



UNIVERSIDAD NACIONAL DE CATAMARCA
FACULTAD DE TECNOLOGÍA Y CIENCIAS APLICADAS
DEPARTAMENTO GEOLOGÍA



CARRERA LICENCIATURA EN GEOLOGÍA

SEMINARIO

"GÉNESIS Y EVOLUCIÓN PETROLÓGICA DE LA FAJA DE DEFORMACIÓN LA BREA, SIERRA DE AMBATO, DEPARTAMENTO CAPITAL, CATAMARCA, ARGENTINA".

ALUMNA: FLAVIA RAQUEL ROMERO M.U.Nº 0378

DIRECTOR: LIC. MATIAS EDUARDO RASJIDO

CODIRECTORA: DRA. GRACIELA DEL VALLE CÓRDOBA

Octubre 2018



Universidad Nacional de Catamarca
Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas
Departamento Geología



**“GÉNESIS Y EVOLUCIÓN PETROLÓGICA DE LA FAJA
DE DEFORMACIÓN LA BREA, SIERRA DE AMBATO,
DEPARTAMENTO CAPITAL, CATAMARCA,
ARGENTINA.”**

Alumna:

Flavia Raquel Romero

M.U.N° 0378

Seminario presentado como requisito para optar el título de:

Licenciada en Geología

Director:

Lic. Matías Eduardo Rasjido

Codirectora:

Dra. Graciela del Valle Córdoba

San Fernando del Valle de Catamarca

Octubre 2018.

AGRADECIMIENTOS

Este seminario es el fruto de un extenso y profundo período formativo en el que me sumergí durante un largo tiempo. La elaboración de un trabajo de estas características podría pensarse como una tarea muy solitaria, pero estuve siempre acompañada en cada paso a lo largo de este complejo y maravilloso recorrido. Quiero agradecer, en primer lugar, a Dios y al haber estado justo en el momento preciso, en el que descubrí el fascinante campo de la geología. A mis padres (Julia y César), a mis hermanos (Daniela y Rodrigo), a mis sobrinos, mis tíos y primos, por haberme sostenido y apoyado en cada paso con amor y comprensión, a mi abuela (Yolanda) que está en el cielo y me recordaba lo valiente que era al meterme en las “cuevas” como ella se refería. A Walter por acompañarme y resolver mis innumerables peticiones, mi sostén en estos últimos años de la carrera, mi compañero de ruta y aventuras en el loco universo de la geología, mi amor.

En el plano profesional, estoy convencida de que este trabajo no hubiese llegado a ser lo que es sin las guías brillantes de mis queridísimos directores del seminario, el Lic. Matías Rasjido y la Dra. Graciela del V. Córdoba. La infinita paciencia con el que me contuvieron en el momento más especial de mi vida, ha sido sin lugar a dudas, una gran virtud con el que les voy a agradecer siempre, la calidad humana y profesional de mis directores, sus enseñanzas y alientos para seguir descubriendo nuevos horizontes, ha permitido desenmarañar todas mis dudas para llegar al final de esta hermosa etapa.

A los grandes profesionales que me socorrieron en este trabajo final de carrera, Lic. Eugenia Nieva, Lic. Karina Rodríguez, Lic. Rafael Furque, Lic. Ítalo Francile, al Dpto. Registro Gráfico y Fiscalización de la Dirección Provincial de Minería, al Estudio de Agrimensura del Ing. Mario David Richard, a Marcos Astorga por acompañarme en mis salidas de campaña.

A todos mis profesores de la carrera de Lic. en Geología, me llevo lo mejor de cada uno, a mis compañeros de cada clase, cada salida de campo, cada viaje, cada anécdota y los maravillosos momentos compartidos que guardaré siempre en mi memoria. Por esto diré que mis mejores tiempos fue el ser estudiante de este grandioso y fascinante universo geológico.

A mis compañeros de trabajo de la DiPGAM, especialmente al Dpto. Evaluación de Proyectos, porque todavía no dejan de enseñarme, alentarme en los grandes desafíos diarios, el descubrir el placer del trabajo profesional y las mateadas filosóficas.

A mis amigos, por su aliento y contención, a los que están lejos de Catamarca, pero que aún así, siguieron junto a mí. A todos los que me alentaron en los momentos más difíciles, a los que creyeron profundamente en mí y se merecen todos los frutos de este trabajo, que humildemente puedo brindar.

Este trabajo está dedicado especialmente a mi pequeño y gran amor, mi motor y fuente de inspiración, mi hijo Bautista. Mi niño estuviste en el campo con mami, fuiste mi compañía desde el vientre, mi estímulo amoroso constante de disciplina y esfuerzo, a lo largo de este trabajo.

CONTENIDO

RESUMEN

CAPÍTULO I – INTRODUCCIÓN

1.1. INTRODUCCIÓN	1
1.2. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	2
1.3. OBJETIVOS	4
1.3.1. Objetivo General.....	4
1.3.2. Objetivo Específicos	4
1.4. HIPÓTESIS DE TRABAJO	4
1.5. FUNDAMENTACIÓN	5
1.6. ESTRUCTURA DEL TRABAJO	5
1.6.1. Capítulo I - Introducción.....	5
1.6.2. Capítulo II - Marco Teórico	5
1.6.3. Capítulo III - Metodología	6
1.6.4. Capítulo IV – Relaciones de Campo y Petrología.....	6
1.6.5. Capítulo V – Resultados Alcanzados	6
1.6.6. Capítulo VI - Conclusiones.....	6
1.6.7. Capítulo VII - Bibliografía.....	6
1.6.8. Capítulo VIII - Anexos.....	6

CAPÍTULO II – MARCO TEÓRICO

2.1. METAMORFITAS	7
2.1.1. ESQUISTOS	8
2.1.2. TECTONITAS	8
2.1.3. MIGMATITAS	10
2.1.3.1. Génesis	11
2.1.3.2. Características y clasificación de migmatitas.....	15
2.1.3. PEGMATITAS	18
2.1.3.1. Génesis	19
2.1.3.2. Características y clasificación de pegmatitas	22
2.2. SÍNTESIS DE LA TECTÓNICA GLOBAL Y CICLOS OROGÉNICOS DEL NOA.....	26
2.2.1. Reconstrucción de Rodinia y Pannotia	27
2.2.1.1. El rol del Cratón del Río de la Plata y el Terreno Pampia en la Orogenia Pampeana .	41

2.2.2. RECONSTRUCCIÓN DE GONDWANA.....	43
2.2.2.1. La Orogenia Famatiniana y el rol de los Terrenos Cuyania – Chilena en el margen suroccidental de Gondwana.....	44
2.2.3. CONFIGURACIÓN DEL ÚLTIMO MEGACONTINENTE: PANGEA	48
2.3. GEOLOGÍA DE LAS SIERRAS PAMPEANAS.....	53
2.4. GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE AMBATO	60
2.5. ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO	67
CAPÍTULO III – METODOLOGÍA	
3.1. MÉTODOS DE TRABAJO.....	68
3.1.1. Recopilación de antecedentes y elaboración de mapa base	68
3.1.2. Relevamientos de campo.....	68
3.1.3. Trabajos de Gabinete.....	68
3.1.4. Redacción del Trabajo Final de Licenciatura en Geología	69
CAPÍTULO IV – RELACIONES DE CAMPO Y PETROGRAFÍA	
4.1. GEOLOGÍA LOCAL	70
4.1.1. RELACIONES DE CAMPO.....	71
4.1.1.1. Sector Nororiental.....	71
4.1.1.1.1. Perfil N° 1 - Coordenadas 28° 26' 42,37"S - 28° 26' 41,03" S y 65° 50' 55,92" O - 65° 50' 55,10" O	71
4.1.1.1.2. Perfil N° 2 - Coordenadas 28° 26' 39,31" S - 28° 26' 36,80" S y 65° 50' 54,55" O - 65° 50' 53,56" O	101
4.1.1.1.3. Perfil N° 3 - Coordenadas 28° 26' 33,01" S - 28° 26' 29,99"S y 65° 50' 52,41" O - 65° 50' 50,76"O	121
4.1.1.1.4. Perfil N° 4 - Coordenadas 28° 26' 20,71"S - 28° 26' 15,02"S y 65° 50' 45,13"O - 65° 50' 45,29"O	147
CAPÍTULO V – RESULTADOS ALCANZADOS	
5.1. METAMORFISMO	158
5.1.1. ASOCIACIONES PARAGENÉTICAS Y GRADO METAMÓRFICO.....	158
5.2. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN PETROGENÉTICA	159
5.2.1. CONSIDERACIONES GENÉTICAS.....	160
5.2.1.1. Anatexis.....	160
5.3. DEFORMACIÓN.....	163
5.3.1. A ESCALA MESOSCÓPICA.....	163
5.3.2. A ESCALA MICROSCÓPICA	163

CAPÍTULO VI

6.1. CONCLUSIONES 166

CAPÍTULO VII

7.1. BIBLIOGRAFÍA Y TRABAJOS CITADOS 169

CAPÍTULO VIII – ANEXOS

ANEXO I - REPRESENTACIÓN DE DATOS EN DIAGRAMAS ESTRUCTURALES

ANEXO II - DESCRIPCIÓN DE CORTES PETROGRÁFICOS

ANEXO III - PERFILES TOPOGRÁFICOS – GEOLÓGICOS

ANEXO IV – PLANO GEOLÓGICO

RESUMEN

Este trabajo tiene como ejes fundamentales, el estudio de la génesis y las fábricas deformacionales del basamento cristalino, expuesto en el tramo nororiental de la sierra de Ambato, Catamarca. El complejo metamórfico, situado en La Brea está constituido por esquistos, metatexitas, pegmatitas y tectonitas subordinadas, caracterizados a partir de los datos de campo, muestreo representativo, mapeo geológico - estructural, como en perfiles, fotos y fotomicrografías. Los litotipos mencionados definidos con descripciones previas de la mineralogía, texturas, estructuras que incluyen la identificación como distribución de las deformaciones en los afloramientos y observaciones microscópicas, establecen deformaciones intracristalinas con maclado mecánico, kinking, dislocación entre otros mecanismos y procesos de recuperación, con recristalización dinámica - estática y microtexturas de desmezcla o intercrecimiento. Estos datos permitieron interpretar las condiciones de presión y temperatura a las cuales fueron sometidas las metamorfitas de La Brea, dentro del dominio transicional frágil a frágil - dúctil, estableciéndose una evolución geológica del área de investigación dividida en cuatro eventos vinculados a la Orogenia Famatiniana: **1-**Un primer evento $M_1 - D_1$ en condiciones de grado medio; Facies Esquistos Verdes en transición a Facies Anfibolitas (3 - 5 Kbar y 250 - 500 °C), donde persisten minerales índices como biotita y granate, en ausencia de muscovita primaria. Este evento, dió lugar a la formación de esquistos bandeados, derivado de un protolito psamítico - pelítico. **2-**Un segundo evento $M_2 - D_2$ de carácter regional, asociado al clímax de metamorfismo y deformación en Facies Anfibolitas (4 - 5 Kbar y ~800 °C) genera anatexis a expensas de los esquistos y formación de metatexitas sintectónicas a este evento; con cordierita y granate en los leucosomas. En un estadio tardiotectónico a $M_2 - D_2$ se emplazan diques pegmatíticos anatéticos, discordantes con la roca de caja, con resisters, schlieren biotíticos y granate típicamente euhedro, manifestando este último niveles más profundos de la anatexis prógrada; mientras que la presencia de turmalina evidencia la presencia de boro y otros fluidos en las últimas etapas de cristalización. Este exceso de fluidos movilizados a niveles someros, siguieron las líneas de foliación de las rocas de caja y la subsiguiente formación de pegmatitas cuarzo - feldespática, siendo los representantes mejor expuestos de la anatexis retrógrada como así también lo son las venas secundarias que cortan la estructura regional de la roca de caja. **3-** Un tercer evento $M_3 - D_3$ dinámico, se superpone a los eventos precedentes en Facies Esquistos Verdes (~300 °C – 500 °C y 2 - 3 Kbar), caracterizado por la aparición de fibrolita y microtexturas de deformación que marcan el estadio cinemático sobreimpuesto. A este evento se relaciona la turmalina de las pegmatitas tardiotectónicas que presentan un rumbo general de 45° aproximadamente en relación a la foliación general del Complejo metamórfico, observaciones que permiten inferir la culminación de la cristalización de las turmalinas durante el evento cinemático. **4-** Un cuarto evento M_4 de carácter estático, está vinculado a un metamorfismo retrógrado en Facies Esquistos Verdes (~300 °C – 500 °C y 2 - 3 Kbar), asociado a mecanismos de recuperación y recristalización de minerales euhedros como muscovita, cuarzo y formación de texturas de desmezcla. Finalmente se observa en el sector noreste del Complejo metamórfico, un brusco cambio en la foliación general hacia el suroeste, dato que permite inferir una falla, probablemente andina, asociada a material cataclástico. La correlación a nivel regional de las metamorfitas de La Brea con otras rocas circunscriptas en el ámbito de Sierras Pampeanas, definen el clímax de metamorfismo de edad aproximada a 478 ± 4 Ma dentro del contexto de la Orogenia Famatiniana.

Palabras claves: metamorfismo – génesis – tectónica – mecanismos de deformación – anatexis – Sierra de Ambato.



CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. INTRODUCCIÓN

El sector nororiental de la Sierra de Ambato, pertenece geológicamente al margen occidental del Gondwana con la formación de cuencas sedimentarias, desarrollo de zonas de subducción y acreción del tipo continente-continente, con la consecuente formación de arcos magmáticos y zonas de cizallas. Esta sección de corteza media, situado en el dominio de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, preservan esquistos, migmatitas en diferentes estadios de evolución y pegmatitas discordantes, con deformaciones sobreimpuestas. La información previa indica la falta de estudios petrogenéticos en la zona y la necesidad de realizar trabajos de detalle, con la finalidad de determinar y definir los diferentes tipos litológicos, relaciones de campo, asociaciones minerales, texturas - estructuras, eventos sucedidos, caracterización del metamorfismo, condiciones físicas aproximadas de presión y temperatura, que puedan permitir en su conjunto reconstruir la historia geológica de este complejo litológico de La Brea.

La realización de estudios petrológicos, estructurales, microtexturales y microestructurales constituyen una herramienta útil para poder describir y establecer la evolución geológica de un área. Dichos estudios, permitieron definir asociaciones paragenéticas, indicadores cinemáticos de los diferentes litotipos, su vinculación con los eventos deformativos, las condiciones de presión y temperatura del área de investigación y así determinar su evolución tectonometamórfica, e indagar en los mecanismos ligados a la génesis de las migmatitas, especialmente las pegmatitas. Es por tal motivo que en este trabajo final de carrera, se presenta una caracterización petrológica y estructural de un área de basamento de aproximadamente 1 Km², como así también se aborda una descripción e interpretación de las microtexturas y microestructuras que se observan en los distintos litotipos muestreados (esquistos bandeados, metatexitas y pegmatitas). No obstante, la información recabada de las tectonitas presentes fue a escala afloramiento, restringidas en pequeñas fajas de cizalla, quedando relegadas del estudio petrológico deformacional a microescala.

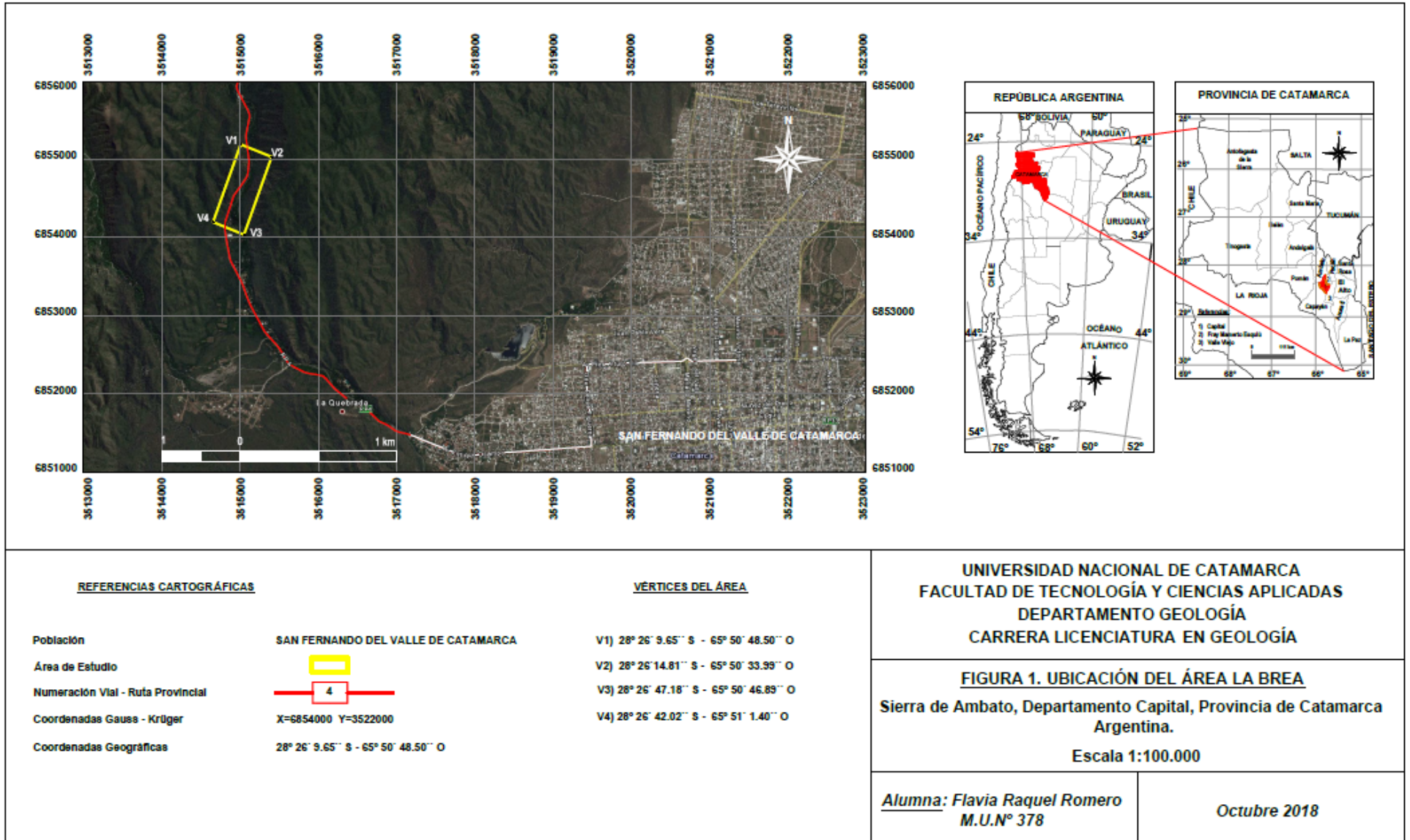
Por último, se integra toda la información obtenida de la secuencia evolutiva del área y se efectúa una interpretación de los procesos y condiciones metamórficas de Presión (P) – Temperatura (T) en las cuales se identifican las litologías y las estructuras presentes en la zona estudiada, acompañadas de un plano geológico a escala 1:5000, como una contribución para entender los eventos metamórficos deformacionales del basamento cristalino de este segmento de las Sierras Pampeanas.

1.2. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se localiza en ladera nororiental de la sierra de Ambato, en el paraje La Brea, departamento Capital, provincia de Catamarca, Argentina. Comprende una superficie aproximada de 1 km², de orientación submeridional distante a 9,28 km de la ciudad de San Fernando del Valle de Catamarca. Se ingresa por la ruta provincial N° 4 que se encuentra en buenas condiciones de transitabilidad y conduce directamente al sitio de interés, entre las coordenadas definidas en la Tabla 1.

Coordenadas Planas (Proyección Gauss – Krüger. Sistema POSGAR 94)	Coordenadas Geográficas
1. X= 6855194,1520 Y=3515007,3780	1. 28° 26` 9,65``S – 65° 50` 48,50``O
2. X= 6855034,7550 Y=3515401,9830	2. 28° 26` 14,81``S – 65° 50` 33,99``O
3. X= 6854038,6370 Y=3515049,7880	3. 28° 26` 47,18``S – 65° 50` 46,89``O
4. X= 6854198,0340 Y=3514655,1830	4. 28° 26` 42,02``S – 65° 51` 1,40``O

Tabla 1. Coordenadas del sitio de interés.



1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo General

Establecer la génesis y evolución petroológica de la Faja de Deformación La Brea, mediante el desarrollo de estudios petrográficos, estructurales – tectónicos, e indagar con otras zonas previamente estudiadas en el ámbito de la Sierra de Ambato.

1.3.2. Objetivos Específicos

Los objetivos específicos que están involucrados en este trabajo final son:

- Caracterizar la petrografía y estructura de los diferentes tipos litológicos, relaciones de campo en el Complejo La Brea y zonas aledañas.
- Establecer los procesos evolutivos del metamorfismo acaecido en esta zona y su vinculación con la anatexis que genera migmatitas, en especial el origen y evolución de las pegmatitas emplazadas en esta zona.
- Analizar las asociaciones paragenéticas e indicadores cinemáticos de los diferentes litotipos y su vinculación con los eventos deformativos.
- Definir las diferentes reacciones de fusión-deshidratación que desarrollan las migmatitas, el origen y los mecanismos de las pegmatitas, como las reacciones que generan la deformación sobreimpuesta.
- Confeccionar un plano geológico a escala de detalle definida durante la realización de este trabajo.

1.4. HIPÓTESIS DE TRABAJO

En el sector Nororiental de Sierra de Ambato, considerado actualmente un bloque activo del ante-país fragmentado Andino, está expuesta una sección de corteza media generada en el retro-arco de un arco magmático, que estuvo activo durante el Ordovícico inferior y medio (Larovere et al., 2012). El sistema orogénico del Ordovícico inferior se relaciona a subducción normal y magmatismo activo, con un cinturón de arco frontal que actualmente se encuentra exhumado en el Sistema de Famatina, Cordillera Oriental y la Puna y tuvo una gran cuenca de retro-arco que ha sido encontrada desde la Sierra de San Luis (30° Lat. S), en las Sierras Pampeanas de Catamarca y Tucumán y en la Cordillera Oriental, extendiéndose hasta el sur de Bolivia (Astini y Dávila, 2004; Lucassen y Franz, 2005).

Dentro de este contexto geodinámico, se hipotetiza que este sector de Sierra de Ambato ubicado en el área La Brea, constituye una zona particularmente importante para investigar las causas de la evolución petrogenética en niveles corticales medios, de ambientes de retro-arcos extensionales relacionados a zonas de subducción en bordes de placas destructivos. No obstante, se deben explicar diferentes aspectos de la evolución geológica del Paleozoico inferior en este sector de interés.

1. Si bien las primeras observaciones de campo indican que la zona de estudio es una faja de deformación con litología de esquistos, migmatitas y pegmatitas discordantes, no se conoce con exactitud la extensión areal.
2. No existen trabajos previos de las relaciones de campo, características petrográficas y genéticas-evolutivas de esta zona de las Sierras Pampeanas de Catamarca.
3. Se desconocen los mecanismos y procesos que generaron estas rocas, por lo que se plantea resolver si estas unidades litoestratigráficas se formaron por aportes de corteza y cuáles fueron los procesos involucrados, las reacciones posibles y las condiciones físicas de formación.
4. En este contexto se plantea la necesidad de conocer la importancia de los datos de campo, relaciones espacio - temporal entre las diferentes litologías, asociaciones paragenéticas y apoyo de datos estructurales.

1.5. FUNDAMENTACIÓN

La falta de información petroológica - estructural en el área de la Faja de Deformación de La Brea, ubicada en el sector nororiental de Sierra de Ambato, motiva la necesidad de efectuar trabajos geológicos de base, como un aporte al estudio de las Sierras Pampeanas Occidentales.

1.6. ESTRUCTURA DEL TRABAJO

1.6.1. Capítulo I – Introducción

En este capítulo, como introducción se expone la motivación del desarrollo del seminario, donde se explica brevemente el escenario geológico como ubicación y vías de acceso al área de interés. El objetivo principal, plantea el estudio de la génesis y evolución petroológica de la Faja de Deformación La Brea acompañado de una serie de objetivos específicos que involucran datos petrográficos, estructurales y tectónicos. Posteriormente se establecen los aspectos geológicos del Paleozoico inferior que conduce a la investigación de la evolución petrogenética como hipótesis de trabajo, ante la falta de datos petroológicos - estructurales como fundamentación del estudio en el área La Brea, Sierra de Ambato.

1.6.2. Capítulo II – Marco Teórico

El marco teórico tiene como finalidad definir el contexto del seminario de acuerdo a la temática referida, donde se vuelcan los conceptos básicos relacionados a la génesis de las metamorfitas identificadas en el sector de investigación. Asimismo, se explica brevemente la tectónica global con énfasis en el protomargen gondwánico, marco geológico regional y los antecedentes de la zona de estudio relacionado a las fajas de deformación.

1.6.3. Capítulo III – Metodología

En los métodos de trabajo, se contemplan los trabajos de gabinete y campo, basados en la recopilación bibliográfica, elaboración de mapa base, relevamiento de campo, trabajo de gabinete y redacción del trabajo final de Licenciatura en Geología, en las que se agrupa las distintas tareas y herramientas de apoyo para el desarrollo de la investigación del presente seminario.

1.6.4. Capítulo IV – Relaciones de Campo y Petrología

Se determina la geología local en base a los relevamientos in situ, subdivididos en cuatro perfiles representativos de la litología del área de estudio, acompañados de datos estructurales, evidencias fotográficas, esquemas de las deformaciones acaecidas y análisis petrográficos de los diferentes tipos litológicos analizados.

1.6.5. Capítulo V – Resultados Alcanzados

En el quinto capítulo, se presentan los resultados alcanzados en función de los objetivos y el procedimiento descrito en el marco metodológico; explicando el escenario del metamorfismo regional, dinámico y retrógrado como así también las asociaciones paragenéticas y el grado metamórfico. Por otro lado, se plantean las discusiones, interpretaciones genéticas y las deformaciones observadas.

1.6.6. Capítulo VI – Conclusiones

Las conclusiones fueron generadas a partir de los objetivos específicos, en el que se describe brevemente la secuencia evolutiva del Complejo metamórfico.

1.6.7. Capítulo VII – Bibliografía

Se relaciona a las referencias citadas como a los diferentes autores, apellidos en orden alfabético, incluido año, nombre de las publicaciones y lugar de edición.

1.6.8. Capítulo VIII – Anexos

Adjunta la representación de los datos en diagramas estructurales, descripciones petrográficas, perfiles geológicos – topográficos y el plano geológico.



CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

En el presente capítulo, se establece un marco de los conocimientos adquiridos para el desarrollo del Seminario de la temática referencial. Si bien en los últimos años las teorías transformistas fueron evolucionando, es preciso proveer las principales ideas de mayor predicamento en la actualidad, en cuanto a la génesis de las metamorfitas del área de La Brea, la síntesis de la tectónica a nivel global con especial atención del protomargen gondwánico, el marco geológico regional y los antecedentes de la zona de estudio en referencia a las fajas de deformación.

2.1. METAMORFITAS

La metamorfita es aquella roca formada en la naturaleza bajo nuevas condiciones ambientales de P, T y reacciones químicas diferentes de las que fue formada originalmente (protolito), dando lugar a una serie de reacciones entre minerales, cambios texturales, deformaciones progresivas y participación de fluidos intergranulares. Estos cambios culminan con la formación de nuevos agregados minerales en estado de equilibrio. Por lo tanto, una metamorfita es una *“roca cristalina que ha experimentado algún proceso de modificación parcial o total en estado sólido, en su textura y/o composición mineralógica”* (Castro Dorado, 2015).

De acuerdo a la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) / Subcomisión Sistemática de Rocas Metamórficas (SCMR), el metamorfismo (Fettes y Desmons, 2007) está definido como *“un proceso que involucra cambios en el contenido/composición mineral y/o microestructura de una roca, predominantemente en el estado sólido”*, esto se debe principalmente a un reajuste de la roca a nuevas condiciones físicas que difieren de aquellos bajo los cuales se había formado originalmente, cuyo proceso puede coexistir con una fusión parcial y cambios en la composición química de la roca. Este concepto es aceptado por Winter (2014), quien restringe los estudios de depósitos de carbón, petróleo y depósitos de minerales de mena a otros campos de investigación, donde los procesos son también de naturaleza metamórfica.

Según Castro Dorado (2015), el metamorfismo en el sentido estricto es: *“el proceso por el cual una roca preexistente de cualquier origen y naturaleza experimenta una modificación en las fases minerales y/o en las relaciones intercristalinas, o textura, sin cambiar significativamente la composición química del conjunto de la roca, en respuesta a cambios en las condiciones ambientales de presión, temperatura y estado de esfuerzos”*. En este concepto está implícito el fundamento del proceso metamórfico como un sistema complejo ligado a la fisicoquímica y termodinámica de las reacciones, sistemas, equilibrios, fases, como así también la interacción con el protolito (roca progenitora) y sus límites metamórficos.

Desde un punto de vista de la termodinámica, el estudio de los procesos metamórficos es aun más complejo que los sistemas ígneos. Las metamorfitas se definen como sistemas y los minerales como fases, también como sistemas naturales relacionados con fenómenos geológicos litosféricos, con la presencia de una fase líquida (Castro Dorado, 2015). Esta última conlleva cambios drásticos en los procesos e involucra además, una gran movilidad iónica en el líquido, comparado con la de las fases sólidas, y un aumento en la movilidad del sistema cristal + líquido (magma) en su conjunto, que puede transportarse a mayor velocidad, a diferencia de la

transmisión de calor por conducción, característico de los procesos metamórficos. Es decir, el papel de una fase fluida intergranular es esencial en estas reacciones con intercambio de energía en un sistema cerrado.

Esto hace que la información de cada litotipo sea distinta, justificando su estudio por separado, tanto para la roca en sí como los procesos genéticos involucrados.

2.1.1. ESQUISTOS

Esquisto es un término clásico usado desde tiempos antiguos, procede del griego schistos (romper), usado por el naturalista - militar Plinio el Viejo (23 – 79 d.C.). Según Yardley (1994), el esquisto se diferencia conforme a su textura, por una alineación paralela de cristales moderadamente gruesos (esquistosidad) y granos generalmente visibles a ojo desnudo.

De acuerdo a Castro Dorado (2015), siguiendo un criterio de estructura y grado metamórfico, un esquisto puede ser definido como una roca foliada y fisible, dominado esencialmente de cuarzo y micas. El tamaño de grano no es un criterio esencial, puede partir de protolitos sedimentarios pelíticos (limo – arcilla) con un aumento del tamaño de grano en un metamorfismo prógrado, en el caso de los esquistos micáceos. Si se sigue la postura de que los esquistos de grado muy bajo y bajo grado son afaníticos, y los de grano medio faneríticos, no siempre se cumple la regla si el protolito no es sedimentario. La ausencia de feldespatos potásicos es una característica determinante en este tipo de roca además de su estructura foliada. La pérdida de identidad del esquisto viene acompañada con el incremento del metamorfismo y la desaparición paulatina de las folias micáceas, adquiriendo una textura más granuda por el aumento modal del feldespatos potásico y por lo tanto deja de ser fisible. En esta instancia, en un metamorfismo prógrado teniendo como precursor materiales sedimentarios arcillosos, el esquisto pasa transicionalmente a gneis (pobre en micas). No obstante, no siempre el protolito es sedimentario, puede derivar de rocas máficas y conformar anfibolita ó esquisto anfibólico, eclogita ó esquisto glaucofánico, que en una connotación de sistema de facies, encuadran dentro de los esquistos verdes y esquistos azules respectivamente.

La designación del tipo de esquisto es tanto composicional (esquisto biotítico, granatífero, estaurolítico, noduloso, etc.) como genético (esquisto milonítico, etc.).

2.1.2. TECTONITAS

El metamorfismo cataclástico (ó dinámico) se asocia a bandas localizadas de intensa deformación, vinculado a estructuras tectónicas que producen grandes desplazamientos de bloques o masas rocosas, a través de fallas o zonas de cizallamiento. Para las rocas corticales, existe una zona de transición entre el comportamiento puramente dúctil y puramente frágil, estimado entre los 250 °C y 350 °C, marcado principalmente por el comportamiento del cuarzo, al ser el mineral más abundante en las rocas, y por lo tanto el que fluye con más facilidad en estado sólido. El término general aplicado a las rocas de metamorfismo cataclástico es el de tectonitas, cuyos productos se dividen en tres grandes grupos: brechas, cataclasitas y milonitas (Sibson, 1977).

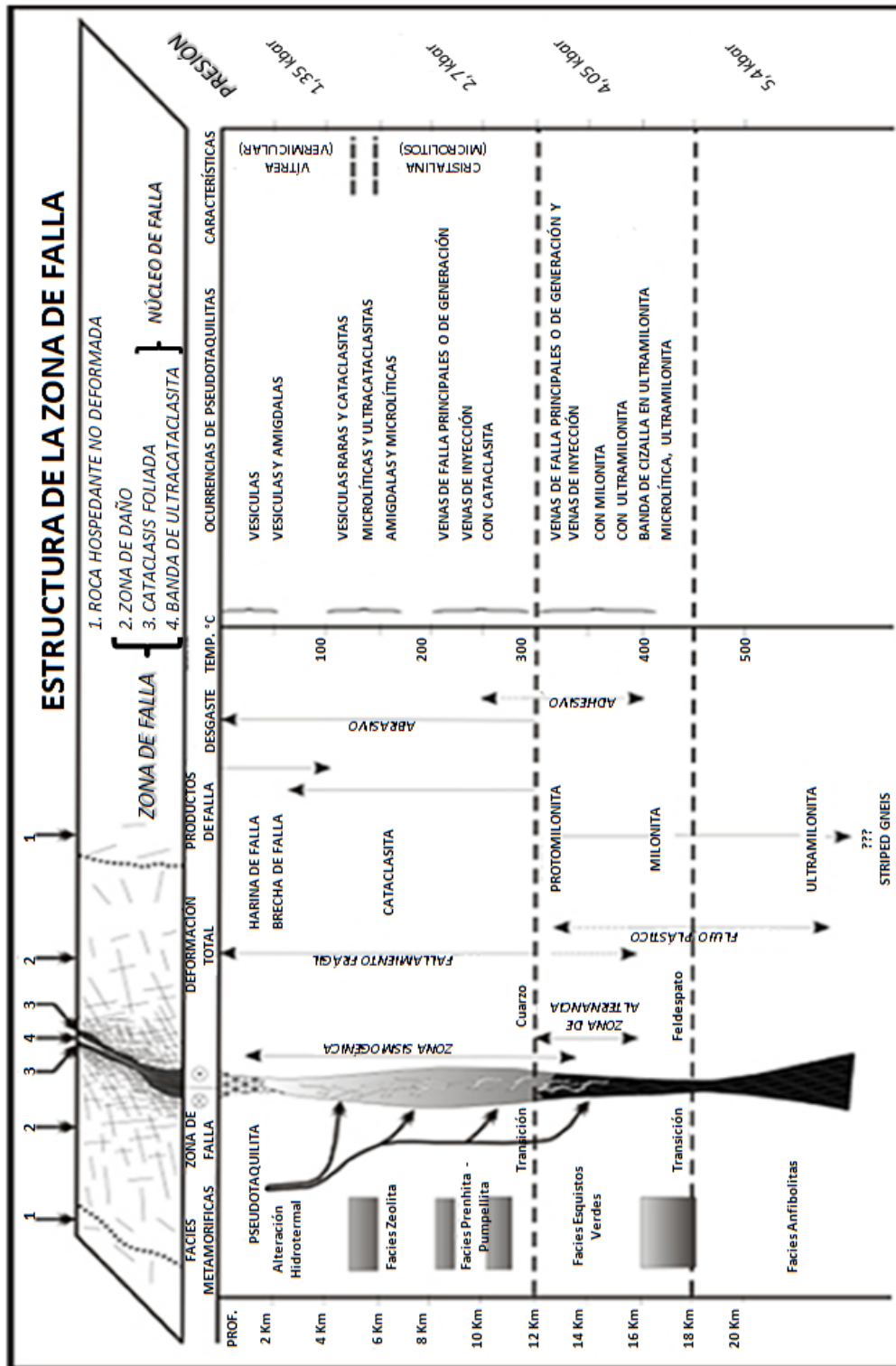


Figura 02. Perfil conceptual de una zona de falla. Tomado de Passchier y Trouw (1996; 2005), Chester et al., (2004).

El término cataclasis, se refiere a un proceso de trituración mecánica y granulación de una roca y sus componentes minerales (sin acompañamiento de la recrystalización). Aplica en la mayoría de las fallas y zonas de cizalla (Winter, 2014). Los planos de rotura con orientaciones favorables, absorben la deformación con deslizamientos entre los bloques, que al rotar y friccionar entre sí, producen un material de grano muy fino, constituyendo la matriz cataclástica.

La deformación aumenta la energía de las redes cristalinas dislocadas, y contribuye a la recrystalización de pequeños granos, con aporte de una cuota de calor.

Lapworth (1885) fue el primero que utiliza el término milonita, para describir una roca laminada de grano fino en Moine Thrust de Escocia. Las milonitas son el resultado de procesos dúctiles (recuperación rápida de la deformación y recrystalización), donde los minerales más plásticos se deforman por deslizamientos intracrystalinos, formando nuevos granos, con la consecuente reducción del tamaño de grano de la roca respecto al estado inicial no deformado.

Las tectonitas pueden representar fajas de deformación en zonas de fracturas con determinadas coloraciones amarillas a rojizas, y alcanzar la condición de fricción de los materiales a nivel local, o bien constituir extensas áreas de cizalla.

Los estudios desarrollados en la Sierra de Ambato por Córdoba et al., (2011) describen indicadores cinemáticos en la envolvente metamórfica del granito Los Ángeles, ambos asociados a procesos de cataclasis y milonitización D_3 . Posteriormente Rodríguez (2016), cerca de la localidad El Rodeo define las “Metamorfitas Agua Verde”, sin estar encuadradas como zonas de cizallas, pero marcadas texturas y estructuras de las deformaciones locales observadas indican que fueron sometidas a una deformación póstuma D_{2a} y milonitización.

El ejemplo más próximo, a zonas de cizalla lo constituye la faja de deformación La Chilca (Larovere et al., 2008), localizada en el límite suroeste de las Sierras de Aconquija - Ambato, responde a una faja de cizalla que se extiende en dirección nornoroeste - sursureste en unos 24 kilómetros de largo con un ancho variable que aumenta hacia el sur entre 1 y 4 km, asociado a mecanismos cinemáticos compresivos y relacionados a la Orogenia Famatiniana.

2.1.3. MIGMATITAS

El término de migmatitas, fue introducido por Sederholm (1907) al referirse a aquellas “*rocas mixtas*” parcialmente fundidas del Escudo Báltico en el sur de Finlandia. Son rocas mixtas de mezcla, donde se puede reconocer un componente metamórfico y un componente ígneo (fracción), representan el resultado de la cristalización de un fundido silicatado proveniente de la fusión parcial in situ (Castro Dorado, 2015). Pertenecen en su conjunto, a un estadio transicional y continuo entre rocas metamórficas y rocas plutónicas, sin un límite estricto, dada la variabilidad y evolución a la anatexis (procesos isoquímicos) y derivados aloctonos (procesos aloquímicos).

La explicación adoptada por Gonzalez Bonorino en 1950, es la inyección de magma en las superficies de debilidad (esquistosidad, diaclasas, etc.) de la roca encajante, lo cual genera las migmatitas del tipo gneis lit-par-lit (Michel – Levi, 1893), atribuidos a terrenos precámbricos, como zonas de inyección en las márgenes de intrusiones graníticas. Otra

consideración en la génesis de las migmatitas, es la fusión diferencial de la roca de caja, lo cual genera un líquido granítico o pegmatítico, suponiendo una distribución en forma de venas y franjas, lo cual genera la migmatita por enfriamiento.

Teruggi (1950) plantea dos posturas: la primera estaría dada por una zona migmatizada y feldespaticada marcada por la transición entre granito y roca de caja, como el producto de un estadio intermedio de los procesos metamórficos, que conducen a la producción de granitos a partir de otras rocas. Un segundo aporte está dado por la presunción de un cuerpo granítico que proporcionaría el calor necesario para la fusión.

La Subcomisión Sistemática de Rocas Metamórficas de la IUGS (2002), define una migmatita como una *“roca silicatada compuesta, penetrantemente heterogénea en una escala meso a megascópica. Típicamente consiste de partes más oscuras y más claras. Las partes más oscuras generalmente exhiben rasgos de rocas metamórficas mientras que las partes más claras son de apariencia plutónica”*.

2.1.3.1. Génesis

El origen de las migmatitas ha sido controversial desde el significado mismo de su término. Existen tres teorías principales (tomado de Winter, 2014):

- Las migmatitas se forman por inyección del leucosoma granítico en una roca esquistosa oscura con alto grado de metamorfismo.
- Las migmatitas se forman por fusión localizada (anatexis) inicial, parcial, avanzada o completa, producido en valores crecientes de presión (P), temperatura (T) y concentración de fluidos (XH₂O) en rocas corticales compuestas por minerales hidratados. La mezcla fundida produce granitoides, que componen el leucosoma. El melanosoma generalmente es considerado como restita, o residuo algo refractario, proveniente de la mezcla fundida (Winter op. cit.), o bien como fracción residual sólida extraída en forma parcial o total de la fracción fundida (Ashworth, 1985). De acuerdo a Kriegsman (2010) la fusión parcial y diferenciación a pequeña escala, se da dentro de los dominios ricos en fundidos y dominios restíticos. Otros expertos (Brown y Fyfe, 1970; Patiño Douce y Beard, 1995; Castro Dorado, 2015) a través de ensayos experimentales, determinaron la generación de leucosoma y melanosoma principalmente, mediante reacciones de fusión con la consecuente aparición de fases peritéticas (minerales ferromagnesianos), constituyentes esenciales del melanosoma.
- Las migmatitas son creadas por diferenciación metamórfica o intercrecimiento metasomático de los leucosomas. No existe la fusión parcial. Existen varios tipos de migmatitas.

El debate sobre el origen ígneo y/o metamórfico de las migmatitas se convirtió en parte de una disputa importante al que denominaron el "granito controversia" en los años 1940 – 1950, en relación al origen de los granitoides. Según Winter (2014), ciertos investigadores propusieron un origen metamórfico del leucosoma, basado en un proceso en una escala lo

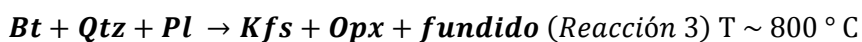
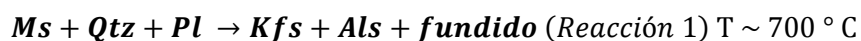
suficientemente grande como para producir granito metasomático, cuerpos de tamaño batolítico, donde la mayoría eran de origen metamórfico y no ígneo. Los líquidos graníticos podrían ser generados por fusión de sedimentos pelíticos saturados, generados a bajas temperaturas (650 °C) inclinando la balanza de la discusión sobre su procedencia a favor del lado magmático. Aunque los petrólogos ahora atribuyen un origen ígneo a los granitos, el origen del leucosoma en migmatitas sigue siendo tema muy controvertido.

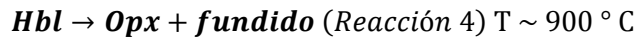
La composición del leucosoma generalmente es más tonalítico que granítico, y por lo tanto no siempre corresponde a un fundido. En las nebulitas, los cristales de feldespato están aislados y tienen la apariencia de porfiroblastos, no de cristales formado a partir de un fundido. El leucosoma en algunas migmatitas puede representar el fundido parcial, mientras que en otros, alcanzan ser el producto de una segregación metamórfica, logrando algunas migmatitas contener ambos. Es probable que los fundidos sean dudosos cuando el leucosoma se acerca a la composición de fusión mínima en el sistema Ab-Or-Qtz, mientras que en el crecimiento metamórfico es más probable que el leucosoma esté dominado por plagioclasa ó feldespato alcalino. En cualquiera de los casos, las migmatitas representan rocas metamórficas de alto grado en el que los fluidos, y quizás los fundidos, jugaron un papel sustancial.

White et al. (2001), utilizaron un modelo termodinámico para fundidos (en THERMOCALC) para analizar la fusión parcial en pelitas, y concluyeron que las composiciones de los leucosomas en muchas ocurrencias naturales no son los esperados. De ellos sugirieron que la pérdida de masa fundida (incluidos los leucosomas) es una ocurrencia común, y bien puede ser responsable de la falta de retroceso esperado en el enfriamiento y la preservación de rocas en facies de granulita.

Para Castro Dorado (2015), solo se consideran migmatitas a las rocas formadas por fusión parcial de una roca preexistente, aquellas de un origen distinto a la fusión parcial, no son consideradas migmatitas.

Las migmatitas se forman por metamorfismo de rocas corticales, principalmente de esquistos y grauvacas, granitos y gneises graníticos, y en menor medida de metagabros, metabasaltos, etc. (rocas anfíbolíticas de origen metaígneo), que antes de la fusión, dominaba una paragénesis metamórfica de grado medio a alto, como en el caso de las micas para las metasedimentitas, o anfíboles para las metabasitas. En ausencia de una fase de vapor, las reacciones por descomposición de minerales hidratados (micas y anfíboles) aportan el agua suficiente para la estabilización de la fase líquida en los inicios de la fusión a 750° C de manera aproximada, y en función de la presión reinante para los esquistos y grauvacas (muscovita + cuarzo + plagioclasa + aluminosilicato); y hasta más de 900° C para las anfíbolitas (hornblenda + plagioclasa), a partir de las reacciones de fusión más importantes (Figura 03) de acuerdo a las siguientes reacciones del inicio de la migmatización:





Estas reacciones (aplicando los símbolos de Kretz, 1983) en equilibrio son denominadas fusión por deshidratación y representan las reacciones peritéticas o reacciones de fusión incongruente, dando lugar a los minerales de las fases peritéticas (Figura 03).

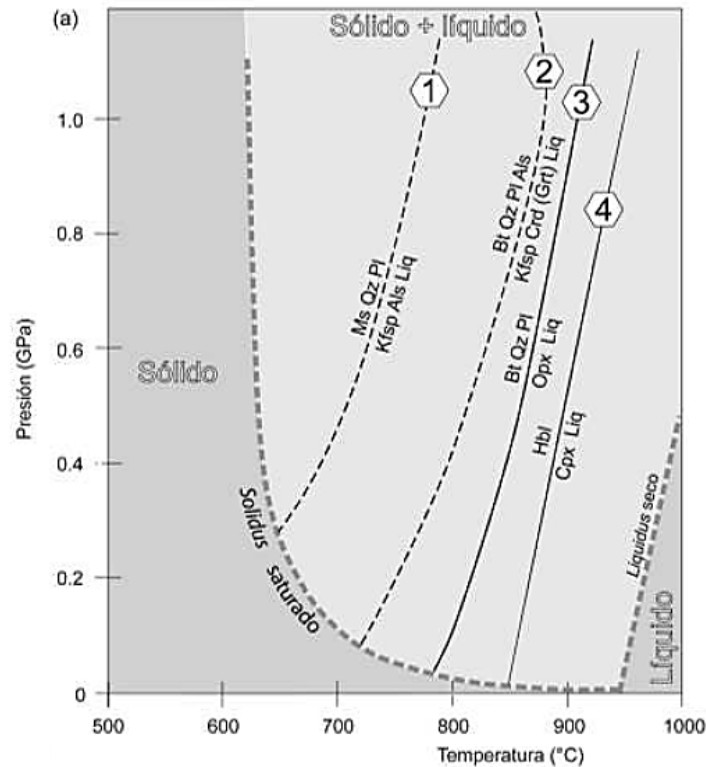


Figura 03. Reacciones de fusión peritéticas o reacciones de fusión incongruente, para la generación de leucosomas y melanosomas, en migmatitas sobre protolitos pelíticos (reacción 3) y anfibolíticos (reacción 4). La zona gris claro representa el líquido hidratado rico en silicatos (pobre en hierro y magnesio); es en la zona P – T donde se forman las migmatitas (Tomado de Castro Dorado, 2015). Las curvas 1 y 2, están basadas en estudios experimentales de Castro Dorado (2015); la curva 3, en el trabajo experimental de Patiño Douce y Beard (1995); curva 4 de Brown y Fyfe (1970).

