

Tesis de Licenciatura - Giuliano Camilletti - 2016

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

**GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA DE LA
VIRGEN, SIERRA DE LA HUERTA,
DEPARTAMENTO VALLE FÉRTIL, SAN
JUAN.**

Tesis de licenciatura

Autor: Giuliano Camilletti

Director: Dr. Juan E. Otamendi

Co-director: Dr. Eber Cristofolini

ÍNDICE

ÍNDICE.....	2
AGRADECIMIENTOS.....	4
RESUMEN.....	5
1. GENERALIDADES.....	6
1.1 INTRODUCCIÓN.....	6
1.2 OBJETIVOS.....	6
1.2.1 Objetivos Generales.....	6
1.2.2 Objetivos específicos.....	6
1.3 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO.....	6
1.4 MATERIALES Y MÉTODOS.....	7
1.4.1 Gabinete Inicial.....	7
1.4.2 Campo.....	7
1.4.3 Laboratorio y gabinetes.....	8
1.4.4 Gabinete final.....	9
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	9
2.1 GEOLOGIA REGIONAL.....	9
2.2 GEOLOGIA LOCAL.....	13
3.1 INTRODUCCIÓN.....	18
3.2 UNIDAD TONALÍTICA.....	19
3.2.1 Tonalitas.....	19
3.2.2 Gabros.....	22
3.2.3 Granitos deformados.....	27
3.2.4 Milonitas y protomilonitas.....	30
3.3 UNIDAD MIGMÁTICA.....	32
3.3.1 Migmatitas.....	33
3.3.2 Gabros.....	36
3.3.3 Milonitas y protomilonitas.....	41
3.4 UNIDAD DIORÍTICA.....	43
3.4.1 Dioritas.....	43
3.4.2 Gabros.....	47
3.4.3 Migmatitas y mármoles.....	50
4. ESTRUCTURA INTERNA DEL BASAMENTO.....	51
4.1 GENERALIDADES DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL BASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO.....	51
4.2 FOLIACIÓN MAGMÁTICA.....	51
4.3 FOLIACIÓN MIGMÁTICA.....	53
4.4 FOLIACIÓN MILONÍTICA DE ALTA TEMPERATURA.....	54
4.5 FOLIACIÓN MILONÍTICA DE BAJA Y MEDIA TEMPERATURA.....	56
5. QUÍMICA MINERAL.....	58
5.1 INTRODUCCIÓN.....	58
5.2 COMPOSICION DE MINERALES EN LOS GABROS.....	58
5.2.1 Clinopiroxeno.....	58
5.2.2 Ortopiroxeno.....	59
5.2.4 Plagioclasa.....	60
5.3 COMPOSICION DE MINERALES EN ROCAS METAMÓRFICAS.....	61
5.3.1 Granate.....	61
5.3.2 Biotita.....	63

5.3.3 Plagioclasa	64
5.3.4 Cordierita y óxidos	65
6. GEOQUÍMICA	66
6.1 INTRODUCCIÓN	66
6.2 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORITARIOS.....	66
6.3 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZAS.....	69
7. DISCUSIONES	72
7.1 PETROGÉNESIS DE ROCAS METAMÓRFICAS.....	72
7.1.1 Diagrama Al_2O_3 -FeO-MgO (AFM)	72
7.1.2 Geotermometría de intercambio Fe y Mg entre granate y biotita	73
7.1.3 Geobarometría granate-biotita-plagioclasa-cuarzo (GBPQ)	74
7.1.4 Comparación con resultados publicados sobre las condiciones de metamorfismo en las Sierras de Valle Fértil y La Huerta.	75
7.2 PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS.....	76
7.2.1 Geotermometría de intercambio Fe y Mg entre clinopiroxeno y ortopiroxeno.	76
7.2.2 Petrogénesis de las rocas gábricas	78
8. CONCLUSIONES.....	80
9. BIBLIOGRAFÍA	82
Anexo I: Mapa	89
Anexo II: Descripciones Petrográfica	91
Anexo III: Tablas.....	94

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a mi familia, por haberme apoyado desde siempre en cada paso de mi vida.

A mis abuelas, pilares incondicionales.

A mis amigos por hacer de la universidad la mejor época de mi vida.

A mi país Argentina por permitirme a través de su Educación Universitaria Pública y Gratuita realizar una carrera de grado de gran excelencia académica de manera gratuita, que de otro modo no hubiera sido posible, y en especial a la Universidad Nacional de Río Cuarto, mi segunda casa en estos años.

Al Dr. Juan Otamendi y al Dr. Eber Cristofolini por abrirme las puertas y brindar todos sus conocimientos de manera desinteresada y guiarme en el camino de la realización de esta tesis.

RESUMEN

Esta tesis de licenciatura presenta el mapa geológico de la Quebrada de La Virgen, la que está ubicada en sector centro oriental de la Sierra de La Huerta. En el texto que acompaña al mapa se describen las relaciones de campo entre las unidades litoestratigráficas, composición y los rasgos estructurales. En el área estudiada se distinguen tres unidades litoestratigráficas: a) Unidad Tonalítica, b) Unidad Migmática y c) Unidad Diorítica. Entre los rasgos geológicos distintivos de la zona se encontró que todas las rocas plutónicas incluyen enjambres de enclaves máficos. La relación espacial entre las rocas plutónicas y los enclaves se interpreta que fue causada por procesos de mezcla física y química (mingling y mixing). Estos procesos petrológicos asociados a la asimilación de bloques de migmatitas por parte de los magmas ígneos gobernaron de manera significativa en la evolución magmática.

Del análisis estructural se distinguen tres foliaciones principales. Una de naturaleza ígnea desarrollada a partir de la alineación subparalela de minerales tabulares y subhedros. Otra de naturaleza metamórfica, desarrollada en las migmatitas y definida por la intercalación de paleosomas, neosomas y leucosomas. La última fábrica penetrativa se define como una foliación dúctil de baja temperatura desarrollada en estrechas fajas miloníticas distribuidas erráticamente en todas las unidades.

Se realizaron análisis geoquímicos de elementos mayoritarios y traza de gabros y una tonalita con el propósito de caracterizar geoquímicamente a las rocas ígneas presentes en el área estudiada y a evaluar posibles relaciones petrogenéticas entre las rocas. Asimismo se realizaron estudios de química mineral a fin de caracterizar las condiciones de formación y emplazamiento de migmatitas y gabros.

Como conclusiones importantes se deben destacar que las condiciones del pico metamórfico registrado en las migmatitas alcanzo temperaturas de $820 \pm 20^{\circ}\text{C}$ y un rango de presiones de 5,2 - 8,2 Kbar. Usando la composición química de clinopiroxeno y ortopiroxeno se estima que la temperatura de emplazamiento de los magmas gábricos fue superior a $1050 \pm 50^{\circ}\text{C}$. Por último, considerando el marco geológico donde se encuentra enmarcada el área de trabajo, se propone que las rocas estudiadas en la Quebrada de La Virgen pertenecen al arco magmático Famatiniano.

1. GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra comprendida en la Sierra de La Huerta, específicamente en el sector centro-este de la misma. Esta sierra junto con la de Valle Fértil conforman un bloque serrano de 180 km de longitud y 30 km de ancho el cual esta incluido en la provincia geológica de Sierras Pampeanas (Ramos, 1999).

Este trabajo se realizó en el marco del programa de investigación “Sistemas orogénicos en el margen proto-andino de Sudamérica: correlación geológica entre las latitudes 30 y 33°, provincias de Córdoba y San Juan”, bajo la hipótesis de que en las sierras de Valle Fértil – La Huerta está expuesta la raíz del denominado arco magmático Famatiniano. Este programa de investigación tiene por objetivo central aportar datos y conclusiones sobre los procesos ígneos ocurridos en la corteza profunda. Por tal motivo este trabajo final aporta nuevos datos que ayudan a ampliar el conocimiento geológico de la zona, contribuyendo de esta manera a comprobar la hipótesis en la cual se fundamenta la investigación.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivos Generales

El objetivo principal del presente trabajo es realizar el relevamiento y la caracterización geológica de las unidades litológicas que afloran en la quebrada de La Virgen en el centro-este de la Sierra de La Huerta. Asimismo, se pretende plasmar la información recolectada en el campo y la obtenida en las labores de laboratorio, en un mapa geológico del área de estudio a escala aproximada 1:50000.

1.2.2 Objetivos específicos

Los objetivos específicos son: 1- Determinar las relaciones de campo y distribución areal de las unidades litoestratigráficas; 2- Realizar una caracterización petrológica – estructural del área, clasificando los tipos litológicos y estudiando en detalle las estructuras presentes; 3- Estudiar en detalle la constitución mineralógica de rocas plutónicas.

1.3 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio comprende una extensión superficial de 20 km², la cual fue relevada mediante la realización una transecta de relevamiento petrológico-estructural

realizada a lo largo de la quebrada de La Virgen y en una pequeña quebrada ubicada 2 km al norte de la anterior.

Para acceder a la zona de estudio se debe arribar a la localidad de Marayes, en la cual se debe transitar con dirección al norte por la ruta provincial N° 510 y conducir aproximadamente 38 km hasta arribar al ingreso del puesto conocido como Barrancas Coloradas. A partir de aquí se accede a la zona de estudio por sendas y antiguos caminos mineros (Fig. 1.1).



Figura 1.1: Mapa que muestra la ubicación de la zona de estudio y sus principales vías de acceso

1.4 MATERIALES Y MÉTODOS

1.4.1 Gabinete Inicial

Durante esta etapa se realizó la recopilación, la selección y el análisis de los antecedentes de la zona de estudio. Además de la lectura específica concerniente a la metodología a implementar durante el relevamiento geológico – estructural de campo y las descripciones petrológicas en el laboratorio. A partir de la utilización de mapas regionales (Vujovich *et al.* 1996; 1998), imágenes satelitales y fotografías áreas de escala 1:50.000 impresas en formato papel, se realizó la fotointerpretación del área de estudio y el posterior tratamiento digital de las imágenes satelitales. A partir de este trabajo inicial se confeccionó un mapa de base preliminar, el cual fue utilizado como apoyo durante las campañas de campo y sobre el cual se volcaron los datos recolectados en el campo

1.4.2 Campo

A lo largo del trabajo final de licenciatura se realizaron cuatro campañas de campo de 6 días cada una. El trabajo de campo se llevo a cabo entre octubre de 2013 y agosto de 2015.

Durante dicha labor se relevaron las unidades litoestratigráficas más representativas, como así también la variación geológica interna de cada unidad. Para ello se tomaron puntos de control y se realizó un muestreo sistemático a lo largo de la quebrada de La Virgen y quebradas adyacentes menores. En cada punto de control se describió la mineralogía, textura, estructura y la relación de campo de cada litología presente, haciendo hincapié en la caracterización tanto de las relaciones de contacto como descripción de posibles interacciones magmáticas.

El muestreo litológico se realizó recolectando los ejemplares más representativos de las rocas que conforman cada unidad definida, obteniéndose un total de veinte muestras destinadas para analizarlas como secciones delgadas bajo microscopio petrográfico. Se obtuvieron también cuatro muestras de aproximadamente 3 kg cada una, para analizar la geoquímica de roca total y trazas, además se recolectaron dos muestras para analizar la química de las fases minerales presentes. El levantamiento en campo se realizó de manera sistemática y siguiendo la propuesta de los manuales de campos de Passchier y Trouw (1996) y McClay (1987), entre otros. La información tomada en el campo se fue sintetizando en un mapa base. Al mismo tiempo, los datos petrológicos y estructurales se registraron en la libreta de campo, así como también esquemas de detalle y relaciones de campo entre los tipos litológicos.

1.4.3 Laboratorio y gabinetes

Esta etapa consistió en la realización de secciones delgadas de las muestras recolectadas en el campo, y su posterior descripción bajo el microscopio petrográfico siguiendo los criterios propuestos por Passchier y Trouw (1996), Selley (1993) y Le Maitre (1989). Los análisis bajo el microscopio consistieron en describir: 1) los minerales principales y accesorios de las rocas ígneas; 2) los diferentes arreglos texturales y 3) las diferentes microtexturas y microestructuras tanto magmáticas, metamórficas como deformacionales.

Por otro lado se molieron y prepararon las muestras seleccionadas para estudios geoquímicos, de las cuales tres correspondientes a gabros y una a dioritas. Los especímenes recolectados fueron primero molidos utilizando una trituradora de mandíbula y luego de realizar un cuarteo de cada muestra, fueron transformados a polvo utilizando un molino con tasa tanto de carburo-tungsteno como ágata.

También se elaboraron dos secciones delgadas-pulidas especiales para realizar estudios de química mineral mediante Microsonda de electrones, para lograr el acabado

final fueron en última instancia pulidas con pasta de diamante. Los especímenes ya preparados fueron enviados para su análisis al laboratorio Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) de Canadá, usando el procedimiento Lithochemistry (4LITHO).

1.4.4 Gabinete final

La información generada en el campo y en el laboratorio fue integrada en un mapa geológico, basado además en la información presente en la Hoja geológica de Chepes (Vujovich, 1998) y en imágenes del programa público Google Earth y del satélite CBERS 2B.

En primera instancia se utilizó ENVI 4.7 y QGIS para generar una imagen de buena resolución espacial y buena georreferenciación, en donde se desplegaron los puntos de control. Luego mediante Corel Draw X6 se realizó el mapeo de las unidades correspondientes, con las estructuras y contactos relevados en el campo.

La caracterización de cada unidad litoestratigráfica identificada en el campo, se incluye en el texto de la tesis de licenciatura. Esta descripción es un complemento del mapa geológico, y se basa en las observaciones de campo, microscopio y en las tareas de gabinete final. El mapa contiene también la información estructural relevada en el campo, la cual fue procesada a través del software StereoNet y plasmada mediante ploteos en el mismo.

Se realizó el análisis de los datos geoquímicos, integrado la información obtenida mediante gráficos y diagramas siguiendo lo propuesto por Rollinson (1993), con su correspondiente interpretación.

Finalmente se redactó el informe final, que integra todo el proceso, información, discusión y conclusiones de la investigación realizada, constituyendo la tesis final de grado correspondiente a la Licenciatura en Geología.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 GEOLOGIA REGIONAL

Las sierras de La Huerta y Valle Fértil están situadas dentro de la provincia geológica de Sierras Pampeanas, más precisamente en las Sierras Pampeanas Occidentales, las cuales son interpretadas en la actualidad como parte del cinturón magmático Famatiniano (Fig. 1.2), el cual está caracterizado por la presencia de rocas ígneas plutónicas y volcánicas del Ordovícico inferior (Ramos, 1999).

Gonzalez Bonorino (1950) describió las Sierras Pampeanas como bloques de basamento constituidos por rocas ígneas y metamórficas del Precámbrico superior – Paleozoico inferior, los cuales están levantados por fallas andinas.

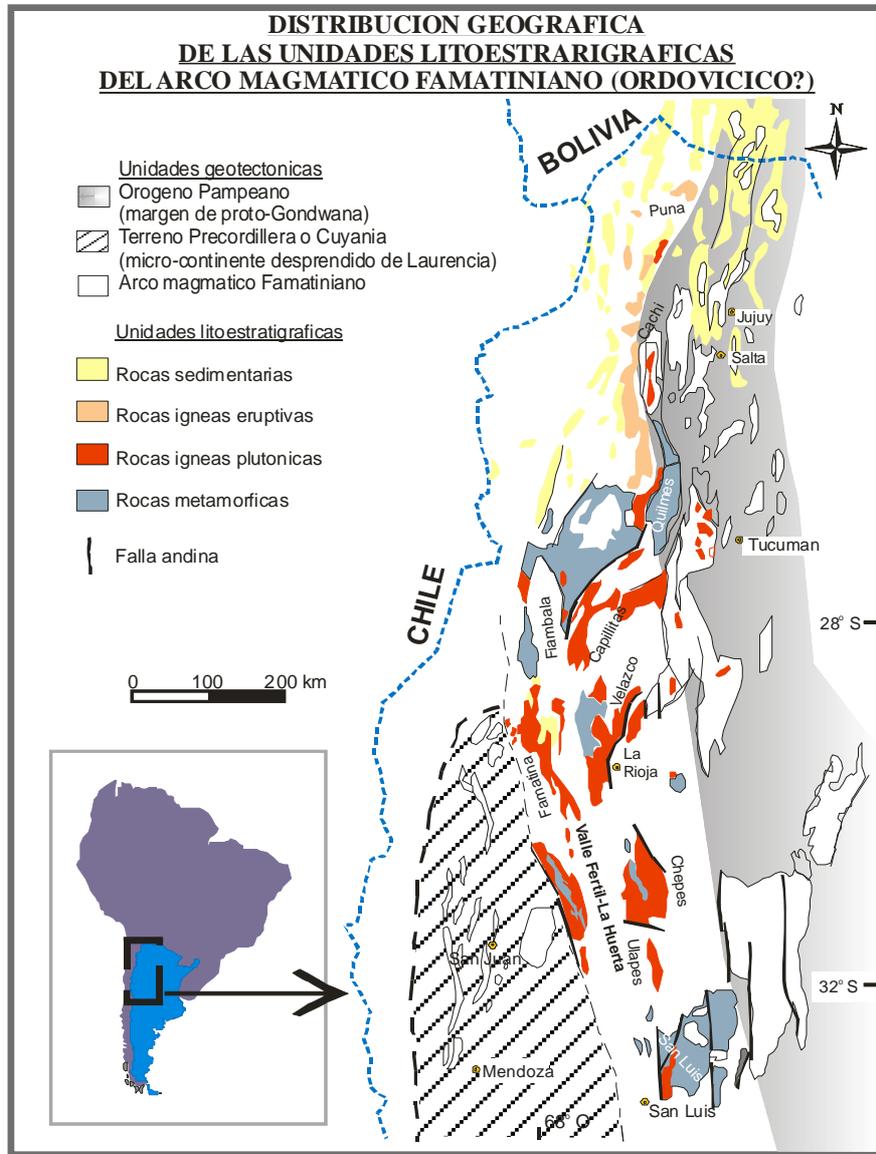


Figura 1.2: Mapa de la distribución de unidades litoestratigráficas y del arco magmático Famatiniano, confeccionado a partir de la información de Ramos (1999) y citas en él.

Dentro de las Sierras Pampeanas se pueden distinguir tres ciclos tectono-magmáticos los cuales fueron acotados en el tiempo mediante dataciones U/Pb en circones magmáticos (Stuart y Smith *et al.* 1996; Rapela *et al.* 1998). Estos ciclos se han denominado: Ciclo Pampeano: que abarca desde el Neoproterozoico hasta el Cámbrico inferior; Ciclo Famatiniano: que se desarrollo entre el Ordovícico inferior y medio y Ciclo Achaliano: que tuvo lugar entre el Silúrico y el Devónico (Fig. 1.2).

Las rocas que corresponden Ciclo Pampeano están aflorando en las Sierras de Córdoba, Santiago del Estero y parte de Tucumán (Ramos, 1988; Kraemer *et al.* 1995),

siendo principalmente rocas metamórficas y una baja proporción de cuerpos ígneos. En el noroeste argentino el Ciclo Pampeano fue el causante de la deformación y exhumación de las rocas de la Fm. Puncoviscana (Omarini, 1983).

En las Sierras Pampeanas Orientales, al norte de las Sierras de Córdoba Rapela *et al.* (1998) determinó una edad de 530 ± 4 Ma para unos granitoides emplazados en dicha zona, este magmatismo se extiende hasta las Sierras Chicas de Córdoba, definiendo en conjunto un arco magmático ligado a subducción asociado al mencionado Ciclo Pampeano.

Si bien no existe consenso respecto del ambiente geodinámico donde evolucionó el orógeno Pampeano, las ideas más aceptadas son: la colisión del terreno Pampia con el Cratón del Río de la Plata (Kraemer *et al.* 1995) o la subducción de una dorsal oceánica por debajo del prisma de acreción del arco magmático Pampeano.

El Ciclo Famatiniano se generó y evolucionó como un arco magmático que bordeaba el margen proto-Andino del Gondwana Occidental (Ramos, 1999). Las rocas que se formaron en dicho arco se extienden desde la Puna hasta las Sierras de San Luis, incluyendo el sistema de Famatina, la Sierra de Valle Fértil-La Huerta, Ulapes, Chepes y los Llanos.

El arreglo estratigráfico del arco magmático Famatiniano es complejo, debido a que fue afectado por varias fases orogénicas. No obstante, dos sistemas orogénico-tectónicos fueron los más importantes en la fragmentación del mismo: primero durante el Paleozoico medio la fragmentación del arco comienza cuando la micro-placa Cuyania colisiona contra dicho arco, cerrándolo y segmentándolo (Astini y Dávila, 2003); y finalmente la subducción subhorizontal de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana desde el Cenozoico y hasta la actualidad, está produciendo una exhumación diferencial del arco (Ramos, 1999).

En el noroeste de Argentina y en particular en la Puna, están expuestos los productos volcánicos y volcanoclasticos generados durante diferentes estadios del arco Famatiniano. Decenas de kilómetros al sur, en el Sistema de Famatina, se pueden observar las secuencias plutónicas emplazadas en corteza superior. En tanto que, en la Sierra de Valle Fértil – La Huerta esta expuesta la porción más profunda de la corteza del arco Famatiniano. La diferencia en el nivel de exhumación del arco Famatiniano permite observar sobre la superficie de la Tierra, un rango amplio de procesos ígneos relacionados a la evolución de un arco. Es importante aclarar que la naturaleza del zócalo, ya sea corteza continental u oceánica, sobre el cual se desarrolló el magmatismo

Famatiniano no se ha encontrado, pero sí se encuentran expuestas las secuencias metasedimentarias que actuaron como caja del magmatismo a escala regional. También están preservadas las secuencias volcano-sedimentarias de arco y las secuencias depositadas en el retroarco del mismo. En los sistemas serranos de San Luis, Chepes-Ulapes-Los Llano y La Huerta-Valle Fértil están expuestos los complejos ígneo-metamórficos que se formaron en la corteza media durante el Ordovícico, representando el plutonismo relacionado a los productos volcanoclásticos aflorantes en la Puna.

Por último, el Ciclo Achaliano tiene lugar durante el Silúrico y Devónico, asociado a un tercer ciclo magmático que caracteriza a las Sierras Pampeanas. El mismo está registrado como un evento magmático poscolisional o anorogénico, y ha sido estudiado en las Sierras de San Luis y Córdoba (Lopez de Luchi, 1987; Quenardelle, 1995; Llambias *et al.* 1998; Pinotti *et al.* 2002). Este gran volumen magmático es relacionado a un importante evento térmico, vinculado a la generación de productos anatécicos en la corteza profunda (Ramos, 1999).

Por otra parte, a finales del Paleozoico precisamente durante el Carbonífero superior, se depositaron los sedimentos continentales del Grupo Paganzo en discordancia sobre las rocas cristalinas Cambro-Ordovícicas. El Grupo Paganzo incluye los sedimentos silico-clásticos que rellenaron cuencas intra-cratónicas, estas cuenca se generaron controlada por antiguas discontinuidades corticales que se habían formando en el basamento cristalino (Fernández Saveso *et al.* 1993).

En el Mesozoico se generaron sistemas de fallas asociadas a un evento distensivo que dio origen a los sistemas de *rift* Triásicos, originándose las cuencas de Maráyés, Ischigualasto, Las Salinas y Beazley. Estas cuenca llegaron a acomodar más de 2000 m de sedimentos, pero en ningún caso se encuentran sedimentos marinos. En general las cuencas triásicas poseen una geometría de hemigraben y fueron intruidas por magmas basálticos.

Durante el Cenozoico se generaron depósitos sin-orogénicos que rellenaron las cuentas de ante-país durante el levantamiento Andino. Este proceso tectónico fue causado por la subducción sub-horizontal de la placa de Nazca entre los 27° y 33°, que estructuro en escala regional a la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal, el Sistema de Famatina y las Sierras Pampeana. Los depósitos de ante-país están rellenando extensas cuencas, como por ejemplo la del Bermejo que se encuentra al oeste de la falla andina que levanta a las sierras de Valle Fértil y La Huerta (Ramos *et al.* 2002).

Finalmente, cabe destacar que la actividad tectónica cuaternaria se localiza principalmente a lo largo del lineamiento de Valle Fértil o en las fallas de menor escala, que se encuentran cerca de este lineamiento. Actualmente se puede registrar mayor actividad tectónica y de levantamiento en la Sierra de Pie de Palo. Esta actividad geotectónica se corresponde con el levantamiento de la Precordillera durante el Cuaternario tardío (Ramos *et al.* 2002). La deformación generalizada en toda el área se inició a los 2,6 Ma y se extendió hacia el antepaís donde plegó los sedimentos que rellenan la cuenta del Bermejo, e inició el levantamiento de la Sierra de Valle Fértil y La Huerta en el Pleistoceno temprano (Zapata y Allmendiger, 1997).

El bloque orográfico que constituye la Sierra de Valle Fértil-La Huerta cuya orientación general es NNE-SSE, está actualmente siendo levantado por una falla de naturaleza lístrica y buzante al Este, que se encuentra al oeste de dicho bloque. La posición de dicha mega-estructura coincide con la sutura formada durante la colisión del terreno Cuyania y el margen occidental del Gondwana (Comínguez y Ramos, 1991; Giménez *et al.* 2000).

2.2 GEOLOGIA LOCAL

Uno de los pioneros en la descripción de la estratigrafía de la Sierra de Valle Fértil fue Mirré en el año 1976, quien realizó la cartografía y la descripción de las unidades lito-estratigráficas plasmada en la hoja geológica 19e en escala 1:200.000.

Mirré (1976) distinguió tres unidades lito-estratigráficas fundamentales en el cordón serrano de Valle Fértil, como parte de un complejo ígneo-metamórfico. Las unidades relevadas en la hoja geológica son: 1- rocas ígneas máficas y ultramáficas, incluyendo a anfibolitas, dominadas por texturas metamórficas, que no se han podido diferenciar de las rocas ígneas máficas; 2- rocas ígneas intermedias, incluyendo dioritas cuarzosas, tonalitas y granodioritas; y 3- rocas metamórficas derivadas de protolitos sedimentarios, en las cuales se agrupan mármoles, gneises, migmatitas y un cortejo de pegmatitas y granitoides asociados a fusión parcial de protolitos fértiles.

La asociación máfica-ultramáfica constituye una unidad de aproximadamente 200 km², aflorando predominantemente en la latitud de San Agustín de Valle Fértil. Estudios posteriores realizados por Otamendi *et al.* (2008; 2009) y Cristofolini *et al.* (2010) redefinieron los límites de la unidad, específicamente desde la Sierra de Chávez, al sur del paraje las Juntas, hasta la quebrada de Cachiuyuyo en el extremo norte de la serranía (Fig. 2.2). Las litologías que dominan en la unidad son gabronoritas, gabros

horbléndicos y dioritas. Todas estas litologías afloran en forma de grandes lentes y bandas que se acuñan en sus límites y se interdigitan con las demás litologías presentes en la zona.

Dentro de la unidad máfica, existen cuerpos ultramáficos de menor tamaño de composición dunítica y peridotítica, de formas lenticulares e intercalando con las rocas gábricas. La presencia de los cuerpos máficos-ultramáficos sugieren que, durante su generación en cámaras magmáticas, los diferenciados ultramáficos ocupaban los sectores inferiores de las mismas, acompañados por diques y/o *sills* máficos (Viñao, 2007).

Cristofolini *et al.* (2009; 2010) describió dentro de la unidad máfica, la existencia de cuerpos granitoides y pegmatitas. Afectan además a la unidad pequeñas fajas miloníticas y protomiloníticas de cinemática inversa sinistral y dextral, que están en concordancia con la estructura general de la unidad.

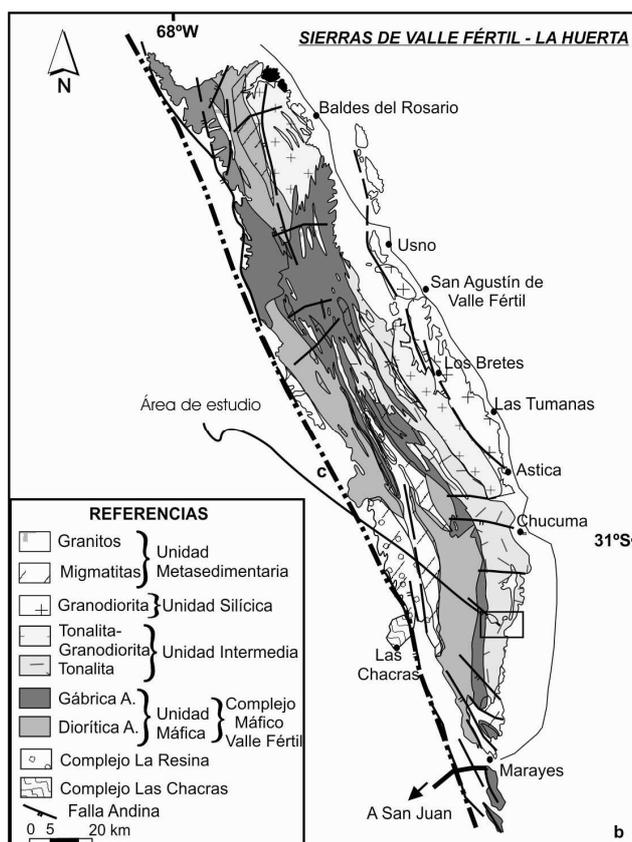


Figura: 2.2 Mapa Geológico de la Sierra de Valle Fértil – La Huerta. Ubicación del área de estudio tomado y modificado de Otamendi *et al.* (2008)

Pankhurst *et al.* (2000) y Ducea *et al.* (2010) dataron las rocas plutónicas máficas, y los resultados arrojaron una edad de cristalización que varía en el rango entre 489 y 465 Ma.

Las rocas que integran la unidad intermedia pueden dividirse en dos grupos litológicos: uno compuesto por tonalitas y dioritas cuarzosas; y otro formado por un batolito complejo de granodioritas. A lo largo del margen oriental de la Sierra de Valle Fértil aflora el batolito de granodioritas con biotita y hornblenda (Mirré, 1976), que fue datado por Pankhurst *et al.* (2000) en 470 ± 5 Ma. Pontoiero y Castro de Machuca (1999) dataron en la Sierra de La Huerta, específicamente en la quebrada del Mellizo una meta-tonalita mediante K/Ar en anfíboles, mediante la cual obtuvieron una edad de 487 ± 5 Ma que fue interpretada como edad de cristalización.

En la Sierra de La Huerta Vujovich *et al.* (1996) describió dioritas y tonalitas, como un gran batolito homogéneo constituido por varios plutones amalgamados, ubicados en el sector oriental y central de la serranía (Fig. 2.2). Este batolito además posee intrusiones de piroxenitas y gabronoritas. Las rocas descriptas se caracterizan por poseer una foliación definida por la orientación de minerales ferromagnesianos prismáticos, y por los cristales tabulares de plagioclasa. Un rasgo notorio es la presencia de enjambres de enclaves máficos que se disponen paralelos a la foliación.

Las rocas metamórficas descriptas en la unidad están asociadas tanto a las rocas máficas como intermedias. Estos metasedimentos fueron metamorfozados durante el desarrollo del arco magmático Famatiniano Ordovícico, alcanzando facies de granulita. Según datos geoquímicos, petrológicos y de química mineral, se asigna a esta unidad un protolito sedimentario que abarca secuencias pelíticas a cuarzo-feldespáticas. Las condiciones de presión y temperatura estimadas para el pico metamórfico, tanto para la Sierra de Valle Fértil como La Huerta son de 5,2-8,2 kbar y 770-840 °C, teniendo el arco un espesor cortical de 20 a 27 km (Otamendi *et al.* 2007).

Realizando énfasis en el basamento ígneo-metamórfico de la zona donde está comprendida el área de estudio, las rocas metamórficas que afloran en la Sierra de La Huerta se extienden fundamentalmente en el flanco occidental y sur-oriental de la Sierra, aunque cabe destacar que en la ladera oriental los afloramientos existen pero son de menor magnitud. Vujovich (1998) incluye dentro de las metamorfitas a calizas y cuarcitas de bajo grado metamórfico, aflorantes en el sector oriental de la Sierra de La Huerta.

Básicamente las rocas que conforman las metamorfitas de la Sierra de La Huerta, se pueden agrupar en geinses-migmatitas, anfibolitas y mármoles-rocas calcosilicáticas. En lo concerniente al primer grupo, está conformado principalmente por gneises micáceos granatíferos y granatíferos-cordieríticos, así como migmatitas con granate y cordierita. Dichas rocas constituyen la caja de intrusivos ígneos paleozoicos. Son rocas foliadas de colores pardos oscuros, la foliación está dada por la intercalación de bandas leucocráticas con melanocráticas. Las anfibolitas están íntimamente asociadas a las rocas gneisicas, y constituyen cuerpos que abarcan desde pocos centímetros a decenas de metros, dispuestos paralelamente a la foliación. Los estudios geoquímicos existentes permiten asignar un origen ígneo para las anfibolitas (Vujovich 1993; Vujovich *et al.* 1994; 1996). En lo que respecta a los mármoles y rocas calcosilicáticas aparecen intercalados entre la secuencia metasedimentaria. Conforman bancos que no superan los 20 m de potencia y son compuestos por mármoles de color blanco rosáceo y amarillento.

En cuanto a las rocas magmáticas que afloran en la Sierra de La Huerta, se han reconocido rocas máficas-ultramáficas, gabros, dioritas, dioritas cuarzosas, tonalitas, granodioritas y granitos.

Las rocas máficas-ultramáficas son de dimensiones comparativamente reducidas. Afloran en el sector oriental-central y en el extremo sur de la serranía. Fueron descritas inicialmente por Villar (1975b; 1985), Castro de Machuca (1990), Castro de Machuca *et al.* (1995; 1996b) y Vujovich *et al.* (1996). Composicionalmente cubren un amplio rango, variando entre gabros, gabronoritas, noritas piroxénicas, piroxenitas, perknitas, lherzolitas y peridotitas. Son en general rocas macizas, de color verde a negro. Según datos geoquímicos estas rocas representarían cumulos máficos-ultramáficos típicos de un ambiente de arco magmático (Vujovich *et al.* 1996).

Las tonalitas y dioritas que afloran en la Sierra de La Huerta serían equivalentes con los gneises tonalíticos descritos por Mirré (1971) en Sierra de Valle Fértil y con los gneises diorítico-tonalíticos estudiados por Castro de Machuca *et al.* (1996b) en la Sierra de La Huerta. Son frecuentes los pasajes transicionales entre las dos variedades rocosas. Estas rocas intruyen al complejo metamórfico detallado arriba y es común que el contacto entre ambos litotipos se encuentren fajas miloníticas (Vujovich *et al.* 1996).

