cpx relíctico.

El olivino constituye aproximadamente un 10 - 25 % de la muestra. Se presenta como cristales irregulares, anhedrales, con tamaños que pueden superar los 3,5 mm. Se pueden observar de manera aislada, y localizadamente como zonas cumulares, donde varios cristales llegan a estar en contacto. Dicho rasgo es muy variable incluso a escala de sección delgada. A nicoles paralelos es incoloro, de alto relieve, presenta la característica fractura concoidea a lo largo de las cuales, en algunos casos, se observa una leve alteración a serpentina. Presenta una birrefringencia máxima de 0,034 – 0,036 (anaranjado 2do orden). En base a los análisis ópticos podemos inferir un rango composicional dentro de la serie de los Olivinos de $Fo_{75} - Fo_{90}$. En este caso las estimaciones ópticas fueron levemente superiores de las constatadas mediante el análisis químico. Dichos datos se presentan debidamente en el Capítulo V.

La característica textural más sobresaliente es que todos los cristales se encuentran parcial o totalmente reabsorbidos. Dicha reacción se da en los contactos con Pl desarrollando una típica textura coronítica (Figura IV.7.A, B, C y D), solo quedando relictos de los cristales de Ol en las posiciones más centrales y menos alteradas de los granos. En los casos donde el proceso de reabsorción es total, el cristal de Ol primario desaparece por completo, quedando solo en el centro de

las coronas un cristal de menor tamaño, de morfología irregular, color pardo oscuro, levemente pleocroico y con un color de interferencia anómalo.

En algunas muestras se observa que un cristal mayor de Opx incluye total o parcialmente a otro de Ol (Figura IV.7.F y G). En este caso, el desarrollo de las coronas es impedido, ya que no se encuentra en contacto con Pl.

Es común reconocer bajo microscopio petrográfico fases de minerales opacos en una textura del tipo mirmequítica vinculados a las coronas de reacción. Se constató mediante análisis EDS que corresponden a Mag - Ilm. Posiblemente se dan por el exceso de hierro liberado por Ol que no es absorbido en la cristalización de Opx coronítico.

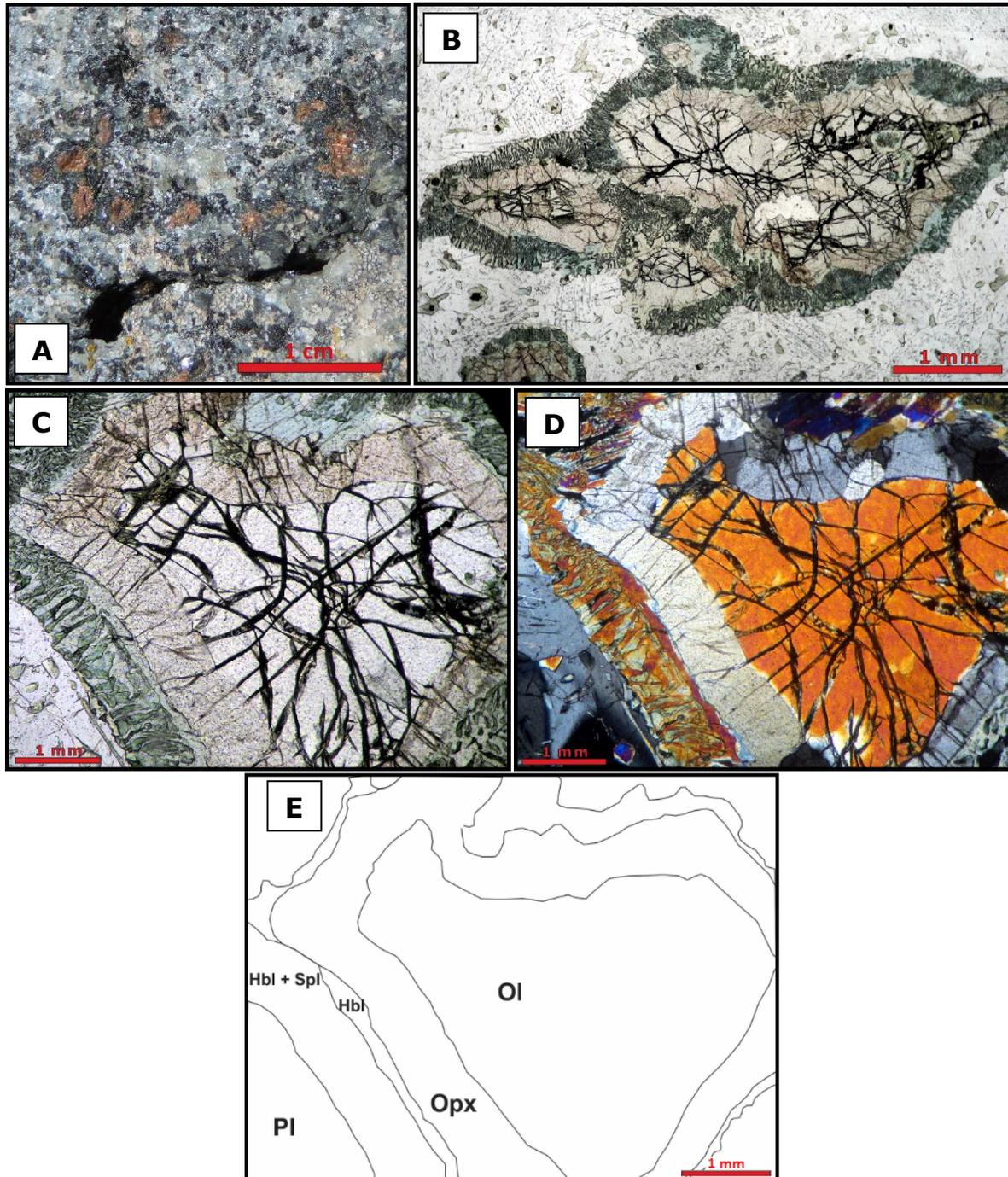


Figura IV.7: A- Vista a escala de afloramiento de las coronas de reacción; se distingue el núcleo de oxidación del Ol (Zoom de Figura III.1.E). B- Imagen bajo microscopio, a nicols paralelos. Cristales de Ol con el típico desarrollo de la textura coronítica. C y D- Imágenes bajo microscopio petrográfico a nicols paralelos y cruzados respectivamente. Se observa claramente los diferentes anillos de reacción concéntricos al cristal central de Ol que componen las coronas. E - Esquema de los diferentes anillos de reacción que componen las coronas, basado en las figuras C y D.

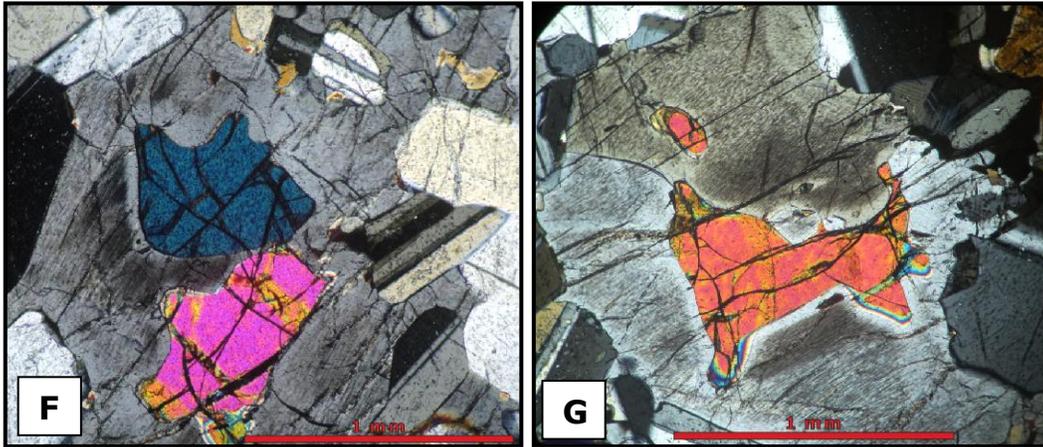


Figura IV.7: F y G- Cristales de Ol contenidos completamente dentro de otro cristal mayor de Opx; nótese la ausencia de las coronas de reacción.

Otra particularidad en el desarrollo de las coronas, es cuando el Ol se encuentra parcial o totalmente incluido en un cristal mayor de Hbl primaria. Se observa el desarrollo del primer anillo de Opx, luego no se presenta los dos restantes con las características típicas, si no que se observa la continuación del cristal mayor de Hbl primaria, y en los contactos de Hbl - Pl es donde se desarrollan las siplectitas de Spl (Figura IV.8.A y B).

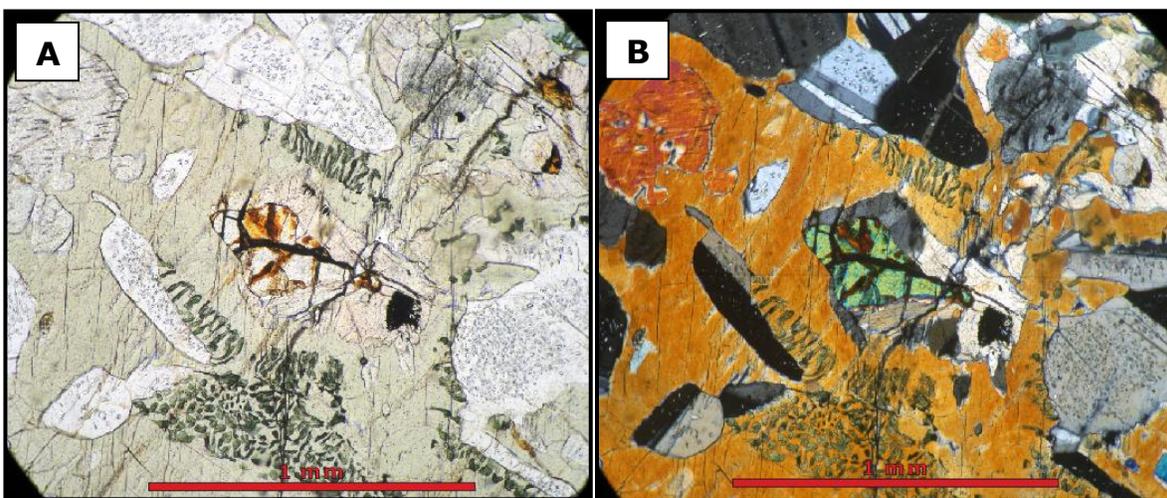


Figura IV.8: A y B- Vista bajo microscopio petrografía (zoom 10X). Cristal de Ol incluido totalmente dentro de Hbl primaria. Notar la particularidad en el desarrollo de la corona. Ver explicación en el texto.

Otra fase mineral primaria es el ortopiroxeno, el cual se encuentra en cantidades siempre menores que Cpx. No obstante su proporción modal es muy variable pudiendo eventualmente no sobrepasar el 10%. Se dispone según dos hábitos bien marcados. Un tipo se halla bajo la forma de cristales anhedrales – subhedrales, que pueden alcanzar varios milímetros de largo. Posee un color rosado, débilmente pleocroico y bajo color de interferencia (0,012). En algunos casos desarrolla una textura poiquilítica, englobando cristales de la restante mineralogía primaria (Figura IV.9.A y B), o se dispone ocupando los intersticios entre granos, pudiendo representar fases de intercúmulos. Se reconocieron Ap, Mag – Ilm y Py como principales fases incluidas.

El otro hábito distintivo es el Opx en los anillos de reacción en la textura coronítica (0,5 mm de espesor máximo). Prismas cortos de tamaño fino, dispuestos con su eje c perpendicularmente al contacto con el cristal central de Ol. Posee un color rosado, pero más límpido que el anterior, débilmente pleocroico (Figura IV.7. C y D).

La estimación composicional en base a la birrefringencia máxima (0,010) es de En₉₀ (ver datos de análisis mineraloquímicos – Tabla V.3).

En algunos casos en los que se observa a un cristal de Opx primario englobando parcialmente a un cristal de Ol coronítico, nos permite diferenciar claramente ambos hábitos de Opx (Figura IV.9.C y D).

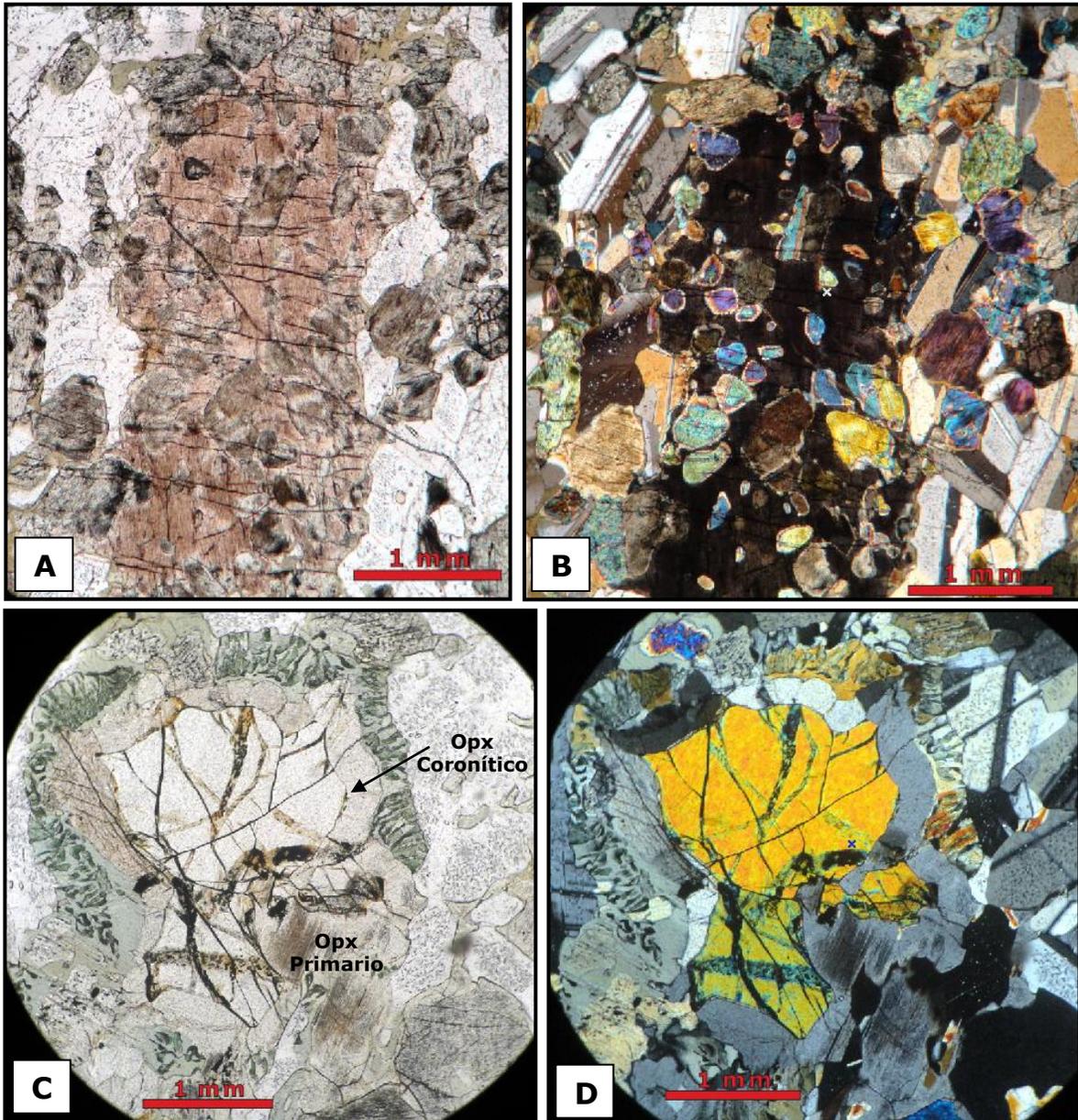


Figura IV.9: A y B- Imágenes bajo microscopio petrográfico a nicols paralelos y cruzados respectivamente. Textura poiquilitica de un cristal de Opx. C y D- Imágenes bajo microscopio petrográfico a nicols paralelos y cruzados respectivamente. Textura coronítica. Notar la diferencia entre el Opx primario (se observa las líneas de clivaje difusas sobre la superficie del cristal), y Opx coronítico (aspecto más límpido y siguiendo la morfología del grano central de Ol), ambos señalados en la imagen.

La hornblenda es una de las fases minerales que se encuentra en mayor abundancia y bajo diferentes hábitos que indicarían procesos petrogenéticos diferentes.

Posiblemente la correspondiente a una génesis primaria, se dispone como grandes cristales irregulares, que pueden alcanzar tamaños de hasta 3 – 4 cm (Figura IV.10.A). Microscópicamente se presenta con un color pardo - verdoso oscuro, de grano grueso, con moderado - alto pleocroísmo y baja birrefringencia. En la mayoría de los casos se encuentra desarrollando oikocristales, conteniendo a todas las restantes fases minerales primarias (Figura IV.10.B), ocupando los intersticios entre granos (Figura IV.10.C) o formando intercúmulos (Figura IV.6.D). Se reconocieron como principales fases de inclusión a Pl, Cpx y Py. En los grandes cristales de Hbl se observa la formación de exsoluciones de Mag e Ilm. Cabe mencionar que dicha Hbl primaria bien desarrollada no se encuentra en todas las muestras. Por esta razón es que en el conteo modal presentado en la figura IV.13 se decidió utilizar para este grupo el diagrama petrológico de clasificación que tiene como extremos composicionales a Pl – Ol – Px.

Otro hábito en que se encuentra la Hbl es como componente principal de los anillos de reacción en las coronas. Ya sea como una fase única, en contacto con Opx coronítico, o asociado a Spl simplectítico en el anillo más externo de las coronas. En ambos casos posee un color verde pálido, moderado pleocroísmo y baja birrefringencia (Figura IV.7. C y D).

También la podemos encontrar como alteración de Cpx y Opx. En ese caso ocurre como cristales irregulares, anhedrales, de tamaño fino, de color pardo claro a verdoso y con pleocroísmo moderado. Es común observar una continuidad óptica entre estos dos últimos hábitos descritos, solo se percibe un pequeño cambio de color de manera gradual de verde pálido (Hbl coronítica) a pardo claro (Hbl de

alteración), lo que significaría la coetaneidad de ambos procesos, no correspondiendo así el desarrollo de las coronas a un proceso tardío - magmático, si no a otro claramente posterior (Figura IV.10. D, E y F).

En algunas muestras se observó Bt asociada, probablemente como resultado de la reacción de desestabilización de Cpx.

El espinelo se puede reconocer con textura simplectítica asociado a Hbl en el anillo exterior de las coronas, siempre en los contactos con granos de Pl (Figura IV.7. C y D). También se puede presentar como pequeños cristales individuales, verde oscuro, siempre menores al milímetro. En algunos casos se los observó coronados por anfíbol.

El proceso de erosión diferencial en la superficie de los afloramientos descrito anteriormente, es provocado por la menor vulnerabilidad del Spl a los agentes exógenos, quedando las coronas como elementos positivos.

Como accesorios se reconocen minerales opacos. Se presentan de manera variable de una muestra a otra. Se los puede observar como cristales irregulares, donde los de mayor tamaño alcanzan los 1,5 mm, como cristales individuales o inclusiones en las demás fases minerales como ya se indicó respectivamente en cada una.

De manera secundaria y solo en escasas cantidades se reconocen carbonatos como minerales de alteración por circulación de fluidos posteriores. Se observan como parches de tamaño muy pequeño, o a veces como venillas.

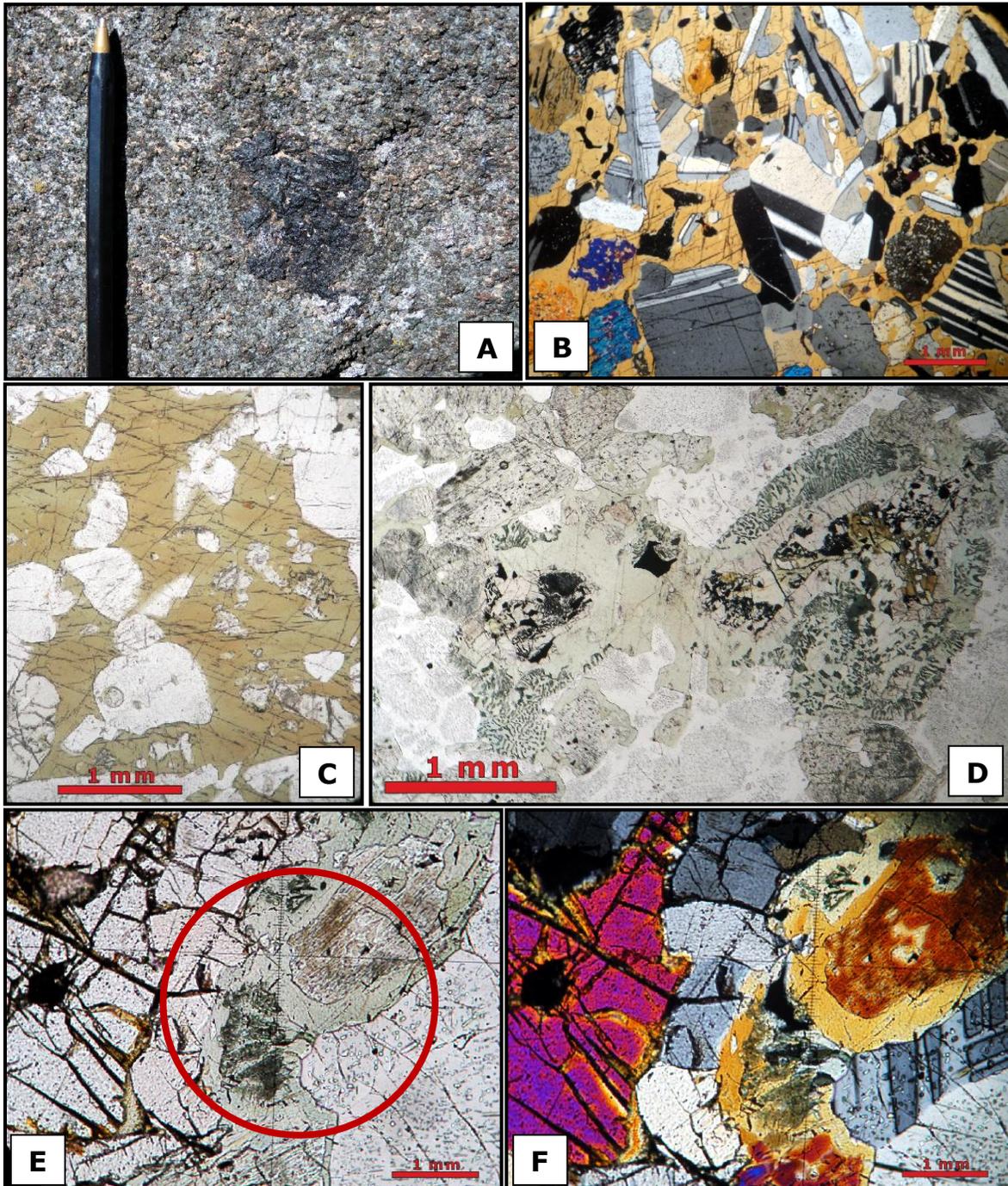


Figura IV.10: A- Muestra a escala de afloramiento, cristal de Hbl poiquilítica de aproximadamente 7 cm. B- Imagen bajo microscopio, a nicoles cruzados. Cristal de Hbl poiquilítica englobando al resto de las fases minerales primarias. C- Hbl poiquilítica y ocupando los intersticios entre granos. D- Imagen a nicoles paralelos en microscopio petrográfico; notar la continuación óptica entre Hbl de los anillos de las coronas y Hbl secundaria como alteración de Cpx. E y F- Imagen a escala microscópica a nicoles paralelos y cruzados respectivamente; notar el mismo fenómeno que en la imagen anterior.

Como se mencionó anteriormente, dentro de esta subunidad gabronorita olivínica se reconocieron otras variantes litológicas (Gabro, Gabro piroxénico – hornbléndico, Gabro hornbléndico y Anortosita). No ha sido posible definir las como subunidades independientes ya sea por el número de muestras identificadas y/o la ausencia de un patrón regular de distribución espacial. A continuación se presentan las respectivas descripciones petrográficas.

Gabro

De acuerdo al análisis microscópico, se define como una roca holocristalina, de grano fino a medio, inequigranular y con un patrón textural hipidiomórfico.

La plagioclasa se encuentra entre un 45 - 60%. Se presenta como prismas subhedrales de hasta 2,5 mm, y como prismas basales de tamaño fino (≤ 1 mm) donde es común observar puntos triples de contacto. Se reconoció la concentración extraordinaria de inclusiones con las características descritas para el tipo litológico anterior. No obstante en algunos casos la densidad de las mismas disminuye, aumentando el tamaño.

La estimación composicional de la Pl según el método Michel – Levy es de An_{54} (Labradorita).