En las reacciones incongruentes, la formación de un líquido rico en sílice y pobre en hierro y magnesio, produce minerales félsicos al cristalizar, fundamentalmente cuarzo y feldespato potásico, con una escasa o nula proporción de minerales ferromagnesianos, independiente de la abundancia relativa de los mismos (Fe + Mg) y de la roca en proceso de fusión, dando lugar a la formación del leucosoma. La cantidad de leucosoma cristalizada está supeditada a la cantidad del líquido o fundido generado (Castro Dorado, 2015). En estos experimentos (reacciones 2, 3 y 4), la formación del líquido acompañado de un mineral ferromagnésiano peritético (Grt, Crd, Opx, Cpx), se dieron en condiciones donde el 70% de la masa líquida es procedente de la descomposición de minerales hidratados (micas y anfíboles), que estabilizan las reacciones a temperaturas entre 700 – 900 ° C para una presión de 0,5 GPa (5 Kbar). Para una fusión total, se requiere la incorporación de minerales peritéticos (Grt, Px, Crd, etc.) al fundido, lo cual implica que las temperaturas sean extremadamente altas.

En la figura 04, se muestran dos tipos de protolitos que determinan la formación de migmatitas, en función de las proporciones de las fases de los sistemas metamórficos donde los resultados operan de manera diferente, entre una metapelita y una metagrauvaca.

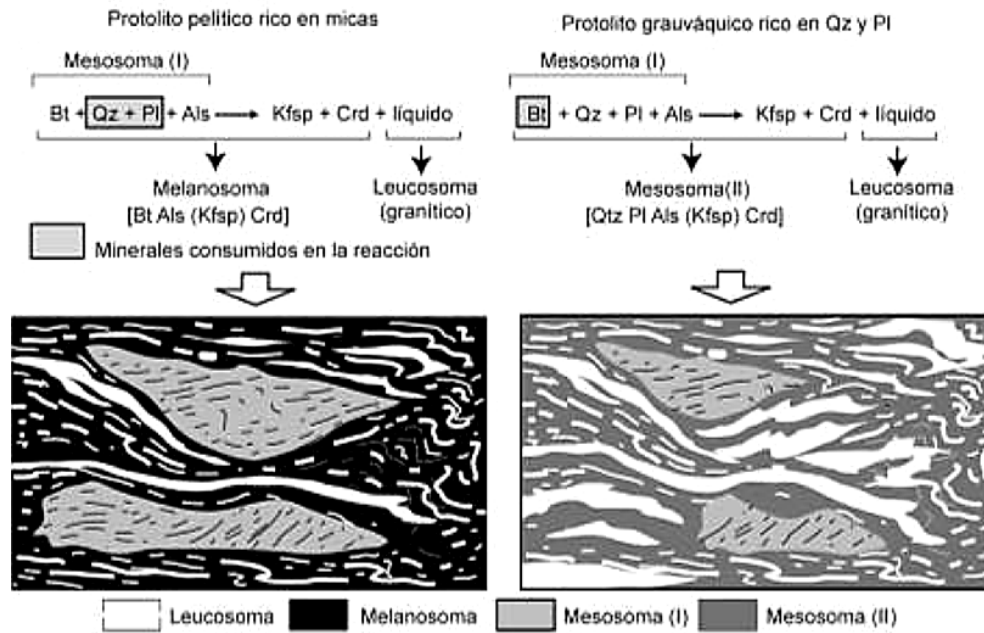


Figura 04. Caso de dos protolitos: pelítico y grauváquico, afectados por la misma reacción de fusión (Reacción 2), con resultados diferentes en cuanto a la composición de las restitas y de las partes de la migmatita.

La metapelita es rica en biotita y en aluminosilicatos, y pobre en cuarzo y plagioclasa, siendo estos últimos consumidos en la reacción 2. Los minerales residuales biotita, aluminosilicatos y cordierita peritética conforman el melanosoma (restita de la fusión), junto con el feldespato potásico, aunque de proporción subordinada. En el caso de no existir aluminosilicatos dentro de los reactantes, puede formarse un mesosoma (dominio preservado de la fusión), solo si se llega al incremento de la temperatura de la reacción 3, teniendo como producto una migmatita bien diferenciada con sus tres componentes: leucosoma, mesosoma y melanosoma.

En una metagrauvaca, la composición mineralógica es más abundante en cuarzo y feldespato y baja en proporción biotítica, donde se produce una reacción similar al anterior protolito (reacción 2), pero se consume primero la biotita en relación al cuarzo y plagioclasa. La restita es rica en estos dos últimos minerales y en cordierita, teniendo como resultado un segundo tipo de mesosoma, sin un melanosoma. Entonces la roca puede llegar a tener dos tipos de mesosomas; uno con fracciones no fundidas por ser pobres en aluminosilicatos en la reacción; otro residual con cordierita, cuarzo y plagioclasa formado por el proceso de fusión. La proporción de leucosoma se incrementa en relación al estudio experimental anterior (caso metapelita), a razón de que el líquido generado es mayor, por la riqueza en minerales félsicos.

2.1.3.2. Características y clasificación de migmatitas.

La clasificación de migmatitas como rocas metamórficas es debida a su aparición en terrenos metamórficos, constituyendo la culminación de un alto grado de metamorfismo en condiciones más hidratadas, cuando se llegan a las condiciones de fusión. Dicho proceso de fusión se denomina migmatización, proceso anatético o anatexia.

Según la IUGS (2002), en una migmatita se pueden distinguir, generalmente, tres partes de roca petrográficamente diferentes: leucosoma, mesosoma y melanosoma. El leucosoma corresponde a las *“partes más claras de una migmatita”*. El mesosoma es la *“porción de roca intermedia en color entre el leucosoma y el melanosoma”*, y es principalmente un remanente más o menos modificado de la roca parental (protolito) de la migmatita. El melanosoma corresponde a las *“partes más oscuras de una migmatita, usualmente con el predominio de minerales oscuros. Se presenta entre dos leucosomas o, si todavía están presentes remanentes de roca parental más o menos sin alterar (mesosoma), se presentan en halos alrededor de estos remanentes”*.

Para definir las partes de una migmatita se utilizan dos criterios, uno basado en la genética según una sucesión de partes ígneas y metamórficas en relación a la migmatización, en el que se distingue un neosoma (formado por la anatexis) y un paleosoma (previo a la anatexis). El otro criterio está basado por el índice de color, en función del volumen de minerales ferromagnesianos como criterio descriptivo: leucosoma (< 10% = neosoma), mesosoma (10 - 40% = paleo o neosoma o mezcla de ambos), y melanosoma (> 40% = neo o paleosoma).

La aplicación de la terminología genética en las migmatitas, no siempre es conveniente debido que en los procesos de fusión, quedan implicados tanto el neosoma como el paleosoma. Un ejemplo sucede en el melanosoma, si bien está compuesto por minerales oscuros (silicatos de Fe – Mg, óxidos de Fe y Ti), parte de ellos han sido formados por la anatexis (minerales peritéticos) y otras partes sobrevivieron a la fusión, por lo tanto contiene neosoma y paleosoma en fragmentos, por lo que la aplicación del criterio genético es mucho más complejo (Castro Dorado, 2015).

Existen otros componentes especiales presentes en la masa migmatítica: la restita y el resister. La restita está compuesta por fragmentos aislados de melanosoma, arrastrados por el líquido que queda después de la fusión parcial y son los típicos enclaves de los granitos, en cambio el resister es una parte de la metamorfita que ha resistido a la fusión, por estar compuesto de minerales refractarios o por poseer una composición monominerálica (cuerpos cuarcíticos).

Se han propuesto varias clasificaciones en función de la proporción de fundido (leucosoma) y la distribución de leucosoma con respecto a melanosoma y mesosoma (Castro Dorado, 2015). Los siguientes tipos de aplicación general son: metatexita, diatexita, nebulita y agmatita.

Desde el punto de vista del proceso de migmatización, existe una distinción particular de acuerdo a la evolución de estas rocas: metatexis y diatexis.

- La metatexis es la *“etapa inicial de anatexis donde la roca parental ha sido parcialmente dividida en una parte más móvil y una restita no movilizada”*. Este

proceso conlleva a la generación de una variedad de migmatita con leucosomas, mesosomas y melanosomas discretos bajo la denominación de metatexita, caracterizada principalmente por la presencia de bandeamiento migmatítico evidente (Brown, 1973). La metatexita es una migmatita en estado incipiente, con una baja tasa de fusión en donde se distingue, un leucosoma localizado en venas delgadas o parches irregulares. Cuando el melanosoma y leucosoma se disponen en bandas paralelas y regulares, reciben el nombre de estromatitas (Figura 05). En esta última es muy común que el leucosoma forme capas concordantes paralelas a la esquistosidad del melanosoma, aunque raramente son continuas (Figura 06. E). La estructura estromática (Figura 06. E) es aquella en la cual “*los neosomas (leucosoma + melanosoma) forman capas oscuras y claras en el paleosoma generalmente paralelas al plano de esquistosidad terminaciones frecuentemente cónicas o filosas*” (Mehnert, 1968).

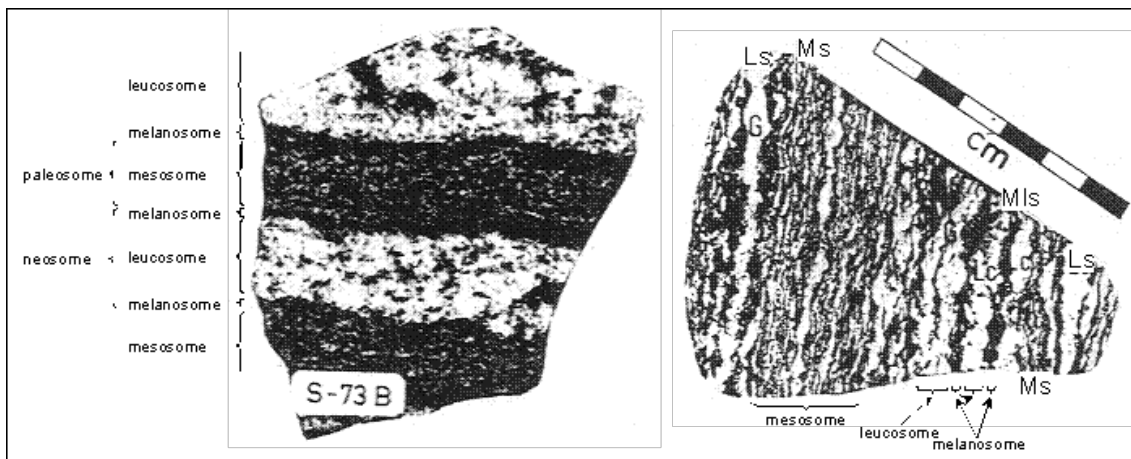


Figura 05. Definiciones de términos en migmatitas bandeadas o estromáticas (Johannes, 1983; Brown, 1983).

- La diatexis es una “*etapa avanzada de anatexis donde los minerales más oscuros están también involucrados en la fusión*”. Esta produce la variedad de migmatita llamada diatexita, “*donde las partes más oscuras y más claras forman estructuras schlieren y nebulítica, las cuales se mezclan unas con otras*”. Según Brown (1973), la diatexita es una “*roca producida por diatexis, la cual no presenta un bandeamiento migmatítico continuo*”, y no las considera dentro del espectro migmatítico debido a su heterogeneidad implícita. La diatexita es una migmatita con leucosoma y melanosoma bien diferenciados en bandas discontinuas, donde el melanosoma aparece totalmente rodeado por leucosoma. La estructura original es casi inexistente, y solo es observable localmente las mismas porciones de aspecto ígneo. Algunos denominan este tipo de rocas, como granitos diatexíticos.

Muchas migmatitas observadas por Winter (2014), manifiestan una estructura compleja como resultado de múltiples eventos y procesos, generalmente con varias generaciones de leucosomas transversales, donde las estructuras son muy variables (Figura 06). Como se ha mencionado, las migmatitas se clasifican estructuralmente sobre la base de la relación entre el

leucosoma y el melanosoma, que sumado a la metatexita y diatexita, existe otra variedad de migmatitas, de acuerdo a su estructura:

- La nebulita es similar a la diatexita; el melanosoma aparece como pequeños cuerpos de pocos centímetros, como enclaves restícticos englobados en una masa granítica muy heterogénea. También se las denomina granitos heterogéneos. La estructura nebulítica (Figura 06. H) se da cuando el *“paleosoma y el neosoma ya no pueden ser identificados separadamente; sólo hay porciones difusas de la roca que pueden ser distinguidas por sus contenidos minerales levemente diferentes”* (Mehnert, 1968).
- La agmatita posee aspecto de brecha, donde los bloques irregulares centimétricos a metros (paleosoma), aparecen rodeados por el leucosoma, como vetas subordinadas y relativamente estrechas (Figura 06. A). Según Winter (2014), las agmatitas están relacionadas a zonas ricas en enclaves marginales de intrusiones graníticas. Los retazos de agmatitas pueden ser a su vez migmatitas de tipo estromatítico.

Existen otros tipos de estructuras en estas rocas especiales:

- Dictionítica: se presenta en forma de redes de venas delgadas que conforman un entrelazado, semejante a un rompecabezas, rellenando las fracturas en el paleosoma (Figura 06. B).
- Balsa (Schollen - Raft): son bloques de paleosoma (raft) de estructura similar a la agmatita, pero más pequeñas, más redondeadas con bordes difusos y comúnmente cizallados (Figura 06. C).
- Flebítica o Venulada: el paleosoma está disectado por neosomas en forma irregular (Figura 06.D). Se utiliza el término de Flebita para aquellas rocas con apariencia venulada (Scheumann, 1936).
- Surreítica: constituye una estructura de dilatación, donde el leucosoma rellena las aberturas en las capas competentes estiradas como boudines, ante la deformación frágil (Figura 06. F).
- Schlieren: conforman fajas oscuras estiradas o cizalladas en forma irregular, por flujo laminar como vetas de melanosoma que se estrechan en los extremos (Figura 06. G).
- Ptigmática: abarca las venulaciones angostas (centimétricas) pseudoplegadas y representan pliegues disarmónicos, formados por segregación sin estar dentro de un ambiente de presión dirigido (Figura 06. H).
- Oftálmica: sucede cuando el neosoma se distribuye en forma de ojo en el paleosoma. El neosoma se constituye de grandes feldespatos rodeados de capas máficas, simulando párpados de manera concordantes con la esquistosidad, evidenciando procesos de presión dirigida (cizallamiento).
- Plegada: se forma por compresión perpendicular a los planos de estratificación de la roca. Las migmatitas se pliegan formando bucles a menudo.
- Estictolítica: los mafitos se concentran en motas y están rodeados por un manto claro. Estos mafitos son generalmente biotita, granate o cordierita, rodeadas de

cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, formados por simple segregación de los componentes máficos de la roca madre, dejando un halo empobrecido en los componentes oscuros.

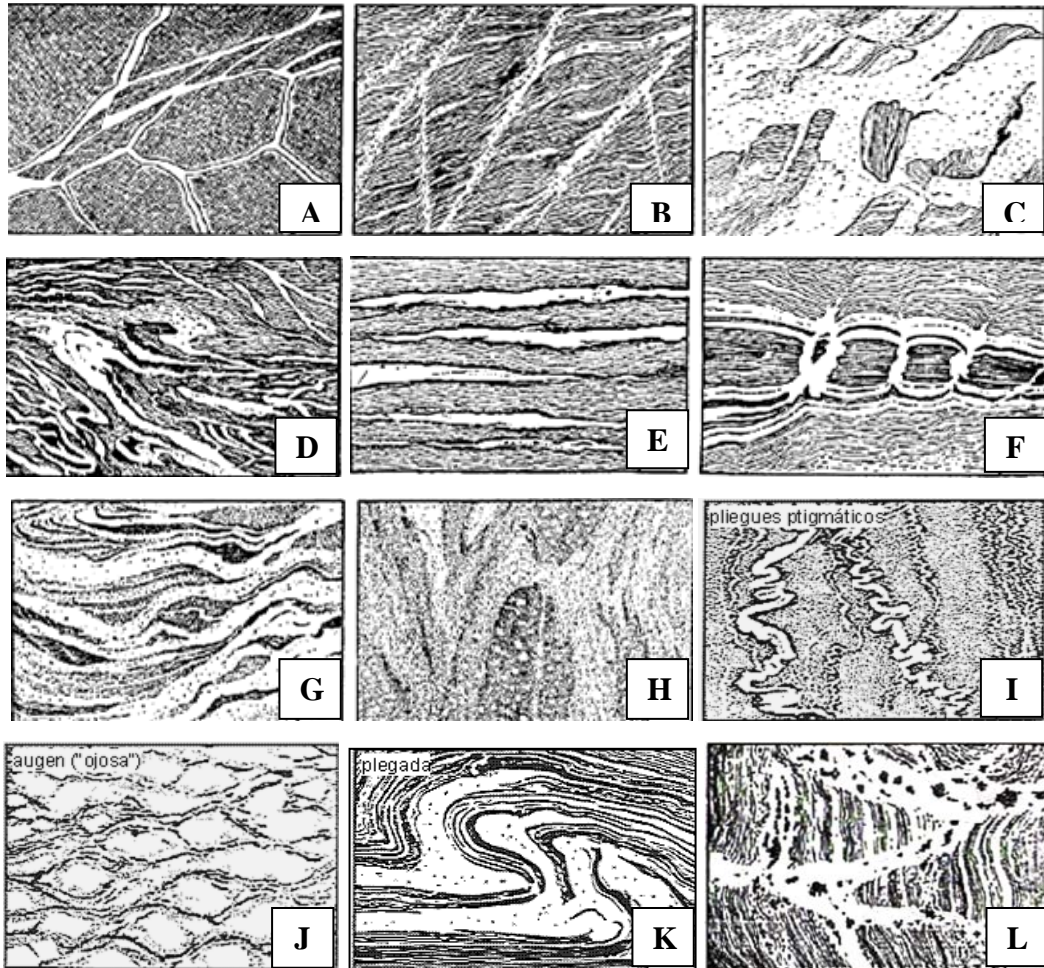


Figura 06. Estructuras megascópicas en migmatitas. (A) Agmatítica. (B) Dictionítica (en red de venillas). (C) en Balsa (Schollen – Raft) o en bloques. (D) Flebítica o Venulada. (E) Estromatítica o estratificada. (F) Surreítica (boudin). (G) Schlieren. (H) Nebulítica. (I) Ptigmática. (J) Oftálmica u Ojosa. (K) Plegada. (L) Estictolítica. Tomado de Mehnert (1968).

2.1.4. PEGMATITAS

El término pegmatita fue utilizado por primera vez a principios del siglo XIX para definir los intercrecimientos de granito gráfico (Brogniart, 1813). Desde esa época, fue adquiriendo un sentido más amplio; Andersen (1931) la conceptualiza como “una roca holocristalina de tamaño muy grueso (al menos en parte), cuyos constituyentes principales incluyen los minerales de las rocas ígneas comunes, y que se caracteriza por importantes variaciones texturales, especialmente en cuanto al tamaño de grano”. Por lo tanto, estas variaciones internas presentes en las pegmatitas les confieren una gran complejidad.

London (2008), define que *“es esencialmente una roca ígnea, comúnmente de composición granítica, que se distingue de otras rocas ígneas por su extremadamente grueso pero variable tamaño y por la gran abundancia de cristales con textura gráfica y otros hábitos de crecimiento direccional”*. Dado que la pegmatita es un término textural, no composicional para London (2008), la palabra granítica indica la composición de la roca, asignándole como pegmatita granítica, por la similitud mineralógica.

2.1.4.1. Génesis

El origen de las pegmatitas ha sido un aspecto muy debatido desde los comienzos de su estudio, entre teorías acuosas, ígneas y metamórficas, donde Jahns (1955) distingue en el sentido hipotético metamórfico, los procesos de recristalización, anatexis y reemplazamiento ó segregación mediante difusión (diferenciación metamórfica). Admitiendo un origen magmático, las pegmatitas serían el resultado de la coexistencia de un magma residual y un fluido acuoso exsuelto. Esta idea sirvió para el establecimiento de diferentes estadios de cristalización de pegmatitas en función del descenso de temperatura. Černý (1982b) destaca factores tales como la composición granítica, las secuencias de cristalización y las características de las inclusiones fluidas (composición, condiciones de T y P), apuntando a un origen de las pegmatitas relacionados con magmas residuales ricos en volátiles.

Actualmente se tratan dos líneas teóricas sobre el origen de las pegmatitas, la de Jahns y Burnham (1969), y la definida por London (1992).

Jahns y Burnham (1969), elaboraron un modelo experimental donde demostraron que las pegmatitas se formaron por cristalización in situ de magmas en sistemas cerrados, con o sin metasomatismo de las rocas encajantes (sistemas restringidos). Este magma es rico en volátiles (fundamentalmente agua), origina un fluido residual saturado en agua que experimenta una ebullición retrógrada. Las pegmatitas serían el resultado de la interacción entre el fundido, los cristales formados a partir de él y el fluido acuoso supercrítico exsuelto (374 °C a 0,21 kbar, según Winter 2014), caracterizados por presentar cristales pegmatíticos en una matriz de grano más fino, a veces aplítico. Según esto, la aparición de una fase fluida acuosa es el proceso decisivo en la generación de pegmatitas, favorece la concentración de determinados elementos en la fase fraccionada, así como una rápida difusión de materiales en el sistema y, por lo tanto, contribuye al aumento del tamaño de grano (Jahns y Burnham, 1969). Las pegmatitas se generan en un rango de temperaturas entre 1000 y 650 °C (Jahns y Burnham, 1969; Jahns, 1982), próximas a las del mínimo eutéctico del sistema haplogranito definido por Tuttle y Bowen (1958).

London (1992), rechaza la teoría de Jahns y Burnham (1969) y argumenta que los fundidos de este tipo se intruyen en rocas más frías, donde las condiciones reales de emplazamiento y solidificación no necesariamente son del campo de equilibrio. El grado de sobre-enfriamiento y la concentración del fundido en elementos incompatibles en el cuarzo y feldespato (particularmente H₂O, B, P y F), gobiernan en el desarrollo textural de los magmas pegmatíticos, al controlar el número y la proporción de núcleos estables formados.

Jahns y Burnham (1969) proponen la existencia de una fase vapor rica en agua desde el inicio de la cristalización, a partir de los datos de inclusiones fluidas que aportan información sobre las condiciones de presión, temperatura y composición química durante la formación del cristal. En cambio London (1992), argumenta que no hay tal fase gaseosa disponible englobada simultáneamente con la formación del cristal, solo las innumerables inclusiones fluidas presentes en los cristales han sido atrapadas con posterioridad a la cristalización del mineral, a través de fracturas muy finas y selladas posteriormente.

London (2005), propone que las pegmatitas se emplazan como fundidos sobreenfriados, en estado líquido, por debajo del solidus del magma granítico hidratado. El contenido en volátiles (fluxes) H₂O, B, Li, P, y F, juegan un papel clave en el mantenimiento de las temperaturas por debajo del solidus granítico hidratado, sin producirse una nucleación. En función del espesor, extensión del cuerpo pegmatítico y pérdida de volátiles, el tiempo de cristalización y de enfriamiento puede ser mucho más breve de lo que se suponía tradicionalmente.

Discípulos de Jahns, llevaron a cabo experimentos de cristalización (Fenn 1977; Swanson, 1977), a partir de un líquido silicatado, con o sin una fase fluida acuosa, en el cual se produce un enfriamiento debajo de la temperatura del líquidus para iniciar la cristalización. Si bien, la cristalización no comienza de inmediato, un tiempo de retraso es necesario para incubar cristales de la masa fundida sobreenfriada (Figura 07). Según expresa la gráfica modificada por London (2008), a medida que incrementa la temperatura, aumenta la formación de cristales a partir de una masa fundida. Contrario a esto, el enfriamiento inhibe la nucleación cristalina y el logro del equilibrio en el sistema, debido al aumento en la viscosidad del líquido silicatado que impide la difusión de componentes necesarios para los eventos de nucleación estables. Por lo tanto, la competencia entre la súper-saturación versus la viscosidad aumentada por el efecto del sub-enfriamiento debajo de la temperatura del líquidus, define una forma parabólica (curva) para la superficie de nucleación cristalina, con un retraso (delay) en el inicio de nucleación. Es decir, el tiempo necesario para el proceso de incubación y crecimiento de cristales en estado fundido, se forman en aproximadamente en dos semanas a 200 ° C, en una masa fundida granítica simple a 200 MPa (12 Kbar) y con baja saturación de agua (por sobre-enfriamiento del magma por debajo de su temperatura líquidus normal).

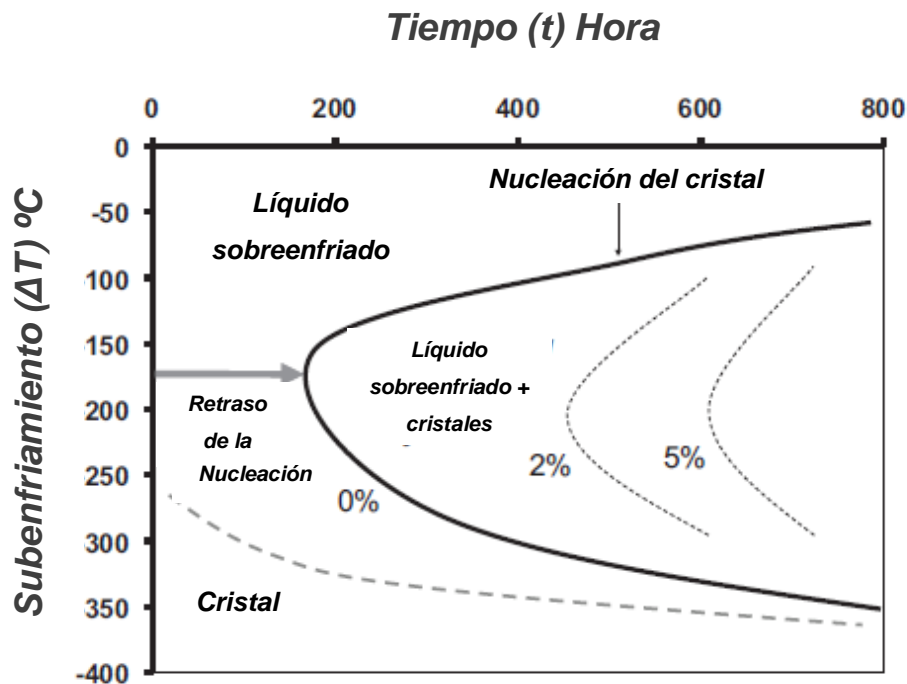


Figura 07. Gráfico que ilustra la demora de nucleación del cristal, en el intervalo de tiempo entre el inicio del enfriamiento y la primera aparición de cristales macroscópicos. La curva sólida delinea la primera aparición de cristales para formar (feldespato potásico) al bajar (ΔT) de fusión granítica saturada de H_2O a 200 MPa (12 Kbar). Los contornos delinear el volumen % de cristales en función del tiempo (en horas) y subenfriamiento (T en $^{\circ}\text{C}$). Ab = albita, Or = ortoclasa, Qtz = cuarzo, Crn = corindón. Modelo de Dingwell (1998), modificado por Evensen (2001) y London (2008).

Estos hechos condujeron a la explicación de la densidad de nucleación de cristales y las tasas de crecimiento de feldespato alcalino, plagioclasa sódica y cuarzo, al igual que el intercrecimiento de cuarzo en el feldespato. London et al. (1989), con la misma técnica y aplicando vías de enfriamiento en donde emula los modelos de refrigeración, replicaron la textura, zonación y composición de las pegmatitas, en un solo ensayo. Los materiales de partida eran líquidos graníticos que contenían adiciones de H, B, P o F, pero estaban subsaturadas con respecto a otros fluidos distintos del fundido granítico. La precipitación de minerales en una secuencia temporal de un fundido de composición eutéctica, en lugar de su cristalización simultánea, también fue replicada en estos experimentos.

De las dos escuelas experimentales y de interpretación, la del modelo de London es la más aproximada a responder las cuestiones sobre pegmatitas graníticas y los problemas no resueltos en el modelo de Jahns y Burnham (Černý 1991a). Černý (1991b), ratifica todas las explicaciones sobre la génesis de las pegmatitas a un factor genético común, la cristalización de un fundido rico en volátiles enriquecido en elementos raros litófilos en proporciones variables.

Las texturas gráficas (de microclino-cuarzo) se forman por sobre-enfriamiento, por debajo del eutéctico termodinámico (London, 2014). Asimismo, el contenido en agua de las pegmatitas graníticas juega un papel clave en su rápido emplazamiento, y explicaría el desarrollo de cristales grandes en fundidos sobre-enfriados (Nabelek et al., 2010).

2.1.4.2. Características y clasificación de pegmatitas.

Las pegmatitas poseen composiciones muy diversas y variadas desde ultrabásicas y alcalinas a graníticas, pudiendo estar enriquecidas en elementos raros. Los componentes principales son cuarzo, microclino y plagioclasa sódica, junto a micas biotíticas, muscovíticas y minerales accesorios, pueden tener importancia económica como, turmalina, granate, berilo, fluorita, lepidolita, espodumeno, apatita, topacio, titanita, monacita, circón, etc. Los equivalentes pegmatíticos gábricos y dioríticos, están constituidos por hornblenda y plagioclasa, siendo mucho más raros.

Las pegmatitas se clasifican considerando el origen ígneo o metamórfico y la composición modal (félsicas o máficas). En relación a la textura y su mineralogía se pueden clasificar como pegmatitas simples o complejas (Turner y Verhoogen, 1975), dependiendo de su heterogeneidad en cuanto a las estructuras de zoneamiento, bandeamiento textural, variación y asociaciones minerales.

- Pegmatitas simples: compuestas principalmente por cuarzo, feldespatos alcalinos, microclino, plagioclasa sódica y micas. Los minerales accesorios son exiguos o pueden estar ausentes (como en los granitos). Las pegmatitas simples consisten esencialmente en la composición de un granito de baja temperatura, de albita, cuarzo, perita y posiblemente cantidades menores de muscovita, turmalina y granate de Fe-Mn.
- Pegmatitas complejas: contienen una mineralogía variada y organizada según una distribución zonal (Smirnov, 1963). Están constituidas por cuarzo, feldespatos, micas y minerales raros como lepidolita, espodumeno, turmalina, topacio, casiterita, berilo, tantalita, columbita, zircón, uraninita, torita, apatito, amblygonita, entre otros. Poseen relativamente altas concentraciones de P, Cl, F y B, al igual que grandes iones litófilos, tierras raras y otros elementos incompatibles fuertemente diferenciados en el magma residual, durante la cristalización fraccionada del magma granítico parental.

La clasificación más vigente se debe a Černý (1989 a, b), sobre trabajos previos (Beus, 1960; Rudenko et al., 1975; Kuzmenko, 1976; Ginsburg et al., 1979; y Černý, 1982 a) y en acuerdo a su distribución geotectónica, las pegmatitas se dividen en asociaciones anorogénica y orogénicas, siendo la última la más importante.

Las pegmatitas pertenecientes a la asociación orogénica se subdividen en cinco tipos principales, equivalentes a los definidos por Ginsburg et al. (1979), en base a los ambientes de corteza, específicamente a la profundidad de intrusión y relación metamórfica con el plutón granítico (abisal, muscovita, muscovita-tierras raras, tierras raras y miarolíticas (Tabla 02).

- Clase Miarolítica – MI (1,5 – 3,5 km): se forman en las zonas apicales de granitos epizonales que intruyen rocas metamórficas de grado bajo. Son bolsadas pegmatíticas formadas por cuarzo, fluorita, berilo, topacio, entre otros minerales, a veces de calidad gema. Las cavidades principales son el resultado de las burbujas de gas atrapadas de una fase disuelta dentro del cuerpo de la pegmatita. Esta clase se subdivide en Miarolítica – REE (tipo topacio – berilo y gadolinita – fergusonita) y

Miarolítica – Li (lepidolita, petalita o espodumena), diferenciadas por la fase gaseosa debido a una caída de presión, donde la segunda subclase, la fase gaseosa experimenta una exsolución seguida de la combinación química y una caída de presión.

- Clase de las Tierras Raras – REL (3,5 – 7 km): son pegmatitas generadas por la diferenciación de plutones graníticos emplazados desde profundidades grandes a intermedias, hacia relativamente profundidades someras, con fuerte carga de tierras raras, dividiéndose en dos subclases: Pegmatitas de Tierras Raras con Concentraciones Económicas de Tierras Raras (REL – REE) y Pegmatitas de Tierras Raras y Litio (REL – Li). Las primeras están asociadas a granitos post a anorogénicos metaluminosos y peraluminosos en función de la profundidad cortical, las segundas son de reemplazo de baja presión vinculados a Facies de Esquistos Verdes a Facies Anfibolitas, dentro del marco de emplazamiento orogénicos peraluminosos que van de sinorogénicos a postorogénicos, aunque no son exclusivos en regímenes compresionales. Esta clase de pegmatitas aparecen formando diques en rocas metamórficas de grado medio (esquistos con cordierita – anfibolitas), generadas por diferenciación a partir de granitos alóctonos, con mineralizaciones de Li, Rb, Cs, Be, Ta, (Sn y Nb).
- Clase de la Muscovita y Tierras Raras – MSREL: las pegmatitas de esta clase son históricamente tratadas como miembros específicos o como un vínculo intermedio entre la Clase de la Muscovita y las Tierras Raras, sin llegar a ser parte de las mismas, siendo Shmakin (1976) y Ercit (2005) los principales defensores de esta división (Tabla 2). Estas pegmatitas son en su mayoría discordantes con respecto a la foliación metamórfica de su roca huésped, y ocasionalmente muestran una zonación regional con respecto a los granitos parentales. Esta clase de pegmatitas contienen muscovitas con una alta calidad económica (por ejemplo, grado del rubí) y concentraciones de minerales de tierras raras importantes (por ejemplo, berilo, casiterita, grupo mineral de la columbita, REE, óxidos de Nb – U, Li y silicatos).
- Clase de la Muscovita – MS (7,8 – 11 km): encajan en rocas metamórficas de Facies Anfibolita – Almandino (anfibolitas de alta presión caracterizadas por la progresión de kianita – sillimanita). Shmakin y Makagon (1972), indican que esta clase son generadas directamente por la fusión parcial o bien por una diferenciación magmática muy restringida de granitos (Gordiyenko and Leonova 1976, Ginsburg et al., 1979, Shmakin 1976). Se caracterizan por presentar gran cantidad de muscovita debido a su importancia económica, aunque se ha disminuido con el tiempo. Ginsburg et al. (1979) consideran a las pegmatitas anatécicas ó derivadas de granitos anatécicos mas ó menos autóctonos.
- Clase Abisal – AB (profundidad >11 km): corresponden a pegmatitas fuertemente deshidratadas en ambientes de altas temperaturas, asociados a fundidos parciales. Poseen cuatro subclases en base a una geoquímica extrema, definidas por el U y el Th al Y, las Tierras Raras Livianas (LREE), las Tierras Raras Pesadas (HREE) y el Nb. Estos elementos constituyen especies minerales de alta presión en ambientes complejos pertenecientes a múltiples eventos o etapas (AB – BBe), de acuerdo a Grew et al. (2000). Se encuentran en Facies Granulitas y presentan contactos

graduales a migmatitas, sin una relación obvia con rocas graníticas. Generalmente, no presentan mineralizaciones interesantes desde un punto de vista económico, aunque pueden contener allanita, monacita y corindón.

Clase	Subclase	Elementos menores típicos	Ambiente Metamórfico	Relación con los granitos	Minerales tipo	Familia
Abisal (AB)	AB - HREE	HREE, Y, Nb, Zr, U y Ti	Facies Anfibolitas alta a baja y Facies Granulita de alta presión ~4 a 9 Kbar, ~700 a 800 °C	Ninguna (¿?). Segregaciones de leucosoma anatóctico (¿?).	Y - Nb - Óxidos de uranio. Circón (alanita).	NYF
	AB - LREE	LREE, U, Th y Ti			Alanita, Monazita, Uraninita y Thorita.	
	AB - U	U, Th, Zr y LREE			Uraninita, Thorita, Circón, (Alanita).	NYF
	AB - Bbe	B, Be			Grandidierita, Dumortierita, Kornerupina, Werdingita, Crisoberilo, Serie de la Safirina y Surinamita	LCT
Muscovita (MS)		No existe mineralización de REEs de (Ca, Ba, Sr, Fe>Mn)	Facies Anfibolitas de alta presión (Cianita, Sillimanita): 5 a 8 Kbar, ~650 a 520 °C	Ninguna (cuerpos anatócticos) a marginales o exteriores.	Muscovita, Biotita, Almandina - Espesartina (Kyanita - Sillimanita)	
Muscovita - Tierras Raras (MSREL)	MSREL - REE	Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb y Ta.	Facies Anfibolitas de moderada a alta presión y temperatura (Cianita, Sillimanita): 3 a 7 Kbar, ~650 a 520 °C	Inferior a exterior; pobremente definidos localmente.	Muscovita, Fergusonita, Samarskita, Monacita, Berilo, Almandina - Espesartina.	NYF
	MSREL - Li	Li, Be y Nb.			Berilo, Casiterita, Columbita, Lepidolita (Espodumeno)	LCT
Tierras Raras (REL)	REL - REE	HREE, Be, Y, P, Zr, LREE, Ti, U, Th, Nb > Ta y F.	Eventos posteriores que afectan la roca huésped	Inferior a marginal (raramente exterior).	Alanita, Euxenita, Monacita, Xenotima, Circón, Rutilo, Ilmenita (Fergusonita, Aeschynita, Zinnwaldita), Gadolinita, Samarskita y Fluorita.	NYF
	REL - Li	Li, Rb, Cs, Re, Ga, Sn, Hf, Nb, Ta, B, P, F y Be.	Facies Anfibolitas de baja presión (Andalusita, Sillimanita) a Facies Esquistos Verdes: 2 a 4 Kbar, ~650 a 450 °C	(Inferior a marginal) exterior.	Berilo, Columbita, Tantalita, Rutilo, Triplita y Trifilita. Espodumeno, Berilo, Columbita, Tantalita, Amblygonita, Lepidolita, Polucita, Petalita, Topacio, Raicrolita, Turmalina, Hambergita, Datolita, Microlita y Polilitionita.	LCT

Miarolítica (MI)	MI - REE	Y, REE, Ti, U, Zr, Nb, F y Be.	Muy baja presión, eventos regionales posteriores que afectan la roca huésped	Inferior a marginal	Topacio, Amazonita, Zinnwaldita, Fluorita, Berilo, Circón, Euxenita, Monacita y Coralita.	NYF
	MI - Li	Li, Be, B, F, Ta>Nb.	Facies Anfibolitas de baja presión a Facies Esquistos Verdes: 3 a 1,5 Kbar, 500 a 400 °C	(Inferior a marginal) exterior.	Turmalina, Berilo, Topacio, Lepidolita, Espodumeno, Petalita, Polucita, Espesartina y Microlita.	LCT

Tabla 02. El esquema de clasificación de pegmatitas: NYF = Familia del Niobio – Itrio – Flúor; LCT = Familia del Litio – Cesio – Tántalo; HREE = Tierras Raras Pesadas; REE = Tierras Raras Ligeras. (Con datos de Černý et al., 2012; Černý y Ercit, 2005).

Černý (1990, 1991a) revisó esta clasificación empleada para mejorar los criterios petrológicos, paragenéticos y geoquímicos, e introdujo un concepto totalmente innovador basado en tres familias petrogenéticas: Niobio – Itrio – Flúor (NYF), Litio – Cesio – Tántalo (LCT) y Mezcladas. En contraposición al ambiente geológico principal y la subdivisión de las clases descritas, la concepción de familias pegmatíticas conduce al concepto de provincias de pegmatitas graníticas, que se dividen por la diferenciación ígnea de diversas fuentes plutónicas (Černý 1990, 1991a, b, c), el material parental (London, 1995) y la firma de los elementos trazas, agrupándose en dos familias de tierras raras en pegmatitas (Černý, 1991): una es enriquecida en Litio, Cesio y Tantalio (LCT) y la otra se caracteriza por el enriquecimiento del Niobio, Itrio y Flúor (NYF).

Gallisky (1994) aplica la definición de provincias de pegmatitas graníticas, al conjunto de unidades que constituye la Provincia Pegmatítica Pampeana (PPP) dentro de la distribución regional de las pegmatitas en Sierras Pampeanas. Las pegmatitas de clase muscovita se encuentran flanqueando el orógeno famatiniano por el oeste, generalmente en ambientes que han sufrido metamorfismo de tipo barroviano (secuencias pelíticas). De acuerdo al experto, en la Sierra de Ambato se catalogaron a las pegmatitas de signatura muscovítica. Las pegmatitas micáceas que encajan en niveles profundos, en rocas con una foliación más intensa, dan lugar a cuerpos lenticulares, normalmente concordantes y masas irregulares en espacios (sombras de presión) entre boudines de rocas competentes. No presentan una relación clara con cuerpos intrusivos, algunos autores atribuyen a las pegmatitas muscovíticas, un origen metamórfico (Shmakin y Magakon, 1972).

2.2. SÍNTESIS DE LA TECTÓNICA GLOBAL Y CICLOS OROGÉNICOS DEL NOA

Para comprender los eventos generadores de la morfología actual de la región del NOA, se desarrollaron diversos estudios que intentaron plantear el escenario más aproximado del protomargen andino de Gondwana, del cual hoy constituye la comarca. La idea de la existencia del continente Gondwana surgió a mediados del siglo XIX, cuyo término fue acuñado por el Servicio Geológico de la India al definir una sucesión estratigráfica subhorizontal sobre un basamento precámbrico en la India peninsular (centro y norte). En esta sucesión se describieron tillitas asociados a pavimentos estriados, con una fuerte presencia de estratos carbonosos suprayacentes que contienen la paleoflora *Glossopteris* (Pérmico) y *Gangamopteris* (Pérmico inferior), reconocidas también en Australia y Sudáfrica (Benedetto, 2010).

Este detalle no pasó inadvertido por Suess en 1885 y 1909 basándose en su publicación de *La faz de la Tierra*¹, quien utilizó la denominación de Gondwana Land (en alemán) al inferir la existencia de una masa continental que incluía India, África, Madagascar, Australia y Sudamérica. Si bien el término no fue del todo acertado, la etimología de la palabra Gondwana significa *Tierra de los Gond o Gondi* (de un pueblo Dravidiano del centro de la India), donde los geólogos la reutilizaron para intentar explicar la hipotética presencia de una masa primitiva a partir de esta región tipo, como punto de partida del estudio de la fragmentación del Pangea.

Luego de las teorías movilizadas propulsadas por Wegener en 1915, quien sostenía que los continentes se movían sobre un manto e incluso en tiempos pretéritos se encontraban unidos formando un supercontinente, Pangea (Wegener, 1929). Dicho autor, propuso además la movilización de los continentes por el efecto de fuerzas centrífugas asociadas a la rotación, siendo cuestionado y refutado incluso por geofísicos de la época.

Du Toit en 1937 retomó el planteo de Wegener, señalando principalmente que el megacontinente Pangea estuvo conformado por los bloques de Laurasia y Gondwana, ubicados en el hemisferio norte y sur respectivamente, separados por el Mar de Tetis. Esto se vio reflejado por el aporte del acoplamiento de los bloques, no por la línea de costa, sino por la plataforma continental. Posteriormente el Mar de Tetis procedió a su cierre a partir de la movilización de África e India, con rumbo a Laurasia.

Las evidencias paleobiogeográficas, paleomagnéticas, paleoclimáticas, distribución de las cordilleras continentales, expansión del fondo oceánico y la polaridad del campo magnético, fallas transformantes, asociaciones litoestratigráficas – estructurales y dataciones entre otros métodos, contribuyeron al desarrollo del concepto de la tectónica de placas postulado por Wilson en 1963, al explicar los mecanismos de apertura y cierre de océanos, bordes de

¹ Entre 1885 y 1909, el geólogo Suess publicó su obra maestra *Das Antlitz der Erde* (La faz de la Tierra) en la que describió a la Tierra compuesta por tres capas concéntricas, núcleo, manto y corteza quien las denominó *nife* (Ni-Fe), *sima* (Si-Mg) y *sal* (Si-Al), que luego fue enmendado por Wegener quien lo designó por *sial*. Suess describió la distribución de las áreas de escudos (*núcleos estables de continentes*) y zonas orogénicas (*zonas de construcción de montañas*).

construcción y destrucción de las placas litosféricas en un determinado lapso, señalado universalmente como el Ciclo de Wilson.

Siguiendo la historia de la génesis de los megacontinentes, se expone a continuación una aproximación de la evolución sintetizada desde Rodinia hasta Pangea, sus desmembramientos y distribución global en la actualidad.

2.2.1. RECONSTRUCCIÓN DE RODINIA Y PANNOTIA

El modelo de construcción del continente de **Rodinia** fue propuesto por McMenamin y McMenamin (1990), sugerido para una agrupación específica de continentes acoplados a finales del Mesoproterozoico, en una etapa de colisión (McMenamin y McMenamin, 1990) formado durante el evento Greenville (1300 - 1100 Ma). El nombre de Rodinia significa figurativamente *madre de todos los continentes* y fue adoptado por Moores (1991), Hoffman (1991) y Dalziel (1991).

Rodinia constituyó el ensamblaje de todos los cratones meso-neoproterozoicos conectados por cinturones greenvillianos, teniendo Laurentia en su pieza central, como una configuración estable de larga data desde los 1000 Ma hasta los 750 Ma (Hoffman, 1991; Powell et al., 1993; Dalziel, 1997), conjugando Norteamérica (escudo lauréntico) con la Antártida, Australia e India y su contraparte (en el margen atlántico o apalachiano de Norteamérica) el Cratón del Amazonia, el Cratón de Kalahari de Sudáfrica, el Cratón de Congo de África Central y la parte norte del Cratón Báltico.

Sin embargo otros trabajos (De Wit et al., 1999; Kröner y Cordani, 2003) han puesto en duda la paleogeografía de Rodinia e incluso el momento de su montaje y desintegración. En base a datos geocronológicos y paleomagnéticos de Sudamérica y África, se demostró que la mayoría de sus fragmentos cratónicos no formaban parte de Rodinia, tal como fue previsto por Hoffman (1991).

Estos bloques estaban apartados por un amplio Océano Brasiliano, el cual aisló los fragmentos de Laurentia y los bloques circundantes, introducido entre Rodinia y los cratones sudamericanos y africanos tales como Amazonia, Congo - San Francisco, Kalahari, Cratón de África Occidental, Borborema – Trans Sahara, Río Apa, Pampia y Río de la Plata (Cordani et al., 2000).