Por otra parte también en la Sierra de La Huerta aflora un complejo granodiorítico reconocido por Mirré (1976). Estas rocas poseen en parte una foliación magmática dada por la orientación de feldespatos tabulares (Galindo *et al.* 2004).

En la quebrada de La Virgen, Marin y Ramos (1988) describieron leucogranitos con leve orientación de las plagioclasas. Otro cuerpo leucogranítico aunque de mayores dimensiones se encuentra entre las quebradas de La Virgen y El Mellizo. En ambos casos los cuerpos presentan deformación frágil y alteración ligera. Otros cuerpos de similares características se encuentran en las quebradas Arenosa, Blanca, Los Chanchos y Sanjuanina (Granito Arenosa según Pontoiero *et al.* 2001).

En cuanto a la edad del complejo ígneo-metamórfico de La Huerta, Roeske *et al.* (2005) y McClelland *et al.* (2005) presentaron varias edades U/Pb SHRIMP sobre circones de tonalitas y dioritas aflorantes en las sierras de La Huerta-Valle Fértil y en la Loma de Las Chacras. Estos autores destacan que en la parte central de la Sierra de La Huerta, la fase magmática principal se ubica alrededor de los 465 Ma. Estas edades son consistentes con las presentadas por Pankhurst *et al.* (2000).

3. ESTRATIGRAFÍA DEL BASAMENTO PRE-MESOZOICO

3.1 INTRODUCCIÓN

En el área de estudio se han identificado tres unidades litoestratigráficas principales (ver anexo I: Mapa Geológico) definidas bajo el criterio de predominancia del tipo de roca.

En general los afloramientos poseen alto relieve topográfico. Debido a la naturaleza efímera e intensa de las precipitaciones en la zona, se observa gran cantidad de depósitos aluviales que se deslizan a favor de pequeñas quebradas ocultando en numerosos casos tanto los afloramientos, como las variaciones internas de los cuerpos y las relaciones de contacto.

La geología de la quebrada de La Virgen comienza en su margen oriental con una unidad clasificada como Tonalítica, siendo esta unidad la que ocupa la menor superficie en el área relevada. La roca dominante es una tonalita y dentro de la misma fueron observados algunos cuerpos de granitos y un cuerpo pequeño de composición gábrica.

Además, la geología de la quebrada esta dominada en su sector oeste por una unidad clasificada como Diorítica. La misma está constituida por dioritas que varían localmente de leucocráticas a melanocráticas, dado el incremento en el contenido de minerales ferromagnesianos. Dentro de la unidad se emplaza también un cuerpo gábrico pequeño.

Por otra parte, también se puede reconocer en el centro del área estudiada una unidad Migmática, dispuesta entre las unidades ígneas antes mencionadas. La unidad Migmática está constituida por migmatitas que poseen variaciones tanto en su estructura internas como en la textura y en las paragénesis minerales. Dentro de las migmatitas aflora un cuerpo gábrico de tamaño medio, como así también un cuerpo tonalítico pequeño.

La estructura interna de todas las unidades, presenta variaciones en su disposición espacial, cuyos rumbos oscilan entre 350° N y 10° N y buzamientos de alto ángulo hacia el oeste. Cabe mencionar que a lo largo de la quebrada de La Virgen, se observan numerosas fajas miloníticas que no superan el metro de espesor, dispuestas en concordancia con la orientación general de las unidades.

Por último es de mencionar que todas las unidades son intruidas por enjambres de diques máficos (gábricos), los cuales tiene una orientación espacial concordante con las estructuras tanto magmáticas como metamórficas.

A continuación se presenta la caracterización de las unidades reconocidas en el área de estudio, y una descripción detallada de los tipos litológicos encontrados en ellas.

3.2 UNIDAD TONALÍTICA

Esta unidad se encuentra en el segmento este de la quebrada, constituyendo la unidad litológica con menor extensión superficial (ver anexo I: Mapa Geológico). Como su nombre lo indica, está compuesta principalmente de rocas con composición tonalítica. Se caracteriza por estar intruida por un enjambre de diques de composición gábrica, dispuestos de manera concordante a subconcordante con la foliación magmática de la roca hospedante. Dentro de la unidad también se presenta un cuerpo gábrico y algunos cuerpos graníticos, en ningún caso la potencia supera los 50 m.

3.2.1 Tonalitas

La tonalita es la roca predominante en la unidad (ver anexo I: Mapa Geológico), se trata de rocas homogéneas y de textura granuda inequigranular y grano medio. En todas las tonalitas se observa la presencia de numerosas intrusiones de composición máfica (gábricas), las cuales aparecen a modo de enclaves, que presentan diferentes tamaños y grados de asimilación variables (Fig. 3.1). Dependiendo de la proporción de enclaves y minerales ferromagnesianos, la roca toma tonalidades grises claras a oscuras.



Figura 3.1: Fotografías de afloramiento donde se muestran ejemplos de mezcla de magmas. a) Se muestra un enclave máfico, asimilado prácticamente en su totalidad. b) Se muestran enclaves máficos de gran tamaño.

Las tonalitas además son intruidas por pegmatitas graníticas, cuyos contactos son netos y sin demarcar ningún tipo de interacción o borde de enfriamiento con la roca hospedante.

Cabe destacar, que localizadamente las rocas tonalíticas son afectadas por pequeñas fajas de deformación milonítica que no superan los 50 cm de potencia, que transforma la fábrica ígnea y sobreimpone una fábrica deformacional anastomosada.

La tonalita presenta una foliación magmática, que se manifiesta por la orientación subparalela de minerales tabulares de plagioclasa y anfíbol (Hbl). También es visible debido a una intercalación grosera y de escala centimétrica (< 5 cm espesor), de bandas irregulares cuarzo-plagioclasa con bandas ricas en biotita-hornblenda. Además, la foliación magmática está resaltada de manera local por la alineación subparalela de los enclaves gábricos. Cabe destacar que a dicha foliación magmática en algunos sectores se le sobreimpone una foliación deformacional que la retrabajada parcialmente (Fig. 3.2).

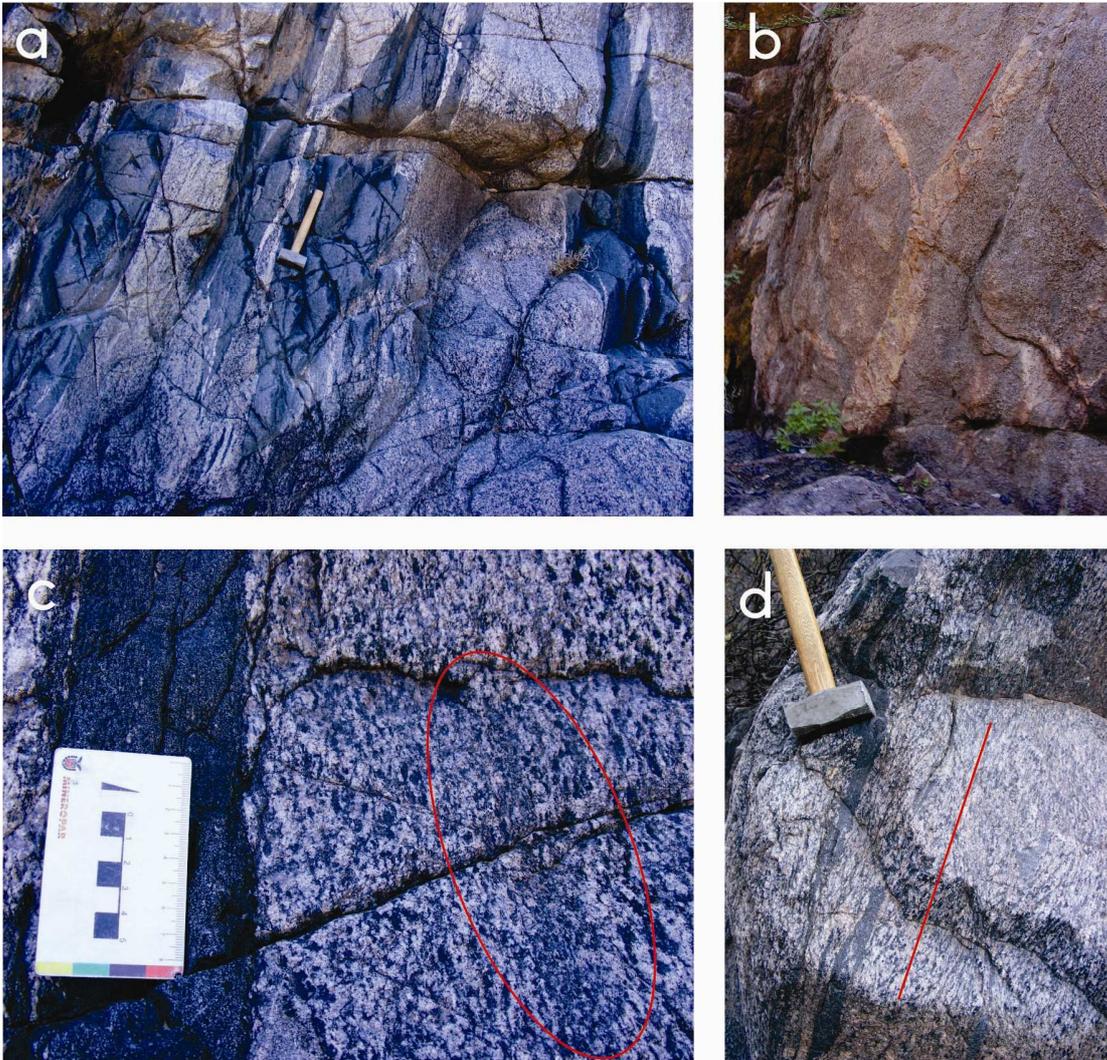


Figura 3.2: a) Fotografía de afloramiento donde se observa enclaves máficos en concordancia con la foliación magmática. b) Fotografía de afloramiento donde se ve la relación entre una pegmatita intruyendo a la tonalita, y cortando la foliación magmática. c) Fotografía de detalla en donde se observa la variación composicional debido a la asimilación de enclaves, nótese el aumento en la cantidad de anfíbol en la zona resaltada. d) Fotografía de afloramiento donde se evidencia la foliación magmática (línea roja) manifestada también por la alineación de los enclaves.

La tonalita está compuesta por plagioclasa, cuarzo, clinopiroxeno y hornblenda. Como minerales accesorios presenta biotita, apatito, circón y óxidos (opacos), y como fase secundaria se destaca sericita. La variación composicional que existe dentro de la tonalita no es significativa, solo se refleja un aumento en el contenido de anfíbol, adjudicado a la asimilación parcial o total de enclaves gábricos (Fig. 3.2).

El análisis petrográfico muestra que la tonalita posee una textura inequigranular hipidiomórfica, presenta una fábrica en la cual intercalan de modo grosero bandas donde predominan minerales máficos con otras donde los félsicos son los que dominan (Fig. 3.3).

La *plagioclasa* es el mineral más abundante y posee un hábito anhedral y su tamaño varía de medio a grueso. Exhibe maclas polisintéticas continuas, que en algunos casos se muestran acuñadas y/o curvas, y marcada alteración de sericita. Incluye a cuarzo, circón y opacos.

El *cuarzo* es de un tamaño de grano grueso, mayor al de la plagioclasa aunque existen también granos pequeños. En general es anhedral, sin embargo en inclusiones dentro de la plagioclasa, aparece euhedral. Presenta extinción ondulosa y evidencia de recristalización en subgranos, o migración de bordes de grano y contactos engolfados entre bordes cristalinos.

La *hornblenda* es abundante, de tamaño medio y en su mayoría subhedral. Posee tonos pardos a verdes. Su orientación define la foliación magmática y también se presenta estirada por deformación sub-sólida. En algunas ocasiones está reemplazando al clinopiroxeno distinguiéndose por diferencias en el clivaje y pleocroismo. En algunas ocasiones pasa a biotita. Incluye a circón y opacos.

El *clinopiroxeno* aparece en muy baja proporción, los cristales tiene un tamaño medio a pequeño y subhedrales. Está frecuentemente parcial o totalmente reemplazado por anfíbol en una reacción de uralitización, en esos casos se confunde con el anfíbol.

La *biotita* tiene un tamaño medio a fino y es subhedral. Muestra tonalidades rojizas intensas y se dispone conformando bandas máficas junto a anfíbol. Prácticamente no tiene inclusiones, y las que posee son esencialmente cristales de cuarzo.

El *apatito* el *circón* y los *opacos* se disponen como diminutas inclusiones en todas las fases principales. Son subhedrales y solo localmente son euhedrales.

La *sericita* solo se presenta como diminutos cristales, alterando en parche o de manera generalizada a plagioclasa.

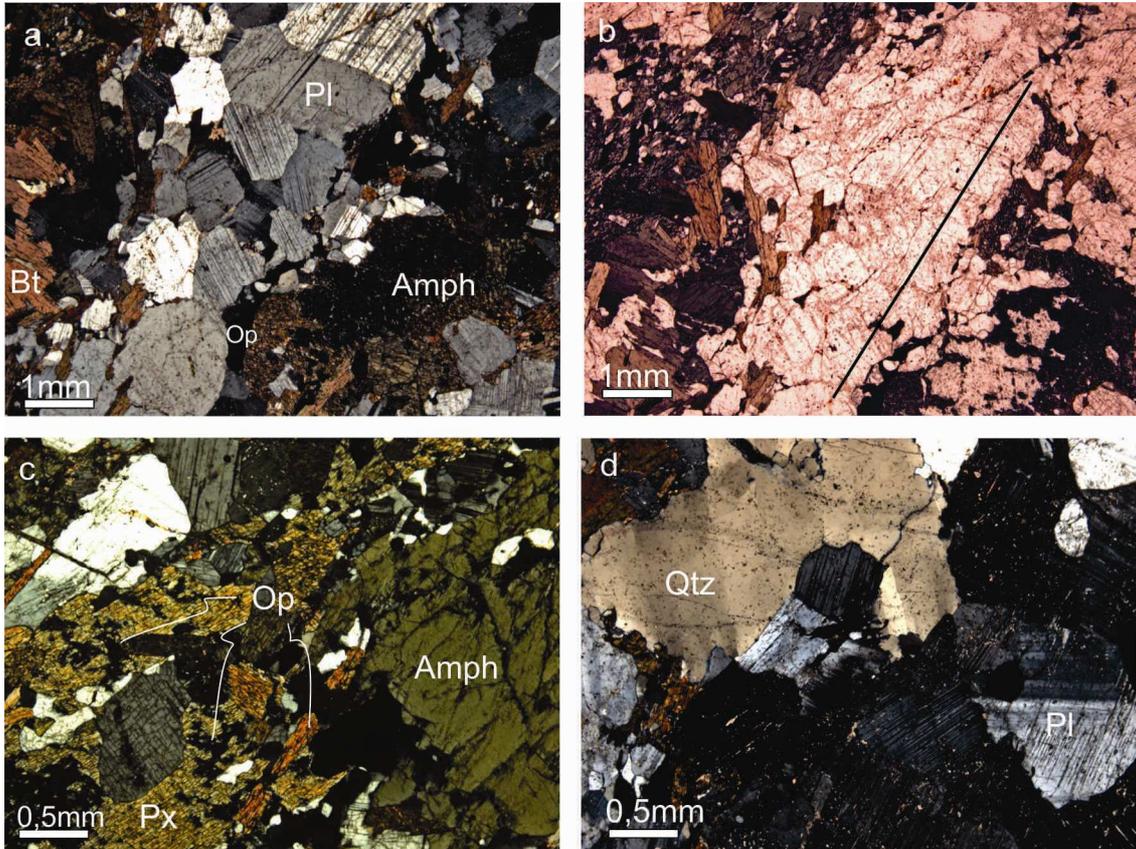


Figura 3.3: a) Fotomicrografía a nicols cruzados donde se observan maclas acuñaadas en la plagioclasa, como así también el bandeo composicional. b) Fotomicrografía a nicols paralelos de fotografía (a), el bandeo es marcado por la línea negra. c) Fotomicrografía a nicols cruzados en la cual esta de manifiesto el proceso de uralitización y simplectitas de opacos en piroxenos. d) Fotomicrografía a nicols cruzados en donde se observa el cuarzo con extinción ondulosa, plagioclasa con maclado difuso, acuñaado y desarrollo de kink band (centro-abajo de la fotografía)

3.2.2 Gabros

Los gabros se encuentran distribuidos de manera errática dentro de toda la unidad Tonalítica. Considerando el tamaño, los gabros se presentan de dos maneras, por un lado ocurren formado cuerpos mayores a 500 m de potencia que pueden ser representados en el mapa geológico; y por otro lado aparecen en todas las tonalitas como pequeñas inclusiones (enclaves) de diferentes tamaños (< 1 m) y geometrías.

Dentro del área estudiada se diferenció un cuerpo gábrico mapeable a la escala de este trabajo (Fig. 3.4), el cual posee una extensión de más de 50 m y una potencia promedio de 20 a 30 m. El gabro dominante del cuerpo es un gabro hornbléndico de tonalidades melanocrático (Fig. 3.4) y muestra una textura equigranular con tamaño de grano grueso. Posee una composición mineralógica homogénea, dominada por

plagioclasa, anfíbol (Hbl) y ortopiroxeno como minerales esenciales, y como accesorios dominan apatita y opacos. La sericita es la fase secundaria principal.

Dicho cuerpo de gabro hornbléndico de manera local, muestra una orientación preferencial subparalela de anfíbol y plagioclasa, denotando una difusa foliación magmática.

Este gabro al microscopio presenta textura inequigranular hipidiomórfica, aunque de manera sectorizada una gran proporción de los granos tiene un tamaño similar. Localmente las fases esenciales denotan una orientación general subparalela.

La *plagioclasa* es subhedra de hábito tabular y tamaño de grano medio. Muestra maclas polisintéticas continuas y localmente presenta una leve extinción en parche. Los cristales se observan siempre alineados subparalelos junto al anfíbol y alterados a sericita. Incluye a circon y opacos.

La *hornblenda* se presenta en cristales medianos, subhedros y con un pleocroísmo que va de verde pálido a oscuro. Localmente desarrolla una textura poiquilítica y esquelética dentro de cristales de plagioclasa. Se transforman de manera local al ortopiroxeno e incluye a opacos.

El *ortopiroxeno* se presenta como pequeños cristales anhedros a subhedros y localmente con textura poiquilítica. Está afectado por procesos de uralitización, ocurriendo el proceso desde los bordes hacia el centro, en muchos casos aparece un núcleo relíctico de piroxeno bordeado por anfíbol. Incluye a opacos y apatita.

El *apatito* y los *opacos* se disponen como numerosas inclusiones en todas las fases principales, a modo de cristales muy finos siempre subhedrales.

La *sericita* solo se presenta pequeños cristales, alterando de manera generalizada a plagioclasa.

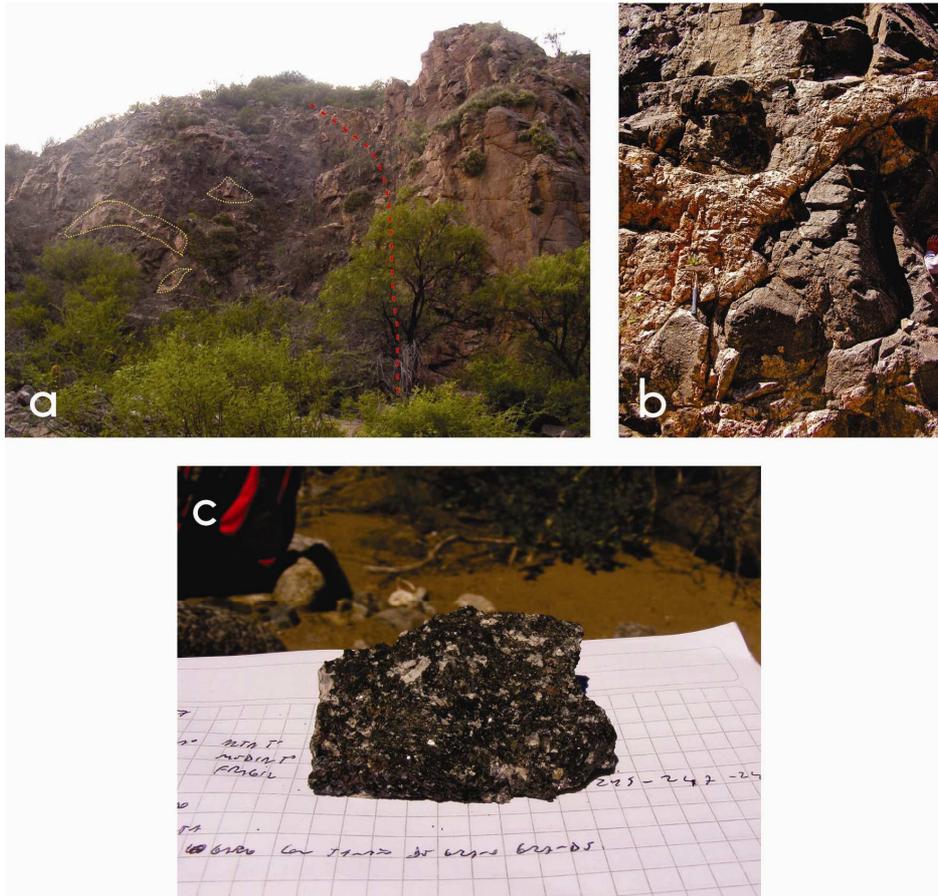


Figura 3.4: a) Fotografía que muestra el contacto del cuerpo gábrico con la roca hospedante marcado por la línea de puntos roja y un cuerpo de pegmatita que intruye al gabro. b) Fotografía que muestra la relación entre la pegmatita que intruye de manera no concordante. c) Muestra de mano del gabro.

Por otra parte, los gabros que se presentan a modo de inclusiones en las tonalitas, se muestran con morfologías que van desde lentes, tabiques o discos. En general, la disposición del eje mayor de la inclusión gábrica es subparalela y concordante con la foliación magmática de la roca tonalítica hospedante (Fig. 3.5). La mayoría de estos gabros poseen formas lenticulares, con los extremos irregulares aserrados o tienen bordes desmembrados a difusos. Los contactos entre estos gabros y la tonalita son generalmente netos, aunque ocasionalmente encuentran contactos difusos (Fig. 3.5). El tamaño de las inclusiones gábricas varía en un amplio rango, encontrándose desde menores de 5 cm de longitud, hasta tabiques que superan los 2 m (Fig. 3.5).

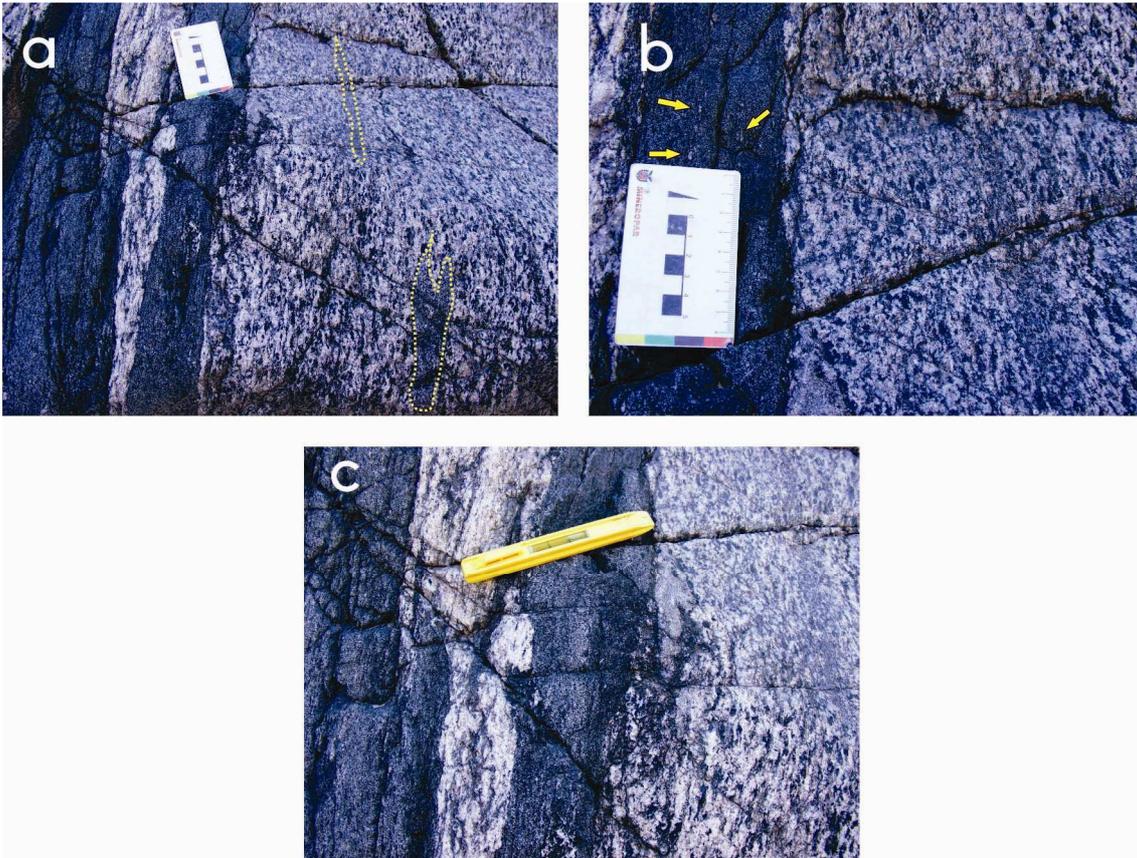


Figura 3.5: a) Fotografía de afloramiento que muestra enclaves en concordancia con foliación magmática, qué indica distintos grados de asimilación. b) Fotografía de detalle en afloramiento en donde se observa enclave con borde de contacto neto, las flechas amarillas señala la presencia de cristales de cuarzo dentro del enclave gábrico que se interpreta provienen de la tonalita. c) Fotografía de detalle en afloramiento donde se ven los contactos transicionales entre un enclave gábrico y la tonalita.

La constitución mineralógica de las inclusiones define a los mismos como gabros hornbléndicos a gabronoritas hornbléndicas piroxénicas, y cuyas fases principales están dominadas por plagioclasa, hornblenda, clinopiroxeno, ortopiroxeno y escaso cuarzo y biotita. Cabe destacar que en algunas inclusiones que se encuentran parcialmente asimiladas, no representan la composición de un gabro típico, debido a que la interacción con el cuerpo tonalítico ocasiona la incorporación de fase externas a estos, generando un incremento en el contenido de cuarzo y plagioclasa dentro de los mismos (Fig. 3.5).

A escala microscópica exhiben una textura inequigranular hipidiomórfica (Fig. 3.6). Cabe destacar que localmente se sobreimpone una re-cristalización sub-sólida que se manifiesta en contactos de puntos triples a 120° , contactos lobulados y extinción ondulosa tanto en plagioclasa como en cuarzo. En muchas inclusiones gábricas existen dominios texturales, que se distinguen fundamentalmente por zonas dominadas por textura ígnea típica y otras donde las texturas de recristalización son abundantes.

Asimismo, ocurren también dominios texturales con características transicionales entre estos dos extremos.

La *plagioclasa* tiene un tamaño de grano grueso (2 mm) y forma subhedral a euhedral. Posee maclado polisintético continuo y son frecuentes los cristales poikilíticos, con numerosas inclusiones de aptito, circón y opacos. Es de destacar que suele presentar contactos lobulados cuando limita con hornblenda, o muestra formas pseudo-poligonal debido al desarrollo de puntos triples. Se altera intensamente a sericita.

El *hornblenda* se presenta con tamaño de grano variable, generalmente medio y de forma subhedra. Muestra clivaje bien definido y la extinción es en algunos casos ondulosa. Se observa transformando a piroxeno por uralitización. Incluye apatitos y opacos.

El *clinopiroxeno* se muestra en cristales medianos de hábito subhedral, y exhibe un pleocroismo que va de verde pálido a verde grisáceo. Localmente muestra un hábito pseudopoligonal y no presenta una exfoliación típica. Presenta procesos de uralitización formándose anfíbol alrededor de un núcleo de clinopiroxeno, como así también se observa un fenómeno de desestabilización evidenciado por la formación de simplectitas con opacos.

El *ortopiroxeno* se presenta como cristales pequeños subhedros y localmente uralitizados. El pleocroismo es rosado intenso y muestra inclusiones abundantes de opacos y apatito.

La *biotita* aparece en muy baja proporción, su tamaño de grano es pequeño y con hábito subhedral. El pleocroismo va de pardo claro a pardo oscuro y se presenta de manera aleatoria, sin una ubicación espacial regular.

El *cuarzo* es de un tamaño de grano pequeño y en general es anhedral, sin embargo aparecen localmente euhedrales. Presenta extinción ondulosa y en lamelas.

El *apatito*, *circón* y los *opacos* se disponen siempre subhedrales a anhedrales, como cristales muy finos. Los opacos localmente muestran textura simplectítica incluidos en piroxenos con tamaño mayor.

La *sericita* solo se presenta cristales pequeños, alterando a plagioclasa.

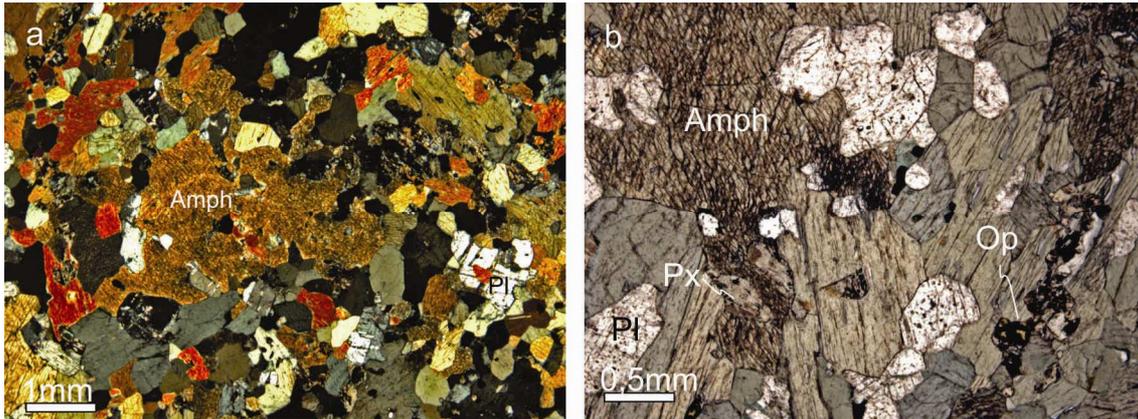


Figura 3.6: a) Fotomicrografía a nicoles cruzados que presenta la textura típica de los enclaves gábricos, además se puede observar la presencia de puntos triples y la recristalización del anfíbol. b) Fotomicrografía a nicoles paralelos en donde se observa la relación entre anfíbol y piroxeno cuando ocurre uralitización y crecimiento de simplectitas de opacos en piroxenos.

3.2.3 Granitos deformados

Los granitos afloran conformando solo dos cuerpos pequeños, los cuales no superan los 50 m de potencia (ver anexo I: Mapa geológico). Los granitos tienen forma lenticular y aspecto en afloramiento con morfología de bochones redondeados (Fig. 3.7).

En general los granitos se encuentran emplazados de manera concordante, siguiendo la estructura general de la roca encajonante. Es de destacar que estos cuerpos graníticos son afectados de manera generalizada por una intensa deformación dúctil, que retrabaja en partes la fábrica ígnea original (Fig. 3.7). En ocasiones la deformación oblitera completamente la fábrica ígnea, esencialmente acentuada en los bordes de los cuerpos, donde los granitos se transforman casi por completo a rocas miloníticas *s.s.*

Estas rocas muestra una fábrica planar que es penetrativa a escala de afloramiento demarcada por la orientación y elongación subparalela de la plagioclasa y el cuarzo, caracterizada como una foliación magmática. En los sectores donde la deformación es intensa, la fábrica ígnea es retrabajada por una de carácter anastomosado, la cual en ocasiones se muestra por el incremento en la proporción de cuarzo conformando cintas de recristalización dinámica (Fig. 3.7).

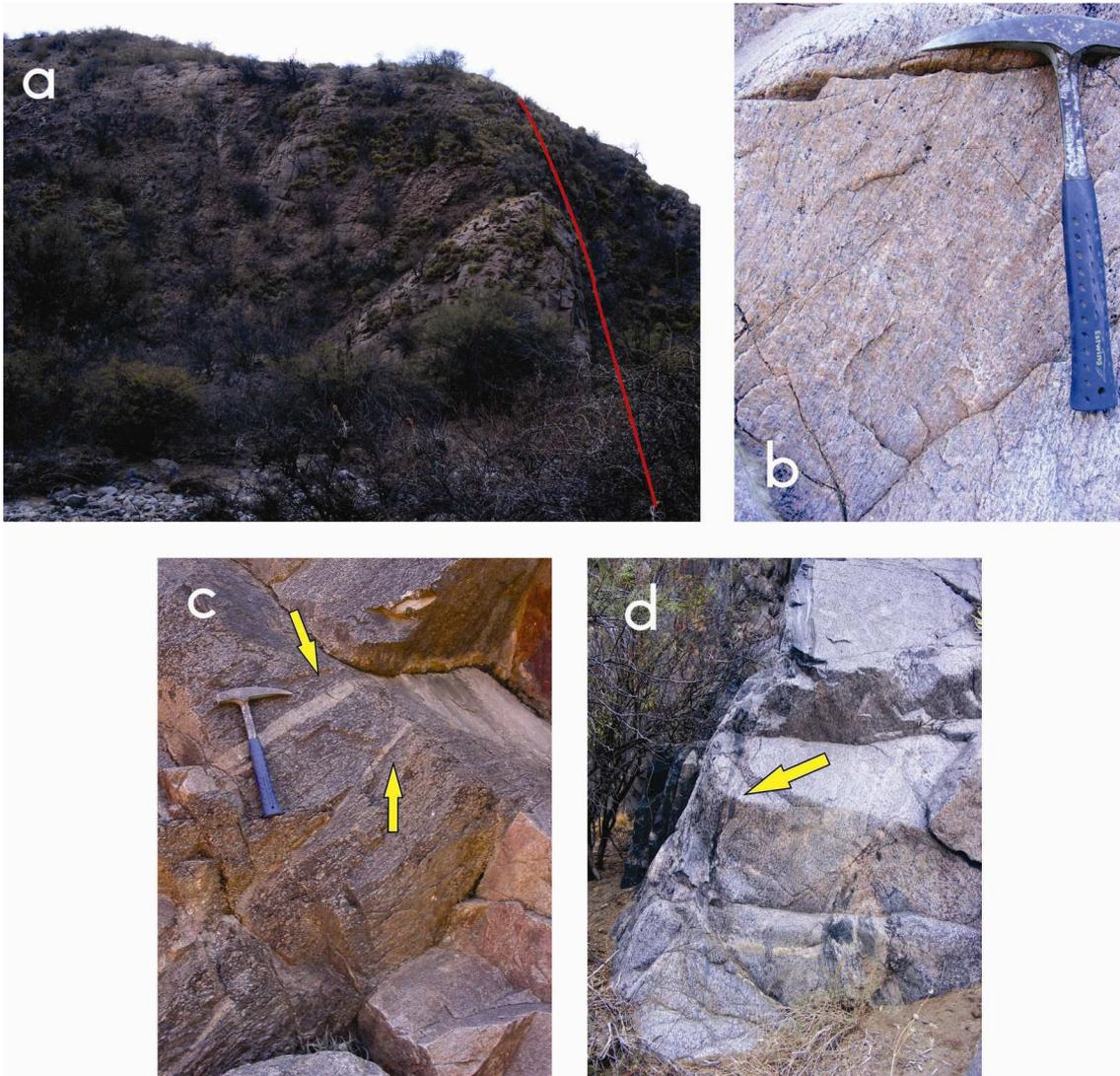


Figura 3.7: a) Fotografía donde se observa el contacto del cuerpo con la roca hospedante, morfología bochiforme del cuerpo. b) Fotografía de detalle del aspecto general de la roca en afloramiento. c) Fotografía de detalle en donde se ven cintas de cuarzo. d) Fotografía que ilustra la yacencia de los enclaves gábricos incluidos en el cuerpo granítico.