El clinopiroxeno se encuentra en cantidades algo menores (25 - 35%). Ocurre como prismas subhedrales bien desarrollados, de hasta 2 mm de tamaño. Es común observar acumulación de varios cristales en contacto, pudiendo expresar una textura cumular. Los valores de los ángulos de extinción son de $C \wedge Z$: 40 – 42°. En todos los casos se encuentran alterados a Hbl, tanto en los bordes como en el interior de los granos.

El ortopiroxeno está presente solo en algunas muestras, dispuestos en cristales anhedrales que pueden alcanzar los 2,5 mm.

Estimativamente nunca superan el 5%. Presentan un color rosado, débilmente pleocroico y con bajo color de interferencia.

La hornblenda principalmente se encuentra como alteración de Cpx y Opx. Se observa en cristales irregulares, anhedrales, de color pardo claro - verdoso, con débil pleocroísmo. A veces se presentan como agregados policristalinos, de 0,1 - 0,2 mm. Son comunes los puntos triples de contacto entre granos. En algunas zonas en contacto con Pl, se observan exsoluciones de Spl simplectítico en cercanía al límite de los granos.

Las fases accesorias de minerales opacos son escasas. Se pueden presentar tanto con formas irregulares, anhedrales, como en secciones perfectamente cúbicas.

Como minerales secundarios, producto de alteraciones por circulación de fluidos posteriores se reconoce clinozoicita. Se presenta en cristales irregulares, anhedrales, con buena continuidad óptica, de unos pocos milímetros de extensión. Se dispone en los intersticios y límites de granos o en algunos casos en una red de venillas (Figura IV.11.A y B). Es un mineral incoloro y de alto relieve. Presenta un color de birrefringencia anómalo (azul berlín). Solo en algunos cristales es posible observar el color real de interferencia, amarillo-anaranjado de primer orden. Se encuentra asociada a patinas de carbonato microcristalino, dado por un proceso de sausrutización, donde la adición de agua cambia el componente Anortita a Ep (Czo) y la Pl residual se torna más albítica. Estos carbonatos se observan como parches de tamaño muy pequeño, o circunscriptos a una red de venillas.

Se podría establecer una relación según el aumento en la intensidad de la alteración entre las muestras: SL 17 → SL 18 → SL 20.

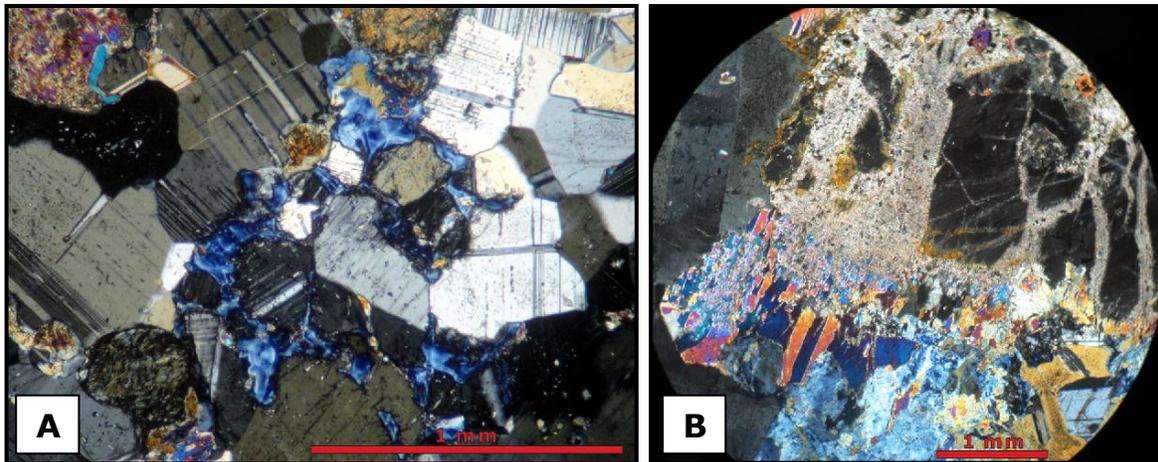


Figura IV.11: A- Imagen a escala microscópica (nicos cruzados). Czo dispuesta en los límites de granos. B- Imagen bajo microscopio (nicos cruzados). Se observa la alteración pervasiva y en venillas con clinozoicita y carbonatos asociados.

Gabro Piroxénico – Hornbléndico

Se presenta como una roca holocristalina, de grano medio, inequigranular y con un patrón textural hipidiomórfico.

La fase mineral más abundante es la plagioclasa (30 - 45%). Aparece como cristales subhedrales de hasta 1,5 mm. Presenta una concentración extraordinaria de inclusiones, con características similares a las ya descritas hasta el momento para las anteriores variantes litológicas. La estimación óptica de la composición, según el método de Michel-Levy, arrojó valores de $An_{60} - An_{64}$ (Labradorita). Es común observar puntos triples en los contactos entre los granos de menor tamaño (120°), semejante a una textura de recristalización metamórfica.

El clinopiroxeno es la fase mineral más abundante después de Pl, encontrándose en porcentajes que varían entre 20 - 35%. Ocurre como cristales aislados o pequeños cúmulos, parcial o totalmente alterados a Hbl. Los valores de los ángulos de extinción medidos se encuentran aproximadamente en el rango de $C \wedge Z$: $25^\circ - 43^\circ$.

La hornblenda se encuentra de manera abundante, sobre todo la Hbl de alteración. Se halla afectando tanto a Cpx como a los pocos granos presentes de Hbl primaria dispuesta en textura poiquilítica y en los intersticios granulares.

La Hbl secundaria se dispone en cristales irregulares, anhedrales, de color pardo claro a verdoso y con débil pleocroísmo. En la mayoría de los casos se agrupan según agregados policristalinos de tamaño variable. En algunos casos estos granos poseen formas más subhedrales y de mayor tamaño. Es común observar puntos triples en los contactos granulares. En algunas muestras se observa un intercrecimiento simplectítico de Hbl, en los contactos con Pl.

Los cristales de minerales opacos se pueden encontrar de manera abundante o estar casi ausente. Se pueden presentar tanto bajo formas irregulares, anhedrales, como en secciones cúbicas.

El proceso de sausrización con Czo y carbonatos asociados no siempre está presente. Tal es el caso de las muestras SL 43, SL 53, SL 55. En los casos donde dicha alteración existe, los minerales se presentan con las propiedades ópticas descritas en el anterior apartado.

Se observa clorita (no siempre presente), como pequeños agregados de microcristales de tamaño muy pequeño. Hábito fibroso, incoloro, bajo color de interferencia. Posiblemente asociado a la alteración de Cpx conjuntamente con Hbl y Czo.

Como una variación petrológica se reconoció a escala meso y microscópica, cumulos más ricos en plagioclasa, definiendo dos zonas bien contrastantes (Figura IV.12). Una con Pl dominante, siendo prácticamente la única fase existente (Anortosita), y otra zona donde dominan los mafitos, Cpx y Hbl (Gabro piroxénico - hornbléndico). El

cambio mineralógico es brusco, existe un contacto neto entre ambas zonas.



Figura IV.12: Cumulato Anortosita – Gabro piroxénico hornbléndico.

Gabro Hornbléndico

A escala de afloramiento presenta los aspectos petrológicos ya mencionados para todos los tipos de rocas. Según el análisis microscópico se reconoce como una roca holocristalina, de grano medio, pudiendo ser mayor en algunas zonas (Muestra P009), inequigranular y con un patrón textural hipidiomórfico.

La plagioclasa se encuentra en proporciones aproximadas entre un 30 - 40%. Se presenta como cristales subhedrales de hasta 4 mm de tamaño. Junto a Hbl son las fases minerales principales que componen la muestra.

La estimación óptica de la composición en Pl, según el método de Michel-Levy, arrojó valores de An₅₈ – An₆₉ (Labradorita).

La hornblenda es la fase mineral más abundante en la muestra. La misma se presenta según dos hábitos diferentes:

El primero (posiblemente vinculado con una génesis primaria) se dispone según cristales subhedrales, de 2 a 5 mm de tamaño, de color pardo verdoso y moderado – alto pleocroismo. Algunos cristales se encuentran parcialmente alterados.

El segundo hábito y más abundante es en agregados policristalinos. Se observan como una acumulación de granos anhedrales de tamaño fino de color pardo - verdoso pálido y débilmente pleocroicos. En partes se dispone con bordes rectos, con contacto entre granos en ángulos de 120°. Podría estar en reacción con la Hbl primaria, por su carácter pervasivo en la muestra. En ambos casos se observa inclusiones y exsoluciones de minerales opacos.

Las fases de minerales opacos se presentan de manera variable tanto en abundancia como en textura. Se pueden observar en bajos porcentajes, como en concentraciones significativamente mayores. Lo hacen bajo formas irregulares, anhedrales, como en secciones perfectamente cúbicas de menor tamaño. En las muestras con mayor tamaño de grano se reconocen como grandes cristales anhedrales de hasta 4 mm. En la mayoría de los casos se encuentran asociados a Czo.

La clinozoicita se presenta como cristales irregulares, anhedrales, de hasta 3 mm de longitud, se dispone en los intersticios y límites entre granos o en algunos casos en una red de venillas. A nicols paralelos es incoloro, no pleocroico y de alto relieve. El color de birrefringencia es anómalo, azul berlín. Solo en algunos cristales es posible observar el color real de interferencia, amarillo-anaranjado de primer orden. El carácter óptico es biaxial positivo, con un 2V de aproximadamente 50°.

Se encuentra asociado a patinas de carbonatos microcristalino, como alteración de otros cristales no reconocibles (Px?). Posiblemente esto se asocie al proceso de sausuritización, mencionado anteriormente.

Anortosita

Esta variante litológica se reconoció de manera aislada y poco abundante. Dichas muestras corresponden a SL 33 y SL 45 (ver Anexo II – Fichas petrográficas). Las mismas están definidas en función a la disminución de Cpx (\leq a 5%), con Opx primario ausente y un aumento notorio en la concentración de Pl, superando el 90% modal (Figura IV.13). En cuanto al patrón textural, la Pl se presenta en dos hábitos característicos; como prismas subhedrales de hasta 2 mm de tamaño paralelo a su eje mayor y en agregados de tamaño fino, con bordes rectos, siendo común observar contactos de 120° entre ellos. Al igual que las plagioclasas pertenecientes a los anteriores grupos litológicos, se caracteriza por la presencia de inclusiones de Cpx, Ap, Mag – Ilm y Py en gran concentración. Sin embargo, en este caso se desarrollan con una menor densidad y mayor tamaño.

El olivino es la fase mineral que sigue en abundancia después de la Pl (aproximadamente en un 6%). Se presenta como cristales irregulares, anhedrales, con tamaños de hasta los 3,5 mm. A nicoles paralelos es incoloro y de alto relieve. La característica más sobresaliente es que todos los cristales se encuentran desarrollando una textura coronítica.

Como se mencionó anteriormente el clinopiroxeno se presente en muy bajas cantidades, solo entre un 1 – 2 %. Solo se reconocen algunos cristales irregulares, relictos de la reacción de transformación a Hbl secundaria.

El ortopiroxeno solo se lo observa asociado a la textura coronítica. Se presenta en prismas cortos de tamaño fino, dispuestos con su eje

mayor perpendicular al contacto con el cristal central de Ol. Es incoloro a rosado pálido y débilmente pleocroico.

La hornblenda se presenta formando los anillos de reacción en las coronas. Ya sea como una única fase de Hbl, o asociado a Spl simplectítico en el anillo más externo. En ambos casos posee un color verde pálido, moderado pleocroísmo y baja birrefringencia.

Cabe mencionar como una particularidad en algunas coronas (Ej: muestra SL 45), la presencia de un anfíbol incoloro entre el anillo de reacción de Hbl y Opx coronítico. Se caracteriza por la ausencia de límites netos tal como ocurre entre los anillos de reacción. Se lo reconoce por el desarrollo de límites difusos, manifestados por el cambio gradual en el color. Esto supone una variación química entre ambos.

La Hbl se presenta también como alteración de Cpx, en este caso se la observa como cristales irregulares, anhedrales, de tamaño fino, de color pardo claro – verdoso y pleocroísmo moderado.

El espinelo se puede reconocer como simplectitas o cristales bien definidos asociado a Hbl en el anillo exterior en las coronas de reacción, siempre en los contactos con granos de Pl. Se desarrolla también en cristales aislados, de hasta 1 mm de tamaño.

Los minerales opacos son escasos, solo se observan como unos pocos cristales anhedrales dispuestos aleatoriamente.

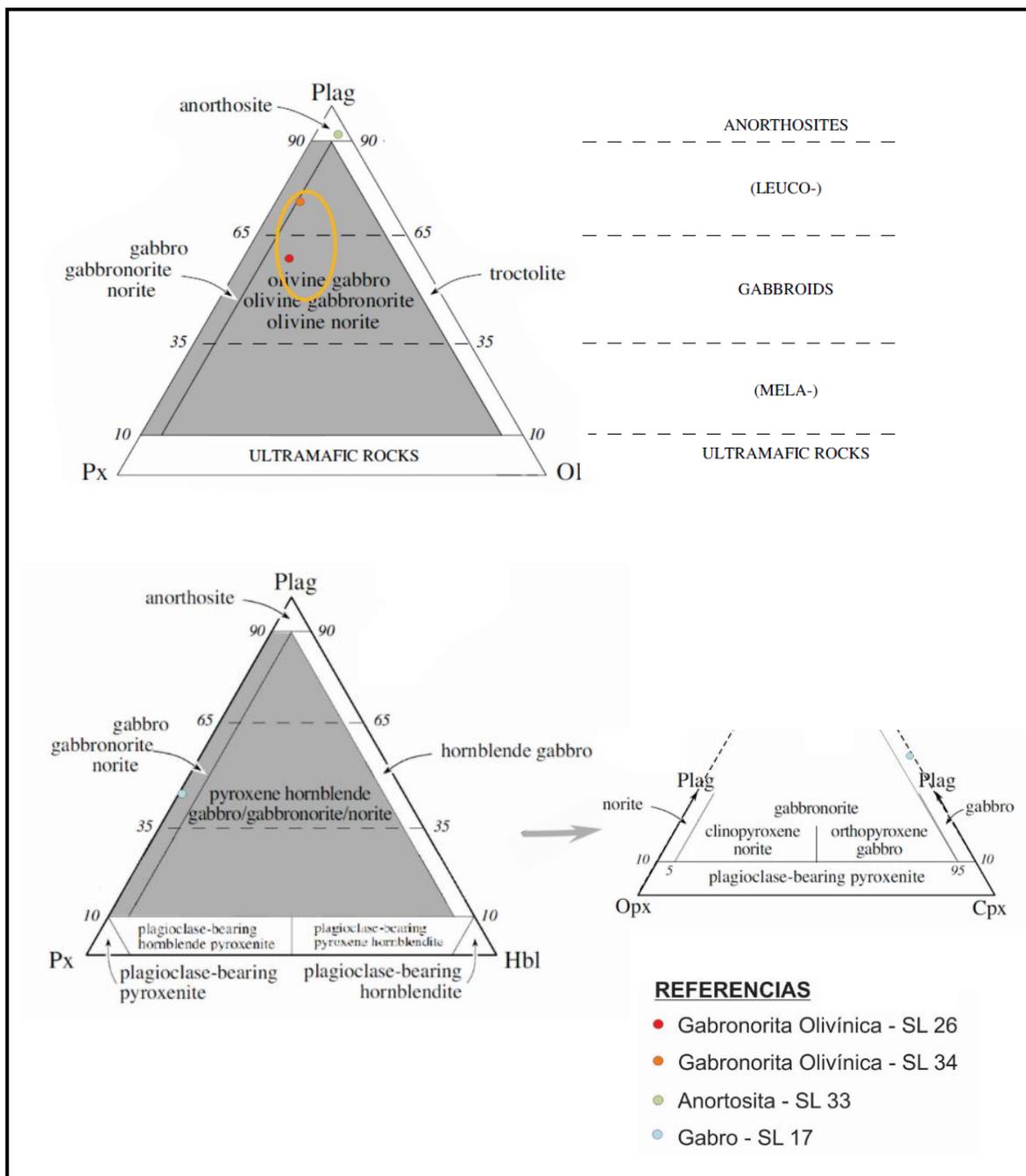


Figura IV.13: Ploteo de muestras analizadas en diagramas de clasificación modal para rocas gábricas, tomados de Le Maitre (2002). Los puntos son datos derivados de conteos modales para dichas muestras y los bordes coloreados representan áreas de estimaciones ópticas a escala de microscopio para tales grupos litológicos.

IV.2.1.B. Subunidad Gabro Olivínico

Se reconoció a lo largo de casi todo el contacto oeste del cuerpo, de manera subordinada en cuanto a cantidad de muestras identificadas y distribución areal con respecto a la subunidad anterior (ver Anexo 1 – Mapa).

Las características de afloramiento y a escala mesoscópica son similares a las observadas para los tipos litológicos previamente descritos. Las principales diferencias se establecieron en el análisis microscópico con la disminución o ausencia de algunas fases minerales.

Se caracteriza por desarrollar una textura cumular dominante, con tamaño de grano de fino – medio. Se reconoce a escala microscópica como una roca holocristalina, inequigranular y con un patrón textural hipidiomórfico.

En la mayoría de las muestras analizadas plagioclasa corresponde a la fase mineral más abundante presente en las muestras (35 - 50%). Ocurre como cristales subhedrales – anhedrales de tamaño fino a medio; no obstante algunos cristales llegan a superar los 3,5 mm a lo largo de su eje c. Se reconoce una concentración extraordinaria de inclusiones en la mayor parte de los granos. Es común observar, sobre todo en los cristales de menor tamaño, bordes rectos con puntos triples de contacto (a 120°), semejante a una textura del tipo metamórfica. Según la estimación composicional realizada a través del método de Michel-Levy, los valores de Pl son An₅₃ – An₆₃ (Labradorita).

El clinopiroxeno se presenta en porcentajes que varían entre 25 – 35%. Ocurre como cristales subhedrales, prismas cortos con secciones pseudo hexagonales y prismas bien desarrollados, con tamaños que alcanzan los 2 mm. A nicols paralelos es incoloro a verde pálido. Presenta una birrefringencia moderada con valores variables entre 0,024 – 0,025. Los valores de los ángulos de extinción medidos se encuentran

alrededor de los $C \wedge Z$: $45^\circ - 48^\circ$. Presenta un carácter óptico biáxico positivo, con un ángulo de $2V = 50^\circ$. Se reconoce en textura cumular, bajo la forma de grandes cristales euhedrales en contacto con Pl (Figura IV.14.A), o de menor tamaño ocupando los intersticios como intercúmulos (Figura IV.14.B). En todos los casos se encuentran alterados a Hbl, ya sea parcialmente afectando los bordes de los granos, o totalmente siendo apenas posible reconocer los cristales de Cpx relíctico.

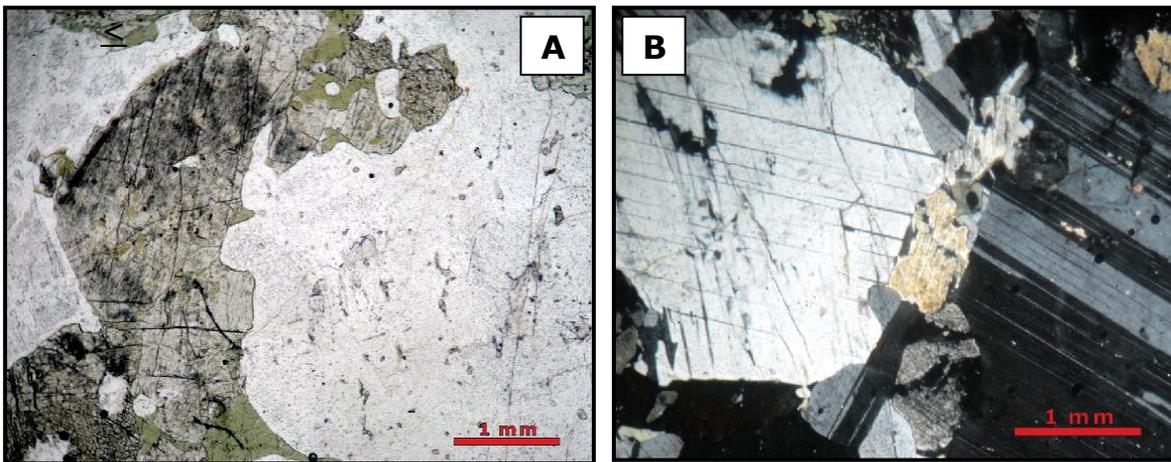


Figura IV.14: A- Imagen a escala microscópica. Cumulato de Cpx y Pl, Hbl intercumular. B- Imagen bajo microscopio, a nicóles cruzados. Cristales de Cpx de menor tamaño como intercúmulo.

El olivino comprende entre un 10 - 25 % del total de la roca, pudiendo alcanzar porcentajes mayores en algunas muestras (Ej: SL 39 - SL 48B; ver Anexo 2 - Fichas petrográficas). Sin embargo, dentro de una misma litología se observa la existencia de zonas de concentración diferencial, llegando en ocasiones a valores comprendidos entre 45 - 50%. En estos casos el Ol se encuentra asociado con otros mafitos (Cpx) disminuyendo localmente los porcentajes de Pl.

Se presenta como cristales irregulares, anhedral, con tamaños que pueden superar los 3,5 mm. Se pueden observar como cristales aislados, y más localizadamente, como zonas cumulares, donde algunos

cristales llegan a estar en contacto. A nicoles paralelos es incoloro, de alto relieve, presenta la característica fractura concoidea a lo largo de las cuales, en algunos casos, se observa una leve alteración (serpentina). Presenta una birrefringencia máxima de 0,034 – 0,036 (anaranjado 2do orden). En lo que respecta a la figura de interferencia, es biaxial con un ángulo de 2V muy grande, cercano a 90°. En base a estos últimos análisis ópticos podemos inferir un rango composicional dentro de la serie de los Olivinos de Fo₇₅ – Fo₉₀. Presenta la característica textura coronítica en los contactos con Pl.

La ausencia de ortopiroxeno primario es la característica distintiva de esta variante litológica. Solo se observa formando los anillos de reacción en la textura coronítica. Se presenta como prismas cortos de tamaño fino, dispuestos con su eje mayor perpendicular al contacto con el cristal central de Ol. Posee un color rosado y es débilmente pleocroico.

Solo en algunos casos se observa hornblenda primaria, en textura poiquilítica (oikocistales) o en intersticios. En dichos casos se encuentra con las características distintivas descritas para los anteriores tipos litológicos. Se encuentra también como componente principal de los anillos de reacción en las coronas. Ya sea como una única fase de Hbl, o asociado a Spl simplectítico en el anillo más externo. En ambos casos posee un color verde pálido, moderado pleocroísmo y baja birrefringencia. La Hbl también la podemos encontrar como alteración de Cpx. En este caso, se presenta como cristales irregulares, anhedrales, de tamaño fino, de color pardo claro – verdoso, pleocroísmo moderado - alto.

El espinelo se puede reconocer como simplectitas o cristales bien definidos asociado a Hbl en el anillo exterior en las coronas de reacción, siempre en los contactos con granos de Pl.

Se observan cristales de minerales opacos de manera abundante. Poseen forma irregular distribuidos aleatoriamente o vinculados a los cristales de Ol en una textura vermiculítica.

IV.2.1.C. Subunidad Gabronorita - Gabronorita piroxénica hornbléndica

Esta subunidad se compone, como su nombre lo indica, por dos variedades litológicas. Se ubica en la zona de contacto centro – este del Cerro San Lorenzo, y otra zona interna de menor extensión ubicada al noroeste del cuerpo, ambas con una elongación submeridional.

Su criterio de mapeo se basa, en contraste con las anteriores, por la ausencia de olivino como fase mineral primaria, por lo tanto el característico aspecto granulado en los afloramientos dado por las coronas está ausente.

A continuación se describen de manera independiente ambas litologías.

Gabronorita

Como en la mayoría de los casos la fase mineral dominante es la plagioclasa; presente en porcentajes variables entre un 30 - 50%. Se observa en cristales subhedrales de hasta 3 mm. La gran cantidad de inclusiones descripta se observa de manera subordinada, no presentando la densidad normal. La estimación óptica de la composición según el método de Michel-Levy, indica que se trata de andesina-labradorita dado que presenta concentraciones de anortita variables entre 50 y 65%.

El clinopiroxeno se encuentra en cantidades algo menores (25 – 40%). Ocurre como cristales subhedrales, prismas cortos con secciones cuadradas, pseudo hexagonales, pseudo octogonales y prismas bien

desarrollados, con tamaño promedio de 1 mm. A nicoles paralelos es incoloro a verde pálido. Presenta birrefringencia moderada, 0,024 – 0,025 y valores de los ángulos de extinción medidos se encuentran alrededor de los $C \wedge Z$: $36^\circ - 40^\circ$. Las figuras de interferencia realizadas son, biaxial positivo, con un ángulo de $2V$: 50° . En todos los casos se encuentran alterados a Hbl, tanto en los bordes como en el interior de los granos.