Según el modelo de Scotese (2009) durante el Neoproterozoico medio y tardío se desarrollaron dos supercontinentes del tamaño de Pangea, quedando configurados Rodinia (Figura 08 y 16.A) y Pannotia (Figura 14, 15 y 16.B).

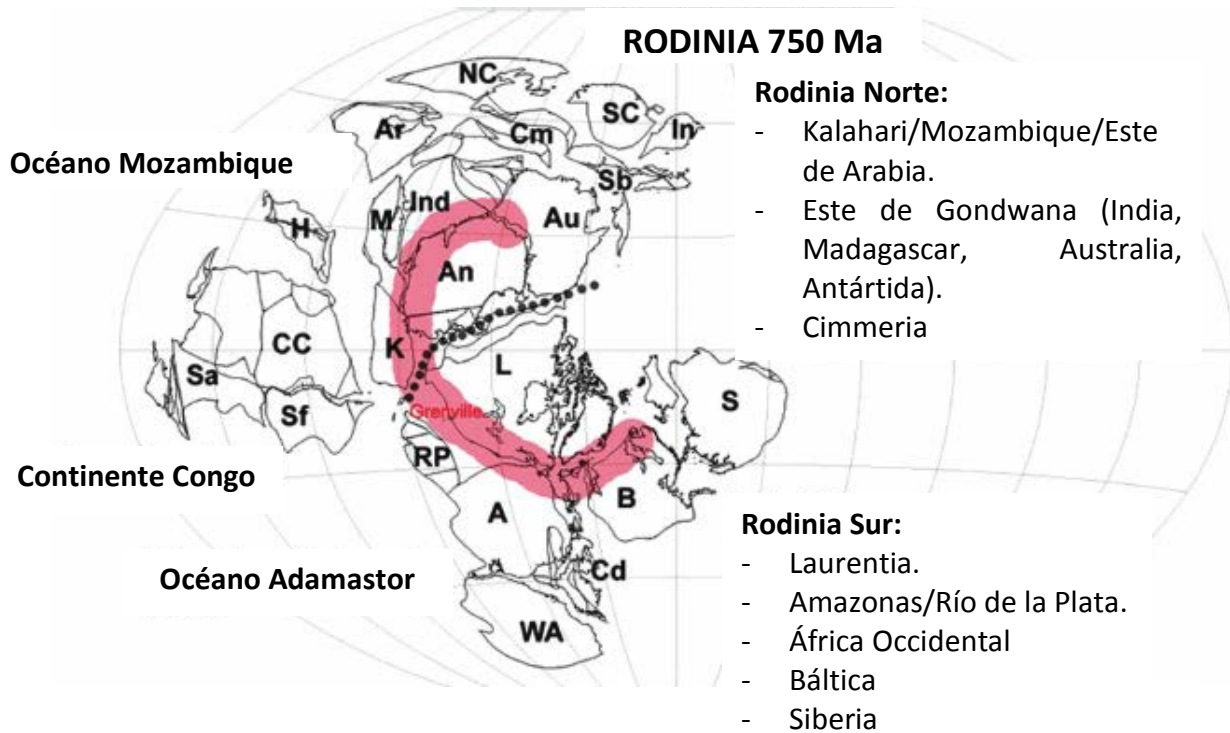


Figura 08. Rodinia. Cratón del Amazonas (A); Antártida (An); Arabia (Ar); Australia (Au); Báltica (B); Continente del Congo (CC); Arco Avaloniano – Cadomiano (Cd); Cimmeria (Cm); Indochina (In); Hijazarc (H); India (Ind); Cratón Kalahari (K); Laurentia (L); Madagascar (M); Norte de China (NC); Río de la Plata (RP); Siberia (S); Escudo Saharai (Sa); Sur de China (SC); San Francisco (Sf); Cratón de África Occidental (WA). La línea punteada es la ubicación del rift pantalásico (Scotese, 2009).

Existen discusiones entre los postulados de diversos investigadores, en donde señalan que los bloques sudamericanos y africanos no estarían relacionados a Rodinia. Otros pensadores han sugerido su vinculación entre Amazonia y Laurentia hace 1000 Ma, como resultado de similitudes en su patrón geocronológico (Dalziel, 1992; Sadowski y Bettencourt, 1996), reafirmado por Ramos (2009), quien expuso una conexión Laurentia – Gondwana por la presencia de terrenos greenvillianos a lo largo del margen izquierdo del Cratón Amazónico, según registros de poblaciones de circones detríticos.

El caso del **Cratón del Amazonas (o Amazónico)**, fue un elemento clave para la construcción de Rodinia en la conexión entre el este de Laurentia y el oeste de América del Sur (Cratón del Amazonas y Río de la Plata). Bond et al., (1984) estuvieron entre los primeros autores en sugerir una Pangea Precámbrica, que se separa entre los 625-555 Ma, en donde la placa Norteamericana (Laurentia) estaba rodeada por márgenes pasivos con gruesas acumulaciones sedimentarias post-rift hace 600 Ma, donde el margen occidental de América del Sur era el margen de rift conjugado de la Laurentia Oriental.

La colisión de Laurentia y Amazonas durante el ensamble de Rodinia produjo sucesivos eventos magmáticos, metamórficos y deformaciones en el borde suroeste de Amazonas, dando el paso de la Orogenia Sunsás (equivalente a la Orogenia Grenville de Laurentia). Durante esta

colisión se interpreta que los terrenos alóctonos de **Arequipa-Antofalla** quedaron aprisionados y acrecionados al margen occidental del Cratón de Amazónico (Figura 09).

En el Proterozoico la región cratónica sudamericana fue testigo de dos grandes núcleos, los macizos de Arequipa – Antofalla, que fueron incrustados en el margen proto - Andino a lo largo 15.000 km de costa, desde del sur de Perú hasta el norte de Chile durante la formación de Rodinia. El bloque de Antofalla penetraba el altiplano boliviano – argentino.

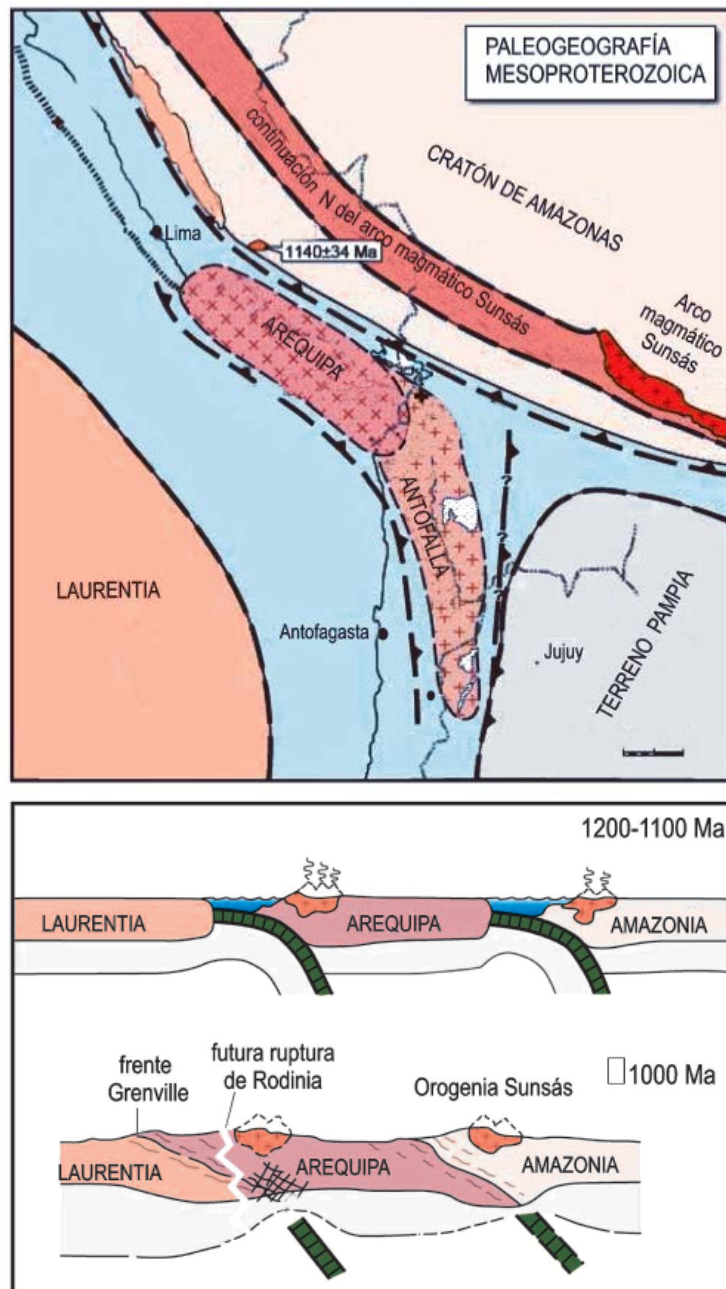


Figura 09. Arriba: acreción de los terrenos Arequipa-Antofalla al cratón Amazónico y al terreno cratónico Pampia. Abajo: evolución geodinámica durante el Mesoproterozoico y formación de los arcos magmáticos de Arequipa y Sunsás (sobre el margen del escudo Amazónico) y colisión de Laurentia-Amazonia durante la orogenia Sunsás-Grenville (Ramos, 2008).

Sin dejar de lado, el Cratón Africano Occidental dentro del contexto del megacontinente de Rodinia, se lo considera como una prolongación del Amazonas, al dominar rocas precámbricas y geográficamente se puede extrapolar fajas de deformación antiguas a través del Atlántico Sur, desde el noreste del Brasil hasta la Costa de los Estados Unidos (Trompette 1994, 1997). Ambos cratones tanto el Amazónico como el Sudafricano, estuvieron asociados en el Proterozoico tardío, en tiempos del Paleozoico hasta el Cretácico temprano.

En los inicios del Paleozoico, Rodinia se fragmenta entre los 800 y 750 Ma, con el alejamiento de Australia - Antártida de Laurentia que permaneció intacto aproximadamente 300 Ma, convirtiéndolo en un supercontinente de larga vida (Figuras 10 y 11).

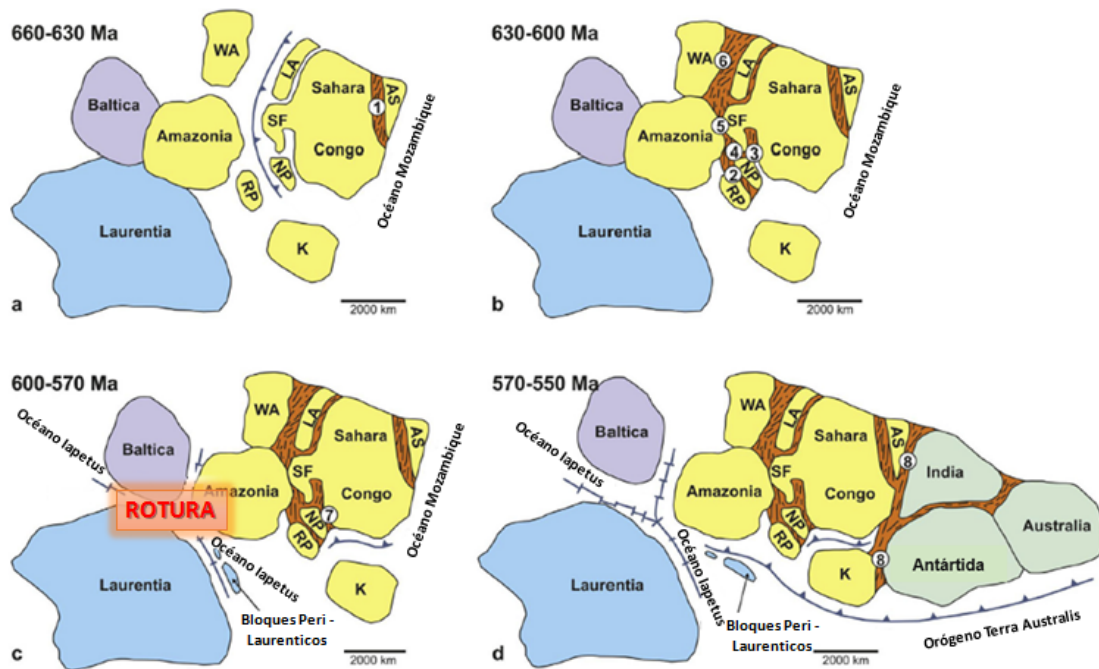


Figura 10. Modelo de la ruptura de Rodinia (~ 600 Ma), montaje final de Gondwana hace 550 - 530 Ma y descarte de la existencia de Pannotia. Colisiones tardías en el cinturón de Ribeira (Schmitt et al., 2004, Heilbron et al., 2008) no se muestran. Referencias: África Occidental (WA); Río de la Plata (RP); Kalahari (K); Nico Pérez (NP); San Francisco (SF); Metacratón LATEA (LA); Central Hoggar, Escudo Tuareg y Argelia; Escudo Árabe de Nubia (AS). ① Orógeno Noreste Africano, ② Cinturón Dom Feliciano, ③ Cinturón Ribeira, ④ Cinturón Brasilia, ⑤ Lineamiento Transbrasiliano, ⑥ Líneamiento Kandi / Cinturón de Dahomey, ⑦ Cinturón de Kaoko, ⑧ Orógeno Antártida - África Oriental, ⑨ Cinturón Damara, ⑩ Cinturones Gariep y Saldania, ⑪ Cinturón Pampeano.



Figura 11. Modelo tradicional de Rodinia, que representa dos eventos de desmembramiento a lo largo de los márgenes de Laurentia, uno a lo largo del margen actual occidental ~ 800 - 700 Ma, y el otro a lo largo del margen actual oriental ~ 600 - 550 Ma (Modificado según Meert & Torsvik, 2004).

Entorno al desmembramiento de Rodinia (750 Ma), las masas sudamericanas y africanas experimentaron acontecimientos de rifting y eventos colisionales sucesivos (entre los 1000 y 750 Ma) con un aparente registro en la separación los Bloques Congo - San Francisco a partir de diques máficos (1.100 - 900 Ma) y evidencias ofiolíticas (800 Ma) en la apertura y cierre del Océano de Adamastor y cierre del Océano Brasiliano entre el Río de la Plata - Paraná y el Cratón de Kalahari, marcado por el Ciclo Orogénico Brasiliano – Panafricano.

Una sucesión de vulcanitas máficas, depósitos sinrift, tillitas glaciales, sedimentitas transgresivas, pelitas y carbonatos, fueron indicadores de una transición rift- drift (apertura – deriva) en la iniciación del Océano Paleo-Pacífico (o Proto-Pacífico), a lo largo del margen occidental de Laurentia y Australia, en la fase que precedió a la ruptura de Rodinia. El Océano Pacífico continuó expandiéndose, registrado en una faja orogénica extendido por más de 18.000 km, desde Australia hasta la región Andina de Sudamérica, denominado por Cawood (2005) como el Orógeno Terra Australis, de movimiento convergente del tipo acrecional entre la loza oceánica y el bloque continental, en donde se produjo las colisiones de arcos insulares y microplacas exóticas (Figuras 12, 13.A. y 13.B.). Su evolución comenzó a partir del Proterozoico tardío (570 Ma), lo cual condujo a la formación de Pangea en el Pérmico – Triásico.

La reorganización de los fragmentos favoreció al ensamblaje del continente de Gondwana (600 – 520 Ma) y de acuerdo a la idea de Hoffman (1991), habría sucedido por desprendimiento y rotación antihorario de Antártida – Australia – India, compensado con el cierre del Océano de Mozambique y colisión entre los continentes del este y del oeste en Gondwana, estableciendo el Orógeno Mozambique – Este Africano.

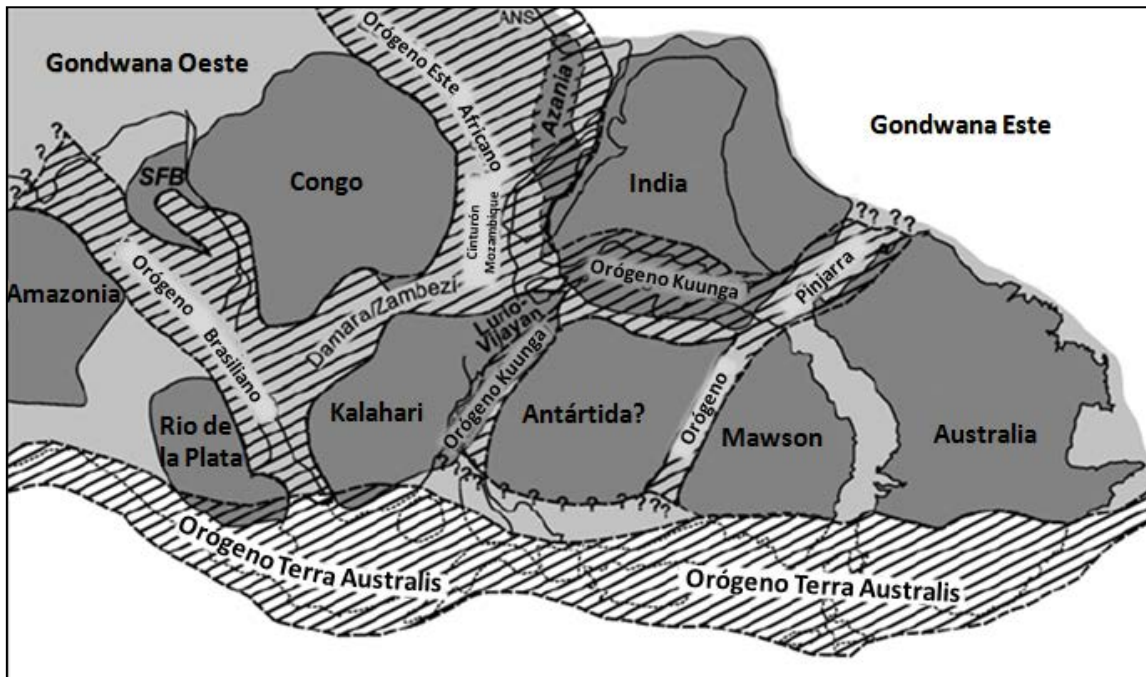


Figura 12. Ensamblaje de los distintos bloques continentales que formaron Gondwana a fines del Neoproterozoico. El rayado diagonal marca los orógenos colisionales formados por la amalgama de los terrenos. El orógeno Terra Australis es un orógeno acrecional que bordeaba Gondwana en toda su extensión (Cawood, 2005).

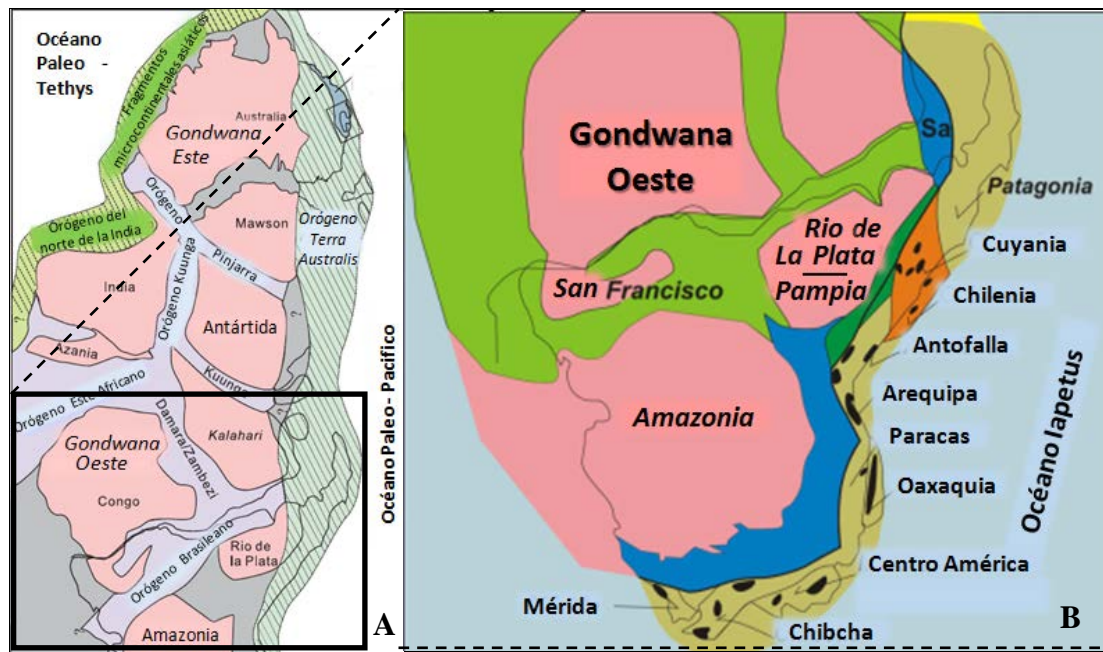


Figura 13.A. Mapa litotectónico simplificado de la distribución de Terra Australis a lo largo del margen de Gondwana Este y Oeste. Las áreas sombreadas en azul representan cinturones neoproterozoicos de colisión, asociados con el montaje de los bloques cratónicos de Gondwana (sombreado rosa). Las áreas pintadas en varios tonos de verde con líneas diagonales, son los cinturones orogénicos de Gondwana. **B.** Proyección del segmento sur del Orógeno Terra Australis, mostrando los terrenos acrecionados durante los tiempos del Paleozoico temprano y tardío (modificado de Cawood, 2005). Las áreas negras en los terrenos, representan los terrenos alóctonos.

El segundo supercontinente formado en el Neoproterozoico fue **Pannotia**, su paso fue más bien efímero y la entidad significaría *Toda la tierra del sur* (Powell, 1995) y otros nombres como *Gran tierra de Gondwana* (Stern 1994, 2002), el *supercontinente Vendiano* (Meert & Torsvik 2004) o el *continente Panafricano*. La designación de *Gran tierra de Gondwana* posee mayor afinidad a este bloque continental momentáneo, debido a la posición del supercontinente paleozoico de Gondwana como núcleo de Pannotia.

Pannotia se ensambló entre los 650 y 500 Ma durante el evento Panafricano (orogenia), donde había comenzado a fragmentarse hace aproximadamente 560 Ma, por medio de procesos sucesivos como la apertura del Océano Iapetus o Japeto (Cawood et al., 2001, 2007), el cierre de Adamastor y la deriva de Norteamérica.

La etapa dispersiva de Rodinia se define como ciclo Pannotiano, para integrar todos los episodios tectónicos que dieron lugar con la apertura del océano de Japeto (Iapetus) y la consolidación de los orógenos post – Grenville en las comarcas de la ex – Rodinia austral. Pannotia en el Arqueano – Proterozoico Inferior, acopló los núcleos cratónicos de Amazonia, Avalonia, Florida, África Occidental, San Luis, San Francisco, Nigeria – Benin - Hagggar, Sahara Oriental - Nilo, Congo, Kalahari - Grunehognia, Río de la Plata, Pampia y CABA (Cuyania-Arequipa-Belén-Antofalla).

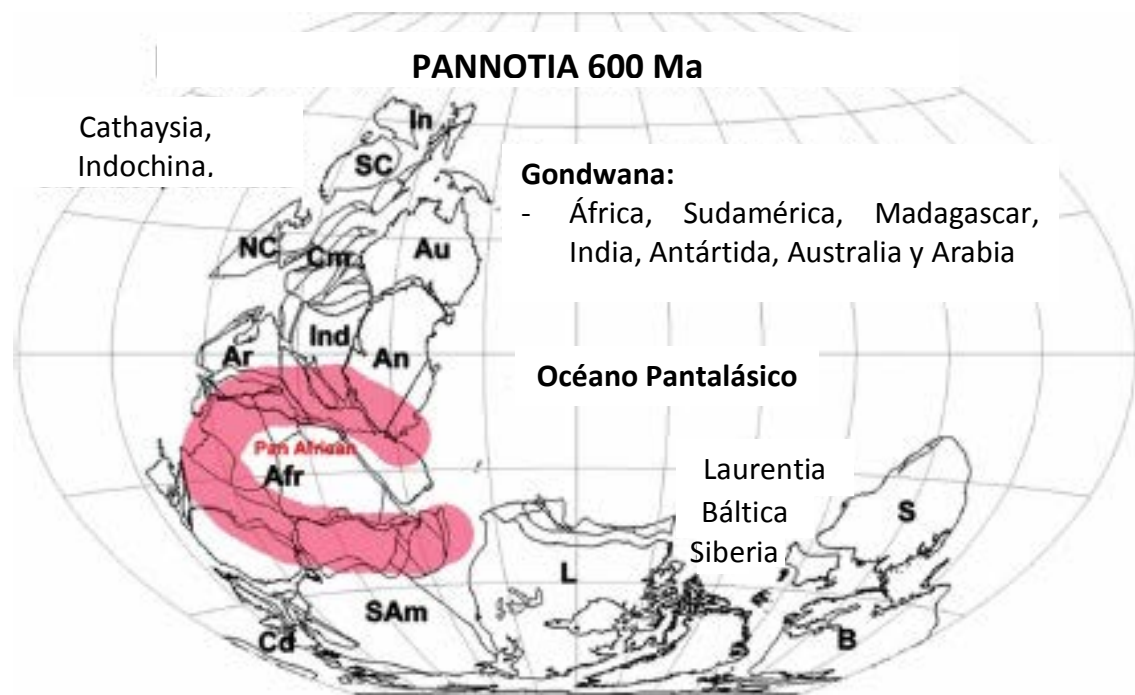


Figura 14. Pannotia. África (Afr); Antártida (An); Arabia (Ar); Australia (Au); Báltica (B); Arco Cadomio-Avalónico (Cd); Cimmeria (Cm); Indochina (In); India (Ind); Laurentia (L); Norte de China (NC); Siberia (S); Sudamérica (Sam); Sur de China (SC). Tomado de Scotese (2009).



Figura 15. Modelo de Dalziel (1997), sobre Pannotia ensamblada hacia 545 Ma.

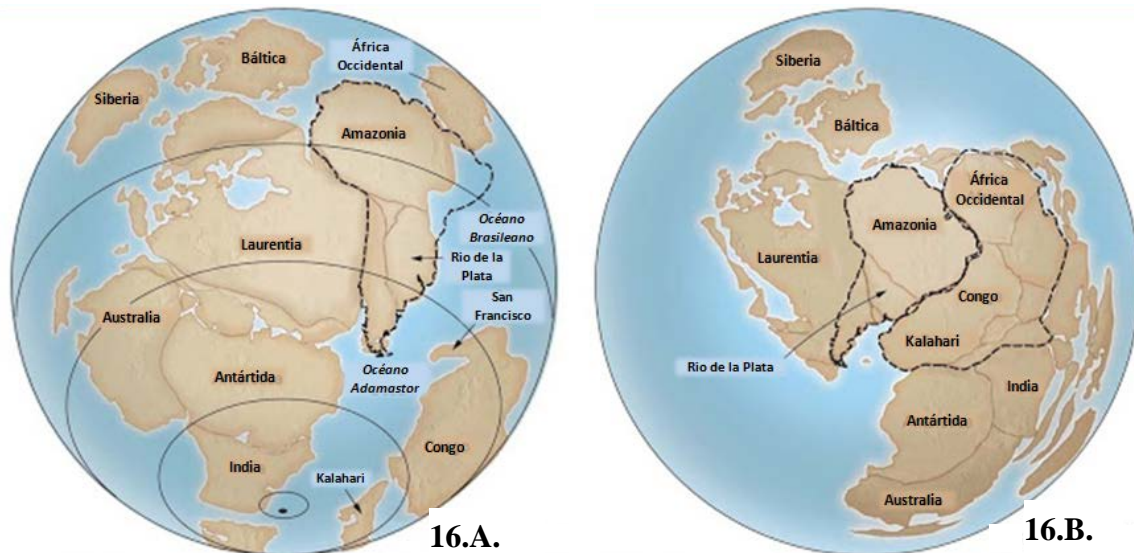


Figura 16.A. Reconstrucción de Rodinia. Estudios sugieren que en algún momento entre los 800 y 600 Ma, Rodinia "se volvió de adentro hacia afuera", separándose Antártida, India y Australia del oeste de América del Norte, y giraron y chocaron con el futuro Sudamérica, posiblemente formando un supercontinente de corta duración, Pannotia (16.B.) Tomado de Marshak (2012).

Hacia fines del límite Proterozoico – Cámbrico (~ 550 Ma), Pannotia se dividió al desvincularse de Laurentia, Báltica y Siberia, por interposición de procesos de rifting, aparición del Océano Iapetus, evolución a fallas transformantes, dislocación de bloques en latitudes diferentes y mecanismos que aún siguen siendo tema de debate. Su periodo de vida no habría durado más de 250 Ma. Uno de los causales de desmembramiento habría sido el Océano Iapetus hace 550 Ma, entre Gondwana y Laurentia, luego entre Avalonia y Laurentia en el Neoproterozoico. Su cierre está relacionado con la rotación y colisión de Báltica, Laurentia y el fragmento de Gondwana – Avalonia (Hartz y Torsvik, 2002).

El modelo de ruptura planteado por Hartz y Torsvik (2002), se habría iniciado a partir de un sistema de punto triple localizado entre el noreste de Laurentia, en el margen noroccidental de Gondwana (región sudamericana) y Báltica. El rift Iapetus desvinculó Laurentia de Gondwana hace 550 Ma, extendiéndose al norte de las placas Laurentia y Báltica. Al principio inició como una falla transformante, luego evolucionó a un rift que separó dichos terrenos, permitiendo el crecimiento septentrional del Océano Iapetus. Un tercer brazo del sistema triple desplazó el bloque Báltica respecto del norte de Gondwana, desvinculándose también de Siberia por rifting entre Báltica y Siberia, donde se crearon el Mar Ran y el Mar de Aegir (Figura 17.A. y 17.B.).

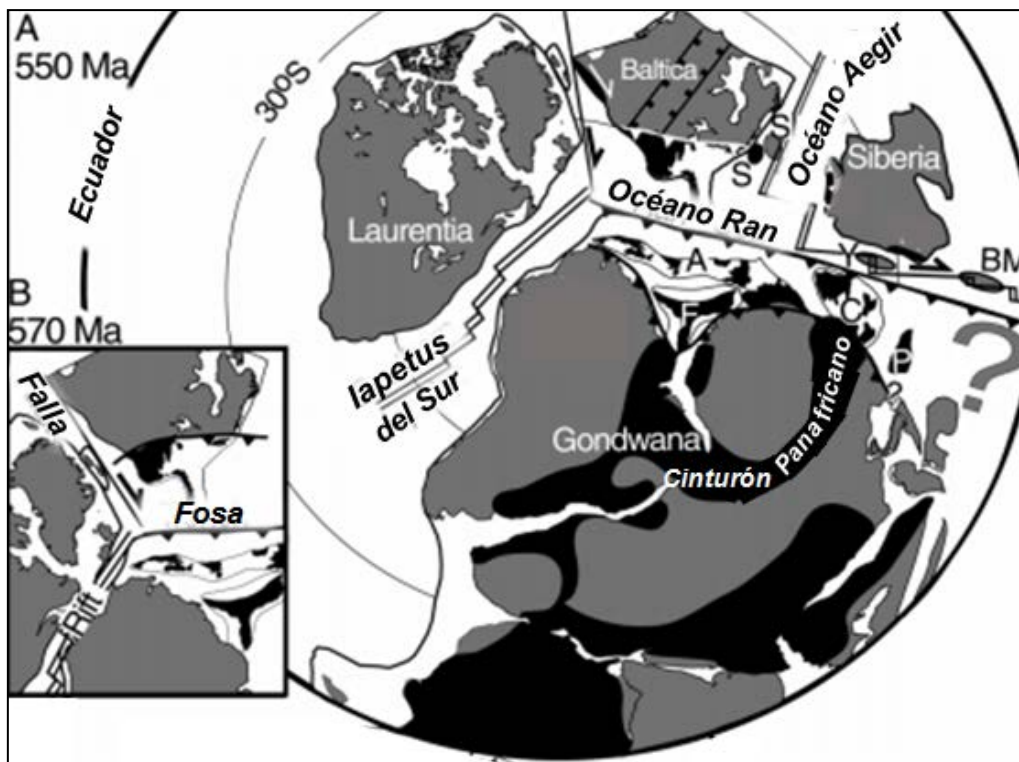


Figura 17.A. Distribución continental en el Hemisferio Sur durante el Vendiano al Cámbrico. **A.** Reconstrucción de hace 550 Ma basada en datos paleomagnéticos: Báltica, Laurentia, Gondwana, y Kara (K). Posición de Gondwana y terrenos peri-gondwánicos (A, Avalonia, C, Cadomia, F, Florida, P, Perunia), mientras que Laurentia se había retirado de Sudamérica (apertura sur de Iapetus). Se completó la amalgamación de los terrenos del norte de Báltica. Los cinturones están marcados con negro. **B.** Esquema de hace 570 Ma, después del modelo rift-rift-rift de Cawood et al. (2001). Tomado de Hartz y Torsvik (2002).

Un punto interesante en el lapso dispersivo de Pannotia en la región sudamericana, sucedió con la apertura de un océano estrecho hacia el sur del macizo de Antofalla, la **cuenca de Puncoviscana**. Al principio se comportó como una cuenca de rift, pero luego evolucionó a una cuenca de antepaís periférico a medida que se producía el cierre.

El modelo clásico de la cuenca Puncoviscana fue planteado por los primeros autores (Turner 1960, 1972; Borrello 1969, 1972; Auboin 1965) sobre un área autóctona, generado a partir de un margen pasivo que derivó en la formación de una cuenca intracratónica elongada de rumbo noreste – suroeste, teniendo al este el Cratón del Río de La Plata – Pampia. Al noroeste queda definido su límite por los terrenos Arequipa - Antofalla.

El diseño y origen de la cuenca sigue siendo interpretado como una estructura aulacogénica formada en el borde de Gondwana a partir de la “Triple Fractura Boliviana” denominada por Suárez Soruco (1989, 2000), activada en el lapso post-rift en donde se separaban Arequipa - Antofalla y los núcleos de Guaporé y Río de La Plata en el Proterozoico inferior y medio, permitiendo a su vez la apertura de una cuenca submarginal a marginal en el borde occidental del Gondwana (Aceñolaza y Toselli, 2000). Otros autores consideraron que habría formado parte de un microcontinente alóctono en el borde gondwánico en el Paleozoico inferior, y derivó a la oclusión de un océano por subducción y colisión contra el terreno Pampia (Ramos 1986, 2000). En este aspecto, implicó el cierre de un océano por subducción y colisión contra un terreno "Pampia" (Ramos 1986, 2000).

En oposición al modelo anterior, Rapela et al. (1998) y Rapela (2000), lo consideraron parte de un microcontinente desplazado con carácter semi autóctono.

Ramos (2008) propuso que la formación de la cuenca fue el resultado de la apertura del aulacógeno Chiquitos – Tucavaca (~ 700 y 535 Ma) entre los macizos de Arequipa, Antofalla y Pampia, donde un sistema de rifting en tijera en el bloque de Antofalla, propició la creación del océano somero hacia los 650 – 600 Ma.

La cuenca fue cerrada en el Neoproterozoico – Cámbrico basal por efectos de la colisión oblicua y subducción dirigida hacia el este contra el Cratón del Río de la Plata, desarrollando un arco magmático que culmina la etapa de margen pasivo y cierre del océano (Figura 18.A., 18.B. y 18.C.). El extenso cinturón puncoviscano producto de la colisión, dio origen a la **Orogenia Pampeana**.

Los sedimentos se habrían acumulado en un margen continental pasivo. Ramos (1988), lo asoció a un margen activo interpretando a los intrusivos como el producto de un arco magmático. Kraemer et al. (1995), la definieron como una cuenca de antepaís relacionada con la colisión del terreno de Pampia contra el Cratón del Río de la Plata, mientras que Omarini et al. (1999) relacionaron a Puncoviscana con la ruptura de Rodinia (generación de rifting y corteza oceánica), vinculando el cierre de la cuenca con la colisión del terreno de Cuyania-Arequipa-Belén-Antofalla, la denominada CABA. Las evidencias geocronológicas sugieren que la sedimentación tuvo lugar entre los 700 y 535 Ma (Ramos, 2000), en el Ciclo Pannotiano.

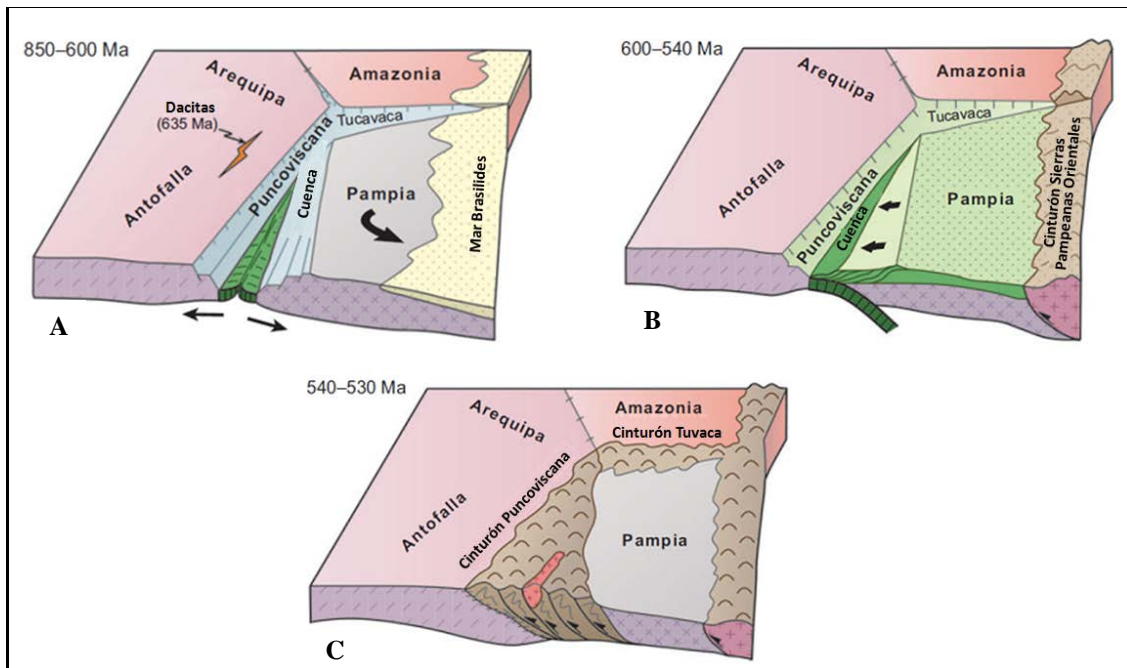


Figura 18. Evolución neoproterozoica del cinturón Puncoviscana. A. Apertura sincrónica del aulacógeno de Tucavaca y la cuenca Puncoviscana, durante la ruptura de Rodinia. B. Escenario del antepaís durante la colisión del cinturón pampeano oriental. Las rocas oceánicas del margen occidental de la cuenca y comienzo de la subducción. C) Cierre del aulacógeno de Tucavaca y formación del cinturón de Puncoviscana, con el emplazamiento de granitoides pampeanos, durante la deformación de Tilcárica (Ramos 1988, Omarini et al. 1999a).

Por otra parte Escayola et al. (2011) sugieren el cierre del Océano Puncoviscana en el Edicariano, coetáneo con la apertura de Iapetus, por esfuerzos que pudieron haber contribuido a la ruptura del bloque de Arequipa-Antofalla de Laurentia, corroborados en los intrusivos tilcáricos, el Cañani, el Tastil y el ortogneiss de Cerro Negro, datados en las cadenas pampeanas orientales (Escayola et al., 2007), donde apuntan que la colisión de Arequipa-Antofalla y el oeste de Gondwana había comenzado aproximadamente a los 530 Ma (Figura 19).

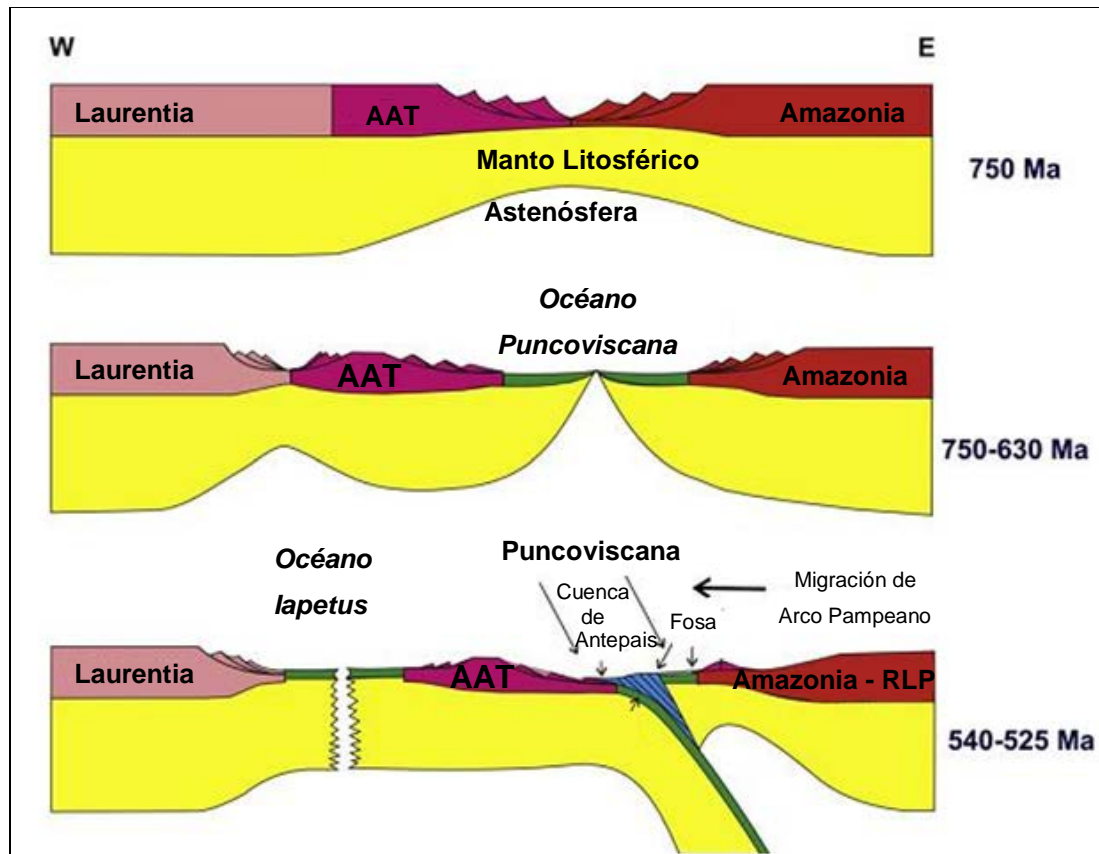


Figura 19. Modelo tectónico de la evolución del Cámbrico Neoproterozoico tardío-Cámbrico de la ruptura de Rodinia en el sector Laurentia-Amazonia. Separación de Amazonia a lo largo de la sutura de Grenville con el bloque Arequipa-Antofalla antes de 650 Ma, abriendo el Océano Puncoviscana. La nueva zona de subducción que se sumergió en el este a lo largo del margen Proto Andino de Gondwana del Oeste, que fue acompañado y/o conducido a la ruptura del bloque de Arequipa-Antofalla de Laurentia, probablemente también cerca de su vieja sutura entre 600 y 570 Ma, abriendo el Océano Iapetus (Tomado de Escayola et al., 2011).

La denominación de la cuenca alude a la Formación Puncoviscana (Turner, 1960) que se extiende desde el sur de Bolivia hasta la provincia de Tucumán (latitud 22° a 28° sur y longitud 65° a 66°30' oeste), constituyendo el basamento de la provincia geológica de Cordillera Oriental, con afloramientos en las Sierras Subandinas, Puna Septentrional y equivalentes formacionales en Catamarca, La Rioja y San Luis (Aceñolaza y Aceñolaza, 2005). Establece una sucesión sedimentaria deformada y levemente metamorfozada, integrada por turbiditas, rocas pelágicas y algunos horizontes calcáreos como así también intercalaciones de basaltos alcalinos de intraplaca y toleíticos de carácter oceánico (Omarini et al., 1999), que en su conjunto conforman una potencia de más de 2000 metros. Se infiere la edad del depósito al Cámbrico temprano (Escayola et al., 2011), a partir del estudio de circones detríticos en una toba félsica en la Sierra Santa Victoria (localidad tipo), lo que asevera lo predicho por Aceñolaza, quien sobre la base del hallazgo de icnofósiles (*Oldhamia*) en esta unidad en 1972, extendía su rango temporal hasta el Cámbrico Temprano, siendo su edad inferida en el Edicariano a Cámbrico temprano.

Por otro lado, Casquet et al. (2012) propusieron la existencia de una masa Paleoproterozoica denominado **MARA**. El bloque de aproximadamente 1.700 Ma estaría

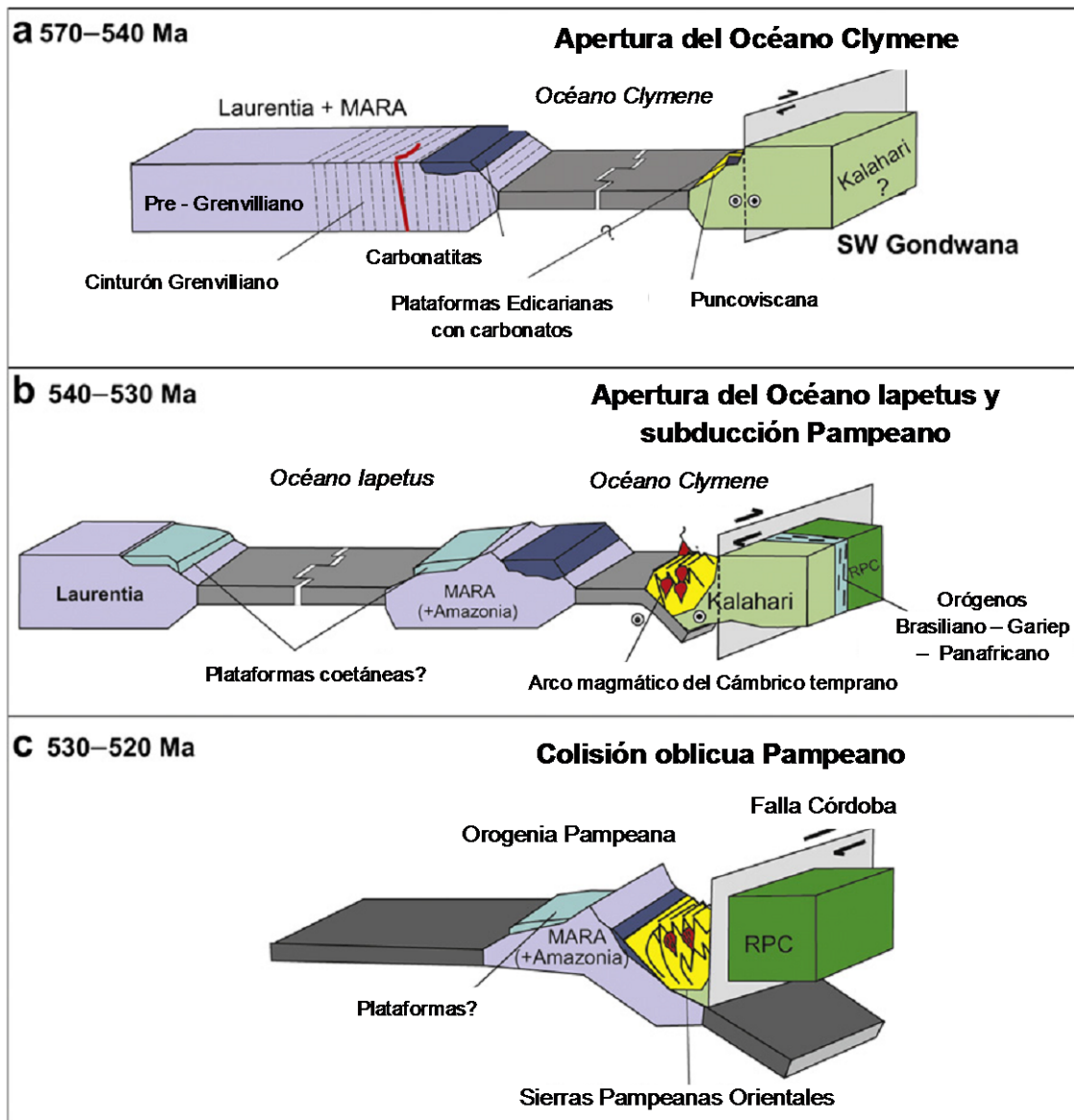


Figura 21. Evolución geotectónica durante el Neoproterozoico y el Cámbrico temprano, que condujo a la Orogenia Pampeana y fusión final de MARA con Gondwana. Apertura del océano Clymene en el Neoproterozoico tardío y cierre en el Cámbrico Temprano con derivación de Laurentia en el oeste, con rumbo hacia el hemisferio norte (Tomado de Casquet et al., 2012).