Cabe destacar, que los cuerpos de granito presentan intrusiones de diques y/o *sill* gábricos, que están dispuestos de manera concordante con la orientación general de la estructura que presentan los mismos. Asimismo, es de denotar que en algunos contactos de los diques gábricos con los granitos, se genera un incremento de minerales ferromagnesianos dentro del granito, como así también el incremento de los minerales félsicos (cuarzo y plagioclasa) dentro de los diques (Fig. 3.7), demarcando una interacción entre ambas litologías.

Los granitos están compuestos esencialmente de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, en baja proporción biotita, moscovita y escasa clorita. El circón y los opacos solo se presentan una muy baja proporción.

En el análisis bajo el microscopio petrográfico se define una textura hipidiomórfica inequigranular localiza, la cual es retrabajada por una serie de microtexturas y microestructuras de deformación intracristalinas dúctiles. Se puede destacar la presencia de procesos de migración de bordes de grano, estructuras S-C y recristalización dinámica en subgranos, que generan una fábrica anastomosada en cintas, compuesta esencialmente de cuarzo y plagioclasa estando circundadas por finas folias de micas (Fig. 3.8).

El *cuarzo* presenta un hábito anhedral y posee bordes de grano lobulados, el tamaño de grano rara vez supera los 2 mm. Normalmente conforma finas bandas, exhibiendo embahiamientos en los contactos con los demás granos, y muestran extinción ondulosa y en lamelas generalizadas. Aparece estirado y por zonas la reducción del tamaño de grano se acentúa.

La *plagioclasa* es de un tamaño de grano mayor al del cuarzo, superando los 2 mm y está completamente alterada a sericita. Presenta forma subhedra a anheda y localmente los límites de grano son lobulados. Tiene maclas polisintéticas difusas y extinción ondulosa localizada.

El *feldespato potásico* tiene un tamaño que no supera el milímetro y está completamente alterado. Presenta límites en general rectos aunque con un incipiente desarrollo de contactos lobulados. Es subhedral a anhedral y posee maclado en enrejado difuso. Incluye circón.

La *biotita* está conformando cintas como pequeñas laminas subhedras. Se encuentra en una proporción significativa y en general se concentra en bandas de 0,5 a 1 mm de espesor formando un entramado anastomosado. Es de tonalidades pardas intensas y localmente se transforma a clorita aparece intercrecida con moscovita.

La *moscovitas* se dispone en finos láminas subhedras, conformando cintas junto a biotita. Localmente presenta bordes acerrados e inclusiones de cuarzo.

La *clorita* es escasa, solo presente asociada a biotitas, como cristales pequeños. Normalmente es subhedral y con marcada tonalidad verde.

El *circón* y los *opacos* aparecen como minerales accesorio incluidos en las fases esenciales. Presentan un tamaño de grano menor a 0,2 mm y posee un hábito euhedral a subhedral.

La *sericita* solo se dispone como diminutos cristales alterando a la plagioclasa y el feldespato alcalino.

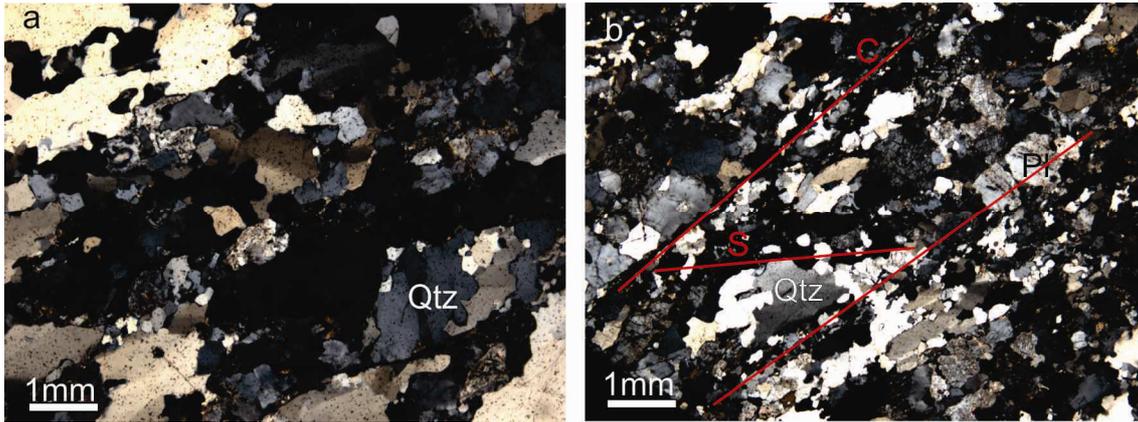


Figura 3.8: a) Fotomicrografía a nicules cruzados en donde se observa como la deformación afecta de manera penetrativa al granito, produciendo recristalización dinámica reflejándose en la migración de bordes de grano y generación de subgranos. La deformación también se manifiesta en la extinción ondulosa del cuarzo. b) Fotomicrografía a nicules cruzados en la cual se ve el desarrollo de estructuras S-C. En donde ocurren estas estructuras el tamaño de grano se reduce.

3.2.4 Milonitas y protomilonitas

Las milonitas y protomilonitas se encuentran aflorando con una presencia ubicua a lo largo de toda la quebrada de La Virgen. Estas rocas se encuentran constituyendo pequeñas fajas de deformación que afectan a todos los tipos litológicos presentes en la unidad tonalítica. Dichas fajas se disponen de manera concordante con la foliación magmática, con rumbos NNO-SSE (Fig. 3.9). Las fajas miloníticas poseen poca potencia, no superando el metro de espesor, morfología subangulosa y sus límites se caracterizan por ser neto y anastomosados, a partir del cual la roca circundante no presenta signos de deformación.

Las rocas miloníticas presentan una estructura marcada y penetrativa cuando los protolitos son tonalitas y granitos, en cambio en los gabros es menos desarrollada. Las protomilonitas y milonitas tienen la foliación milonítica anastomosada, caracterizada por la presencia de bandas anastomosadas con amplio grado de reducción del tamaño de grano, las cuales denotan recristalización de sus fases minerales y se disponen rodeando y envolviendo a los porfiroclastos.

Las protomilonitas y milonitas derivadas tanto de tonalitas, gabros o granitos, bajo el microscopio muestra una textura granolepidoblástica a granoblástica localizada. Presenta una foliación milonítica marcada, denotada por la presencia de bandas finas de cuarzo, plagioclasa, biotita y/o anfíbol, todos recristalizados con reducción de su tamaño de grano llegando a conformar cristales < 0,5 mm, y elongados siguiendo una dirección preferencial (Fig. 3.9 a y b). Dichas folias conforman la matriz de estas rocas miloníticas, la cual rodea a numerosos porfiroclastos de morfologías sigmas o

complejas tanto de plagioclasa, feldespato alcalino, anfíbol y/o piroxenos (Fig. 3.9 c y d). Localmente se reconocen estructuras SC.

La *plagioclasa* aparece como blastos muy finos y subhedros a euhedros en la matriz. Posee maclado polisintético que normalmente está acuñado y flexurado. Los cristales están elongados con el eje mayor ubicado en posición sub-paralela con la fábrica que caracteriza a las milonitas. Muestran inclusiones de circón y opacos, y están localmente algo alterados. También se presenta como porfiroclastos de morfología sigma y complejas, como cristales subhedros a anhedros, localmente aplastados y estirados. Muestran muchas inclusiones de cuarzo, circón y opacos, y se encuentran muy alterados a sericita.

El *cuarzo* aparece en la matriz como cristales muy finos, elongados o conformando cintas que se alinean definiendo a la fábrica milonítica. Muestran bordes lobulares a difusos y formas subhedras a anhedras. También se presenta como agregados policristalinos elongados, todos los granos muestran extinción ondulosa y en lamelas, con bordes irregulares y con marcados procesos de migración y recristalización dinámica.

La *biotita* se desarrolla en la matriz concentrada en folias finas junto a cuarzo, rodeando a los porfiroclastos. Conforman finas láminas, con bordes acerrados y tonos rojizos claros a verdes pálidos. Muestran formas acodadas o microplegamientos tipo *kink*, localmente desarrollan formas de pez. Incluye a circón y opacos.

El *anfíbol* se desarrolla en la matriz como pequeños cristales, con formas subhedras y morfologías elongadas. Poseen tonos verdes claros y muestran extinción ondulosa. Como porfiroclastos desarrolla cristales medianos, anhedros y con maclados de dos individuos recurrentes. Posee forma compleja e incluyen opacos y circón.

Los *piroxenos* se muestran solo como porfiroclastos sigmoidales o complejos. Desarrollan cristales medianos, subhedros y con marcada transformación a anfíbol. Desarrollan colas asimétricas e incluye a opacos.

El *feldespato alcalino* se dispone siempre como porfiroclastos. Desarrolla cristales grande, subhedros y con marcada alteración. Muestra colas simétricas y numerosas inclusiones. El maclado interno es difuso.

La *clorita* es escasa, solo presente asociada a biotitas en la matriz, como cristales pequeños con bordes acerrados. Son subhedrales y con tonalidad verde.

El *circón* y los *opacos* aparecen incluidos en todas las fases esenciales. Presentan un tamaño de grano menor a 0,5 mm y son euhedrales a subhedrales.

La *sericita* se dispone siempre como pequeños cristales alterando a la plagioclasa y el feldespato alcalino.

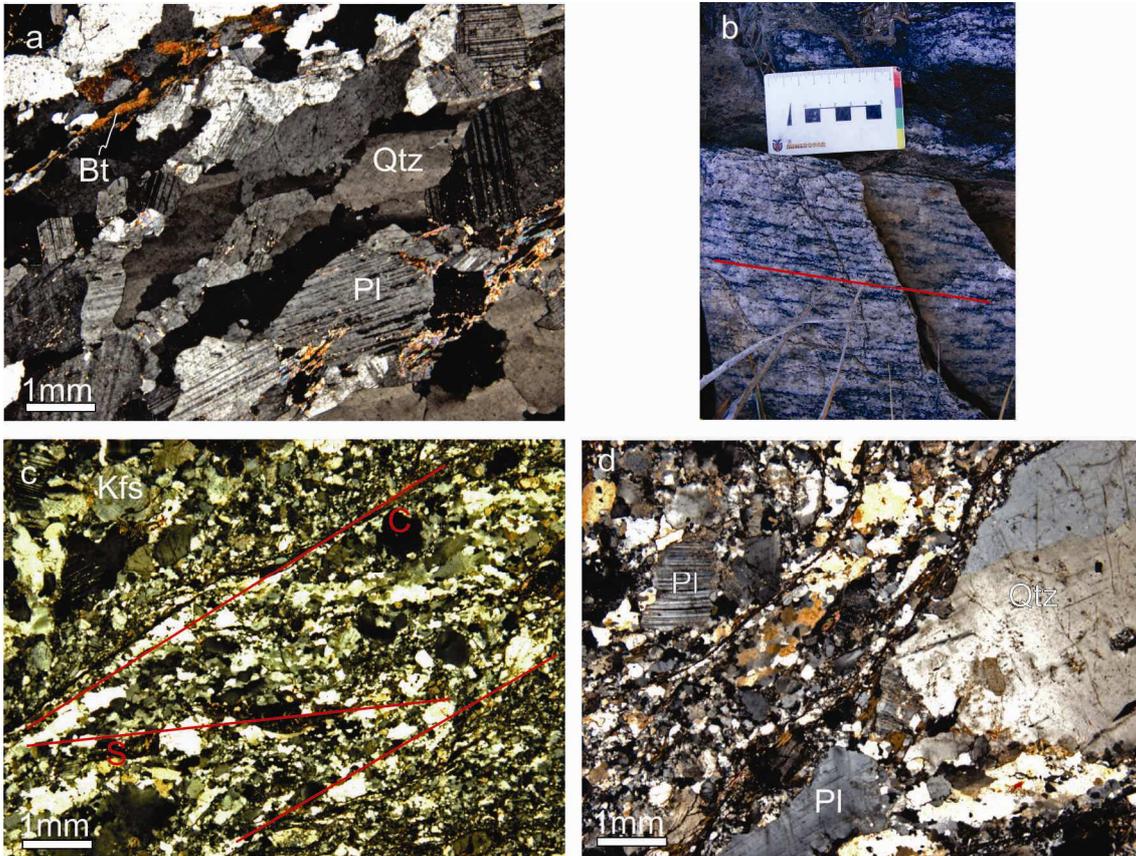


Figura 3.9: a) Fotomicrografía a nicules cruzados de una milonita derivada de tonalita donde se observa como el cuarzo y la biotita forman cintas. La plagioclasa está como porfiroclasto. b) Fotografía de afloramiento en donde se ve el aspecto de la protomilonita en afloramiento donde se resalta la foliación con una línea roja. c y d) Fotomicrografía a nicules cruzados en donde se observa la milonita desarrollada sobre el granitoide. Estructuras S-C y reducción de grano mas significativa que en la tonalita. Los porfiroclastos se los observan aplanados y con deformación. El cuarzo conjuntamente con la biotita forma bandas, otorgándole el carácter anastomosado a la microestructura.

3.3 UNIDAD MIGMÁTICA

Esta unidad se encuentra al oeste de la Unidad Tonalítica (ver anexo I: Mapa Geológico), constituye una entidad lito-estratigráfica de gran extensión en la comarca relevada. Se presenta como una gran lente cuya potencia excede los 2 km, y su longitud es > 3 km. El contacto con la Unidad Diorítica se encuentra en parte cubierto por depósitos aluviales actuales, sin embargo se puede observar que el pasaje entre ambas unidades se resuelve en pocos metros, por lo que se define como un contacto neto.

La unidad está compuesta por tres tipos litológicos, siendo las migmatitas las rocas dominantes. Sin embargo, cabe destacar la presencia de algunos tabiques muy pequeños < 2 m de potencia de tonalitas y dioritas. Además, dentro de las migmatitas

aparecen de manera recurrente lentes de gabros a modo de dique o *sills*, que yacen de manera paralela a sub-paralela con la foliación migmática. Cabe destacar, la presencia de un lente de mayor volumen, que conforma un cuerpo que excede los 500 m de potencia.

La composición y la estructura de las migmatitas no son homogéneas a escala de la unidad mapeada, sino que por el contrario se observan estructuras migmáticas que varían de estromatíticas a diatexíticas. Asimismo, la composición también es variable, ya que se observan zonas donde las asociaciones minerales presentan granate y/o cordieritas en altas proporciones, mientras que en otras zonas estos minerales están ausentes.

Por último cabe destacar, que en varios sectores de la unidad migmática, se desarrollan estrechas fajas de cizalla, las cuales que no superan el metro de espesor. En estas fajas las migmatitas son parcial o totalmente retrabajadas generando rocas de la serie milonítica.

3.3.1 Migmatitas

La migmatita es la roca que predomina en la unidad homónima, y constituye un cuerpo continuo de más de 2 km de potencia. Los contactos con las litologías que dominan las unidades adyacentes son netos. En afloramiento se la reconoce por un característico color pardo rojizo, otorgado por la alteración de la biotita. Presenta una variación en la estructura migmática y en la composición a lo largo del cuerpo.

Se definieron dos tipos de migmatitas: una estromatítica y otra diatexítica. Las migmatitas estromatíticas presentan un bandeo metamórfico que es ubicuo a toda la unidad, dicho bandeo en algunas zonas se observa difuso pasando a la variedad diatexítica y en otras el bandeo aparece con mayor definición (Fig. 3.10).

La roca clasificada como migmatita estromatítica es el tipo litológico dominante en la unidad, está definida por un bandeo migmático penetrativo. En general dicha foliación migmática está conformada por bandas de 2 a 5 cm de potencia, en donde se distinguen leucosomas, mesosomas y melanosoma (Fig. 3.10). La fábrica estromatítica por zonas presenta límites bien definidos, mientras que en otras el límite es difuso, esto es debido a que los leucosomas y mesosomas frecuentemente se acuñan. La foliación migmática esporádicamente se encuentra afectada por un plegamiento cerrado, manifestada por el flexuramiento de leucosomas y mesosomas. Dicho plegamiento es isoclinal y tiene el plano axial paralelo al bandeo metamórfico. Cabe destacar, que en

ocasiones en el núcleo de los pliegues observados aparecen cuerpos lenticulares gábricos. (Fig. 3.10).

La migmatita estromatítica tiene una textura granoblástica que en partes tiende a ser granolepidoblástica, y exhibe una paragénesis compuesta principalmente por cuarzo \pm biotita \pm plagioclasa \pm granate \pm sillimanita \pm cordierita \pm feldespato alcalino, con apatito y circón como minerales accesorios. Sin embargo, la paragénesis más común es de cuarzo \pm biotita \pm plagioclasa \pm feldespato alcalino \pm granate. La variación en la composición esta dada por la presencia de granate, sillimanita y cordierita, los que están presentes en algunas áreas conformando nódulos y parches. Los nódulos de granate son fácilmente reconocibles en el campo (Fig. 3.10) mientras que los de cordierita sólo se puede distinguir con certeza en el microscopio.

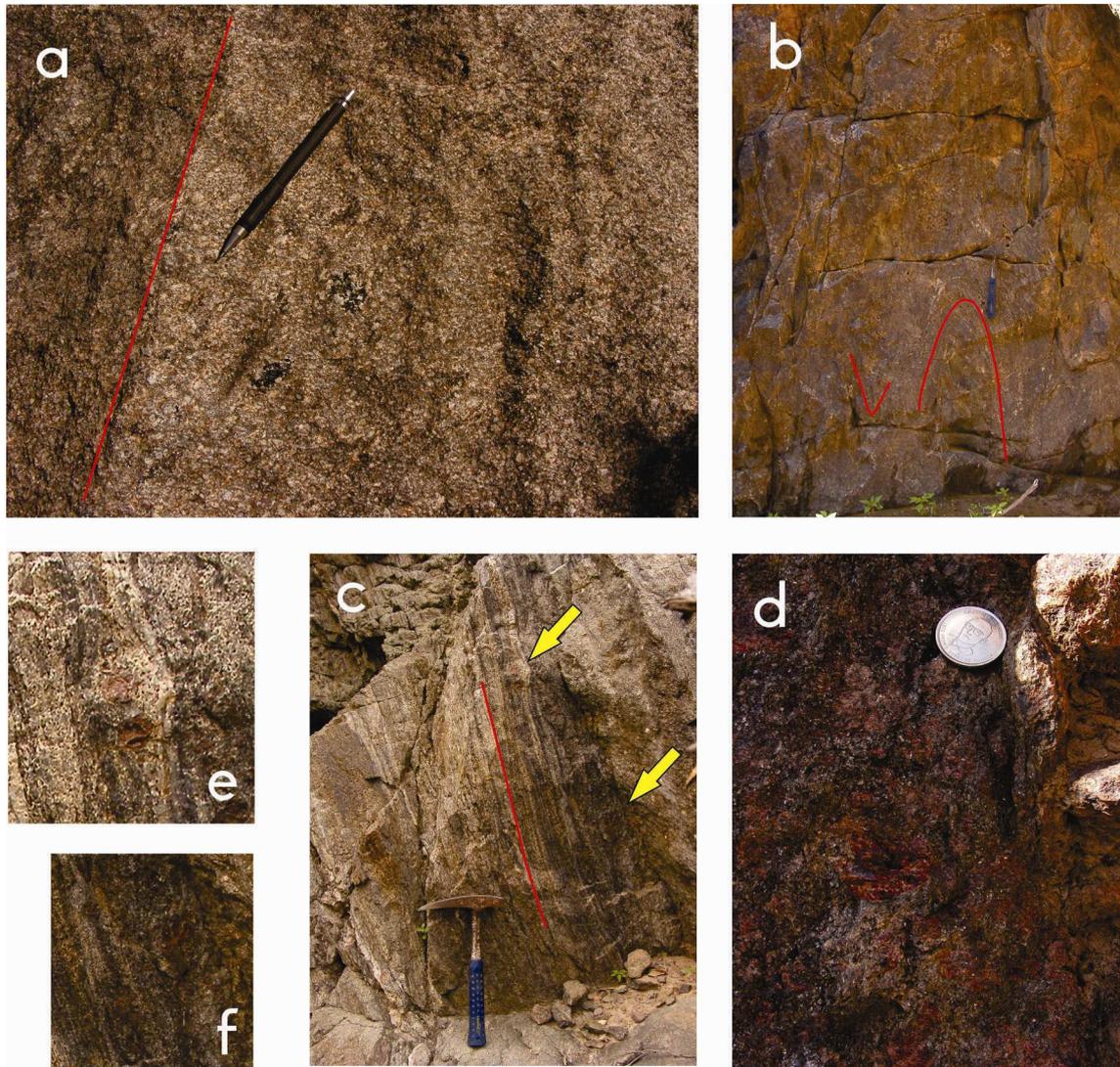


Figura 3.10: a) Fotografía de detalle en afloramiento de estructura diatexitica, se observa un bandeo grosero resaltado por la línea roja. b) Fotografía en afloramiento donde se observa la estructura estromatítica, donde están representados los leucosomas y meosoma, la línea roja indica un plegamiento c) Fotografía de afloramiento donde se observa el bandeo metamórfico. Las flechas amarillas señalan la

presencia de granate en leucosomas. d) Detalle de granates que aparecen agrupados en dominios texturales. (e y f) Fotografías de detalle mostrando el melanosoma.

Los leucosomas están compuestos principalmente de cuarzo, plagioclasa y en menor proporción feldespato alcalino y cantidades variables de granate y/o cordierita. El *cuarzo* se muestra como cristales medianos subhedros, con bordes indentados y con embahiamientos. En general está elongado en el sentido de la foliación. La *plagioclasa* ocurre en forma de tablillas medianas subhedrales y es frecuente observarla con formas pseudo-poligonales. Presenta un maclado polisintético que se acuña y flexura. El *feldespato alcalino* se dispone como cristales medianos, es subhedro, puede tener mesopertitas, y presentar un maclado de dos individuos localizado. El *granate* y *cordierita* se muestran como cristales medianos, subhedros a anhedros. Muestran bordes engolfados, numerosa fracturaras y se disponen en variada proporción.

Los melanosomas se componen esencialmente de biotita, con bajos porcentajes de cuarzo y sillimanita. La biotita se presenta con forma de laminillas aglomerándose en bandas anastomosadas y con el clivaje flexurado. Frecuentemente se la encuentra con dos apariencias distintas, una muy desferrizada y con el clivaje difuso, mientras que otra aparece límpida y con el clivaje bien desarrollado. La sillimanita aparece como tablillas subhedrales, intensamente fracturada y con inclusiones de opacos, en algunos casos se la observa como fibrolita. El cuarzo es anhedral y se muestra en cristales pequeños.

Los mesosomas se componen de cuarzo, plagioclasa y proporciones variables de granate y biotita. El *cuarzo* se dispone como blastos medianos anhedros, con extinción en lamelas. La *plagioclasa* esta conformando cristales medianos, subhedros y con maclado polisintético recto. El *granate* aparece fracturado con cuarzo, plagioclasa y biotita rellenando dichas fracturas, originando una textura helicítica. Además, posee numerosas inclusiones de opacos y biotita los cuales están oxidados otorgándole un tinte rojizo.

Las diatexitas son mucho menos abundantes que las estromatitas, conforman lentes de poca potencia (< 5 m) y ocurren espacialmente asociadas en transición a las migmatitas estromatíticas. Las diatexitas a escala de afloramiento presentan schlieren orientados (Fig. 3.10). Presentan una textura granoblástica y de un tamaño de grano homogéneo grueso, y están compuestas por cuarzo, plagioclasa y bajas proporciones de biotita y feldespato alcalino.

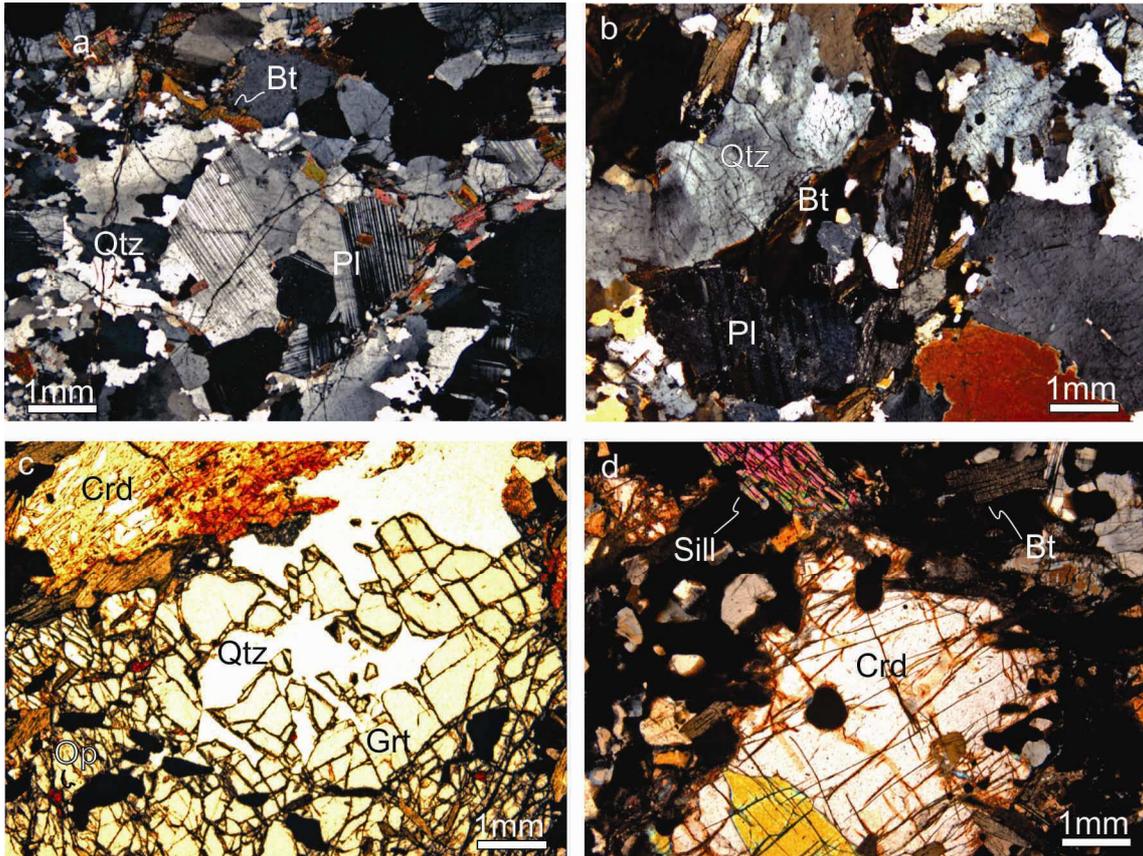


Figura 3.11: a) Fotomicrografía a nicoles cruzados de leucosoma de una migmatita, donde se observa la plagioclasa con las maclas flexuradas, el cuarzo recrystalizado y la biotita alineada otorgándole un bandeado grosero. b) Fotomicrografía a nicoles cruzados del leucosoma de migmatita, que exhibe un bandeado grosero y el cuarzo se presenta con extinción ondulosa. c) Fotomicrografía a nicoles paralelos de melanosoma de migmatita, donde se aprecia el granate fracturado con una textura helicítica, es frecuente que tenga inclusiones de opacos. Además se muestra en el extremo superior izquierdo una cordierita pinitizada casi en su totalidad. d) Fotomicrografía a nicoles cruzados de melanosoma donde se ve una cordierita de gran tamaño, pinitizada y exhibiendo maclas. En el extremo superior izquierdo se observa una sillimanita. El aspecto oscuro de la muestra es otorgado por la oxidación de la biotita.

3.3.2 Gabros

Este tipo litológico ocurre dentro de la Unidad Migmática conformando un cuerpo de gran volumen, que en aflora con una potencia aproximada de 300 m (ver anexo I: Mapa Geológico), además también se presenta a modo de enjambres de diques y/o sills, pequeños, cuyas potencias varían de 20 cm a 50 cm y longitudes inferiores al metro.

El cuerpo gábrico de dimensiones hectométricas no ofrece afloramientos de buena calidad, debido a la intensa vegetación existente en el lugar y la gran cantidad de depósitos aluviales que lo cubren parcialmente. Asimismo, cabe destacar que dicha litología se encuentra afectada por una intensa meteorización que oblitera las características intrínsecas de la roca. Sin embargo, algunos afloramientos son accesibles y bajo una capa centimétrica de meteorización la roca se encuentra en buen estado

mostrando una roca mesocrática a melanocrática, predominantemente de color gris oscuro con morfología subangulosa.

El contacto sur del cuerpo gábrico coincide con una gran estructura, en donde actualmente se ha labrado una quebrada por la cual se accede a la antigua mina Santo Domingo. El contacto norte esta parcialmente cubierto por derrubios, sin embargo se puede definirlo como de tipo neto, dado que se observa un pasaje abrupto con las rocas migmáticas.

Dentro del cuerpo se pueden diferenciar dos tipos de gabros, uno de grano grueso que es el que ocupa el mayor volumen del mismo, y otro de grano más fino y con mayor proporción de anfíbol que constituye lentes máficos incluidos dentro del anteriormente descrito.

Con respecto a la estructura interna, dicha litología no presenta de manera marcada una foliación magmática, la cual solo de manera localizada queda evidenciada por la orientación de anfíboles y piroxenos, que revelan un fábrica planar difusa.

El gabro de grano grueso, al microscopio presenta una textura ígnea caracterizada por ser hipidiomorfa inequigranular, y dada su composición dominada por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y anfíbol (hornblenda), queda definido como una gabronorita hornbléndica piroxénica. Cabe resaltar, que de este tipo litológico se extrajeron muestras para realizar estudios geoquímicos y de química mineral, lo cuales serán expuestos en un capítulo siguiente. El gabro de grano fino tiene textura hipidiomorfa inequigranular y su composición es dominada por plagioclasa y anfíbol (Hbl), quedando definido como un gabro hornbléndico.

La *plagioclasa* varía de grandes cristales < 4 mm a cristales que no superan el milímetro, sin embargo en una vista general este mineral tiene un tamaño superior a los otros constituyentes de la roca. Posee hábito subhedral y presenta maclado polisintético continuo que localmente se acuña y de tipo Carlsbad. Tiene numerosas inclusiones de piroxeno, apatito y circón y se altera localmente a sericita (Fig 3.12).

El *clinopiroxeno* y *ortopiroxeno* ocurren íntimamente relacionados, por sectores del cuerpo gábrico domina en proporción una u otra especie. Estos minerales comúnmente tienen un hábito subhedro y los ejes mayores se observan levemente orientados (Fig 3.12). El ortopiroxeno es de color rosado y tiene un pleocroismo que va de rosado claro a rosado oscuro. Posee una exfoliación bien definida en dos direcciones. El clinopiroxeno es incoloro y posee alto relieve, el clivaje esta bien desarrollado en una dirección y pobremente desarrollado en otra. Incluye a opacos y apatita.

El *anfíbol* (Hbl) tiene un tamaño de grano ligeramente mayor a los piroxenos y en general están en íntima relación. Se distinguen dos tipos de ocurrencia, un tipo posee el clivaje bien definido, tamaños de grano mayor y tonos verdes, mientras que el otro posee clivaje difuso y tonos verdes a marrones intensos. Se observan microtexturas de manto y núcleo, siendo los núcleos de piroxeno y el manto de anfíbol (Fig. 3.12).

El *apatito*, *circón* y los *opacos* se disponen como cristales muy finos y siempre subhedrales a anhedrales. Los opacos son muy abundantes y localmente se disponen orientados en trenes dentro de anfíbol.

La *sericita* define cristales muy pequeños, alterando a plagioclasa.

Por su parte, los gabros que se presentan a modo de lentes su presencia es registrada a lo largo de toda la unidad migmatítica. Estos lentes se disponen incluidos de manera paralela, coincidiendo espacialmente con la orientación de la fábrica de la roca hospedante (Fig. 3.13). Estos cuerpos pequeños poseen formas complejas siendo en general lenticulares o ahusados, frecuentemente poseen bordes lobulados y los extremos desmembrados. El contacto con la roca hospedante es neto y no presentan bordes de enfriamiento (Fig. 3.13). Son abundantes los ejemplos en los cuales se observan los lentes gábricos con inyecciones de fundidos leucocrático o el crecimiento de minerales félsicos dentro de ellos (Fig. 3.13).

En cuanto a la composición de los lentes, están compuestos principalmente por plagioclasa, anfíbol, baja proporción de piroxeno y escaso cuarzo, quedando definidos como gabros hornbléndicos. Además, se caracteriza por tener una gran cantidad de minerales opacos (óxidos) y su textura es de grano fino y equigranular. Cabe destacar, que la presencia de piroxenos en los lentes es errática.

En sección delgada presentan una textura equigranular hipidiomórfica, se caracterizan por poseer un bandeo difuso, definido por bandas cuarzo-feldespáticas que intercalan con bandas anfibólicas-piroxénicas, cuyos espesores no superan el milímetro.

La *plagioclasa* se presenta con hábito subhedro y con un tamaño de grano fino menor al de los anfíboles, siendo este uniforme y $< 1,5$ mm. Posee maclado polisintético acuñado y se altera a sericita. Prácticamente carece de inclusiones, solo presenta opacos.

El *anfíbol* está en proporción similar que la plagioclasa, sin embargo presenta un tamaño de grano mayor siempre < 2 mm. Posee un hábito subhedral, clivaje bien desarrollado en dos direcciones a 120° y un pleocroismo que varía de verde amarillento a verde claro. Frecuentemente pasa a biotita como fase secundaria.