El ortopiroxeno se presenta siempre en cantidades menores que Cpx (15 – 25%). Ocurre como cristales anhedrales – subhedrales de tamaño medio. La mayor parte se encuentra en un rango entre 1 – 4 mm. Presenta un color rosado, débil pleocroísmo y bajo color de interferencia. El carácter óptico es biaxial negativo, con ángulo de $2V$ muy grande, cercano a los 90° . Es común observar cristales desarrollando textura poiquilítica, conteniendo granos menores de Pl y Cpx. Al igual que estos últimos se encuentran alterados a Hbl.

La hornblenda solo se encuentra como alteración de Cpx y Opx, en cristales irregulares, anhedrales, de color pardo claro a verdoso y débil pleocroísmo.

Los cristales de minerales opacos se pueden encontrar de manera abundante o estar prácticamente ausente. Se pueden presentar bajo formas irregulares, anhedrales y en secciones cúbicas.

Gabronorita Piroxénica – Hornbléndica

La principal característica de esta variante litológica es la presencia de Hbl dentro de las fases minerales primarias a diferencia de la anterior. En general es una roca holocristalina, de grano fino a medio, inequigranular y con un patrón textural hipidiomórfico.

La plagioclasa es la fase más abundante en la muestra (30 – 40%). Ocurre en cristales subhedrales de hasta 1,5 mm. En todos los granos se observa una cantidad extraordinaria de inclusiones. La

estimación óptica de la composición en Pl, según el método de Michel-Levy, dió valores entre An₅₈ – An₇₀ (Labradorita – Bitownita).

El clinopiroxeno se encuentra en cantidades de 20 – 45 %. En algunas muestras (Ej: SL 15) la proporción es igual o mayor que Pl siendo muy común los contactos entre granos de Cpx (textura cumular). Se presenta en cristales subhedrales, prismas cortos con secciones cuadradas, pseudo hexagonales, pseudo octogonales y prismas bien desarrollados, con tamaños que alcanzan los 2 mm. A nicoles paralelos es incoloro a verde pálido. Presenta una birrefringencia moderada (0,024 – 0,025) y ángulos de extinción alrededor de los C \wedge Z: 36° – 38°. En todos los casos se encuentran alterados a Hbl, ya sea parcialmente afectando los bordes de los granos, como totalmente, donde apenas es posible reconocer los cristales de Cpx relíctico.

El ortopiroxeno se encuentra en cantidades inferiores a Cpx (15 – 20%). Se presenta en cristales anhedrales – subhedrales de hasta 2 mm. Posee color rosado y es débilmente pleocroico. Presenta bajo color de interferencia (0,012), a partir de lo cual se infiere una composición de En₇₅.

Al igual que para las otras litologías previamente descritas, la hornblenda se encuentra de manera abundante (10 – 15%) y bajo diferentes hábitos. Posiblemente la que corresponde a un estadio primario (tardío-magmático) es de gran tamaño, en el orden de varios mm, alcanzando excepcionalmente el centímetro. Se caracteriza por presentar un color pardo oscuro, pleocroísmo moderado - alto y se encuentra desarrollando una textura poiquilítica (englobando al resto de la mineralogía primaria - oikocristales) o de manera intersticial entre los cristales. El otro hábito existente y prácticamente omnipresente en las muestras es la Hbl secundaria de alteración. Se dispone como transformación de Px, tanto en los bordes como en el interior de los

crisales. En este ocurre como crisales irregulares, anhedrales, de color pardo claro – verdoso y débil pleocroísmo.

Los crisales de minerales opacos se encuentran de manera abundante. Presentan formas anhedrales, de hasta 0,5 mm y euhedrales, cúbicas, y prismas basales pentagonales y hexagonales. También como exsoluciones e inclusiones dentro de las demás fases minerales.

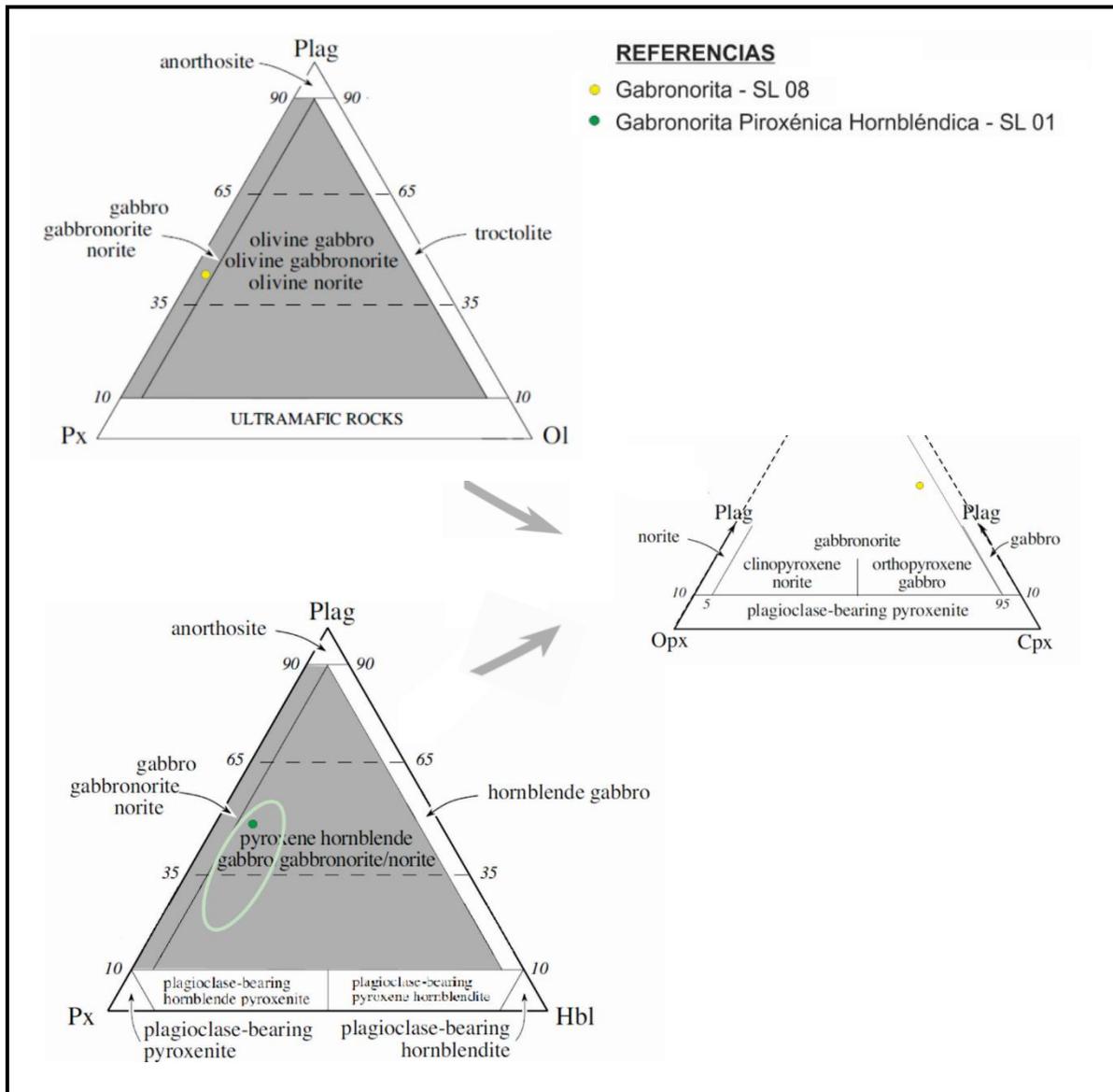


Figura IV.15: Ploteo de muestras analizadas en diagramas de clasificación modal para rocas gábricas, tomados de Le Maitre (2002). Los puntos son datos derivados de conteos modales para dichas muestras y los bordes coloreados representan áreas de estimaciones ópticas a escala de microscopio para tales grupos litológicos.

En cercanías al contacto centro - este del cuerpo, más específicamente sobre la ladera Norte, que define uno de los principales valles de los cursos efímeros localizados al sur del cuerpo, se reconoció este tipo litológico pero con la particularidad de desarrollar un importante aumento en el tamaño de grano (medio - grueso). Es el caso de las muestras SL 58B - SL 59 - SL 60 (ver Anexo 2 - Fichas petrográficas).

IV.2.2. UNIDAD TONALÍTICA

Fue definida de manera muy localizada en dos sectores en la zona centro - norte del cuerpo, en afloramientos de solo unos pocos metros de extensión. Representan solo dos unidades del total de las muestras analizadas (SL 07 - SL 16).

Es una roca grisácea, con un tamaño de grano medio (Figura IV.16.A). A escala de microscopio presenta una textura holocristalina, inequigranular, hipidiomórfica (Figura IV.16.B).

La plagioclasa es una de las fases minerales más abundantes, aproximadamente entre un 35 - 40%. Se presenta en cristales subhedrales, que algunos superan los 3,5 mm. De manera excepcional se reconoció algunos cristales de hasta 8 mm. Mediante el análisis EDS las fases minerales que se reconocieron como inclusiones son Zrn, Ep, Mag - Ilm y Bt. La estimación de la composición mediante el método de Michel - Levy muestra términos más sódicos para las PI de este tipo litológico; dichos valores son aproximadamente de An₄₂ (Andesina).

El cuarzo conjuntamente con la PI, son las principales fases minerales que componen la muestra. Aparece en porcentajes aproximados de un 40%, como grandes cristales anhedros que llegan

medir unos 5 mm y en agregados policristalinos, con bordes muy irregulares, de tamaño fino y asociado a Pl y Bt.

La biotita representa un 20 – 25 % de la muestra. Se dispone en láminas subhedrales, que alcanzan 1,5 mm de tamaño paralelamente a su eje mayor. Es común observar la acumulación de varios cristales de Bt. Se encuentra como inclusión en granos de Qtz y Pl. De manera puntual y asociado a los bordes de las láminas de Bt se observa la transformación parcial a Ms.

Como accesorios aparecen minerales opacos bajo formas irregulares, anhedrales, o en secciones euhedrales (cúbicas) de 0,2 - 0,3 mm.

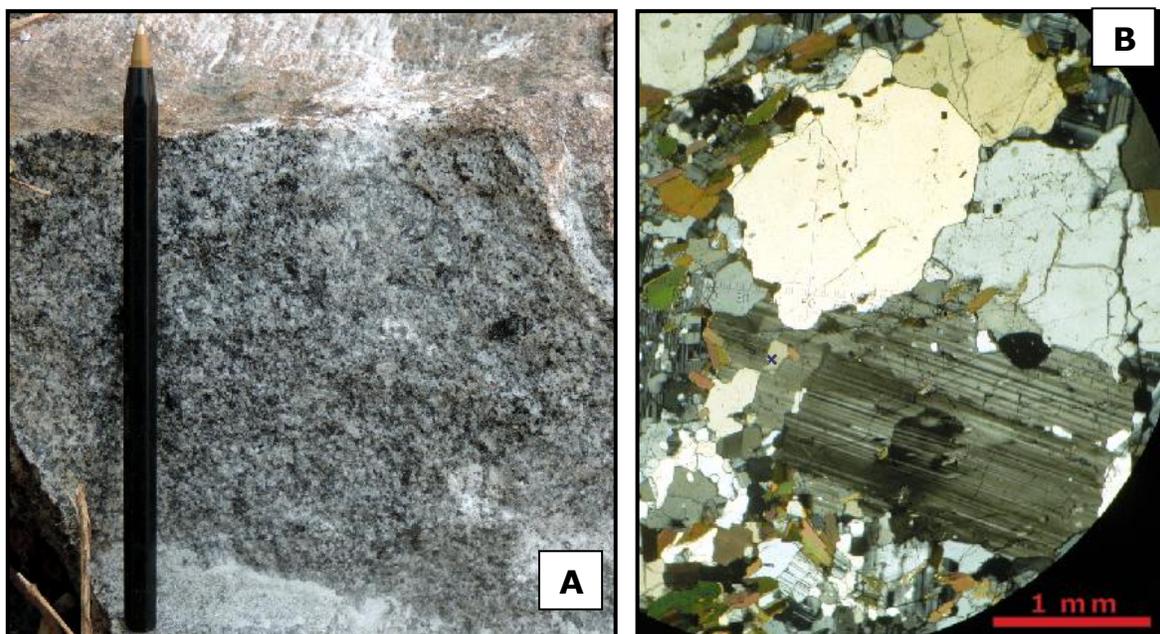


Figura IV.16: Tonalita. A- Muestra a escala de afloramiento. B- Imagen bajo microscopio a nicols cruzados. Se observa en ambas imágenes la textura y mineralogía primaria constituyente de este tipo litológico.

Como se observa en la Figura IV.17, la clasificación modal de la muestra SL 07, cae en el típico campo de las tonalitas.

Según dicha clasificación propuesta por Le Maitre (2002), las rocas de esta composición con un índice de color $M \leq 10\%$ (M: mafitos;

Hbl y Bt), son denominadas trondhemitas o plagiogranitos, sin dar demasiadas precisiones sobre la composición química de la PI (solo expresa que debe ser esencialmente sódica). Dicho rasgo constituye otro factor determinante para la correcta clasificación. Por tal razón, y como en ambas muestras analizadas el porcentaje de máficos supera el límite propuesto, la denominación de tonalita es la correcta para este grupo litológico según la clasificación propuesta.

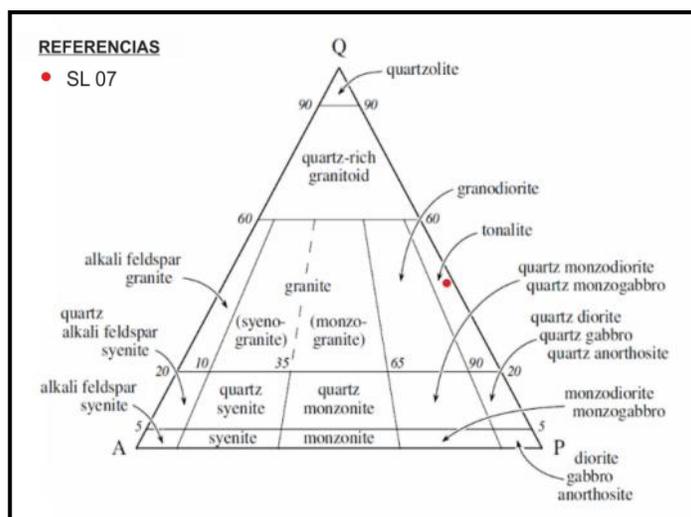


Figura IV.17: Ploteo de muestras analizadas en diagramas de clasificación modal Q-A-P, tomados de Le Maitre (2002).

IV.2.3. UNIDAD GABRO HORNBLENDIZADO

Como se mencionó al comienzo de esta sección, este tipo litológico no está definido por los procesos magmáticos vinculados a la génesis del gabro Cerro San Lorenzo, si no a un evento de hornblendización claramente posterior. Por esta razón siempre se encuentran afectando a algunas de las litologías definidas y descritas anteriormente. Se lo reconoció en las inmediaciones del cuerpo y su contacto con la roca de caja, mayormente en su extremo norte; aunque

también se ha reconocido, subordinadamente, en la zona central (Muestras SL 28/29/32/36). Se manifiesta como un proceso muy pervasivo con diferentes grados de alteración.

Los cristales de Hbl secundaria se presentan como agregados cristalinos alcanzando varios centímetros de tamaño (Figura IV.18.A).

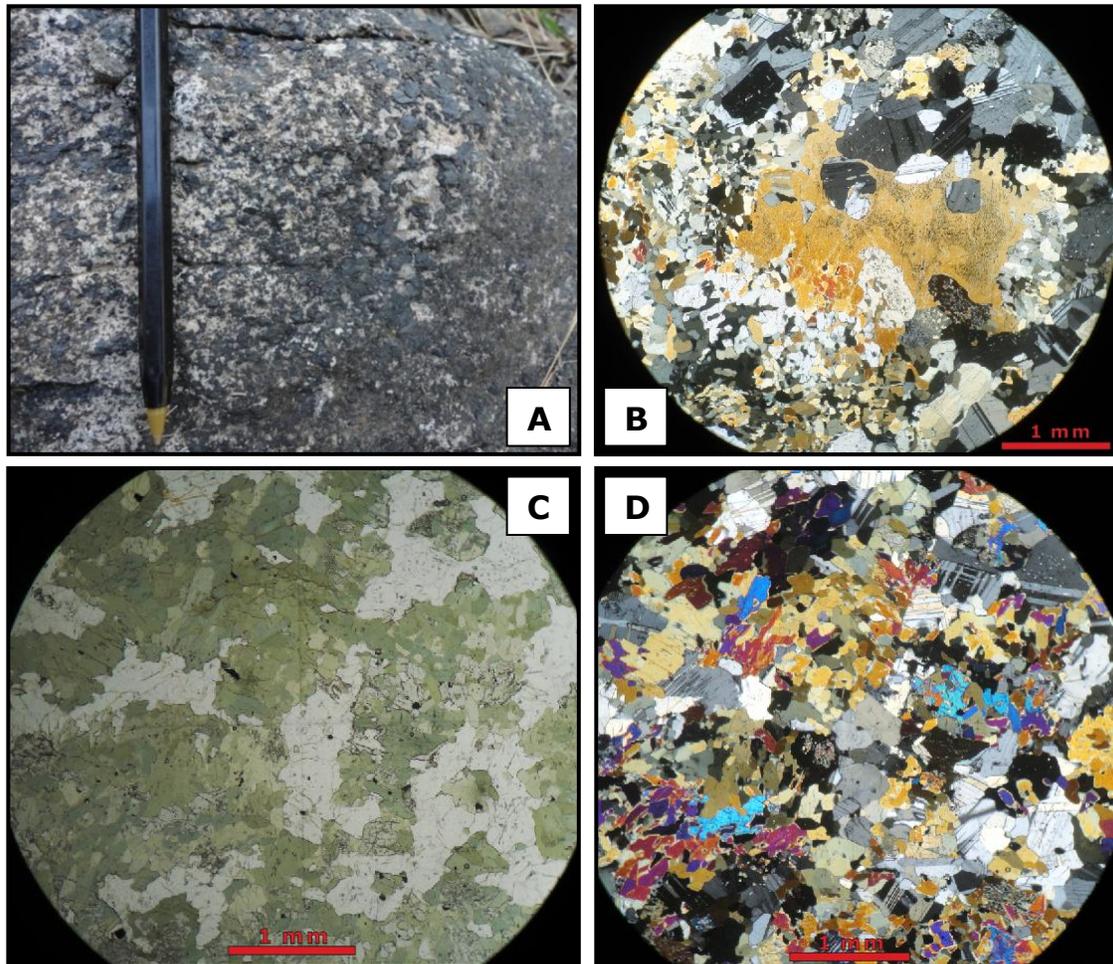


Figura IV.18: Hbl secundaria. A- Muestra a escala de afloramiento, textura pegmatoide de Hbl. B- Imagen bajo microscopio a nicoles cruzados. Se destaca la diferencia entre un cristal de Hbl poiquilítica (primaria) y el proceso de hornblendización secundaria. C y D- Imagen bajo microscopio petrográfico a nicoles paralelos y cruzados respectivamente; hornblendización pervasiva.

A escala microscópica también se pueden reconocer como agregados policristalinos de menores dimensiones (Figura IV.18.B, C y D). Es común observar contactos triples, en ángulos de 120° entre los

cristales. Presentan color pardo – verdoso oscuro, moderado – alto pleocroísmo y baja birrefringencia. En muchos casos se encuentran como alteración de los cristales poiquilíticos de Hbl primaria, bajo un hábito claramente diferente (Figura IV.18.B).

Cabe mencionar que en el ploteo en los diagramas de clasificación modal (Figura IV.19), se considera tanto a los cristales de Hbl primaria, como a los agregados de Hbl secundaria, ya que se hace imposible distinguir y precisar la proveniencia en cada caso. Además se encuentra en porcentajes que superan el 50% de la muestra.

Toselli (1977) define a este proceso de hornblendización marginal como el último acontecimiento en la historia geológica del gabro Cerro San Lorenzo, producido por un metamorfismo en grado de anfibolita, correlativo y equivalente con el proceso de metamorfismo regional.

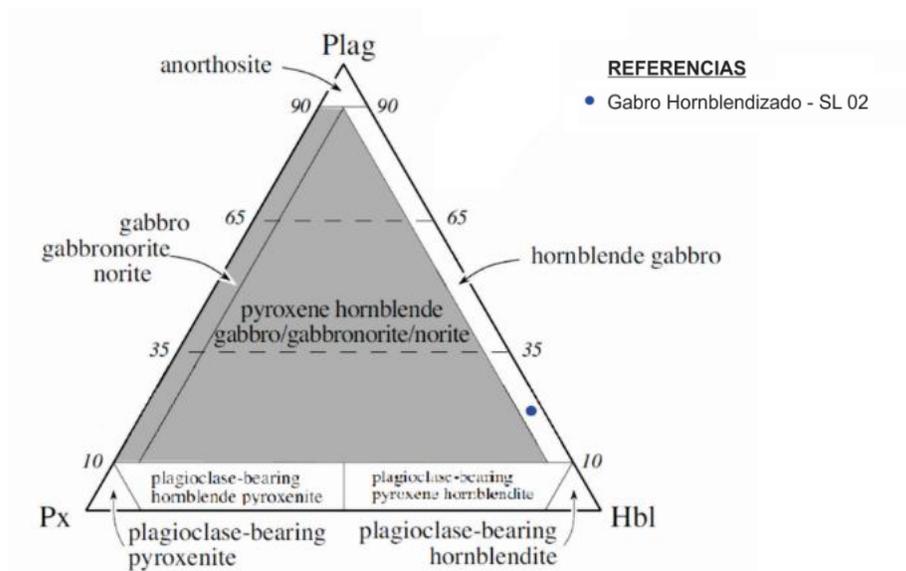


Figura IV.19: Ploteo de muestras analizadas en diagramas de clasificación modal para rocas gábricas, tomados de Le Maitre (2002).

Capítulo V

Mineraloquímica

V.1. Introducción

En el presente capítulo se realizará una descripción de la química mineral, seleccionando principalmente especies minerales indicadoras de procesos petrogenéticos particulares.

El análisis de microsonda electrónica se llevó a cabo en la Universidad de Huelva, España, utilizando un JEOL JXA-8200 Super Probe, equipado con espectrómetros de rayos X de dispersión con cuatro longitudes de onda. Dos espectrómetros están equipados con cristales LIFH y Peth, y los otros dos combinan un conjunto distinto de LIF, PETJ, TAP, LDE1, LDE2 y cristales LDEB.

Los tiempos de recuento para cada elemento fueron entre 10 s y 30 s en un potencial de aceleración de 15 kV y un haz de corriente de 20 nA con un ancho de alrededor 5 micras. Los estándares utilizados fueron tanto minerales naturales como sintéticos.

V.2. Datos e Interpretaciones

A continuación se presentan los datos de análisis mineraloquímicos efectuados, en tres tablas correspondientes a las muestras y áreas seleccionadas para dicho procedimiento, de una misma especie mineral; olivino, plagioclasa y ortopiroxeno (Tabla V.1, V.2, V.3 respectivamente).

Se muestra los datos originales del análisis de laboratorio, expresado en óxidos mayoritarios y minoritarios, y demás datos obtenidos del correspondiente tratamiento.

Tabla V.1: Datos de análisis mineraloquímicos en olivino. Datos de microsonda.

Puntos de áreas	SL 37		SL 46				SL 44			SL 34
	SL37-7	SL37-8	SL46-1	SL46-3	SL46-7	SL46-15	SL44-1	SL44-12	SL44-13	SL34-1
SiO ₂	38,08	37,85	38,78	37,60	38,73	39,88	38,46	37,86	38,28	37,82
TiO ₂	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,03	0,06	0,05	0,00	0,04
Al ₂ O ₃	0,01	0,04	0,04	0,14	0,05	0,01	0,01	0,14	0,07	0,05
CaO	0,03	0,04	0,03	0,06	0,06	0,02	0,03	0,06	0,06	0,01
MgO	37,74	37,05	39,89	39,12	39,33	39,23	35,19	36,14	35,28	36,54
FeO	25,19	25,58	21,29	21,23	21,95	21,66	27,55	26,30	25,82	25,23
Fe ₂ O ₃ rec	1,25	1,08	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,11
FeO (rec)	23,99	24,54	21,29	20,28	21,96	21,80	27,62	26,06	25,94	25,13
MnO	0,32	0,36	0,33	0,36	0,33	0,31	0,39	0,28	0,33	0,36
Cr ₂ O ₃	0,08	0,03	0,01	0,05	0,09	0,02	0,01	0,00	0,08	0,05
NiO	0,14	0,02	0,09	0,11	0,14	0,13	0,07	0,14	0,07	0,11
SO ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
F	0,00	0,06	0,09	0,00	0,08	0,18	0,02	0,00	0,10	0,00
Total	101,67	101,07	100,70	98,98	100,84	101,60	101,80	101,08	100,16	100,43
Total	101,46	100,96	100,45	98,56	100,55	101,16	101,71	100,84	99,92	100,11
Mg/Fe+Mg	0,74	0,73	0,77	0,77	0,76	0,76	0,69	0,71	0,71	0,72
Fe/Fe+Mg	0,26	0,27	0,23	0,23	0,24	0,24	0,31	0,29	0,29	0,28
$X = Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$	0,26	0,27	0,23	0,23	0,24	0,24	0,31	0,29	0,29	0,28
Mo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fo	0,74	0,73	0,77	0,77	0,76	0,76	0,69	0,71	0,71	0,72
Fa	0,26	0,27	0,23	0,23	0,24	0,24	0,31	0,29	0,29	0,28
Moles % Fo	73,62	72,81	76,93	77,36	76,09	76,32	69,44	71,12	70,83	72,14

Tabla V.2: Datos de análisis mineraloquímicos en plagioclasa. Datos de microsonda.