En cuanto a la historia de la cuenca sedimentaria Puncoviscana, las poblaciones de circones detríticos mostraron picos mayores de 1100 a 960 Ma y 680 a 570 Ma. La sedimentación tuvo lugar en el margen oriental del océano Clymene entre 570 – 530 Ma y su posición paleogeográfica estaba probablemente distante del Río de La Plata, en el que el basamento de la Formación Puncoviscana se encontraba yuxtapuesto por el desplazamiento lateral derecho, durante la convergencia y colisión pampeana. Rapela et al. (2007) sugirieron una cuenca de arco previo, no obstante no descartan un margen pasivo.

2.2.1.1. El rol del Cratón del Río de la Plata y el Terreno Pampia en la Orogenia Pampeana

El Cratón del Río de la Plata es el basamento más antiguo de América del Sur que data entre 2000 y 2200 Ma, está compuesto por gneises, anfibolitas, migmatitas y rocas granitoides. Constituye una pieza clave en el montaje cratónico suroccidental de Gondwana, e incluye diversos núcleos de edad paleoproterozoica: Tacuarembó, Nico Pérez y Piedra Alta de Uruguay, afectados en su periferia por la Orogenia Brasileana del ciclo Transamazónico (Almeida et al. 1976). Dicho ciclo es equivalente a la Orogenia Tandileana en Argentina, el sistema orogénico más antiguo conocido en el país.

El ciclo Transamazónico contribuyó en la formación del Sistema de Tandilia en el Neoarqueano (2600 Ma), aunque la más antigua correspondería al Terreno Nico Pérez en el Mesoarqueano a Paleoarqueno (3100 – 3400 Ma), este último no estaría afectado por dicho ciclo que aportó un collage de terrenos alóctonos. Sin embargo, pruebas geocronológicas, isotópicas y geofísicas sugieren que Nico Pérez y bloques asociados no formaban parte del Bloque del Río de la Plata, siendo probablemente yuxtapuestos durante el Neoproterozoico (Oyhantçabal et al., 2010), definiendo aún más los límites del Cratón del Río de la Plata, cuya área actual estaría circunscripto en un millón Km².

Su borde occidental está fuertemente en contacto con el Paleozoico de las Sierras Pampeanas Orientales (Pampia o Pampeano), a través de la falla de Córdoba de cizallamiento dextral generado durante el Cámbrico temprano (538 – 528 Ma, Iannizzotto, 2010) al Cámbrico tardío (Verdecchia et al., 2011).

Escayola et al. (1996), plantearon otro escenario de separación entre los bloques de Pampia y Río de la Plata, a partir de la generación de corteza oceánica y depositación de carbonatos, pelitas y cuarcitas de forma pasiva. Al producirse la convergencia de Pampia debajo del Río de La Plata desarrolla un arco magmático, dejando por detrás un adelgazamiento cortical hacia los 750 Ma, marcada por una zona de sutura debido a la presencia de una faja ofilítica desmembrada en las Sierras Chicas de Córdoba.

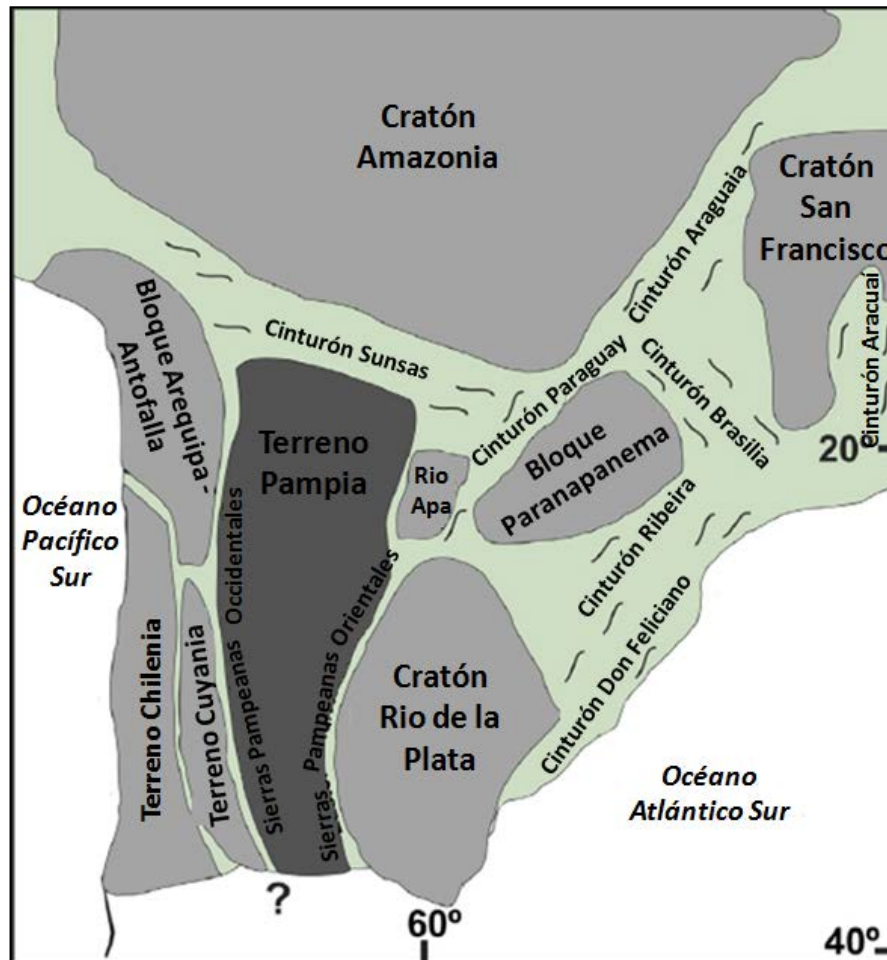


Figura 22. El terreno de Pampa y su relación con cratones adyacentes en el sur de América del Sur. Modificado de Rapalini (2005), Ramos et al. (2010) y Rapela et al. (2016).

El Terreno Pampeano o Pampa reconocido por Ramos en 1988, incluye las sierras de Velasco, Ambato, Ancasti, Chepas, San Luis entre otras, como así también las sierras de Córdoba y Comechingones. Estas últimas fueron consideradas como una entidad geológica distinta, el **Terreno Córdoba**, interpretándose la zona de sutura entre el Bloque Pampeano y la región cratónica del Río de la Plata.

Entre los 600 y 550 Ma la reactivación tectónica indujo una megafactura y acortamiento cortical, exponiendo gneises graníticos y cordieríticos (~ 15 km de profundidad) propiciando a la formación de una cuenca de antepaís periférico, la antifosa Puncoviscana, posicionada al este de la faja plegada y corrida, por el efecto de los movimientos dinámicos de los bloques fallados. Constituye la primera etapa en la evolución del sistema conocida como la Orogenia Pampeana, que comprende el Cinturón de Puncoviscana, correlacionable con el Cinturón plegado de Paraguay – Araguaia de Brasil.

El Orógeno Pampeano se extendería hacia el noreste en la sutura del lineamiento Transbrasiliano, formado por la colisión de los cratones de San Francisco y Amazonia durante la Orogenia Brasileña.

2.2.2. RECONSTRUCCIÓN DE GONDWANA

Los datos geológicos, geocronológicos e isotópicos revisados por los expertos a lo largo del tiempo representaron un sinnúmero de modelos geodinámicos globales de la Tierra. Situándonos en el esquema de la evolución neoproterozoica del Gondwana Occidental clásico, se supuso que para el período entre los 800 – 700 Ma, se relacionaba con la ruptura de Rodinia y la consecuente apertura de los principales sistemas oceánicos con una tectónica diferente para la mayoría de los cratones del Gondwana Occidental. Estos cratones ocupaban una posición marginal en el hemisferio sur respecto a Rodinia, con una subducción registrada con extensión de trasarco, desarrollo de arco de islas y formación limitada de corteza en los océanos internos.

Este período se caracterizó por un crecimiento cortical de Gondwana Occidental, resultante de la adición de la corteza juvenil continental en los márgenes convergentes. La metacratonización tomó un rol dominante e importantísimo en el post – Gondwana.

Los bloques del Río de la Plata, Congo – San Francisco, África Occidental y Amazonas colisionaron entre los 630 - 600 Ma, en el margen occidental orogénico de Gondwana. Estos eventos se superponen con el comienzo del Océano Iapetus (610 – 600 Ma) dando lugar al apartamiento de Báltica, Laurentia y Amazonas como resultado de la ruptura final de Rodinia.

El Orogéno Oriental Africano / Antártico registró la posterior amalgamación de Gondwana Occidental y Oriental hace aproximadamente 580 Ma, de manera simultánea con el inicio de la convergencia en el Orogéno de Terra Australis, en toda la extensión del margen meridional de Gondwana. Sin embargo, el Cratón Kalahari se incorporó durante el Edicariano – Cámbrico temprano.

El modelo de evolución de Gondwana descarta la existencia de Pannotia (Oriolo et al. 2017), dada su temporalidad en la historia de la Tierra, por la fusión final de Gondwana y los últimos enlaces entre Laurentia y Amazonia.

Se define dos tipos de mecanismos de formación del supercontinente, donde se propone una combinación de introversión y extroversión para el acoplamiento de Gondwana, cuyos procesos manifiestan la presencia de océanos internos o externos de un supercontinente. El caso del océano interno se comprende por la corteza juvenil que se forma después de la rotura de un supercontinente, en cambio la corteza oceánica externa es anterior al mismo (Murphy y Nance, 2003, 2005). En el enfoque paleogeográfico, explican que en la introversión la ubicación de un supercontinente es el mismo de su antecesor, al contrario, el sucesor es situado en el hemisferio opuesto en el caso de la extroversión (Mitchell et al., 2012).

Gondwana ha sido considerado por los especialistas en un esquema típico de extroversión, desde Hoffman (1991), Murphy y Nance (2003, 2005, 2013) a Evans et al. (2016), en base a evidencias geológicas, geocronológicas e isotópicas.

La fragmentación de Rodinia llevó a la penúltima gran dispersión de continentes, que se reordenaron para formar dos grandes supercontinentes: Gondwana y Laurasia a principios del Paleozoico (~500 Ma). Gondwana estuvo formado por los bloques de América del Sur, África, India, Antártida, Australia y otros fragmentos menores. Laurasia en cambio lo componía América del Norte, Groenlandia, Báltica y Siberia, permanecieron unidos hasta fines del Paleozoico.

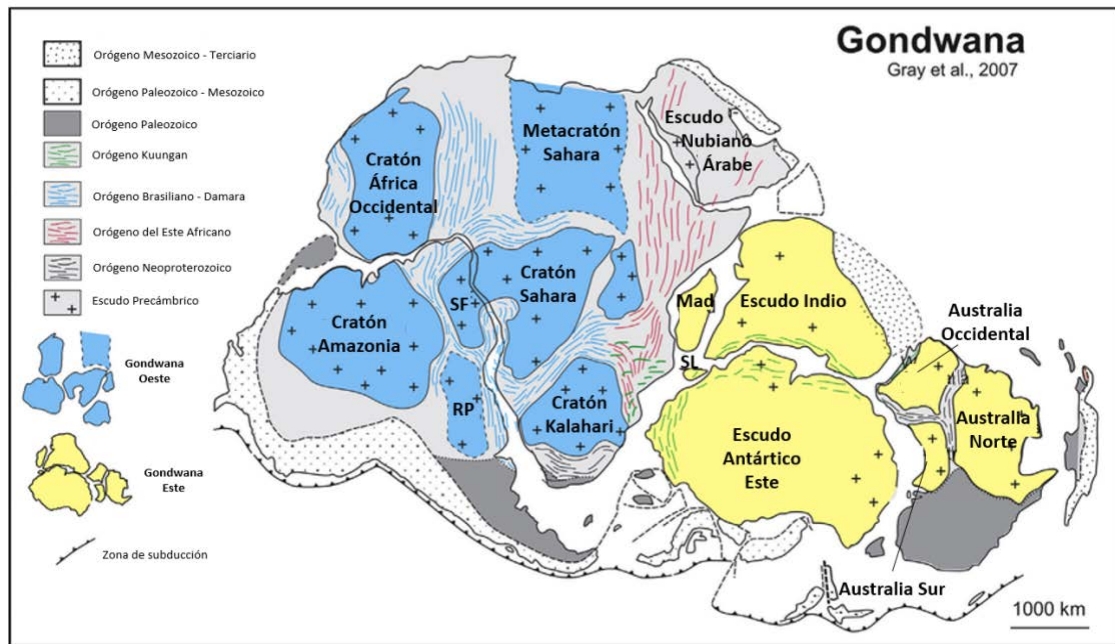


Figura 23. El supercontinente de Gondwana (Oeste y Este) y los cinturones orogénicos neoproterozoicos (~ 800 Ma) que ocupaban áreas intercratónicas durante la desintegración de Rodinia, y que posteriormente se asociaron con la fusión final de Gondwana (Tomado de Meert y Lieberman, 2008).

2.2.2.1. La Orogenia Famatiniana y el rol de los Terrenos Cuyania – Chilenia en el margen suroccidental de Gondwana.

La **Orogenia Famatiniana** fue definida por Aceñolaza y Toselli (1973 y 1976), y comprendió un extenso período desde el Cámbrico medio al Devónico tardío - Carbonífero temprano, de naturaleza compresional después de la acreción del Terreno Pampeano. Su límite inferior lo define la discordancia angular que separa a la Formación Puncoviscana (Neoproterozoico – Cámbrico inferior) del Grupo Mesón (Cámbrico medio – tardío, ~ 505 – 495 Ma), relacionada con los movimientos tildáricos. Estos movimientos indican la finalización de la Orogénesis Pampeana (Ciclo Pampeano).

La instalación de una nueva zona de subducción (Cámbrico superior, ~ 499 Ma) permitió el desarrollo de dos arcos magmáticos, uno instaurado en el antepaís pampeano (Sierras de Córdoba) consistente en pequeñas intrusiones de granitoides de tipo “TTG” (trondhjemitas, tonalitas y granodioritas ricas en Al). El otro arco localizado al oeste del primero de tipo “T” cordillerano, calcoalcalino metaluminoso (principalmente granodioritas y monzogranitos), está caracterizado por cuerpos plutónicos identificados en Catamarca, La Rioja y San Luis. A su vez se estableció una cuenca de retroarco ensiálica entre el arco interno y el arco externo famatiniano, con magmatismo máfico – ultramáfico y metamorfismo de alto grado (Rapela et al., 1998).

El cinturón orogénico Famatiniano se extiende desde la Puna en el norte, hasta la Sierra de San Luis en el sur, incluyendo Sierras Pampeanas Orientales, Sistema de Famatina, la Sierra de Valle Fértil y las del Velasco, los Llanos, Chepes y Ulapes, en las provincias de San Juan y de la Rioja. También las Sierras Pampeanas Occidentales en las Sierras de Pie de Palo, Maz y Umango muestran pruebas de esta orogénesis.

Los Terrenos de Precordillera y Pie de Palo (margen oriental del Terreno Precordillera) forman el terreno compuesto de **Cuyania** (Figuras 24, 25 y 26) y según evidencias gravimétricas marcarían la ubicación de la zona de sutura (García Torrejón et al., 2011). Ramos (1995, 2009) incorpora en Cuyania, las Sierras Pampeanas Occidentales, la Faja Plegada y Corrida de la Precordillera incluyendo la Sierra de Pie de Palo, Bloque de San Rafael (sur de Mendoza) y Bloque de Las Matras (oeste de La Pampa). Comprende desde los 29° hasta los 38° de latitud sur, cubriendo un área extendida de 1000 km por un ancho de 250 km aproximadamente (Figura 26).

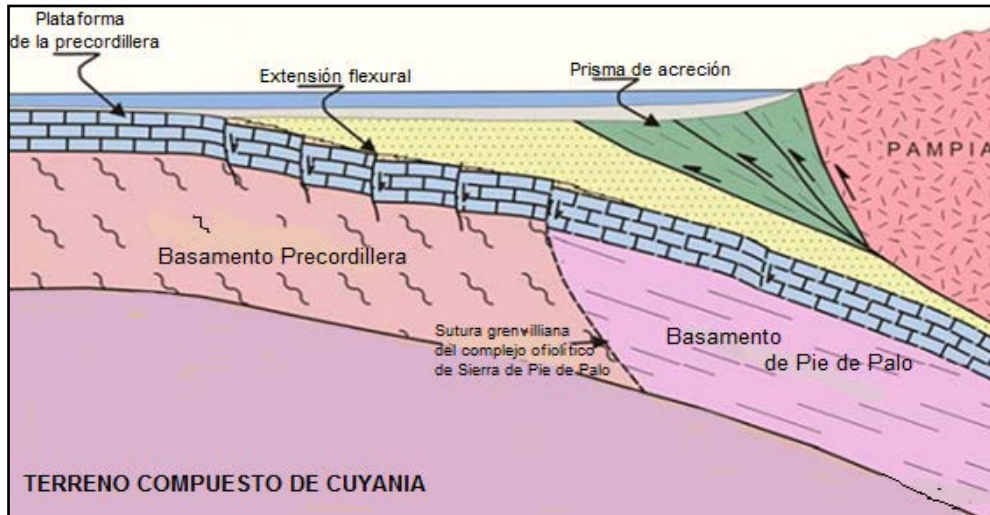


Figura 24. Esquema simplificado del terreno Cuyania (tomado del Trabajo Final de Rodríguez, 2016).

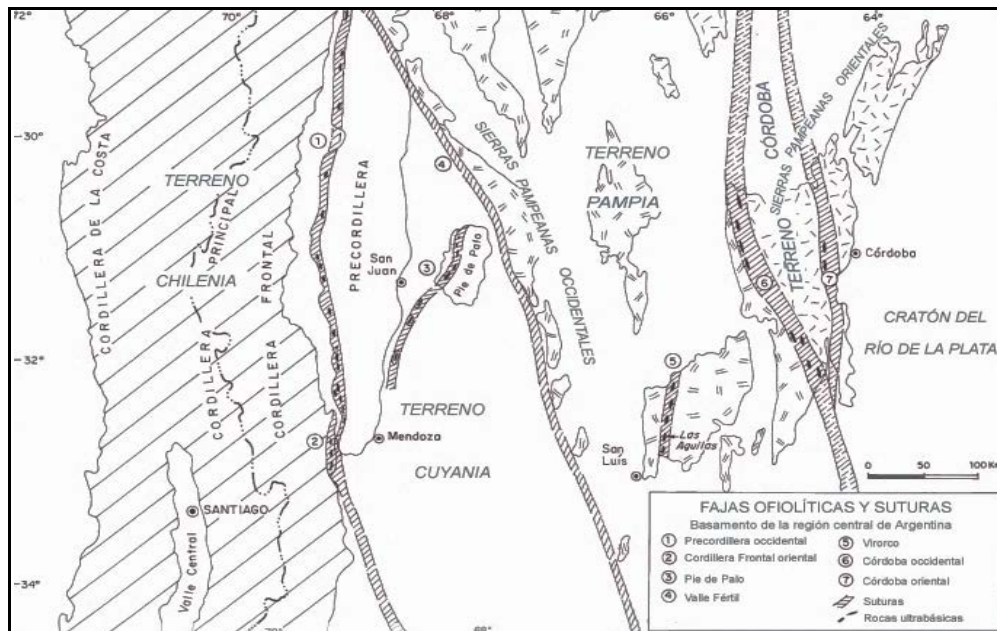


Figura 25. Distribución de terrenos y suturas con sus principales fajas ofiolíticas en el basamento de la región central de Argentina, formados durante las Orogenias Pampeana y Famatiniana (Según Ramos et al., 1999).

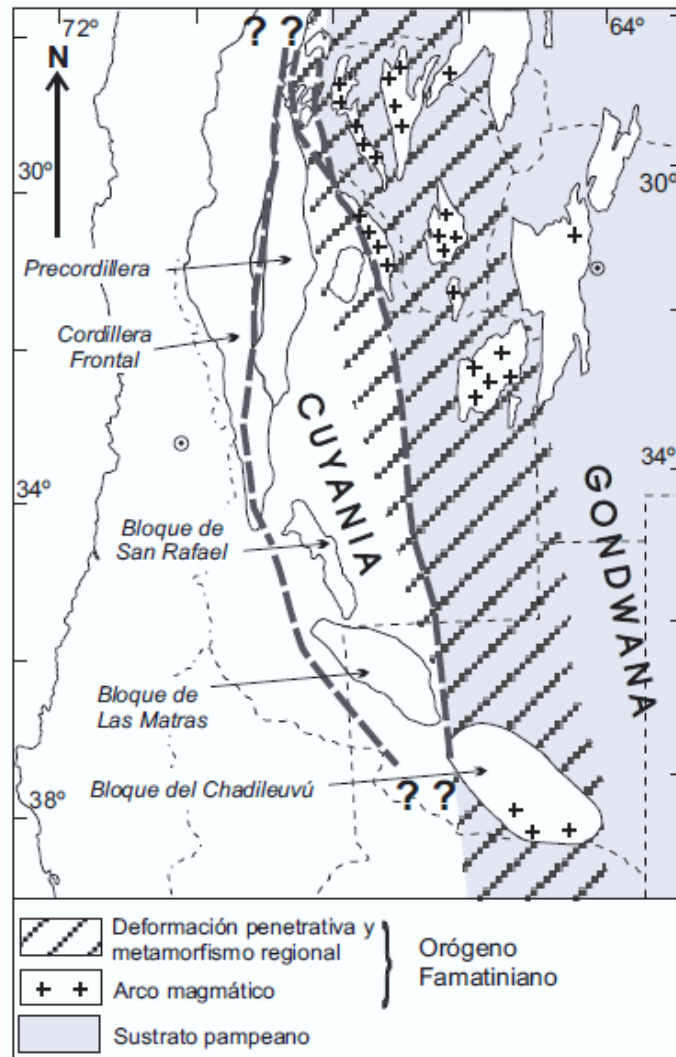


Figura 26. Relaciones tectónicas entre el borde de Gondwana y el terreno acrecionado Cuyania, en tiempos del Ordovícico. Debido a la polaridad de la subducción previa a la acreción, el arco magmático famatiniano se instala en el borde de Gondwana, afectando al sustrato pampeano. La deformación y el metamorfismo subsiguiente afecta no sólo a dicho borde de Gondwana, sino también diferencialmente al basamento de edad Mesoproterozoico de Cuyania. Hacia el este del eje orogénico famatiniano, el sustrato pampeano se preserva sin grandes modificaciones (Tomado de Sato et al., 2003).

La acreción oblicua y el desarrollo de fajas de milonitización regional del terreno de Precordillera en el Ordovícico medio hace 460 Ma (Rapela et al., 2001), fue reconocido en el evento orogénico de la fase Oclóyica (hiatus desarrollado entre el Caradociano inferior – Ashgilliano), cuya deformación se extendió hasta los 435 Ma.

El bloque lauréntico de Cuyania es de naturaleza alóctona, producto de la separación del continente Laurentia durante el Cámbrico inferior temprano, según filiaciones faunísticas (Borrello 1965, Benedetto y Astini 1993, Vaccari 1994, Benedetto 2004), datos paleomagnéticos (Rapalini y Astini 1998), y evidencias isotópicas - geoquímicas del basamento (Kay et al. 1996).

Según Giménez et al. (2000), Cuyania habría colisionado contra Pampia entre los 460 y 470 Ma, durante la fase Guandacólica (Llanvirniano superior – Llandeiliano superior) del ciclo

Famatiniano, desarrollándose una sutura entre las sierras de Valle Fértil y Pie de Palo como se han evidenciado en las anomalías magnéticas y gravimétricas. El evento determinante de la discontinuidad guandacólica, es atribuida a un descenso eustático modulado por tectonismo o bien a una actividad orogénica relacionada con fallas transcurrentes en el margen interior de la Precordillera, o como una distensión post-colisional. Furque y Cuerda (1979) seguido de Ramos et al., (1986) se basaron en la idea de una suave discordancia angular que separa el Silúrico respecto al Ordovícico, de carácter local en Precordillera y dada su magnitud temporal es asignable a los movimientos oclóyicos como parte de una serie de eventos o fases menores.

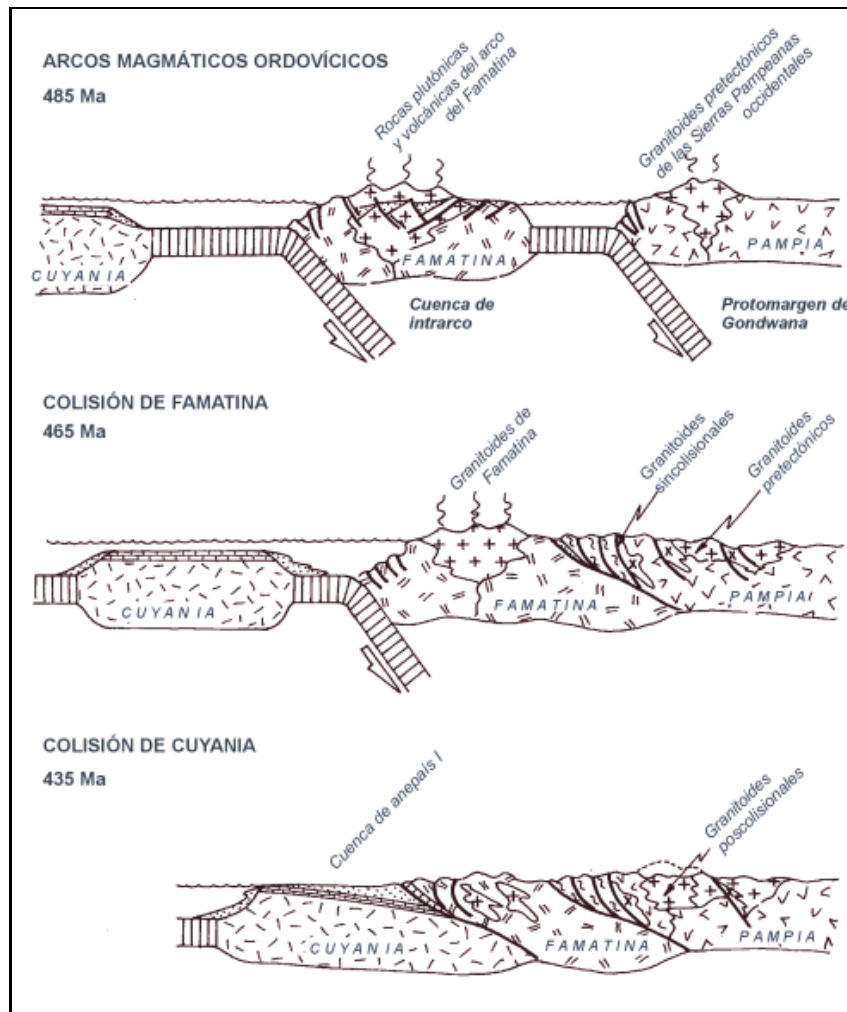


Figura 27. Esquema de evolución tectónica del sector central de Argentina, durante la colisión de los terrenos de Cuyania y Precordillera contra el protomargen de Gondwana, cuyo basamento en esa época estaba formado por el Terreno Pampia (basado en Ramos, 1989c y Quenardelle y Ramos, 1999).

A finales del Ordovícico se registra el cese del magmatismo de arco y la deformación compresiva, ya no se manifiesta en forma penetrativa, sino a través de fajas de cizalla subverticales o con alto ángulo hacia el este (Sato et al., 2003), prevaleciendo los ascensos de bloques orientales sobre los occidentales a través de movimientos inversos. Los controles isotópicos de las zonas de cizalla dúctil están acotados entre los 414 y 351 Ma (Silúrico tardío –

Carbonífero basal), paralelizados con la fase Chánica del Devónico tardío en las Sierras Pampeanas y en el NOA.

En las provincias geológicas de Cordillera Frontal y Precordillera se despliega una faja de rocas metaígneas máficas, ultramáficas y metasedimentarias marinas reconocidos por Ramos et al., (1984) y Boedo et al., (2013) entre otros tantos, cuyo carácter ofiolítico estaría marcando el límite o zona de sutura entre los terrenos Cuyania (por el este) y Chilenia (por el oeste), los cuales se habrían amalgamado durante el Devónico tardío dando origen al Orógeno Chánico.

El ciclo Famatiniano culmina con la deformación Chánica (Devónico superior – Carbonífero inferior) responsable de la cratonización final de las Sierras Pampeanas, manifestado por un importante ascenso cortical y extensión, con marcada transición a intraplaca.

2.2.3. CONFIGURACIÓN DEL ÚLTIMO MEGACONTINENTE: PANGEA

La idea del desplazamiento a gran escala de los continentes fue conocido por Wegener, el primero en reunir las pruebas sobre la existencia de una única e inmensa masa continental a finales del Carbonífero (~ 290 Ma), su denominada **Pangea**.

Los indicios que llevaron a la formación de Pangea, estuvieron desde el comienzo de la amalgamación de Gondwana alrededor de los 520-510 Ma. En aquel momento durante el Ordovícico, una serie de continentes migraron de Gondwana para acrecionarse al Laurasia (o Laurusia) recién desarrollado en el Norte de China / Tarim.

En el lado meridional de Gondwana, la acumulación de terrenos también continuó desde el Paleozoico hasta el Triásico, principalmente a lo largo de los márgenes Antártida – Australia, donde la mayoría de estos terrenos eran provenientes del sur de Laurentia. Finalmente en el Carbonífero tardío, Gondwana empezó a colisionar con Laurasia. Pangea nació en ese momento (hace 300 Ma) y duró hasta el final del Triásico (200 Ma), mientras tanto, se agregaron grandes masas continentales como Siberia – Kazajstania, China del Norte / Tarim, China del Sur / Sureste de Asia y los bloques ciméricos, tibetanos que se originaron en Gondwana, cuya deriva finalmente cerró el Paleotethys.

La configuración de la megaplaca Pangea fue desarrollada por la amalgamación de Gondwana, Laurentia / Báltica y una masa continental compuesta Siberia – Kazajstán – Asia (Figuras 28, 29.A., 29.B., 29.C., 29.D. y 29.E.)

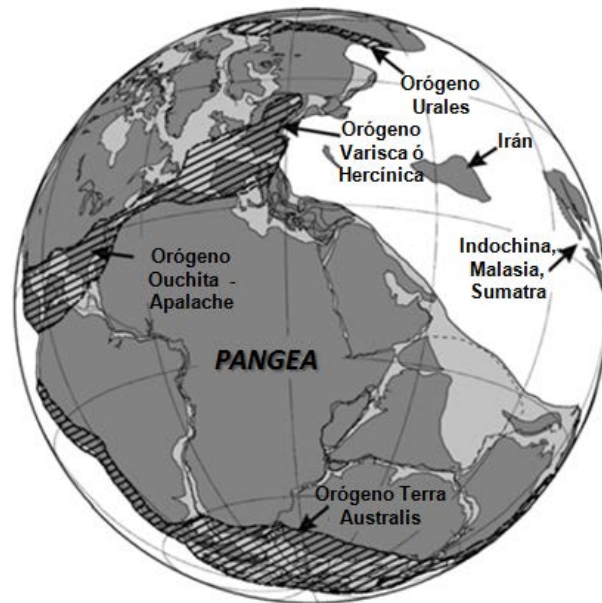


Figura 28. Reconstrucción de Pangea hace 250 Ma, mostrando las posiciones de los orógenos Apalache - Ouachita, Varisca o Hercínica, Urales y Terra Australis (Cawood 2005).

La amalgama de bloques continentales estuvo aparejado con grandes eventos tecto – metamórficos y magmáticos que conjugaron en un rompecabezas multi-acrecional, obteniendo como resultado, los principales orógenos de colisión asociados al ensamblaje del megacontinente: Los Apalaches en Norteamérica (por el cierre de Japeto) o bien el Orógeno Alleghaniano – Ouachita (Apalachiano) en México; América del Norte – Noroeste de África, suturando Laurentia y Gondwana Occidental, alineados con el Cinturón Caledoniano del Atlántico Norte; el Orógeno Varisco (o Herciniano) de Europa Meridional (formado entre los 320 y 285 Ma, cuando se cerró el océano de Rheic) y el Orógeno de los Urales (montes Urales de Rusia), suturando el Cratón de Europa Oriental y Siberia – Kazajistán – Asia.

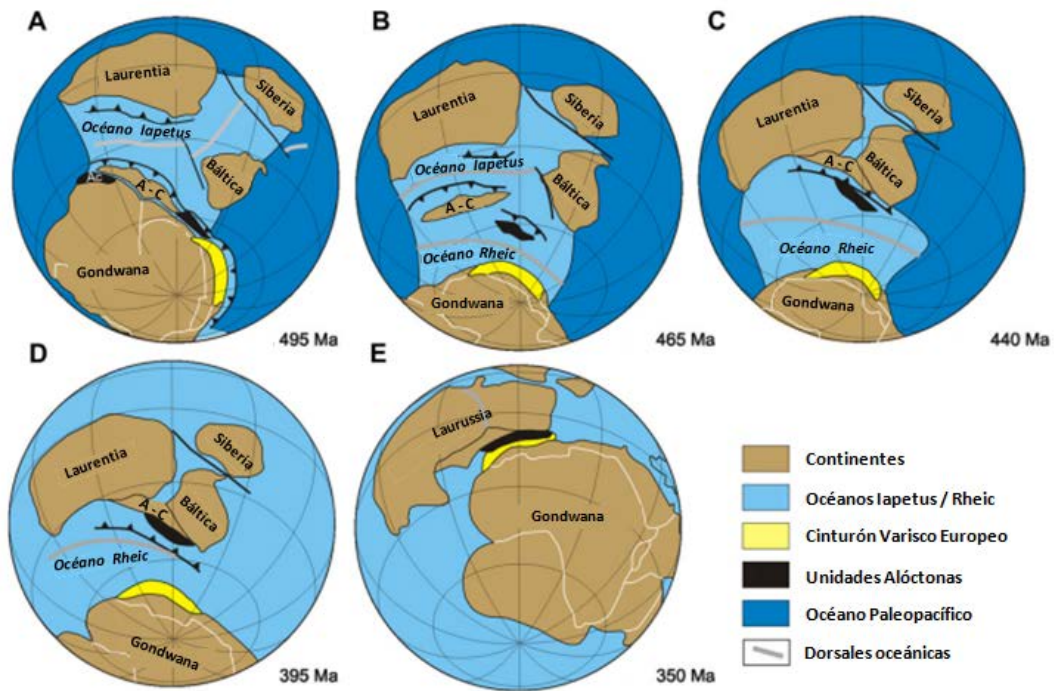


Figura 29. Las reconstrucciones paleozoicas y según datos de Sm – Nd (modificadas de Murphy y Nance, 2008) muestran cómo Pangea se ha formado por la subducción preferencial de los océanos interiores de Iapetus y de Rheic (por introversión). **A.** muestra el océano Iapetus, que se había formado entre Laurentia y Gondwana por 540 Ma. Entre los 505 y 480 Ma, Avalonia – Carolinia-Ganderia (A - C) se separó de Gondwana, creando así el Océano Rheic. **B.** Muestra estos terrenos a 2000 km al norte del margen de Gondwana (460 Ma). El océano Iapetus se cerró al final del Siluriano. **C.** Hace 440 Ma, Laurentia, Báltica y A - C habían colisionado para formar Laurussia, y el Océano Rheic se subducta, resultando en la convergencia (Figura 22.D.) y el cierre (Figura 22.E.) por 280 Ma para formar Pangea. La actividad tectónica dentro del océano paleo-Pacífico durante el Paleozoico es conservada en el Orógeno Terra Australis, situado en la periferia de Pangea.

A lo largo del margen del pacífico de Gondwana, entre los 300 – 250 Ma continuó la subducción activa hasta culminar con la Orogenia Gondwánica, a fines de la Era Paleozoica (Figura 30.A. y 30.B.).

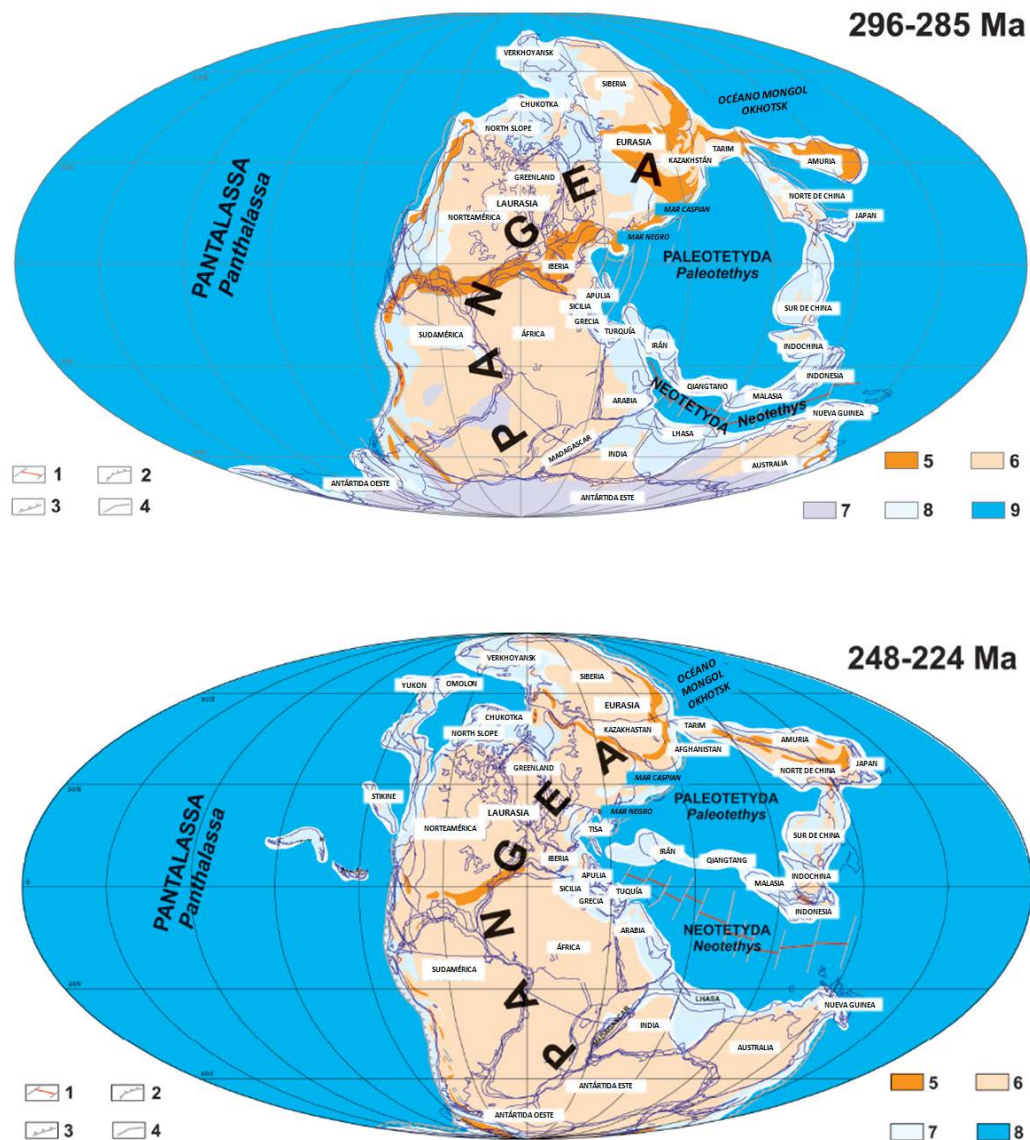
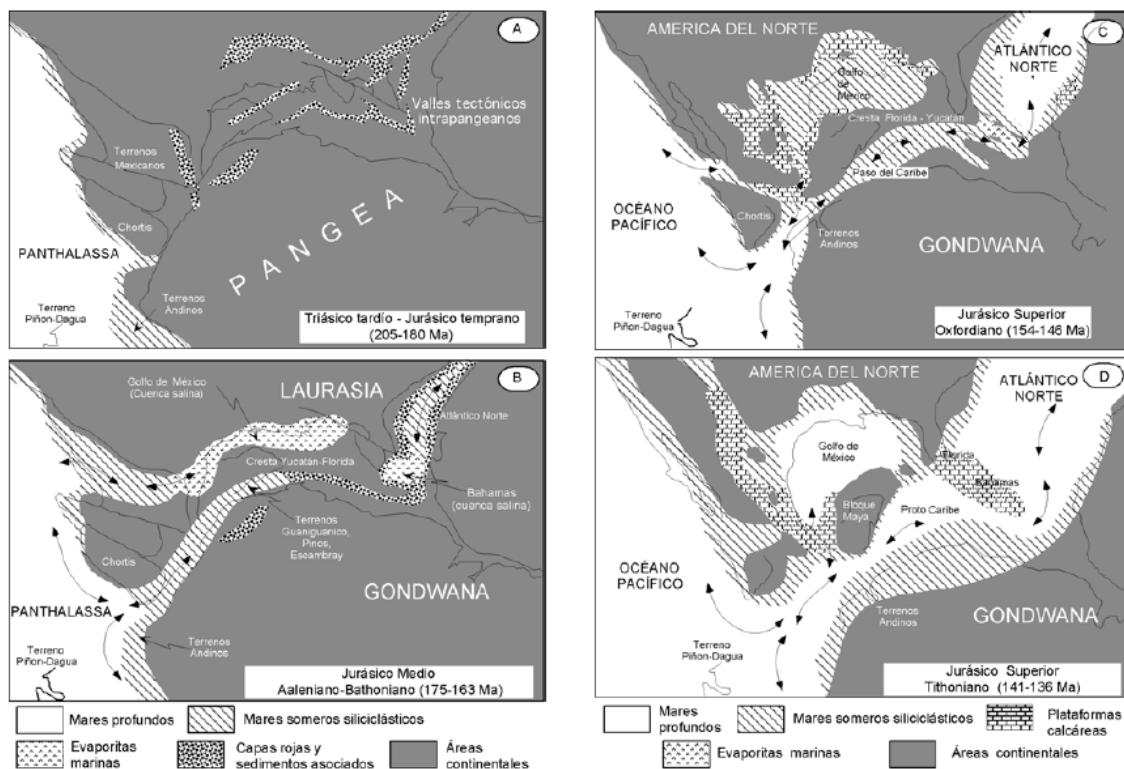


Figura 30. A. Mapa de la placa tectónica global (Carbonífero - Pérmico), de acuerdo a las siguientes referencias: 1 centro de propagación oceánica y fallas transformantes, 2 zona de subducción, 3 fallas de empuje, 4 faltas normales, 5 montañas, 6 masa de tierra, 7 hielo, 8 mar, 9 cuenca oceánica profunda. **B.** Triásico temprano - Triásico temprano más temprano (modificado por Golonka et al., 2006), con idénticas referencias.

El **Ciclo Gondwánico** está representado como un orógeno de tipo andino (Ramos, 1988b; Mpodozis y Ramos, 1989) en el borde occidental de Gondwana. El mismo estuvo activo hasta mediados del Pérmico, donde la disminución de la velocidad de convergencia podría haber conducido a un régimen extensional característico del Pérmico tardío y Triásico. Esta evolución orogénica estuvo asociada a una serie de cuencas sedimentarias de retroarco en el margen pacífico y en la región cratónica interna por cuencas extensionales o trastensionales, intensa actividad magmática, e importantes episodios volcánicos y plutónicos. En el sector norte y central del país, este ciclo está representado por rocas aflorantes en Cordillera Frontal extendidos hacia el norte, en el Paso de San Francisco pasando luego a territorio chileno.

La amalgamación final del Triásico superior (Carniano – Noriano) del evento eocimeriano, cambió las fuerzas en los límites de la placa cuando la subducción comenzó al norte del Neotethys, también cuando la subducción saltó al norte del arco de Quesnellia, después de su colisión con Stikinia. Estos dos eventos sincrónicos produjeron fuerzas divergentes que actuaron principalmente en la parte laurásiana de Pangea. La ruptura se dio en la zona cortical más profunda a lo largo de la sutura varisca, produciendo grietas continentales con contenidos de sedimentos triásicos tardíos del Golfo de México y parte central del Atlántico hasta el norte de África, a lo largo del sistema Atlas Argelino.

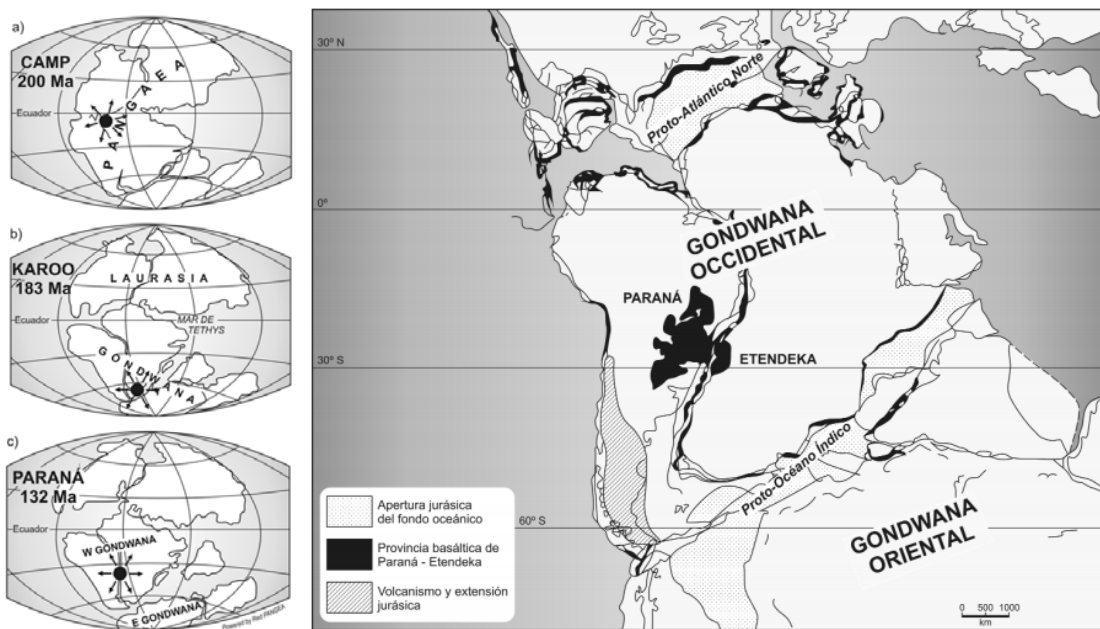
La ruptura final permitió la apertura del sistema oceánico Proto-Caribe / Atlántico Central / Alpino-Tethys en el Jurásico temprano (Stampfli y Hochard, 2009).