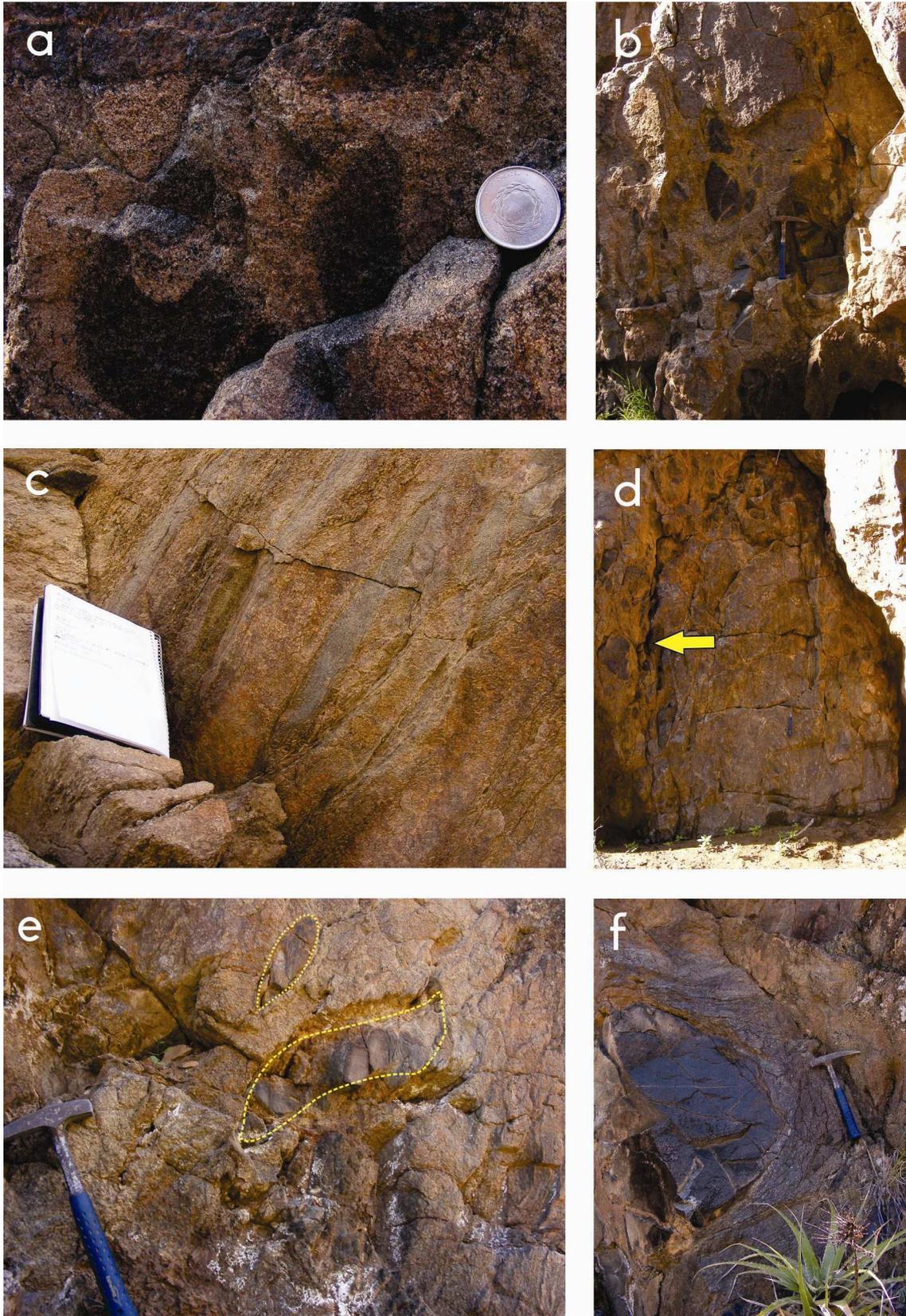


Figura 3.12: a) Fotografía de afloramiento mostrando los bordes difusos de los enclaves gábricos en la roca migmatita hospedante. b) Fotografía de afloramiento mostrando enclave fracturado de manera frágil y con una vena leucocrática en su interior. c) Fotografía de afloramiento mostrando enclaves incluidos de manera concordante en el bandeo metamórfico. d) Fotografía de afloramiento evidenciando el afloramiento representativo de los enclaves en migmatita. La flecha señala la variación en el buzamiento y el rumbo de los enclaves. e) Fotografía de afloramiento exhibiendo enclaves desmembrados y en concordancia con la estructura migmatita. f) Fotografía de afloramiento mostrando enclave aparece como un bloque elongado dentro de la migmatita.

El *ortopiroxeno* es la especie dominante, ocurre en pequeños cristales < 1 mm con hábito subhedral a euhedral. Es de color rosado y posee alto relieve. No desarrolla buena exfoliación y se presenta muy fracturado.

El *cuarzo* ocurre en proporciones poco significativas, con un tamaño de grano similar al de la plagioclasa < 1 mm y con una textura localmente pseudo-poligonal. Presenta extinción en almelas.

La *biotita* es escasa, solo presente asociada a anfíbol como laminas pequeñas subhedralas y de tonalidades rojizas intensas.

El *apatito*, *circón* y los *opacos* se disponen como cristales finos < 0,2 mm y siempre subhedralas. Los opacos son muy abundantes y localmente se disponen con gran tamaño > 1 mm con hábito euhedral.

La *sericita* define cristales muy pequeños, alterando a plagioclasa.

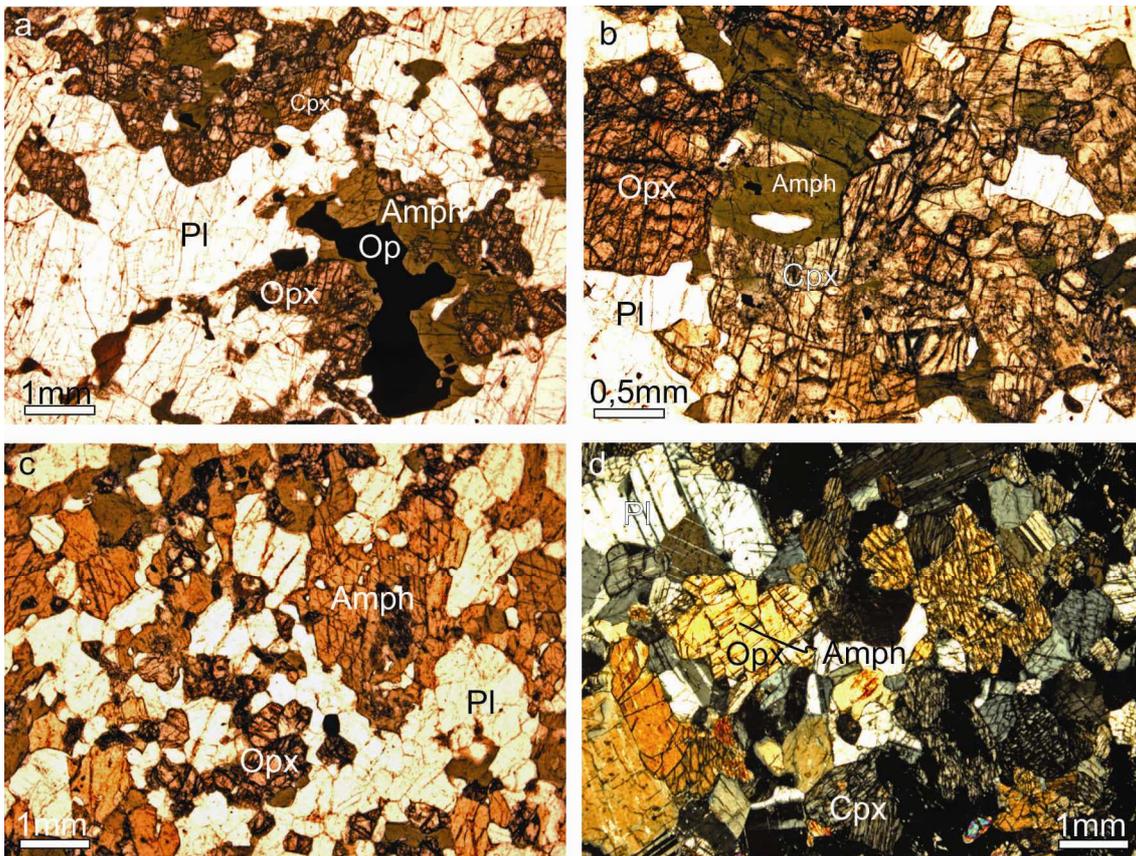


Figura 3.13: a) Fotomicrografía a nicols paralelos donde se observan ortopiroxenos y clinopiroxenos, grandes óxidos. b) Fotomicrografía a nicols paralelos de una sección ampliada del proceso de uralitización que afecta a clinopiroxenos y ortopiroxenos por igual. c) Fotomicrografía a nicols paralelos de enclave. Se observa una grosera orientación de los minerales y la presencia de gran porcentaje de anfíboles y piroxenos. Tiene una textura pseudo-poligonal local. d) Fotomicrografía a nicols cruzados mostrando una textura mixta en cuerpo gábrico. Se observa la textura ígnea original siendo modificada por la presencia de puntos triples.

3.3.3 Milonitas y protomilonitas

Las rocas que se describen a continuación constituyen fajas que no superan el metro de espesor, y a escala de afloramiento se observan como bandas que se destacan por el desarrollo de una esquistosidad anastomosada muy penetrativa, con una marcada reducción del tamaño de grano, lo cual contrasta con el bandeo metamórfico de las migmatitas sobre la cual se desarrolla. Estas rocas varían de protomilonitas a milonitas (Fig. 3.14), siendo estas últimas las más abundantes. La distribución de las fajas de rocas miloníticas en la Unidad Migmática es errática, sin embargo suelen desarrollarse en proximidades al contacto entre las distintas litológicos. La orientación de las fajas es concordante con el bandeo metamórfico y se dispone NNO-SSE, conformando bancos subangulosos.

Presentan una estructura milonítica caracterizada por la presencia de folias anastomosadas, las cuales se distinguen por su marcada reducción del tamaño de grano y por la recristalización dinámica de las fase minerales asociadas. Dichas folias conforman una matriz compuesta esencialmente de cuarzo, plagioclasa, biotita y escasa clorita, la cual rodea a porfiroclastos sigmoidales a complejos de plagioclasa, granate y feldespato alcalino.

Bajo el microscopio se observa una textura granolepidoblástica que varía a granoblástica localizada. En general presentan una esquistosidad grosera que varía localmente a una esquistosidad milonítica bien marcada (Fig. 3.14). Asimismo, se observan estructura S-C, donde la foliación C esta representada por la alineación de biotitas y recristalización de cuarzo, y la S por blástesis de biotitas.

La *plagioclasa* está presente en la matriz como pequeños cristales subhedros. Muestran maclado polisintético acuñado y alteración a sericita. Además se encuentra formando porfiroclastos sigmoides, los cuales se observan con bordes netos, tamaño medio y formas subhedras. Localmente se disponen muy alterados a sericita.

El *cuarzo* está formando cristales alongados, anhedrales no mayores a 1 mm, conformando también cintas compuestas de pequeños cristales subhedros. Los contactos entre granos son lobulados y engolfados, generalmente ocurre en forma de subgranos (Fig. 3.14).

La *biotita* se concentra en folias finas, como pequeñas laminas o tablillas siempre inferiores a 0,5 mm. Se disponen subhedras y con bordes acerrados, siempre curvas rodeando a porfiroclastos.

El *feldespato alcalino* se dispone siempre como porfiroclastos sigmoidales. Desarrolla cristales subhedros grande muy alterados. Muestra numerosas inclusiones de circón y opacos

El *granate* solo se dispone como grandes porfiroclastos complejos. Son subhedros, se dispone muy fracturados y con núcleos con numerosas inclusiones.

La *clorita* es escasa, siempre se presente asociada a biotitas en la matriz, como cristales finos, subhedrales y con tonalidad verde.

El *circón* y los *opacos* aparecen como cristales menores a 0,5 mm, son euhedrales a subhedrales y quedan como inclusión en las fases más abundantes.

La *sericita* se dispone siempre como pequeños cristales alterando a la plagioclasa y el feldespato alcalino.

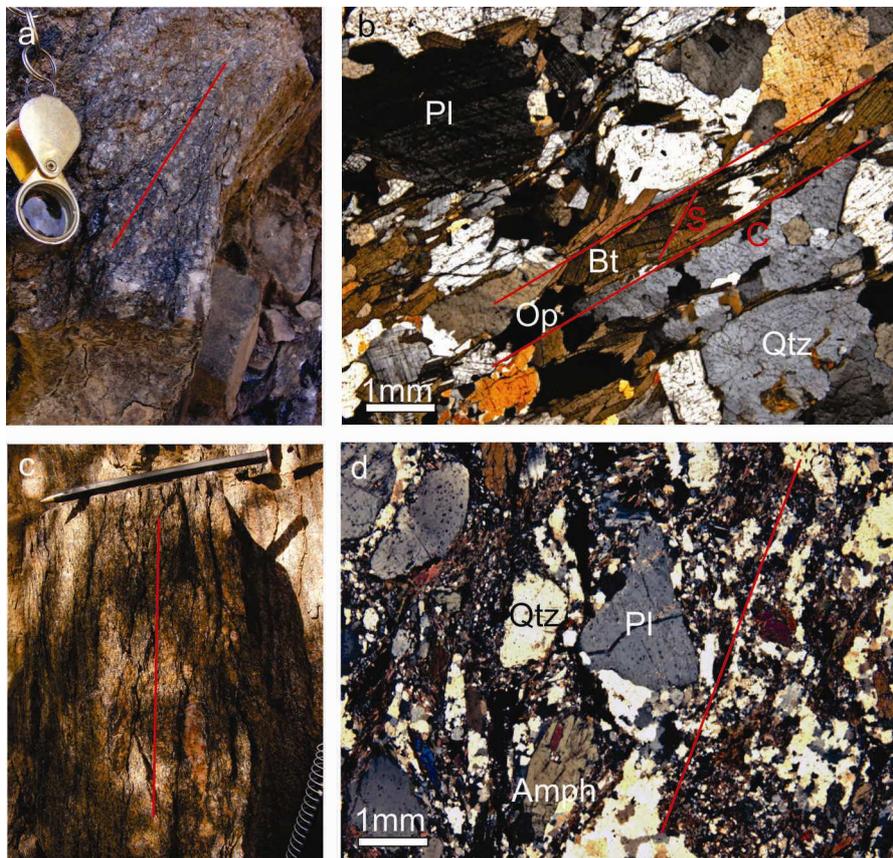


Figura 3.14: a) Fotografía de detalle de afloramiento donde se ve a una milonita desarrollada en migmatita. La línea muestra la orientación la foliación. b) Fotomicrografía a nicoles cruzados de la milonita donde se observa el desarrollo grosero de estructuras S-C. Es importante destacar la gran cantidad de opacos que aparecen en la roca. c) Fotografía del aspecto en afloramiento de milonita, la línea roja resalta la foliación. d) Fotomicrografía a nicoles cruzados de milonita desarrollada en tonalita/diorita, en este caso se observa un importante aumento en la tasa de deformación y un desarrollo de foliación milonítica importante, siendo principalmente el cuarzo y la biotita los minerales que recrystalizan, también se aprecia la presencia de anfíbol como porfiroclasto, junto con la plagioclasa.

3.4 UNIDAD DIORÍTICA

Ocupa el sector oeste del área de estudio y es la unidad que mayor distribución tiene en la comarca (ver anexo I: Mapa Geológico). La litología predominante en la unidad es la diorita. El contacto con la Unidad Migmática es neto, sin embargo en dicho límite se observan interdigitaciones de pequeños tabiques de diorita que intruyen a las migmatitas. Una característica inherente a esta unidad es su variación composicional, alcanzando miembros menos diferenciados y con mayor contenido en minerales ferromagnesianos, en el límite oeste de la quebrada.

En esta unidad también se presenta un cuerpo de gabro de pequeño tamaño (ver anexo I: Mapa Geológico), el cual posee un límite Este neto y afectado por una faja milonítica, y un límite Oeste transicional pasando gradualmente a diorita. Cabe destacar, que dentro de la unidad también se reconocen numerosos diques y/o *sills* pequeños de composición gábrica. Por último, en el límite occidental de la quebrada se reconoce la presencia de septos de gran tamaño de migmatitas, que localmente se intercalan con bancos pequeños de mármoles (ver anexo I: Mapa Geológico).

3.4.1 Dioritas

La diorita es el tipo litológico que predomina en la unidad y además es la roca con mayor extensión en el área de estudio. En afloramiento se presenta como grandes cuerpos de potencias superiores a 500 m, que muestran morfologías subredondeadas bochiformes. La diorita es melanocrática y de color grisáceo claro predominante a oscuro de manera sectorizada. Presenta una fábrica planar definida por la orientación subparalela de plagioclasas y anfíboles, esta estructura definida como foliación magmática es muy notoria y extendida en toda la unidad. Cabe destacar, que en algunos casos las dioritas son afectadas por deformación milonítica, que ocasiona que las fases minerales se estiren y/o aplasten retrabajando a la fábrica planar magmática (Fig. 3.15). En el límite con la Unidad Migmática, se observan intercalaciones a modo de pequeños septos de diorita incluidos en las migmatitas (Fig. 3.15).

La diorita presenta numerosos diques y/o enclaves de composición gábrica, los cuales aparecen distribuidos de manera aleatoria en la unidad. Se caracterizan por poseer formas cuneiformes, lenticulares o lobados (Fig. 3.15), y su tamaño varía de cuerpos de gran tamaño (5 m de potencia) a algunos muy pequeños que no superan los 10 cm de potencia. Cabe destacar, que dichos septos se disponen de manera paralela a subparalela con la fábrica magmática presente en las dioritas.

La composición de esta litología se caracteriza por la coexistencia de plagioclasa con cantidades variables de clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol, también contiene, escaso cuarzo y biotita, y como fases accesorias menores circón, apatito y opacos. Se registra la aparición de sericita como fase secundaria. Dada su composición podría adjetivarse a esta roca como una diorita anfibólica piroxénica.

Un rasgo notorio de esta litología es la variación en la proporción modal de minerales ferromagnesianos, destacando una diorita con alto porcentaje de estos minerales y caracterizada además por presentarse más homogénea y sin enclaves. Asimismo, donde la proporción de minerales ferromagnesianos en baja la roca exhibe una abundancia marcada de diques y/o enclaves gábricos. Cabe destacar, que de manera localizada y coincidiendo con un incremento local en la proporción de cuarzo, la diorita se intercala con pequeños cuerpos tonalíticos.

Por último, de manera localizada se reconocen incluidos dentro de la diorita septos de migmatita (Fig. 3.15), o restos de estos pequeños cuerpos parcialmente asimilados, destacando por la presencia de granate inmerso en parches de composición diorítica.

Bajo el microscopio se puede observar que la diorita posee una textura inequigranular hipidiomórfica, sin embargo dicha de manera local se presenta una textura granoblástica y un desarrollo incipiente de recristalización por rotación de subgranos (Fig. 3.16).

La *plagioclasa* se observa como grandes cristales subhedros a euhedros. Muestran maclas polisintéticas algo difusas y/o flexuradas. En todos los cristales se desarrolla sericita como alteración e incluye circón y opacos.

El *anfíbol* (Hbl) aparece en variada proporción, como cristales grandes y de hábito subhedral. Ocurre de dos maneras, una con clivaje de buen desarrollo y de colores parduscos intensos, y la otra donde el clivaje es borroso y exhibe colores verdosos oscuros. Incluye a opacos (Fig. 3.16).

El *clinopiroxeno* y *ortopiroxeno* ocurren en contacto mutuo, y tienen un hábito subhedro a euhedro localizado. El ortopiroxeno es de color rosado y tiene un pleocroismo rosado oscuro, mientras que el clinopiroxeno es incoloro y posee el clivaje mejor desarrollado. Incluye a opacos, apatito y circón.

La *biotita* posee un hábito subhedral y tamaños que medio. Ocurre de dos maneras diferentes, una desarrolla buen clivaje y una coloración pardusca intensa, en tanto que en la otra el clivaje se observa difuso y se presenta muy desferrizada.

El *cuarzo* es de tamaño pequeño y los cristales presentan bordes lobados y engolfados. En la mayoría de los casos presenta extinción ondulosa y generación local de subgranos.

El *apatito*, *circón* y los *opacos* se disponen como cristales muy finos, siempre subhedrales a euhedrales. Los opacos ocurren rellenando espacios intersticiales entre cristales o bien como inclusiones dentro del anfíbol, son muy abundantes y localmente se disponen con gran tamaño.

La *sericita* define cristales muy pequeños siempre alterando a plagioclasa.

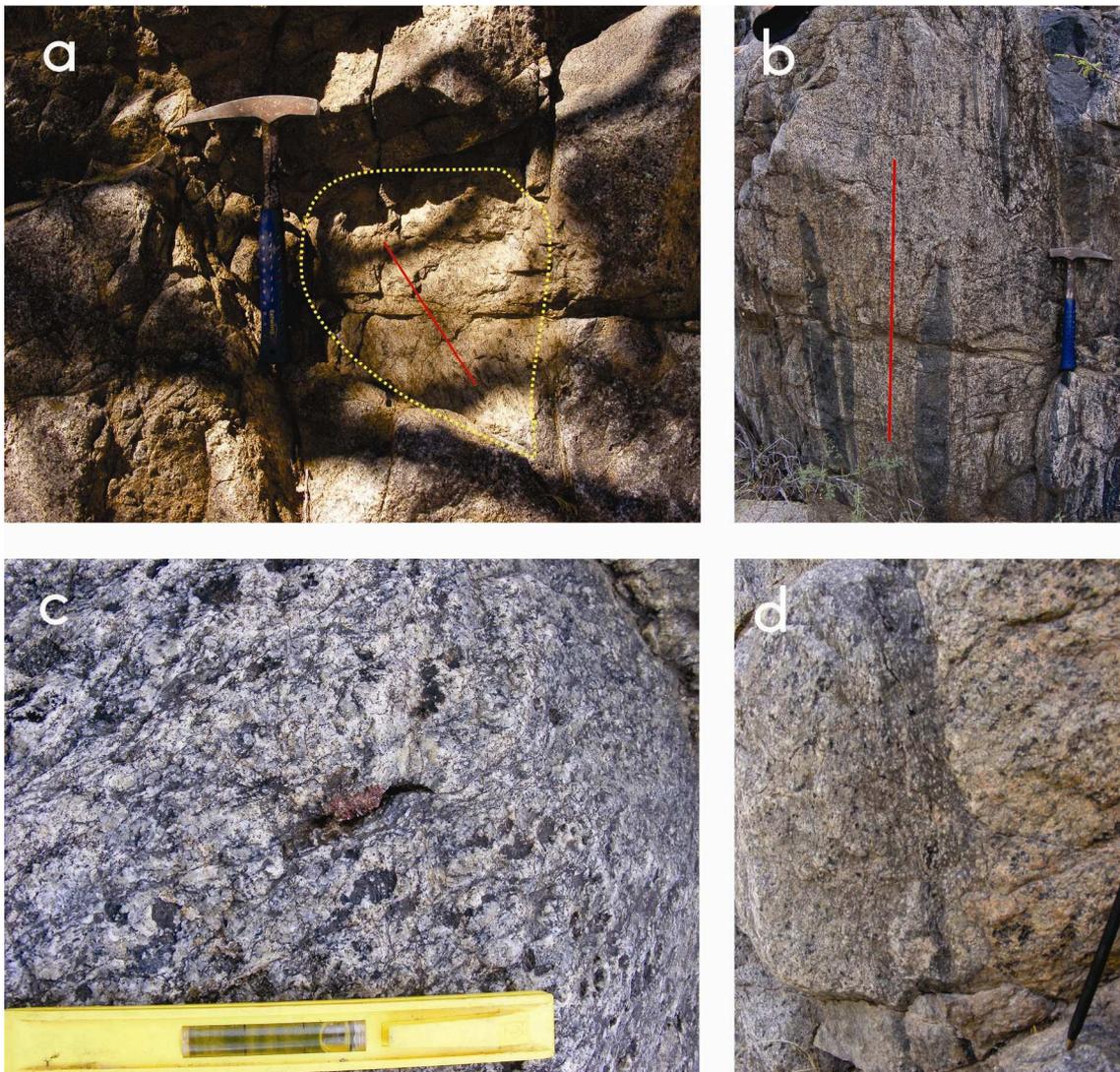


Figura 3.15: a) Fotografía de afloramiento donde se observa un tabique de diorita incluido en migmatita manteniendo la foliación magmática original. b) Fotografía de afloramiento donde se ve la foliación magmática (línea roja) representada por la orientación mineral y alineación de enclaves. c) Fotografía de detalle que ilustra la presencia del tabique migmatítico incluido en la diorita. d) Fotografía donde se observa el aspecto de las fajas de rocas milonítica afectando a la diorita.

Por otra parte, cabe destacar que el septo de migmatita que está incluido en la diorita, a escala microscópica posee una textura granoblástica, con una matriz de grano muy fina e intensamente recrystalizada. Predomina la recrystalización y procesos de migración de bordes de grano, con muchos contactos entre los granos a 120° (Fig. 3.16).

El *granate* tiene un color rosado a nicoles paralelos, presenta fracturas intragranulares y se constituye como un blastos grandes subhedros a anhedros. Localmente son poiquilíticos, se observan desmembrados y con numerosas inclusiones.

La *plagioclasa* y *cuarzo* se disponen como cristales subhedros y anhedros, de tamaño medio. Se disponen conformando aglomerados de blastos de variado tamaño, los cuales presentan bordes engolfados e interdigitados entre si.

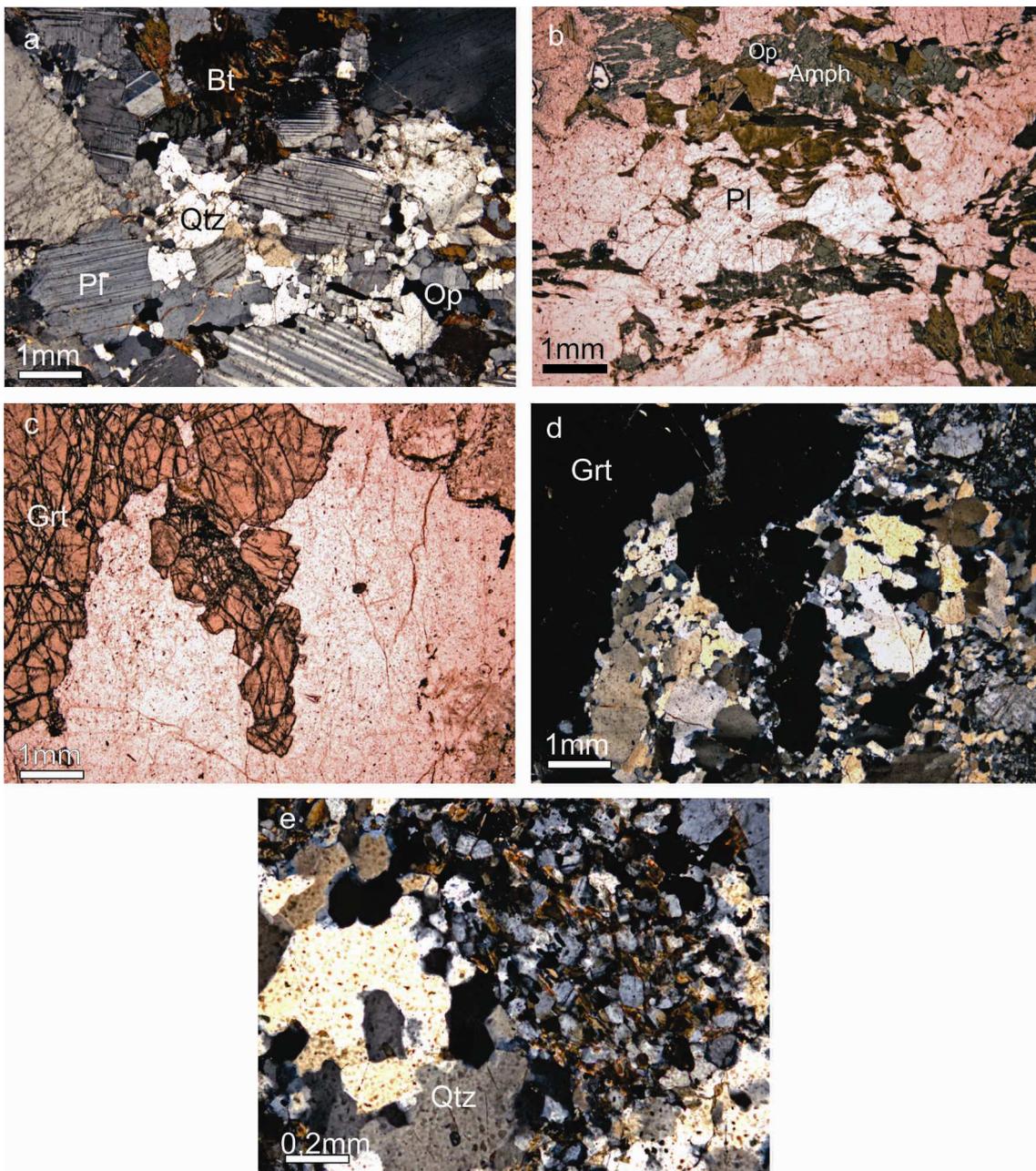


Figura 3.16: a y b) Fotomicrografías a nicols cruzados y paralelos en donde se observa la textura de algunas dioritas. El cuarzo aparece localmente recrystalizado y la plagioclasa prácticamente sin deformación. El anfíbol está siendo reemplazado por biotita y tiene un comportamiento frágil. La muestra exhibe gran cantidad de óxidos. c, d y e) Fotomicrografías a nicols paralelos y cruzados del tabique de migmatita con granate que está incluido en la diorita. Se observa como la matriz rellena las fracturas del granate. En la figura e) se observa como la recrystalización estática predomina por sobre la dinámica. La composición de la matriz consta de cuarzo, plagioclasa y biotita.

3.4.2 Gabros

Este tipo litológico ocurre dentro de la Unidad Diorítica conformando un cuerpo grande que tiene una potencia aproximada de 100 m (ver anexo I: Mapa Geológico). Además, también se presenta a modo de enjambres de diques y/o *sills* de variada escala.

El cuerpo gábrico de mayor tamaño exhibe una morfología lenticular, donde su contacto con las dioritas es neto y está afectado por una faja milonítica, en tanto que su límite Oeste es transicional, resolviéndose en aproximadamente 40 m pasando gradualmente a diorita (Fig. 3.17).

Dicho cuerpo gábrico presenta variaciones texturales internas, abarcando un amplio espectro en cuanto al tamaño de los cristales, variando de grano grueso a grano fino. Es inequigranular y color mesocrático. Los minerales que conforman la roca son plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno, escasa biotita y cuarzo, y como accesorios recurrentes circón, apatito y opacos. Posee como particularidad la presencia de bolsones con desarrollo de grandes cristales de anfíboles que superan ampliamente el centímetro (Fig. 3.17). Dada su composición mineralógica queda definido como un gabro hornbléndico.

A escala microscópica se observa una textura de grano grueso, inequigranular e hipidiomórfica, mostrando de manera local el desarrollo de puntos triples (Fig. 3.18).

La *plagioclasa* es de gran tamaño, posee un hábito euhedral y un maclado polisintético que es en general difuso. Esporádicamente la extinción de los cristales es en parches. Posee inclusiones de clinopiroxeno, anfíbol, circón, apatito y opacos. Se altera a sericita.

El *anfíbol* aparece en gran proporción, como cristales medianos y hábito euhedral. Desarrolla microtexturas de intercrecimiento con cuarzo. Es frecuente que aparezca biotita como fase secundaria desarrollada en el anfíbol.

El *clinopiroxeno* es escaso, se presenta con hábito subhedro y tamaño medio. La mayoría de los cristales presentan colores de birrefringencia similares a los del anfíbol y no poseen el clivaje típico en dos direcciones a 90°, es afectado por procesos de uralitización.

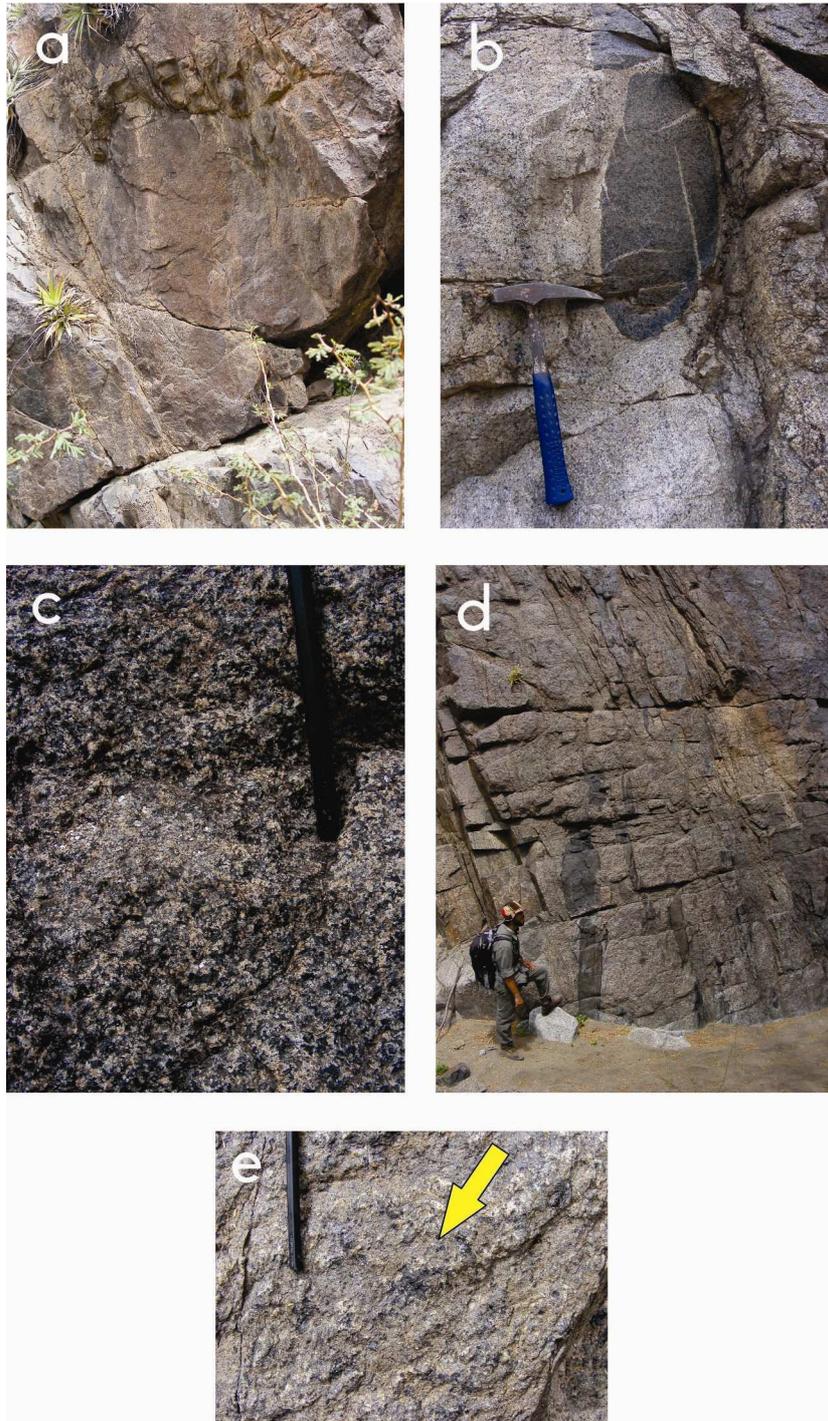


Figura 3.17: a) Fotografía de afloramiento en donde se ve el contacto transicional de cuerpo gábrico a diorita. b) Fotografía en donde se observa un enclave ovoidal mostrando el proceso de retrointrusión. c) Textura típica del cuerpo gábrico presente en la unidad diorítica. d) Afloramiento representativo de la unidad diorítica, en el se observan grandes enclaves incluidos de manera concordante y siendo desmembrados. e) Fotografía de detalle en donde se muestra la textura particular del cuerpo gábrico donde la flecha amarilla señala bolsones con grandes cristales de anfíboles.