Puntos de áreas	SL 37			SL 46			SL 44			SL 34			SL 27			SL 07				
	SL37-1	SL37-2	SL37-4	SL37-11	SL37-13	SL46-4	SL46-11	SL46-12	SL44-3	SL44-6	SL44-7	SL44-8	SL44-16	SL34-5	SL34-10	SL27-1	SL27-2	SL27-9	SL07-3	SL07-4
SiO ₂	45,16	43,82	44,03	44,49	44,33	45,11	45,33	44,27	44,55	43,85	44,18	43,89	44,99	43,48	43,51	44,63	44,17	44,17	57,78	54,46
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,05	0,05	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05
Al ₂ O ₃	35,62	35,98	35,95	35,76	35,95	35,76	35,44	35,91	36,31	36,00	35,89	36,43	35,83	36,34	36,24	35,30	35,52	36,44	26,79	29,37
CaO	18,80	19,33	19,29	18,82	19,10	18,84	18,25	18,94	19,18	19,47	19,12	19,43	18,84	19,52	19,52	18,44	18,52	19,55	8,29	11,22
MgO	0,02	0,01	0,04	0,01	0,00	0,01	0,02	0,05	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,04	0,07	0,06	0,09	0,08	0,12	0,14	0,12	0,08	0,07	0,09	0,11	0,06	0,07	0,10	0,16	0,13	0,10	0,07	0,12
FeOrec	0,07	0,00	0,09	0,04	0,00	0,07	0,04	0,07	0,00	0,10	0,13	0,01	0,00	0,10	0,15	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃ rec	0,00	0,07	0,00	0,06	0,08	0,07	0,11	0,07	0,08	0,00	0,00	0,10	0,06	0,00	0,00	0,12	0,09	0,10	0,07	0,12
MnO	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00
K ₂ O	0,03	0,00	0,02	0,06	0,02	0,02	0,03	0,04	0,01	0,02	0,03	0,03	0,00	0,03	0,02	0,09	0,02	0,01	0,31	0,25
Na ₂ O	0,87	0,38	0,61	0,85	0,60	0,84	1,20	0,77	0,68	0,47	0,72	0,55	0,83	0,30	0,47	0,87	1,03	0,45	6,47	4,98
BaO	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,08	0,02	0,04	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00	0,06	0,03	0,06	0,00	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,11	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,08	0,02	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,05	0,04	0,01	0,02	0,00	0,02	0,09	0,05	0,03	0,01	0,04	0,00	0,02	0,10
SO ₃	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02
F	0,05	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,09	0,09	0,05
Total	100,67	99,90	100,10	100,17	100,28	100,93	100,64	100,27	101,05	99,99	100,23	100,68	100,78	100,19	100,03	99,70	100,84	100,82	99,89	100,72
Total	100,56	99,60	100,01	100,12	100,11	100,79	100,52	100,18	100,90	99,90	100,09	100,49	100,63	100,00	100,00	99,58	100,70	100,72	99,77	100,47
XCa	0,92	0,97	0,94	0,92	0,95	0,92	0,89	0,93	0,94	0,96	0,93	0,95	0,93	0,97	0,96	0,92	0,91	0,96	0,41	0,55
XNa	0,08	0,03	0,05	0,07	0,05	0,07	0,11	0,07	0,06	0,04	0,06	0,05	0,07	0,03	0,04	0,08	0,09	0,04	0,57	0,44
XK	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
Moles % An	92,11	96,60	94,44	92,17	94,57	92,44	89,21	92,94	93,95	95,71	93,45	94,97	92,64	97,11	95,68	91,60	90,78	95,96	40,69	54,64

Tabla V.3: Datos de análisis mineraloquímicos en ortopiroxeno. Datos de microsonda.

Puntos de áreas	SL 37			SL 46			SL 44			SL 34			SL 27		
	SL37-6	SL37-9	SL46-5	SL46-6	SL46-9	SL46-14	SL44-2	SL44-11	SL44-14	SL34-2	SL34-3	SL34-8	SL34-14	SL 27-13	SL 27-13
SiO ₂	54,26	54,29	55,08	54,91	53,16	54,98	53,94	53,50	54,51	54,51	54,47	52,47	54,24	54,08	
TiO ₂	0,01	0,02	0,06	0,02	1,40	0,00	0,07	0,08	0,01	0,00	0,03	0,03	0,11	0,06	
Al ₂ O ₃	2,00	2,32	2,13	1,70	2,07	2,05	2,61	2,70	2,11	1,66	2,08	2,09	1,60	1,44	
CaO	0,25	0,31	0,33	0,32	0,79	0,29	1,04	0,92	0,38	0,32	0,29	0,78	0,31	0,27	
MgO	27,52	27,56	28,69	28,77	26,56	28,79	26,15	26,60	26,61	27,66	26,73	25,50	25,90	26,10	
FeO	15,68	15,75	13,63	13,18	16,02	13,89	15,83	15,76	15,96	15,84	16,34	17,75	17,92	17,94	
Fe ₂ O ₃ rec	0,64	1,00	0,00	0,00	0,12	0,32	0,00	0,95	0,00	1,07	0,00	2,13	0,13	0,78	
FeO (rec)	15,08	14,82	13,64	13,19	15,91	13,59	15,84	14,87	15,99	14,84	16,35	15,75	17,79	17,21	
MnO	0,36	0,34	0,33	0,32	0,35	0,32	0,34	0,34	0,39	0,38	0,36	0,43	0,40	0,45	
K ₂ O	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	
Na ₂ O	0,01	0,03	0,04	0,05	0,04	0,01	0,02	0,03	0,05	0,04	0,05	0,01	0,03	0,03	
Cr ₂ O ₃	0,11	0,04	0,10	0,03	0,19	0,02	0,08	0,11	0,13	0,00	0,10	0,00	0,03	0,10	
SrO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	
BaO	0,00	0,02	0,06	0,00	0,01	0,05	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	
NiO	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,02	0,05	
SO ₃	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	
F	0,00	0,01	0,09	0,01	0,00	0,17	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,05	0,06	0,18	
Total	100,23	100,73	100,55	99,32	100,68	100,57	100,15	100,08	100,29	100,48	100,48	99,23	100,66	100,62	
Total	100,21	100,69	100,39	99,29	100,60	100,36	100,11	100,06	100,16	100,43	100,45	99,07	100,56	100,47	
Mg/Fe+Mg	0,76	0,77	0,79	0,80	0,75	0,79	0,75	0,76	0,75	0,77	0,74	0,74	0,72	0,73	
Fe/Fe+Mg	0,24	0,23	0,21	0,20	0,25	0,21	0,25	0,24	0,25	0,23	0,26	0,26	0,28	0,27	
Wo	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,05	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	
En	0,76	0,76	0,77	0,78	0,74	0,77	0,71	0,74	0,73	0,76	0,73	0,74	0,71	0,73	
Fs	0,23	0,23	0,20	0,20	0,25	0,21	0,24	0,23	0,24	0,23	0,25	0,26	0,27	0,27	
Moles % En	75,62	75,93	76,86	77,60	73,80	77,38	71,13	74,15	72,50	76,49	72,51	74,17	70,71	72,73	

A partir de los datos obtenidos en los análisis de plagioclasa, se observa el alto contenido de Ca en todas las muestras del gabro Cerro San Lorenzo. La totalidad de las muestras se ubican en un rango que va entre 87,21 y 97,11% de An.

Otro aspecto importante a remarcar es que en dos muestras donde se efectuaron los análisis correspondientes, se observa un enriquecimiento en el componente An hacia los bordes de los cristales de Pl. En la muestra SL 27 (Figura V.1.A) las composiciones varían de 90,78% de An en una posición más interna del cristal, y 91,60% de An en el borde; ambos puntos son indicados en la figura antes mencionada como 2 y 1 respectivamente. En el caso de la muestra SL 37 (Figura V.1.B) donde el cristal analizado tiene un tamaño cercano al centímetro, descrito petrológicamente en el capítulo anterior como una posible textura porfírica de Pl, la variación observada es claramente mayor, posiblemente debido a la mayor extensión de dicho cristal. En el núcleo los valores son de 92,11% de An (indicado con el número 1 en la Figura V.1.B), mientras que en el borde alcanza 96,60 % de An (indicado con el número 2 en la Figura V.1.B.).

Un caso particular es lo que sucede con la muestra SL 07 (Figura V.1.C), que corresponde a la variedad litológica descrita como tonalita. En dichos análisis se observa una variación de núcleo – borde opuesta a lo recientemente expuesto. Los valores son de 54,64% de An para el primero (indicado con el número 4 en la Figura V.1.C), y 40,69 % de An para la posición de borde (indicado con el número 3 en la Figura V.1.C).

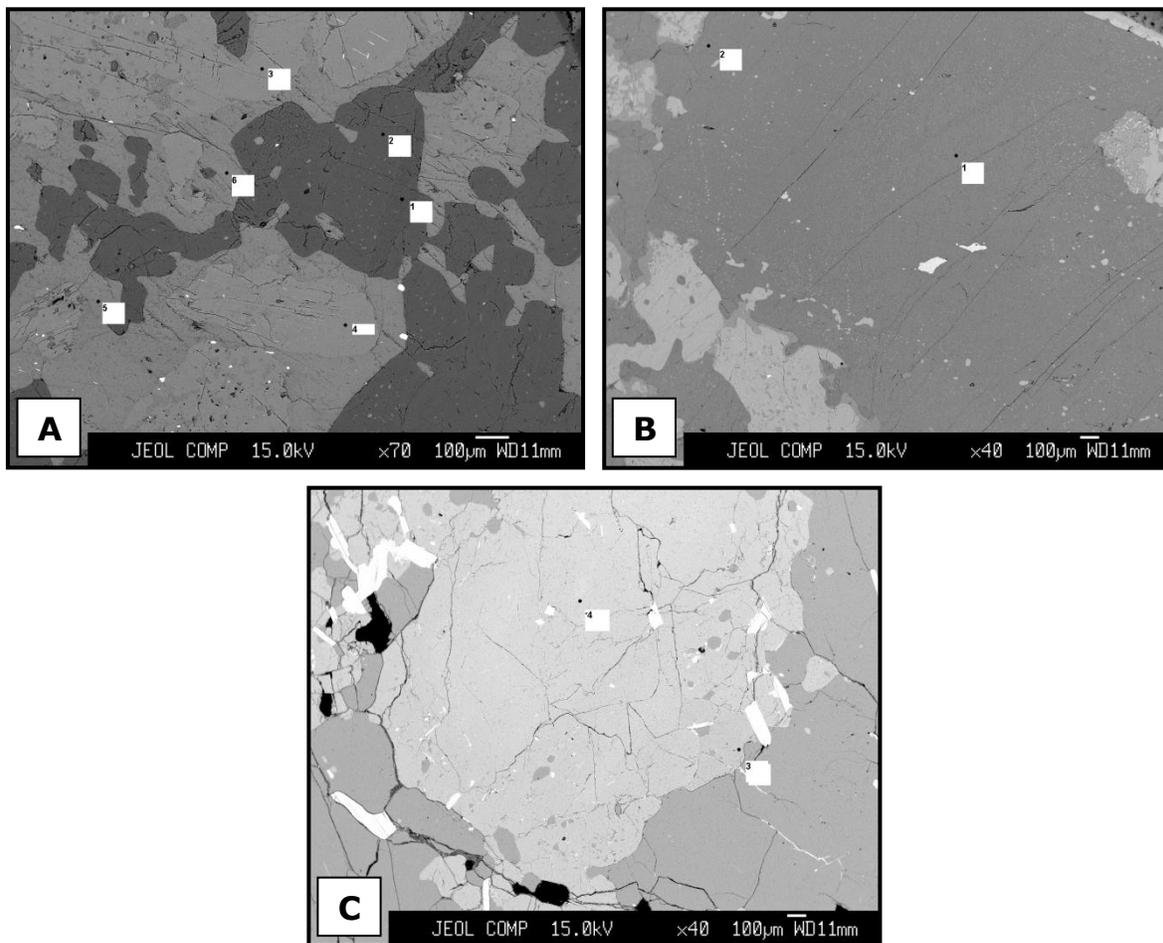


Figura V.1: Imágenes BEI (electrones retrodispersados). Secciones donde se realizó el análisis mineraloquímico comparando las composiciones núcleo – borde en Pl. A- SL 27; el número 2 indica una posición más interna, y el número 1 al borde del mismo cristal. B- SL 37; se indica con los números 1 y 2 al núcleo y borde respectivamente. C- SL 07; Tonalita. Se indica con los números 4 al núcleo y 3 al borde del cristal.

Los datos químicos correspondientes a la fase mineral ortopiroxeno se presentan en la Tabla V.3. Los análisis se realizaron tanto en los cristales de Opx primario, como en los cristales de menor tamaño constituyentes de las coronas de reacción.

Se pudo reconocer una tendencia, aunque no tan acentuada, de términos más ricos en enstatita para Opx coronítico y extremos más pobres en magnesio para los Opx primarios. Dicha relación se expone y se hace evidente en el gráfico de la figura V.2 que relaciona el

porcentaje de En en Opx vs. la frecuencia en el número de muestras en los correspondientes rangos composicionales.

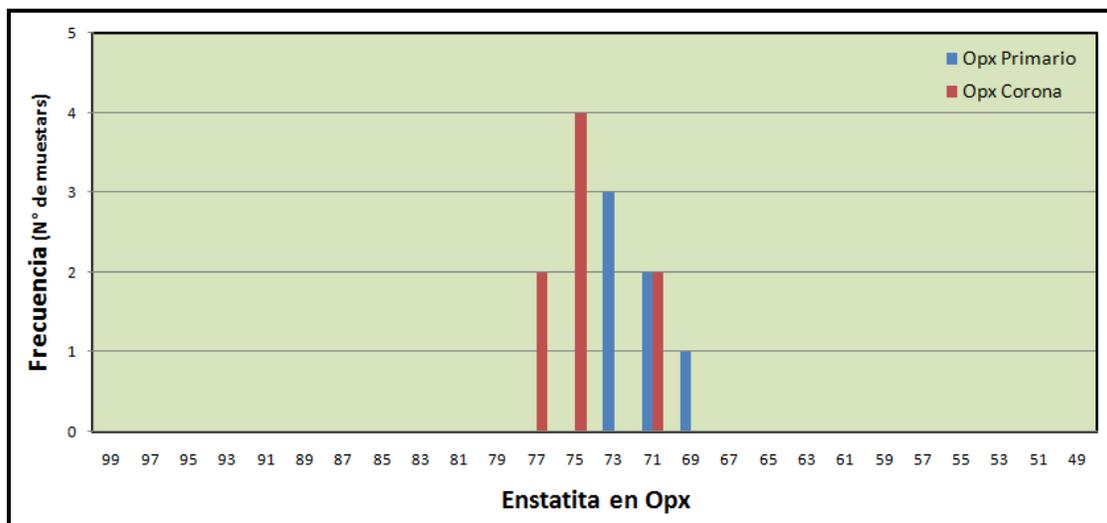


Figura V.2: Gráfico de barras, que vincula los porcentajes de En en Opx y la frecuencia de muestras analizadas para tales rangos composicionales.

A partir de los datos mineraloquímicos expuestos en la Tabla V.1 y V.2, correspondientes a olivino y plagioclasa, podemos realizar algunas inferencias sobre el posible ambiente tectónico de formación del gabro Cerro San Lorenzo, basándonos en algunos trabajos previos.

Beard (1986) propone una posible clasificación en base a la química mineral en rocas cumulares (cuerpos plutónicos o xenolitos). A partir de los porcentajes de An en plagioclasa y Fo en olivino, es posible contrastar diferentes litologías con una variación composicional determinada y asociarlas con ambientes tectónicos particulares, como es el caso de basaltos de dorsal centro-oceánica, basaltos de islas oceánicas, intrusiones toleíticas laminadas y finalmente basaltos de arcos continentales (Figura V.3).

Los resultados del ploteo de los pares de datos An - Fo obtenidos en cuatro de las muestras seleccionadas del gabro Cerro San Lorenzo (SL 34, SL 37, SL 44, SL 46), reflejan que estos cúmulos estarían

vinculados a un ambiente de arco continental, más específicamente lo que dicho trabajo señala como Arco Tipo I y III. Solo una de las muestras se ubica en la intersección de dicho campo con el restante grupo descrito, es decir, Arco Tipo II.

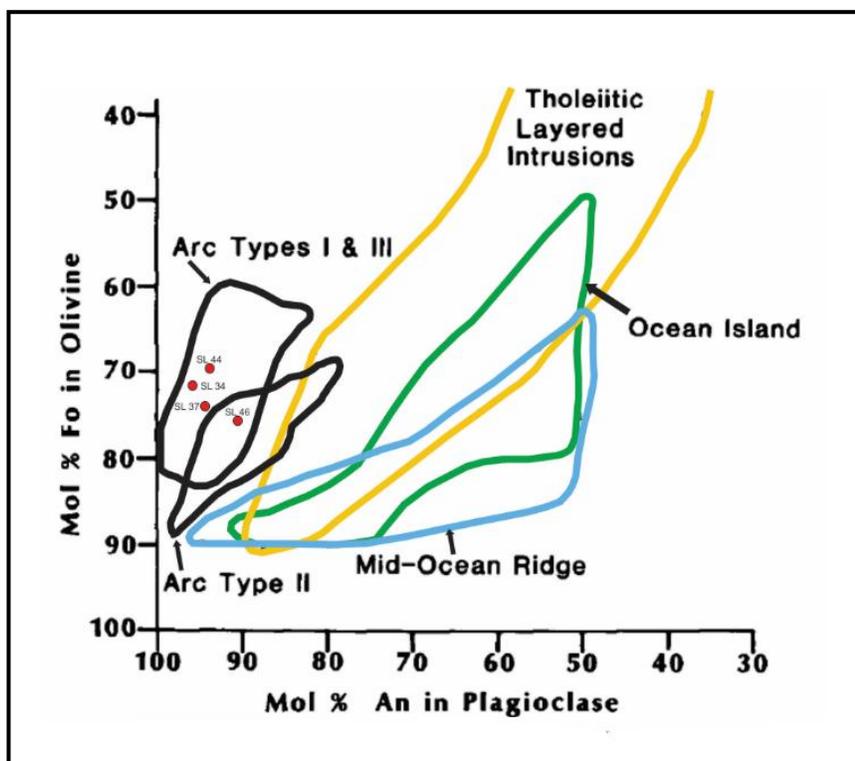


Figura V.3: Ploteo de la composición mineral de cuatro muestras del gabro Cerro San Lorenzo, en función al contenido de An en Plagioclase y Fo en Olivino.

En este trabajo el autor propone variantes litológicas, con sus principales características petrológicas, para cada tipología de arco propuesta. A continuación, en la Tabla V.1, se presenta una breve descripción de los tipos de cumulos mencionados anteriormente.

Tabla V.1: Descripción de los tipos litológicos de cumulatos definidos por Beard (1986).

Type	Primary characteristics	Secondary characteristics	Typical rock types
I	Olivine gabbro common	Unzoned, An ₈₆₊ plagioclase in olivine gabbro. Olivine unzoned. Clinopyroxene low in alumina	olivine gabbro, clinopyroxenite, gabbro-norite
II	Olivine gabbro scarce	Olivine and plagioclase in olivine gabbro may be zoned. Plagioclase more sodic, olivine more magnesian than in other suites	olivine-rich ultramafic rocks, olivine-free gabbro-norite
III	Amphibole is a cumulus phase	Unzoned anorthite may occur in olivine-free rocks. Clinopyroxene aluminous, may have salitic Fe-enrichment trend. Orthopyroxene may be absent	amphibole gabbro, amphibole-rich ultramafic rocks

Capítulo VI

Discusiones

VI.1. Entorno metamórfico del cuerpo Cerro San Lorenzo

Si bien la caracterización de las rocas metamórficas encajantes del cuerpo gábrico San Lorenzo no son la temática central de este estudio, se pueden analizar ciertos aspectos vinculados a su clasificación petrológica, atendiendo a las consideraciones genéticas que esto implica.

Varias hipótesis y clasificaciones se han propuesto para el encajonante metamórfico del gabro Cerro San Lorenzo.

Martino *et al.* (1997a) los describen como gneises biotíticos granatíferos, y establecen que es la unidad litológica dominante en el complejo metamórfico de este sector de la Sierra de Comechingones.

Chincarini *et al.* (1998) a demás de los gneises biotíticos granatíferos, describen la presencia localizada de ortogneises muy deformados (NE del Cerro).

Por su parte Murray (2009) en base a las características mineralógicas, composicionales, geoquímicas y de yacencia de estos cuerpos, expresa que se asemejan a las de los granitoides de tipo-S (Chapell y White 1974). De acuerdo a los estudios geoquímicos realizados en el mismo trabajo, se propone que dichas litología derivarían de procesos de fusión parcial de un protolito sedimentario grauváquico y no habrían sufrido procesos de diferenciación geoquímica con relación a su fuente. No obstante estos fundidos se habrían generado en un sector un poco más profundo (sin cristalización *in situ*) por debajo de los gneises biotíticos granatíferos y luego habría migrado

una distancia corta para instalarse en una caja gnéisica pero sin dar lugar a procesos que hicieran que se diferenciara geoquímicamente de la roca fuente.

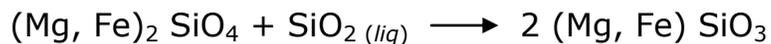
De acuerdo a las evidencias de campo, los estudios petrográficos correspondientes y el análisis dentro del contexto geológico regional realizado en el presente estudio, se pone de manifiesto que esta roca se genera por un metamorfismo de alto grado, equilibrado en condiciones de facies de anfibolita alta - granulita. Esto es consistente con los datos presentados para otros sectores de las Sierras de Comechingones que sugieren que el pico metamórfico Pampeano se encuentra estabilizado en la zona de sillimanita + feldespatos potásicos. Así, las relaciones de fábrica y texturas, indican que el grado de fusión parcial alcanzado es alto, y que la separación del fundido - residuo no es perfecta. Los fluidos composicionalmente más félsicos son segregados y cristalizados *in situ*. Por tal razón, la denominación que responde a este tipo de génesis sería el de diatexitas.

VI.2. Origen de las coronas de reacción

El origen de las coronas de reacción observadas en cuerpos máficos ha sido ampliamente discutido en la bibliografía, por un gran número de autores (Toselli *et al.* 1977 y sus citas; Johnson y Carlson 1990; De Haas *et al.* 2002; Gallien *et al.* 2012). La gran variedad de hipótesis propuestas para diferentes casos se podrían agrupar bajo dos líneas de pensamiento bien contrastadas; las que suponen un origen *magmático* y las vinculadas a un proceso *metamórfico*. Son también abundantes en la bibliografía, los trabajos detallados que argumentan procesos consecutivos bajo diferentes estadios de formación de las

coronas de reacción. En otras palabras, esto es, un origen magmático para las zonas más internas y un origen metamórfico para las externas.

Los defensores de un origen magmático, en especial para las coronas internas, suponen que el hipersteno se formó por reacción del olivino cristalizado tempranamente con un líquido residual más rico en sílice. La reacción discontinua se expresa de la siguiente forma clásica:



Gallien *et al.* (2012) realiza un trabajo detallado, donde describe una textura coronítica multicapa entre cúmulos de plagioclasa y olivino para gabros troctolíticos de la sierra de Valle Fértil y La Huerta, provincia de San Juan, Argentina. Sobre la base de texturas minerales, análisis de elementos trazas y REE, dos tipos diferentes de corona son documentados. El primero consiste en un tipo de corona anhidra con una secuencia mineral de Ol - Opx - Cpx + Spl simplectítico - Pl, formado por sustitución metamórfica de olivino y plagioclasa primaria, en ausencia de cualquier fluido o fase fundida, controlado por reemplazo en estado sólido. La difusión está principalmente gobernada por los gradientes de potenciales químicos en la interfaz de los cristales de olivino y plagioclasa preexistentes.