2.3. GEOLOGÍA DE LAS SIERRAS PAMPEANAS

La primera descripción de la provincia geológica de **Sierras Pampeanas de Argentina** fue definido por Stelzner en 1873, quien la reconoció como una entidad morfoestructural independiente al referirse a las “*montañas del centro del país*” (Caminos, 1972) que emergen como “*islas de un ambiente de llanuras*”. Este científico alemán estableció los rasgos principales de las serranías observadas en el centro y norte del país en los años 1871 a 1873, para comprender la existencia de un zócalo o basamento cristalino de edad Precámbrico - Cámbrico. El zócalo está compuesto por un basamento cristalino formado por rocas metamórficas y diversas rocas ígneas paleozoicas, en proceso de elevación desde el Mioceno hasta la actualidad, por una tectónica compresional (Orogénesis Andina). Este motor tectónico impulsor de la morfogénesis actual, es conocido como el **Ciclo Andino** (orógeno no colisional) manifestado en los últimos 200 ± 20 Ma, por numerosos factores que intervinieron en la actual configuración de los Andes.

Las fases tectónicas jugaron un rol importante en la dinámica del margen andino, a su vez provocaron grandes cambios pasando de un régimen extensivo (creación de cuencas) a uno compresivo, a finales del Cretácico. La reactivación de la subducción inicia el ciclo y se produce cuando Sudamérica se distancia de África alrededor de los 180 Ma en el Jurásico inferior, por expansión del Océano Índico (Ramos 2009). Luego, un fuerte salto en la dinámica del protomargen Andino a finales del Cretácico superior (~ 80 Ma), produjo un cambio repentino en el ángulo de la subducción, imponiendo una gran compresión en el borde andino por el efecto de la aceleración de separación, durante la desintegración de Pangea (Figura 32).



Este ajuste duró hasta el final de la apertura del Océano Atlántico Sur, que por su contenido palinológico en una sucesión evaporítica de edad Aptiano (~ 125 Ma), marcaría el primer ingreso del mar en la cuenca, dando origen al Océano Atlántico en el Cretácico inferior. En esta etapa, la corteza oceánica se expandió a ambos lados de la dorsal principal, estableciéndose la primera conexión entre el Caribe y el Atlántico Sur (fase de drift en el Albiano, ~ 113 Ma). Según anomalías magnéticas mesozoicas, la separación de los márgenes conjugados se habrían producido alrededor de los 131 Ma (Ghidella et al., 2007).

Camus (2003) y Charrier et al. (2007), coincidieron en dividir el ciclo en una primera etapa extensiva, desde el Jurásico inferior – Cretácico inferior y una segunda etapa compresiva, desde el Cretácico superior hasta el presente. La primera etapa con el desarrollo de un arco magmático paralelo al margen oeste de Gondwana, orientado norte – sur con una cuenca de trasarco al este, y una etapa extensiva con una intensa deformación compresiva como característica principal. La segunda etapa, se caracterizó por la migración del arco magmático hacia el este y un desarrollo de las cuencas de antepaís hacia el lado este del arco, acompañado de un breve evento de deformación compresivo, provocando la discontinuidad de los depósitos a finales del Cretácico y comienzos del Paleoceno. Un tercer evento compresional provocó la inversión tectónica del arco y de las cuencas extensionales, como resultado de un aumento de la velocidad de convergencia.

El comienzo del movimiento absoluto al oeste y al noroeste conllevó a la actual configuración tectónica compresiva, que controla el engrosamiento de la corteza y levantamiento andino. El cambio también modificó sustancialmente la naturaleza y distribución del magmatismo a lo largo del arco volcánico. Según lo expuesto por Ramos (2009), la superficialidad de la zona de subducción no siempre alcanza una fase plana de la losa, quedando demostrado que el empinamiento de la subducción puede comenzar antes de la horizontalización de la losa oceánica en el área retroarco (Figura 33).



Figura 33. Losas planas a lo largo de los Andes en el Cenozoico. Modificado de Ramos y Folguera (2009).

Geográficamente la provincia geológica está comprendida entre los paralelos 25° 33' y 30° de latitud sur y los meridianos 65° 00' y 68° 30' de longitud oeste, cubriendo aproximadamente una extensión de 900 km de rumbo norte - sur y 400 km en sentido este - oeste. Constituye un conjunto de serranías que se extienden de norte a sur a través de siete provincias: Salta (Cumbres Calchaquíes), Catamarca (oeste, centro - sur), Tucumán (centro - oeste), La Rioja (centro - sur), San Juan (este), Santiago del Estero (oeste), Córdoba (oeste) y San Luis (noroeste).

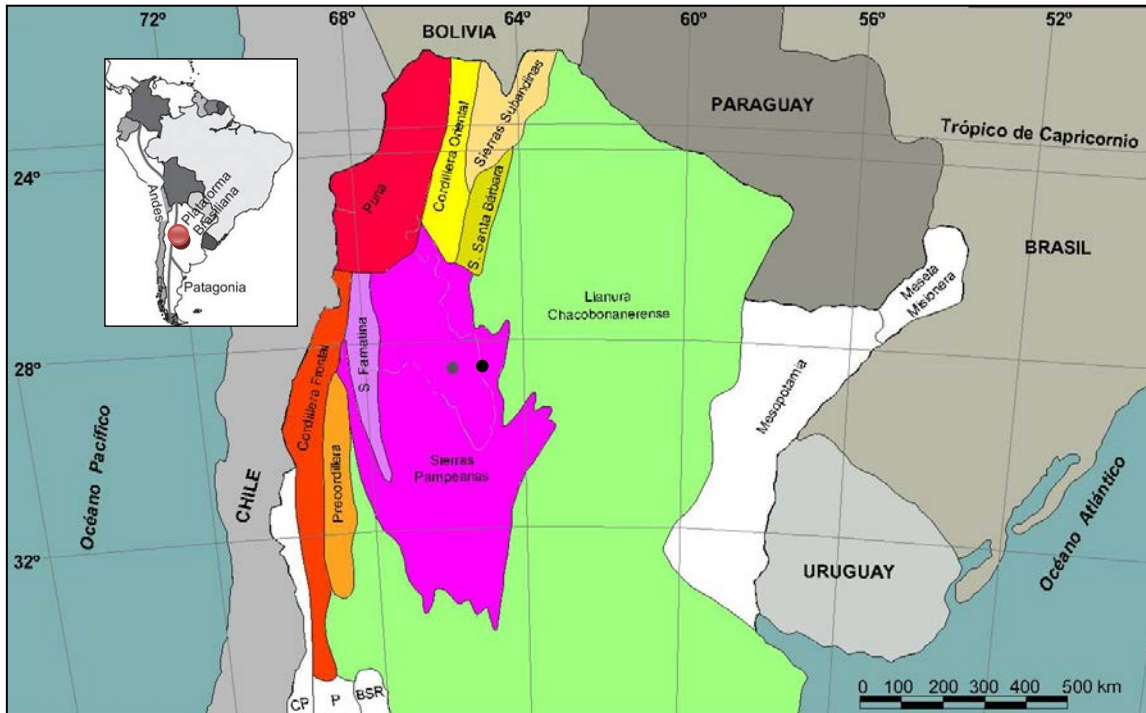


Figura 34. Recorte del centro - norte de las provincias geológicas del territorio argentino: Sierras Pampeanas y las provincias geológicas colindantes (Puna, Cordillera Oriental, Sistema Santa Bárbara, Llanura Chacabonaerense, Precordillera y Cordillera Frontal), a excepción de Sierras Subandinas. En blanco están definidas las provincias geológicas no vinculantes (Mesopotamia, Meseta Misionera, CP: Cordillera Principal, P: Payenia y BSR: Bloque San Rafael). Tomado de Ramos, 1999.

Camino en 1972, aborda una descripción del basamento cristalino en el cual pretendió destacar diferentes ambientes o facies litológicas y una evolución petrogenética propia, dividiéndolo en tres sectores: **Septentrional, Austral y Occidental**. En este sentido agrupa las sierras del oeste de Tucumán, centro y sur de Catamarca, gran parte de La Rioja y este de San Juan como el grupo **Noroccidental de Sierras Pampeanas**. El estudio minucioso de esta unidad morfoestructural ha permitido desmembrarla en dos provincias en base a las distintas características tectónicas y petrológicas que según Camino (1979), en base a las asociaciones litológicas, magmáticas y tectónicas, divide las **Sierras Pampeanas en Orientales y Occidentales**.

Posteriormente Ramos et al. (1988) reconocieron dos orógenos diferentes: el Pampeano y el Famatiniano. El primero es el que conforma las Sierras Pampeanas Orientales de edad Neoproterozoica, generadas por la colisión oblicua del Terreno Pampeano (bloque pampeano) contra el Cratón del Río de La Plata hacia el este. El segundo orógeno lo compone las Sierras

Pampeanas Occidentales, como consecuencia del choque de un bloque procedente de Laurentia en el Ordovícico, reconocido como el Terreno de Cuyania.

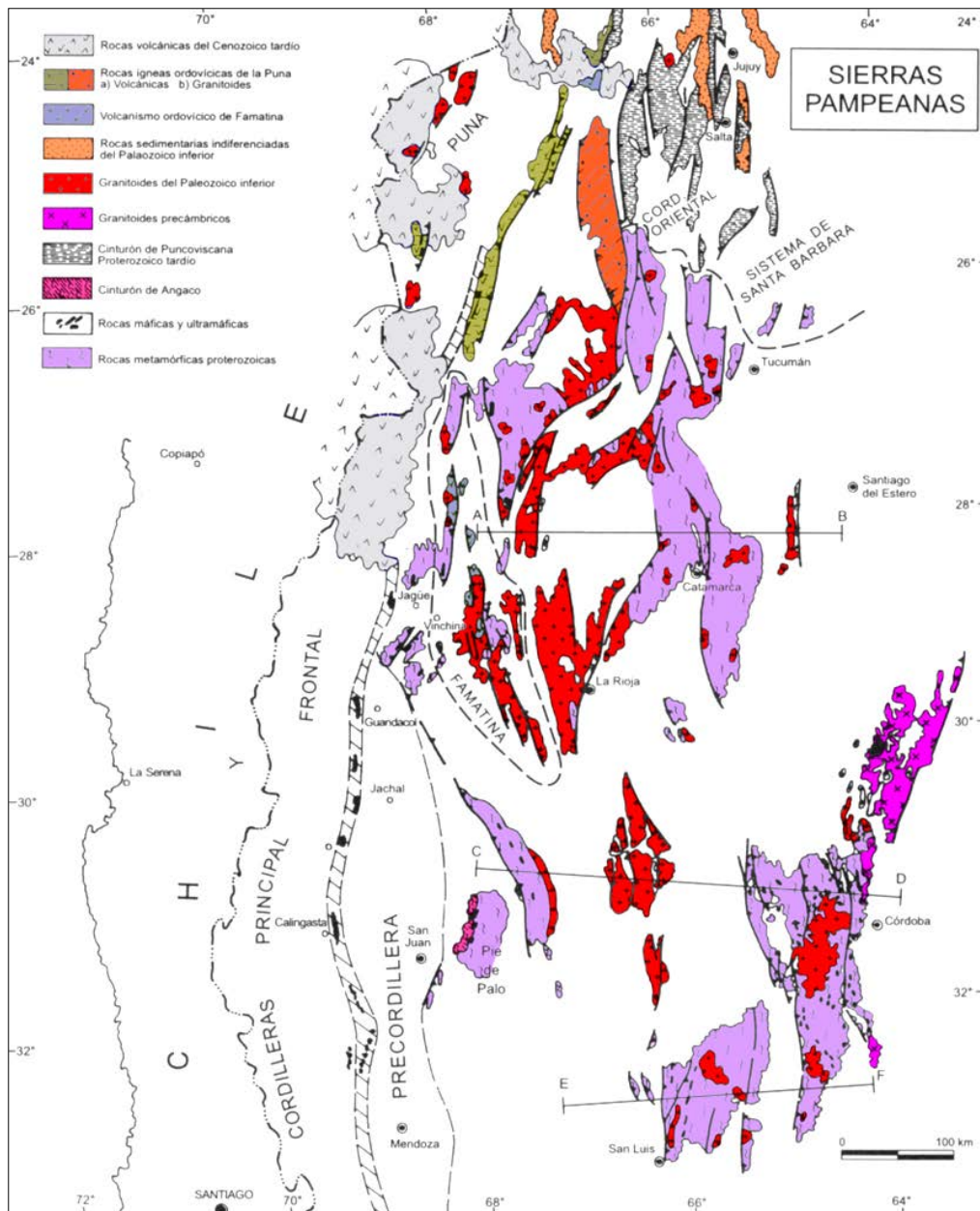


Figura 35. Rasgos de las Sierras Pampeanas Occidentales y Orientales y su relación con provincias adyacentes (Modificado a partir de Ramos, 1999).

Las Sierras Pampeanas Orientales se formaron por la colisión de un orógeno en el límite del Precámbrico – Cámbrico, responsable del magmatismo y metamorfismo (Ramos, 1988; Rapela y Pankhurst, 1996) de las serranías de Córdoba Norte, Grande, Chica de Córdoba, Comechingones y un segmento del sector oriental de la sierra de San Luis. Estos bloques serranos están constituidos por metamorfitas de edad Proterozoica, donde se emplazaron cuerpos de composición granítica de afinidad calcoalcalina, relacionados a subducción (Lira et

al. 1997) y a un arco magmático Proterozoico. En la región también se alojaron granitoides post colisionales de edad Cámbrico basal (Rapela y Pankhurst, 1996), como así también el batolito de Achala atribuido al Silúrico – Carbonífero inferior (Rapela et al., 1991a).

Las Sierras Pampeanas Occidentales pertenecen a un orógeno del Eopaleozoico (Ramos 1988), caracterizado por rocas metamórficas y migmatitas ordovícicas donde se intruyeron granitoides calcoalcalinos. Estos últimos varían composicionalmente de gabros tholeíticos a tonalitas y granodioritas, asociados a un margen convergente de Cámbrico al Ordovícico medio, culminando con granitos post colisionales del Ordovícico superior al Devónico basal y granitos apotectónicos de edad Carbonífero inferior. La integran las serranías de Tucumán, Catamarca, La Rioja, San Juan y el sector occidental de San Luis.

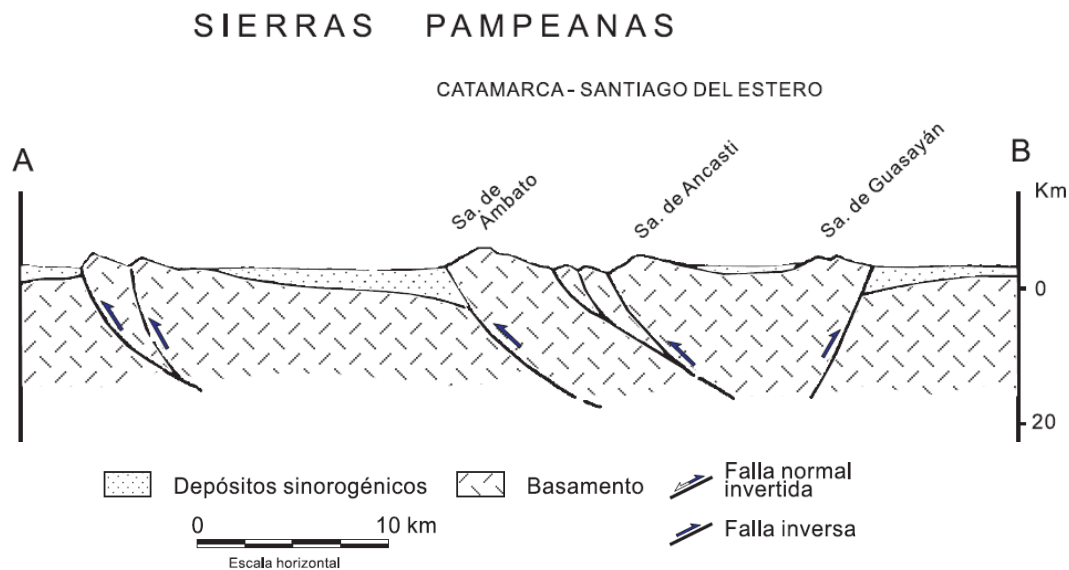


Figura 36. Sección estructural de las Sierras Pampeanas (basado en González Bonorino, 1950)

El estilo estructural de la región, fue considerado por González Bonorino (1950) como un sistema de montaña en bloques, limitadas por fallas inversas de alto ángulo, lítricas en profundidad en un campo transicional de frágil – dúctil.

El mecanismo tectónico compresivo en los últimos estadios andinos del Terciario, provocó el levantamiento del zócalo, produciendo una deformación del tipo “thick-skinned” (de piel gruesa) conforme se producía el cambio de la posición de la placa de Nazca subducida, partiendo desde inclinada hacia el este a horizontal, lo cual desarrolló un antepaís fragmentado (broken-foreland) en los últimos 10 Ma (Jordan et al., 1983 a, b), siendo una región sísmicamente activa.

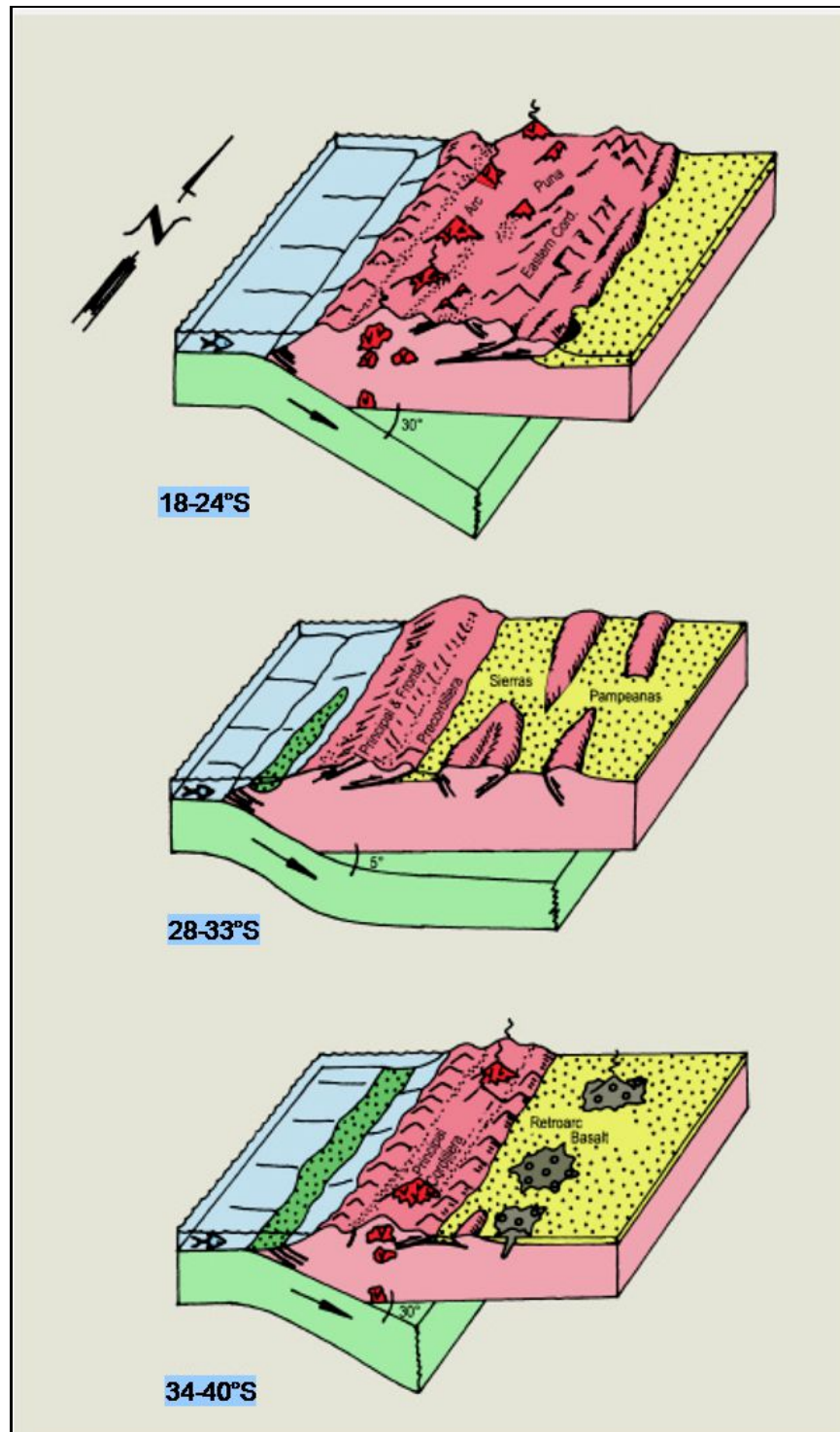


Figura 37. Segmentación de la placa de Nazca y la geometría de la zona de subducción, condicionando la evolución estructural y magmática; formando diferentes segmentos y rasgos tectónicos regionales en la placa superior (Jordan et al. 1983). Obsérvese el segmento central (28° y 33°S) donde la zona de Benioff inclina entre 5° y 10°.

2.4. GEOLOGIA DE SIERRA DE AMBATO

El área de estudio se sitúa al noreste de la sierra de Ambato y pertenece al dominio de Sierras Pampeanas Occidentales (Ramos, 1988) o Septentrionales - Faja Oriental (Camino, 1979). Dicha sierra limita con el borde oriental del salar de Pipanaco y junto a otras sierras menores ubicadas hacia el este, conforma el segmento al que se le asigna el nombre genérico de Bloque Ambato (Gutiérrez, 1999). Está delimitado al norte por el lineamiento de Tucumán (Mon, 1976) que lo separa de la sierra de Aconquija y al sur por el lineamiento de Catamarca (Baldis et al., 1975) respecto a la sierra de Ancasti. Su borde occidental lo determina el antepaís del Pipanaco y al oriente, la cuenca de Tucumán que restringe los cordones montañosos mencionados (Figura 38).

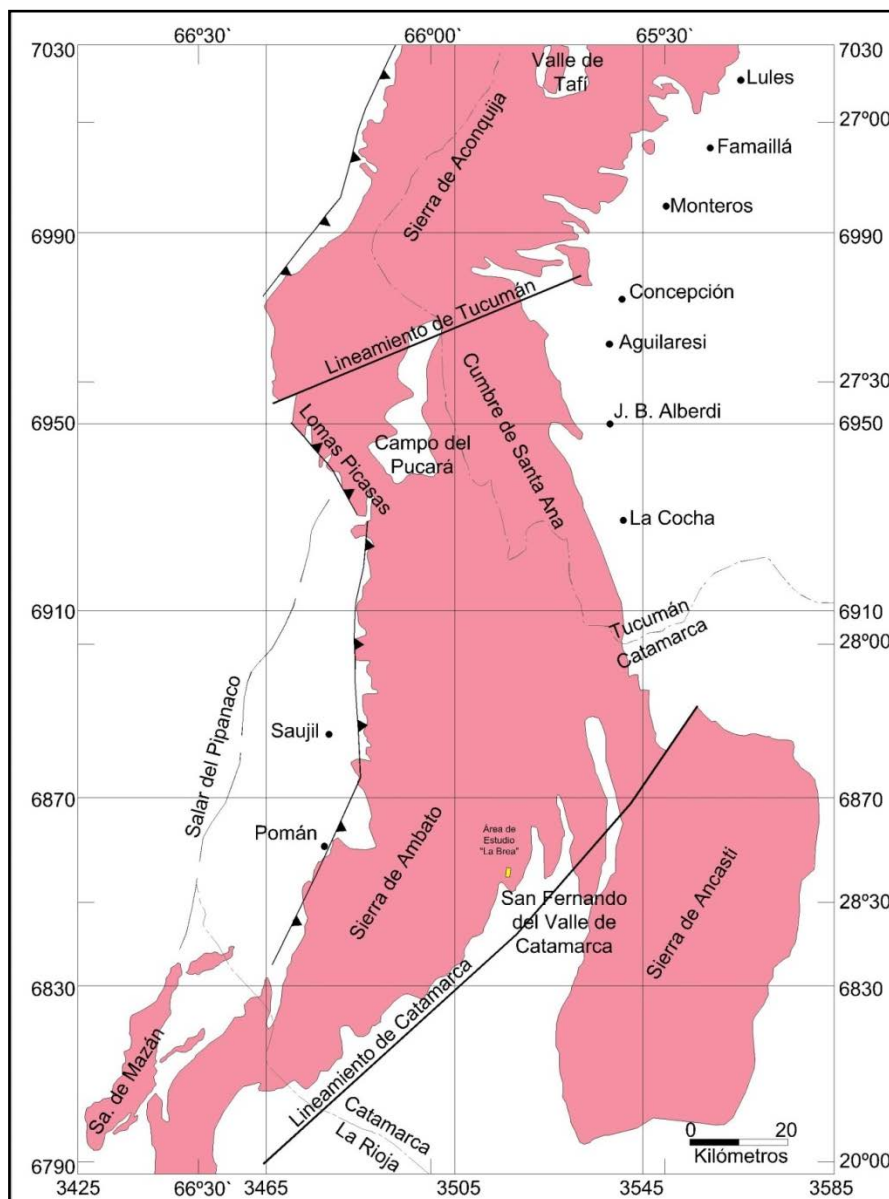


Figura 38. Esquema regional que evidencia el arqueamiento del bloque Ambato, su desplazamiento horizontal y relación con el salar de Pipanaco (Modificado a partir de Gutiérrez y Mon, 2008).

La sierra de Ambato es una prolongación del extremo suroccidental del bloque de Aconquija, que geográficamente junto a otras serranías menores se localizan de norte a sur y de este a oeste, por las sierras de Santa Ana, Los Llanos, Potrerillos, Guayamba, Los Pinos, del Molle, Narváez, Las Higueras, Balcozna, Colorado, Graciana, La Carreta, Humaya, Fariñango, Las Lajas y Lomas Picasas entre las provincias de Catamarca y Tucumán. Las sierras de Ambato, Fariñango, Colorado, Graciana y Ancasti, circunscriben la cuenca tectónica donde se asienta la ciudad de San Fernando del Valle de Catamarca. Las sierras menores están separadas por cuencas intramontanas y valles longitudinales asimétricos elongados que albergan depósitos terciarios y cuaternarios (Figura 39).

El conjunto de sierras que constituyen el bloque de Ambato deben su morfoestructura actual al cizallamiento sinistral de rumbo noroeste, debido a procesos tectónicos extensivos y transpresivos en el Pleistoceno. Los movimientos andinos generaron un sistema de fallamientos regionales con pilares escalonados, volcados suavemente hacia el este y limitados por fallas inversas verticales y subverticales de alto ángulo (González Bonorino, 1978 y Nullo, 1981), conformando una faja plegada y corrida de piel gruesa (Casa et al., 2010), resultando la alineación de bloques alargados en sentido submeridiano noreste y noroeste (Gutiérrez y Mon, 2008), posicionados en la región sureste de Catamarca, entre los paralelos 27° 30' a 29° 10' de latitud sur y los meridianos 65° 30' a 66° 15' de longitud oeste.

Representan una sucesión de bloques imbricados originados por los esfuerzos andinos, donde los pulsos tectónicos determinaron fuerzas de empujes en dirección oeste – este en contraposición del frente pampeano, que actuó con una componente opuesta de este – oeste (Baldís et al., 1976). Estos esfuerzos convergen y se anulan en un punto en el Salar del Pipanaco, originando estructuras radiales y concéntricas.

La neotectónica influyó en el piedemonte de la sierra de Ambato, en los departamentos Andalgalá y Pomán, disectando los abanicos aluviales y los depósitos cuaternarios por fallas con rumbo noreste, paralelas a la falla principal de Ambato. Esta falla posee una estructura compleja de rumbo norte, que controla el frente montañoso occidental de la sierra. Un sistema de fallas localizadas al este de la falla de Ambato, están orientadas en dirección nornoroeste que muestra a la más oriental, empalmando hacia el sur con la falla de Ancasti (Figura 40). Larrovere (2012) considera a la falla de Ancasti como la estructura más joven de las serranías orientales, que trunca el sistema de fallas imbricadas de la sierra de Ambato, e inclinan hacia el este con una vergencia aparente hacia el oeste.

“Génesis y Evolución Petroológica de la Faja de Deformación La Brea, Sierra de Ambato, Departamento Capital, Catamarca, Argentina”

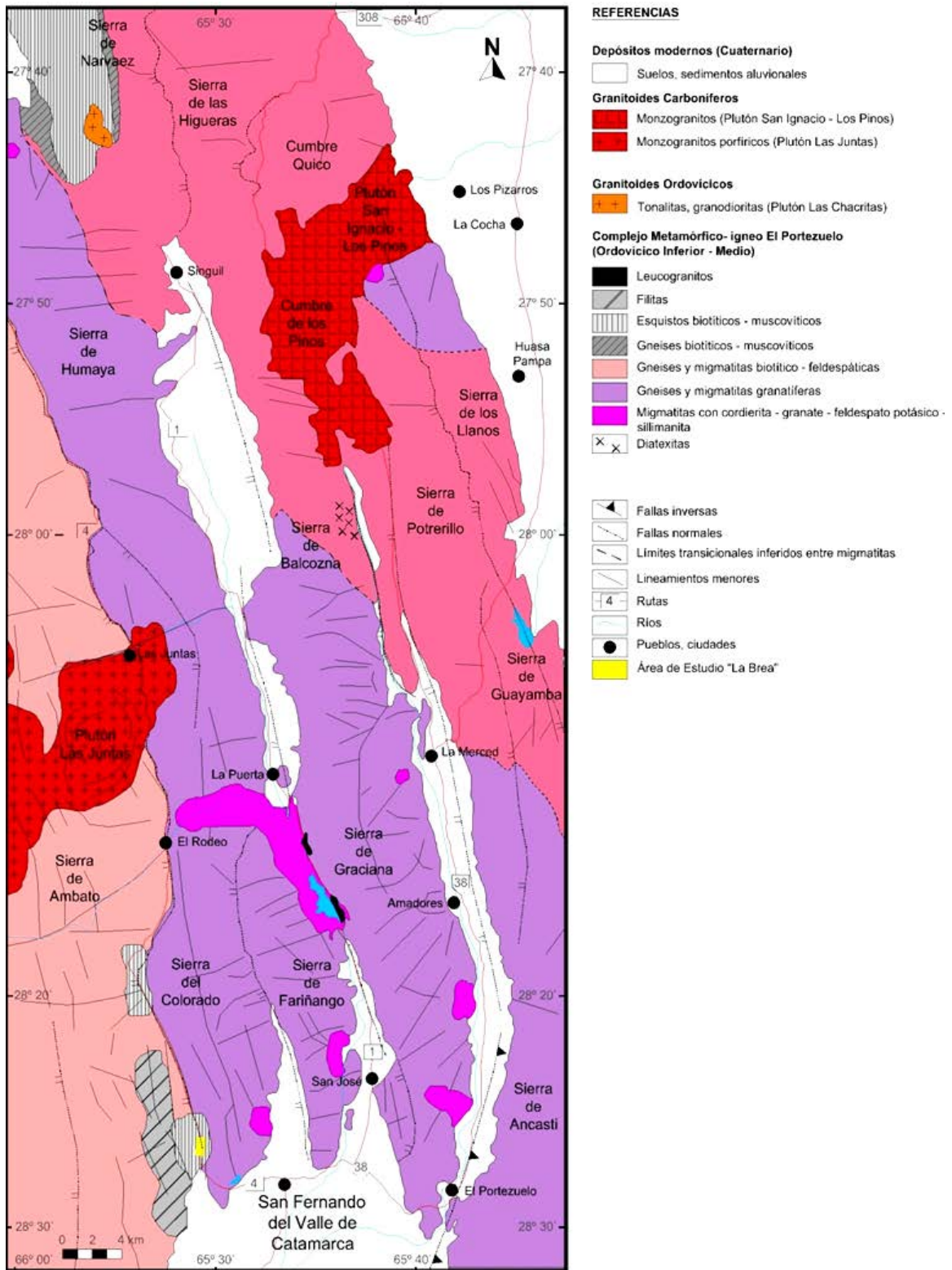


Figura 39. Esquema regional que evidencia el arqueamiento del bloque Ambato, el desplazamiento horizontal y su relación con el salar de Pipanaco (Modificado a partir Larrovere et al., 2012)

Un rasgo geotécnico, es la megafractura Ambato (Baldis et al., 1975), que cruza diagonalmente con rumbo noreste-suroeste, cuya traza queda indicada por los lineamientos estructurales producidos por la falla de Alijilán, y el sistema de fallas de orientación N30E (Nullo, 1981) cuyo resalto, determina el borde suroriental de la sierra de Ambato.

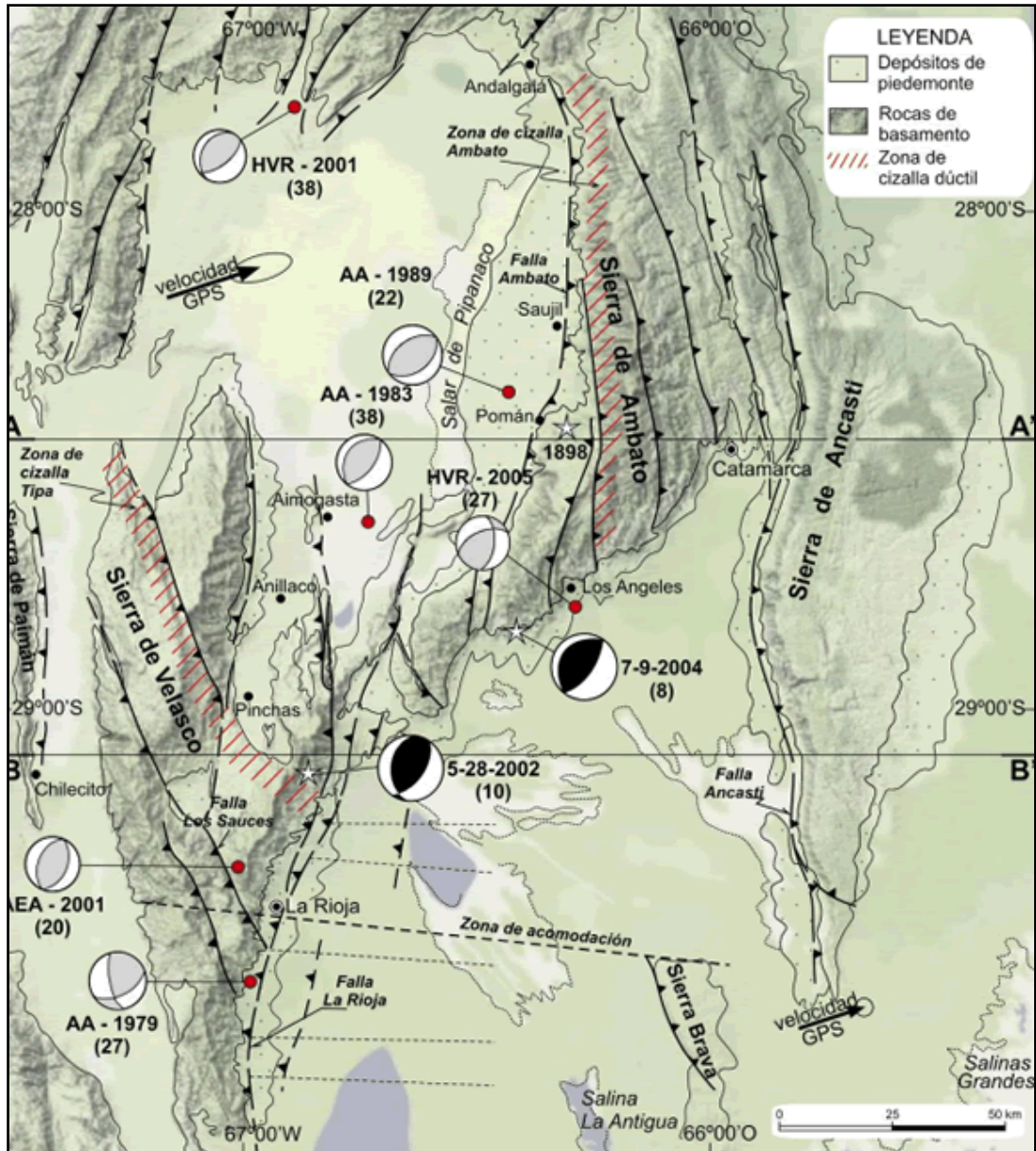


Figura 40. Estructura de las Sierras Pampeanas en el área estudiada con los corrimientos andinos principales (Ramos 1999, Fisher et al. 2002, Costa 2008), sus mecanismos focales (magnitudes entre 4,0 y 6,2).

El basamento metamórfico es de edad Precámbrico superior - Ordovícico inferior a medio, intruye plutones de dimensiones variables y edades aproximadas al Ordovícico – Carbonífero (Larrovere et al., 2012). Numerosos investigadores le dieron identidad al bloque serrano, donde se reconocieron diferentes unidades litológicas, destacándose la presencia de rocas metamórficas de bajo a alto grado en forma discontinua en una importante extensión areal en la que se distingue la Formación La Cébila, descrita con esta denominación por González Bonorino en 1951, compuesta por filitas, micacitas, metacuarcitas y esquistos finos.

Nulló (1981), toma la definición de la formación de González Bonorino para describir el afloramiento de bajo grado de la quebrada homóloga en el extremo sur de Ambato.

Estas rocas metasedimentarias fueron denominadas con el nombre de Complejo Metamórfico La Cébila (Zimmermann, 2005; Verdecchia and Baldo, 2010; Larrovere et al., 2012), donde se reconoce una secuencia metamórfica progradante de bajo a alto grado metamórfico conformado por filitas, metacuarcitas, esquistos, gneises y migmatitas asociado a un metamorfismo regional de baja presión. Espizúa y Caminos (1979) reconocen en la Cébila, metacuarcitas cuarzo-biotíticas con nódulos de muscovita y sillimanita, filitas cuarzo biotítico - muscovíticos con andalucita, sillimanita, y micacitas con cuarzo, biotita, muscovita y sillimanita. Las metacuarcitas constituirían el núcleo de un anticlinal.

González Bonorino (1951, 1978) lo asigna al Precámbrico mientras que Espizúa y Caminos (1979) al igual que Nulló (1981) coinciden en que la sedimentación corresponde al Precámbrico - Paleozoico inferior. Finney et al. (2003) en base a circones detríticos establece una edad de sedimentación máxima de 550 Ma (Cámbrico inferior), acercándose con lo datado por Rapela et al., 2007 y Adams et al., 2011, en 530 Ma y 525 Ma respectivamente. Verdecchia et al. (2011), determinan una edad de sedimentación de 520 Ma (Cámbrico inferior), sobre el estudio en circones detríticos

En el faldeo occidental de la Sierra de Ambato, Lapidus (1946) y Coco (1946) reconocieron y denominaron Conglomerado de Colana, a un conjunto psefitico-psamítico monomítico cuarzoso y metamorfizado, intercalado concordantemente en las filitas de la Formación La Cébila. Su relación con las filitas ubicaría la edad máxima de sedimentación en los 525 Ma, lo cual sería correlacionable con la Formación Puncoviscana, de acuerdo a lo planteado por Toselli et al. (2014). La edad de metamorfismo de la Formación La Cébila se correspondería con las determinaciones realizadas sobre las migmatitas de la Sierra de Velazco (de los Hoyos et al., 2011), establecidas en 478 Ma (Ordovícico inferior a medio) y en concordancia con la edad del conglomerado en 477 - 470 Ma (Toselli et al., 2014).

En Concepción, en la salida del arroyo de Pampichuela y arroyo de Los Potreros del departamento Capayán, Nulló (1981) identifica pizarras cloríticas que alterna con pizarras filíticas cuarzo – moscovítica fracturadas y alteradas (sericíticas – silícicas), lutitas, filitas y esquistos.

En el margen occidental del Cerro de los Ángeles, Córdoba (1994) aborda un estudio en afloramientos de metamorfitas de muy bajo a bajo grado, caracterizados por metapsamitas y metapelitas con fábricas relicíticas dominantes, constituidas por cuarzo, plagioclasa (An 15), calcita, muscovita y biotita. También señala la existencia de metamorfitas de medio a alto grado, constituidas por esquistos, gneises y migmatitas con intercalaciones calcosilicáticas asociados a un metamorfismo retrógrado.

Las rocas de medio y alto grado metamórfico están constituidas por esquistos, gneises y migmatitas. Menor distribución areal presenta los calcosilicatos y mármoles. Las migmatitas tienen continuidad litológica con los gneises y esquistos, mostrando un cambio transicional en el grado metamórfico (Larrovere et al., 2011).

Se reconocieron amplias secuencias metasedimentarias, desde filitas hasta granulitas, las cuales son indicativas de diferentes grados metamórficos (Toselli et al., 1986) y consideradas como equivalentes de un mayor grado metamórfico de la Formación Puncoviscana (Aceñolaza y Toselli, 1981; Zimmermann, 2005; Aceñolaza y Toselli (1977), en base a las comparaciones litológicas con el uso de la geoquímica de elementos mayores y trazas sobre roca total, denominaron a estas secuencias como Formación El Portezuelo, que junto con la Formación Ancasti fueron agrupadas posteriormente como Complejo Metamórfico-Ígneo El Portezuelo por Larrovere (2009). Estas secuencias están integradas por migmatitas, gneises, esquistos y numerosos cuerpos menores de granitoides concordantes, y en forma subordinada por calcosilicatos y mármoles, que abarca el conjunto de sierras ubicadas entre las sierras de Ancasti, Ambato y Aconquija por donde se prolongarían los límites del complejo, producto de un metamorfismo regional desarrollado entre los ~ 477– 470 Ma (Ordovícico inferior a medio), en la Orogenia Famatiniana.

González Bonorino (1978) define la Formación El Portezuelo, integrado por esquistos bandeados, migmatitas y gneises, con mayor exposición en el flanco occidental de la sierra de Ancasti y limitados hacia el sur por una falla de rumbo este - oeste a la altura de La Majada (Aceñolaza y Toselli 1977). Este autor indica que la formación, aflora en los cordones de Fariñango, Colorado, Graciana y Ambato. Estas rocas fueron ubicadas en el Paleozoico inferior por Nullo (1981), criterio mantenido por Blasco et al. (1994) y Aceñolaza y Toselli (1981). En la sierra de Ancasti, Lottner (1983) atribuye al Ordovícico los emplazamientos pegmatíticos.

Las migmatitas constituyen la principal litología del Complejo Metamórfico-Ígneo El Portezuelo, comprendiendo una faja de extensión regional con dirección norte-sur conformada mayormente por metatexitas del tipo estromatítico y en menor medida por diatexitas. Las condiciones del pico térmico del evento metamórfico fueron de $T \sim 670 - 820 \text{ }^\circ\text{C}$ y $P \sim 4.6 - 5.3 \text{ kbar}$, consistentes con un metamorfismo de baja P / T , representativo de niveles medios de la corteza del retro-arco Famatiniano. Sobre el faldeo oriental del Ambato hace notar que la “inyección” es más difusa dando lugar a las migmatitas, comprobado en la terminación austral de la sierra de Fariñango.

Un metamorfismo dinámico habría afectado al basamento ígneo metamórfico precarbónico con la generación de importantes fajas de cizalla (González Bonorino, 1978; Córdoba, 1994). Estudios realizados en el departamento Capital, en el área del Calvario (Viel et al., 2008) indican la presencia de filitas cuarzo feldespáticas con abundante biotita y fibrolita, que alternan con cuerpos pegmatoides. En la localidad El Rodeo, departamento Ambato (Furque, 2014), se señala la existencia de indicadores cinemáticos tales como fibrolita (desarrollada a expensas de la biotita), texturas en mortero y contactos triples de cuarzo, que indican la sobreimposición de un evento cinemático.

Las pegmatitas identificadas en el distrito minero Capital, se ubican al norte de la Gruta de la Virgen y zona de La Aguada, son ricas en muscovitas e intruyen rocas migmatíticas y esquistos gnéisicos con rumbo meridional e inclinaciones suaves. En el faldeo oriental de la Sierra del Colorado, Brusa et al., (2010) describieron pequeños cuerpos de calizas cristalinas asociadas a calcosilicatos y vinculadas a procesos de metasomatismo asociado durante la

orogenia Famatiniana, y cuerpos pegmatíticos (González Bonorino, 1978). Posteriormente Arias et al., (2010) indican que estos cuerpos estarían vinculados genéticamente con la anatexis prógrada de los esquistos y migmatitas, generando la fusión parcial de las rocas corticales y posterior emplazamiento de este fundido en un ambiente más somero.

La actividad ígnea está representada por granitoides peraluminosos tipo-S característicos del magmatismo Famatiniano, de composición granítica a monzogranítica, como el stock granítico de Las Juntas (González Bonorino, 1978 y Toselli, 1983); el plutón del Manchao (González Bonorino, 1978 y Toselli et al., 2002); el plutón de Mutquín (González Bonorino, 1978; Toselli y Petek, 2003) y el Granito Los Ángeles (González Bonorino, 1978; Nullo, 1981, Córdoba, 1994). En referencia a la estructura de la Sierra de Ambato, los eventos preandinos imprimieron en las rocas estructuras polideformacionales, que se extienden hacia el norte hasta la sierra del Aconquija (Mon y Hong, 1991).

En el área de La Puerta y alrededores del departamento Ambato, Nieva (2013) define el Complejo La Puerta, constituido por esquistos, metatexitas y diatexitas asociados a cuerpos ígneos de composición sieno-monzogranítico tipo-S, formados a partir de un magma peraluminoso, generado por anatexis de un protolito metasedimentario, de origen grauváquico y pelítico.

En cercanías a la localidad de El Rodeo, Furque (2014), define el Complejo Metamórfico El Rodeo, compuestos por esquistos, metatexitas y diatexitas asociados al plutón Los Nogales, de afinidad peraluminosa y procesos de cristalización fraccionada.

En la Quebrada del Arroyo Pampichuela, afloran cuerpos intrusivos descritos por Rasjido (2012) como dioritas y tonalitas metaluminosas tipo-I y granodioritas peraluminosas tipo S.

Rocas básicas se reconocieron en la sierra de Ambato, en afloramientos aislados de anfibolitas y mármoles (González Bonorino, 1978; Nullo, 1981), esquistos anfibólicos y calizas cristalinas (Espizúa y Caminos, 1979). Bancos calcosilicáticos formados por cuarzo, epidoto, hornblenda, diópsido y granate, alternan en algunos sectores con los esquistos (Toselli, 1984) o persisten como resister en migmatitas (Córdoba, 1994).

2.5. ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO

Las Sierras Pampeanas del noroeste argentino comprenden una unidad morfotectónica caracterizada por un basamento ígneo-metamórfico de edad precámbrica superior - paleozoica surcada por numerosas fajas de deformación. Caminos (1979) entre otros autores, demostraron la extensión e importancia del estudio de estas fajas deformativas, producto de los eventos acrecionales acaecidos durante las Orogenias Pampeana y Famatiniana.