La *biotita* es subhedral, tiene un tamaño que medio y presenta buen desarrollo de clivaje, sin embargo localmente suele exhibir un clivaje difuso. Posee un pleocroismo particular que varía de pardo rojizo a pardo claro.

El *apatito*, *circón* y los *opacos* se disponen como cristales pequeños, subhedrales a euhedrales. Los opacos son anhedros y se asocian a anfíbol.

La *sericita* se presenta como cristales pequeños sobre plagioclasa.

Por su parte, los gabros que se disponen como cuerpos lenticulares a modo de enclaves o diques pequeños, se caracterizan por estar incluidos normalmente en diorita dispuestos de manera concordante con la foliación magmática de la misma (Fig. 3.17). Muestran formas complejas, pudiéndose describir como cuneiformes, lenticulares y lobulados principalmente. Estos varían de cuerpos voluminosos de más de 2 m de potencia con bordes bien definidos, a cuerpos de menor tamaño (< 50 cm potencia) con bordes difusos, incluso llegando a aparecer muy reabsorbidos (Fig. 3.17).

En esta zona se observan fenómenos de retrointrusión por parte del magma diorítico. Es frecuente que los cuerpos gábricos se presenten fracturados y con fundido diorítico relleno de dichas fracturas. Sin embargo, en las localidades donde se observa este fenómeno, los bordes de los enclaves se presentan desflecados y con formas lobuladas (Fig. 3.17).

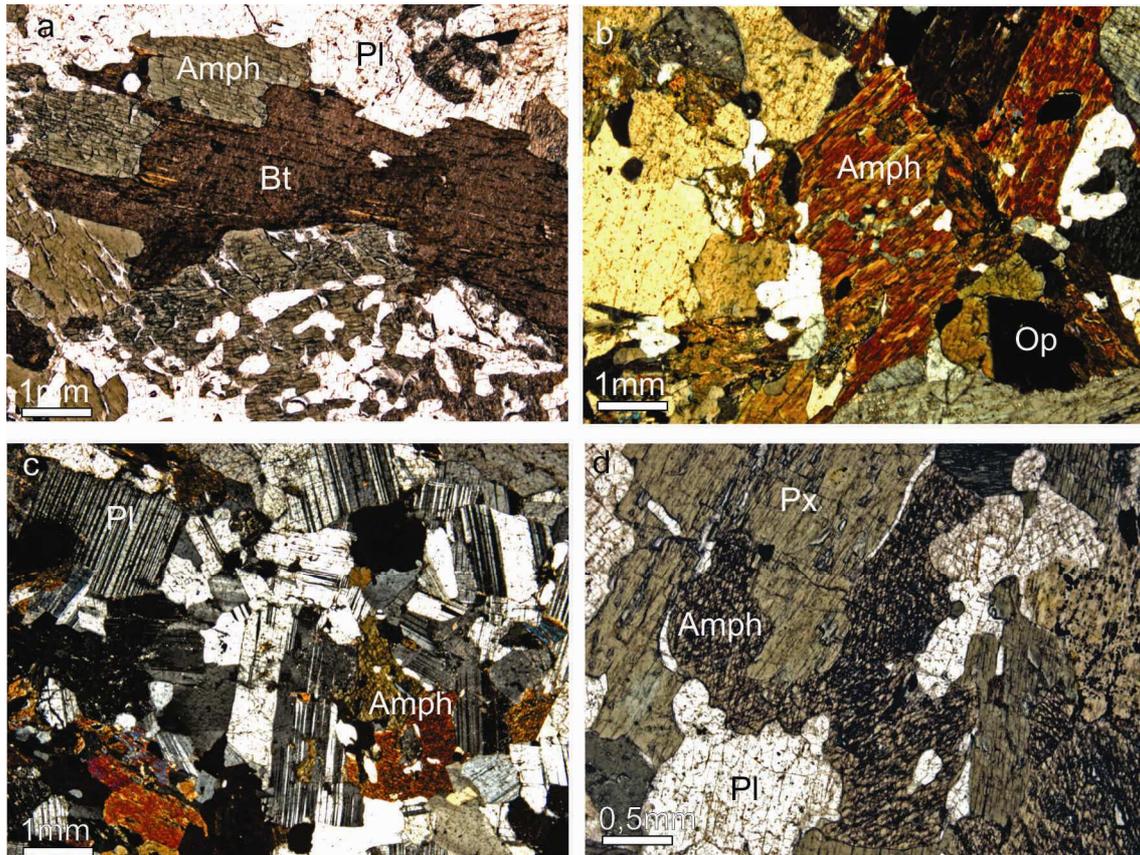


Figura 3.18: a) Fotomicrografía a nicols paralelos en donde se ve a la biotita creciendo a expensas de anfíbol, la misma exhibe un pleocroismo desde pardo rojizo a pardo claro. b) Fotomicrografía a nicols cruzados en donde se ve el intercrecimiento de cuarzo y anfíbol. c) Fotomicrografía a nicols cruzados donde se observa la textura típica del gabro, presenta una textura ígnea con un leve desarrollo de puntos

triples. d) Fotomicrografía a nicoles paralelos en donde se ve un ejemplo que ilustra el proceso de uralitización.

3.4.3 Migmatitas y mármoles.

En el sector occidental del área estudia aparece un cuerpo de migmatita muy similar a la descrita anteriormente, solo diferenciándose por mostrar una mayor proporción de granates. Dicho cuerpo migmatítico se intercala al tope del mismo con un banco pequeño de mármol (Fig. 3.19).

Este punto, al final de la quebrada, es particular debido a que se observa como el tabique de migmatita incluye diques dioríticos, estos están en una íntima relación de interdigitación con la migmatita. Además, se observa a un enjambre de diques y/o *sills* gábricos que están intruidos tanto en la migmatita como en la diorita (Fig. 3.19).

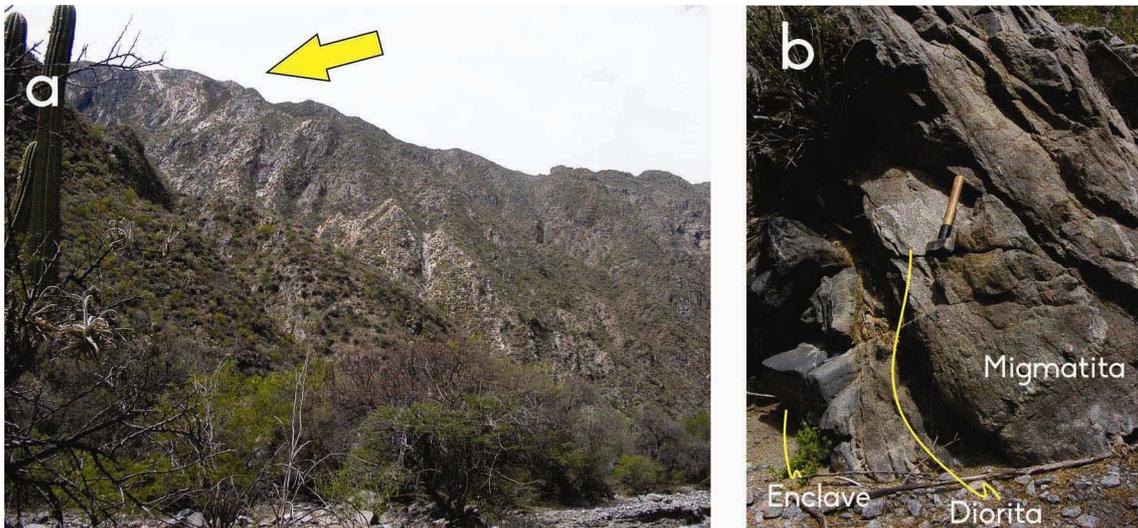


Figura 3.19. a) Fotografía donde se muestra la presencia de mármoles en el tope de la quebrada de la Virgen señalados por flecha amarilla. b) Fotografía de afloramiento que muestra la yacencia entre migmatita-diorita-enclaves máficos.

La migmatita es de tipo estromatítica, con intercalaciones de 2 a 1 cm de potencia de lecusomas compuestos por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y granate, con mesosomas ricos en plagioclasa, biotita y cuarzo. Localmente se define un estrecho melanosoma de < 1 cm compuesto de biotita. Su textura es granoblástica y localmente granolepidoblastica. En tanto que el mármol, muestra textura granoblástica, es masivo y se compone de calcita, dolomita y escasos accesorios dominados por moscovita.

4. ESTRUCTURA INTERNA DEL BASAMENTO

4.1 GENERALIDADES DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL BASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO.

El estudio de la estructura interna del basamento del área se abordó mediante un análisis a distintas escalas, megascópica, mesoscópica y microscópica. En consecuencia se utilizaron diferentes técnicas y métodos para relevar los datos estructurales y su posterior análisis en el gabinete, basados en la metodología clásica vertidas por Turner y Weiss (1963), Nicolas y Poirier (1976), Sibson (1977), Simpson y Schmidt (1983), Chester y Logan (1986), Groshong (1988), Mitra (1992), Hanmer y Passchier (1991), Passchier y Trouw (1996), Vernon (2004), entre otros.

En primer lugar se reconoció mediante la utilización de fotografías aéreas e imágenes de satélite, megaestructuras definidas como lineamientos que afectan al área de estudio. Los lineamientos principales tienen orientación NNE-SSE observándose una concordancia con el megalineamiento Valle-Fértil que actualmente eleva las sierras de Valle-Fértil-La Huerta (Zapata y Allmendiger 1997). Además fueron definidos numerosos lineamientos menores, dispuestos de manera oblicua a la estructuración principal. Todas las estructuras mencionadas con anterioridad son de carácter frágil y dividen a la serranía en grandes bloques.

En segundo lugar y a escala mesoscópica, se define que todas las litologías exhiben una estructuración interna similar a lo largo del área relevada. En este sentido, se relevaron una serie de estructuras planares producto de procesos tanto magmáticos, metamórficos como deformacionales. Se puede reconocer dentro de las Unidades Diorítica y Tonalítica una foliación magmática (S_0), la cual se desarrolla de manera coetánea y con similar orientación espacial que la foliación migmatítica (S_1), reconocida en la Unidad Migmatítica. Asimismo, se reconoce una estructura planar anastomosada de carácter dúctil, generada en condiciones de alta temperatura, que se superpone a la fábrica magmática y se define como una foliación milonítica (S_1). Por último, se define una estructura planar anastomosada de tipo milonítica, pero en este caso generada en condiciones de media a baja temperatura (S_2), y se superpone a todas las estructuras antes mencionadas.

4.2 FOLIACIÓN MAGMÁTICA

En todas las rocas ígneas plutónicas presentes en el área de estudio, la foliación magmática (S_0) es reconocida de manera inequívoca. Dicha foliación está representada

en la mayoría de los casos, por la alineación de minerales tabulares y subhedrales de plagioclasa, anfíbol y/o biotita (Fig. 4.1). Asimismo, también queda evidenciada por la orientación subparalela de numerosos enclaves máficos (gábricos), los cuales se sitúan siempre concordantes con la alineación mineral interna de la roca hospedante (Fig. 4.1). A escala de afloramiento, y de manera difusa, en ocasiones se puede distinguir que la foliación magmática queda representada por un bandeado composicional grosero. Dicho bandeado interno, queda definido por la intercalación de bandas leucocráticas caracterizadas por un alto contenido en cuarzo y feldespatos, que alternan con bandas melanocráticas dominadas por biotita y anfíbol (Fig. 4.1).

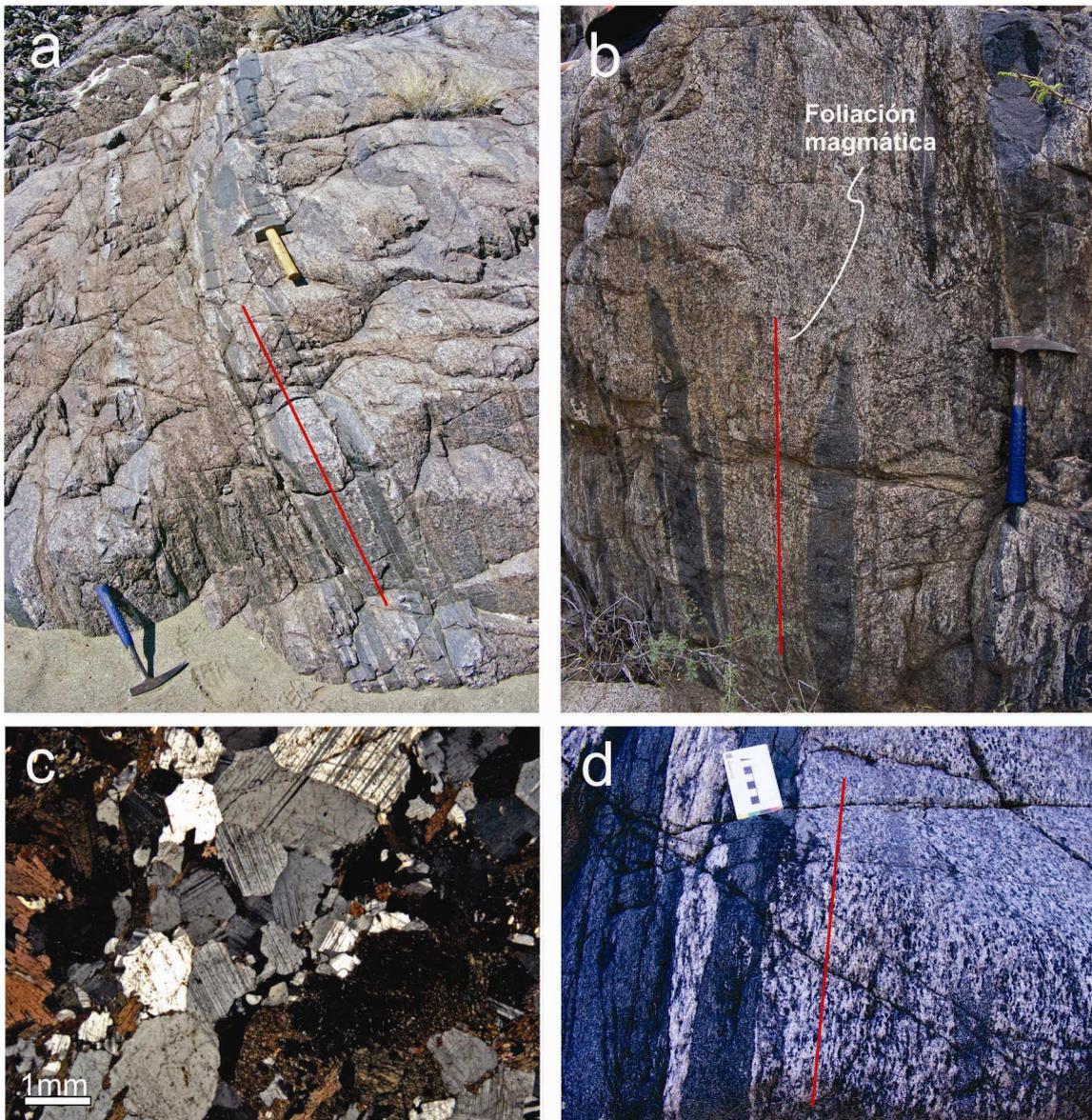


Figura 4.1 a) Fotografía de afloramiento donde se representa la foliación magmática en tonalita, con la línea de trazo rojo se resalta la foliación. b) Foliación magmática en dioritas, resaltada por la presencia de enclaves máficos. c) Fotomicrografía a nicóles cruzados donde se observa la foliación magmática representada por intercalación de bandas de diferente composición. d) Alineación de plagioclasas y anfíboles definiendo la foliación, sumado a la presencia de enclaves subparalelos.

Asimismo, en secciones delgadas dicha foliación se define en algunos casos, por el desarrollo de un bandeo composicional el cual se torna por lo general difuso (Fig. 4.1).

Con respecto a la disposición espacial de la foliación magmática, cabe destacar que ésta en la unidad tonalítica se dispone con rumbos que varían entre 300° N y 22° N. Sin embargo, la mayor parte de las estructuras relevadas se disponen entre los 325° N y 350° N, y cuyo buzamiento promedio es de 65° hacia el Oeste (Fig. 4.2).

En lo que respecta a la unidad diorítica, la foliación magmática presenta un acotado rango de variación en cuanto su rumbo, variando entre 350° N y 35° N. Cabe destacar, que la proporción más alta de las estructuras relevadas se disponen siempre entre los 10° N y 15° N, y con un buzamiento promedio de 75° hacia el Oeste (Fig. 4.2).

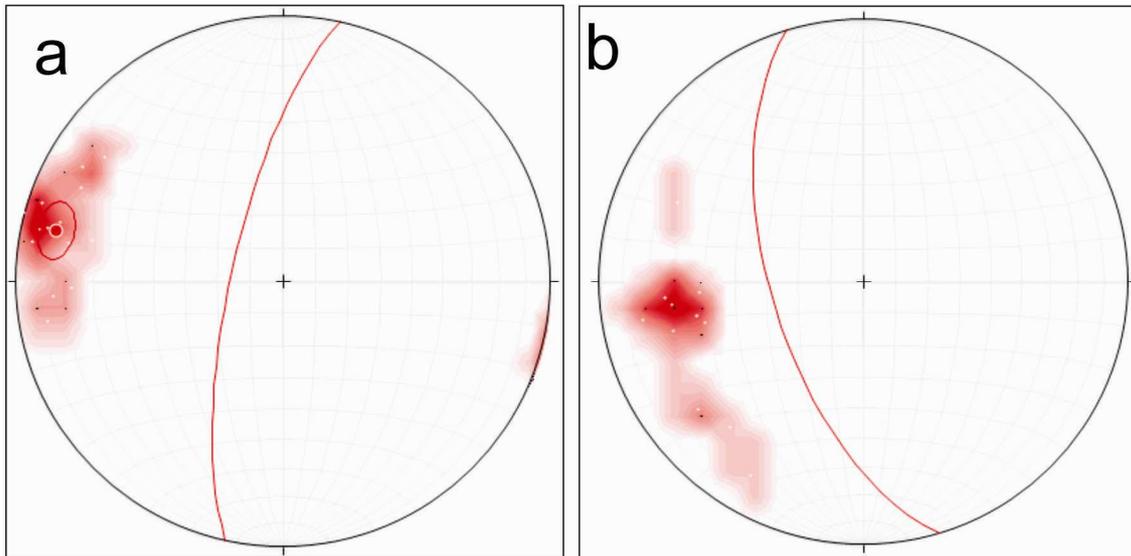


Figura 4.2: Diagramas de polos de la red de Smith en el hemisferio inferior representando la orientación de las foliaciones magmáticas. En a) se representa la foliación en la Unidad Diorítica y en b) la foliación en la Unidad Tonalítica. En ambos diagramas se agrega un plano representando la orientación promedio de la estructura.

4.3 FOLIACIÓN MIGMÁTICA

En el caso de las migmatitas, la fábrica planar definida en ellas (foliación migmática S_1) se manifiesta como a través del desarrollo de un bandeo metamórfico de tipo composicional. Dicho bandeo composicional queda representado por la intercalación regular de bandas leucocráticas, conformada por cuarzo, feldspatos, granate y cordierita, definiendo a los denominados leucosomas. El espesor de estas bandas es variable entre 2 a 5 cm. Asimismo, dichas bandas leucocráticas se intercalan con bandas mesocráticas de 2 a 3 cm de potencia, conformadas por una alta proporción de biotita, cuarzo, plagioclasa y granate, que definen a los mesosomas. De manera local

y aleatoria, se definen bandas discontinuas y de espesor siempre inferior a 1cm, conformadas íntegramente por biotitas y en algunos casos granate, representando a los melanosomas (Fig. 4.3).

La foliación en las migmatitas se dispone espacialmente con rumbo variado, siempre entre 300° N y 22° N. Aunque el mayor porcentaje de las estructuras relevadas se disponen con rumbos entre los 325° N y 350° N, y cuyo buzamiento promedio es de 65° hacia el Oeste (Fig 4.6).



Figura 4.3: a y b) Fotografía de afloramiento donde se exhibe la foliación metamórfica representada por la intercalación de leucosomas con melanosomas. c) Fotografía de afloramiento donde se observan enclaves máficos subparalelos a la foliación metamórfica.

4.4 FOLIACIÓN MILONÍTICA DE ALTA TEMPERATURA

Esta estructura planar definida como una foliación milonítica de alta temperatura (S_1), se reconoce en afloramiento por el desarrollo de folias finas, menores a 2 cm, que

muestran una morfología curvilinear de carácter anastomosado. Dichas folias están conformadas, dependiendo el protolito, por cuarzo, feldespatos, anfíboles y/o biotita, los cuales exhiben un estiramiento generalizado, con reducción del tamaño de grano y generación de cintas de recristalización, conformadas por microcristales con bordes rectos y/o con uniones de puntos triples (Fig. 4.4).

En el microscopio dicha foliación se manifiesta como un bandeo sutil, localmente discontinuo, que muestra una morfología anastomosada. Intrenamente en dichas bandas, las fases minerales exhiben procesos de migración de bordes de grano, desarrollo de puntos triples y recristalización dinámica, produciendo una obliteración parcial de las fábricas originales. Además, se observa que fases minerales como plagioclasa y anfíbol presentan deformación intracristalina, evidenciada por el desarrollo de extinciones lamelares y maclados mecánicos (Fig. 4.4).

Las estructuras planares que corresponden a esta foliación tienen una orientación completamente concordante con las foliaciones antes descritas, con rumbos que varían entre 330° N y 355° N, siempre buzante al Oeste y con valores $< 70^{\circ}$.

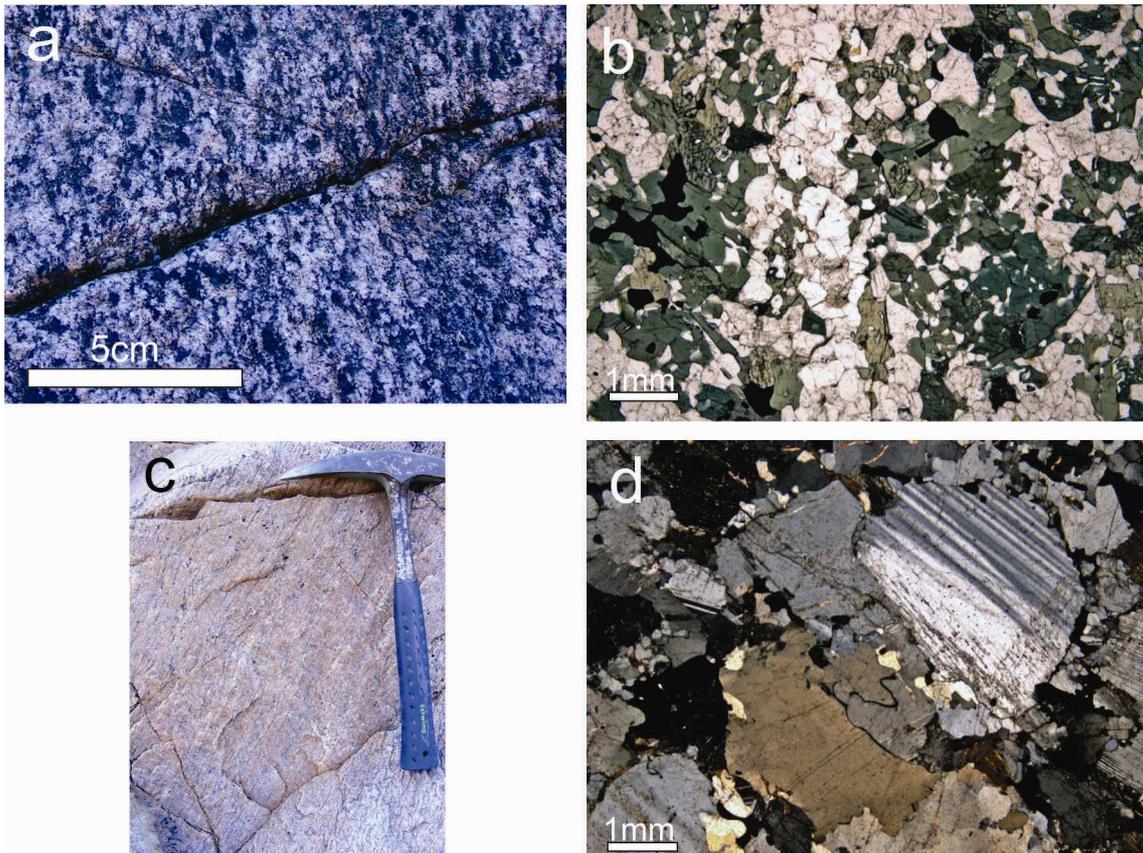


Figura 4.4: a) Fotografía de afloramiento en donde se observan los cristales de plagioclasa y anfíbol estirados. b) Fotomicrografía a nicols paralelos de enclave máfico, donde se observa un bandeamiento claro. c) Fotografía de afloramiento de granito con foliación por deformación dúctil. d) Fotomicrografía a nicols cruzados en donde se observa la foliación fina y difusa.

4.5 FOLIACIÓN MILONÍTICA DE BAJA Y MEDIA TEMPERATURA.

La foliación milonítica de baja y media temperatura (S_2), se define de manera inequívoca dentro de las fajas miloníticas que se desarrollan en la zona de estudio. Dicha foliación representa una estructura planar dúctil, de morfología anastomosada curvilinear, que se superpone y retrabaja a las estructuras originales de los protolitos. En ocasiones esta fábrica milonítica se exhibe como un bandeo de espesores < 1 cm, anastomosado, que muestra internamente recristalización sincinemática de biotita, cuarzo, plagioclasa, generando una matriz fina la cual rodea a porfiroclastos sigmoidales o de morfologías complejas de plagioclasa y anfíbol (Fig. 4.5). En el microscopio se define la foliación milonítica en la matriz de las rocas miloníticas, representada por la intercalación de folias finas anastomosadas formadas por biotita, plagioclasa y cuarzo. Cabe destacar, que dentro de esta fábrica el cuarzo se encuentra completamente recristalizado y habitualmente forma cintas, y junto a biotita muestran numerosas microestructuras deformacionales intracristalinas, que van desde plegamientos tipo *kink* a extinciones en damero o lamelares y morfologías de pez (Fig. 4.5).

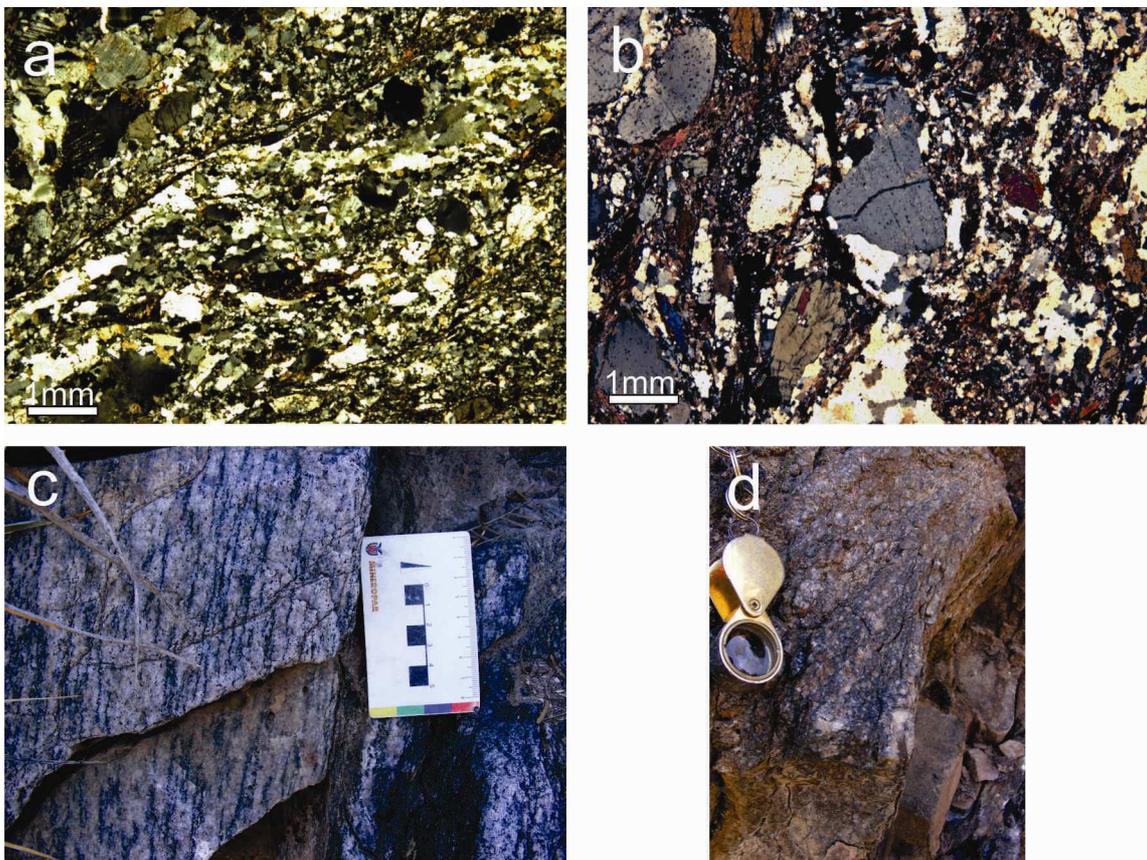


Figura 4.5: a y b) Fotomicrografías a nicols cruzados de la foliación milonítica, exhibiendo el bandeo anastomosado que las caracteriza, además en (a) se observa la estructura S-C presente. c y d) Fotografías en afloramiento de la foliación milonítica.

En cuanto a su orientación espacial, dicha estructura muestra una recurrencia en sus rumbos, que varía entre 350° N y 355° N y con un buzamiento siempre de alto ángulo hacia el Oeste (entre 50° y 80°). Sin embargo, en algunos sectores la foliación se presenta con rumbo entre 10° N y 12° N, siempre dicha orientación se alcanza en sectores donde la foliación magmática o metamórfica original del protolito muestra esos rumbos.

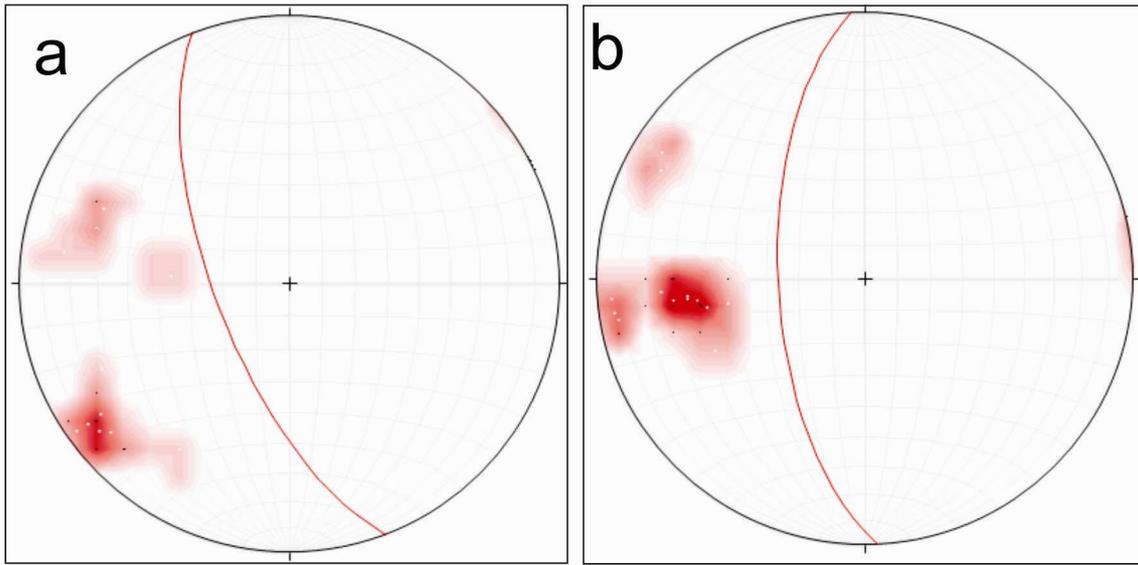


Figura 5.6: a) Diagrama de polos de la red de Smith en el hemisferio inferior representando la orientación de la foliación migmática. b) Diagrama de polos de la red de Smith en el hemisferio inferior representando la orientación de la foliación milonítica.

5. QUÍMICA MINERAL

5.1 INTRODUCCIÓN

Se analizó la química mineral de rocas ígneas y metamórficas presentes en el área de estudio. El procedimiento analítico que se utilizó para analizar los minerales se describe en materiales y métodos. Por un lado, en lo que respecta a las rocas ígneas, se analizó una muestra proveniente del cuerpo gábrico que tiene mayor exposición areal en el área estudiada. El gabro está constituido por los dos piroxenos, plagioclasa, anfíbol, óxidos y una fracción pequeña de cuarzo. En tanto que, entre las migmatitas se selecciono para estudiar los minerales una sección delgada confeccionada en un neosoma rico en granate, biotita y cordierita. Esto para caracterizar la composición de los minerales que son más usados para estimar las condiciones de temperatura que alcanzó la migmatita. En la mayoría de los casos la composición química de minerales se describió siguiendo el libro *An introduction to the rock-forming minerals* de Deer et al. (1992), complementado este libro con algunos estudios específicos usados para clasificar algunos grupos de minerales.

5.2 COMPOSICION DE MINERALES EN LOS GABROS

5.2.1 Clinopiroxeno

Este mineral aparece como fase constitutiva esencial de la roca analizada, además se encuentra formando parte de las demás rocas gábricas presentes en el área de estudio.