El segundo es de tipo hidratado, con una secuencia mineral de corona de Ol - Opx - Amph - Amph + Spl simplectítico - Pl. Las características texturales indican la presencia de un líquido intersticial atrapado entre los cúmulos de olivino y plagioclasa, donde reacciona con los cristales de olivino para producir un borde de ortopiroxeno peritético. Existiendo de esta manera coronas de génesis combinadas; anillos de reacción internos de Opx con una génesis magmática y los

términos más externos, con Aph y Aph + Spl vinculados a un remplazo en estado sólido, posiblemente asociado al proceso metamórfico.

Gallien *et al.* (2012) interpreta a las coronas como zonas de reacción que se formaron en la interfaz original entre dos minerales incompatibles entre sí durante el enfriamiento en la transición gabro - granulita. Los gradientes de potencial químico y las diferencias en la difusividad de MgO y CaO son la fuerza impulsora para la formación de las coronas. Esto implica una transferencia neta de Mg y Fe de olivino en la corona y de Ca y Al de plagioclasa.

La secuencia de las texturas de reacción descritas por Gallien *et al.* (2012) indican una trayectoria de P-T en sentido antihorario, en la transición gabro - granulita a 5 - 6.5 Kb y temperaturas inferiores a 900°C.

En lo que respecta al gabro Cerro San Lorenzo, dichas coronas de reacción fueron estudiadas por Toselli *et al.* (1977). Basándose principalmente en datos texturales y mineraloquímicos, entienden que son el resultado de un proceso metamórfico complejo, que tiene lugar en la interfase olivino - plagioclasa por difusión iónica en un fluido acuoso. La importancia del agua como parte integrante del sistema no se limita solo a la acción como medio de transporte, sino además en la constitución de fases minerales como Hbl, principal formador de los anillos de reacción externos. La distribución uniforme de las coronas, hace pensar que el contenido de agua en todo el cuerpo tuvo que ser también homogéneo, por lo que su origen debió ser autóctono (Toselli *et al.* 1977).

Respecto al tipo de metamorfismo causante de las coronas, dicho trabajo sostiene que es debido a un "autometamorfismo". Una vez cristalizados los minerales primarios se inicia el proceso de reacción, no siendo necesario el aporte de calor externo (por ejemplo, metamorfismo

térmico o regional), ya que las condiciones necesarias son provistas por la misma masa fundida en lento enfriamiento y sujeto a altas presiones de carga, lo que permitiría la conservación intacta de la textura ígnea original, a pesar del metamorfismo regional posterior. La primera corona de Opx refleja condiciones en el rango de facies de granulita, mientras que las dos restantes Hbl y Hbl + Spl evidencia el descenso de la temperatura además de un aumento en el contenido de agua en el sistema, posiblemente en condiciones de facies de granulita hornbléndica. Probablemente en esta etapa se forman las capas de alteración de Hbl que rodea sin excepciones a todos los cristales de Cpx y Opx primarios, en muchos casos asociados texturalmente en una clara continuidad óptica.

VI.3. Diferencias químicas entre Opx primario y coronítico

En el capítulo de análisis químicos se destacó una leve variación en los valores composicionales de Opx primarios y Opx coroníticos. La misma indica concentraciones de Fe mayores para los primeros (En_{69} – En_{73}), mientras que para los Opx formados en las coronas de reacción los porcentajes de enstatita son algo superiores (En_{75} – En_{77}).

Esto posiblemente está relacionado con el origen de las coronas y con uno de los argumentos con los que Toselli *et al.* (1977) propone un origen metamórfico para las mismas, como se discutió anteriormente. Esto consiste en que la composición del Opx primario está regulada por la relación entre Mg y Fe propia del magma a partir del cual se forma el gabro Cerro San Lorenzo, estando en equilibrio con dicho líquido al momento de la cristalización.

En una serie de reacción discontinua, además del enriquecimiento final de sílice y álcalis, la relación $MgO / (MgO + FeO)$ va disminuyendo

a partir de los minerales cristalizados tempranamente (Toselli *et al.* 1977). En cambio, en el hipersteno de las coronas, esta relación se mantiene prácticamente igual a la observada para el cristal de olivino a partir del cual se genera la reacción, como lo demuestran los datos mineraloquímicos. De dichos datos, se realizó un promedio del número de magnesio del total de las muestras de Ol y Opx analizadas:

	MgO / (MgO + FeO)
- Olivino:	0,729
- Ortopiroxeno:	0,766

De esta manera es posible explicar la mayor concentración de En en Opx coroníticos, heredando las características mineraloquímicas del olivino a partir del cual tuvo lugar, mientras que la composición del Opx primario es controlada por la relación MgO/FeO en el fundido.

VI.4. Efecto del H₂O en la cristalización de Plagioclasa

A partir de los datos mineraloquímicos expuestos en el anterior capítulo, se puede evidenciar el alto porcentaje de anortita en las plagioclasas de todas las muestras analizadas pertenecientes al gabro Cerro San Lorenzo.

En los sistemas magmáticos, dicha característica es regulada principalmente por dos parámetros: i) la relación Ca/Na en el fundido, y ii) la cantidad de fluido acuoso presente en el sistema (Takagi *et. al.* 2005 y sus citas). El primero, está condicionado por la petrología de la fuente de la cual deriva dicho magma y los mecanismos de diferenciación posteriores que operaron hasta el momento de la cristalización.

Por otra parte, un aumento en el contenido de H₂O en el sistema ocasionará un enriquecimiento del componente An en plagioclasa. Son muchos los trabajos y autores que han intentado predecir las variaciones composicionales de dicho mineral en función de los porcentajes de H₂O en múltiples sistema magmáticos. Algunos de los cuales se analizan a continuación.

El sistema Ab - An - H₂O fue ampliamente tratado por Johannes (1978), donde experimenta con la fusión de plagioclasa en dicho sistema y en el de Qtz - Ab - An - H₂O. En la Figura VI.1.A se observa las alteraciones que sufren las curvas de *liquidus* y *solidus* en un diagrama de fase Ab - An en tres situaciones diferentes: i) a una P_{H₂O} de 1 atm, ii) a una P_{H₂O} de 5 Kb, y iii) a una P_{H₂O} de 5 Kb en un sistema caracterizado por la presencia de Qtz. Esta última situación reduce las temperaturas de *solidus* drásticamente, sobre todo en el extremo más rico en An. No obstante, las condiciones magmáticas del presente estudio no involucran al componente Qtz en el sistema.

La Figura VI.1.B es una adaptación del diagrama anterior, donde a partir de una situación particular (las condiciones propuestas son a modo de ejemplo), se comprueba que a mayor P_{H₂O} la plagioclasa que cristalizará es de composición más anortítica. Partiendo de una misma composición global (a) y planteando un enfriamiento en el sistema, bajo la primer condición propuesta (P_{H₂O} = 1 atm), en la intersección con la curva del *liquidus* (b), el primer cristal de plagioclasa formado (c) posee una composición aproximada de An₇₉. Si analizamos el caso donde la P_{H₂O} aumenta, hasta valores de 5 Kb observamos que al momento de cristalización (d) la composición del primer sólido (e) será más rica en anortita que el caso anterior, aproximadamente An₈₉.

Esto nos lleva a corroborar la segunda hipótesis propuesta, donde se establece que no solo la temperatura juega un rol importante al momento de la cristalización de la plagioclasa, sino que también el

contenido de fluidos acuosos, está determinando la composición final de las fases minerales que cristalizan en un sistema magmático equivalente al del gabro Cerro San Lorenzo.

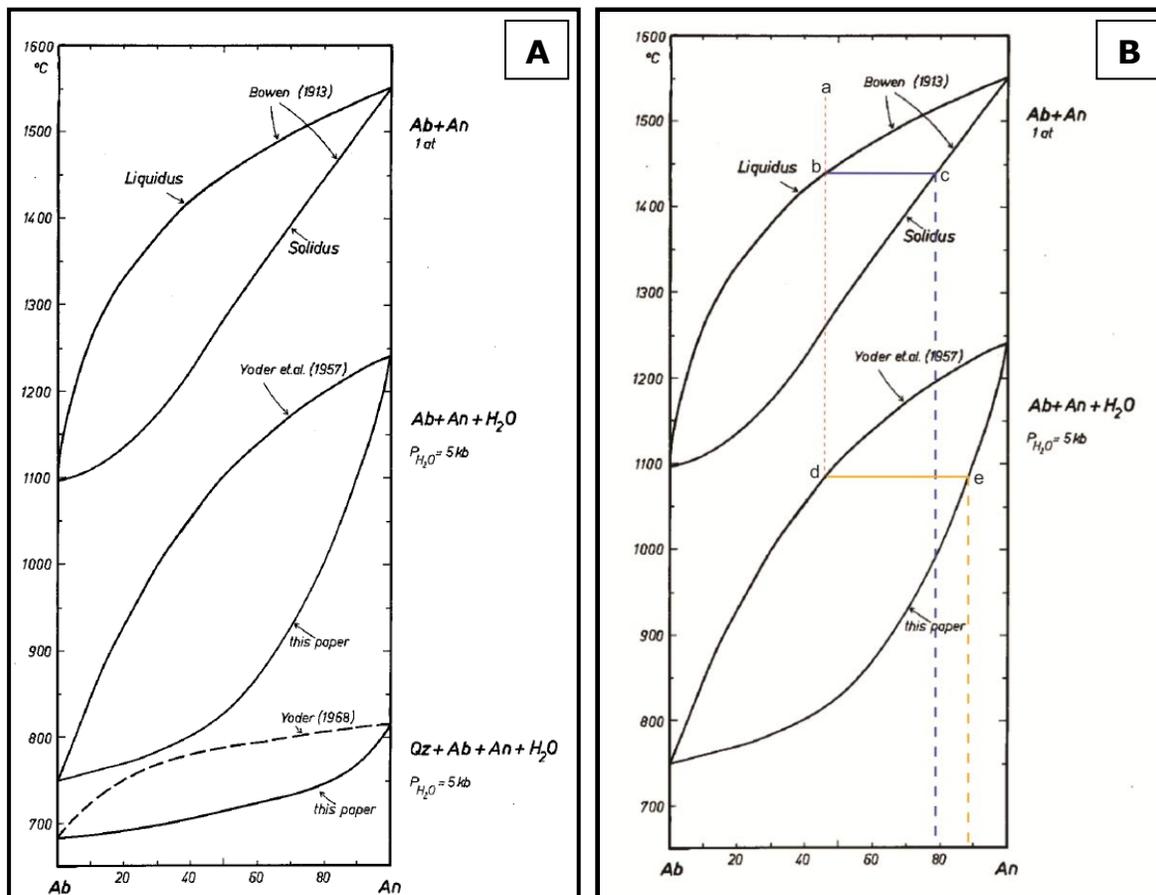


Figura VI.1: A- Diagrama de fases Ab – An bajo diferentes condiciones recopiladas por diferentes autores, señalados debidamente sobre las correspondientes curvas de *liquidus* y *solidus*. B- Adaptación con datos a modo de ejemplo, del diagrama de fases Ab – An anterior. Tomado de Johannes (1978).

Takagi *et al.* (2005) proponen condiciones óptimas para la cristalización de plagioclasa rica en An, en toleitas de bajo álcalis en arcos magmáticos. Para ello documentan, mediante estudios experimentales, los efectos del contenido de fluido acuoso, la temperatura y la presión sobre la partición de la relación Ca – Na entre plagioclasa y el fundido toleítico bajo álcalis, asumiendo valores de

fugacidades de oxígeno apropiados para magmas de zonas de subducción.

Los datos obtenidos se expresan en diagramas que vinculan las relaciones de fases y la composición de la plagioclasa, en función de la temperatura y el porcentaje de H₂O en el magma a presiones de 1, 3 y 5Kb (sistemas subsaturados y sobresaturados en H₂O). Si bien los valores máximos de presión expuestos en dicho trabajo son bastante inferiores a los equivalentes supuestos para el sistema del gabro Cerro San Lorenzo, es adecuado para ejemplificar y analizar cómo varía la composición de An en plagioclasa en función a los parámetros antes mencionados.

Para ello se presenta el gráfico de relación de fases a P_{H₂O} = 5Kb (Figura VI.2). Se observa que la temperatura del *liquidus* decrece gradualmente de 1280°C en condiciones secas, a 1120°C para los mayores contenidos de agua en condiciones de saturación en el fundido. La curva de saturación de plagioclasa decrece con el incremento en el contenido de H₂O, y no cristaliza en condiciones de P_{H₂O} mayores a 7% en peso y 1000°C. Se anexó la curva de saturación de plagioclasa a 1Kb (línea anaranjada) a fines de comparar ambos comportamientos extremos. La curva de saturación de piroxenos de bajo Ca (Opx) y alto Ca (Cpx), también decrece con el incremento de H₂O en el sistema, e interceptan a plagioclasa a valores aproximados de P_{H₂O} = 4 y 3% en peso, respectivamente. La fase mineral olivino, no cristaliza en los experimentos en condiciones de 5 Kb, debido a los efectos que producen tanto la presión como el contenido de agua en el aumento del campo de estabilidad del Opx. Finalmente se puede observar claramente el tren de evolución en el contenido de An en plagioclasa conforme incrementa la temperatura y el contenido de H₂O en el fundido, en condiciones isobáricas.

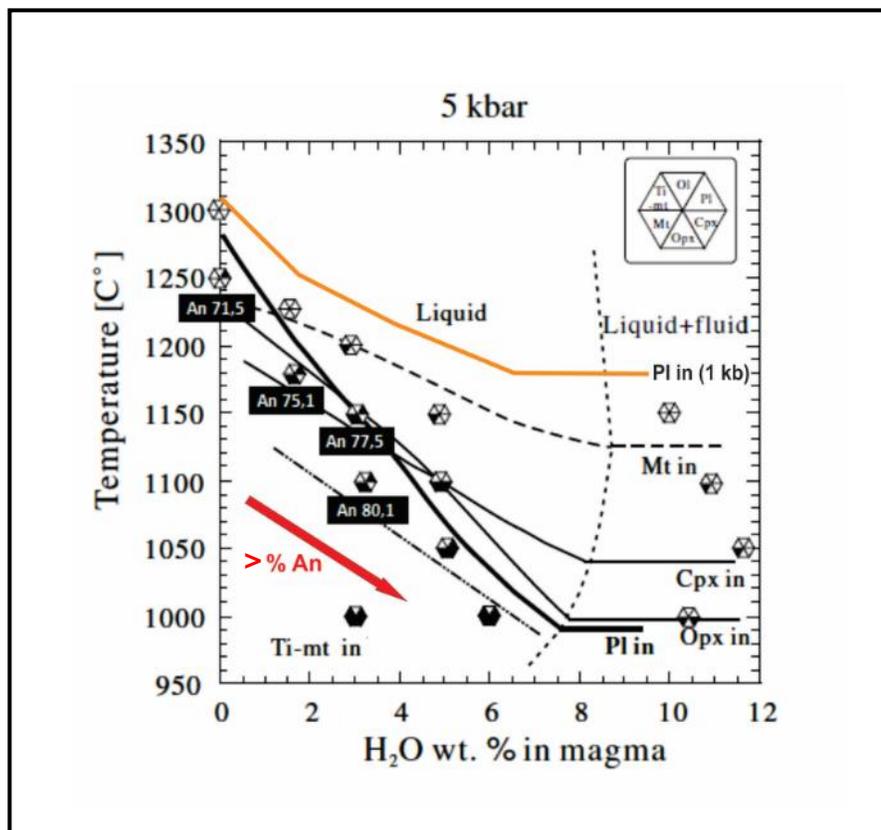


Figura VI.2: Gráfico del contenido de H₂O (% en peso) en función de la temperatura para toleitas de arco de bajo álcalis. Se presentan las curvas de saturación de las fases minerales que cristalizan, y la de saturación de agua en el fundido (línea de puntos). La línea continua anaranjada representa el comportamiento de Pl en condiciones de 1 Kb. Según Takagy (2005). *Mt*: magnetita, *Ti*: Magnetita rica en titanio.

Podemos analizar el comportamiento de estos procesos a diferentes profundidades, a través de un diagrama que vincule las variaciones en la composición de la plagioclasa, expresada en el porcentaje de An (Figura VI.3.A) y en el coeficiente de partición K_D de Ca-Na en plagioclasa (Figura VI.3.B), la presión y el contenido de fluido acuoso, sin tener en cuenta la temperatura (sección gráfica isotérmica).

Se evidencia la misma situación expuesta anteriormente, es decir, ambos parámetros aumentan a mayor porcentaje de H₂O en el fundido, pero a medida que la presión incrementa (mayor profundidad),

disminuyen tanto los valores de An en plagioclasa como el coeficiente de partición Ca – Na en el fundido.

Puntualmente, para el sistema planteado en el presente estudio, esta última condición no sería de mayor interés, ya que se entiende al gabro San Lorenzo como un cuerpo de dimensiones menores, donde las variaciones de presión no serían considerables, por lo que se propone un sistema isobárico para tal caso. Bajo esta situación, y basándonos en evidencias petrogenéticas, sobre todo en las fases minerales presentes en las coronas de reacción (por ejemplo: espinelo), podemos deducir una profundidad máxima de emplazamiento para dicho cuerpo de entre 25 y 30 Km.

Otro aspecto que remarca el trabajo Takagi *et al.* (2005), es la posible influencia de la cristalización de clinopiroxeno en la relación Ca/Na. Esto ocasionaría una disminución en dicha relación y por ende una baja en el contenido de An del cristal de plagioclasa que cristalicen coetáneamente.

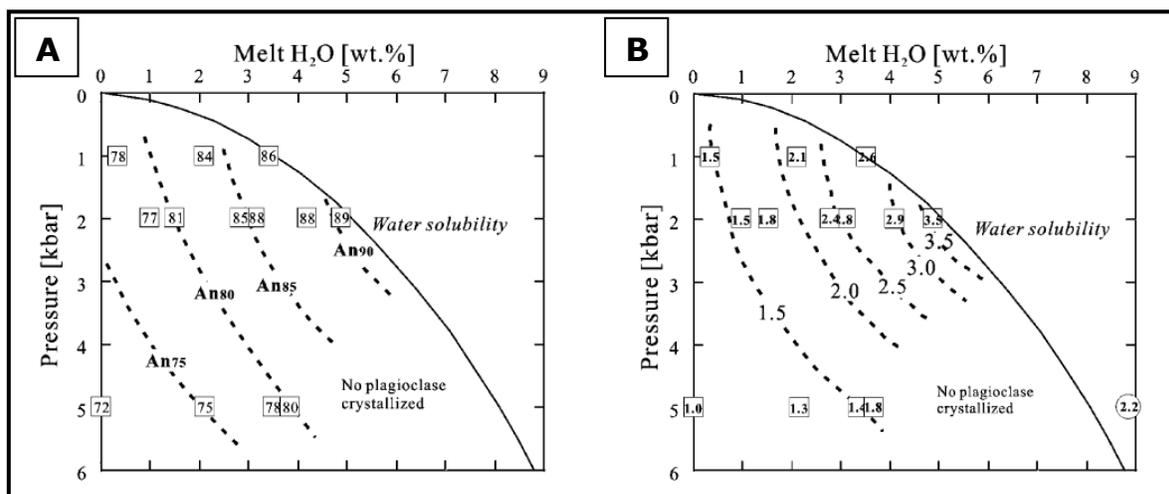


Figura VI.3: Variación en el contenido de An (A) y en el coeficiente de partición K_D de Ca-Na en Plagioclasa (B), en función de la presión y el contenido de H₂O. La línea sólida representa la curva de saturación de H₂O en el fundido. Según Takagy (2005).

VI.5. Hipótesis sobre el origen del H₂O y ambiente geotectónico

Distintos ambientes tectónicos han sido propuestos para la orogénesis Pampeana, los cuales a pesar de las marcadas diferencias, tienen en común su asociación con un margen continental activo (Tibaldi *et al.* 2008). La falta de edades absolutas hace dificultoso ubicar al gabro San Lorenzo en un estadio particular de dicho orógeno.

Chincarini *et al.* (1998) propone que dicho cuerpo 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. Chincarini *et al.* (1998) sugiere que el magma máfico se emplazó en una secuencia sedimentaria supracortical profunda metamorfozada en facies de anfibolitas (Martino *et al.* 1994). Allí, el proceso de cristalización fraccionada resultaría en la formación de un cuerpo estratificado, donde los distintos cúmulos reconocidos son producto de la sedimentación magmática y las corrientes de convección (Villar *et al.* 1993; Chincarini 1995). Así, el emplazamiento profundo del cuerpo impediría considerarlo como la sección de cumulos máficos de una secuencia ofiolítica, tal como lo sugiere Escayola (1994) y Chincarini *et al.* (1996).

A partir de los posibles orígenes del fluido acuoso presente en el sistema, con sus implicancias tanto texturales como mineraloquímicas discutidas anteriormente, podemos establecer dos escenarios principales de génesis para el gabro Cerro San Lorenzo.

El primero considera un origen del agua vinculado a la *fuentes* del magma. En un borde de subducción normal, el manto de la cuña astenosférica que funde contiene la fase acuosa como agua estructural, es decir, presente en las fases minerales. Esto hace que disminuya el punto de fusión y se disparen los mecanismos de fusión parcial, asociados espacialmente al eje del arco. Bajo esta hipótesis las series

magmáticas involucradas serían del tipo calcoalcalina o toleítica de arco (Wilson, 1989).

En el presente trabajo no se han realizado exámenes correspondientes a la geoquímica de roca total. No obstante algunos datos presentes en la bibliografía previa pueden ser analizados y reinterpretados. Toselli *et al.* (1977) infiere que el cuerpo máfico San Lorenzo posee una afinidad subalcalina (Figura VI.4.A y B). Chincarini *et al.* (1996) establece que las rocas cumulares presentan bajos contenidos en SiO_2 44,10 - 48,8 %p/p, valores de MgO variables entre 8,2 y 15,8 %p/p, son ricas en CaO (11,4 - 18,5 %p/p), y presentan bajos tenores en álcalis (Figura VI.4.A).

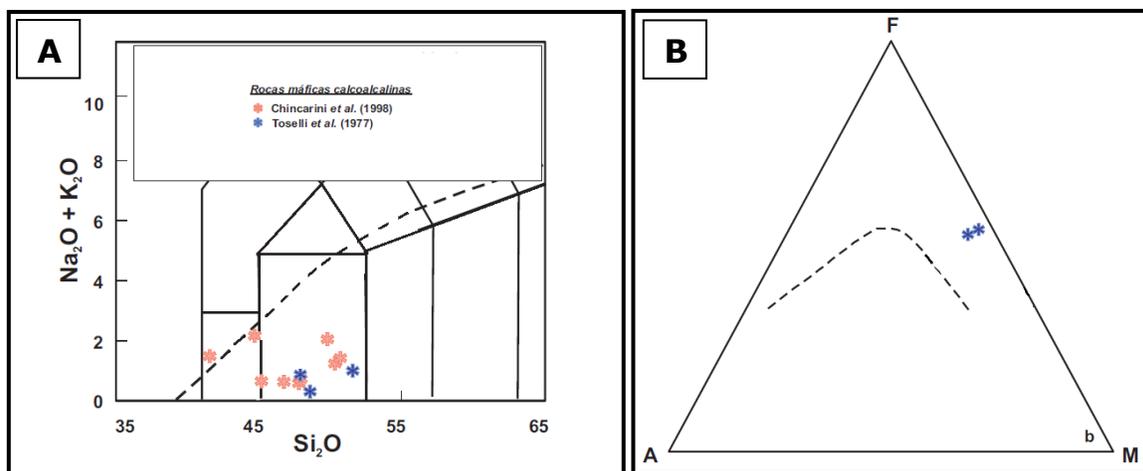


Figura VI.4: Diagramas geoquímicos. A - Diagrama Sílice vs. Álcalis; reinterpretación sobre datos de Toselli *et al.* (1977) y Chincarini *et al.* (1996). B- Diagrama AFM; reinterpretación sobre datos de Toselli *et al.* (1977). Tomados de (Tibaldi *et al.* 2014).

De acuerdo a los diagramas de multielementos normalizados a NMORB correspondientes a los cúmulos de CPO (cumulato plagioclasa - olivino) y CPC (cumulato plagioclasa - clinopiroxeno), los mismos presentan pendientes negativas (Chincarini *et al.* 1996). Los patrones de REE normalizados a condrito indican patrones planos para LREE, lo que es interpretado como altos porcentajes de fusión. De esta manera

establece que dichas rocas máficas presentan una afinidad geoquímica con tendencia calcoalcalina.

A pesar de la poca densidad y la falta de continuidad en algunos datos presentados en dicho trabajo, fueron graficados los valores pertenecientes a dos muestras del Cerro San Lorenzo. Para diagramas multielementales la normalización fue realizada a pirolita (manto primitivo), y a NMORB para el caso de diagramas de REE.