Si bien las fajas de deformación han sido identificadas como regiones estrechas comparadas con su largo, dentro de las cuales las rocas han sufrido una intensa deformación, se han podido reconocer dos miembros finales. De acuerdo a la explicación de Ramsay (1980): las “zonas de deformación frágil” están marcadas por una zona de ruptura, comunes en niveles altos de corteza (fallas), mientras que en las “fajas de deformación dúctil” la deformación es continua, con presencia de milonitas, lo cual indica niveles profundos de corteza. Por lo tanto, una faja representa importantes connotaciones tectónicas a escala regional, pudiendo abordar el estudio en dominios frágiles y dúctiles, o bien en pasajes transicionales y gradacionales de un tramo a otro en un área local determinada.

En los últimos tiempos, en el dominio de Sierras Pampeanas Noroccidentales se han registrado fajas de deformación de características frágiles a dúctiles, generalmente de dirección submeridiana que afectan el basamento cristalino como en el caso del sistema serrano Aconquija - Ambato, conformado principalmente por rocas ígneas y metamórficas (Le Corre y Rossello 1994; López et al. 1996; Martino 2003; Larrovere et al., 2008; Larrovere et al., 2011). Estas fajas están constituidas por rocas miloníticas (“tectonitas”) que han sido interpretadas tiempo atrás como gneises de ojos, gneises ondulados o esquistos conglomerádicos (Rasmuss, 1916), equivalentes a los gneises migmatíticos ojosos descritos por Kittl (1938), en el límite septentrional de Ambato - Aconquija. Por su parte, González Bonorino (1950a) describió rocas aflorantes en la falda occidental de la prolongación septentrional de la sierra de Ambato, a las que denominó como “complejo de inyección” y específicamente dentro del grupo de rocas con “inyección nodular”. En la definición de “complejo de inyección”, se incluyen las migmatitas estudiadas por dichos autores, cotejadas en la sierra de Aconquija, Ancasti y Ambato (González Bonorino, 1970).

Desde entonces, algunos investigadores estudiaron ciertos sectores de la sierra de Ambato. En el granito Los Ángeles, Córdoba et al., (2011) identificaron algunos indicadores cinemáticos como así también en las rocas de caja metamórficas, vinculados a procesos de cataclasis y milonitización D3. Por otro lado, Rodríguez (2016) cerca de la localidad El Rodeo, define un conjunto metamórfico constituido por metatexitas, diatexitas, granitoides, diques pegmatoides y protomilonitas foliadas, que integran la “Faja de Deformación Agua Verde” (Rodríguez op. cit.) desarrollado en una zona de transición frágil a dúctil-frágil.



CAPÍTULO III

METODOLOGÍA

3. MÉTODOS DE TRABAJO

Para la ejecución de este estudio, fueron contempladas cuatro etapas principales descritas a continuación.

3.1. Recopilación de antecedentes y elaboración de mapa base

En esta primera etapa de gabinete, se realizó la recopilación de antecedentes bibliográficos, como así también el análisis de bibliografía específica para ajustar las metodologías de relevamiento geológico, estudios petrológicos concretos en función de los antecedentes tal como fuera descrito en el apartado de Sierra de Ambato. Asimismo a partir del estudio de cartas topográficas del IGM e imágenes satelitales Landsat, IGM y Google Earth (soporte digital y papel), se confeccionó un plano base a escala 1:5000 con el uso de un programa de dibujo técnico, el cual sirvió de apoyo para diseñar la sistemática del relevamiento en terreno, donde se volcaron los datos del terreno.

3.2. Relevamientos de campo

Los trabajos de campo se realizaron en diferentes campañas, con la descripción de la geología de base; la distribución areal de las diferentes unidades litoestratigráficas; el relevamiento de datos estructurales mesoscópicos de foliaciones primarias – secundarias y lineaciones minerales; el muestreo sistemático en todos los afloramientos, selección, rotulado, preparación y envío de 8 muestras de mano representativas de cada litotipo, para la elaboración de cortes delgados en un laboratorio externo.

Se destaca la utilización de la hoja geológica 14F de San Fernando del Valle de Catamarca de González Bonorino (1978), como base cartográfica para la sistemática del levantamiento topográfico – geológico, con el apoyo de herramientas de campo en forma continua de GPS, brújula tipo Brunton, cámara fotográfica digital, masa, punta, piqueta, bolsas para muestras, cinta métrica, libreta, lupa entre otros elementos.

3.3. Trabajos de gabinete

La preparación de los cortes delgados se efectuó en el Laboratorio del Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra – CICTERRA, Córdoba, consistentes en un total de 8 cortes petrográficos de esquistos, migmatitas y pegmatitas, que representan una extensión areal aproximada a 1 km². Estas láminas delgadas fueron estudiadas y descritas en gabinete, con la utilización de un microscopio de polarización marca ENOSA, complementado con las fotomicrografías de cada muestra que permitieron definir cada litotipo e identificar los procesos asociados según el léxico internacional, en el ámbito de la Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas.

Los datos obtenidos en el campo fueron procesados en gabinete, donde se confeccionaron perfiles longitudinales con el uso del software de diseño utilizado para dibujo

técnico, como así también la elaboración y digitalización del plano geológico a escala 1:5000, a través de softwares de sistema de información geográfica y de dibujo técnico.

Los diagramas estructurales se realizaron con el empleo de un software libre DIPS 5.0, e interpretados sobre la base de los datos estructurales consignados del área de estudio.

3.4. Redacción del Trabajo Final de Licenciatura en Geología

En base a la información obtenida en campo, los cortes delgados y el plano geológico, se redactó el trabajo final con las conclusiones de acuerdo los objetivos planteados en el paraje La Brea.



CAPÍTULO IV

RELACIONES DE CAMPO Y PETROGRAFÍA

4.1. GEOLOGÍA LOCAL

La zona de estudio se encuentra en el ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales, circunscripta en un área de 1 km² de extensión y orientación submeridional, dentro del sector nororiental de la Sierra de Ambato. En dicho segmento serrano, se distingue un basamento con una secuencia litológica conformada por esquistos – tectonitas – pegmatitas y migmatitas heterogéneas de escasa extensión. Asimismo se identifica en La Brea, una cubierta sedimentaria correspondiente a depósitos coluviales, planicie - aluviales modernos y fluviales actuales.

La litología más representativa está constituida por esquistos bandeados de grano fino a medio, conformado por bandas de textura lepidoblástica que alternan con bandas de textura granoblástica, con una foliación general de 333° a 5° de rumbo e inclinaciones de 52° a 73° NE y de 72° a 70° SW. Se encuentran en contacto transicional con las migmatitas heterogéneas (metatexitas) y en forma neta con las pegmatitas. Estos últimos, poseen espesores variables de 1 a 22 m que transicionalmente muestran una disminución en el tamaño de la población de granates euhedros, de 2 a 0,01 cm hacia el noreste. En uno de los cuerpos pegmatíticos se observan resisters de esquistos finos deformados con una longitud de 7 a 50 cm medidos sobre el eje mayor de elongación y espesor variable de 8 a 25 cm, posicionados los de mayor tamaño próximos al contacto sursuroeste y los menores dispersos en la masa pegmatítica. En otros diques, se destaca la aparición de dos micas euhedras a subhedras (biotita y muscovita), formando libros muscovíticos de 2,5 a 4 cm e intercrecimientos de biotitas elongadas de 5 a 7 cm. Los cuerpos pegmatíticos se disponen intruyendo en la estructura del esquisto bandedo. Existe un aspecto generalizado en estos diques y es la coincidencia en el buzamiento subvertical hacia el noreste - noreste.

Las metatexitas son esencialmente estromatíticas a ptigmatíticas, poseen foliaciones migmatíticas que varían entre 340° y 360° de rumbo con inclinaciones subverticales de 51° a 74° NE y de 64° SW, a posiciones verticales al noreste de la comarca. A escala mesoscópica, los mesosomas están conformados por minerales micáceos (biotita + muscovita) y cuarzo con espesores que varían de 4 a 15 cm, mientras que los leucosomas de textura granoblástica representan venas rosadas blanquecinas a claras 0,2 a 10 cm, formando micro a mesopliegues. Mineralógicamente están constituidas por cuarzo y feldespatos en preponderancia, y subordinación de fenoblastos de granate. Los melanosomas se distinguen en forma parcial, con escasas bandas de 1 a 3 cm de aspecto muy oscuro y gran concentración de mafitos.

Las tectonitas visualizadas a escala mesoscópica, representan fajas deformativas frágiles o zonas de fractura de menor extensión (2 a 12 m), que atraviesan afloramientos de esquistos y migmatitas heterogéneas, relacionadas en su mayoría a intrusiones de diques pegmatíticos.

A este conjunto litológico de interés subyacen depósitos modernos, representados por los depósitos coluviales que tienen apariencia de pequeños conos con acumulaciones locales, sin mucho transporte, fijados mayormente por la vegetación, compuestos de gravas, arenas y pelitas, en contacto neto con los esquistos bandeados, metatexitas y pegmatitas. En orden secuencial, se encuentran los depósitos planicie – aluviales modernos, constituidos por conglomerados gruesos y arenas, conforman una superficie topográfica más amplia y relativamente plana dentro de la quebrada, con declive general de NNE a SSW. A su vez estos últimos, son disectados por el transporte fluvial actual del Río El Tala, integrado por rodados

gruesos a medios y arenas de diversa granulometría, que representan los depósitos fluviales actuales.

4.1.1. RELACIONES DE CAMPO

4.1.1.1. Sector Nororiental

4.1.1.1.1. Perfil N° 1 – Coordenadas 28° 26' 42,37"S - 28° 26' 41,03" S y 65° 50' 55,92" O - 65° 50' 55,10" O.

Se observa un afloramiento de 46 metros de longitud, con una potencia media que varía entre 6 a 10 metros. Litológicamente está constituido principalmente por esquistos y de manera relegada por metatexitas, que pasan transicionalmente de un ejemplar a otro litológico con la ruptura de la secuencia por la intrusión de un dique pegmatítico de 3,3 m de espesor (Ver Anexo III - Perfil N° 1).

En el sector sursuroeste, se identifican esquistos finos con una foliación definida y levemente deformados a escala mesoscópica (Figuras 41.A. y 41.B.), mientras que en el centro del afloramiento muestran transiciones de esquistos bandeados a esquistos cuarcíticos y en menor medida a migmatitas heterogéneas en intervalos aislados al noroeste del afloramiento. Se toma como rumbo e inclinación general N 335° / 64° NE de la foliación de los esquistos y N 350° / 60° NE para las metatexitas, no observándose grandes variaciones en los datos consignados en cada segmento litológico, a excepción del dique que se dirige en forma subvertical hacia el noroeste, rompiendo la tendencia del esquema estructural del frente rocoso.

Los esquistos de granulometría fina poseen una composición cuarzo – feldespático – biotítico, cuyo corte de ladera alcanza una altura de 0,6 a 1 m con un largo de 5 m. En algunos niveles se distinguen minerales micáceos biotíticos y muscovíticos de 0,5 a 1 cm de espesor que alterna con pequeñas bandas cuarzo - feldespáticas de 0,8 a 1 cm (Figuras 41.A., 41.B. y 42).



Figura 41. A. Afloramiento de esquisto bandedado fino en contacto (delineado rojo) con depósitos coluviales.



Figura 41. B. Detalle del esquisto bandeado fino.



Figura 42. Esquisto bandeado.

Hacia el centro del afloramiento, se distinguen esquistos bandeados con fundidos cuarcíferos a cuarzo – feldespáticos de tonalidades rojizas, que interfieren en la estructura de la roca, con presencia de granate (Figuras 43.A. y 43.B.). Al noroeste, los esquistos biotíticos y cuarzo – feldespáticos pasan gradualmente a migmatitas heterogéneas con mesosomas cuarzo feldespáticos – biotíticos – muscovíticos y leucosomas cuarzo – feldespáticos de 4 cm respectivamente (Figura 44).



Figura 43. A. Fundidos de dimensiones centimétricas de composiciones cuarzo feldespáticos. B. Núcleos granatíferos.

Las metatexitas son cuarzo feldespáticas, de color gris rosáceo, de grano medio a grueso, con un tamaño de grano que varía entre 4 y 6 milímetros. El leucosoma y el mesosoma constituyen bandas alternadas de 4 cm de espesor. En sectores se observan microplegamientos de venas secundarias rojizas. Esta roca alterna con esquistos de mayor bandeamiento, compuesto de minerales cuarzo – feldespáticos – granatíferos, y luego con migmatitas heterogéneas con bandas alternadas de 0,5 a 1 cm.



Figura 44. Migmatita heterogénea.

Existe un tipo de esquisto de mayor contenido cuarcífero, que denota una gran dureza por la abundancia de granoblastos de cuarzo que constituyen bandas macizas de 0,5 a 1 cm, en contraposición de las de contenido micáceo de 0,2 cm (Figuras 45.A., 45.B, 46.A. y 46.B.), surcados oblicuamente por venas secundarias cuarzo – feldespáticas de 0,3 a 0,5 cm de espesor. El esquisto cuarcífero abarca unos 12 m del perfil rocoso.



Figura 45. A. Esquistos bandeado. B. Venas leucocráticas que cortan la foliación de la roca.

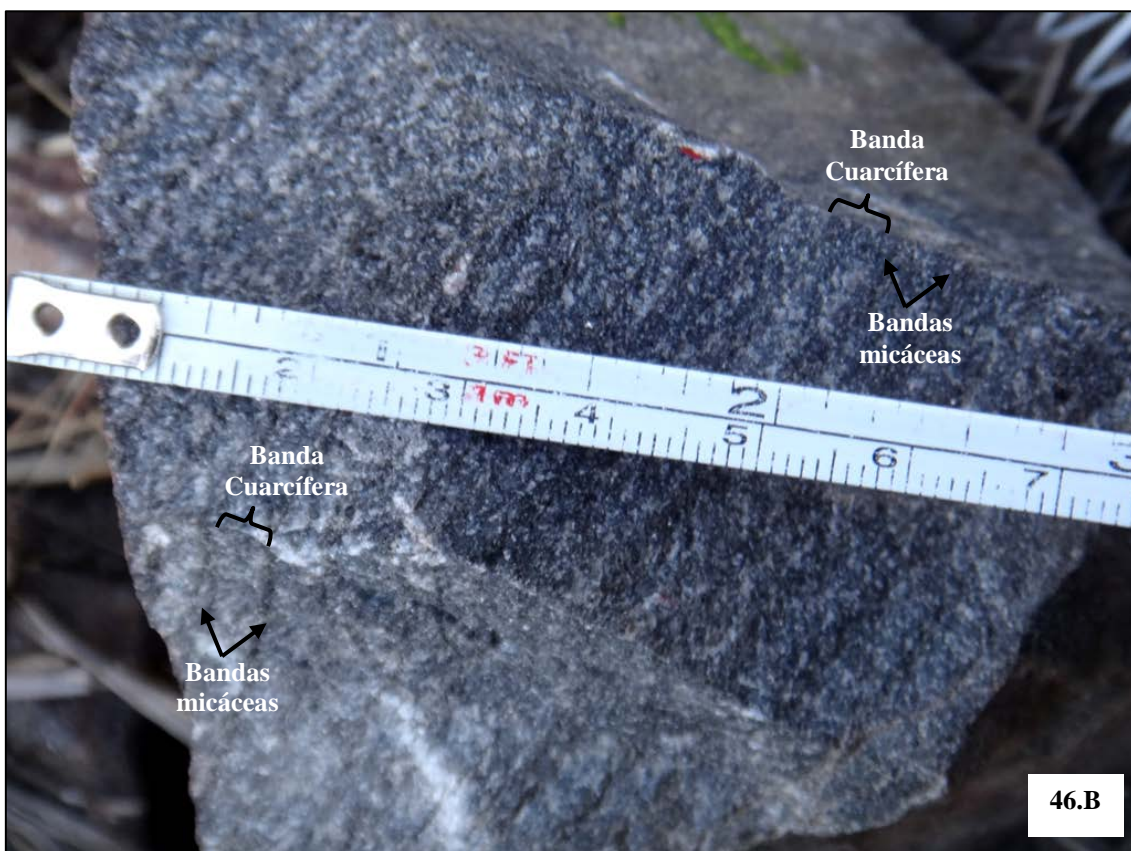


Figura 46. A. Esquisto cuarçífero. **B.** Detalle del bandeamiento predominante del cuarzo en relación a las fajas micáceas.

Esta área continúa al nornoreste con una faja de deformación frágil de 6 m de espesor, alterada con tonalidades rojizas en contacto difuso con un dique pegmatítico fracturado, no zonado y leucocrático (Figuras 47 y 48). Este cuerpo está compuesto por grandes cristales de feldespatos y plagioclasas blancos grisáceos de 6 cm, cuarzos de 3 cm y accesorios como turmalinas de 15 cm medidos en su eje mayor, además de bolsones de muscovitas, y de manera subordinado, granates y apatitos de 2 cm y 0,5 cm respectivamente (Figuras 49 y 50). Su textura es pegmatítica de grano grueso, gráfica en algunas zonas, y posiblemente perfitica.



Figura 47. Afloramiento de dique pegmatítico, muy fracturado.



Figura 48. Contacto del cuerpo leucocrático, con tectonita.



Figura 49. Afloramiento pegmatítico muy fracturado con cierta isorientación mineral (ver en detalle en figura 53).



Figura 50. Identificación de minerales característicos de la pegmatita: cuarzo, plagioclasa, feldespato y mica muscovítica. **A.** Elipse rojo: granate (visualizado en B y C). **B.** Apatito (elipse verde). **C.** Corte seccional base de turmalina.

Otro rasgo estructural destacable en la pegmatita es el desarrollo de una fábrica lineal (L_1). Se trata de una lineación mineral interna de estiramiento, definida principalmente por la orientación preferencial de los minerales de cuarzo – feldespatos – turmalina (Figura 51), y por otro lado folias de muscovita – turmalina en preponderancia de un mismo empaquetamiento. En el caso particular de las turmalinas, estas se disponen según su eje mayor en forma perpendicular a la foliación general de la roca de caja (Figura 52).

El perfil culmina al noreste, con el contacto del dique y una fracción rocosa de 2 m de esquistos bandeados y una cubierta sedimentaria coluvial.

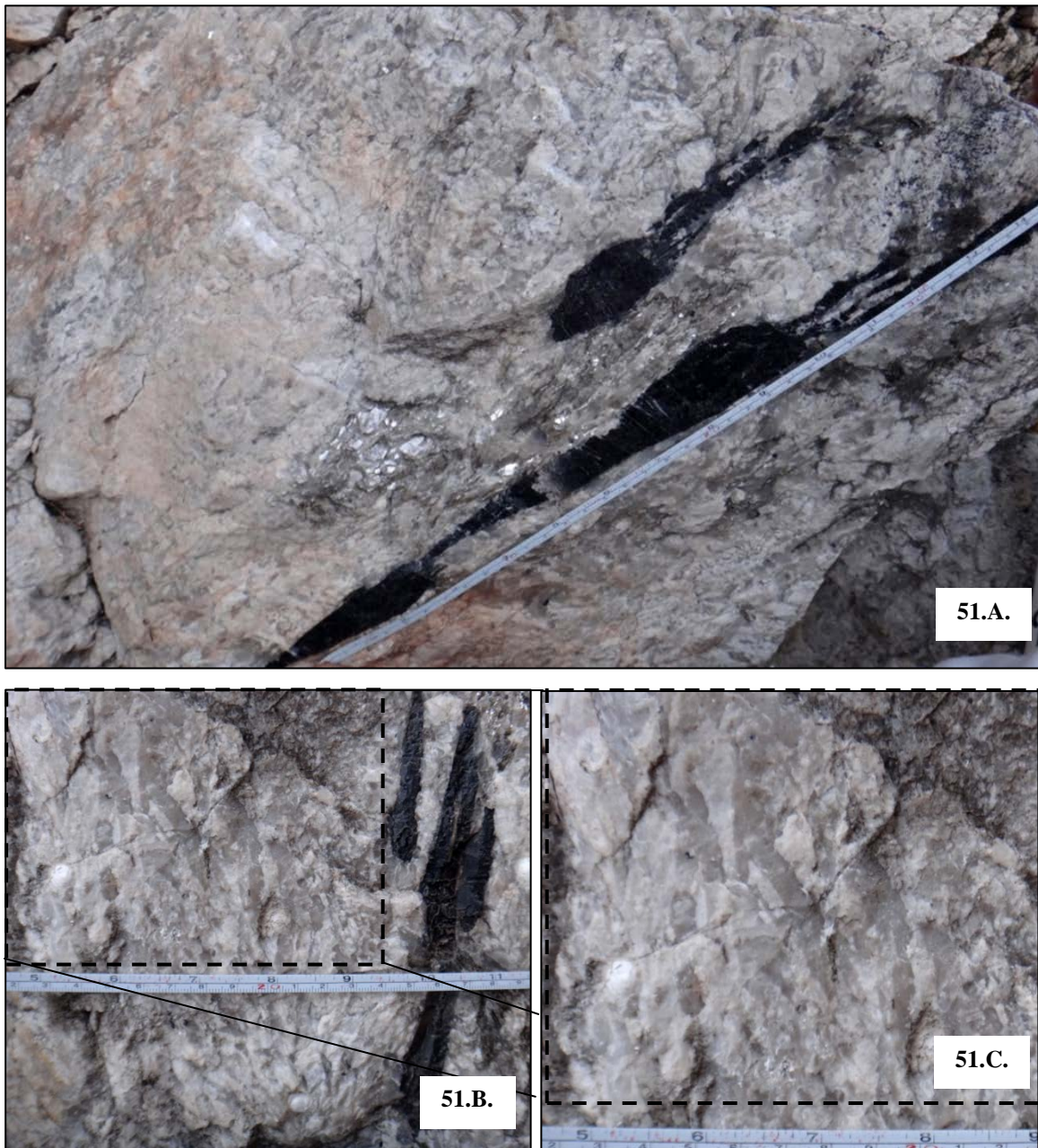


Figura 51.A. Elongación preferencial de la turmalina y muscovita en el sentido de la deformación. **B.** Textura gráfica. **C.** Ampliación seccional de la textura gráfica y estiramiento del cuarzo.



Figura 52.A. Vista frontal de la isoalineación de la turmalina (L_1) .**B.** Fábrica isomineral general, según $I = 46^\circ$ y $DI = 253^\circ$ SW.

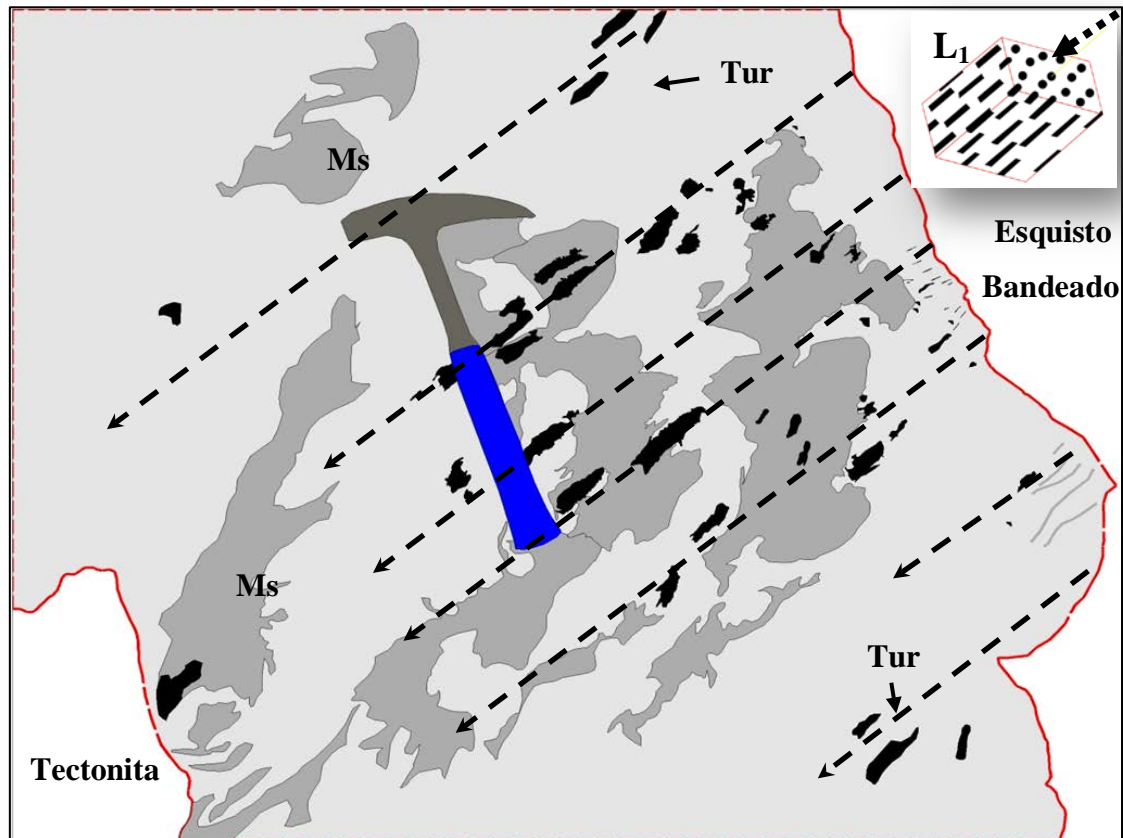


Figura 53. Esquema de la Pegmatita deformada (tomado de la figura 09), en contacto con tectonita y esquistos bandeados (delineación roja). La lineación (L1) mineral medida ($DI=253^\circ$) en función de la turmalina (Tur) y muscovita (Ms) – Fábrica Lineal (delineación negra punteada).

Petrografía

En la descripción del afloramiento mencionado, se ha diferenciado a escala mesoscópica, dos tipos de esquistos, uno de naturaleza más fina y otro de bandeo grueso, con un gran contenido de minerales leucocráticos en relación a la banda melanocrática.

El esquisto fino se caracteriza por la presencia de abundantes micas, principalmente de biotita, que a su vez está ligada a la fibrolita. Microscópicamente se trata de un *esquisto biotítico*, de estructura interesquistosa y textura granolepidoblástica, constituido mineralógicamente por cuarzo, biotita, plagioclasa, muscovita, granate, sillimanita (variedad fibrolita) y opacos. Como minerales secundarios se observa epidoto, sericita, zircón, muscovita secundaria y óxidos de hierro.

El cuarzo se presenta como granoblastos anhedrales finos, límpidos, leve a muy fracturados, con marcada extinción ondulosa, mostrando recristalización estática, caracterizada por pequeños granos de cuarzo en contacto triples. En otras secciones se observan bandas o cintas policristalinas de cuarzo (ribbon o cintas) que alternan con bandas de biotita y rodean a blastos de plagioclasa (Fotomicrografía 01.A. y 01.B.).

La biotita es abundante y se presenta en pequeñas láminas subhedrales a anhedrales, de color pardo a pardo amarillentas, desferritizadas, levemente isorientadas. La mayoría presentan exfoliación bien definida, otras están exentas de pleocroísmo y exfoliación, afectadas estructuralmente en forma perpendicular por las muscovitas de manera poco frecuente (Fotomicrografías 02.A., 02.B., 03.A. y 03.B.). En general, la biotita conforma pequeñas bandas que alterna con minerales granulares y elongados, con alteración a muscovita secundaria y epidoto (Fotomicrografías 01.A., 01.B., 03.A. y 03.B.) e inclusión de granate, zircón y opacos (Fotomicrografía 03.A. y 03.B.).

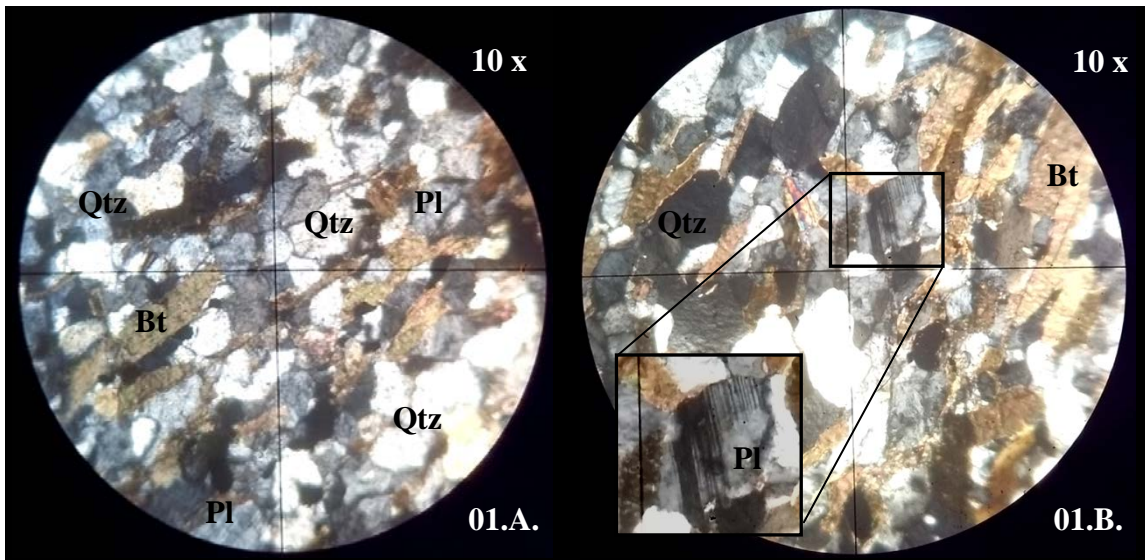
La plagioclasa es subhedral a anhedral, con maclas Albita, Albita – Carlsbad y en cuña (Fotomicrografía 01.B.). Otros blastos, sin maclas se presentan alterados a sericita en sus bordes. Posee inclusiones de cuarzo anhedral, granate y opacos desferritizados.

La muscovita constituye láminas con extinción recta que siguen una alineación con las biotitas y otras de forma esqueléticas cortan perpendicularmente la estructura de la biotita, de manera poco frecuente. Se presenta desflecada por secciones asociada a fibrolita, y como modificación de la biotita a muscovita secundaria. (Fotomicrografías 02.A., 02.B., 03.A., 03.B., 04.A. y 04.B.).

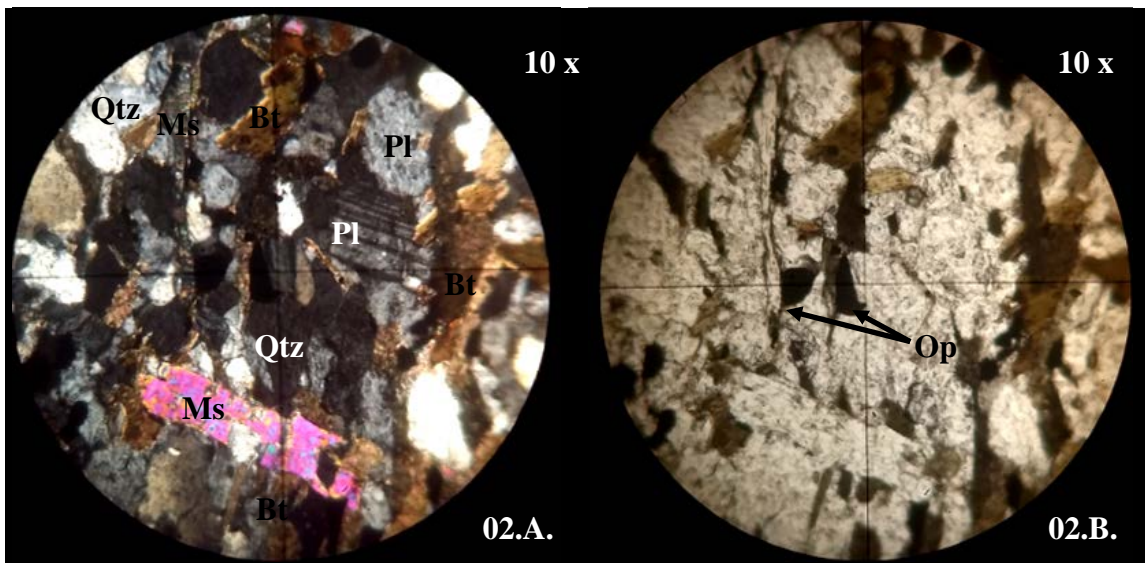
El granate se observa de manera subordinada, como blastos incoloros redondeados y fracturados. Se encuentra además, incluido en biotita.

La sillimanita se presenta como variedad fibrolita, en agujas de relieve alto, con extinción recta asociada a biotita y muscovita, sin orientación definida (Fotomicrografía 05.A. y 05.B.).

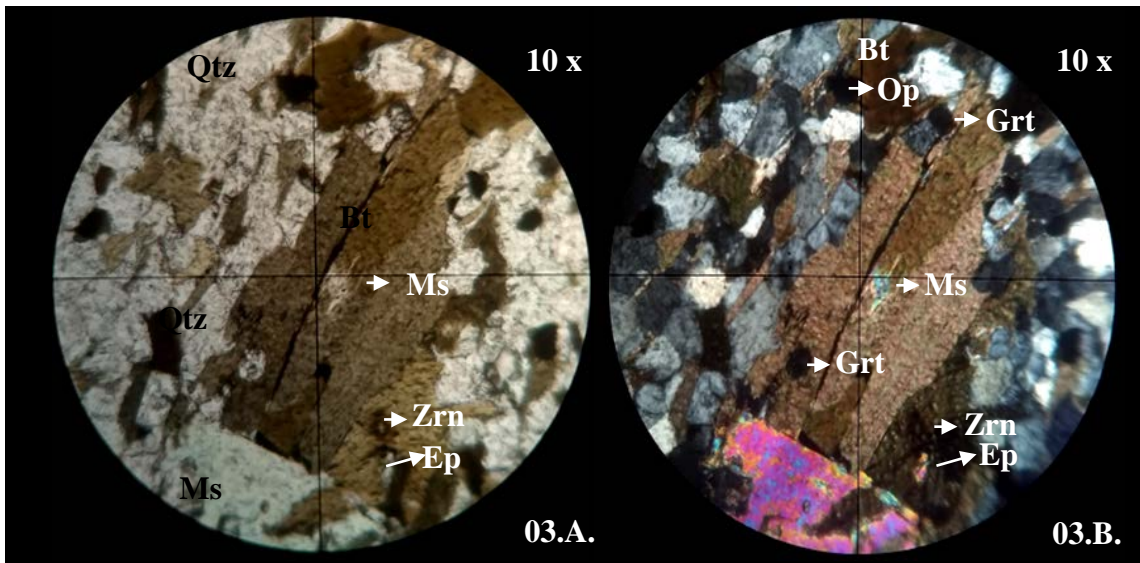
El epidoto se observa como granos redondeados de alto relieve y birrefringencia. Se manifiesta de forma subordinada y como producto de alteración de la biotita (Fotomicrografía 03.A. y 03.B.).



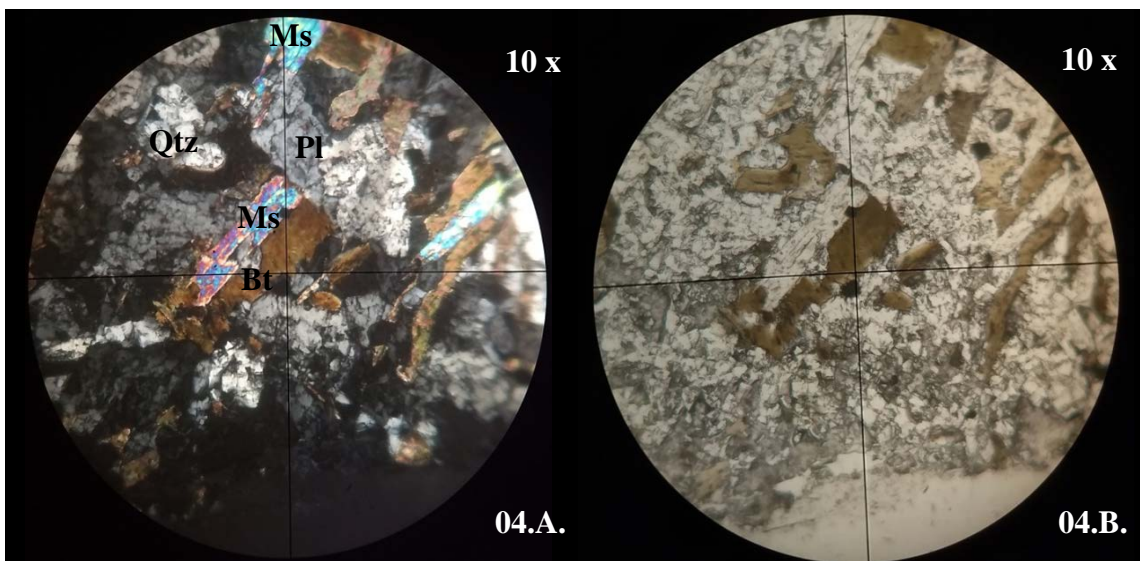
Fotomicrografía 01.A. Contacto triples de cuarzo (Qtz), en sectores. **B.** Cuarzo (Qtz) elongado y dislocado, plagioclasa con macla Albita – Carlsbad (Pl) en cuña, rodeado de bandas micáceas y cintas policristalinas de cuarzo (Qtz), con nicoles cruzados (X).



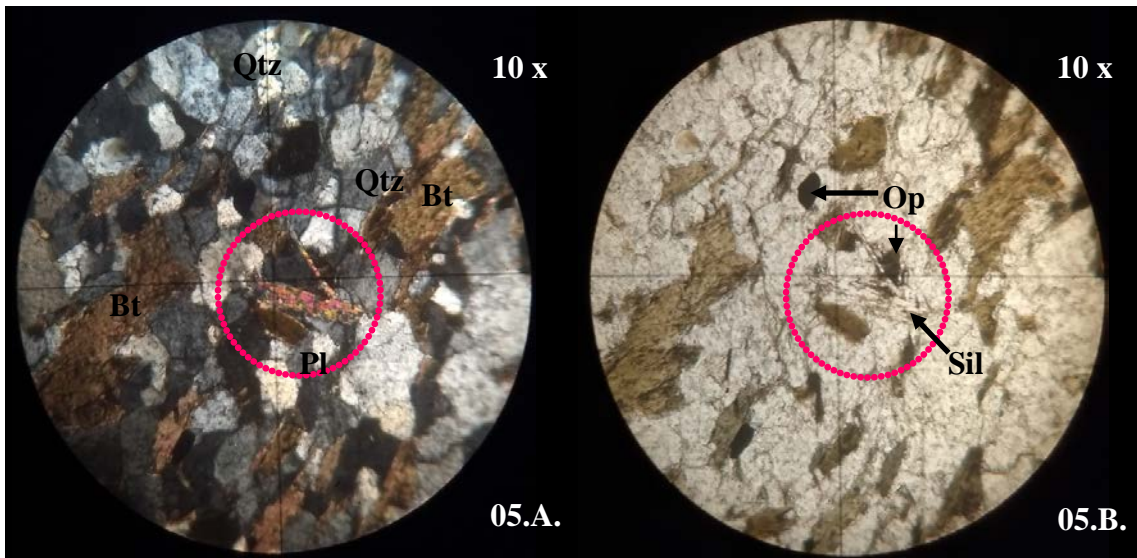
Fotomicrografía 02. A. Muscovita (Ms) perpendicular a las folias biotíticas (Bt), muscovita secundaria (Ms) y cuarzo en cintas (Qtz), que a su vez rodean blastos de plagioclasa (Pl). Nicoles cruzados (X). **B.** Vista sin analizador de la foliación micácea y minerales opacos (Op) presentes.



Fotomicrografía 03. Contacto neto entre muscovita esquelética (Ms) y biotita (Bt) con núcleo de alteración de muscovita secundaria (Ms) y epidoto (Ep) e inclusión de granate (Grt), opaco (Op) y zircón (Zrn). **A.** Vista con luz paralela (//). **B.** Nícoles cruzados (X).



Fotomicrografía 04. Alteración de la biotita (Bt) a muscovita secundaria (Ms), e intercrecimiento de plagioclasa (Pl) en forma perpendicular a las folias micáceas, granos de cuarzo (Qtz). **A.** Nícoles cruzados (X). **B.** Nícoles paralelos (//)



Fotomicrografía 05. A. Agujas de fibrolita (Sil) (delineación punteada fucsia) asociada a biotita alabeada (Bt), plagioclasa (Pl) y opacos (Op), en ambiente estático (cuarzo con contactos triples), con nicoles cruzados (X) **B.** Relieve alto de la fibrolita (Sil), opacos (Op) y deformación de la biotita, sin nicoles (/).

El esquistado bandeado grueso reconocido a escala afloramiento, responde petrográficamente a un *esquistado cuarzo biotítico*. Presenta una estructura de foliación y textura granolepidoblástica, constituido por cuarzo, biotita, plagioclasa, microclino, muscovita, granate, epidoto, sillimanita (variedad fibrolita), opacos, sericita, zircón, muscovita secundaria y óxidos de hierro.

El cuarzo es abundante y se presenta como blastos límpidos anhedros, y en cintas (ribbon) de bordes curvos e irregulares, con extinción ondulante y en bandas en los granos de mayor tamaño, de manera poco frecuente (Fotomicrografías 06.A., 06.B., 07.A., 07.B., 08.A., 08.B., 09.A. y 09.B.).

La biotita es el segundo mineral más abundante, se encuentra como láminas anhedras pardas oscuras de diferente tamaño, exentas de pleocroísmo y exfoliación. En sectores se observan agregados micáceos con exfoliación y pleocroísmo que varía del pardo claro al pardo oscuro, con inclusiones de zircón y opacos. Son usuales las alteraciones a fibrolita y muscovita secundaria. Otras láminas se observan levemente alabeadas, surcadas en forma perpendicular u oblicua por muscovita. En sectores las biotitas alabeadas, adquieren la textura tipo “fish” (Fotomicrografías 06.A., 06.B., 07.A., 07.B., 08.A., 08.B., 09.A., 09.B., 10.A., 10.B., 11.A. y 11.B.).

La plagioclasa se presenta como blastos subhedros a anhedros, exentos de maclas, levemente fracturados con bordes sericitizados e inclusiones de cuarzo redondeado, epidoto xenomorfo y biotita anhedra. Algunos individuos presentan maclas Albita, otras están seccionados con desplazamiento friccional (Fotomicrografías 08.A., 08.B., 10.A. y 10.B.).

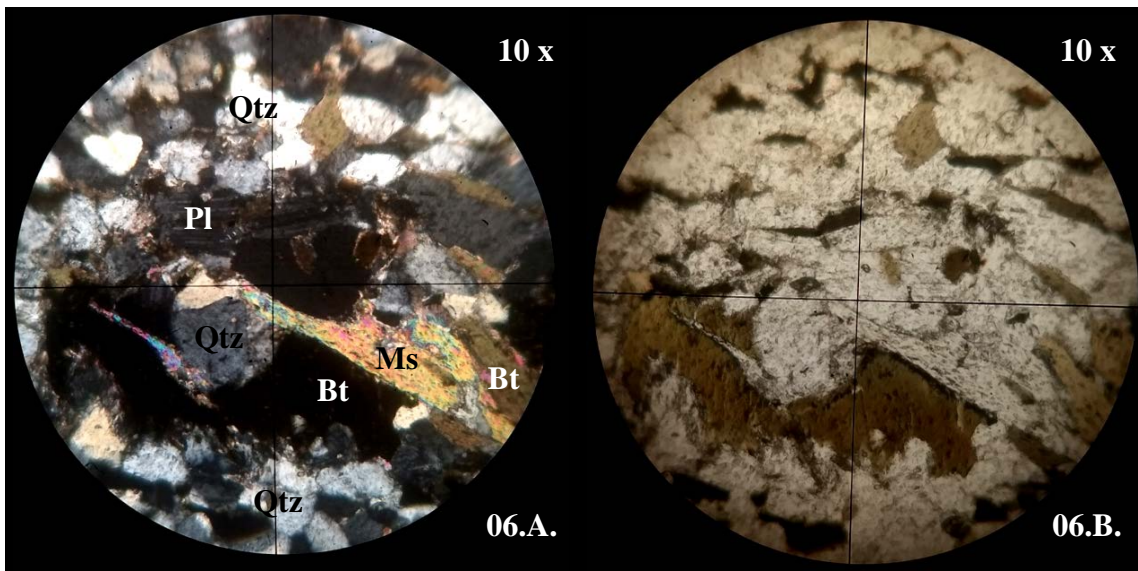
El microclino exhibe un maclado Albita-Periclino definido solo en sectores. Otros blastos se observan con moderada alteración sericítica, e inclusión de cuarzo vermicular anhedro, muscovita fina subhédrica (Fotomicrografía 08.A. y 08.B.).

La muscovita se encuentra de manera subordinada, en láminas subhedras con exfoliación definida y plegada, siguiendo la misma orientación o seccionando a la biotita. Se presenta desflecada en los extremos y desgajada en fibras, asociada a fibrolita, biotita y opacos. Algunas láminas presentan simplectitas muscovita - cuarzo lobulado y pliegues kink (Fotomicrografías 06.A., 06.B., 07.A., 07.B., 08.A., 08.B., 09.A., 09.B., 10.A., 10.B., 11.A. y 11.B.).

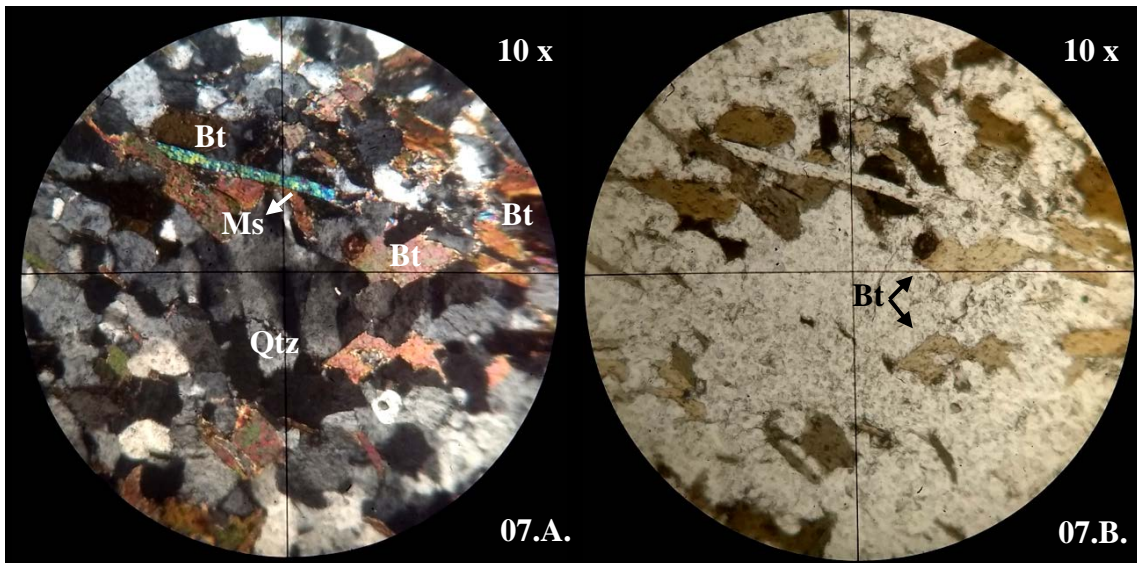
El granate es muy escaso, se observa en pequeños granos xenomorfos, asociado a cuarzo y biotita.

El epidoto se presenta como blastos incoloros dispersos, redondeados, de relieve alto y birrefringencia alta, asociados a cuarzo y biotita.