Los análisis de clinopiroxeno se normalizaron en base a una formula mínima de 6 oxígenos. Para el clinopiroxeno se considero el sistema simple con extremos de Mg (enstatita = En) Fe (ferrosilita = Fs) y Ca (wollastonita = Wo). En los diagramas de En-Wo-Fs se proyectan las composiciones de los clinopiroxenos analizados, en los que se puede observar que en la mayoría se trata de términos de diópsido mientras que solo uno se proyecta en el campo de la augita, siguiendo la nomenclatura de Morimoto *et al.* (1989), la relación $Fe/Fe+Mg$ es bastante constante, y siempre varia entre 0,70 y 0,75 (Fig. 5.1).

Estos clinopiroxenos son ricos en Ca, lo que es típico de clinopiroxenos de series calco-alcalinas.

5.2.2 Ortopiroxeno

El ortopiroxeno es un mineral formador esencial de las rocas gábricas que afloran en el área de estudio. El ortopiroxeno aparece en el gabro estudiado en una proporción similar al clinopiroxeno.

La normalización de la fórmula y la variación de la composición del ortopiroxeno se trató igual que la del clinopiroxeno, pero sin el miembro extremo cálcico (Wo). En el diagrama En-Wo-Fs se proyectan en su totalidad en el campo de la enstatita según la nomenclatura propuesta por Morimoto *et al.* (1989), siendo comprendida la proporción de esta fase entre $En_{60,9}$ y $En_{64,4}$ (Fig. 5.1).

Al igual que en los clinopiroxenos la relación $Fe/Fe+Mg$ es constante y algo menor, estando comprendida entre 0,62 y 0,65.

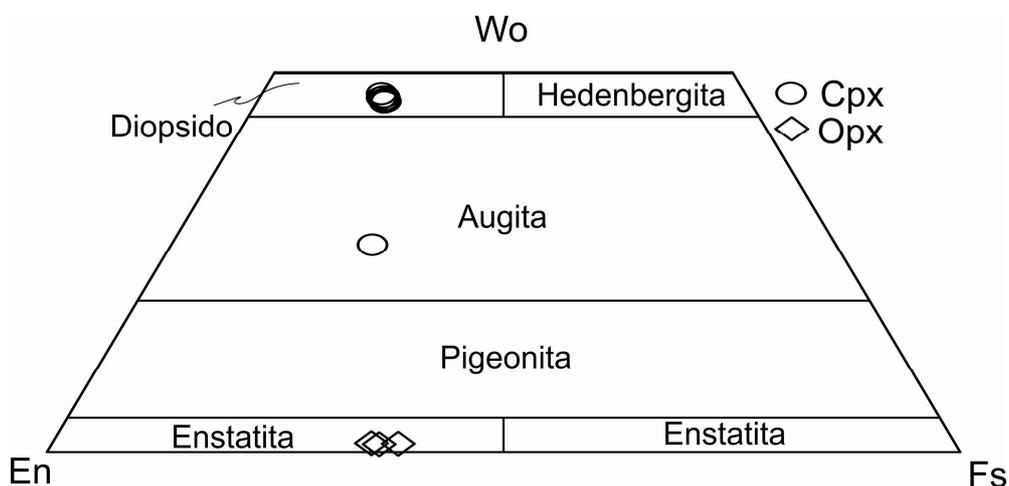


Figura 5.1: Diagrama de clasificación de piroxenos enstatita-ferrosilita-wolastonita (En-Fs-Wo)

5.2.3 Anfíbol

El anfíbol está presente en todas las rocas gábricas del área estudiada. Las relaciones texturales que muestra el anfíbol sugieren que, en parte, puede ser un mineral que cristalizó cuando toda la roca había cristalizado (posmagmático). Por eso, se selecciono un gabro con textura ígnea casi sin modificaciones.

Siguiendo la nomenclatura de Leake *et al.* (1997) todos los anfíboles se proyectan en el grupo de los anfíboles cálcicos ya que tiene en sitios cristalográficos B más de 1,5 cationes de Ca (pfu). Además, la abundancia de álcalis (Na + K) es en general mayor que 0,5 y específicamente en el campo de la pargasita (Fig. 5.2).

No se registraron variaciones significativas en la composición de los anfíboles analizados, exhibiendo una constancia en el contenido de los iones, es importante notar la existencia de $\text{TiO}_2 \approx 1,7 \%$ p/p y cantidades de $\text{Cr}_2\text{O}_3 \approx 0,1 \%$ p/p.

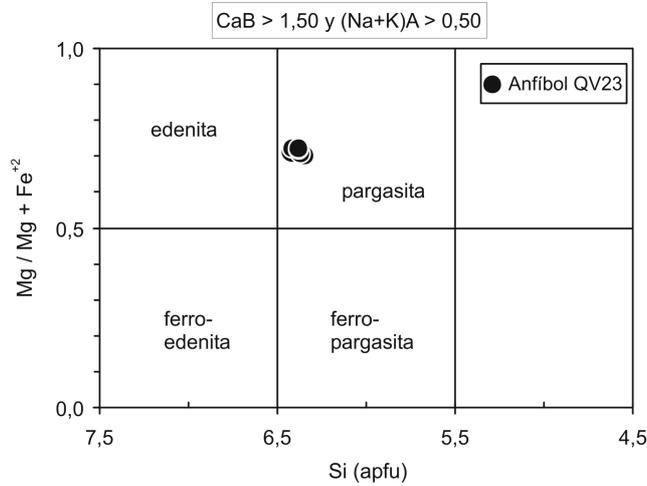


Figura 5.2: Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos propuesto por Leake *et al.* (1997).

5.2.4 Plagioclasa

Los análisis de plagioclasa se normalizaron en base a una fórmula mínima de 8 oxígenos. En general la plagioclasa de las rocas ígneas es una solución sólida entre dos miembros extremos, anortita ($\text{An} = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) y albita ($\text{Ab} = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$). Esta solución sólida incluye muy poca proporción de componente ortoclasa ($\text{Or} = \text{KAlSi}_3\text{O}_8$).

La plagioclasa analizada tiene una composición bastante constante en el gabro analizado, ya que fueron proyectadas en un diagrama An-Ab-Or y se observó que la composición varía entre $\text{An}_{82,3}$ y $\text{An}_{87,4}$ (Fig. 5.3). Esto es consistente con la ausencia de zonado composicional y las características similares observadas en todas las secciones delgadas.

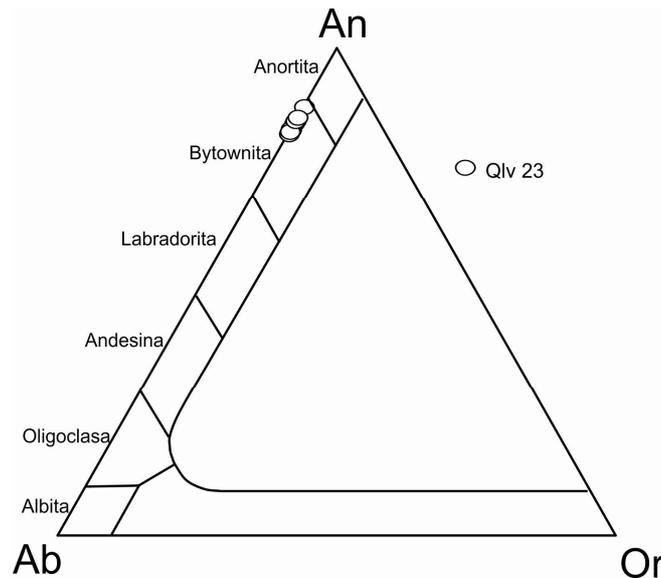


Figura 5.3: Diagrama Ab-An-Or para clasificación de plagioclasas.

5.3 COMPOSICION DE MINERALES EN ROCAS METAMÓRFICAS

5.3.1 Granate

El granate es un mineral en el cual su composición varía en cuatro miembros extremos que constituyen una solución sólida completa entre ellos. Los miembros extremos son piropo ($\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), almandino ($\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), grosularia ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) y espesartina ($\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$). Considerando esto, la composición se calculó en base a una fórmula mínima de 12 oxígenos y se realizó un perfil obteniendo 14 puntos a lo largo del granate.

De todos los minerales presentes en la migmatita estudiada, el granate es la fase mineral más refractaria en términos de difusión de iones. Por esta razón los granates presentan un registro relevante para establecer las condiciones físico-químicas bajo las cuales cristalizó la migmatita.

El granate analizado tiene un tamaño promedio mayor a 10 mm, en general posee varias caras cristalinas y puede caracterizarse como típicamente subhedro, aunque parcialmente fracturados. La muestra analizada consta de dos granos de granate que coalescieron en su crecimiento, formando actualmente un grano compuesto por dos subgranos (Fig. 5.5).

En general, el granate tiene una composición bastante uniforme desde el centro hacia los bordes (Fig. 5.4). Asimismo, el granate posee una composición principalmente ferrosa (almandínica) ya que la fracción molar de almandino $X_{\text{Alm}} \approx 0.6$ es casi el doble de la piropo $X_{\text{Prp}} \approx 0.35$. Considerando que los miembros ferroso y magnesiano dominan

la química del granate se ve que el zonado químico es casi plano, pero se observa un ligero enriquecimiento de X_{Alm} en los bordes (Fig. 5.4).

Este granate posee bajos contenidos en Ca y Mn mostrando una zonación regular. Sin embargo, se puede observar que la X_{Gr} muestra un ligero enriquecimiento hacia los bordes.

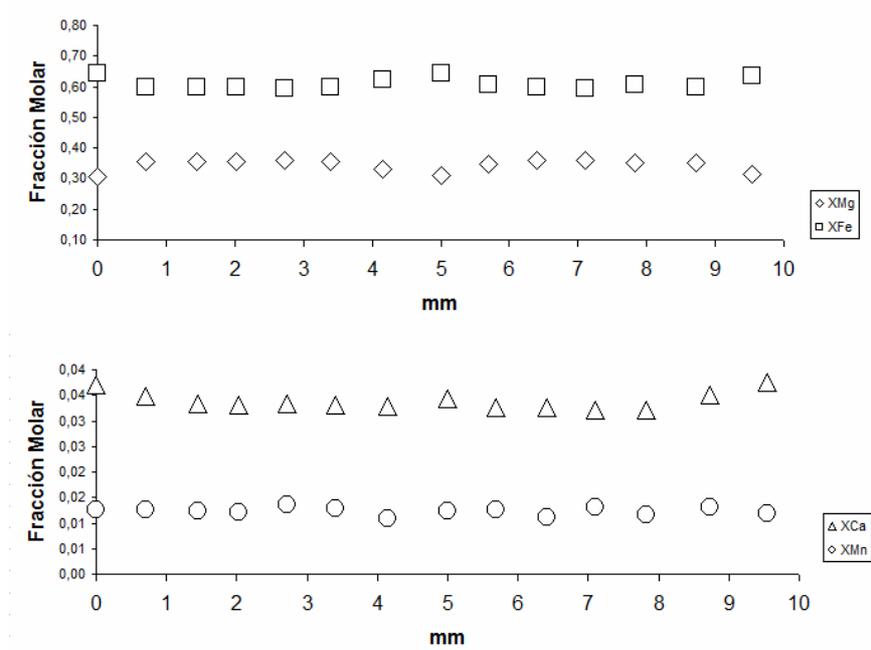


Figura 5.4: Perfil químico del granate proveniente de la Quebrada de La Virgen.

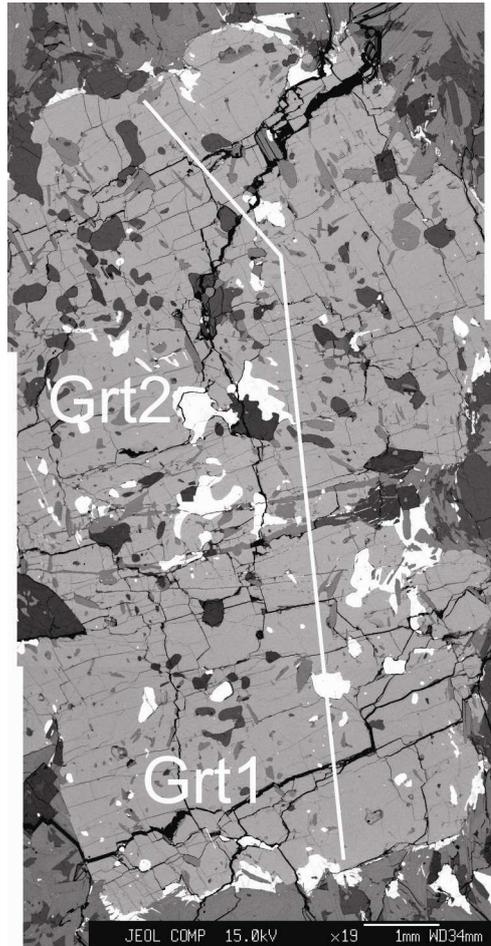


Fig.ura 5.5: Imagen de electrones retrodispersados del granate analizado. La línea blanca representa el perfil realizado. Hacia el centro de la imagen se distingue el límite entre ambos granates.

5.3.2 Biotita

Se realizó el análisis químico de biotitas que corresponden a la matriz de las rocas migmatíticas. El análisis se realizó en base a 22 cargas positivas.

Usando la propuesta de Deer *et al.* (1970) las micas pertenecen a la solución sólida de las biotitas, por sus contenidos en Fe, Mg y Al en posición octaédrica. En el gráfico de la Figura 5.6 se puede observar que prácticamente la totalidad de las biotitas se proyecta cerca del miembro extremo llamado Anita ($\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$). Además se observa que la composición de las biotitas es bastante uniforme, con la única excepción de un punto analizado cuya composición corresponde al campo de la flogopita ($\text{K}(\text{Mg})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$).

La composición de la biotita varía de manera acotada entre un #Mg de 0,63 a 0,69 (Fig. 5.6). Además, es importante destacar que los porcentajes de contenido en Ti son de medios a altos, los mismos varían entre 3,1 % p/p y 4 % p/p.

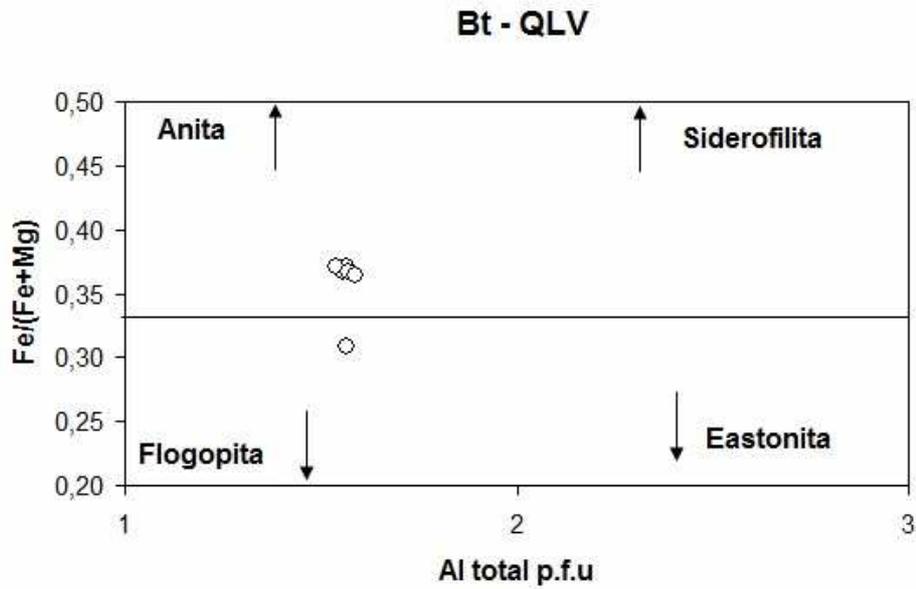


Figura 5.6: Diagrama de clasificación de biotitas de Deer *et al.* (1970).

5.3.3 Plagioclasa

El análisis petrográfico muestra que este mineral está presente en todas las rocas metamórficas. Considerando los análisis realizados en una roca, la plagioclasa tiene una composición bastante constante, ya que los datos fueron proyectados en el diagrama triangular An-Ab-Or y se observó que la fracción molar de anortita en los puntos analizados varía entre 0,33 y 0,37 (Fig. 5.7).

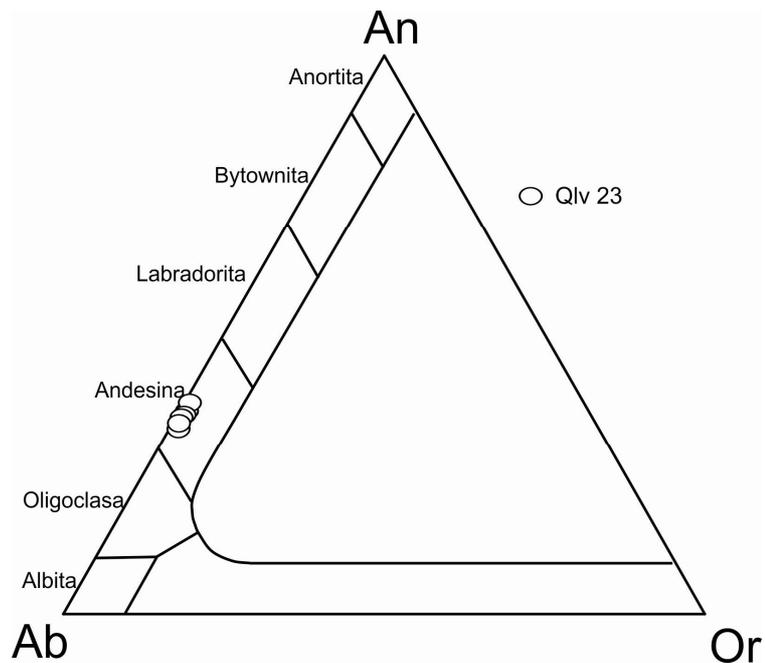


Fig.ura 5.6: Diagrama An-Ab-Or para la clasificación de las plagioclasas.

5.3.4 Cordierita y óxidos

Los análisis de cordierita se normalizaron a 11 cationes, considerando que la solución sólida varía entre dos extremos, un ferroso ($\text{Fe}_3\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$) y otro magnesiano ($\text{Mg}_3\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$), con escasa participación de otros elementos químicos.

La cordierita no es un mineral que aparezca en todas las migmatitas observadas en el campo, sino que su presencia ocurre como bolsones. La migmatita seleccionada para analizar los minerales contiene un domino rico en cordierita y allí se realizó el análisis de un algunos cristales.

En general todos los puntos analizados indican una composición similar, con pequeñas variaciones en MgO. La composición de la cordierita no es constante, con un X_{Mg} ($X_{\text{Mg}} = \text{Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}$) que van desde 0,77 hasta 0,84. Los contenidos en MnO y Na₂O son bajos. Se observa una pequeña variación en el MnO.

Todos los óxidos analizados son ricos en Fe, normalmente poseen un contenido rondando el 99% en moles de Fe₂O₃.

6. GEOQUÍMICA

6.1 INTRODUCCIÓN

Los análisis geoquímicos de elementos mayoritarios y trazas de gabros y una tonalita se realizaron con el propósito de caracterizar geoquímicamente a las rocas ígneas presentes en el área estudiada, y obtener datos de geoquímica que ayuden a caracterizar y a evaluar posibles relaciones pretrogenéticas entre las rocas estudiadas.

Para realizar los análisis químicos se seleccionaron tres muestras de gabros, una de ellas pertenece a un gabro de grano fino, en tanto que las otras dos son de gabros de grano grueso, y una muestra de tonalita.

6.2 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORITARIOS

Los datos de elementos mayoritarios obtenidos se proyectaron siguiendo el procedimiento descrito de manera general y compresiva por Rollinson (1993).

En primer lugar, mediante el análisis del diagrama de álcalis totales versus sílice (TAS) se logra clasificar a las rocas desde el punto de vista de la abundancia relativa de óxidos mayoritarios, esto permite corroborar si una roca plutónica se corresponde con la composición de su equivalente volcánico. La proyección en el diagrama TAS muestran que tres de las rocas analizadas caen en el campo de los basaltos (equivalente volcánico de gabros), aunque uno de los gabros está en el límite de basalto a basalto andesítico. La tonalita se proyecta en el campo de las dacitas (equivalente volcánico de tonalitas cuarzosas) (Fig. 6.1). Estos resultados tienen coherencia con las características observadas tanto en el campo como en el microscopio de las rocas analizadas. Asimismo, la línea que divide series de rocas ígneas entre sub-alcalinas y alcalinas al también se proyecta en el diagrama TAS. Entre las rocas estudiadas se observa que todas caen dentro de la serie de rocas sub-alcalinas (Fig. 6.1).

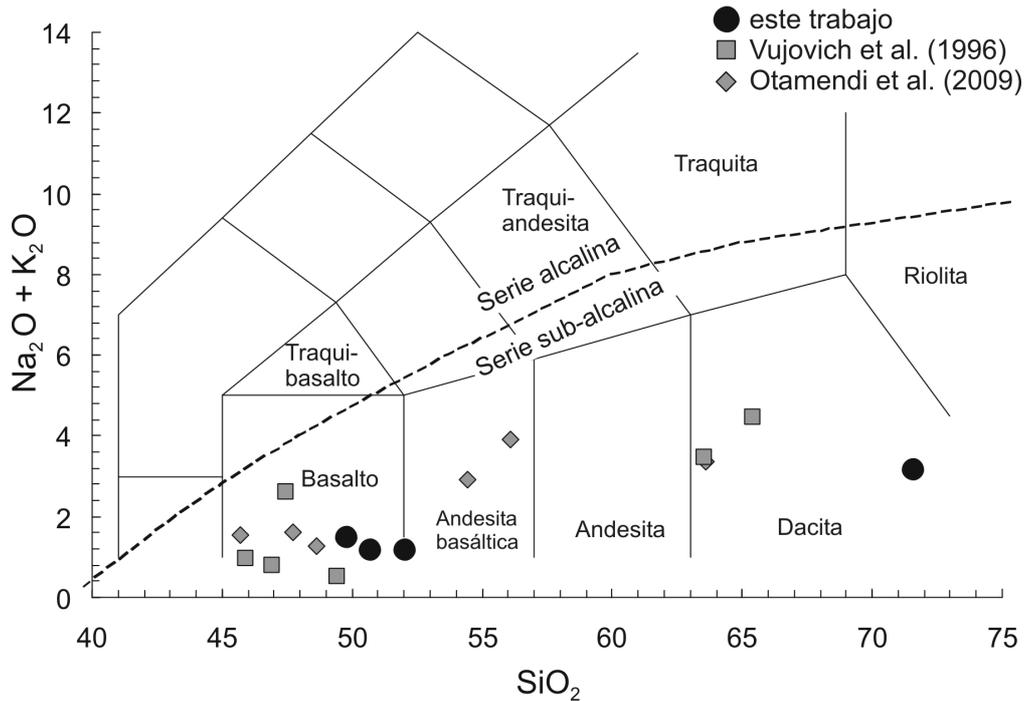


Figura 6.1: Diagrama de total álcalis versus sílice que incluye la línea divisoria entre series alcalinas y sub-alcalinas tomado de Rollinson (1993).

Considerando la propuesta de caracterización de series de rocas plutónicas realizado por Frost *et al.* (2001) se proyectaron las rocas en los diagramas $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ versus SiO_2 y $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ versus SiO_2 .

Considerando el índice $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$, conocido como índice de Peacock, se observa que todas las rocas analizadas son proyectadas en el campo cálcico. En este gráfico las muestras analizadas provenientes de la Quebrada de la Virgen son proyectadas conjuntamente con muestras provenientes de otros sectores de la Sierra de La Huerta (Vujovich *et al.* 1996; Otamendi *et al.* 2009). La proyección demuestra que las rocas de la quebrada de la Virgen caen en el campo de dispersión de las rocas analizadas previamente en otras áreas de la Sierra de La Huerta (Fig. 6.2)

También siguiendo a Frost *et al.* (2001) se utilizó la proyección de los datos en el diagrama Fe^* (con $\text{Fe}^* = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$) versus SiO_2 , en el cual todas las muestras se proyectan en el campo magnesiano, al igual que la mayoría de las rocas analizadas con anterioridad en la Sierra de la Huerta (Fig. 6.3).

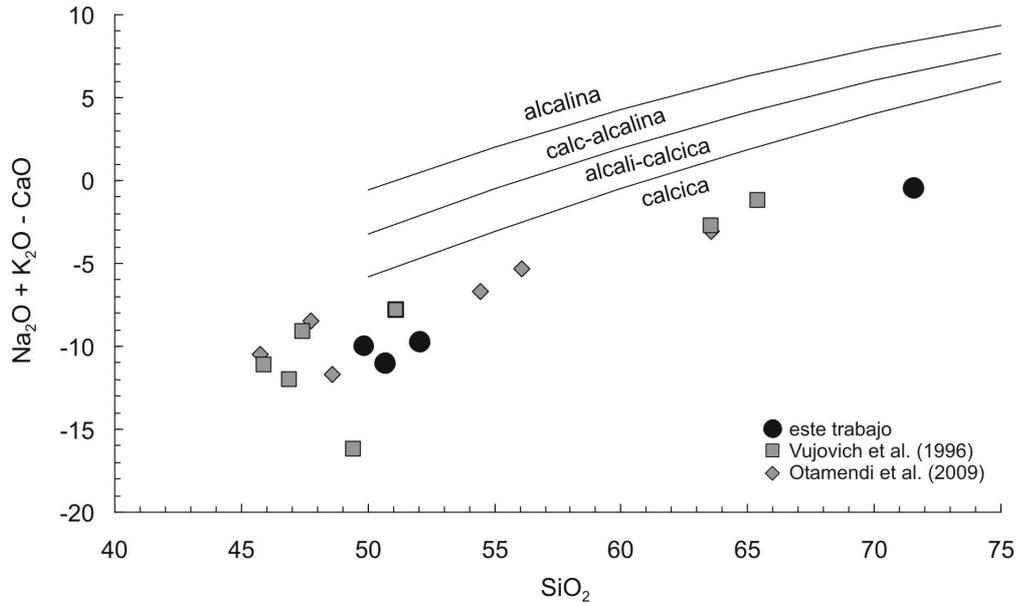


Figura 6.2: Diagrama propuestos por Frost *et al.* (2001) para la clasificación de rocas plutónicas, en base a álcalis totales. Se proyectan los datos de la Quebrada de la Virgen sumado a otros provenientes de otros sectores de la Sierra de La Huerta publicados por Vujovich *et al.* (1996) y Otamendi *et al.* (2009).

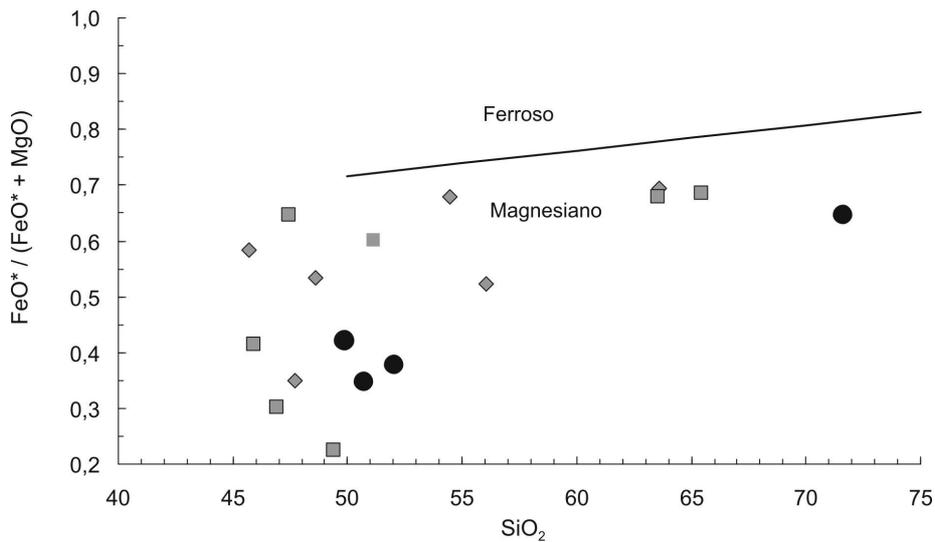


Figura 6.3: Diagrama propuestos por Frost *et al.* (2001) para la clasificación de rocas plutónicas, en base a $FeO^*/(FeO^* + MgO)$. Se proyectan los datos de la Quebrada de la Virgen sumado a otros provenientes de otros sectores de la Sierra de La Huerta mencionados en la figura anterior.

En general los gabros se caracterizan por poseer una abundancia de SiO_2 que varía en el rango entre 49,86 – 52,05 % p/p. Se puede observar que con el aumento en contenido de sílice, disminuye el de Al_2O_3 y aumenta MgO , variación que es coherente con su constitución mineral dominada por clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y plagioclasa. Como rasgo particular se observa que los contenidos de Na_2O y TiO_2 presentaron menores valores en el gabro de grano fino que en las otras dos muestras, mientras que en el contenido de CaO se observa lo inverso.

La tonalita analizada presenta un contenido en SiO_2 del 71,37% p/p, en comparación con los gabros, presenta menor contenido en Al_2O_3 , CaO , MgO y Fe_2O_3 mientras que está enriquecida en los demás óxidos.

El contenido en potasio relativo a la abundancia de SiO_2 de los gabros indica que estas rocas están en la sub-serie de bajo potasio, mientras que el de la tonalita se proyecta dentro de la sub-serie de potasio bajo y medio (Fig. 6.4). Considerando en su conjunto todos los datos indican que la rocas pertenecen a una serie subalcalina típica, y además a la sub-serie calco-alcalina.

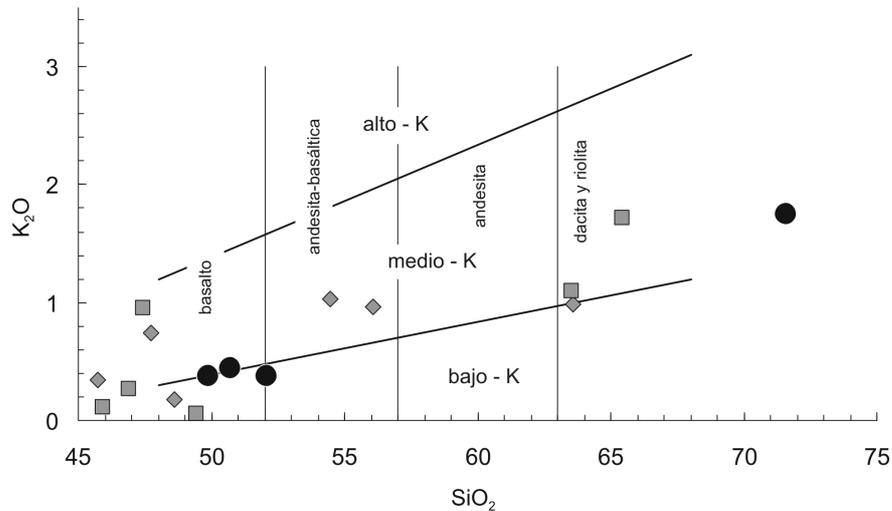


Figura 6.4: diagrama K_2O versus SiO_2 construido siguiendo el tratado de Rollinson (1993). Para comparación se proyectaron otros datos geoquímicos de otros sectores de la Sierra de La Huerta mencionados en las figuras anteriores y en el texto.

6.3 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZAS

El análisis de este grupo de elementos se abordó realizando diagramas en los cuales por un lado se proyectaron los elementos de tierras raras y por otro se realizó un diagrama de multi-elementos.

En cuanto al diagrama de multi-elementos, los espectros normalizados a la composición del manto pirolítico calculada por McDonough y Sun (1995) se pueden observar las siguientes características: 1) los gabros presentan espectros de morfología bastante similar, con anomalías positivas en Rb, Ba y K, y en menor medida en La y Ce; 2) se encuentra una anomalía negativa en Nb bien marcada, con abundancia de Nb muy poco por arriba del manto pirolítico; y 3) una anomalía negativa en la concentración de Zrn.

La abundancia relativa baja de Nb y Zrn con respecto a otros elementos incompatibles en rocas máficas es un rasgo geoquímico característico de los magmas

formados en zonas de subducción de márgenes convergentes asociados a subducción de litosfera oceánica (Rollinson, 1993; Wilson, 1989). Cabe aclarar, que el gabro de la muestra LV51 posee un patrón ligeramente diferente, debido a que exhibe una anomalía negativa en Ti y Sr, lo que se podría interpretar como una menor proporción modal de plagioclasa y óxidos en este gabro que en los otros dos gabros.

En el caso de la tonalita, la forma del diagrama de multi-elemento caracteriza por la mayor abundancia de los elementos fuertemente incompatibles (Rb, Ba, Th, U etc.) con respecto a los moderadamente incompatibles (tierras raras pesadas e Y). Además, el patrón se aparta de espectro suave por la existencia de picos en las concentraciones de Zrn y Ti. Es importante destacar que el patrón del espectro de multi-elementos de la tonalita tiene una morfología similar a la de los gabros, aunque con mayor concentración de elementos fuertemente incompatibles (Fig. 6.5).

Se proyectaron los datos en conjunto con un magma que se considera primitivo para la Sierra de Huerta y Valle Fértil tal como lo propusieron Otamendi *et al.* (2009). Se observa que las muestras correspondientes a gabros están enriquecidas en K, Rb, Cs y La, mientras que Ba y Sr que presentan valores muy similares. Los demás elementos se encuentran empobrecidos en relación al magma primitivo. Con respecto a la tonalita se encuentra deprimida en Tb, Y e Yb y enriquecida en los demás elementos (Fig. 6.5).

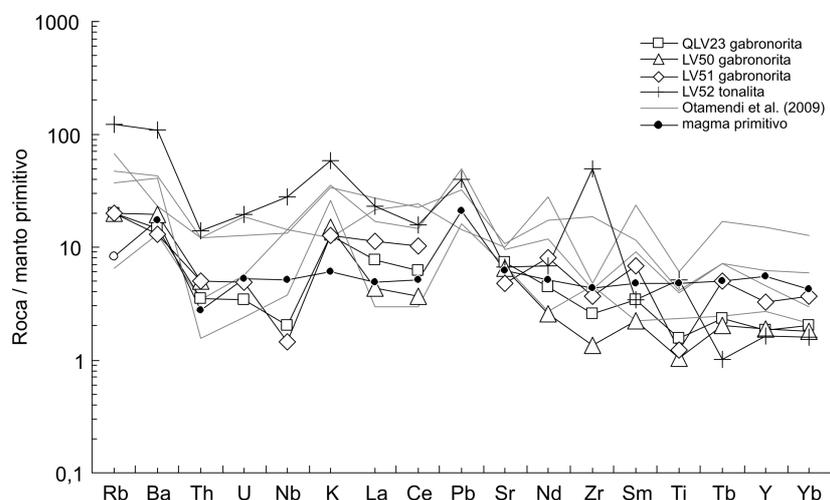


Figura 6.5: diagrama de multi-elementos normalizados a la composición del manto primitivo propuesto por McDonough y Sun (1995). Otras composiciones de rocas plutónicas de la Sierra de la Huerta y el magma primario de Otamendi *et al.* (2009) se proyecta para hacer una comparación.