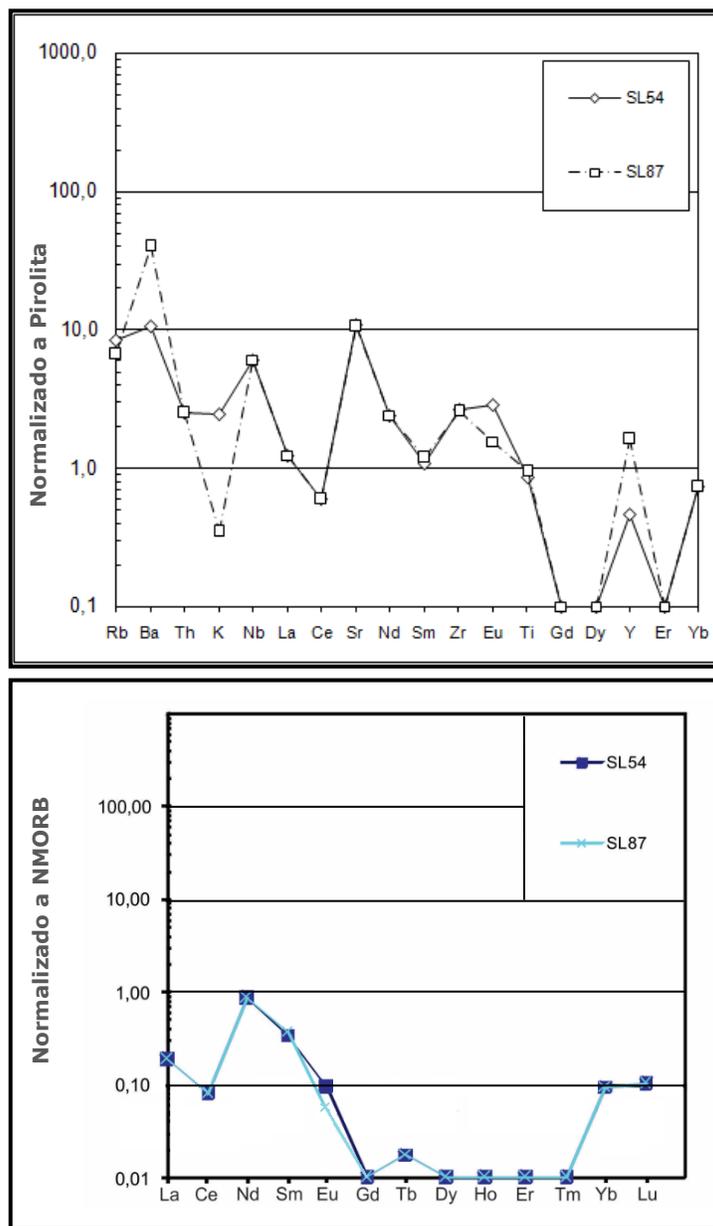


Figura VI.5: Diagramas geoquímicos. Reinterpretación de datos a partir de Chincarini *et al.* (1996). A - Diagrama multielemental. B - Diagrama de REE.

A partir de la reinterpretación de los mismos se puede observar que, los patrones planos en los diagramas multielementales (Figura VI.5.A) y los patrones de LREE en el diagrama de REE (Figura VI.5.B), podrían estar indicando que no se trata de una serie magmática del tipo calcoalcalina como lo propuesto por Chincarini *et al.* (1996), sino que se correspondería con una del tipo toleítica.

Esto podría estar más en concordancia con una segunda hipótesis, que propone una incorporación tardía de H₂O en el sistema, mediante mecanismos de difusión y/o asimilación del fluido acuoso. En tal caso, el magma toleítico estaría originado en una fuente seca, por fusión parcial de una litósfera oceánica descendente. Para ello es necesario la subducción de una dorsal centro oceánica por debajo de una placa litosférica suprayacente (Martin 1999; Peacock *et al.* 1994).

La hornblenda poiquilitica interpretada como de origen primario, es una de las pocas fases minerales hidratadas presentes en el cuerpo. Si bien texturalmente se puede inferir como originada en una etapa tardía o posterior al resto de la mineralogía primaria, no nos permite aclarar el origen del agua necesaria para su formación; dicho proceso puede haberse generado por acumulación de fluidos acuosos en las etapas póstumas del magmatismo (Hipótesis 1) o que la cristalización de Hbl poiquilitica haya tenido lugar por la incorporación de H₂O externa al sistema una vez emplazado el cuerpo (Hipótesis 2).

La variación química de núcleo a borde reconocida en los cristales de plagioclasa analizados, podrían constituir una evidencia que apoye la situación propuesta en la segunda hipótesis. La incorporación tardía de H₂O, por lo ya discutido anteriormente, eleva los porcentajes del componente An en plagioclasa, estableciendo una leve zonación inversa, esto es, la variación de núcleo a borde es la contraria a la que cabría esperar en un sistema magmático en cristalización (zonado normal).

Dicho cuerpo estaría emplazado en la secuencia volcano - sedimentaria correspondiente al prisma de acreción pampeano (Otamendi y Patiño Douce 2001). La ausencia de plutonismo y la dominancia de metasedimentitas de alto grado más o menos coetáneas al gabro San Lorenzo en el contexto geológico regional, nos permite asegurar que dicha zona no estaría relacionado espacialmente con el eje del arco magmático. Las relaciones de campo con el encajonante, y las variaciones estructurales de éste en inmediaciones del gabro, constituyen evidencias para pensar que se trata de un emplazamiento tectónico, como lo propuesto por (Martino *et al.* 1994). No obstante, el transporte sufrido hasta su posición final no sería demasiado, ya que se encuentra en el mismo ambiente de prisma de acreción propuesto para su emplazamiento.

Todos estos argumentos apoyarían la hipótesis de subducción de una dorsal oceánica durante la orogenia Pampeana que fuera propuesta por Gromet y Simpson (2000) y Gromet *et al.* (2005).

Capítulo VII

Conclusiones

✓ Las rocas dominantes en el entorno metamórfico del cuerpo Cerro San Lorenzo serían originadas por un metamorfismo progresivo, alcanzando la zona de sillimanita + feldespato potásico (pico metamórfico pampeano), donde los fluidos composicionalmente más félsicos son segregados y cristalizados *in situ*, por lo que su correcta denominación corresponde a diatexitas.

✓ El Cerro San Lorenzo es un cuerpo dominado por una textura cumular, en el que se reconocen varios tipos litológicos, de diferente abundancia y distribución, con variantes petrológicas internas: Gabronorita Olivínica (Gabro, Gabro piroxénico – hornbléndico, Gabro hornbléndico, Anortosita), Gabro Olivínico, Gabronorita, Gabronorita piroxénica – hornbléndica y Tonalita.

✓ Las unidades tonalíticas reconocidas, posiblemente estén asociadas a fundidos más evolucionados en las etapas póstumas del mismo magmatismo que dio origen al resto del cuerpo.

✓ Como estructura interna dominante, presenta un bandeoado composicional magmático, con espesores que van desde algunos centímetros hasta el orden de pocas decenas de metros de potencia, con una actitud estructural de rumbo submeridiano (NNW - NNE) e inclinación subvertical.

✓ Como rasgo textural característico a escala milimétrica, se reconoce una textura coronítica en la interface Ol - Pl en todas las muestras. Forma sucesivos anillos de reacción concéntricos compuestos de Opx - Hbl - Hbl + Spl simplectítico. Su origen podría estar vinculado a un proceso metamórfico, mediante difusión iónica en un medio rico en agua, claramente posterior a la cristalización del cuerpo. Para el caso de la corona interna de Opx, podría estar vinculada a un proceso tardío - magmático o bien a condiciones metamórficas previas más elevadas.

✓ Las mayores concentraciones de enstatita en el Opx coronítico ($En_{75} - En_{77}$) en comparación con el Opx primario ($En_{69} - En_{73}$), es debido a que los anillos de reacción de hipersteno heredan las características mineraloquímicas del cristal de Ol a partir del cual se forma, mientras que la composición del Opx primario es controlada por la relación MgO/FeO en el fundido.

✓ El alto contenido de anortita en plagioclasa observado en los análisis mineraloquímicos y la tendencia en aumento de dicho componente de núcleo a borde en los cristales, no se correspondería solamente con concentraciones que manifiesten valores elevados de la relación Ca/Na en el fundido magmático, sino que estaría evidenciando la presencia de agua como fase disuelta al momento de la cristalización.

✓ El origen del agua en el sistema estaría vinculado a una incorporación tardía, mediante mecanismos de difusión y/o asimilación del fluido acuoso.

✓ El magma se correspondería con una serie toleítica, originado en condiciones anhidras, por fusión parcial de un manto

sublitosférico de una placa oceánica subducida por debajo de la placa litosférica suprayacente, que contiene al prisma de acreción.

✓ El gabro Cerro San Lorenzo estaría emplazado en la secuencia volcano - sedimentaria correspondiente al prisma de acreción, en el margen continental activo correspondiente a la orogenia Pampeana.

✓ La deformación armónica de la roca de caja que acompaña al cuerpo, manifiesta un emplazamiento tectónico cuyo transporte no alcanzó grandes distancias, ya que se sitúa en el mismo ambiente geodinámico (prisma de acreción) propuesto para su emplazamiento.

✓ En las zonas marginales del gabro Cerro San Lorenzo, principalmente en su extremo norte, se observó una hornblendización caracterizada por una textura pegmatoide de Hbl, siempre afectando a alguna de las variantes litológicas primarias. Dicho proceso estaría vinculado a un metamorfismo retrogrado en facies de anfibolita.

Bibliografía

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J. 1973.** Consideraciones estratigráficas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. 2º Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas), Actas 2:55-763.
- Azcuy C.L., Carrizo H., Caminos R. 1999.** Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales (29) 12: 261-318. Buenos Aires.
- Beard J.S. 1986.** Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabros: Implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology* 14, 848 – 851.
- Bonalumi, A.A. y Gigena, A.A. 1987.** Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas en el Departamento de Calamuchita, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 73-81.
- Caminos, R. 1979.** Sierras Pampeanas Noroccidentales Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. 2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencia, Córdoba, 1: 224-291.
- Chapell, B.W. y White, A.J.R. 1974.** Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173-4.
- Chincarini, A. 1995.** Petrografía, geoquímica y estructura del Cerro San Lorenzo, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Trabajo Final, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 121 p., Córdoba.
- Chincarini, A., Escayola, M. y Villar, L.M. 1996.** Caracterización geoquímica del gabro estratificado del Cerro San Lorenzo, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 387- 398, Buenos Aires.

- Chincarini, A.D., Martino, R.D. y Guereschi, A.B. 1998.** Origen alóctono del gabro del cerro San Lorenzo, sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 435-444.
- Costa, C.H. 1999.** Rasgos estructurales del Territorio Argentino. *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales* 29 (24): 779-783. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L.H. 1984.** La estructura íntima de la Sierra de Córdoba, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 39 (1-2): 38-51.
- De Haas, G.L.M., Nijland, T.G., Valbracht, P.J., Maijer, C., Verschure, R. y Andersen, T. 2002.** Magmatic versus metamorphic origin of olivine-plagioclase coronas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 537–550.
- Demichelis, A., Coniglio, J.E., Otamendi, J.E. y Rabbia, O.M. 1996.** Geology and petrology of Sol de Mayo-Inti Yaco metagabbro (Comechingones Ranges, Córdoba). 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas* 5, p. 413. Buenos Aires.
- Demichelis, A.H., Coniglio, J., Pinotti, L. y Decournex, E. 1997.** El monzogranito Los Colorados. Sierras Pampeanas de Córdoba: un plutón sincinemático. 13º Congreso Geológico Chileno, *Actas* 2: 1262-1266. Antofagasta.
- Demichelis, A.H., Otamendi, J., Rabbia, O.M. y Patiño Douce, A. 1998.** Thermobarometry of basic plutons and their country rocks, from Athos Pampa area, Sierra de Comechingones, Córdoba: Implications for its emplacement. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, *Actas* 2: p. 351. Buenos Aires.
- Demichelis, A.H., Paul, S., Schonwand, D., Rabbia, O.M., Tibaldi, A.M. y Otamendi, J.E. 2000.** Mineralogía y textura de las rocas máficas y sus encajantes en la comarca de Río Grande, Sierras de

Comechingones, Argentina. 9º Congreso Geológico Chileno Actas 1, p. 605-609. Santiago.

Demichelis, A., Rabbia, O., Ayers, J., Otamendi, J., Tibaldi, A. 2008. Nuevos aportes al conocimiento del Orógeno Pampeano: dataciones U-Pb e isótopos Nd y Sr en metagrauvacas y rocas ígneas, en la Sierra de Comechingones, Córdoba. XVII Congreso Geológico Argentino. Jujuy. Actas 2 (Pág. 1340).

Demichelis, A., Otamendi, J., Tibaldi, A., Rabbia, O. y Hernández, L. 2011. Edad y signatura geoquímica/isotópica del magmatismo máfico en el centro este de la Sierra de Comechingones (Argentina): su significado en la evolución del orógeno pampeano. 18º Congreso Geológico Argentino, p. 164. Neuquén.

D'erao F.J., Pinotti L.P., Bonalumi A., Sfragulla J., Demartis M., Coniglio J. y Baldo E.G. 2014. El Magmatismo Ordovícico en las Sierras Pampeanas de Córdoba. Relatorio del diecinueve XIX Cong Geol Arg. IA4 – Magmatismo ordovícico, 24 pgs CD.

Escayola, M.P. 1994. Faja Ultramáfica Occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inérita), 336 p., Córdoba.

Escayola, M.P, Ramé, G.A. y Kraemer, P.E. 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. Buenos Aires.

Escayola, M.P, Pimentel, M.M. y Armstrong, R. 2005. A Neoproterozoic back-arc basin: SHRIMP U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. Gondwana 12, p.147. Mendoza.

Fagiano, M.R. 2007. Geología y petrología del basamento cristalino de Las Albahacas, sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inérito), 380 p., Río Cuarto, Córdoba.

- Fagiano, M., Pinotti, L. y Esparza, A. 2004.** Metamorfismo, Deformación y Magmatismo asociado al tramo medio de las Sierras de Comechingones, Provincia de Córdoba. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Artículo (20): 315-320.
- Gaido, M.F. y Miró, R.C. 1998.** 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 281-288. Buenos Aires.
- F. Gallien, A. Mogessie, C. A. Hauzenberger, E. Bjerg, S. Delpino y B. Castro De Machuca. 2012.** On the origin of multi-layer coronas between olivine and plagioclase at the gabbro–granulite transition, Valle Fértil – La Huerta Ranges, San Juan Province, Argentina. *J. metamorphic Geol.* 30, 281–301.
- Gonzales, Bonorino, E.F. 1950.** Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 5(3): 81-110.
- Gordillo, C., 1984.** Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Miscelanea N° 68,*: 1-40.
- Gordillo, L.E. y Lencinas, A. N. 1979.** Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, *Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 1,*: 577-650.
- Gromet, L.P., Otamendi, J.E., Miró, R.C., Demichelis, A.H., Schwartz, J.J. y Tibaldi, A.M. 2005.** The Pampean orogeny: ridge subduction or continental collision. *Gondwana* 12, p. 185. Mendoza.
- Gromet, L.P. y Simpson, C. 2000.** Cambrian orogeny in the Sierras Pampeanas, Argentina: ridge subduction or continental collision? *Geological Society of America Abstracts with Programs* 32, A-505.
- Guereschi, A. y Baldo, E. 1993.** Petrología y Geoquímica de las rocas metamórficas del Sector Centro-Oriental de la sierra de Los

Comechingones, Córdoba. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 319-326. Mendoza.

Guereschi, A. y Martino, R. 1998. Las migmatitas estromatíticas de Huerta Vieja, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 101-116.

Guereschi, A. y Martino, R. 2002. Geotermobarometría de la paragénesis cuarzoplagioclasa- biotita-granate-sillimanita en gneises del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. Revista Asociación Geológica Argentina, 57 (4): 365-375.

Guereschi, A. y Martino, R. 2003. Trayectoria textural de las metamorfitas del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. Revista Asociación Geológica Argentina, 58 (1): 61-77.

Guereschi, A. y Martino, R. 2014. Las Migmatitas de las Sierras de Córdoba. Relatorio del diecinueve XIX Cong Geol Arg. IA4 – Migmatitas, 30 pgs CD.

Hibbard, M. 1995. Petrography to Petrogénesis. Editorial Prentice Hall. 587 pp. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29 (3): 41-96. Buenos Aires.

Johannes, W. 1978. Melting of Plagioclase in the System Ab-An-H₂O and Qz-Ab-An-H₂O at P. 20--5 kbars, an Equilibrium Problem. Contrib. Mineral. Petrol. 66, 295-303.

Johnson, C.D. y Carlson, W.D. 1990. The origin of olivine-plagioclase coronas in metagabbros from Adirondack Mountains, New York. Journal of Metamorphic Geology, 8, 697-717.

Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazcaplate. Geological Society of America Bulletin. 94: 341-361.

- Jordan, T., Allmendigner, R. 1986.** The Sierras Pampeanas of Argentina. A modern analogue of Rock and Mountains foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764.
- Kokogián, D. A., Spaletti, L., Artabe, A., Martínez, R. N., Alcocer, O. A., Milana J. P., Zavattieri, A. M., Papú, O.H. 1999.** Los depósitos continentales triásicos. *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29 (15): 377-398*, Buenos Aires.
- Kretz, R. 1983.** Symbols for Rock-forming Minerals. *Am. Mineral.*, 68: 277- 279.
- Le Maitre, R. 2002.** *Igneous rocks. A classification and glossary of terms.* Cambridge University Press, 236 pgs.
- Lira R., Poklepovic M.F. y O’leary M.S. 2014.** El Magmatismo Cámbrico en el Batolito de Sierra Note – Ambargasta. Relatorio del diecinueve XIX Cong Geol Arg. IA4 – Migmatitas, 35 pgs CD.
- LLambías, E.J. 1999.** El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico Superior - Triásico. *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29 (14): 349-363.* Buenos Aires.
- Martin, H. 1999.** Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411-429.
- 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., y Guereschi, A. 2014.** La Estructura Neoproterozoica – Paleozoica inferior del Complejo Metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba. . Relatorio del diecinueve XIX Cong Geol Arg. IA4 – Estructura complejo metamórfico, 36 pgs CD.
- Martino, R., Guereschi, A. y Anzil, P. 2011.** Metamorphic and tectonic evolution at 31°36°S across a deep crustal zone from the Sierra

Chica of Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 30: 12-28.

Martino, R., Guereschi, A., Giambastini, M. 1997. El sinforme de la sierra Blanca: petrología y evolución estructural, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (2): 143-156.

Martino, R., Munn, B., Kraemar, P., Escayola, M. y Guereschi, A. 1994. Thermobarometry at 32° 00' S in the Pampean Ranges of Córdoba, Argentina. *GSA Abstracts with Programs*. A-226. Seattle. USA.

Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M. 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. *Revista de la Asociación Geologica Argentina* 50: 60-77.

Miró, R. 1999. El basamento Precámbrico-Paleozoico inferior de las Sierras Pampeanas, Famatina, Cordillera Oriental y Puna. *Geología Argentina. Anales* 29 (6): 133-167. Buenos Aires.

Murray J. 2009. Caracterización petrológica, estructural y evolutiva del cuerpo Los Cocos ubicado al noroeste de la localidad de Río de Los Sauces, Sierra de Comechingones, Córdoba. Trabajo final de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Córdoba.

Mutti, D. 1992. Las rocas ultrabásicas-básicas de la provincia de Córdoba: interpretaciones geoquímicas e implicancias geotectónicas. 1º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis and 1º Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. *Publicación del Instituto de Recursos Minerales*, 2, p. 411-432. La Plata.

Otamendi, J.E., Patiño Douce, A.E. y Demichelis, A.H. 1999. Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology* 17: 415-434.

- Otamendi, J.E. y Patiño Douce, A.E. 2001.** Partial Melting of Aluminous Metagreywackes in the Northern Sierra de Comechingones, Central Argentina. *Journal of Petrology* 42: 1751-1772.
- Otamendi, J.E., Demichelis, A.H. y Rabbia, O.M. 2003.** Petrology of rocks formed by interaction of mafic magmas and high-grade metamorphic rocks at Suya Taco area, northern Sierra de Comechingones, Argentina. *Lithos* 66: 107-132.
- Otamendi, J.E., Castellarini, P.A., Fagiano, M.R., Demichelis, A.H. y Tibaldi, A.M. 2004.** Cambrian to Devonian geologic evolution of the Sierra de Comechingones, eastern Sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the development and exhumation of continental crust on the proto-Pacific margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7: 1143-1155.
- Peacock, S.M., Rushmer, T. y Thompson, A.B. 1994.** Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 121: 227-244.
- Pinotti, L. 1998.** El batolito Cerro Áspero, provincia de Córdoba. Modelo de intrusión y su relación con la evolución de las Sierras Pampeanas. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Río Cuarto.
- Ramos, V. 1999a.** Las Provincias Geológicas del territorio Argentino. *Geología Argentina*.
- Ramos, V. 1999b.** Rasgos estructurales del Territorio Argentino. *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales* 29 (24): 715-784. Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Casquet, C., Baldo, E., Dahlquist, J. Pankhurst, R.J., Galindo, C. Saavedra, J. 2001.** Las orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto-andino de América, Sierras Pampeanas, Argentina. En *Journal of Iberian Geology*, 27: 23-41.
- Rapela, C.W., Casquet, C., Baldo, E., Dahlquist, J. Pankhurst, R.J., Galindo, C. Saavedra, J. 2001.** Las orogénesis del Paleozoico

Inferior en el margen proto-andino de América, Sierras Pampeanas, Argentina. En *Journal of Iberian Geology*, 27: 23-41.

Rapela, C.W. y Llambías, E.J. 1999. El magmatismo gondwanico y los ciclos fanerozoicos. *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29 (12): 373-376. Buenos Aires.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y 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. Nº 142: 181-217.

Roemberg, J. 1984. Diorit, gabbro and amphibolitegestemen aus dem gebiete der argentinischen Republics. *N jarlubuch f. Mineralogie*. Beilageband IX: 321-326. Stuttgart.

Stelzner, A., 1871, 1872 y 1873. Comunicaciones al profesor H. B. Geinitz *Neves Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläeontologie*, Jahrgang 1872: 193-198 y 630- 112 636, Stuttgart 1872,e *Ibidem* 1873: 726-746, 1873. Traducido por R. Kittil. 1966 en *Academia Nacional de Ciencias*, Boletín 45: 115-150. Buenos Aires.

Takagi D., Sato H., Nakagawa M. 2005. Experimental study of a low-alkali tholeiite at 1–5 kbar: optimal condition for the crystallization of high-An plagioclase in hydrous arc tholeiite. *Contrib Mineral Petrol*. 149: 527–540. DOI 10.1007/s00410-005-0666-7

Tibaldi, A.M. 2006. Petrogénesis de rocas híbridas asociadas con plutonismo máfico en la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 459 p., Río Cuarto, Córdoba.

Tibaldi, A.M. y Otamendi, J.E. 2008. Mineralogía y Termo-barometría de los Complejos máficos Sol de Mayo y Sua Taco, norte de las Sierras de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 117-130.

- Tibaldi A.M., Demichelis A.H., Fagiano M.R., Otamendi J.E. y Rabbia O. 2014.** Las rocas máficas del paleozoico inferior de las Sierras de Córdoba. Relatorio del diecinueve XIX Cong Geol Arg. IA4 – Rocas máficas, 19 pgs CD.
- Toselli, A., Rossi de Toselli, J., Toselli, G., Laudron, D. y Wautier, J. 1977.** El gabro coronítico del Cerro San Lorenzo, Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 32: 161-175.
- Villar, L. 1975.** Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogenético. 2º Congreso Iberoamericano Geología Económica, Actas 3:135-155. Buenos Aires.
- Villar, L. 1985.** Las fajas ultrabásicas argentinas. Tipos de ultramáficas. Metalogenia. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 3:610-632. Viña del Mar.
- Villar, L., Candini, J., Miró, R. y Segal, S. 1993.** El gabro estratificado del Cerro San Lorenzo, departamento de Calamuchita, Córdoba: su interés económico. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 175-181. Buenos Aires.
- Wilson, M. 1989.** Igneous Petrogenesis, a global tectonic approach. 466 pgs. Unwin Hyman, London.