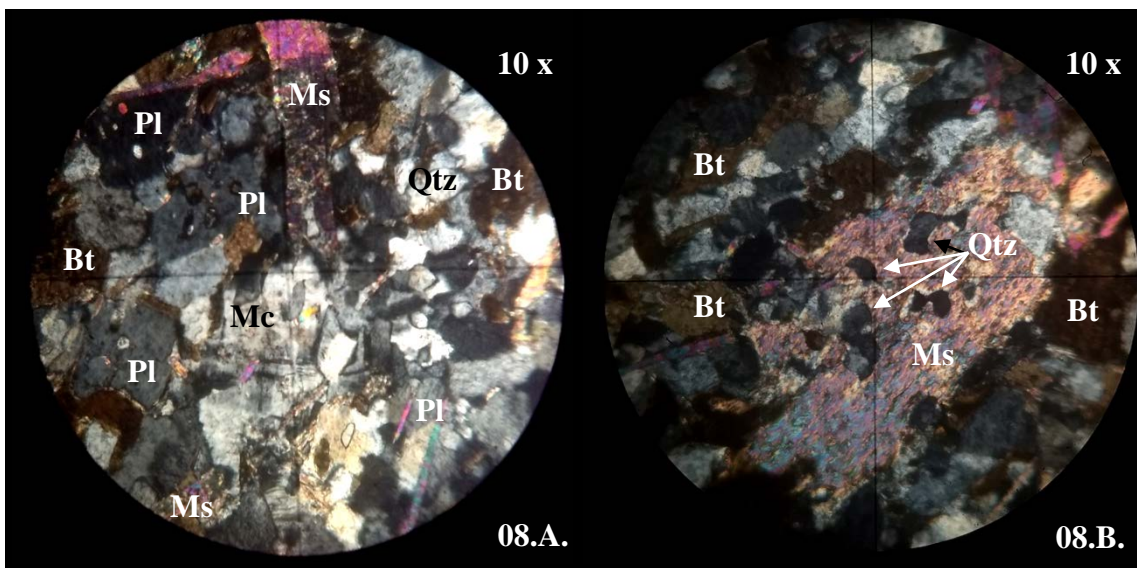
La sillimanita aparece como fibrolita, incolora de forma radiada y de alta birrefringencia, asociada a muscovita y biotita (Fotomicrografía 11.A. y 11.B.).



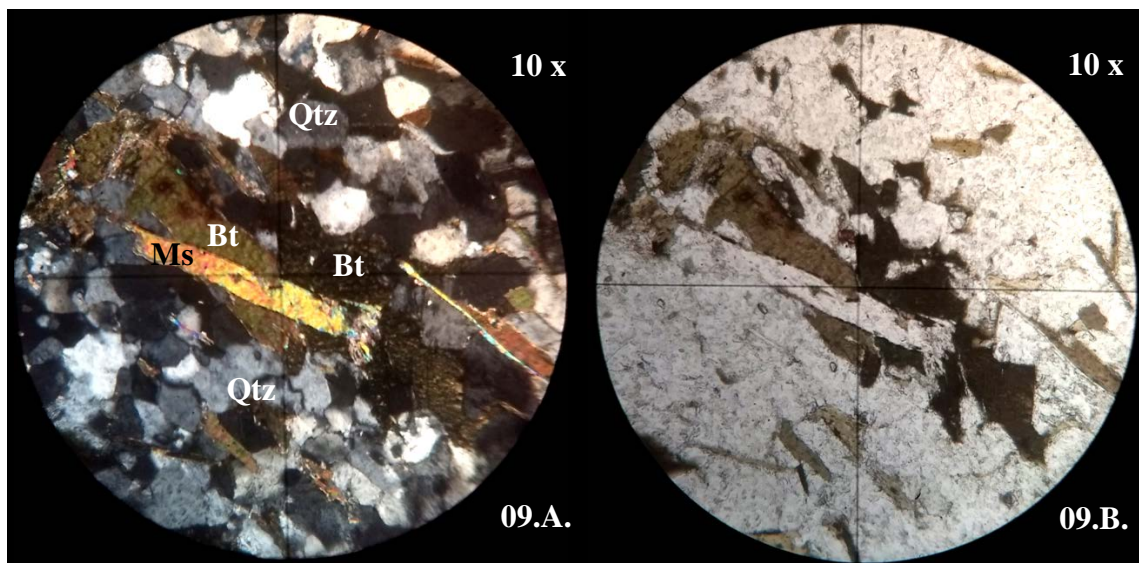
Fotomicrografía 06. **A.** Grano de cuarzo rotado (Qtz), rodeado de biotita (Bt), una envoltura de muscovita secundaria (Ms) y plagioclasa (Pl) con macla tipo Albita seccionada y desplazada, con nicols cruzados (X). **B.** Vista con luz paralela.



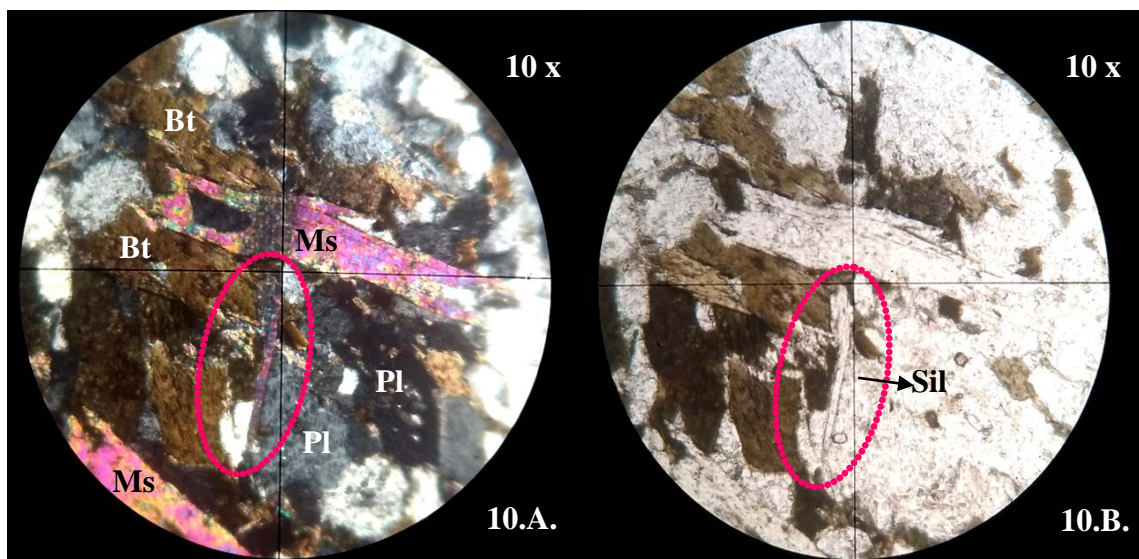
Fotomicrografía 07. A. Extinción ondulosa en bandas del cuarzo (Qtz) en cintas y granos anhedros, en sintonía con las folias micáceas biotíticas (Bt) y muscovíticas (Ms). Nícoles cruzados (X). **B.** Obsérvese el desarrollo de textura tipo pescado (fish) en biotita (Bt). Nícoles paralelos (//).



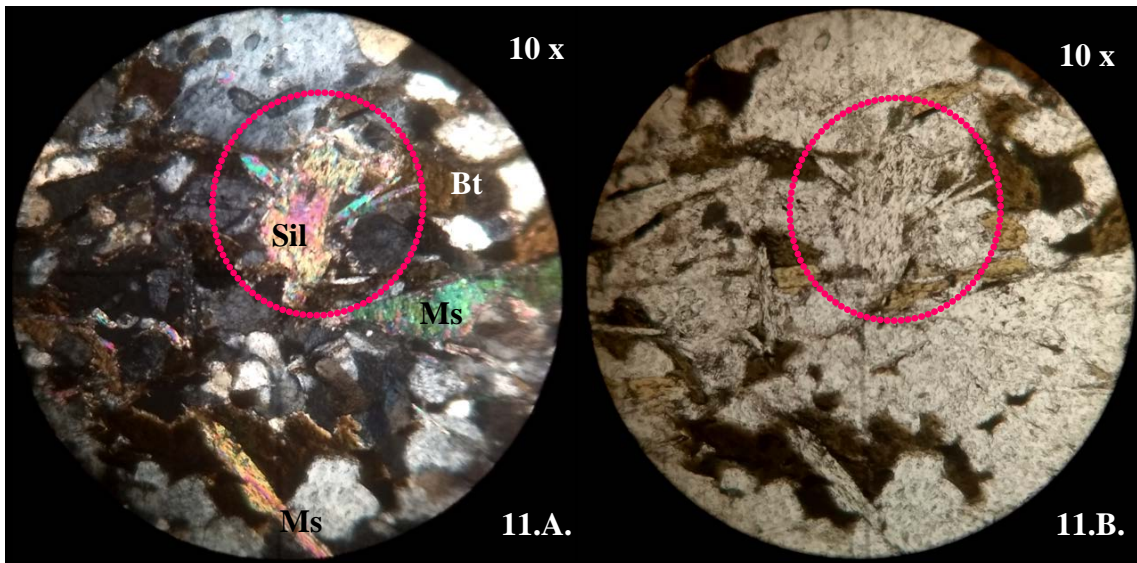
Fotomicrografía 08. A. Granos de microclino (Mc) con macla polisintética difusa, en contacto con plagioclasas (Pl) exentas de maclas, muscovita (Ms) con kinking, rodeado de granos de cuarzo (Qtz) en cinta y biotita (Bt). Nícoles cruzados (X). **B.** Simplectita de cuarzo (Qtz) – muscovita (Ms), alterando a fibrolita (Sil) asociada a biotita (Bt). Nícoles cruzados (X).



Fotomicrografía 09. Corte estructural oblicuo de la muscovita (Ms) secundaria desflecada en biotita (Bt), con zircón (Zrn) y alteración a muscovita (Ms). Visualización con analizador (09.A.) y sin analizador (09.B).



Fotomicrografía 10. Muscovita (Ms) alabeada desflecada en los extremos, en línea con las biotitas (Bt), rodeada de plagioclasa (Pl) sin maclas. Proceso de alteración de la biotita (Bt) a fibrolita (Sil) (delineación punteada fucsia). Visualización con analizador (10.A.) y sin analizador (10.B).



Fotomicrografía 11. Fibrolita radiada (Sil) (línea punteada fucsia) asociada muscovita (Ms) y biotita (Bt), pliegue kink de muscovita (Ms), con nicoles cruzados en 11.A y sin luz paralela en 11.B.

En relación a la *metatexita* de esta sección, presenta una estructura estromatítica y textura granolepidoblástica, de grano medio. El leucosoma está compuesto por cuarzo, plagioclasa, microclino, muscovita, biotita, cordierita, apatito, sericita y zircón. El melanosoma además de los minerales identificados en el leucosoma, contiene granos de granate y turmalina, intercrecido en el agregado de biotitas isorientadas que alternan con agregados cristaloblásticos.

El cuarzo es abundante, límpido y se presenta en granoblastos subhedros a anhedros, de diferentes tamaños. Los fenoblastos abarcan gran parte del leucosoma; presentan una extinción ondulosa bien marcada y en bandas de deformación de manera leve a moderada. Se observan agregados recrystalizados con migración de borde de grano y contactos triples. En otros sectores los fenoblastos se encuentran moderadamente fracturados y los de menor tamaño elongados e intercrecido entre las micas (Fotomicrografías 12.A., 12.B., 13.A., 13.B., 14.A., 14.B., 15.A. y 15.B.).

La plagioclasa se exhibe en blastos subhedros a anhedros, de granulometría variada, muy fracturados en algunos casos, con maclado según ley de Albita y Albita – Carlsbad. Algunos individuos presentan maclas mecánicas, acuñadas hacia uno de sus bordes. Otros granos están exentos de maclas o débilmente definidos con bordes irregulares y alteración sericítica incipiente a moderada. Contiene inclusiones de biotita fina, cuarzo y muscovita (Fotomicrografías 13.A., 13.B., 15.A., 15.B., 16.A. y 16.B.).

El microclino se observa con un maclado polisintético difuso, los granos anhedros presentan bordes irregulares y lobulados, con una leve alteración sericítica (Fotomicrografía 13.A.).

La muscovita constituye láminas xenomorfas subordinadas con extinción recta y exfoliación perfecta. En otro sector forman agregados subhédricos a anhédricos asociados a biotitas, marcando una cierta orientación (Fotomicrografías 15.A., 15.B., 17.A., 17.B., 18.A. y 18.B.).

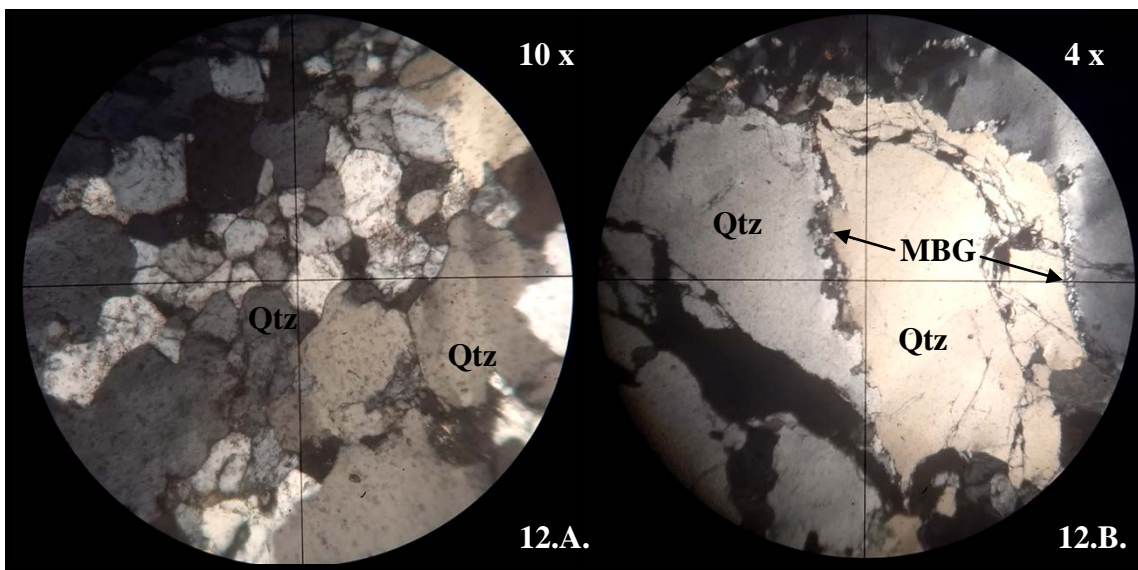
La biotita constituye laminas finas subhédricas a anhédricas de color pardo a pardo rojizo, con exfoliación y extinción perfecta, presentes en los intersticios. Conforman además en otros sectores, agregados micáceos entrecrecidos siguiendo una orientación o interceptando las estructuras entre las mismas. Desarrollan además microestructura de libros rotados (tipo dominó), pliegues kink y contienen inclusiones de granates, opacos y zircón (Fotomicrografías 15.A., 15.B., 16.A., 16.B., 17.A., 17.B., 18.A., 18.B., 19.A. y 19.B.).

La cordierita se presenta en granoblastos xenomorfos, con leve pleocroísmo, incoloro a rosa pálido, moderadamente fracturados con extinción oblicua. Se encuentran asociados a plagioclasas y cuarzo, con inclusiones de plagioclasa subhedra con maclado albítico (Fotomicrografía 20.A. y 20.B.).

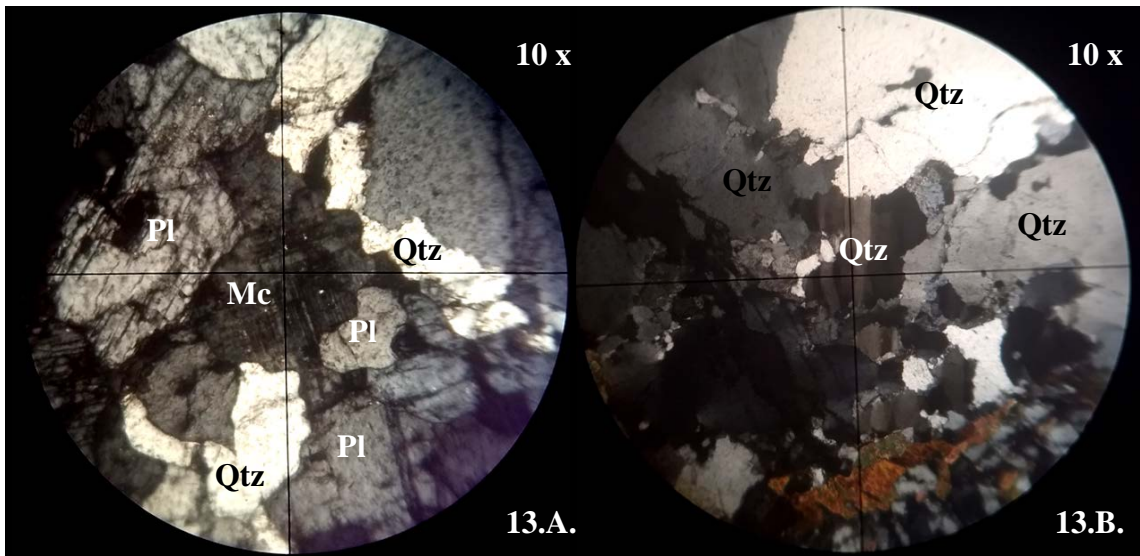
El granate es subhédrico e incoloro, levemente fracturado, muy escaso, asociado a agrupaciones micáceas e intercrecido en las mismas (Fotomicrografía 18.A. y 18.B.).

La turmalina se presenta como granoblastos verdes, de forma anhedral con ausencia de pleocroísmo y se encuentra asociado a biotita y muscovita (Fotomicrografías 17.A., 17.B., 18.A. y 18.B.).

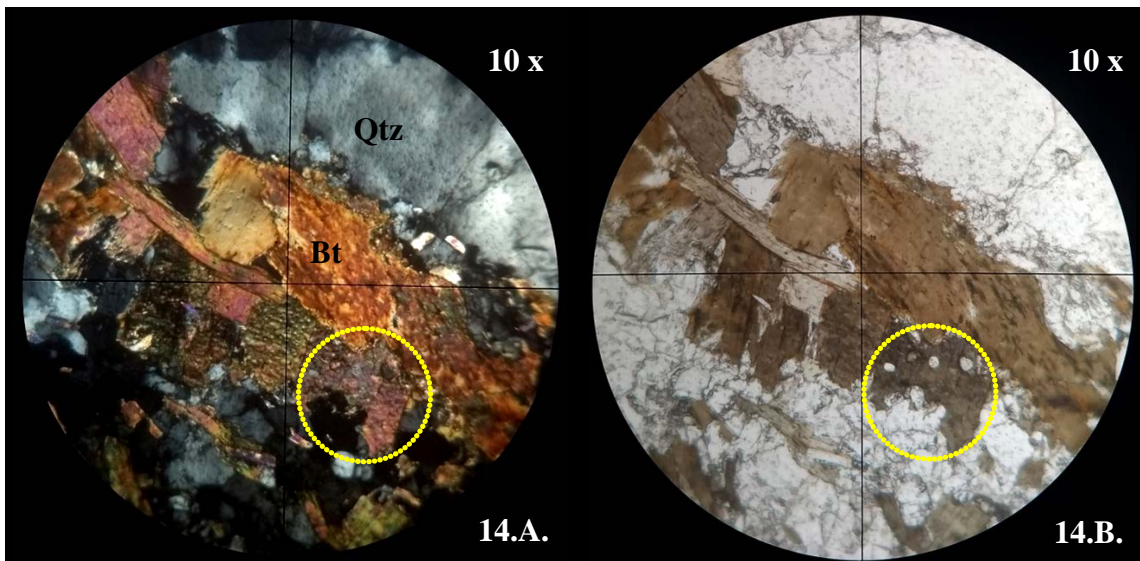
El apatito es un granoblasto de color marrón claro xenomorfo y relieve moderado.



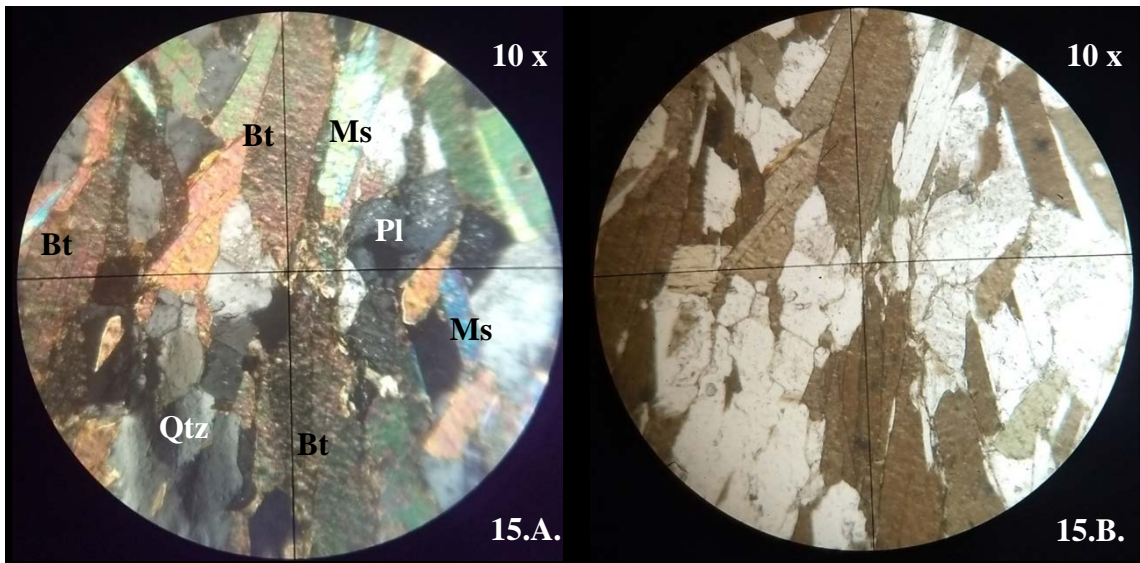
Fotomicrografía 12. A. Fábrica parcialmente recrystalizada de agregado de cuarzo (Qtz) en ambiente estático, rodeado por fenoblastos de cuarzo (Qtz) anhedral con extinción ondulosa. Nícoles cruzados (X). B. Cuarzo (Qtz) límpido con migración de borde de grano (MBG), recrystalización dinámica y fracturamiento del conjunto. Nícoles cruzados (X).



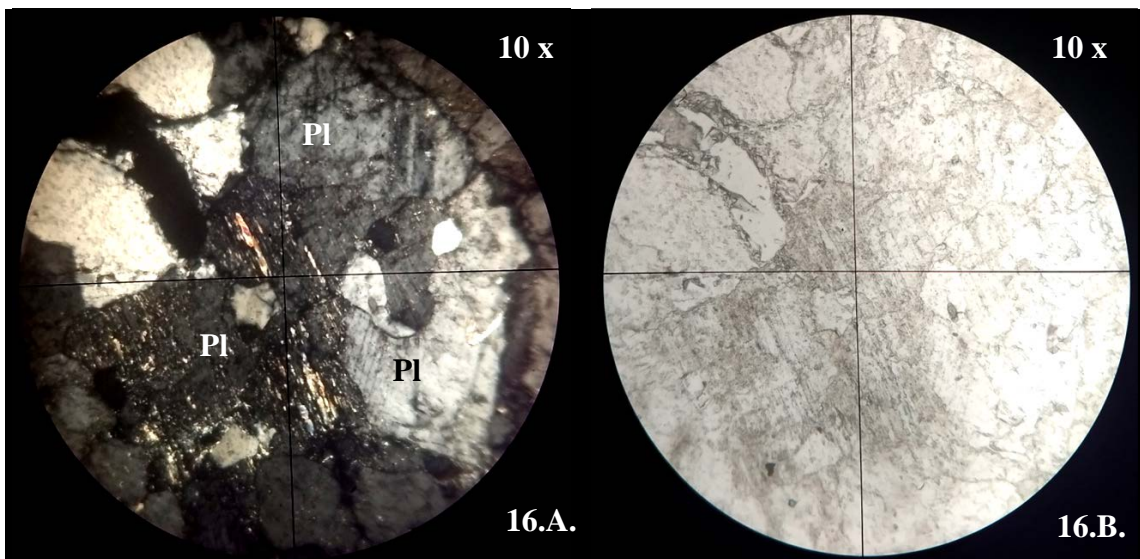
Fotomicrografía 13. A. Microclino (Mc) con bordes curvados, con maclado polisintético difuso, en contacto con cinta de cuarzo (Qtz) y plagioclasa (Pl), anhedras y lobuladas, en un ambiente dinámico. Nícoles cruzados (X). **B.** Blasto de cuarzo (Qtz) con extinción en bandas y bordes irregulares, rodeado de cuarzos mayores fracturados. Nícoles cruzados (X).



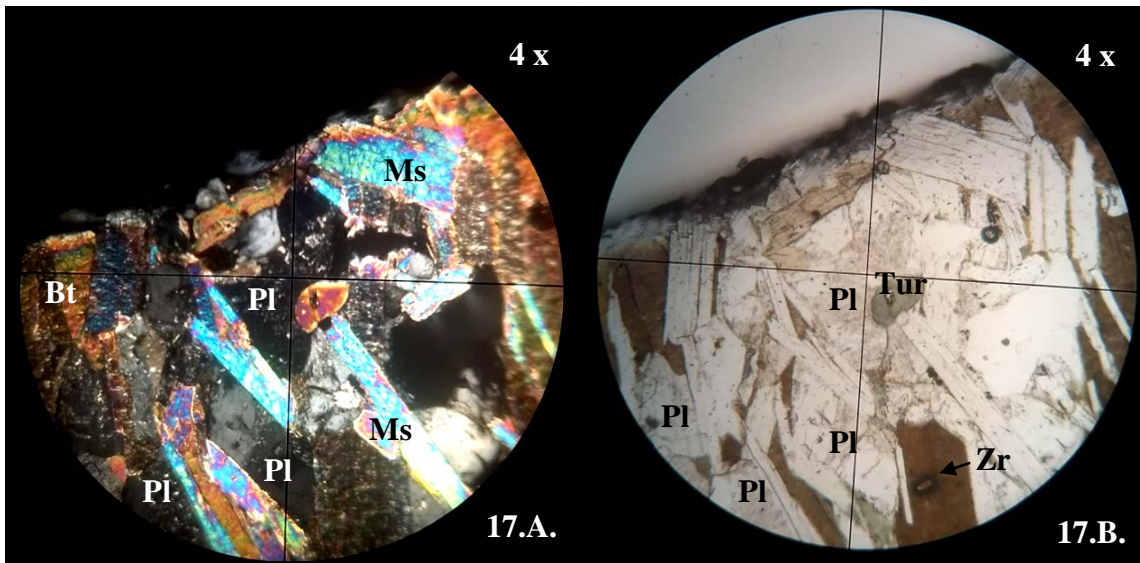
Fotomicrografía 14. A. Pliegue kink de biotita (Bt) cortada perpendicularmente en uno de los flancos por lámina biotítica desferretizada (Bt), con desplazamiento, en contacto con fenoblasto de cuarzo (Qtz) con extinción ondulosa. Nícoles cruzados (X). **B.** Simplectita cuarzo – biotita (delineación punteada amarilla). Nícoles paralelos (//).



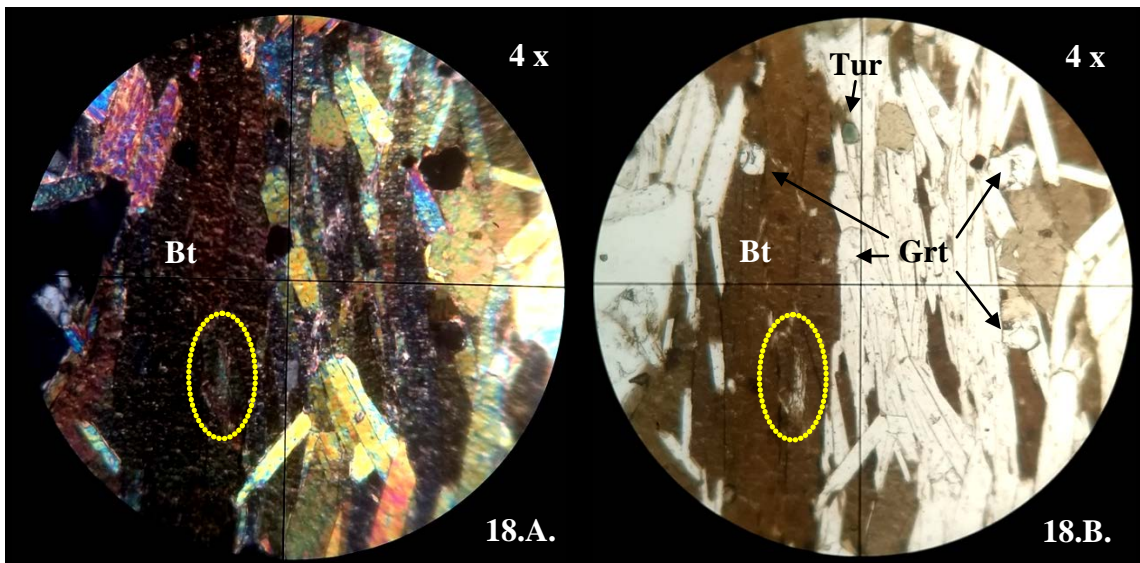
Fotomicrografía 15. A. Agregados de cuarzo (Qtz) con extinción ondulosa y plagioclasa (Pl) entrecrecidos en las agrupaciones laminares micáceas. Nicoles cruzados (X). B. Vista con luz paralela, con predominancia de biotita (Bt) en relación a la muscovita (Ms), en el melanosoma.



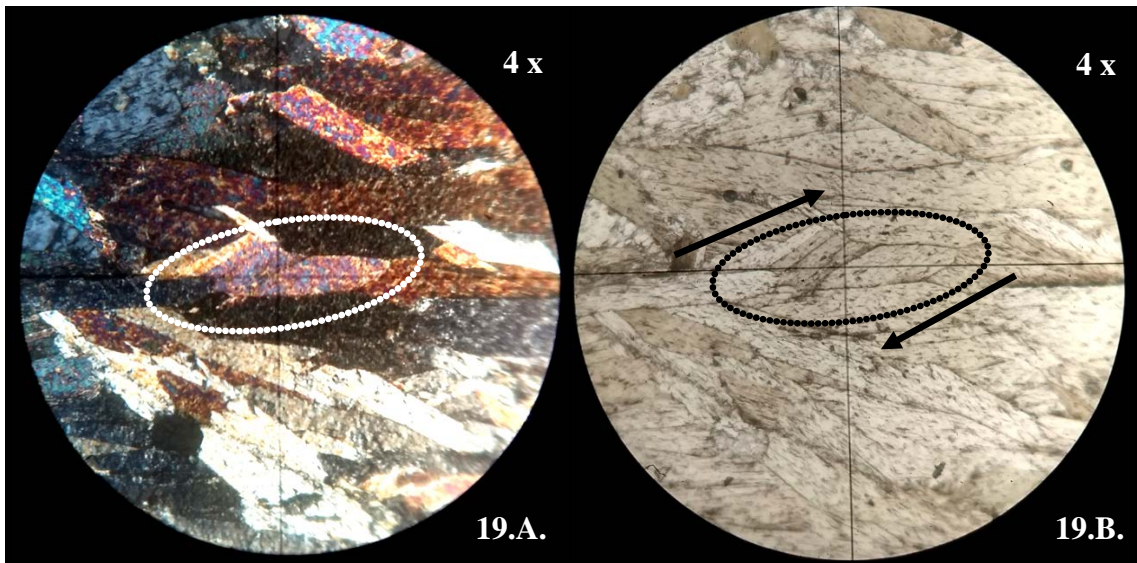
Fotomicrografía 16. A. Maclas mecánicas de plagioclasa (Pl) rotadas y en cuña, con inclusión de cuarzo redondeado (Qtz) y muscovita fina (Ms) siguiendo los planos de macla. Nicoles cruzados (X). B. Alteración sericítica. Nicoles paralelos (//).



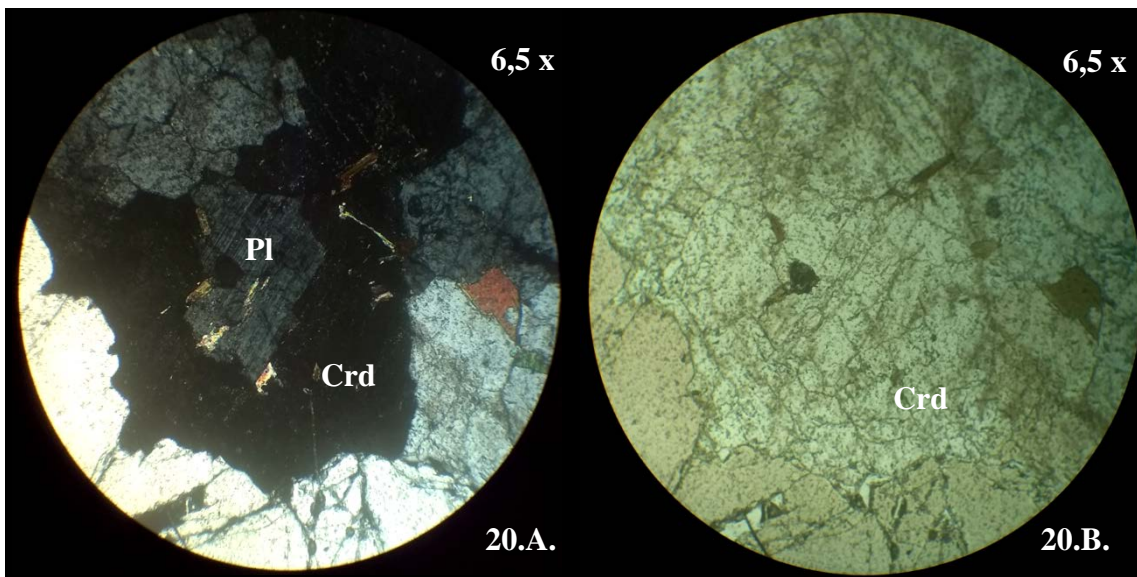
Fotomicrografía 17. Agregado de blastos de plagioclasa (Pl), turmalina (Tur) intercrecido en láminas de muscovita (Ms) en predominancia y biotita (Bt) con inclusión de zircón (Zr). **A.** Nicoles cruzados (X). **B.** Nicoles paralelos (//).



Fotomicrografía 18. Turmalina (Tur) y granate (Grt) intercrecidos en las micas y núcleo de alteración de biotita (Bt) a muscovita secundaria (Ms) (línea punteada amarilla). **A.** Nicoles cruzados (X). **B.** Nicoles paralelos (//).



Fotomicrografía 19. Libros rotados de biotita (Bt). **A.** Nicles cruzados (X). **B.** Nicles paralelos (//).



Fotomicrografía 20. Granoblasto de cordierita (Crd) anhedral de bordes irregulares, fracturado con inclusión de plagioclasa (Pl) con macla Albita con muscovita fina. **A.** Nicles cruzados (X). **B.** Nicles paralelos (//).

La pegmatita identificada en el afloramiento, es de estructura maciza y textura pegmatítica típica, se encuentra constituida por cuarzo, plagioclasa, microclino, turmalina y muscovita, que conforman minerales de gran tamaño, acompañados de minerales de menor granulometría como granate, sillimanita (variedad fibrolita), opacos, sericita y óxidos de hierro. Dado el gran contenido de turmalina, se clasifica como *pegmatita turmalinífera*.

El cuarzo es abundante y se exhibe como cristales límpidos anhedral de dimensiones variables. Los granos mayores presentan una marcada dislocación intracrystalina y evidencias de una profusa recuperación progresiva en bandas de deformación y recristalización a nivel subgrano tipo chessboard (tablero de ajedrez). Los cuarzoes de menor tamaño desarrollan contactos triples y estructura en mortero en algunos sectores; mientras que en otros, se ha

observado migración de bordes de grano (MBG), engolfamiento y desarrollo de nuevos granos, conocido como bulging (Fotomicrografías 21.A, 21.B., 25, 27.A., 27.B., 28.A. y 28.B.).

La plagioclasa se presenta en secciones anhedras de diversos tamaños con un maclado albitico difuso en los fenocristales y mejor desarrollado en los de menor tamaño. Estos últimos, habitualmente están intercrecidos dentro de las plagioclasas mayores, formando algunos agregados policristalinos con maclas tipo Albita, bien marcadas. Se observa además maclado mecánico rotado, en cuña y con deslizamiento friccional. Es común hallar alteraciones tipo sericítica e inclusiones de minerales de cuarzo anhedro y fibrolita en fajas (Fotomicrografías 22.A., 22.B., 23.A, 25, 28.A. y 28.B.).

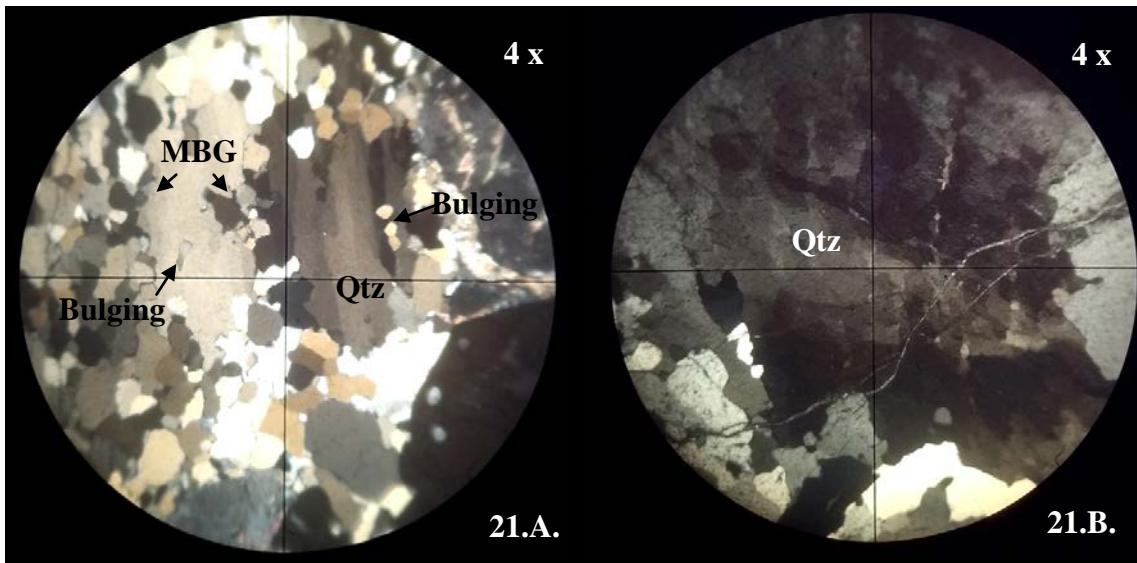
El microclino se presenta en fenocristales anhedros, con maclado según ley de la Albita – Periclino débilmente definido, relacionados con fibrolita en fajas que bordean los límites del mineral. Otros individuos están distorsionados, con maclas mecánicas y alteración sericítica moderada, asociado a plagioclasa. Esta última, se encuentra además como inclusión de plagioclasa con macla según ley de la Albita (pertita en parche), con bordes curvos e irregulares (Fotomicrografías 23.B., 24.A. y 24.B.).

La turmalina se observa como prismas subhédricos, de color verdes azulados de la variedad chorlita. Se encuentran como fenocristales poco fracturados de gran ocupación areal, rellenos en parte por laminillas muscovíticas (Fotomicrografía 26).

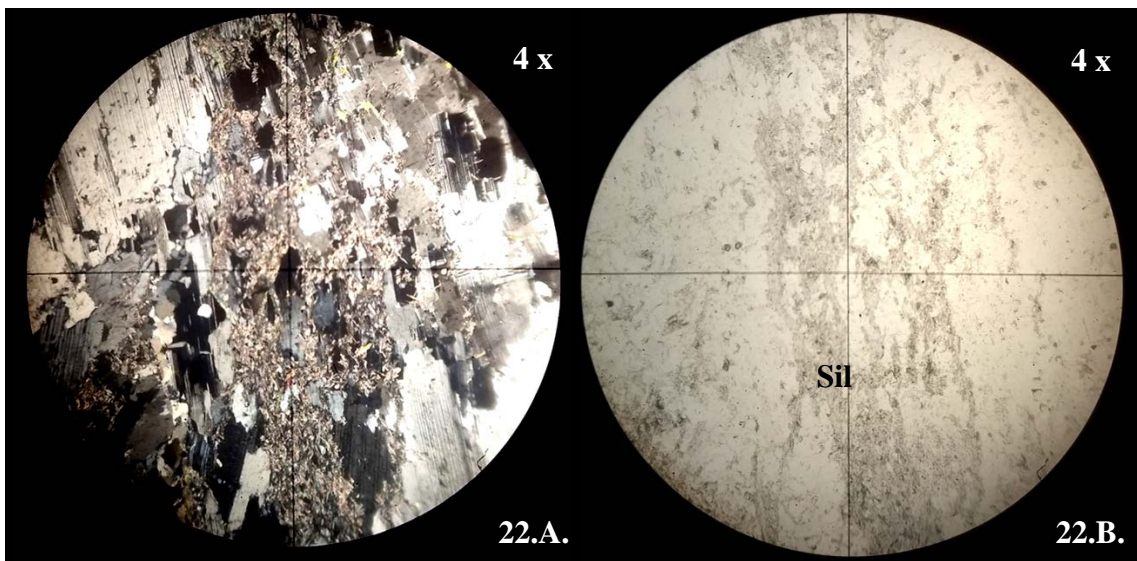
El granate es subidiomorfo a xenomorfo, de tonalidad gris verdosa con relieve moderado a alto, muy fracturado con presencia de pátinas de hierro en las grietas. Posee cuarzo vermicular cercano a las caras del cristal, desarrollando una textura cribosa o esponjosa de cuarzo en granate (Fotomicrografía 27.A. y 27.B.).

La muscovita es anhedra y se encuentra en pequeñas cantidades con extinción recta (Fotomicrografía 28.A. y 28.B.). Presenta intercrecimiento de cuarzo anhedro (Simplectita).

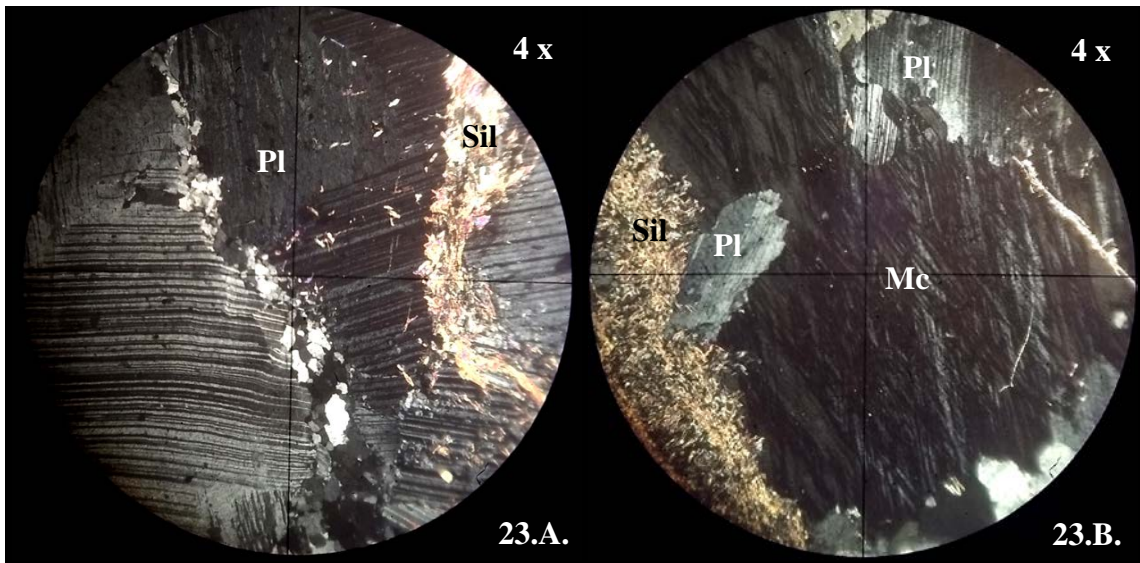
La sillimanita se observa como variedad fibrolita, en agregados aciculares en forma de huso o madeja. Es incolora y de relieve alto, muy presente en plagioclasa y microclino, vinculada a muscovita (Fotomicrografías 22.A., 22.B., 23.A., 23.B., 24.A., 24.B. y 25).



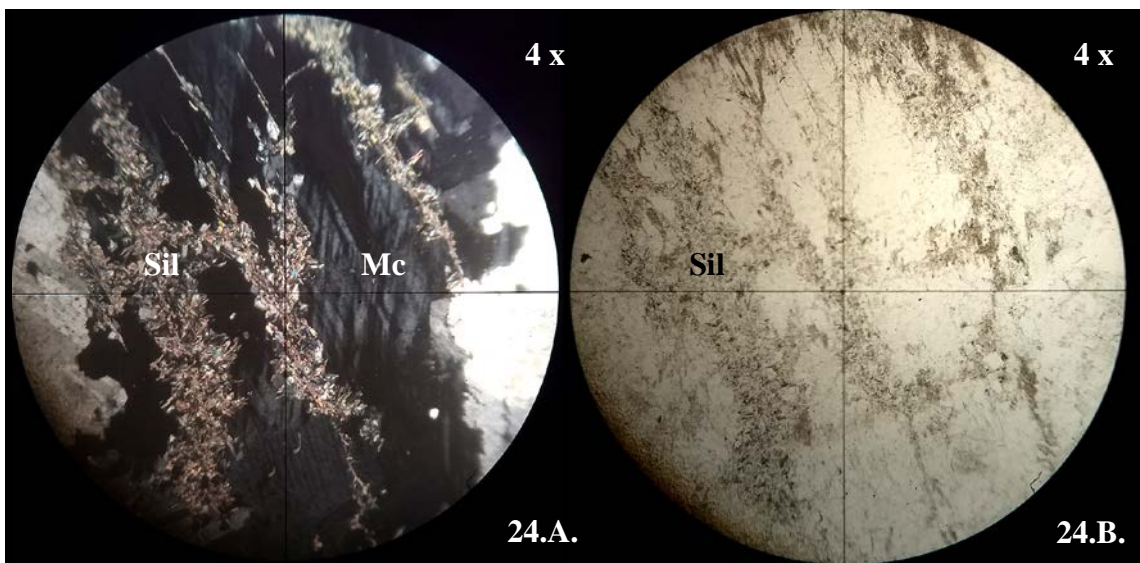
Fotomicrografía 21. A. Granoblastos de cuarzo (Qtz) con extinción ondulosa (en bandas) y desarrollo de migración de borde de grano (MBG), rodeado por un agregado de granos recristalizados de menor tamaño (Textura núcleo y manto) y bulging (nuevos granos). Nicoles cruzados (X). **B.** Extinción ondulosa a nivel subgrano tipo chessboard (tablero de ajedrez), máxima recuperación del cuarzo (Qtz). Nicoles cruzados (X).