Para proyectar y analizar la abundancia de las tierras raras (REE) su concentración se normaliza usando como referencia a la composición del condrito propuesta por Anders y Grevesse (1989). En general, en todas las rocas analizadas las

REE presentan contenidos enriquecidos entre 10 y 100 veces con respecto al condrito carbonoso, siendo este enriquecimiento mayor en la tonalita.

En los gabros se presenta un patrón en el cual las LREE están ligeramente enriquecidas con respecto a las HREE que presentan un patrón plano (Fig. 6.6). Solo una muestra presenta anomalía negativa en Eu y es la que está más enriquecida en todas las REE. El grado de fraccionamiento de los espectros de los gabros es bajo ya que la relación La_n/Yb_n varía entre 2 y 4.

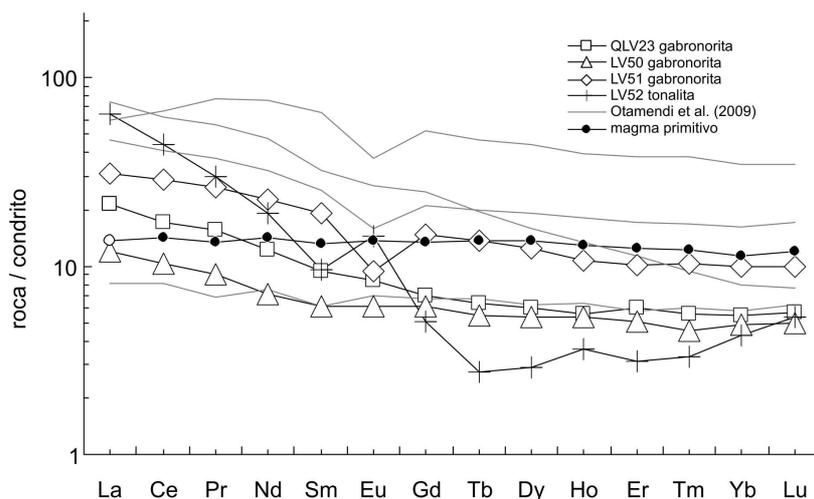


Figura 6.6: proyección de elementos de tierras raras normalizados a la composición del condrito carbonosos propuesto por Anders y Grevesse (1989).

En la tonalita se observa un enriquecimiento importante en las LREE, presenta una anomalía negativa en Sm y una positiva en Eu. Las HREE presentan un patrón relativamente plano aunque con pequeñas anomalías tanto positivas como negativas (Fig. 6.6). El patrón de todas las REE tiene un fraccionamiento marcado con una La_n/Yb_n (donde el subíndice n significa normalizado a condrito) elevada y mayor a 14. Sin embargo, esta característica se debe relacionar a la alta relación La_n/Sm_n , ya que la relación Gd_n/Yb_n apenas supera la unidad. A modo de comparación, se observa que la tonalita está enriquecida en LREE con respecto a los gabros, mientras que en las HREE se presenta una situación inversa en la que los gabros tienen valores mayores (Fig. 6.6).

Los elementos de tierras raras fueron proyectados en conjunto con un magma considerado primario para el área de estudio. Al comparar las rocas analizadas con el magma primario se observa que solo dos muestras están enriquecidas en LREE, una presenta valores similares y la restante está deprimida. En relación a las HREE, todas se presentan deprimidas.

7. DISCUSIONES

7.1 PETROGÉNESIS DE ROCAS METAMÓRFICAS

7.1.1 Diagrama Al_2O_3 -FeO-MgO (AFM)

Una primera etapa para realizar la descripción y caracterización de las fases en equilibrio de la migmatita se lleva a cabo utilizando la proyección en el sistema simple Al_2O_3 -FeO-MgO (AFM). Esto tiene como objetivo de analizar gráficamente información sobre la composición de la asociación mineral coexistente, la cual se utilizara para desarrollar los cálculos geotermométricos y geobarométricos (Spear, 1993).

Se realizó la proyección de los minerales analizados (granate, biotita, cordierita) y se agregó al mismo análisis de la composición química de roca total de migmatitas provenientes de La Huerta y Valle Fértil. En el gráfico presentado en la figura 7.1 se observa que se trata de una asociación mineral de alto grado, cabe destacar que la roca posee presencia de minerales ricos en Al_2O_3 , lo que sugiere que el protolito era rico en este componente, y es por esta razón que se observa la presencia de soluciones sólidas en el granate, biotita y cordierita.

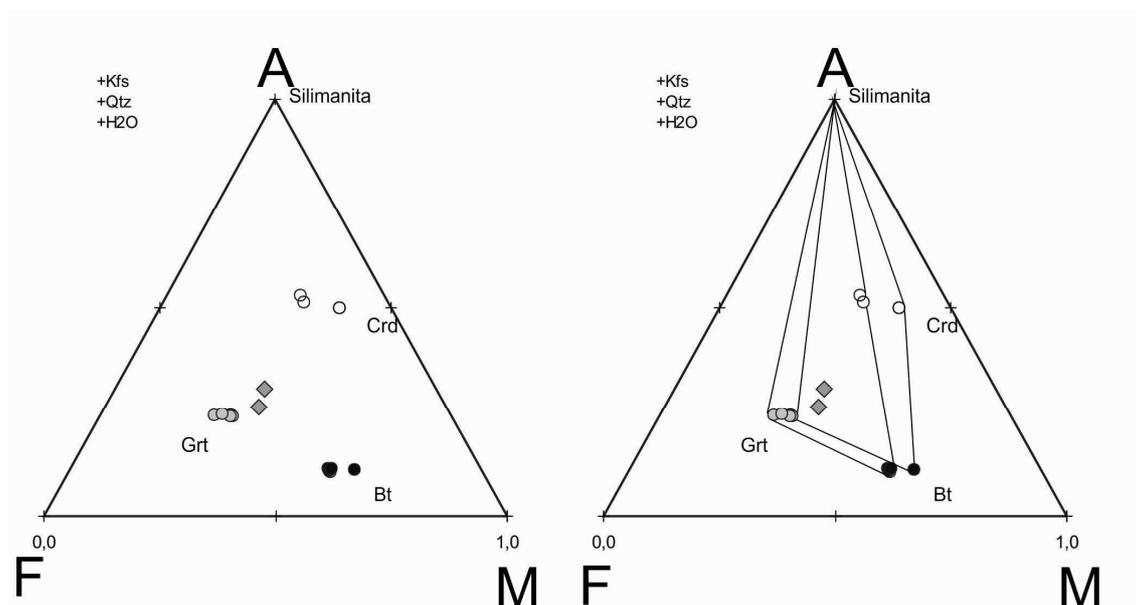


Figura 7.1: Proyección AFM de los minerales sumado a composiciones de roca total de migmatitas. En el gráfico de la derecha se observa la asociación de mayor temperatura.

Por otro lado se observa que las muestras de análisis de roca total de otros sectores tanto de La Huerta como Valle Fértil, son coherentes con las composiciones minerales obtenidas para las migmatitas de la quebrada de La Virgen. En la figura 7.1 también se graficó en la proyección de la derecha la asociación mineral con las líneas (*tie-lines*) que representan la composición de mayor temperatura.

7.1.2 Geotermometría de intercambio Fe y Mg entre granate y biotita

Durante el pico metamórfico, la relación Fe/Mg en granate tiende a estar en equilibrio con la misma relación de cationes de la biotita, esto es porque entre ambas fases minerales existe un equilibrio por intercambio iónico dominado por una constante de equilibrio que depende casi exclusivamente de la temperatura. Por lo que la constante de equilibrio varía en la medida en que la roca se enfría, la reacción de equilibrio por retrodifusión puede obliterar la relación Fe/Mg del pico metamórfico por lo que hay que ser cuidadosos a la hora de analizar este geotermómetro.

Spear (1991) y Florence y Spear (1991) determinaron los factores que influyen en el equilibrio entre Fe y Mg durante el enfriamiento. Alguno de los factores principales son: 1) el tamaño del granate, cuando mayor la proporción modal de este mineral, menores son las posibilidades de que el núcleo se vea modificado durante el enfriamiento, 2) la velocidad de enfriamiento, cuanto mas lenta mayor es el tiempo durante el cual progresa el intercambio iónico, y 3) cuando la relación volumétrica (V_{grt}/V_{bt}) < 0,01, puede considerarse que la cantidad de biotita es un reservorio casi infinito y su composición no cambia durante el enfriamiento. La velocidad de enfriamiento aún no está determinada para el área de estudio, pero el tamaño grande de los granates (0,5 – 1mm), sumado a que la relación modal Grt/Bt es menor a 0,01; brinda la condición que permite obtener resultados confiables sobre la temperatura del pico térmico que se alcanza durante el proceso de metamorfismo.

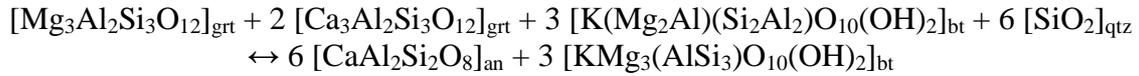
Las estimaciones de geotermometría mediante el par granate-biotita realizadas en una migmatita de la quebrada de La Virgen se presentan en la tabla 6.1, y en promedio arrojan valores de 820 ± 20 °C.

Tabla 7.1 Temperaturas obtenidas con el par granate-biotita y la calibración de Ferry y Spear

Muestra	Par grt-bt	Ln Keq	Temperatura °C
QLV 19	Grt1-bio1	-1,13920	824.6
	Grt2-bio2	-1,10832	842.5
	Grt3-bio3	-1,12983	830.0
	Grt4-bio4	-1,12762	831.3
	Grt5-bio5	-1,38694	699.2
	Grt6-bio6	-1,18070	801.4

7.1.3 Geobarometría granate-biotita-plagioclasa-cuarzo (GBPQ)

Las reacciones de transferencia neta tienen como consecuencia una variación importante de volumen, razón por la cual son muy sensibles a los cambios de presión (Spear, 1993). En particular, dado que la migmatita analizada posee granate, biotita, plagioclasa y cuarzo, es factible aplicar el equilibrio entre estos cuatro minerales (llamado GBPQ por sus siglas en inglés) como geobarómetro. Las reacciones involucradas y a través de las cuales se realizó la calibración del geotermómetro (Wu *et al.* 2004) son:



y



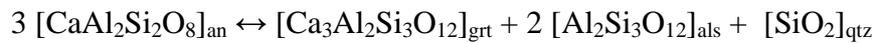
La tabla 7.2 presenta los resultados de presión obtenidos. La temperatura utilizada en cada uno de los cálculos fue tomada del termómetro granate-biotita presentado en tabla 7.1.

Tabla 7.2 Presiones estimadas mediante la asociación granate-biotita-plagioclasa-cuarzo

	Biotita	Granate	Plagioclasa		Biotita	Granate	Plagioclasa
SiO2	35,248	38,318	58,151	SiO2	36,537	38,778	57,944
TiO2	3,544	0,009	0,02	TiO2	3,834	0,021	0,022
Al2O3	17,504	22,665	26,475	Al2O3	18,035	22,713	26,477
FeO tot	14,428	28,195	0,056	FeO tot	14,36	28,539	0,034
MnO	0,044	0,560		MnO	0,020	0,649	0,034
MgO	13,973	9,397		MgO	13,635	9,653	0,008
CaO	0,091	1,212	7,352	CaO	0,003	1,249	7,765
Na2O	0,204		7,053	Na2O	0,266		7,021
K2O	9,493		0,210	K2O	9,711		0,162
A T °C			825	A T °C			843
Presión (Kbar)			7,5	Presión (Kbar)			8,2
	Biotita	Granate	Plagioclasa		Biotita	Granate	Plagioclasa
SiO2	35,787	38,733	58,257	SiO2	35,266	38,591	58,149
TiO2	4,095		0,033	TiO2	4,128		0,014
Al2O3	17,563	22,531	26,343	Al2O3	17,757	22,862	25,274
FeO tot	14,585	28,487	0,027	FeO tot	14,141	28,28	0,043
MnO		0,602		MnO	0	0,521	0,022
MgO	13,912	9,453		MgO	13,664	9,494	0,016
CaO	0,004	1,231	7,294	CaO	0,012	1,199	6,522
Na2O	0,171		7,208	Na2O	0,165		7,171

K2O	9,662	0,197		K2O	9,763	0,244	
At T ° C			830	At T ° C			831
Presión (Kbar)			7,6	Presión (Kbar)			8,2
	Biotita	Granate	Plagioclasa		Biotita	Granate	Plagioclasa
SiO2	35,844	38,859	58,764	SiO2	35,063	38,721	58,739
TiO2	3,467	0,067	0,009	TiO2	3,149	0,035	
Al2O3	18,04	22,773	26,014	Al2O3	17,876	22,475	26,011
FeO tot	12,561	27,982	0,121	FeO tot	14,536	28,425	0,052
MnO	0,012	0,607	0,010	MnO	0,031	0,536	
MgO	15,795	9,459		MgO	14,276	9,191	0,013
CaO	0,023	1,180	7,175	CaO	0,042	1,178	7,020
Na2O	0,332		7,277	Na2O	0,212		7,430
K2O	9,483		0,158	K2O	9,379		0,179
A T °C			699	A T °C			801
Presión (Kbar)			5,75	Presión (Kbar)			7,2

Las rocas estudiadas poseen aluminosilicatos, este hecho no altera la consistencia de los datos obtenidos, ya que en la calibración del geobarómetro Wu *et al.* (2004) compararon los resultados obtenidos utilizando el geobarómetro GBPQ con el geobarómetro que usa la reacción:



La cual ocurre entre granate, aluminosilicato, cuarzo y plagioclasa (llamado GASP). En la migmatita estudiada el geobarómetro da valores estimados prácticamente idénticos al geobarómetro GBPQ.

7.1.4 Comparación con resultados publicados sobre las condiciones de metamorfismo en las Sierras de Valle Fértil y La Huerta.

En este punto se presentaran los resultados termobarométricos obtenidos a partir del análisis químico mineral de las migmatitas que afloran en el área de estudio de manera comparada con estudios de geotermometría y geobarometría realizados en las sierras de La Huerta y Valle Fértil.

Gallien *et al.* (2010) presentan un estudio detallado sobre las condiciones del pico metamórfico y la evolución metamórfica para rocas metamórficas de la Sierra de La Huerta. Estos autores determinan que las condiciones del pico metamórfico alcanzo una temperatura de alrededor de 800 °C y un rango de presión de 6 a 7 Kbar. En un estudio previo y restringido a la quebrada Blanca de la Sierra de La Huerta, Otamendi *et*

al. (2008) estimaron temperaturas de 780 °C a 910 °C y presiones que varían entre los 5,8 y 6,9 Kbar.

Tibaldi *et al.* (2011) estudiaron una secuencia del centro de la Sierra de Valle Fértil donde se encuentran aflorando en relación intercalada a migmatitas paraderivadas y ortoderivadas. Integrando los resultados calculados en migmatitas pelíticas y máficas estos autores encuentran condiciones de temperatura de alrededor de 800 °C y un rango de presión de entre 6 y 7 Kbar, por lo tanto igual a presentado por Gallien *et al.* (2010) para la Sierra de La Huerta. Por otro lado, en el sector centro oeste de la Sierra de Valle Fértil, conocido como Sierra de Chávez, Cristofolini *et al.* (2013) estiman condiciones del pico metamórfico levemente superiores a las de los trabajos anteriores, estableciendo que el metamorfismo alcanzó temperaturas de 800 °C y una presión de 8,3 Kbar.

En síntesis se puede concluir que los resultados de temperatura y presión estimados en este trabajo para el pico metamórfico de una migmatita de la quebrada de La Virgen están dentro de los rangos de las condiciones estimadas por trabajos anteriores en las sierras de La Huerta y Valle Fértil.

7.2 PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS

7.2.1 Geotermometría de intercambio Fe y Mg entre clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Antes de presentar los resultados de geotermometría del intercambio de Fe y Mg entre los dos tipos de piroxenos, es importante comparar la composición de los minerales que han sido analizados en la gabronorita QLV23 con la composición de los minerales de otras rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de Valle Fértil publicados por Otamendi *et al.* (2010) y Baliani *et al.* (2012). Tal como se muestra en la figura 7.2, la composición comparada entre los dos piroxenos, y entre los piroxenos y anfíbol, cae dentro de la variación encontrada en otros cuerpos de la Sierra de Valle Fértil. Además, la gabronorita de la Virgen se corresponde con la composición química de los minerales de los gabros sin olivino estudiados en otros cuerpos con rocas cumulares de la Sierra de Valle Fértil. Por esto, es posible que las rocas gábricas de la quebrada de la Virgen hubieran sido parte de una secuencia que tuviera gabros con olivino que no están expuestos sobre la quebrada. La composición del anfíbol con una relación Mg/Fe relativamente alta muestra que la gabronorita de la Virgen se proyecta en el campo de variación de las rocas cumulares de Las Juntas, y son levemente diferentes a las del cuerpo de la quebrada del Jaboncillo que tiene anfíbol más ferroso.

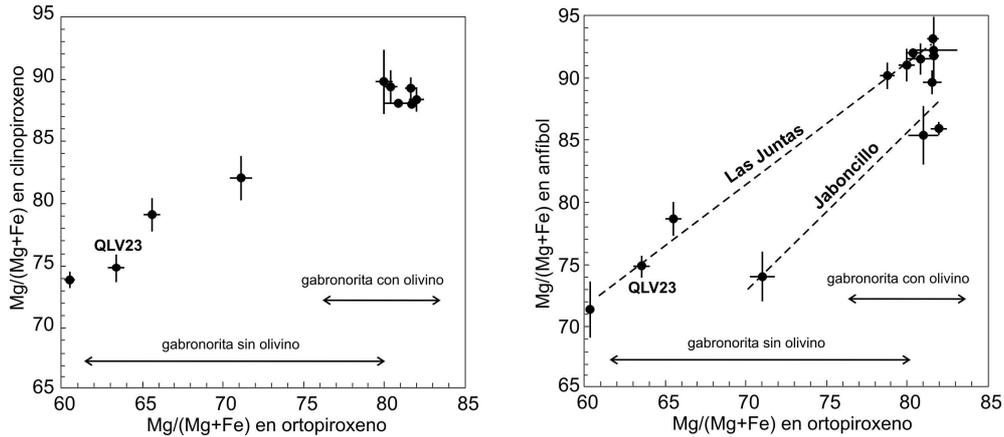


Figura 7.2: Diagrama de variación de la relación de la relación $Mg/(Mg+Fe)$ de los minerales del gabro QLV23 y de minerales de rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de Valle Fértil tomados de Otamendi *et al.* (2010) y Baliani *et al.* (2012).

El análisis petrográfico de la gabronorita QLV23 indica que la existencia de los dos piroxenos está relacionada a una textura ígnea. Por esto, en esta roca se puede estimar la temperatura de cierre del intercambio de Fe y Mg entre los dos piroxenos usando el geotermómetro que se basa en la coexistencia del miembro extremo magnesiano ($Mg_2Si_2O_6$) entre ortopiroxeno y clinopiroxeno. Aquí se usan los geotermómetros más simples, los que fueron calibrados por Wood y Banno (1973) y Wells (1977). Los valores de temperaturas calculados se presentan en la tabla 7.3.

Tabla 7.3. Temperaturas obtenidas con el par ortopiroxeno-clinopiroxeno de la gabronorita QLV23.

clinopiroxeno	ortopiroxeno	Geotermotría de dos piroxenos			Temperatura (°C)	
		$Mg_2Si_2O_6(Opx)$	$Mg_2Si_2O_6(Cpx)$	ln K	Wood y Banno	Wells
QLV23-11	QLV23-4	0,149	0,408	-1,01	1038	1137
QLV23-11	QLV23-10	0,149	0,394	-0,97	1037	1142
QLV23-11	QLV23-33	0,149	0,366	-0,90	1052	1164
QLV23-22	QLV23-4	0,147	0,408	-1,02	1035	1133
QLV23-22	QLV23-10	0,147	0,394	-0,99	1034	1138
QLV23-22	QLV23-19	0,147	0,395	-0,99	1037	1139
QLV23-23	QLV23-4	0,149	0,408	-1,01	1037	1137
QLV23-23	QLV23-10	0,149	0,394	-0,97	1037	1142
QLV23-23	QLV23-33	0,149	0,366	-0,90	1052	1164

Por un lado se puede comprobar que existe una diferencia de 100 °C entre los resultados obtenidos con los dos geotermómetros. No obstante, tomado los valores de ambas calibración se puede concluir que el intercambio de Fe y Mg entre los dos tipos de piroxenos se cerró a temperaturas magmáticas de entre 1000 y 1100 °C.

7.2.2 Petrogénesis de las rocas gábricas

Un magma primario es aquel que se forma por fusión del manto y no sufre modificaciones, tales como cristalización fraccionada o contaminación (Wilson, 1989). Una de las características de una roca que cristaliza a partir de un magma primario es que su número de magnesio ($\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}) \times 100$) es mayor que 65. Por esta razón los gabros de la quebrada de la Virgen que tiene número de magnesio entre 58 a 65 no provienen de magmas primarios, pero tal como se discute abajo, sin dudas estos gabros han cristalizado de magmas primitivos,

Los tres gabros analizados poseen contenidos en SiO_2 (49 – 52 % p/p), son subalcalinos y cálcicos, y presentan concentraciones relativamente altas de Cr y Ni. Todas estas características geoquímicas indican que cristalizaron de magmas muy poco evolucionados en relación a un magma generado y equilibrado con el manto (Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Winter, 2001). Por esta razón, y con el propósito de analizar qué tan primitiva es la composición de estos gabros, se compara su concentración de elementos traza con la composición de otras rocas gábricas consideradas magmas primitivos en el Arco Famatiniano (DeBari, 1994; Otamendi *et al*, 2009) y en compilaciones de composiciones de rocas primitivas de arcos magmáticos del mundo (Kelemen *et al*, 2003).

Las gabronoritas estudiadas poseen concentraciones altas de metales de transición (Cr, Ni, Co, Zn, V, Sc y Cu), tal como se espera para una roca de arco primitiva (Kelemen *et al*. 2003 y sus referencias). Además, en un diagrama normalizado al manto primitivo, la abundancia de estos elementos coincide en su abundancia absoluta y relativa con las rocas primitivas de los arcos en promedios globales y otras rocas representativas del arco Famatiniano (Fig. 7.2). Esto indicaría que después de la fusión del manto y el ascenso de los fundidos, el magma del que cristalizaron las gabronoritas se habrían diferenciado en elementos compatibles (Cr, Ni y Co) y débilmente incompatibles (Zn, V, Sc y Cu) igual que los magmas primitivos generados en un ambiente de margen convergente con subducción activa.

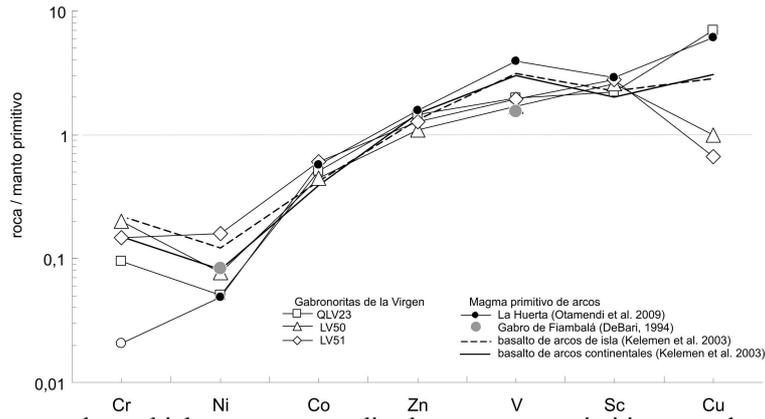


Figura 7.3: Diagrama de multielementos normalizados a manto primitivos usado para comparar la composición de los gabros de la quebrada de la Virgen con rocas primitivas del arco Famatiniano y promedios globales de arcos oceánicos y continentales,

Las gabronoritas, además de tener una composición de elementos mayoritarios y elementos compatibles semejante a las rocas primitivas, se caracterizan por tener una abundancia de elementos incompatible similar a las rocas primitivas del arco Famatiniano y a promedios globales (Fig. 7.3). Asimismo, las gabronoritas poseen un espectro de multielementos enriquecido en litófilos (Rb, Ba, U, Th), deprimido en elementos de alto potencial de iónico (Nb), y una disminución de elementos traza respecto del manto primitivo a medida que aumenta la compatibilidad del elemento incompatible (Wilson, 1989; Rollinson, 1993). Los contenidos bajo de K en las gabronoritas, rasgo químico que ya había sido encontrado en otra gabronorita primitiva de la Huerta (LB22), es una diferencia con otras rocas primitivas de arco (Fig. 7.4).

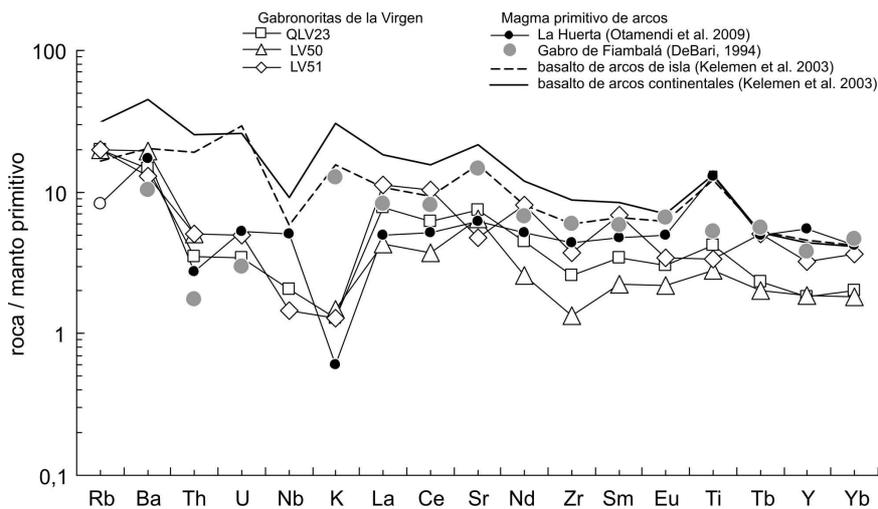


Figura 7.4: Diagrama de multielementos normalizados a manto primitivos usado para comparar la composición de los gabros de la quebrada de la Virgen con rocas primitivas del arco Famatiniano y promedios globales de arcos oceánicos y continentales.

La conclusión de esta discusión es que las gabronoritas de la quebrada de la Virgen cristalizaron a partir de un magma primitivo con las características geoquímicas de los magmas de zonas de subducción.

8. CONCLUSIONES

1. En la Quebrada de La Virgen se reconocieron tres unidades litoestratigráficas, definidas como: Unidad Tonalítica, Unidad Diorítica y Unidad Migmática.
2. Todas las unidades litoestratigráficas exhiben numerosas intrusiones de cuerpos gabronoríticos, así como también pegmatitas simples de composición granítica.
3. La Unidad Tonalítica está constituida esencialmente por el tipo litológico tonalita, en tanto que la Unidad Diorítica esta conformada por dioritas
4. Los tipos litológicos que caracterizan a la Unidad Migmática son estromatitas y diatexitas, siendo el primero tipo la litología de mayor abundancia relativa.
5. En la zona de estudio se definió una foliación magmática (S_0) de carácter penetrativo, la cual se presenta de manera ubicua en las unidades de rocas ígneas. Esta foliación (S_0) se dispone con rumbo que varía entre 320° N y 35° N, y muestra un buzamiento promedio de 65° al Oeste.
6. En la Unidad Migmática se definió una foliación migmática (S_1) manifestada por el desarrollo de un bandeo composicional. En las migmatitas la foliación S_1 se dispone con un rumbo que varía entre los 325° N y 350° N y un buzamiento promedio de 65° al Oeste.
7. Dentro de fajas miloníticas que retrabajan a todas las unidades se reconoce una foliación de media a baja temperatura (S_2), la cual presenta una orientación constante entre 350° N y 355° N y un buzamiento de alto ángulo entre 50° y 80° hacia el Oeste.
8. Los cuerpos de gabros s.s. presentes en el área del trabajo están constituidos por plagioclasa, dos piroxenos, anfíbol y minerales opacos.
9. El clinopiroxeno es mayormente de tipo diópsido y en menor medida a augita. En tanto que el ortopiroxeno es enstatita.
10. Los anfíboles de los gabros s.s. son calcios y se clasifican químicamente como pargasita.
11. Por su composición química las plagioclasas poseen una composición acotada al rango de la bytownita.

12. Las rocas migmáticas tienen una asociación mineral con cuarzo, plagioclasa, biotita, granate, feldespato potásico y, ocasionalmente, sillimanita y cordierita.
13. Por su composición química el granate es almandínico. Las biotitas presentan una composición cercana al miembro ferroso llamado anita, sólo una pequeña cantidad de biotitas pertenece al grupo de la flogopita. En tanto que las plagioclasas que constituyen las migmatitas se corresponden con el rango de composición de la andesina.
14. En base a los datos geoquímicos de roca total de las rocas gábricas se concluye que tres muestras se clasifican como basaltos (equivalente volcánico del gabro), mientras que la muestra de tonalita se proyecta en el campo de la dacita.
15. Las rocas analizadas pertenecen a la serie sub-alcalina, y según los criterios propuestos por Frost *et al.* (2001) las rocas son cálcicas y magnesianas.
16. Las rocas que se clasificaron como basaltos, pertenecen a la serie de bajo potasio, mientras que la que se clasificó como dacita pertenece a la de medio potasio.
17. Los gabros *s.s* presentan anomalías positivas en Rb, Ba y K, y en menor medida en La y Ce. Además, los gabros presentan una anomalía negativa en Nb bien marcada en un diagrama de multi-elementos.
18. Las tonalitas presentan mayor abundancia de los elementos fuertemente incompatibles (Rb, Ba, Th, U etc.) con respecto a los moderadamente incompatibles (tierras raras pesadas e Y)
19. Los gabros están enriquecidas en K, Rb, Cs y La, mientras que Ba y Sr que presentan valores muy similares en relación a un magma primitivo.
20. Todas las rocas analizadas muestran que las REE presentan contenidos enriquecidos entre 10 y 100 veces con respecto al condrito carbonoso, siendo este enriquecimiento mayor en las tonalitas.
21. El grado de fraccionamiento de los espectros de los gabros es bajo, indicado por una relación La_n/Yb_n que varía entre 2 y 4.
22. Las migmatitas poseen una asociación mineral de alto grado, en tanto que la presencia en ellas de abundantes minerales ricos en Al_2O_3 , sugiere que el protolito era rico en este componente.
23. El geotermómetro granate-biotita analizado en las migmatitas indica en promedio valores de 820 ± 20 ° C, en tanto que el geobarómetro granate-biotita-plagioclasa-cuarzo (GBPQ) arrojó valores que varían entre 5,2 y 8,2 Kbar.

24. El geotermómetro clinopiroxeno-ortopiroxeno en los gabros s.s., muestra temperaturas que varían entre los 1000° C y 1100° C.
25. Las gabronoritas y gabros de la Quebrada de la Virgen cristalizaron a partir de un magma de arco y primitivo. Por esto se puede concluir que tienen las características geoquímicas que definen los magmas generados en típicas zonas de subducción.
26. Considerando el marco geológico donde se encuentra enmarcada el área de trabajo, se propone que las rocas estudiadas en la Quebrada de La Virgen pertenecen al arco magmático Famatiniano.

9. BIBLIOGRAFÍA

ANDERS, E., & GREVESSE, N. (1989). Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 53(1), 197-214.

ASTINI, R. A., DÁVILA, F. M., 2004. Ordovician back arc foreland and Ocolytic thrust belt. Development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. *Tectonics*, 23: TC4008, doi: 10.1029/72003TC001620

BALIANI, I., OTAMENDI, J., TIBALDI, A., CRISTOFOLINI, E., 2012. Geología y petrología del cuerpo máfico-ultramáfico de Las Juntas, Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Revista Asociación Geológica Argentina* (en edición).

CASTRO DE MACHUCA, B., 1990. Caracterización petrológica del basamento cristalino del extremo sur de la sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. *Congreso Geológico Argentino, Actas, I: 157-161 p, San Juan.*

CASTRO DE MACHUCA, B., PONTORIERO, S., LLAMBÍAS, E., 1996. Petrología de las asociaciones máficas – ultramáficas de la sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 439-452, Buenos Aires.*

CHESTER, F. M., & LOGAN, J. M. (1986). Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California. *Pure and Applied Geophysics*, 124(1-2), 79-106.,

COMÍNGUEZ, A., RAMOS, V. A., 1991. La estructura profunda en Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: Evidencias de la sísmica de reflexión profunda. *Revista Geológica de Chile*, 18:3-14.

CRISTOFOLINI, E.A., OTAMENDI, J.E., TIBALDI, A.M., MARTINO, R.D., BALIANI, I., 2010. Geología de la porción occidental de la sierra de Valle Fértil, San

Juan, a partir de observaciones en la quebrada de Otarola. *Revista Asociación Geológica Argentina* 67-4: 521-535.

CRISTOFOLINI, E., OTAMENDI, J., TIBALDI, A., MARTINO, R., QUEVEDO, F., BALIANI, I., 2009. Petrología y estructura de la Quebrada de Otarola: un aporte a la evolución geológica del sector oeste de la Sierra de Valle Fértil, San Juan. 14° Reunión de Tectónica y 3° Taller de Campo de Tectónica, Resúmenes 1: 69-70, Río Cuarto.

CRISTOFOLINI, E., TIBALDI, A., OTAMENDI, J., MARTINO, R., & BALIANI, I. (2013). Geología de la sierra de Chávez en el sector centro-occidental de la sierra de Valle Fértil, San Juan: metamorfismo y evolución tectónica de la corteza inferior del arco Famatiniano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(4), 507-526.

DeBARI, S. M. (1994). Petrogenesis of the Fiambala gabbroic intrusion, northwestern Argentina, a deep crustal syntectonic pluton in a continental magmatic arc. *Journal of Petrology*, 35(3), 679-713.

DEER, W. A., R. A. HOWIE, Y ZUSSMAN J. 1992. An introduction to the Rock-forming Minerals. Longman, Essex 1: 528.

DUCEA, M.N., OTAMENDI, J.E., BERGANTZ, G., STAIR, K., VALENCIA, V. & GEHRELS, G., 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina.