ANEXO I

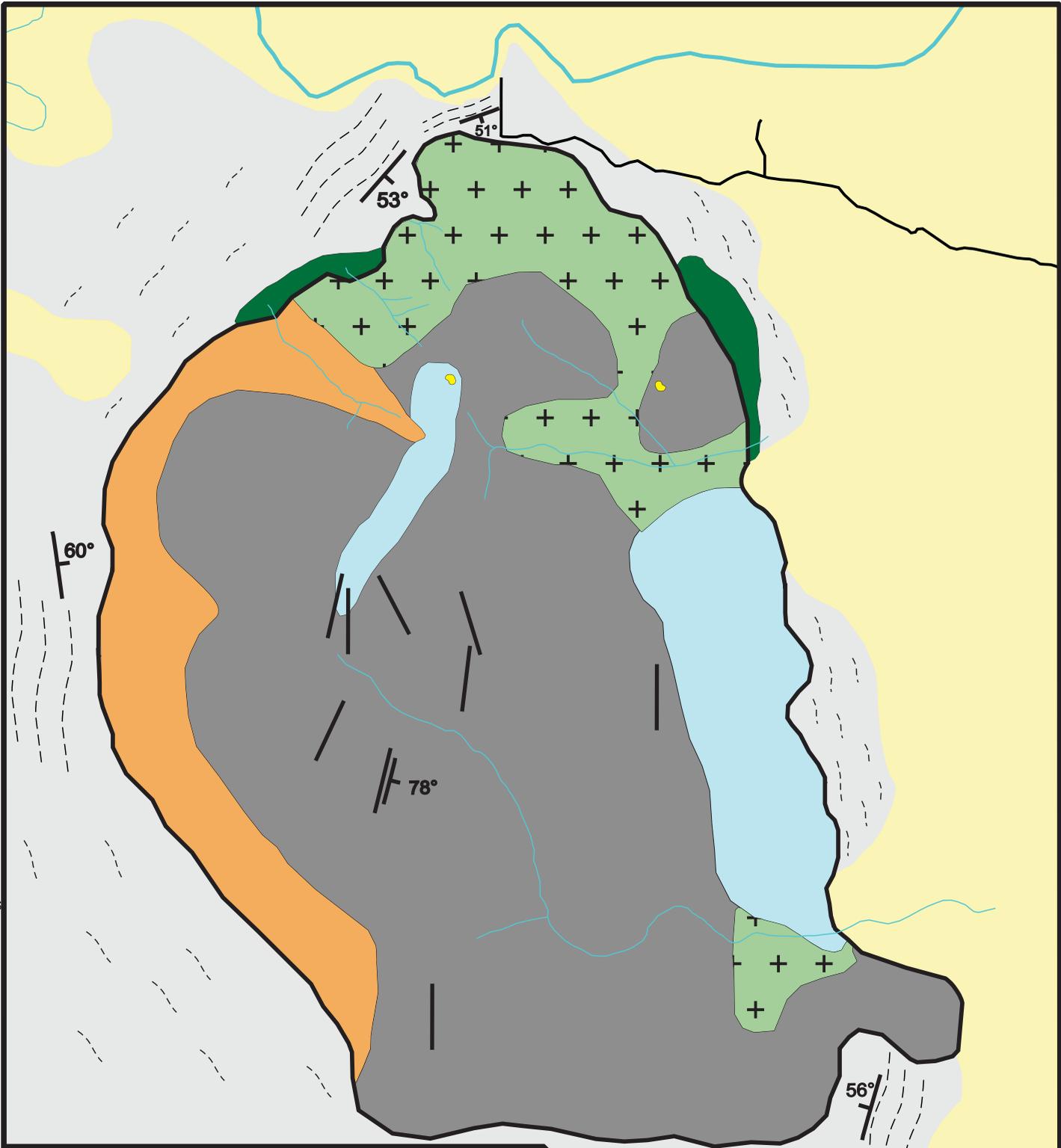
Mapa Petro - Estructural

MAPA PETRO-ESTRUCTURAL DEL ÁREA DE ESTUDIO CERRO SAN LORENZO

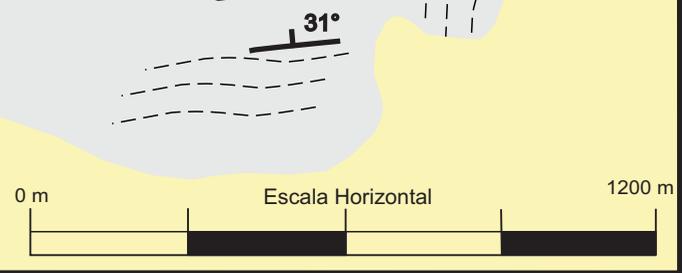


64° 37'24.96" W 64° 36'59.04" W 64° 36'33.12" W 64° 36'7.2" W 64° 35'41.28" W

32° 27'14.4" S
32° 27'40.32" S
32° 28'6.24" S
32° 28'32.16" S
32° 28'58.08" S



Referencias		REFERENCIAS GENERALES
UNIDADES LITOLÓGICAS		
1) UNIDAD GABRO CUMULAR		
A) Subunidad Gabronorita olivínica	Anfibolita	Bandeamiento magnético
B) Subunidad Gabro olivínico	Diatexita	Foliación metamórfica
C) Subunidad Gabronorita	Relleno moderno	Actitud estructural
2) UNIDAD TONALÍTICA		Caminos
3) UNIDAD GABRO HORNBLENDIZADO		Cursos fluviales



ANEXO II

Fichas Petrográficas

A continuación se presentan las fichas con la descripción petrográfica de las muestras analizadas. Cabe mencionar que las correspondientes al cuerpo Cerro San Lorenzo fueron agrupadas con el fin de correlacionar zonas con similitud litológica y resumir la información con mayor claridad, siguiendo criterios mineralógicos, texturales y demás aspectos importantes desde el punto de vista petrográfico. Se señala en la parte superior de las fichas, el nombre de las respectivas muestras que integran cada grupo.

En lo que respecta a la clasificación petrológica se siguió el criterio dado por Le Maitre (2002).

El tamaño de grano se expresa en función de su diámetro máximo o el diámetro más notorio, en milímetros y se describe según la terminología mostrada en la siguiente tabla, propuesta por Hibbard (1995):

- grano muy grueso: > 50 mm
- grano grueso: <50 mm a > 5
- grano medio: <5 mm a > 1
- grano fino: <1 mm a $> 0,1$
- grano muy fino: $<0,1$ mm a > 0.01 a (10 - 100 μm)

Fichas de descripción petrográfica correspondientes al gabro Cerro San Lorenzo.

GRUPO 1

N° MUESTRA: SL 01 – SL 15 – SL 49 – SL 51

CLASIFICACIÓN: GABRONORITA PIROXÉNICA - HORNBLÉNDICA

TEXTURA:

- **Grado de Cristalinidad:** Holocristalina
- **Tamaño:**
 - **Tamaño absoluto:** Fanerítica – Grano fino - medio
 - **Relación de Tamaño:** Inequigranular
- **Patrón Textural:** Hipidiomórfica
- **Texturas especiales:** Poiquilitica (Hbl)

MINERALOGÍA:

- **Primarios:** Pl + Cpx+ Opx + Hbl
- **Accesorios:** Op
- **Secundarios:** Hbl

Plagioclasa: es la fase más abundante en la muestra (30 - 40%). Se presenta en cristales subhedrales de hasta 1,5 mm.

Sin duda uno de los rasgos más destacable es la cantidad extraordinaria de inclusiones que posee en casi todos los granos, cuya densidad son poco comunes. Las mismas son anhedrales y euhedrales, con hábito prismático y acicular bien definidos. A pesar de su pequeño tamaño, alrededor de los 5 a 10 μm , se puede identificar algunas de las fases minerales presentes (Cpx - Ap). Las mismas se pueden disponer paralela, perpendicular y/o aleatoriamente con respecto a los planos de maclas de los cristales de Pl.

Se realizó la estimación óptica de la composición en Pl, según el método de Michel-Levy, mediante la cual se obtuvieron valores entre An58 – An70 (Labradorita – Bitownita).

Clinopiroxeno: se encuentra en cantidades de 20 – 45 %. En algunas muestras (SL 15) la proporción es igual o mayor que Pl. Ocurre como cristales subhedrales, prismas cortos con secciones cuadradas, pseudo hexagonales, pseudooctogonales y prismas bien desarrollados, con tamaños que alcanzan los 2 mm. A nicols paralelos es incoloro a verde pálido. Presenta una birrefringencia moderada, con valores de 0,024 – 0,025. Los valores de los ángulos de extinción medidos se encuentran alrededor de los $C \wedge Z$: 36° - 38°.

En todos los casos se encuentran alterados a Hbl, ya sea parcialmente afectando los bordes de los granos, como totalmente, donde apenas es posible reconocer los cristales de Cpx relíctico.

Ortopiroxeno: en cantidades similares o inferiores a Cpx (15 – 20%). Se presenta en cristales anhedrales – subhedrales de hasta 2 mm. Presenta color rosado muy pálido, débil pleocroísmo y bajo color de interferencia (0,012). Según este último dato la estimación composicional es de En75.

Hornblenda: se encuentra de manera abundante (10 – 15%). Se presenta bajo diferentes hábitos.

Posiblemente la que corresponde a un estadio primario (tardío-magmático) es de gran tamaño, en el orden de varios mm, alcanzando excepcionalmente el centímetro.

Color pardo oscuro, pleocroísmo moderado - alto y se encuentra desarrollando una textura poiquilítica (englobando al resto de la mineralogía primaria) o de manera intersticial entre los cristales.

El otro hábito existente y prácticamente omnipresente en las muestras es la Hbl secundaria de alteración. Se dispone como transformación de Px, tanto en los bordes como en el interior de los cristales. En estos casos la Hbl ocurre como cristales irregulares, anhedrales, de color pardo claro – verdoso y débil pleocroísmo.

Opacos: se encuentran en cantidades significativas. Presentan formas anhedrales de hasta 0,5 mm y euhedrales (cúbicas, y prismas basales pentagonales y hexagonales).

GRUPO 2

N° MUESTRA: SL 58B – SL 59 – SL 60

CLASIFICACIÓN: GABRONORITA PIROXÉNICA – HORNBLÉNDICA

TEXTURA:

- **Grado de Cristalinidad:** Holocristalina
- **Tamaño:**
 - **Tamaño absoluto:** Fanerítica – Grano medio - grueso
 - **Relación de Tamaño:** Inequigranular
- **Patrón Textural:** Hipidiomórfica
- **Texturas especiales:** Poiquilitica (Hbl - Opx)

MINERALOGÍA:

- **Primarios:** Pl + Cpx + Opx + Hbl
- **Accesorios:** Op
- **Secundarios:** Hbl

Plagioclasa: su distribución no es homogénea, existiendo zonas con diferentes concentraciones. Estimativamente se calcula que está en un 30 a 35%. Se presenta en cristales subhedrales de hasta 3 mm.

La concentración extraordinaria de inclusiones descripta para el grupo litológico anterior se encuentra subordinada a sólo algunos cristales. En dichos casos la densidad de inclusiones es menor.

Clinopiroxeno: se encuentra en cantidades algo menores que para el grupo descrito anteriormente (20 - 25%). Ocurre en cristales subhedrales, prismas cortos y elongados, con tamaños que alcanzan los 2 mm. A nicoles paralelos es incoloro a verde pálido y posee una birrefringencia moderada de 0,025.

En todos los casos se encuentran alterados a Hbl, afectando tanto a los bordes como el interior de los cristales de Cpx.

Ortopiroxeno: (25%). Se presenta en cristales anhedrales – subhedrales de hasta 4 mm. Posee un color rosado, débil pleocroísmo y bajo color de interferencia (0,012).

Es común el desarrollo de una textura poiquilítica, conjuntamente con exsoluciones de minerales opacos en el interior de los cristales.

Hornblenda: se encuentra en cristales de gran tamaño englobando al resto de las fases minerales y de manera intersticial entre los cristales. Los de mayor tamaño superan a veces el centímetro, de color pardo oscuro, pleocroísmo moderado - alto y correspondería a una fase primaria.

El otro hábito se desarrolla como cristales irregulares, anhedrales, de color pardo claro – verdoso, con débil pleocroísmo y posiblemente está asociado a la alteración de Px.

Opacos: se encuentran en cantidades significativas. Presentan formas anhedrales, de hasta 0,5 mm, como cristales aislados o como exsoluciones e inclusiones dentro de las demás fases minerales.

GRUPO 3

N° MUESTRA: SL 03 – SL 05 – SL 43 – SL 53 – SL 55

CLASIFICACIÓN: GABRO PIROXÉNICO - HORNBLÉNDICO

TEXTURA:

- **Grado de Cristalinidad:** Holocristalina
- **Tamaño:**
 - **Tamaño absoluto:** Fanerítica – Grano medio
 - **Relación de Tamaño:** Inequigranular
- **Patrón Textural:** Hipidiomórfica
- **Texturas especiales:** Cumular

MINERALOGÍA:

- **Primarios:** Pl + Cpx ± Hbl
- **Accesorios:** Op
- **Secundarios:** Hbl + Czo ± CO₃ ± Chl

Plagioclasa: constituye entre un 30 - 45% del total de la muestra. Ocurre en cristales subhedrales de hasta 1,5 mm.

La concentración extraordinaria de inclusiones descrita para los anteriores grupos litológicos aparece en la mayoría de los casos.

La estimación óptica de la composición, según el método de Michel-Levy, arrojó valores de An60 – An64 (Labradorita).

Es común observar puntos triples en los contactos entre los granos de menor tamaño (120°), semejante a una textura de recristalización metamórfica.

Clinopiroxeno: es la fase mineral más abundante después de Pl (20 – 35 %). Se encuentra como cristales aislados o pequeños cúmulos, parcial o totalmente alterados a Hbl.

Los valores de los ángulos de extinción medidos se encuentran aproximadamente en el rango de $C \wedge Z$: $25^\circ - 43^\circ$.

Hornblenda: se encuentra de manera abundante, sobre todo a Hbl de alteración y se halla afectando tanto a Cpx como a los pocos granos presentes de Hbl primaria dispuesta en textura poiquilítica y en los intersticios granulares.

La Hbl secundaria se presenta como cristales irregulares, anhedrales, de color pardo claro – verdoso y con débil pleocroísmo. En la mayoría de los casos se disponen según agregados policristalinos de tamaño variable. En algunos casos estos granos poseen formas más subhedrales y de mayor tamaño (muestra SL 03). Es común observar puntos triples en los contactos granulares.

En algunas muestras se observa un intercrecimiento simplectítico de Hbl en los contactos con Pl.

Clinozoicita: se la observa como cristales irregulares, anhedrales de unos pocos milímetros de extensión. Se dispone en los intersticios y límites de granos o en algunos casos en una red de venillas. Es incolora, no pleocroico y de alto relieve. Presenta un color de interferencia anómalo (azul berlín). Solo en algunos cristales es posible observar el color real de interferencia, amarillo-anaranjado de primer orden.

Se encuentra asociado a patinas de carbonatos microcristalino, dado por un proceso de sausuritización, donde la adición de agua cambia el componente An a epidoto (Czo) y la Pl residual se torna más albítica.

Clorita: no siempre está presente. Se observa como pequeños agregados de microcristales de tamaño muy pequeño, con hábito fibroso, incoloro y con bajo color de interferencia. Posiblemente asociado a la alteración de Cpx conjuntamente con Hbl y clinozoicita.

Carbonatos: se observan como parches de tamaño muy pequeño, o circunscriptos a una red de venillas.

Opacos: pueden presentarse tanto de manera abundante como estar casi ausente. Se los observa bajo formas irregulares, anhedrales y en secciones cúbicas.

Observaciones: el proceso de sausuritización con clinozoicita asociada no siempre está presente. Tal es el caso de las muestras SL 43, SL 53, SL 55.

GRUPO 4

N° MUESTRA: SL X2

CLASIFICACIÓN: GABRO PIROXÉNICO – HORNBLÉNDICO / ANORTOSITA

TEXTURA:

- **Grado de Cristalinidad:** Holocristalina
- **Tamaño:**
 - **Tamaño absoluto:** Fanerítica – Grano medio
 - **Relación de Tamaño:** Inequigranular
- **Patrón Textural:** Hipidiomórfica
- **Texturas especiales:** Cumular – Poiquilítica (Hbl)

MINERALOGÍA:

- **Primarios:** Pl + Cpx + Hb
- **Accesorios:** Op
- **Secundarios:** Hbl + Czo ± Ep ± CO₃

Mineralógicamente esta muestra podría pertenecer al grupo litológico anterior; la única diferencia es que a escala de corte delgado presenta una textura cumular con dos zonas bien contrastantes. Una con Pl dominante, siendo prácticamente la única fase existente (Anortosita), y otra zona donde dominan los mafitos, Cpx y Hbl (Gabro piroxénico – hornbléndico). El cambio mineralógico es brusco, existe un contacto neto entre ambas zonas.

Plagioclasa: ocurre en cristales subhedrales de hasta 4 mm. En los cristales de mayor tamaño predomina una morfología tabular ehuedra, mientras que los más pequeños son secciones subhedrales, menos elongadas, donde es común observar una textura semejante a la ocasionada por recristalización metamórfica.

Clinopiroxeno: como ya se mencionó al comienzo, su concentración y distribución varía en la muestra.

Cristales subhedrales de hasta 5 mm. En todos los casos se encuentran alterados a Hbl.

Hornblenda: se encuentra predominantemente formando cúmulos en la zona más rica en mafitos. Posiblemente la que correspondería a un estadio primario (tardío-magmático) alcanza los 5 mm. Presenta un color pardo oscuro, pleocroísmo moderado - alto y se encuentra desarrollando una textura poiquilítica.

Es común observar agregados de pequeños granos subhedros - ehedros, posiblemente como consecuencia de una recristalización a partir de la Hbl primaria.

También se encuentra como Hbl secundaria, resultado de la alteración de Cpx. En estos casos se la observa en cristales irregulares, anhedrales, de color pardo claro - verdoso, con débil pleocroísmo.

Clinozoicita: aparece como cristales irregulares, anhedrales, de unos pocos milímetros de extensión en los intersticios y límites de granos o dispuestos según una red de venillas.

Las características ópticas son similares a las descritas para los anteriores grupos litológicos.

Se encuentra asociado a patinas de carbonatos microcristalino (proceso de sausuritización).

Carbonatos: Se observan como parches de tamaño muy pequeño, o a veces como venillas.

Opacos: se encuentran en bajas concentraciones, bajo formas irregulares, anhedrales y en secciones subhedrales.

GRUPO 5

N° MUESTRA: SL 02

CLASIFICACIÓN: GABRO HORNBLÉNDICO

TEXTURA:

- **Grado de Cristalinidad:** Holocristalina
- **Tamaño:**
 - **Tamaño absoluto:** Fanerítica – Grano medio
 - **Relación de Tamaño:** Inequigranular
- **Patrón Textural:** Hipidiomórfica
- **Texturas especiales:**

MINERALOGÍA:

- **Primarios:** Pl + Hbl
- **Accesorios:** Op
- **Secundarios:** Hbl + CO₃ + Czo

Plagioclasa: se encuentra en proporciones de aproximadamente un 30%, como cristales subhedrales de hasta 2 mm.

La estimación óptica de la composición en Pl, según el método de Michel-Levy, arrojó valores de An58 – An69 (Labradorita).

Hornblenda: es el mineral más abundante en la muestra. No obstante a la hora de la clasificación petrológica no toda la Hbl presente es de origen primario, sus propiedades ópticas dificultan en algunos casos distinguirla de la vinculada a procesos de alteración. Se presenta según dos hábitos diferentes:

El primero se dispone según cristales subhedrales de 2 mm de tamaño, de color pardo verdoso y moderadamente pleocroico. Algunos cristales están parcialmente alterados.

El segundo hábito y más abundante es en agregados policristalinos. Se observan como una acumulación de granos anhedrales de tamaño fino, color pardo-verdoso pálido y débilmente pleocroico. En partes se dispone con bordes rectos, con contacto entre granos en ángulos de 120°. Podría estar en reacción con la Hbl primaria, por su carácter pervasivo en la muestra.

En ambos casos se observa inclusiones y exoluciones de minerales opacos.

Clinozoicita: se presenta como cristales irregulares, anhedrales, de hasta 3 mm de longitud, a veces ocupando los intersticios entre granos. A nicoles paralelos es incoloro, no pleocroico y de alto relieve. Posee clivaje en 1 dirección. Esto permite comprobar la extinción oblicua y asegurar que se trata de la variedad Czo. Presenta un color de interferencia es anómalo (azul berlín). Solo en algunos cristales es posible observar el color real de interferencia, amarillo-anaranjado de primer orden. El carácter óptico es biaxial positivo, con un 2V de aproximadamente 50°.

Se encuentra asociado a patinas de carbonatos microcristalino, como alteración de otros cristales no reconocibles (Px?). Posiblemente esto se asocie a un proceso de sausuritización.

Opacos: su participación es variable en función del sector de la muestra analizada. Se pueden observar en bajos porcentajes, como en concentraciones algo más elevadas. Lo hacen bajo formas irregulares, anhedrales, como en secciones perfectamente cúbicas y de menor tamaño.

GRUPO 6

N° MUESTRA: P 009

CLASIFICACIÓN: GABRO HORNBLÉNDICO

TEXTURA:

- **Grado de Cristalinidad:** Holocristalina
- **Tamaño:**
 - **Tamaño absoluto:** Fanerítica – Grano medio - grueso
 - **Relación de Tamaño:** Inequigranular
- **Patrón Textural:** Hipidiomórfica
- **Texturas especiales:** Gran desarrollo de cristales (Textura pegmatoide).

MINERALOGÍA:

- **Primarios:** Pl + Hbl
- **Accesorios:** Op
- **Secundarios:** Hbl + CO₃

Plagioclasa: (30 - 40%). Cristales subhedrales de hasta 4 mm. Junto a Hbl son las fases minerales principales que componen la muestra.

Hornblenda: se encuentra entre las mayores proporciones observadas (60 - 70%). Se dispone en grandes cristales subhedrales - euhedrales de varios milímetros de tamaño (5 mm) y como agregados policristalinos de menores dimensiones. Es común observar contactos triples, en ángulos de 120° entre los cristales.

Ambos poseen características ópticas similares. Color pardo - verdoso oscuro, moderado - alto pleocroísmo y baja birrefringencia. Se observa inclusiones y exsoluciones de minerales opacos.

Clinozoicita: cristales irregulares, anhedrales, en continuidad óptica, de unos pocos milímetros de extensión. Se dispone en los intersticios y límites entre granos o en algunos casos en una red de venillas. Es incoloro, no pleocroico y de alto relieve. Posee un color de interferencia anómalo (azul berlín). Solo en algunos cristales es posible observar el color real de interferencia, amarillo-anaranjado de primer orden.

Se encuentra asociado a patinas de carbonatos microcristalino. Dado por un proceso de sausrutización, donde la adición de agua cambia el componente An a epidoto (clinozoicita) y la plagioclasa residual se torna más albítica.

Opacos: grandes cristales anhedrales de hasta 4 mm. En la mayoría de los casos se encuentran asociados a clinozoicita.

Observaciones: cabe mencionar que esta muestra es similar en todas sus características ópticas el grupo anterior. Solo se ha considerado de manera diferente debido al considerable aumento en el tamaño de grano que en ella se observa (textura pegmatoide).

GRUPO 7

N° MUESTRA: SL 08 – SL 10 – SL 32 – SL 57

CLASIFICACIÓN: GABRONORITA

TEXTURA:

- **Grado de Cristalinidad:** Holocristalina
- **Tamaño:**
 - **Tamaño absoluto:** Fanerítica – Grano medio – fino.
 - **Relación de Tamaño:** Inequigranular
- **Patrón Textural:** Hipidiomórfica
- **Texturas especiales:** Poiquilítica (Opx)

MINERALOGÍA:

- **Primarios:** Pl + Cpx + Opx
- **Accesorios:** Op
- **Secundarios:** Hbl

Plagioclasa: presente en cantidades variables entre 30 – 50%. Ocurre como cristales subhedrales de hasta 3 mm.

La gran cantidad de inclusiones descripta se observa de manera subordinada, no presentando la densidad normal de las inclusiones.

Se realizó la estimación óptica de la composición siguiendo el método de Michel-Levy, obteniéndose valores variables entre An50 – An65 (Andesina - Labradorita).

Clinopiroxeno: se encuentra en cantidades de 25 – 40%, como cristales subhedrales, prismas cortos con secciones pseudo hexagonales y prismas bien desarrollados con un tamaño promedio de 1 mm. A nicols paralelos es incoloro a levemente verde pálido. Presenta un birrefringencia moderada de 0,024 – 0,025.

Los valores de los ángulos de extinción medidos se encuentran alrededor de los $C \wedge Z$: $36^\circ - 40^\circ$. Se determinó una figura de interferencia biaxial positiva con ángulo de $2V = 50^\circ$.

En todos los casos se encuentran alterados a Hbl, tanto en los bordes como en el interior de los granos.

Ortopiroxeno: en cantidades menores que Cpx (15 – 25%). Se presenta en cristales anhedrales – subhedrales de tamaño medio. La mayor parte se encuentra en un rango entre 1 – 4 mm de tamaño. Presenta un color rosado muy pálido, débil pleocroísmo y bajo color de interferencia. La figura de interferencia es biaxial negativa con un ángulo de $2V$ muy grande, cercano a los 90° .

Es común observar cristales desarrollando textura poiquilítica, conteniendo granos menores de Pl y Cpx. Al igual que estos últimos se encuentran alterados a Hbl.

Hornblenda: principalmente se encuentra como alteración de Cpx y Opx. Ocurre como cristales irregulares, anhedrales, de color pardo claro – verdoso, con débil pleocroísmo.