FERNÁNDEZ SAVESO, F., PÉREZ, M. A., BRISSON, I. E., ÁLVAREZ, L. A., 1993. Sequence stratigraphy and tectonic análisis of the Paganzo basin, Western Argentina, *Comptes Rendus*, 12° Internacional Congreso on the Carboniferous-Permian System, 2: 223-260, Buenos Aires.

FLORENCE, F. P., & SPEAR, F. S. (1991). Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on PT path calculations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(4), 487-500.

FROST, B. R., BARNES, C. G., COLLINS, W. J., ARCULUS, R. J., ELLIS, D. J., & FROST, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, 42(11), 2033-2048.

GALINDO, C. y 7 coautores, 2004. Datación Sm-Nd del metamorfismo en la Sierra de las Imanas (sierras Pampeanas Occidentales, Argentina). *Geogaceta*, 35, 75-78.

GALLIEN, F., MOGESSIE, A., BJERG, E., DELPINO, S., CASTRO DE MACHUCA, B., THÖNI, M., KLÖTZLID, U., 2010. Timing and rate of granulite facies metamorphism and cooling from multi-mineral chronology on migmatitic gneisses, Sierras de La Huerta and Valle Fértil, NW Argentina. *Lithos* 114: 229-252.

GONZÁLES BONORINO, F., 1950. Algunos problemas geológicos de la Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (3): 81-110.

GROSHONG, R. H. (1988). Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. *Geological Society of America Bulletin*, 100(9), 1329-1360.

HANMER, S., PASSCHIER, C., 1991. Shear-sense indicators: A review. *Geological Survey of Canada* 90: 17-72.

KELEMEN, P. B., Hanghøj, K., & Greene, A. R. (2003). One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treatise on geochemistry*, 3, 593-659.

KRAEMER P. E., ESCAYOLO, M. P., MARTINO R. D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de la Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40' -32°40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.

LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., BIRCH, W. D., BURKE, E. A., FERRARIS, G., GRICE, J. D., & STEPHENSON, N. C. (2003). Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's 1997 recommendations. *The Canadian Mineralogist*, 41(6), 1355-1362.

LE MAITRE, R., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193 p.

LÓPEZ DE LUCHI, M. G., 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera t del batolito de Renca, sierras de San Luis, Republica Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 84-87, Tucumán.

LLAMBÍAS, E. J., SATO, A. M., ORTIZ SUÁREZ. A., PROZZO, C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.): *The Proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society of London, Special Publication 142: 325-341.

MARÍN, G., RAMOS, V.A., 1988. Descripción Geológica de la Hoja 20e Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, 33 p, Buenos Aires.

MCCLELLAND, W.C., ELLIS, J.R., ROESKE, S.M., MULCAHY, S.R., VUJOVICH, G.I., NAIPAUER, M. 2005. U-Pb SHRIMP igneous zircon ages and LA-ICPMS detrital zircon ages from metamorphic Rocks between the Precordillera terrane and the Gondwana margin,

Sierra de la Huerta to Pie de Palo, northwest Argentina. *Gondwana* 12, Academia Nacional de Ciencias, Actas 1, pp. 250, Córdoba.

MC CLAY, K., 1987. The mapping of geological structures. Geological Society of London, Handbook Series, Ed. M Freitas, 160 p.

MCDONOUGH, W. F., & SUN, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3), 223-253.

MITRA, S., & FISHER, G. W. (1992). Structural geology of fold and thrust belts. Johns Hopkins Univ Pr.

MIRRE, J. C., 1971. Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista XXVI (1): 113-127 p. Corrigenda XXVI (2): 279 p.*

MIRRE, C. J., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 19e, Valle Fértil, provincia de San Juan y La Rioja. Carta Geológica-Económica de la Republica Argentina, Escala 1:200.000. Ministerio de Economía. Secretaria de estado de Minería.

MORIMOTO, N. (1989). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal*, 14(5), 198-221.

NICOLAS, A., & POIRIER, J. P. (1976). Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. John Wiley & Sons.

OTAMENDI, J., DUCEA, M., TIBALDI, A., BERGANTZ, G., DE LA ROSA, J., VUJOVICH, G., 2009b. Generation of Tonalitic and Dioritic Magmas by Coupled Partial Melting of Gabbroic and Metasedimentary Rocks within the Deep Crust. *Journal of Petrology* 50: 841-873.

OTAMENDI, J.E., TIBALDI, A.M., VUJOVICH, G.I., VIÑAO, G.A., 2008a. Metamorphic evolution of migmatitas from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil - La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 313-325.

OTAMENDI, J.E., VUJOVICH, G.I., DE LA ROSA, J.D., TIBALDI, A.M., CASTRO, A., MARTINO, R.D., PINOTTI, L.P., 2008b. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, sierras Valle Fértil - La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 258-279.

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

OTAMENDI, J. E., TIBALDI, A. M., VUJOVICH, G. I., 2008. Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierra Valle

Fértil – La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 25: 313-335.

OMARINI, R. H., 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna. Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral 202 p. (inérita), Salta.

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

PASSCHIER, C. W., Y TROUW, R. A. J., 1998. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 289 p.

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

PONTORIERO, S., CASTRO DE MACHUCA, B., 1999. Contribution to the age of the igneous-metamorphic basement of La Huerta range, province of San Juan, Argentina. II South Am. Symp. Isotopic Geology. *Anales XXXIV*, pp. 101-104. Inst. Geol. Recursos Nat., Córdoba.

QUENARDELLE, S., 1995, Petrografía y geoquímica del plutón San José del Morro, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 229-236.

RAPELA, C. W., PANKHURST, R. J., CASQUET, C., BALDO, E. G., SAAVEDRA, J., GALINDO, C., 1998b. Las colisiones continentales Pampeanas y famatiniana. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económico, Actas 2: 404 p.

RAMOS, V.A., CRISTALLINI, E.O., PERÉZ, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-8

RAMOS, V. A., 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. Evolución tectónica de la Argentina. *Geología Argentina*, capítulo 24, 715 p.

RAMOS, V. A., 1988a. Tectonics of the Late Proterozoic- Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *South American Episodes* 11 (3) : 168-174, Ottawa.

ROESKE, S. M., MCCLELLAND, W. C., CAIN IV, J. C., MULCAHY, S. R., VUJOVICH, G. I., & IRIONDO, A. (2005). Paleozoic record of convergence and

extension within the arc forearc transition of the Famatina arc, as recorded in western Sierra de la Huerta, Argentina. *Gondwana*, 12, 315.

ROLLINSON, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific y Technical, 353 p., New Cork. SIBSON, R., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London* 133: 191-213.

SELLEY, D. 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Eds: Chapman & Hall, 445 p.

SIMPSON, C. Y SCHMID, S. M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 1281-1288.

SPEAR, F.S., 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America, 799 p., Washington D.C

SPEAR, F.S., 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology* 9: 379-388.

STUART- SMITH, P., MIRÓ, R., PIETERS, P., LYONS, P., SIMS, J., CAMACHO, A., 1996. Tectonic framework of the southern Sierras Pampeanas, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 147-148.

TIBALDI, A.M., ÁLVAREZ-VALERO, A.M., OTAMENDI, J.E., CRISTOFOLINI, E.A. 2011. Formation Of Paired Pelitic And Gabbroic Migmatites: An Empirical Investigation Of The Consistency Of Geothermometers, Geobarometers, And Pseudosections. *Lithos* 122: 57-75.

TURNER, F., WEISS, L., 1963. Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. MacGraw-Hill, 545p., New York.

VERNON, R., 2000. A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, 594 p., United Kingdom

VILLAR, L., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas de la Republica Argentina y su significado metalogénico. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 3: 135-156, Buenos Aires

VIÑAO, G. A., 2007. Geología del centro de la sierra de Valle Fértil, entre la Majadita y Los Bretes, departamento Valle Fértil, San Juan, Argentina. Tesis de Licenciatura (inérita). Universidad Nacional de Río Cuarto. 81. p. Río Cuarto.

VUJOVICH, G.I., MILLER, H., RAMOS, V.A., 1994. Proterozoic metavolcanics from western Sierras Pampeanas terrane, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 7: 309-323.

VUJOVICH, G. I., KAY, S., 1996. Evidencias geoquímicas del origen y ambiente geológico de las rocas metamórficas de composición máfica e intermedia de las Sierra Pampeanas Occidental. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 273-292.

VUJOVICH, G. I., CHERNICOFF, J., TCHILIGUIRIAN, P., GODEAS, M., MARÍN, G., PEZZUTTI, N., SEPÚLVEDA, E., 1998. Hoja Geológico 3166-II, Chepes, Provincias de San Juan y La Rioja. Subsecretaria de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, 54 p. Bueno Aires.

WILSON, M., 1989. Igneous petrogenesis. Chapman y Hall, 466 p., Londres

WELLS, P. R. (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. Contributions to mineralogy and Petrology, 62(2), 129-139.

WINTER, J. D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Ed: Prentice Hall Inc. Upper Saddle River, New Jersey 074458. Part. I Igneous Petrology 1: 34-35 p.

WOOD, B. J., & BANNO, S. (1973). Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. Contributions to mineralogy and petrology, 42(2), 109-124.

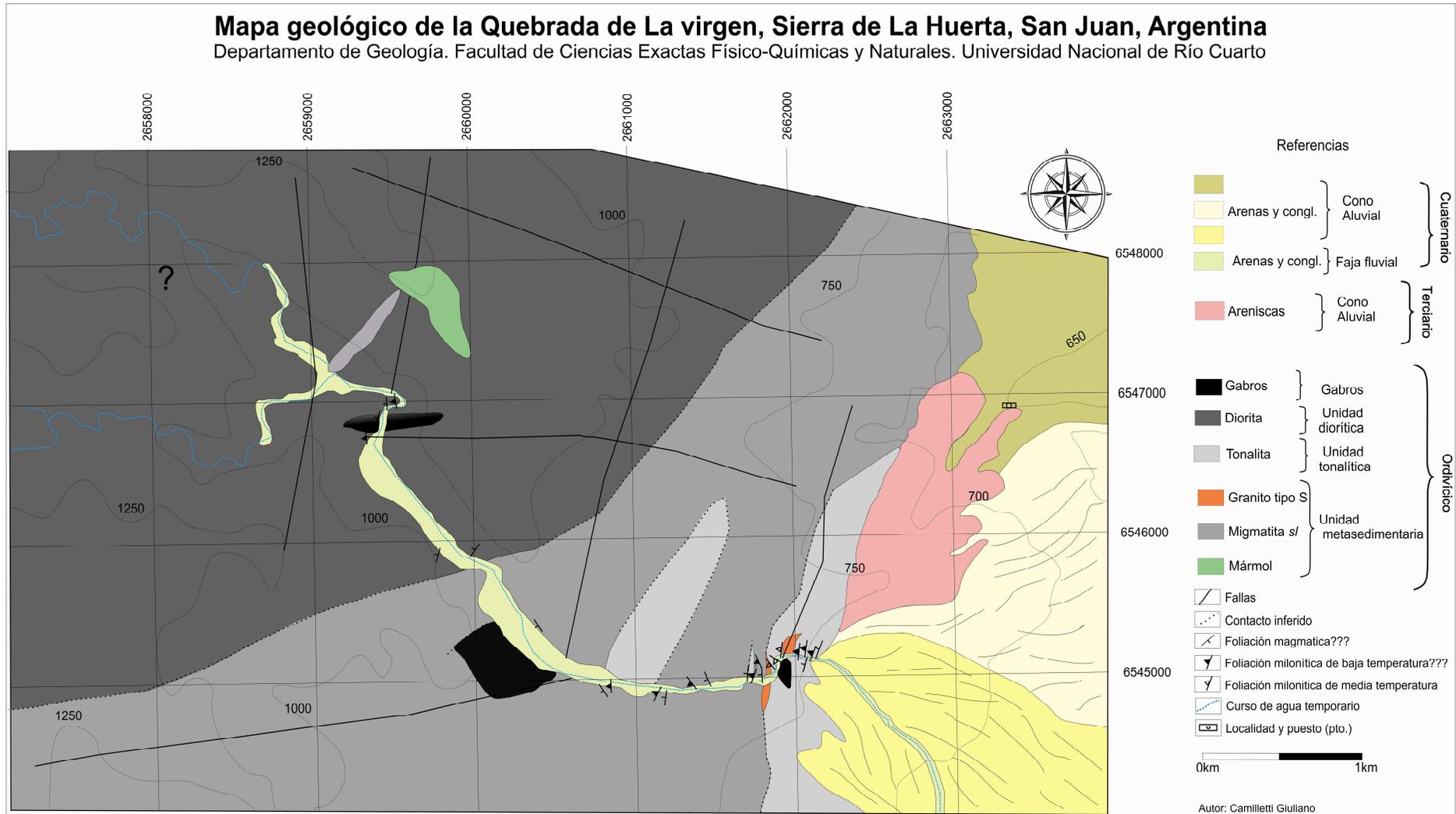
WU, C. M., ZHANG, J., & REN, L. D. (2004). Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium-to high-grade metapelites. Journal of Petrology, 45(9), 1907-1921.

ZAPATA, T. R., ALLMENDINGER, R. W., 1997. La estructura cortical de la Precordillera Oriental y valle de Bermejo a los 30° de latitud sur. XII Congreso Geológico Argentina (Mendoza), Actas 2, 211-224.

Anexo I: Mapa

Mapa geológico de la Quebrada de La virgen, Sierra de La Huerta, San Juan, Argentina

Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto



Anexo II: Descripciones Petrográfica

Tesis de Licenciatura - Giuliano Camilletti - 2016

Muestra	Punto	Unidad Litológica	Tipo de Roca	Textura	M. Principales	M. Accesorios	M. Alteración
Qlv 1a	Qlv1	Unidad Tonalítica	Tonalita anfibólica-piroxénica	Inequigranular hipidiomórfica	Pl-Qtz-Cpx-Amph	Bt- Ap- Zrn- Op	Ser- Bt
Qlv 1b	Qlv1	Unidad Tonalítica	Gabronorita horbléndica-piroxénica	Inequigranular hipidiomórfica	Pl-Amph-Cpx	Bt- Zrn- Ap- Op (mag + ilm)	Ser- Chl
Qlv 1c	Qlv1	Unidad Tonalítica	Milonita	Recristalización dinámica, esquistosidad grosera	Qtz-Pl	Bt- Zrn	Ser- Chl- Ms
Qlv 2	Qlv 2	Unidad Tonalítica	Milonita	Esquistosidad milonítica	Qtz+Bt+Pl	Ap- Zrn	
Qlv 3	Qlv 3	Unidad Tonalítica	Granodiorita	Inequigranular alotriomórfica c/deformación submagmática	Qtz- Pl- Kfs	Bt- Zrn	Ser- Ms- Chl
Qlv7	Qlv 7	Unidad Tonalítica	Melagabronorita piroxeno-horbléndica	Inequigranular hipidiomórfica	Px- Amph- Pl	Op- Zrn- Ap	Ser
Qlv 11a	Qlv 11	Unidad Migmática	Migmatita (leucosoma)	Granoblástica	Qtz- Pl	Bt- Op	Bt- Ser- Chl
Qlv 11b	Qlv 11	Unidad Migmática	Protomilonita	Granolepidoblástica con una esquistosidad grosera	Qtz+Pl+Bt	Zrn- Op	
Qlv 11c	Qlv 11	Unidad Migmática	Granodiorita cuarzosa	Equigranular granoblástica	Pl- Qtz- Px- Amph	Zrn- Op	Ser
Qlv 13	Qlv 13	Unidad Migmática	Migmatita	Granoblástica	Qtz-Pl	Bt-Op	
Qlv 19	Qlv 19	Unidad Migmática	Migmatita	Granolepidoblástica	Grt+Sill+Crd+Bt+ Pl+Qtz	Zrn	Ser- Pinita
Qlv 23a	Qlv 23	Unidad Migmática	Gabronorita	Inequigranular alotriomórfica	Pl- Cpx- Opx- Amph- Qtz	Bt- Op- Zrn	Bt- Amph- Ser- Chl
Qlc 23b	Qlv 23	Unidad Migmática	Gabro	Equigranular hipidiomórfica	Qtz- Pl- Amph- Cpx- Opx	Op	Ser- Chl
Qlv 24	Qlv 24	Unidad Migmática	Gabronorita	Inequigranular hipidiomórfica	Pl- Amph- Opx (Cpx?)	Op- Zrn	ser
Qlv 27	Qlv 27	Unidad Diorítica	Milonita	Porfidoclástica con esquistosidad milonítica	Bt+Qtz+Chl+Pl	Op- Zrn	

Tesis de Licenciatura - Giuliano Camilletti - 2016

Qlv 36a	Qlv 36	Unidad Diorítica	Tonalita	Inequigranular alotriomórfica a hipidiomórfica	Pl- Qtz- Bt- Amph	Op- Zrn- Ap	Ser
Qlv 36b	Qlv 36	Unidad Diorítica	Migmatita	Granoblástica	Qtz+Bt+Pl	Zrn- Ap	
Qlv 40	Qlv 40	Unidad Diorítica	Gabro Hornbléndico	Inequigranular hipidiomórfica	Pl- Amph- Qtz- Cpx- Bt	Zrn- Op- Ap	Bt- Chl

Anexo III: Tablas

Tabla 1: Composición de granates (normalizado a 8 cationes)

Muestra Point	QLV19 1	QLV19 2	QLV19 3	QLV19 4	QLV19 5	QLV19 6	QLV19 7	QLV19 8	QLV19 9	QLV19 10	QLV19 11	QLV19 12	QLV19 14	QLV19 15
SiO2	38,17	38,68	38,70	38,32	38,78	38,73	38,45	38,38	38,66	38,59	38,86	38,72	38,80	38,49
TiO2	0,03		0,07	0,01	0,02				0,01		0,07	0,04	0,00	
Al2O3	22,77	22,85	22,69	22,67	22,71	22,53	22,64	22,57	22,89	22,86	22,77	22,48	22,91	22,69
MgO	8,08	9,41	9,41	9,40	9,65	9,45	8,66	8,07	9,14	9,49	9,46	9,19	9,32	8,28
FeO	30,13	28,36	28,33	28,20	28,54	28,49	28,94	29,91	28,61	28,28	27,98	28,43	28,28	29,94
CaO	1,36	1,29	1,23	1,21	1,25	1,23	1,19	1,25	1,20	1,20	1,18	1,18	1,29	1,37
MnO	0,58	0,59	0,58	0,56	0,65	0,60	0,49	0,57	0,59	0,52	0,61	0,54	0,61	0,55
Cr2O3	0,01		0,05	0,00	0,06	0,04	0,12	0,07	0,01		0,06		0,05	0,09
Total	101,12	101,17	101,05	100,36	101,66	101,08	100,48	100,82	101,11	100,95	100,98	100,56	101,25	101,41
Si	2,93	2,94	2,95	2,94	2,93	2,95	2,96	2,95	2,95	2,94	2,96	2,97	2,95	2,94
Ti	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
Al	2,06	2,05	2,04	2,05	2,03	2,02	2,05	2,05	2,06	2,05	2,04	2,03	2,05	2,05
Ca	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11
Mg	0,92	1,07	1,07	1,07	1,09	1,07	0,99	0,93	1,04	1,08	1,07	1,05	1,06	0,94
Fe+2	1,93	1,80	1,80	1,81	1,81	1,81	1,86	1,93	1,82	1,80	1,78	1,82	1,80	1,91
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
XMg	0,31	0,35	0,35	0,36	0,36	0,35	0,33	0,31	0,35	0,36	0,36	0,35	0,35	0,31
XFe	0,64	0,60	0,60	0,60	0,59	0,60	0,62	0,64	0,61	0,60	0,60	0,61	0,60	0,64
XCa	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
XMn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

Tabla 2: Composición de biotitas (normalizado a 22 cargas)

Muestra Punto	QLV19 24	QLV19 25	QLV19 32	QLV19 33	QLV19 37	QLV19 41
SiO ₂	35,25	36,54	35,79	35,27	35,84	35,06
TiO ₂	3,54	3,83	4,10	4,13	3,47	3,15
Al ₂ O ₃	17,50	18,04	17,56	17,76	18,04	17,88
MgO	13,97	13,64	13,91	13,66	15,80	14,28
FeO	14,43	14,36	14,59	14,14	12,56	14,54
MnO	0,04	0,02			0,01	0,03
K ₂ O	9,49	9,71	9,66	9,76	9,48	9,38
Na ₂ O	0,20	0,27	0,17	0,17	0,33	0,21
BaO	0,08	0,13	0,11	0,15	0,18	0,11
CaO	0,09	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04
Total	94,61	96,53	95,89	95,05	95,74	94,68
Si	2,66	2,69	2,66	2,64	2,64	2,64
Al(IV)	1,34	1,31	1,34	1,36	1,36	1,36
Al(VI)	0,21	0,25	0,20	0,21	0,21	0,23
Al (tot)	1,56	1,56	1,54	1,57	1,57	1,59
Ti	0,20	0,21	0,23	0,23	0,19	0,18
Fe	0,91	0,88	0,91	0,89	0,77	0,92
Mg	1,57	1,49	1,54	1,53	1,74	1,60
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum(VI)	2,89	2,84	2,87	2,86	2,91	2,92
Vac(VI)	0,11	0,16	0,13	0,14	0,09	0,08
Na	0,03	0,04	0,02	0,02	0,05	0,03
K	0,91	0,91	0,92	0,93	0,89	0,90
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	12,09	12,04	12,08	12,08	11,96	12,08
HO	-10,09	-10,04	-10,08	-10,08	-9,96	-10,08
XMg	0,63	0,63	0,63	0,63	0,69	0,64
XFe	0,37	0,37	0,37	0,37	0,31	0,36

Tabla 3: Composición de plagioclasas

Muestra Punto	QLV19 26	QLV19 27	QLV19 28	QLV19 29	QLV19 36	QLV19 42
SiO ₂	58,15	57,94	58,26	58,15	58,76	58,74
Al ₂ O ₃	26,48	26,48	26,34	25,27	26,01	26,01
FeO	0,06	0,03	0,03	0,04	0,12	0,05
CaO	7,35	7,77	7,29	6,52	7,18	7,02
Na ₂ O	7,05	7,02	7,21	7,17	7,28	7,43
K ₂ O	0,21	0,16	0,20	0,24	0,16	0,18
BaO	0,05			0,04	0,10	
Total	99,35	99,40	99,33	97,45	99,61	99,43
Si	2,61	2,60	2,62	2,66	2,63	2,63
Al	1,40	1,40	1,40	1,36	1,37	1,38
Fe+3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,35	0,37	0,35	0,32	0,34	0,34
Na	0,61	0,61	0,63	0,64	0,63	0,65
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
An	0,36	0,38	0,35	0,33	0,35	0,34
Ab	0,63	0,61	0,63	0,66	0,64	0,65
Or	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

Tabla 4: Composición de cordieritas (basado en 11 cationes)

Muestra Punto	QLV19 30	QLV19 31	QLV19 39	QLV19 40
SiO ₂	39,28	40,31	48,04	48,17
TiO ₂			0,01	
Al ₂ O ₃	31,62	32,55	33,90	33,91
FeO	7,34	7,38	5,32	5,37
MnO	0,10	0,10	0,06	0,03
MgO	6,85	6,56	10,38	10,33
CaO	0,49	0,47	0,03	0,03
Na ₂ O	0,04	0,04	0,06	0,09
K ₂ O	1,26	1,10	0,04	0,03
	85,73	87,41	97,81	97,91
Si	4,618	4,654	4,889	4,899
Ti	0,000	0,000	0,001	0,000
Al	4,383	4,432	4,067	4,066
Fe+2*	0,722	0,713	0,453	0,457
Mg	1,200	1,129	1,575	1,565
Mn	0,010	0,010	0,005	0,002
Ca	0,062	0,058	0,004	0,003
Na	0,004	0,004	0,006	0,008
Mg/Mg+Fe	0,624	0,613	0,777	0,774

Tabla 5: Composición de óxidos de Fe–Ti (2 cationes y 6 cargas)

Muestra Punto	QLV19 34	QLV19 35	QLV19 43
SiO ₂	0,081	0,167	0,141
TiO ₂	0,044	0,046	0,061
Al ₂ O ₃	0,643	0,32	0,316
Fe ₂ O ₃	0	0	0
FeO	89,16	89,028	90,193
MnO			0,039
MgO	0,049	0,094	0,043
CaO	0,022		0,019
Cr ₂ O ₃	0,25	0,754	0,288
Tot.	90,249	90,409	91,1

Tabla 6: Composición de plagioclasas

Muestra Punto	QLV23 QLV23-1	QLV23 QLV23-2	QLV23 QLV23-7	QLV23 QLV23-8	QLV23 QLV23-15	QLV23 QLV23-27	QLV23 QLV23-28	QLV23 QLV23-30	QLV23 QLV23-31	QLV23 QV23-15b
SiO ₂	46,90	46,49	46,34	46,83	46,30	46,40	46,43	45,25	46,15	46,23
Al ₂ O ₃	34,62	34,52	35,22	34,86	34,92	34,69	34,98	35,58	35,48	34,64
FeO	0,19	0,23	0,19	0,22	0,12	0,15	0,20	0,17	0,21	0,19
CaO	16,91	17,12	17,31	16,85	16,89	16,99	16,93	17,77	17,29	17,32
Na ₂ O	1,86	1,72	1,65	1,95	1,96	1,85	1,90	1,32	1,66	1,57
K ₂ O	0,07	0,04	0,05	0,06	0,07	0,04	0,06	0,05	0,04	0,04
SrO	0,07		0,06	0,00		0,05		0,03	0,06	0,00
BaO		0,04	0,07	0,02					0,01	0,04
total	100,62	100,17	100,90	100,79	100,24	100,18	100,49	100,17	100,90	100,04
Si	2,14	2,13	2,11	2,13	2,12	2,13	2,12	2,08	2,10	2,12
Al	1,86	1,87	1,89	1,87	1,89	1,88	1,89	1,93	1,91	1,88
Fe+3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,83	0,84	0,85	0,82	0,83	0,84	0,83	0,88	0,84	0,85
Na	0,16	0,15	0,15	0,17	0,17	0,16	0,17	0,12	0,15	0,14
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
An	83,06	84,43	85,01	82,37	82,35	83,33	82,82	87,84	85,01	85,70
Ab	16,54	15,32	14,70	17,27	17,27	16,42	16,84	11,84	14,77	14,04
Or	0,40	0,25	0,30	0,36	0,38	0,25	0,34	0,32	0,22	0,26

Tabla 7: Composición de los anfíboles.

Muestra	QLV23							
Punto	QLV23-5	QLV23-13	QLV23-14	QLV23-17	QLV23-18	QLV23-25	QLV23-26	QLV23-34
SiO2	43,64	43,77	43,12	42,95	43,01	43,48	43,55	43,59
TiO2	1,47	1,56	1,72	1,64	1,76	1,70	1,80	1,67
Al2O3	11,22	11,14	11,53	11,60	11,90	11,56	11,56	11,26
Cr2O3	0,14	0,10	0,05	0,04	0,10	0,22	0,11	0,13
FeO	13,09	12,88	12,88	12,92	13,07	13,12	12,77	13,22
MnO	0,13	0,12	0,13	0,10	0,15	0,17	0,14	0,16
MgO	13,29	13,51	13,18	13,02	12,85	13,15	13,29	13,38
CaO	11,80	11,75	11,66	11,71	11,59	11,71	11,73	11,75
Na2O	1,32	1,36	1,34	1,28	1,25	1,32	1,20	1,29
K2O	1,25	1,23	1,27	1,32	1,32	1,33	1,28	1,22
F								
Cl								
total	97,35	97,42	96,88	96,58	97,00	97,76	97,43	97,69
Formula								
Si	6,41	6,42	6,36	6,36	6,34	6,37	6,38	6,38
Al(4)	1,59	1,58	1,64	1,64	1,66	1,63	1,62	1,62
Suma T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al(6)	0,36	0,34	0,37	0,39	0,42	0,36	0,38	0,32
Ti	0,16	0,17	0,19	0,18	0,20	0,19	0,20	0,18
Fe(3+)	0,43	0,43	0,42	0,41	0,41	0,42	0,42	0,49
Cr	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02
Mg	2,91	2,95	2,90	2,88	2,82	2,87	2,90	2,92
Fe(2+)	1,12	1,09	1,11	1,14	1,14	1,13	1,09	1,07
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05
Mn	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca	1,86	1,85	1,84	1,86	1,83	1,84	1,84	1,84
Na	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08
Suma B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,30	0,30	0,30	0,29	0,27	0,29	0,26	0,28
K	0,23	0,23	0,24	0,25	0,25	0,25	0,24	0,23
Suma A	0,53	0,53	0,54	0,54	0,52	0,54	0,50	0,51
Total	15,53	15,53	15,54	15,54	15,52	15,54	15,50	15,51
Clasificación	Ca group							
	Fe-Act							

Tabla 8: Composición de clinopiroxeno

Muestra	QLV23	QLV23	QLV23	QLV23	QLV23	QLV23	QLV23	QLV23
Punto	QLV23-6	QLV23-11	QLV23-12	QLV23-22	QLV23-23	QLV23-24	QLV23-29	QLV23-32
SiO ₂	50,56	51,63	50,32	51,83	50,63	51,47	52,85	51,18
TiO ₂	0,24	0,18	0,27	0,26	0,20	0,23	0,13	0,22
Al ₂ O ₃	2,54	2,56	2,65	2,36	2,68	2,48	1,99	2,42
FeO	8,06	8,68	8,73	8,59	8,77	8,50	13,81	8,32
MgO	13,71	14,02	13,96	13,84	13,84	13,83	17,77	13,92
MnO	0,22	0,28	0,24	0,24	0,25	0,25	0,32	0,25
CaO	22,57	22,53	22,32	22,40	22,24	22,60	13,24	22,51
Na ₂ O	0,43	0,48	0,39	0,41	0,45	0,43	0,27	0,45
K ₂ O			0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,03	0,01	0,08	0,07	0,08	0,01
total	98,361	100,35	98,919	99,941	99,138	99,879	100,48	99,286
Si	1,91	1,91	1,89	1,93	1,89	1,91	1,95	1,91
Al(4)	0,09	0,09	0,11	0,07	0,11	0,09	0,05	0,09
Al(6)	0,02	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02	0,04	0,02
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Cr+3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+2	0,25	0,27	0,27	0,27	0,27	0,26	0,43	0,26
Mg	0,77	0,77	0,78	0,77	0,77	0,77	0,98	0,77
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,91	0,89	0,90	0,89	0,89	0,90	0,52	0,90
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
Mg/Fe+Mg	0,75	0,74	0,74	0,74	0,74	0,74	0,70	0,75
Wo	47,09	46,16	45,98	46,33	46,02	46,63	27,16	46,54
En	39,79	39,95	39,99	39,80	39,82	39,67	50,72	40,03
Fs	13,12	13,88	14,03	13,87	14,16	13,69	22,12	13,43

Tabla 9: Composición de ortopiroxeno.

Muestra	QLV23	QLV23	QLV23	QLV23	QLV23	QLV23	QLV23	QLV23	QLV23	QLV23
Punto	QLV23-3	QLV23-4	QLV23-9	QLV23-10	QLV23-16	QLV23-19	QLV23-20	QLV23-21	QLV23-33	QLV23-35
SiO ₂	52,36	52,48	51,85	51,95	51,94	51,28	51,55	52,18	50,92	51,66
TiO ₂	0,06	0,08	0,04	0,08	0,05	0,10	0,04	0,06	0,02	0,11
Al ₂ O ₃	1,70	1,28	1,63	1,75	1,72	1,87	1,78	1,71	1,56	1,69
FeO	22,45	22,30	23,08	22,80	22,39	22,37	22,62	22,85	23,85	22,02
MgO	23,04	23,21	22,87	22,76	22,89	22,59	22,69	22,56	21,49	22,59
MnO	0,59	0,55	0,60	0,58	0,55	0,59	0,61	0,57	0,61	0,55
CaO	0,46	0,41	0,48	0,46	0,44	0,48	0,47	0,50	0,52	0,58
Na ₂ O	0,01	0,00		0,03		0,02	0,00	0,01	0,01	0,04
K ₂ O	0,01	0,01	0,01		0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,08	0,06	0,05	0,02	0,05	0,10		0,07	0,03	0,00
total	100,76	100,38	100,61	100,43	100,03	99,42	99,76	100,51	99,01	99,23
Si	1,93	1,94	1,92	1,92	1,93	1,92	1,92	1,93	1,92	1,93
Al(4)	0,07	0,06	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07
Al(6)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	-0,01	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr+3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+2	0,69	0,69	0,71	0,71	0,69	0,70	0,70	0,71	0,75	0,69
Mg	1,26	1,28	1,26	1,25	1,27	1,26	1,26	1,24	1,21	1,26
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg/Fe+Mg	0,65	0,65	0,64	0,64	0,65	0,64	0,64	0,64	0,62	0,65
Wo	0,93	0,81	0,95	0,93	0,89	0,97	0,95	1,01	1,07	1,17
En	64,06	64,44	63,24	63,43	63,99	63,65	63,52	63,11	60,97	63,88
Fs	35,02	34,74	35,81	35,65	35,12	35,38	35,54	35,88	37,97	34,95

Tabla 10: Composición geoquímica de roca total

Muestra	QLV 23	LV 50	LV 51	LV 52
SiO ₂	48,93	49,51	51,12	69,98
TiO ₂	0,31	0,21	0,25	1,03
Al ₂ O ₃	17,56	15,56	12,73	11,43
Fe ₂ O ₃ t	9,21	7,91	9,86	6,31
MgO	10,02	11,74	12,91	2,73
CaO	11,19	11,95	10,69	3,51
Na ₂ O	1,00	0,71	0,77	1,36
K ₂ O	0,37	0,43	0,37	1,71
TOTAL	98,59	98,02	98,70	98,06
Rb	12,00	12,00	12,00	73,00
Ba	96,00	129,00	86,00	725,00
Th	0,28	0,40	0,40	1,10
U	0,07		0,10	0,40
Nb	1,40		1,00	19,00
K	3071	3569	3071	14193
Pb				6,00
Sr	147,00	129,00	95,00	134,00
Zrn	27,00	14,00	39,00	523,00
Ti	1872	1254	1494	6156
Y	7,90	8,00	14,00	7,00
La	5,00	2,80	7,30	15,00
Ce	10,30	6,20	17,30	26,60
Pr	1,38	0,80	2,34	2,64
Nd	5,56	3,20	10,20	8,60
Sm	1,39	0,90	2,80	1,40
Eu	0,47	0,34	0,53	0,81
Gd	1,36	1,20	2,90	1,00
Tb	0,23	0,20	0,50	0,10
Dy	1,46	1,30	3,00	0,70
Ho	0,31	0,30	0,60	0,20
Er	0,95	0,80	1,60	0,50
Yb	0,89	0,80	1,60	0,70
Lu	0,14	0,12	0,24	0,13