Opacos: presente en concentraciones variables. Se pueden presentar tanto bajo formas irregulares, anhedrales, como en secciones cúbicas.

GRUPO 8

N° MUESTRA: SL 17 – SL 18 – SL 20 – SL 28 (s) – SL 29 – SL 36

CLASIFICACIÓN: GABRO

TEXTURA:

- **Grado de Cristalinidad:** Holocristalina
- **Tamaño:**
 - **Tamaño absoluto:** Fanerítica – Grano fino - medio
 - **Relación de Tamaño:** Inequigranular
- **Patrón Textural:** Hipidiomórfica
- **Texturas especiales:** Cumular - Poiquilitica

MINERALOGÍA:

- **Primarios:** Pl + Cpx ± Opx
- **Accesorios:** Op
- **Secundarios:** Hbl ± Czo ± Ep ± CO₃

Plagioclasa: representa entre un 45 - 60% del total de la muestra. Se presenta como prismas subhedrales de hasta 2,5 mm, y como prismas basales, tamaño fino (≤ 1 mm) donde es común observar puntos triples de contacto. La estimación composicional, según método Michel – Levy dio valores aproximados de An₅₄ (Labradorita).

Se reconoció la concentración extraordinaria e inclusiones bajo las características ya descritas, y en algunos casos la densidad de las mismas disminuye, aumentando el tamaño.

Clinopiroxeno: se encuentra en cantidades de 25 - 35%. Se observa como cristales subhedrales, prismas cortos y prismas bien desarrollados, de hasta 2 mm de tamaño.

Es común observar acumulación de varios cristales en contacto, pudiendo expresar una textura cumular. Ángulo de extinción, C \wedge Z: 40

- 42°. En todos los casos se encuentran alterados a Hbl, tanto en los bordes como en el interior de los granos.

Ortopiroxeno: solo existente en algunos caso, dispuestos en cristales aislados y anhedros que pueden alcanzar los 2,5 mm. Estimativamente nunca superan el 5 %. Posee color rosado muy pálido, débil pleocroísmo y bajo color de interferencia.

Hornblenda: principalmente se encuentra como alteración de Cpx y Opx. Se observa como cristales irregulares, anhedrales, de color pardo claro - verdoso y con débil pleocroísmo.

A veces se presentan como agregados policristalinos, de 0,1 - 0,2 mm. Son comunes los puntos triples de contacto entre granos.

En algunas zonas en contacto con Pl, se observan exsoluciones de Hbl simplectítica en cercanía al límite de los granos.

Opacos: no son muy abundantes en la muestra. Se pueden presentar bajo formas irregulares, anhedrales y en secciones perfectamente cúbicas.

Observaciones: en algunas muestras se observa el proceso de sausuritización descrito para anteriores grupos litológicos, con Czo (Ep) y carbonatos asociados.

Se podría establecer una relación según el aumento en la intensidad de la alteración entre las muestras: SL 17 → SL 18 → SL 20.

GRUPO 9

N° MUESTRA: SL 04 – SL06 – SL 13 – SL 14 – SL 19 – SL 25 – SL 26 – SL 27 – SL 28 (m) - SL 28 (i) – SL 30 – SL 34 - SL 35 – SL 37 - SL 40 – SL 41 – SL 42 - SL 44 – SL 46 - SL 47 – SL 50

CLASIFICACIÓN: GABRONORITA OLIVÍNICA

TEXTURA:

- **Grado de Cristalinidad:** Holocristalina
- **Tamaño:**
 - **Tamaño absoluto:** Fanerítica – Grano fino - medio
 - **Relación de Tamaño:** Inequigranular
- **Patrón Textural:** Hipidiomórfica
- **Texturas especiales:** Cumular - Coronítica – Poiquilitica (Hbl - Opx) – Porfírica (Pl)

MINERALOGÍA:

- **Primarios:** Pl + Cpx + Ol + Opx ± Hbl
- **Accesorios:** Op
- **Secundarios:** Hbl + (Opx + Hbl + Spl)+ CO₃

Plagioclasa: es el mineral más abundante (35 - 60%). En las muestras donde se reconoce una disminución de Pl, se observa un aumento proporcional de Cpx.

Se presenta en cristales subhedrales – anhedrales de tamaño fino a medio; algunos llegan a superar los 3,5 mm a lo largo de su eje c.

De manera excepcional existen cristales que alcanzan los 4,5 – 5 mm, pudiendo representar una textura porfírica.

Es común observar, agregados de cristales de menor tamaño (aproximadamente 0,2 – 0,3 mm), con bordes rectos y puntos triples de contacto (120°), semejante a una textura del tipo metamórfica. Ambos hábitos se los puede observar en contacto.

Se reconoce una concentración extraordinaria de inclusiones, descritas anteriormente para anteriores grupos litológicos, en la mayor parte de los granos de ambos hábitos. Según la estimación composicional realizada a través del método de Michel-Levy, los valores de PI están en un rango de An53 – An67 (Labradorita).

Algunas muestras presentan cúmulos de PI, predominantemente euhedral con Hbl como intercúmulo.

Clinopiroxeno: presente en porcentajes que varían entre 20 – 30 %. Ocurre como cristales subhedrales, prismas cortos con secciones cuadradas, pseudohexagonales y prismas bien desarrollados, con tamaños que alcanzan los 3 mm. A nicoles paralelos es incoloro a verde pálido. Posee una birrefringencia moderada, con valores de 0,024 – 0,025. Los valores de los ángulos de extinción medidos se encuentran alrededor de los $C \wedge Z$: 42° - 48°.

De manera localizada en algunas muestras se encuentra una acumulación de cristales, representando una textura cumular, a veces vinculado a PI, Ol y/o Opx. La figura de interferencia determinada es biáxica positiva, con un ángulo de 2V: 40 - 50°.

En todos los casos se encuentran alterados a Hbl, ya sea parcialmente, afectando los bordes de los granos, como totalmente, donde apenas es posible reconocer los cristales de Cpx relíctico.

Olivino: constituye aproximadamente un 10 - 25 % de la muestra. Se presenta como cristales irregulares, anhedrales, con tamaños que pueden superar los 3,5 mm. Se pueden observar tanto de manera aislada, como (localizadamente) zonas cumulares, donde algunos cristales llegan a estar en contacto.

A nicoles paralelos es incoloro, de alto relieve y presenta la característica fractura concoidea a lo largo de las cuales, en algunos casos, se observa una leve alteración (serpentina).

Presenta una birrefringencia máxima de 0,034 – 0,036 (anaranjado 2do orden). En lo que respecta a la figura de interferencia, es biaxial con un ángulo de 2V muy grande, cercano a 90°.

En base a estos últimos análisis ópticos podemos inferir un rango composicional de Fo75 – Fo90.

La característica más sobresaliente es que todos los cristales se encuentran parcial o totalmente reabsorbidos. Dicha reacción se da en los contactos con Pl desarrollando una típica textura coronítica.

Dicha reacción de reabsorción puede ser total, desapareciendo por completo el cristal de Ol primario, quedando solo en el centro de las coronas un cristal de menor tamaño, de morfología irregular, color pardo oscuro, levemente pleocroico y con un color de interferencia anómalo.

En algunas muestras (SL 14) ocurre que un cristal mayor de Opx incluye a otro de Ol. Esto impide el desarrollo de las coronas, ya que no se encuentra en contacto con Pl.

Otra particularidad en el desarrollo de las coronas, es cuando Ol se encuentra en contacto con Hbl primaria. En este caso se desarrolla el primer anillo de reacción de Opx, pero no los dos externos con Hbl como fase dominante.

Ortopiroxeno: en cantidades siempre menores que Cpx. En algunos casos no superan el 10% modal. Se dispone según dos hábitos bien marcados. Un tipo se halla bajo la forma de cristales anhedrales – subhedrales, que pueden alcanzar varios milímetros de extensión. Presenta color rosado, débil pleocroísmo y bajo color de interferencia

(0,012). La figura de interferencia determinada es biaxial negativa, con un ángulo de $2V = 80 - 90^\circ$.

En algunos casos desarrolla una textura poiquilítica, englobando cristales de la restante mineralogía primaria o se dispone ocupando los intersticios entre granos.

El otro hábito distintivo es el Opx en los anillos de reacción en la textura coronítica (0,5 mm de espesor máximo). Se presenta bajo la forma de prismas cortos de tamaño fino, dispuestos con su eje c perpendicularmente al contacto con el cristal central de Ol. Posee un color rosado, pero más límpido que el anterior, siendo débilmente pleocroico. La estimación composicional en base a la birrefringencia máxima (0,010) es de En90.

En algunos casos en los que se observa a un cristal de Opx primario englobando parcialmente a un cristal de Ol coronítico, permitiendo diferenciar claramente ambos hábitos de Opx.

Hornblenda: se encuentra bajo diferentes hábitos que indicarían procesos petrogenéticos particulares.

Posiblemente la correspondiente a una génesis primaria, se dispone como grandes cristales irregulares, que pueden alcanzar tamaños del orden de algunos pocos centímetros, de color pardo - verdoso oscuro, moderado - alto pleocroísmo y muy baja birrefringencia. En la mayoría de los casos se encuentra desarrollando una textura poiquilítica u ocupando los intersticios entre granos (intercúmulo).

En algunos contactos con Pl, se forman exsoluciones con morfología simplectítica. Cabe mencionar que dicha Hbl primaria bien desarrollada no se encuentra en todas las muestras.

Otro hábito en el que se puede encontrar a la Hbl es como componente principal de los anillos de reacción en las coronas. Ya sea como una fase única, o asociado a Spl simplectítico en el anillo más externo. En ambos

casos posee un color verde pálido, moderado pleocroísmo y baja birrefringencia.

También la podemos encontrar como alteración de Cpx y Opx. Como cristales irregulares, anhedrales, de tamaño fino, de color pardo claro - verdoso y con pleocroísmo moderado - alto.

En algunas muestras se observó Bt asociada, probablemente como resultado de la reacción de desestabilización de Cpx por medio de fluidos tardíos portadores de potasio.

Es común observar una continuidad óptica entre estos dos últimos hábitos, solo se percibe un pequeño cambio de color de manera gradual de verde pálido (Hbl coronítica) a pardo claro (Hbl de alteración).

Espinelo: se puede reconocer como simplectitas asociado a Hbl en el anillo exterior de las coronas, siempre en los contactos con granos de Pl. También se puede presentar como pequeños cristales individuales, de color verde oscuro y con tamaños siempre menores al milímetro.

Opacos: su participación es variable de una muestra a otra. Se los puede observar como cristales irregulares, donde los de mayor tamaño alcanzan los 1,5 mm, como cristales individuales o inclusiones en las demás fases minerales.

Es común reconocerlos vinculados a las coronas de reacción, en una textura del tipo vermiculítica (Mag). Posiblemente se dan por el exceso de Fe liberado por Ol que no es absorbido en la cristalización de Opx coronítico.

Carbonatos: Se observan como parches de tamaño muy pequeño, o a veces como venillas.

GRUPO 10

N° MUESTRA: SL 09 - SL 28 (i) – SL 38 – SL 39 – SL 48B

CLASIFICACIÓN: GABRO OLIVÍNICO

TEXTURA:

- **Grado de Cristalinidad:** Holocristalina
- **Tamaño:**
 - **Tamaño absoluto:** Fanerítica – Grano fino - medio
 - **Relación de Tamaño:** Inequigranular
- **Patrón Textural:** Hipidiomórfica
- **Texturas especiales:** Cumular - Coronítica – Poiquilitica (Hbl)

MINERALOGÍA:

- **Primarios:** Pl + Cpx + Ol ± Hbl
- **Accesorios:** Op
- **Secundarios:** Hbl + (Opx + Hbl + Spl)

Plagioclasa: es el mineral más abundante en las muestras (35 - 50%). Se presenta en cristales subhedrales – anhedrales de tamaño fino a medio; algunos llegan a superar los 3,5 mm a lo largo de su eje c.

Se reconoce la concentración extraordinaria de inclusiones, descritas anteriormente, en la mayor parte de los granos.

Es común observar, sobre todo en los cristales de menor tamaño, bordes rectos con puntos triples de contacto (a 120°), semejante a una textura del tipo metamórfica.

Según la estimación composicional realizada a través del método de Michel-Levy, los valores de Pl son An53 – An63 (Labradorita).

Clinopiroxeno: presente en porcentajes que varían entre 25 – 35 %. Ocurre como cristales subhedrales, prismas cortos con secciones cuadradas, pseudo hexagonales y prismas bien desarrollados, con

tamaños que alcanzan los 2 mm. A nicoles paralelos es incoloro a levemente verde pálido y presenta una birrefringencia moderada (0,024 – 0,025). Los valores de los ángulos de extinción medidos se encuentran alrededor de los $C \wedge Z$: $45^\circ - 48^\circ$. La figura de interferencia determinada es biáxica positiva, con un ángulo de $2V = 50^\circ$.

En los casos donde genera una textura cumular se lo puede observar como grandes cristales en contacto con Pl, o de menor tamaño ocupando los intersticios (SL 09).

En todos los casos se encuentran alterados a Hbl, ya sea parcialmente, afectando los bordes de los granos, como totalmente, donde apenas es posible reconocer los cristales de Cpx relíctico.

Olivino: constituye aproximadamente un 10 - 25% del total de la muestra. En algunas muestras (ej: SL 39 - SL 48B) este porcentaje es bastante mayor; existen zonas de concentración diferencial, en algunas llegan a representar el 45 - 50% asociado con otros mafitos (Cpx) disminuyendo localmente los porcentajes de Pl.

Se presenta como cristales irregulares, anhedrales, con tamaños que pueden superar los 3,5 mm. Se pueden observar como cristales aislados, y más localizadamente, como zonas cumulares, donde los varios cristales llegan a estar en contacto.

A nicoles paralelos es incoloro, de alto relieve, presenta la característica fractura concoidea a lo largo de las cuales, en algunos casos, se observa una leve alteración (serpentina).

Presenta una birrefringencia máxima de 0,034 – 0,036 (anaranjado 2do orden). En lo que respecta a la figura de interferencia, es biaxial con un ángulo de $2V$ muy grande, cercano a 90° .

En base a estos últimos análisis ópticos podemos inferir un rango composicional dentro de la serie de los Olivinos de Fo75 – Fo90.

La característica más sobresaliente es que todos los cristales se encuentran parcial a totalmente reabsorbidos. Dicha reacción se da en los contactos con Pl desarrollando una típica textura coronítica.

Ortopiroxeno: solo se halla formando los anillos de reacción en la textura coronítica. Ocurre bajo la forma de prismas cortos de tamaño fino y dispuestos con su eje mayor perpendicularmente al contacto con el cristal central de Ol. Posee un color rosado y es débilmente pleocroico.

Hornblenda: solo en algunos casos se observa Hbl primaria, en textura poiquilítica o en intersticios.

También se observa como componente principal de los anillos de reacción en las coronas., ya sea como una única fase de Hbl, o asociado a Spl simplectítico en el anillo más externo. En ambos casos posee un color verde pálido, moderado pleocroísmo y baja birrefringencia.

También la podemos encontrar como alteración de Cpx y Opx. Como cristales irregulares, anhedrales, de tamaño fino, de color pardo claro - verdoso y pleocroísmo moderado - alto.

En algunos casos se puede observar una continuidad óptica entre ambos tipos, solo se percibe un pequeño cambio de color de manera gradual de verde pálido (Hbl coronítica) a pardo claro (Hbl de alteración).

Espinelo: se puede reconocer como simplectitas o cristales bien definidos asociado a Hbl en el anillo exterior en las coronas de reacción, siempre en los contactos con granos de Pl.

Opacos: se presentan de manera abundante en toda la muestra. Se los puede observar como cristales irregulares, con distribución aleatoria y/o vinculados a los cristales de Ol según una textura vermiculítica.

GRUPO 11

N° MUESTRA: SL 33 – SL 45

CLASIFICACIÓN: ANORTOSITA

TEXTURA:

- **Grado de Cristalinidad:** Holocristalina
- **Tamaño:**
 - **Tamaño absoluto:** Fanerítica – Grano fino - medio
 - **Relación de Tamaño:** Inequigranular
- **Patrón Textural:** Hipidiomórfica
- **Texturas especiales:** Coronítica - Cumular

MINERALOGÍA:

- **Primarios:** Pl + Ol ± Cpx
- **Accesorios:** Op
- **Secundarios:** Hbl + (Opx + Hbl + Spl)

Plagioclasa: se presenta en las mayores concentraciones observadas. Según estimación óptica representa entre un 80 – 95%.

Se observan los dos hábitos descritos hasta el momento; prismas subhedrales de hasta 2 mm de tamaño paralelo a su eje mayor, y agregados de tamaño fino, con bordes rectos, siendo común observar contactos de 120° entre ellos.

La concentración extraordinaria de inclusiones descritas para anteriores grupos litológicos, se encuentra en la mayor parte de los granos pero con una menor densidad y mayor tamaño de las mismas.

Olivino: es la fase mineral que sigue en abundancia después de Pl, (aproximadamente 5 - 10%). Se presenta como cristales irregulares, anhedrales, con tamaños de hasta los 3,5 mm. A nicols paralelos es incoloro y de alto relieve.

La característica más sobresaliente es que todos los cristales se encuentran desarrollando la típica textura coronítica.

Clinopiroxeno: presente en muy bajas cantidades, no superando el 5%. Solo algunos cristales irregulares, relictos de la reacción de transformación a Hbl secundaria.

Ortopiroxeno: solo se observó formando los anillos de reacción en la textura coronítica. Ocurre como prismas cortos de tamaño fino, dispuestos con su eje mayor perpendicularmente al contacto con el cristal central de Ol, incoloro a rosado pálido y débilmente pleocroico.

Hornblenda: se presenta formando los anillos de reacción en las coronas, ya sea como una única fase de Hbl, o asociado a Spl simplectítico en el anillo más externo. En ambos casos posee un color verde pálido, moderado pleocroísmo y baja birrefringencia.

Cabe mencionar una particularidad en algunas coronas (SL 45). Es la presencia de un anfíbol incoloro entre el anillo de reacción de Hbl y Opx coronítico. No poseen límites netos como ocurre generalmente entre los anillos de reacción, se los observa algo más difusos, manifestados por el cambio gradual en el color. Esto supone una variación química entre ambos.

Se presenta también como alteración de Cpx, en cristales irregulares, anhedrales, de tamaño fino, de color pardo claro - verdoso y con un pleocroísmo moderado - alto.

Espinelo: se puede reconocer como simplectitas o cristales bien definidos asociado a Hbl en el anillo exterior en las coronas de reacción, siempre en los contactos con granos de Pl.

Se desarrolla también en cristales aislados, de hasta 1 mm de tamaño.

Opacos: no son muy abundantes, solo se encuentran como unos pocos cristales anhedrales dispuestos aleatoriamente.

GRUPO 12

N° MUESTRA: SL 07 – SL 16

CLASIFICACIÓN: TONALITA

TEXTURA:

- **Grado de Cristalinidad:** Holocristalina
- **Tamaño:**
 - **Tamaño absoluto:** Fanerítica – Grano medio
 - **Relación de Tamaño:** Inequigranular
- **Patrón Textural:** Hipidiomórfica
- **Texturas especiales:**

MINERALOGÍA:

- **Primarios:** Pl + Qtz + Bt
- **Accesorios:** Zrn + Ap + Op
- **Secundarios:** ± Ms ± Ser

Plagioclasa: es una de las fases minerales más abundantes, aproximadamente en un 35 – 40%. Se presenta como cristales subhedrales, donde algunos superan los 3,5 mm. De manera excepcional se reconoció algunos cristales de hasta 8 mm. Presenta el característico maclado albitico. Algunos granos contienen como inclusiones cristales menores de Qtz y Pl.

La estimación de la composición mediante el método de Michel – Levy, muestra términos más sódicos para la Pl de este grupo litológico; dichos valores son aproximadamente de An42 (Andesina).

Cuarzo: conjuntamente con Pl, son los minerales más abundantes. El cuarzo aparece en porcentajes aproximados de 40%. Aparece como grandes cristales anhedros que llegan medir unos 5 mm y en agregados

policristalinos, con bordes muy irregulares, de tamaño fino y asociado a Pl y Bt,.

Biotita: ocupa un 20 - 25 % de la muestra. Se dispone en láminas subhedrales, que alcanzan 1,5 mm de tamaño paralelamente a su eje mayor.

Es común observar la acumulación de varios cristales de Bt. Se encuentra como inclusión en granos de Pl y Qtz. De manera puntual y asociado a los bordes de las láminas de Bt se observa la transformación parcial a Ms.

Opacos: aparecen bajo formas irregulares, anhedrales, o en secciones euhedrales (cúbicas) de 0,2 - 0,3 mm de tamaño.

Observaciones: en lo que respecta a las inclusiones de Zrn y Ap, se reconocen tanto en cristales de Pl, Qtz y Bt, bajo las características ópticas distintivas de cada fase mineral.

Fichas de descripción petrográfica correspondientes al entorno metamórfico del gabbro Cerro San Lorenzo.

Nº MUESTRA: SL 11

CLASIFICACIÓN: DIATEXITA

TEXTURA:

- **Patrón Textural:** Granoblástico, dado por el desarrollo de un mosaico inequigranular de granos de plagioclasa, cuarzo y biotita principalmente. Los cristales pueden ser de tamaños muy pequeños (0,2 – 0,3 mm) hasta alcanzar el orden de algunos centímetros.
- **Texturas Especiales:** Granate poiquiloblástico, con tamaños que superan el centímetro. Engloba a cristales de menor tamaño de todas las demás fases minerales primarias.

MICROESTRUCTURA: No presenta ningún tipo de foliación ni orientación mineral, ya que los filosilicatos presentes lo hacen de manera aleatoria o formando agregados, nunca dispuestos en bandas o con algún tipo de continuidad.

MINERALOGÍA:

- **Minerales presentes:** Qtz + Pl + Kfs + Bt + Gte ± Ms ± Chl ± Op
- **Paragénesis:** Qtz + Pl + Kfs + Bt + Gte

Cuarzo: conjuntamente con Pl, son los minerales más abundantes y principales constituyentes de la textura granoblástica. Aparece como cristales anhédros de hasta 8 mm y en agregados policristalinos, con

bordes muy irregulares, asociado a Pl y Bt, de tamaño fino, donde es común observar puntos triples de contacto. Posee extinción ondulosa.

Plagioclasa: se observa como cristales subhedrales - anhedrales, algunos alcanzan los 4 mm. Presenta el maclado albítico característico en algunos casos acuñado producto de la deformación.

Feldespatos potásicos: se encuentra en menor abundancia que las anteriores fases minerales descritas. Se presenta como granos anhedros de entre 2 - 3 mm de tamaño, suele desarrollar bordes lobulares en contacto con Qtz. Presenta macla en enrejado esfumada y alteración a sericita.

Biotita: se presenta como láminas de 1 - 1,5 mm de tamaño. Se dispone de manera aleatoria o en agregados sin ninguna estructuración aparente.

Algunos bordes de los cristales se encuentran alterados a Ms, pero es un proceso muy subordinado.

Granate: aparece en cristales superiores al centímetro, desarrollando una típica textura poiquilítica. Puede contener a cualquiera de las demás fases minerales primarias.

Opacos: de hasta 1 mm de tamaño. Presentan una morfología irregular, y en menor proporción euhedral.

N° MUESTRA: SL 12 – P10

CLASIFICACIÓN: ANFIBOLITA

TEXTURA:

- **Patrón Textural:** Granonematoblástico, dado por el desarrollo de un mosaico inequigranular de blastos de plagioclasa y hornblenda principalmente. El tamaño es variable, cristales de tamaño fino, en algunos casos pueden alcanzar los 5 mm de tamaño.

MICROESTRUCTURA: Mayor desarrollo en la muestra P10; los blastos subhedrales de Pl y Hbl se encuentran orientados, dispuestos con su ejes mayores de forma paralela. Presentan un tamaño fino, nunca superando el milímetro.

MINERALOGÍA:

- **Minerales presentes:** Pl + Hbl ± Op ± Chl ± CO₃
- **Paragénesis:** Pl + Hbl

Plagioclasa: se encuentra en porcentajes similares a Hbl, siendo las únicas fases minerales existentes. Cristales subhedrales de hasta 1 mm de tamaño. Presenta el maclado albítico característico.

Es muy común observar puntos triples de contacto con Hbl.

Hornblenda: se presenta como cristales subhedrales – euhedrales de hasta 5 mm. En aquellos que desarrollan un mayor tamaño se observa una textura poiquilítica englobando a blastos de Pl, se asocian también exsoluciones de minerales Op preferentemente orientados.

En algunos casos se observa en reacción con pequeños cristales de Chl.

Carbonatos: se observan como parches de tamaño muy pequeño sobre y a lo largo de venillas de circulación de fluido.

Opacos: se encuentran distribuidos de manera aleatoria en la muestra, y como exsoluciones vinculados a los cristales mayores de Hbl. Poseen formas tanto anhedrales, como subhedrales y tamaño fino (≤ 1 mm).