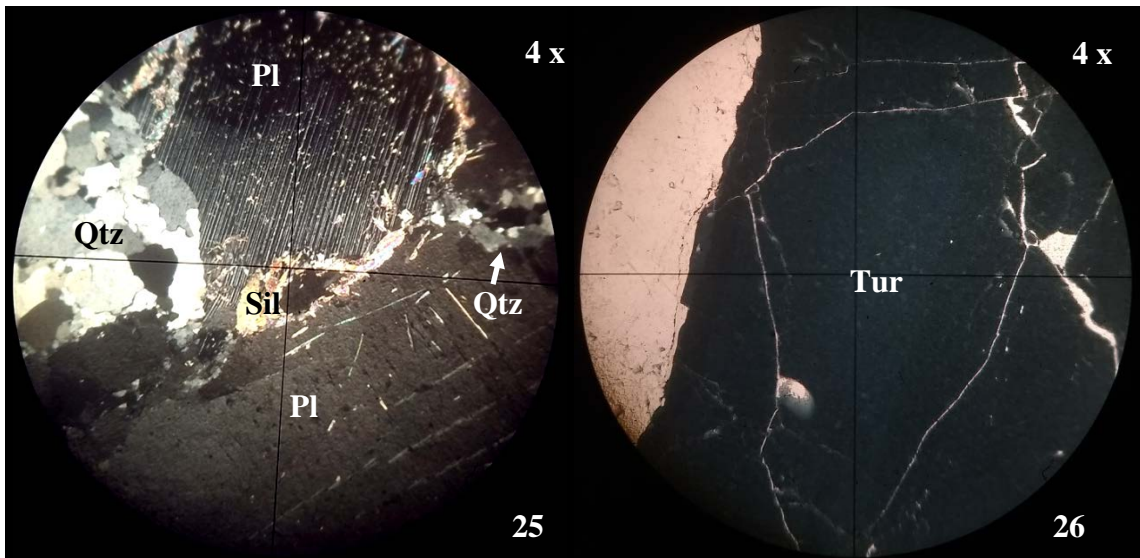
Fotomicrografía 22. A. Agregados policristalinos de plagioclasa con maclas pobremente definidas de Albita, afectados parcialmente por fajas de fibrolita. Nicoles cruzados (X). **B.** Relieve moderado de la fibrolita. Nicoles cruzados (//).



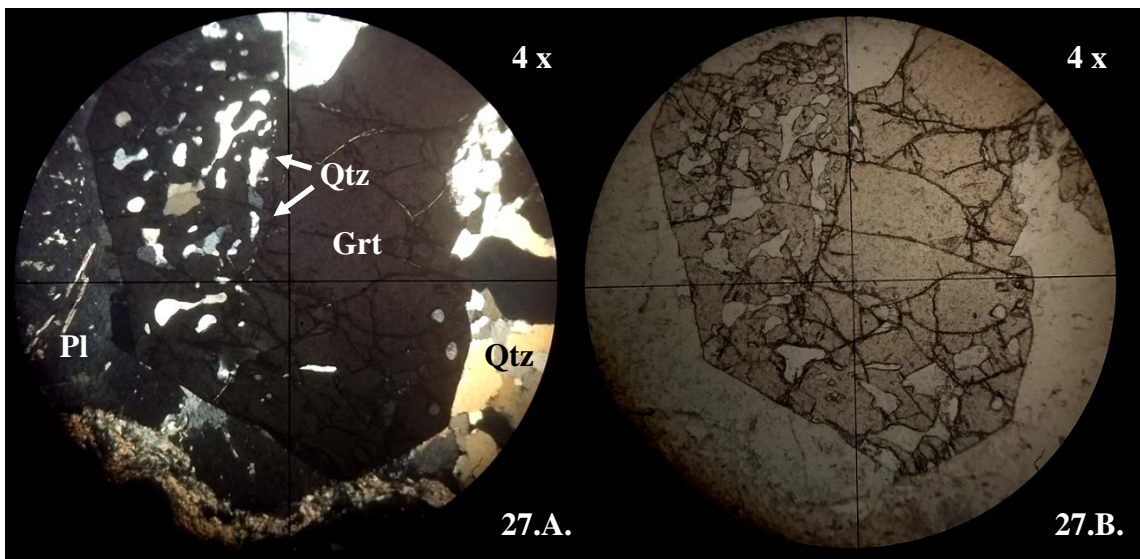
Fotomicrografía 23. **A.** Mecanismos de microfracturación en plagioclasa (Pl), observándose un leve deslizamiento de las maclas primarias, recristalización de granos en las suturas y reborde de fibrolita (Sil). Nicoles cruzados (X). **B.** Microclino (Mc) distorsionado con inclusión de plagioclasa (Pl) con macla Albita (pertita en parche) y reborde de fibrolita (Sil). Nicoles cruzados (X).



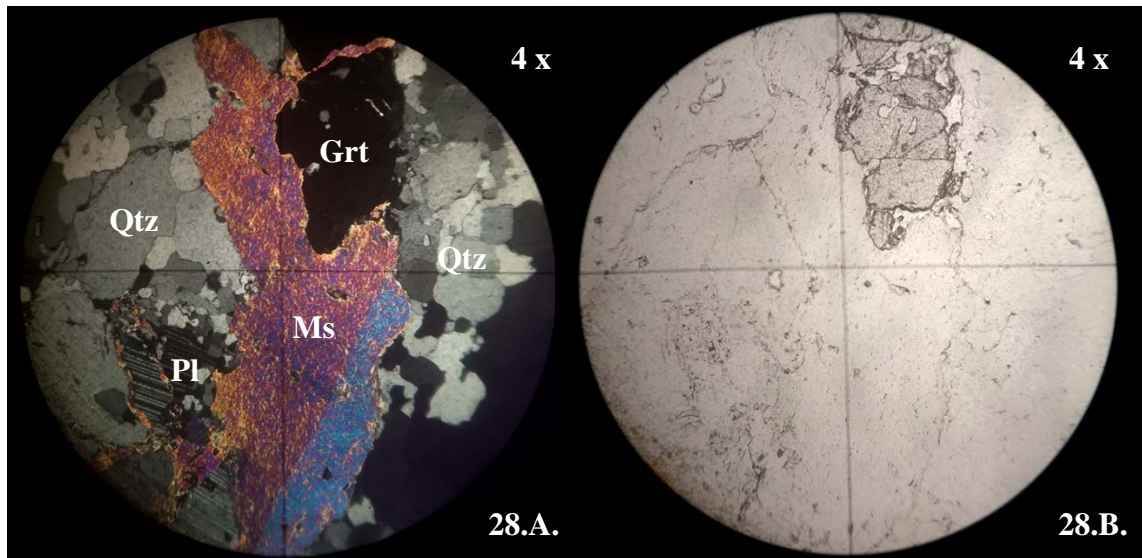
Fotomicrografía 24. Microclino (Mc) parcialmente definido, donde las bandas gruesas de fibrolita (Sil) se alinean a planos de macla. **A.** Nicoles cruzados (X). **B.** Nicoles paralelos (//).



Fotomicrografía 25. Macla en cuña hacia dentro de la plagioclasa (Pl) con macla Albita, alteración sericítica moderada, y fibrolita (Sil) bordeando la zona de contacto con otro individuo (Pl), con maclado poco visible. Recristalización dinámica en zona de sutura, con agregados de cuarzo lobulados (Qtz). Nícoles cruzados (X). **Fotomicrografía 26.** Fenocristal de turmalina fracturada, con luz paralela (//).



Fotomicrografía 27. Granate (Grt) subhédrico muy fracturado con cuarzo (Qtz) vermicular, desarrollando una textura cribosa o esponjosa, asociado a plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qtz) en mortero. **A.** Nícoles cruzados (X). **B.** Nícoles paralelos (//).



Fotomicrografía 28. Muscovita (Ms) asociada a granate (Grt) fracturado, plagioclasa (Pl) con macla Albita y cuarzo (Qtz) recrystalizado dinámicamente. **A.** Nícoles cruzados (X). **B.** Nícoles paralelos (//).

4.1.1.1.2. Perfil N° 2 - Coordenadas 28° 26' 39,31" S - 28° 26' 36,80" S y 65° 50' 54,55" O - 65° 50' 53,56" O.

El macizo rocoso relevado abarca 82 m de extensión (Anexo III – Perfil N° 2). En el primer tramo afloran migmatitas heterogéneas de orientación N 345° / 73° NE, de color gris oscuro, compuestas de cuarzos y feldespatos, de grano fino a medio y estructura ptigmatítica en zonas poco visibles, con longitud de sección de 5 m y altura de 1 a 2 m. Posee una deformación S_2 y S_{2a} (Figura 54.A. y 54.B.).



Figura 54. A. Migmatita con deformación S_2 y S_{2a} , ilustrada en la figura 54.B.

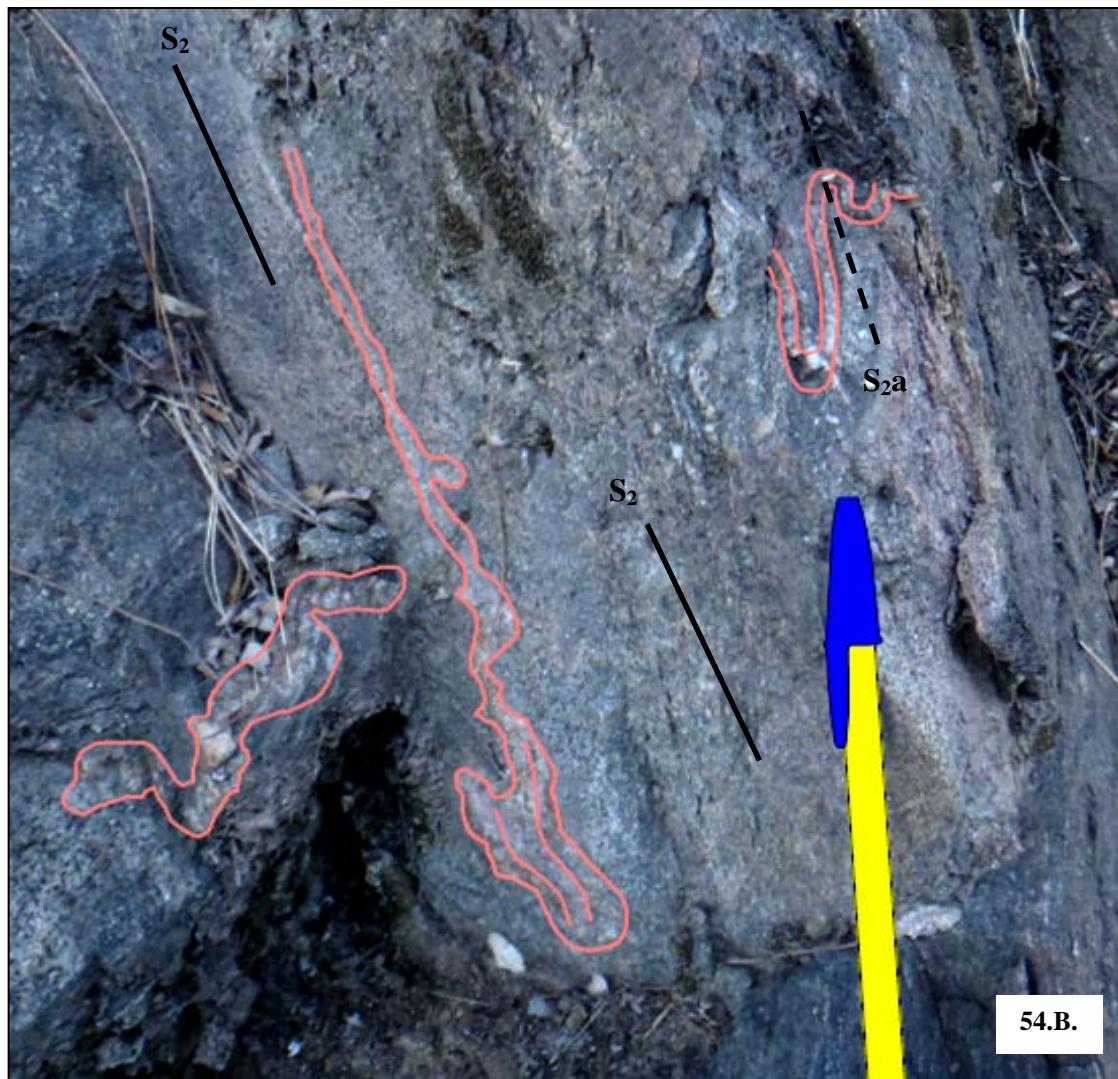


Figura 54. B. Leucosomas exiguos de muy poca visibilidad (delineado rosado) con deformaciones S_2 (línea negra continua) y S_{2a} (línea negra discontinua).

A pocos metros, en el sector nornoreste, las metatexitas se encuentran muy diaclasadas, alteradas y en parte trituradas, dando al afloramiento un color blanquecino a rojizo, por el efecto de una fractura que abarca 12 m de ancho y una altura de 12 m. Esta zona pertenece a una faja de deformación frágil propia de las tectonitas de características migmatíticas. Al nornoreste de la fractura, alternan franjas de 2 a 4 cm formados por leucosomas cuarzo - feldespáticos y mesosomas biotíticos de 10 cm, en contacto con esquistos bandeados de 30 cm (Figura 55.A.). En algunos sectores, se observan deformaciones más evidentes de la metatexita, con desarrollo de fases S_2 y subfase S_{2a} , mientras que en el esquisto bandedo las deformaciones S_1 llega a un nivel intermedio en S_{1a} (Figuras 55.A. y 55.B.). Este mecanismo se repite en un tramo de 4 m con la inserción de resisters de 10 cm de largo y de 3 a 5 cm de espesor que acompañan a los flujos leucocráticos de composición cuarzo – feldespático, en cambio otros del mismo tamaño están contenidos en estos leucosomas (Figuras 56.A. y 56.B.).



Figura 55.A. Metatexita en zona de borde fractura (ver figura de detalle 55.B.).

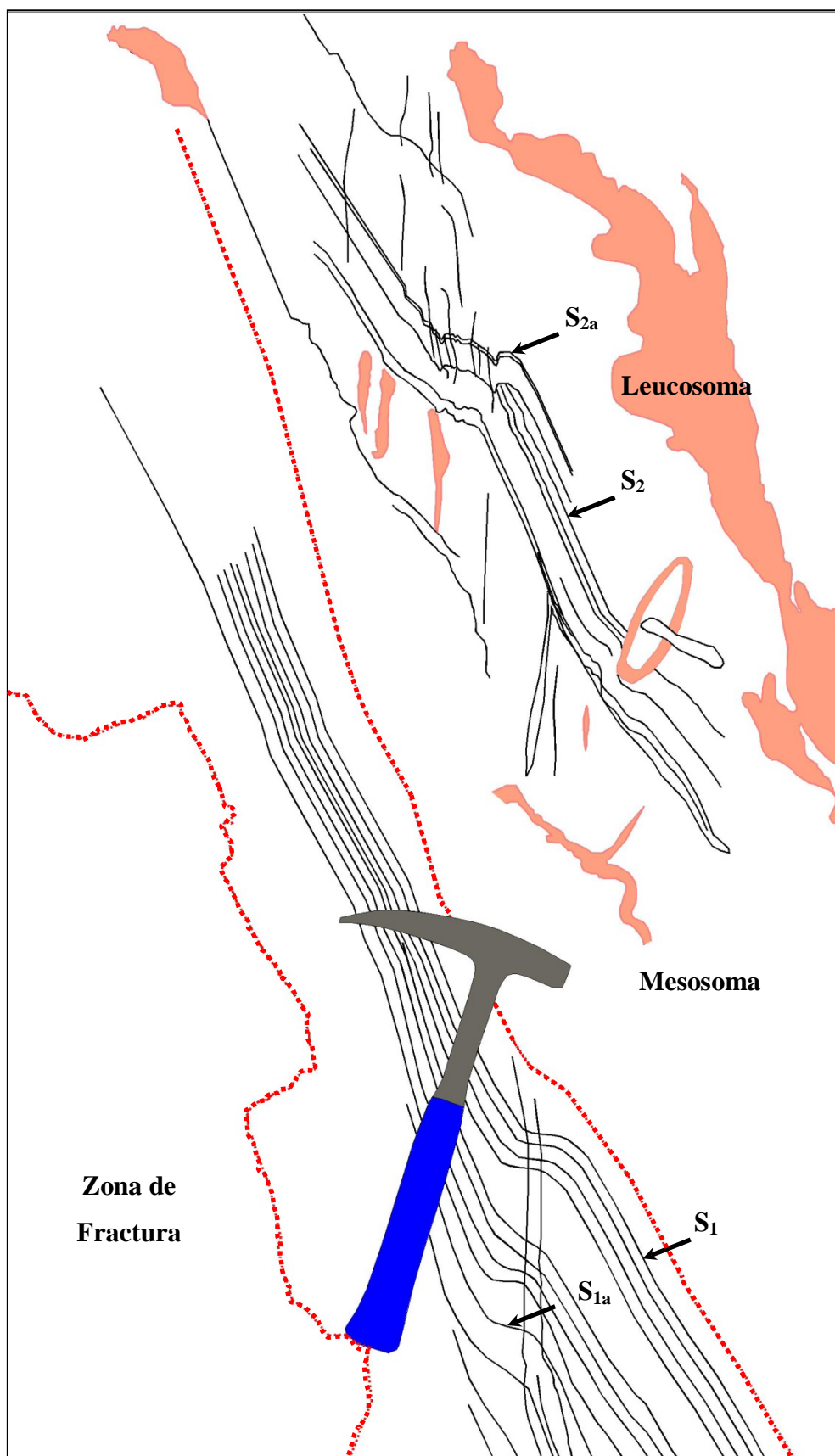


Figura 55.B. Esquema del afloramiento de la metatexita y deformaciones.



Figura 56.A. Metatexita con diferenciación de leucosoma cuarzo – feldespático, mesosoma y resister (ver siguiente figura de detalle 56.B.)

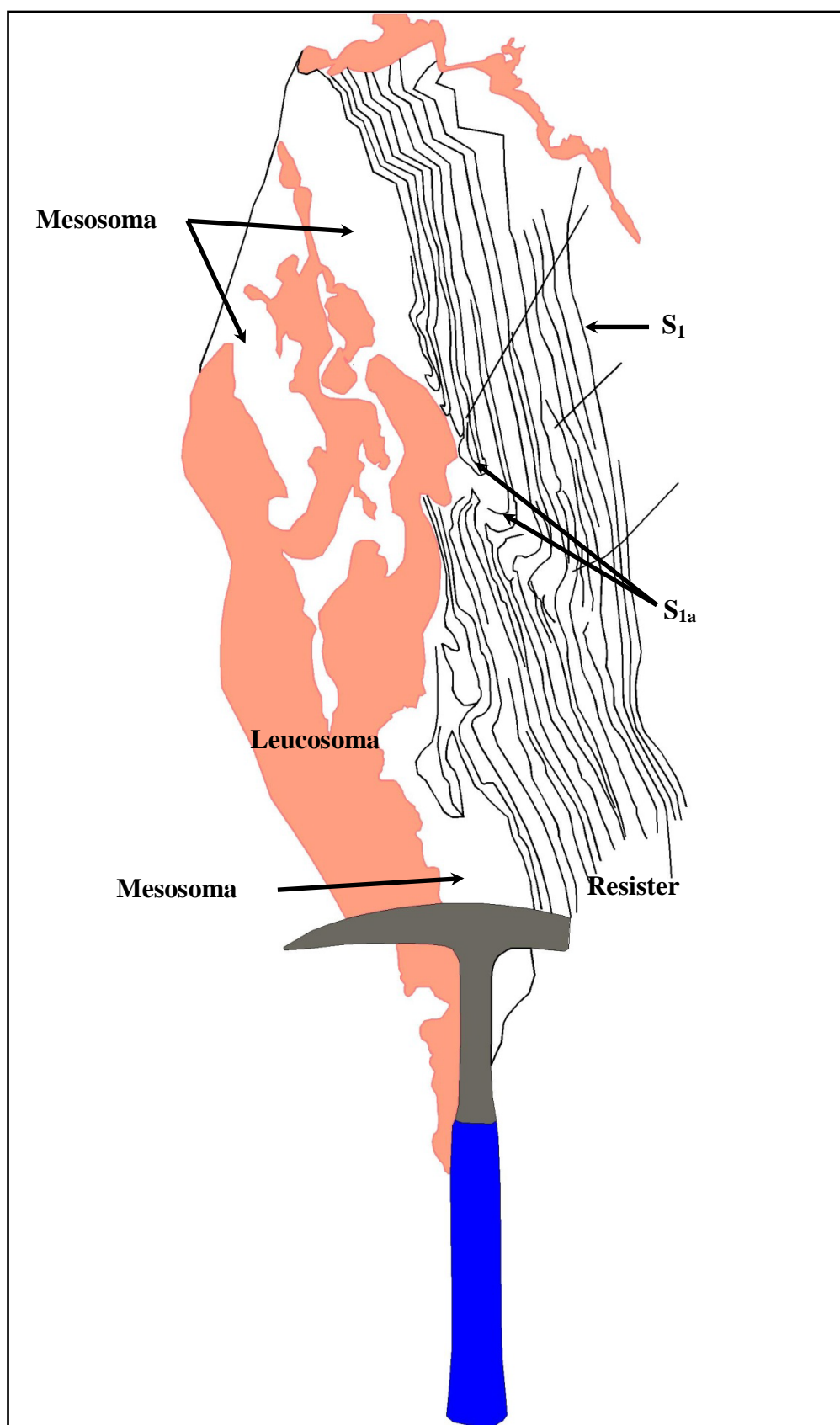


Figura 56.B. Representación de las deformaciones y componentes de la metatexita con un resister deformado.

Transicionalmente pasa a esquistos bandeados de rumbo N 335° / 73° NE de 4 m de extensión, con un bandeamiento cuarzo – feldespático de 0,2 - 0,5 cm y máfico de 0,05 cm, y retoma al NNE a metatexita de 6 m de longitud con desarrollo de micro a mesopliegues y deformación sobreimpuesta (Figuras 57.A., 57.B., 58.A., 58.A., 59.A. y 59.B.). Siguiendo la línea de rumbo mencionada del afloramiento, aparecen esquistos bandeados en una corrida de 20 m, que termina con la aparición de una zona de fractura de 1,5 a 2 m, esquistos bandeados con espesor poco considerable de casi 1 m y la intrusión de un dique pegmatítico de 22 m de potencia (Figuras 60 y 61).

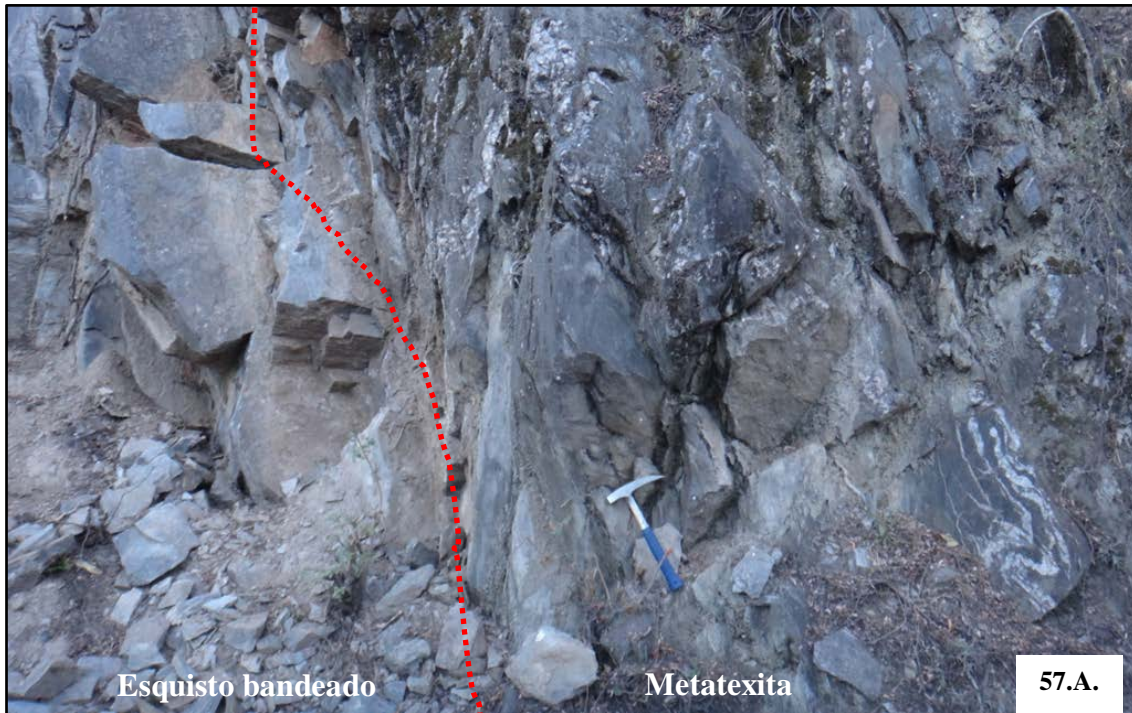


Figura 57. A. Afloramiento de esquisto bandeado y metatexita con estructura flebítica. **B.** Esquisto con franjas de composición cuarcíticas, cuarzo – feldespáticas (tono rojizo) y bandas de mafitos.

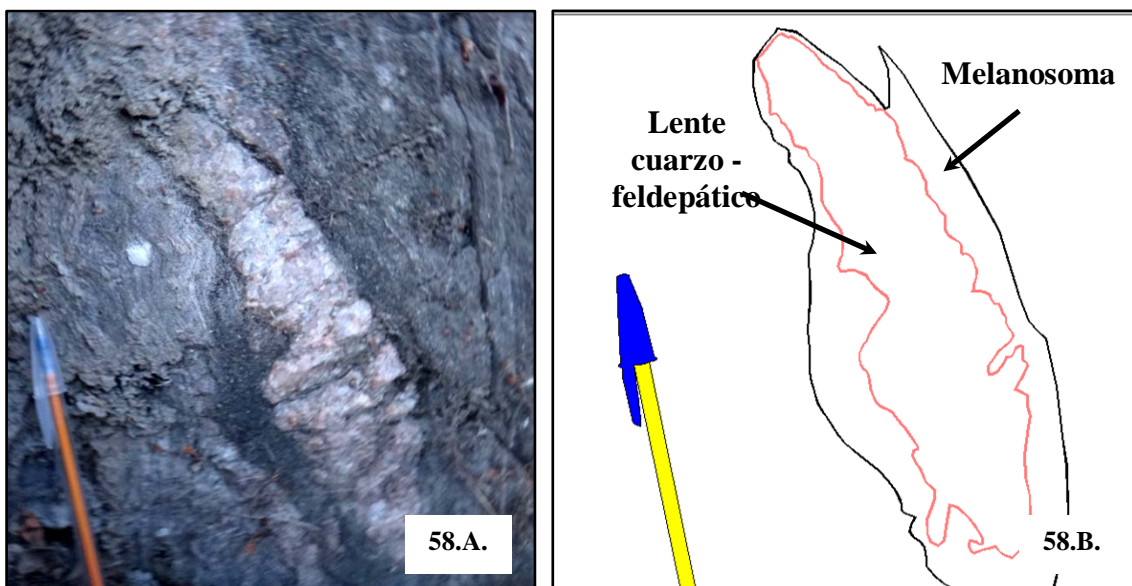


Figura 58. Lente cuarzo feldespático envuelto en melanosoma (A y B).

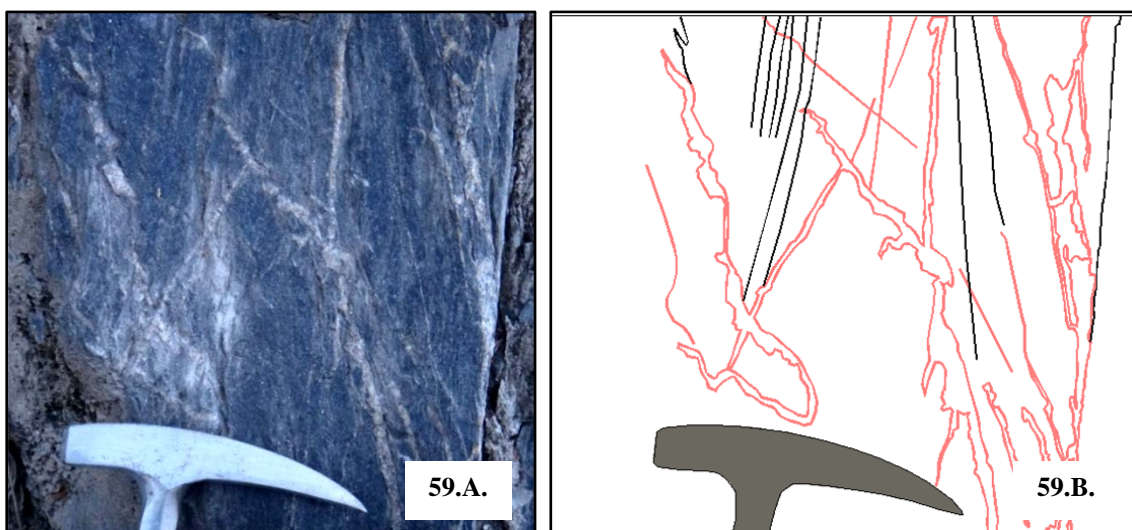


Figura 59. Venas secundarias inyectadas paralelas, perpendiculares y oblicuas a la estructura esquistosa (A y B).



Figura 60. Pegmatita de 22 m de espesor (delineación punteado rojo), a la derecha sedimentos modernos.

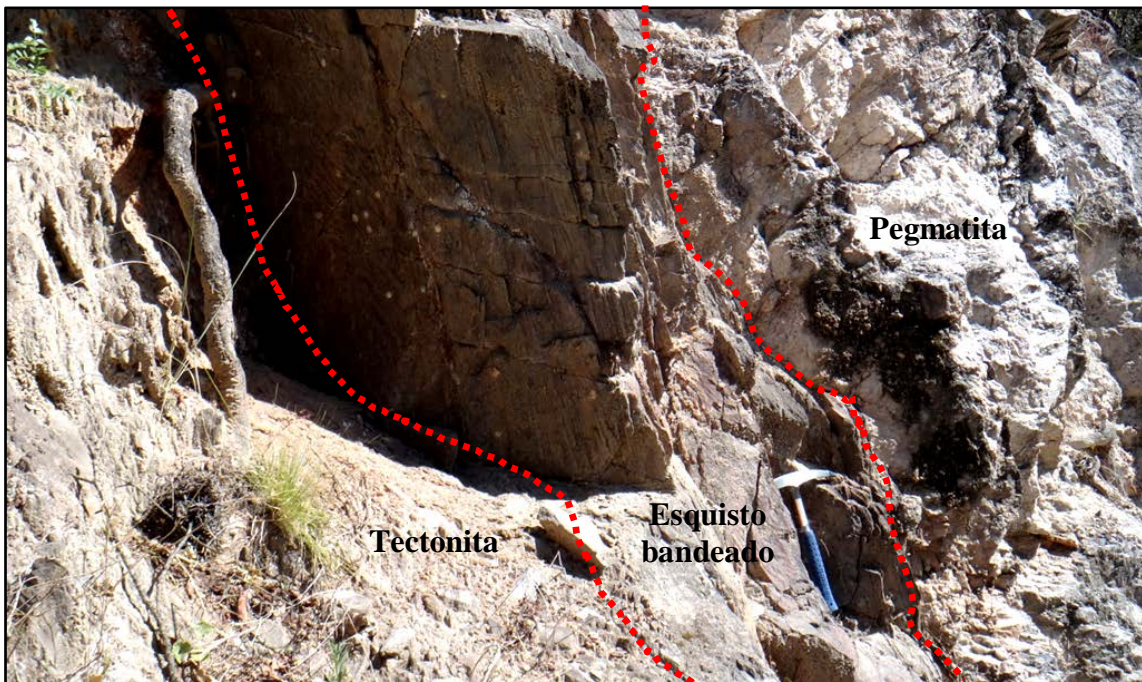


Figura 61. Contacto neto entre tectonita - esquisto bandeado (espesor despreciable, ~ 1 metro) y dique pegmatítico (delimitación roja punteada). La franja de esquisto es de 0,50 cm de espesor promedio.

La pegmatita presenta una fracturación horizontal sin una deformación evidente, es de tono claro, con distinción de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, muscovita, granate, apatito y turmalina. Este último mineral presenta menor granulometría en relación a la primera pegmatita, de 0,1 a 3 cm en la parte central del dique, mientras que en las zonas externas, los cristales de mayor tamaño varían de 2,5 a 10 cm, algunos en posición normal al contacto con la roca encajante. El granate es de 0,5 cm y distribuido de manera subordinada en la roca. Las texturas predominantes son: gráfica, aplítica y pegmatítica de grano medio a grueso que coexiste en un mismo intrusivo (Figuras 62, 63.A., 63.B. y 64).



Figura 62. Textura gráfica de la pegmatita cerca del contacto con el esquistó bandeado.

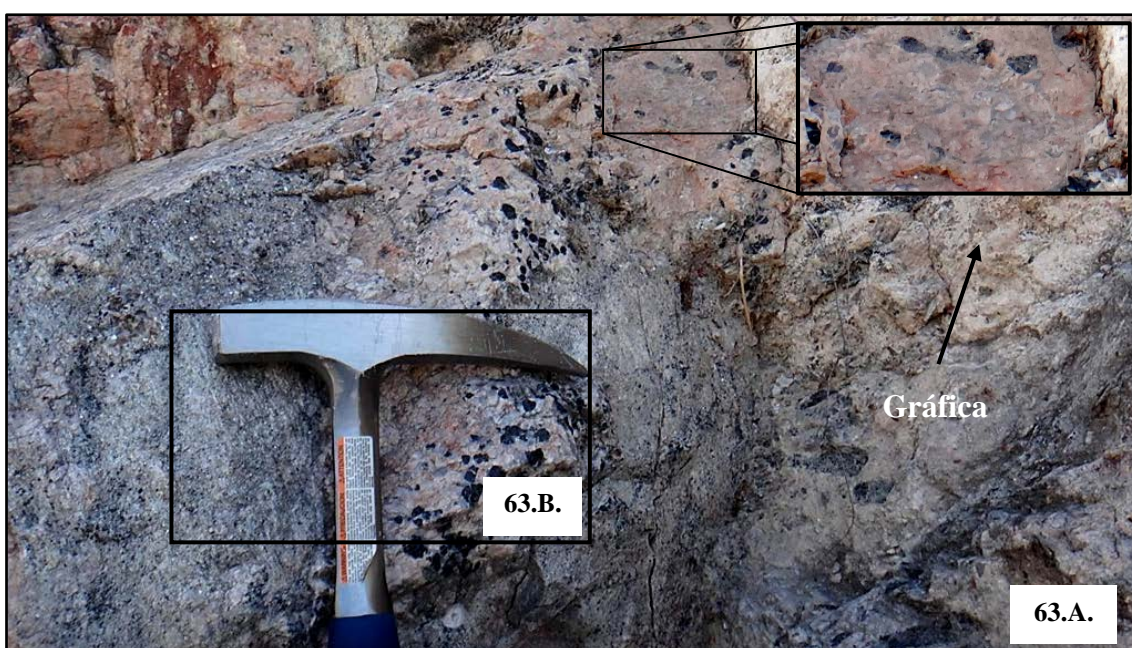


Figura 63. A. Otro sector del cuerpo pegmatítico con texturas: gráfica (vista ampliada) y aplítica (Figura 63. B).



Figura 63. B. Detalle ampliado de las texturas presentes en la pegmatita: aplítica y gráfica.



Figura 64. Textura aplítica (círculo naranja), y pegmatítica (círculo amarillo).

Una peculiaridad de la pegmatita, es la limitación zonal del cuerpo en un rango de 1,5 m de espesor, perteneciente a una isoalineación de turmalinas. Esta distribución turmalínica se orienta según su eje mayor en forma perpendicular al plano general de foliación de los esquistos bandeados. Este empaquetamiento en faja se halla inmediatamente cerca del contacto con las tectonitas (zona de fractura al suroeste). A diferencia de los rasgos de la pegmatita anteriormente expuesta (Anexo III - Perfil N° 1), ésta presenta un comportamiento de la turmalina de forma limitativa, mientras que en el resto de la masa pegmatítica se observa una distribución masiva de cristales turmalínicos y granatíferos (Figuras 65, 66, 67.A. y 67.B.).

Un punto coincidente en relación al cuerpo pegmatítico anterior, es la isoalineación (L_1) de las turmalinas al suroeste con inclinaciones variables de 11° a 54° (Figura 68 y 69).

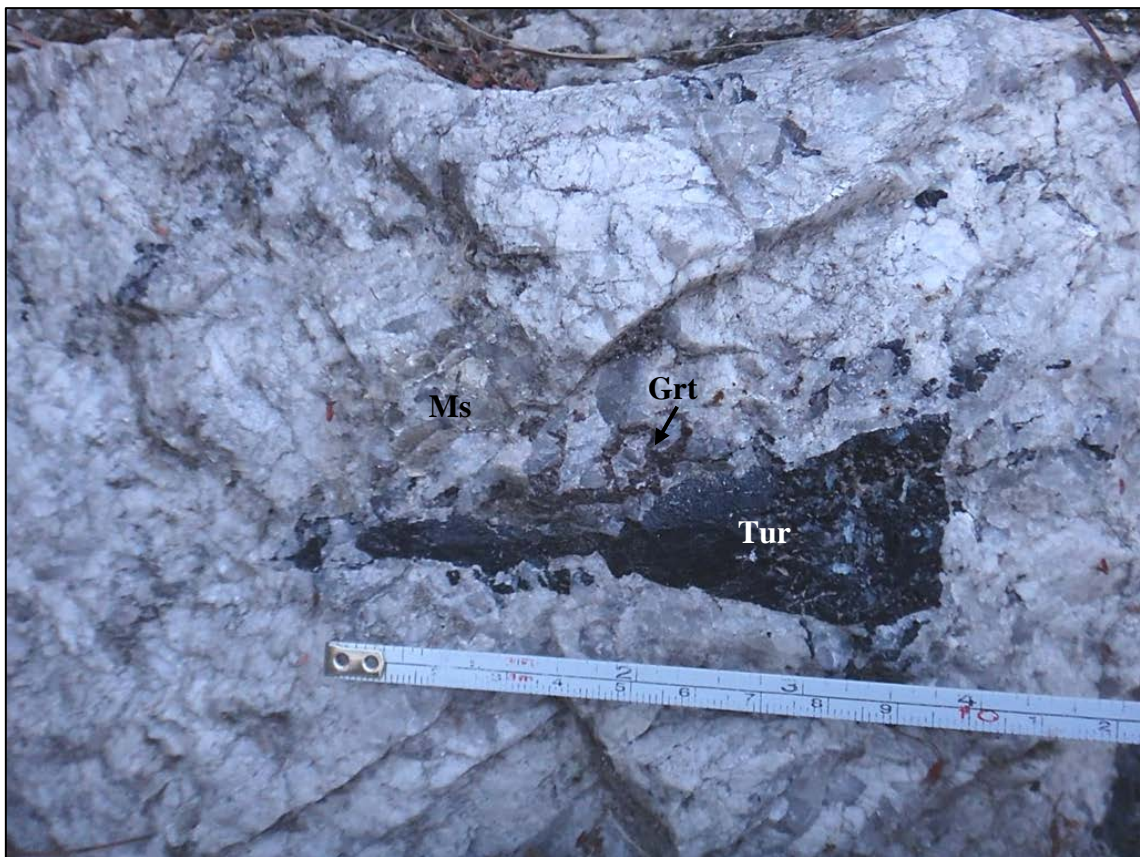


Figura 65. Minerales accesorios de la pegmatita: turmalina (Tur) granate (Grt) y muscovita (Ms).



Figura 66. Cúmulo de granates (Grt) y turmalinas finas subordinadas, identificadas en la pegmatita.



Figura 67.A. Minerales cuarzo, muscovita y turmalinas de la pegmatita (detalle en figura 67.B.)



Figura 67. B. Ampliación de la sección con detalle de minerales cuarzo (Qtz), muscovita (Ms), turmalinas finas (Tur) y posible presencia de plagioclasa y/o feldespato.



Figura 68. Identificación de la isolineación mineral turmalínica - sección sursuroeste de la pegmatita. Fábrica isomineral (L_1), según $I = 11^\circ$, $DI = 259^\circ$ SW; e $I = 54^\circ$, $DI = 190^\circ$ SW.

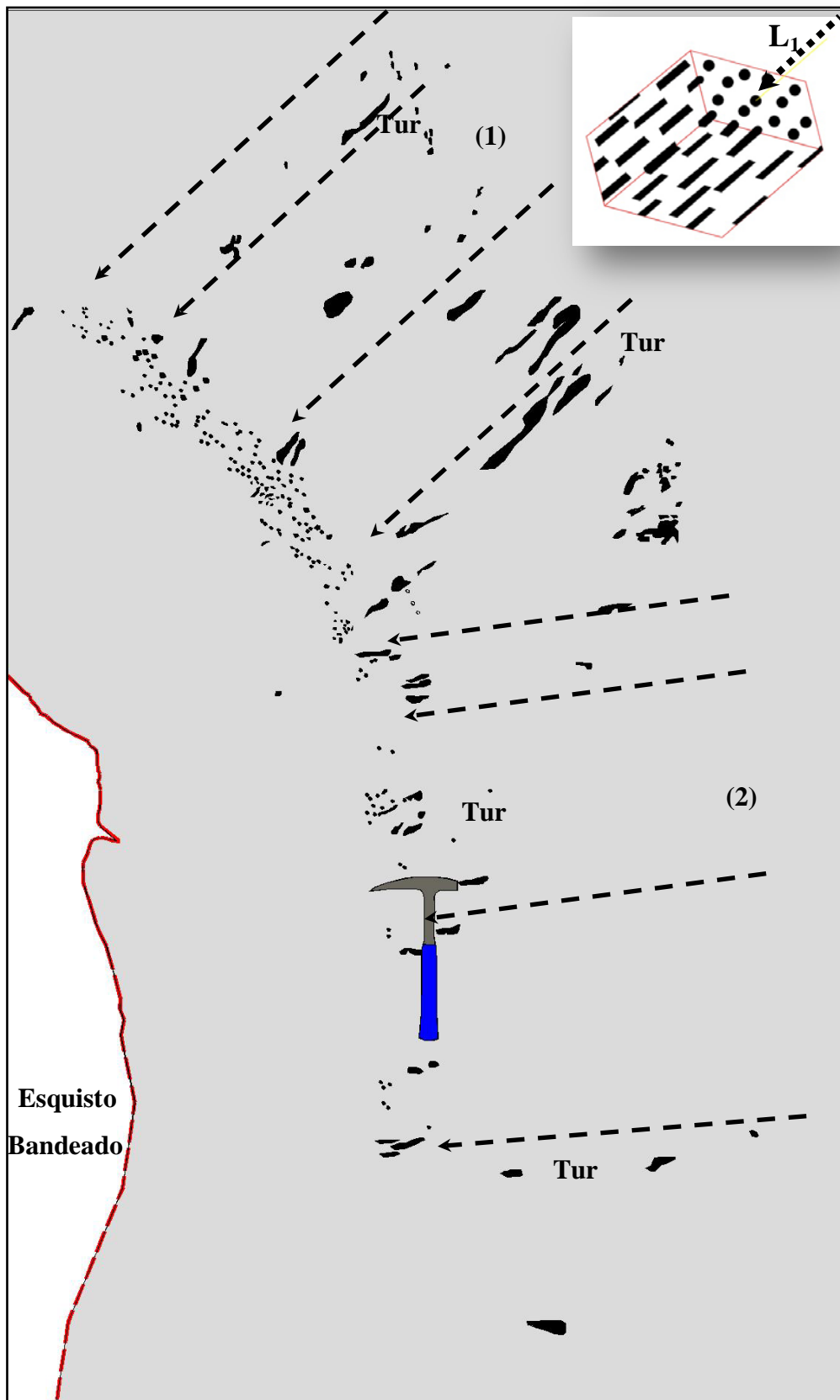


Figura 69. Pegmatita en contacto con esquisto bandeado (delineación roja). Fábrica lineal (delineación negra punteada), según $DI = 259^\circ$ (1) y 190° (2). La lineación (L1) mineral medida en función de la turmalina (Tur).

Petrografía

La pegmatita observada en este afloramiento, bajo microscopio, está constituida por fenocristales de microclino, cuarzo, plagioclasa, muscovita y turmalina, acompañada por minerales de menor tamaño como sillimanita (variedad fibrolita) y sericita. Se trata de una **Pegmatita Muscovítica Turmalinífera**, es maciza y su textura es pegmatítica y pertítica.

El microclino es muy abundante, como mineral dominante en relación al cuarzo, se presenta como fenocristales subhedros a anhedral con un evidente desarrollo de maclas enrejado o "tartán" (tela escocesa ó tejido de ajedrez) de Albita - Periclino, con exsoluciones de plagioclasas en cintas o cordones, macladas según ley de la Albita bien marcado (textura pertítica). Posee inclusiones de plagioclasa con macla poco definida, cuarzo anhedral de gran tamaño, algunos enlogados con extinción ondulante, y otros agrupados formando mosaicos de bordes irregulares, recristalizados. La alteración sericítica en el microclino es leve a moderada (Fotomicrografías 29, 30 y 31).

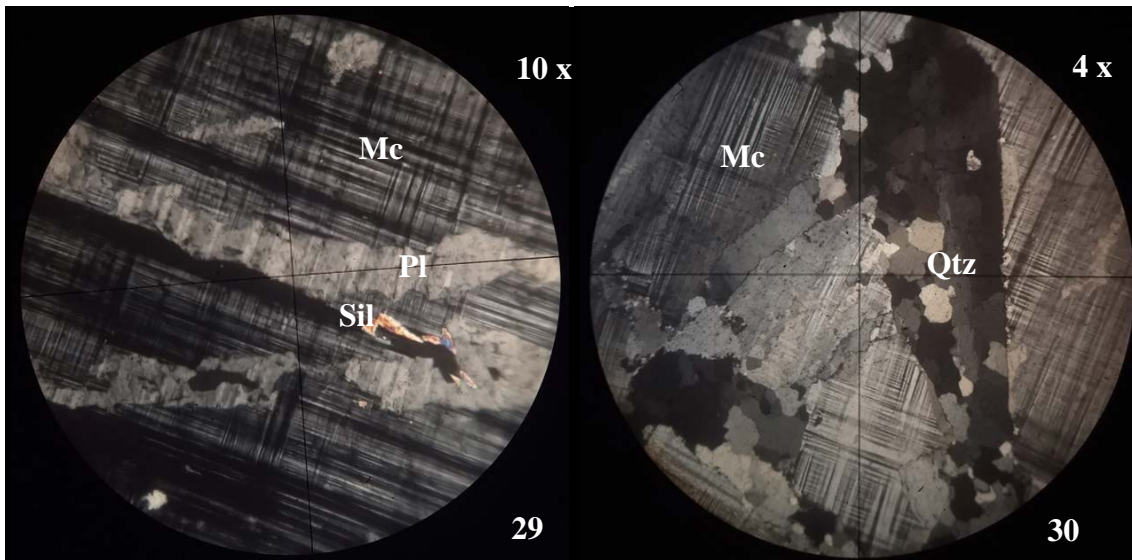
El cuarzo se observa como el segundo mineral más abundante, constituyen granos xenomorfo de diferente granulometría, límpidos, poco fracturados, con extinción ondulante en los cuarzos mayores tipo chessboard, con bordes irregulares y migración de borde de grano (MBG). Los individuos de menor tamaño presentan extinción en bandas; otros se encuentran formando mosaicos, algunos rodeando fenocristales, con contactos triples y agregados anhedral recristalizados con bordes lobulados (Fotomicrografías 29, 30, 31, 32.A., 32.B., 33, 34, 35.A., 35.B., 36 y 37).

La plagioclasa se encuentra en fenocristales subhedros a anhedral, con alteración sericita de manera moderada a fuerte. Están macladas según ley de la Albita y Albita - Carlsbad; a su vez algunos ejemplares evidencian desplazamiento mecánico del maclado con recristalización de cuarzo anhedral como relleno en zonas de fracturas. Presentan inclusiones de cuarzo xenomorfo (textura simplectítica) y muscovita fina diseminada (Fotomicrografía 34).

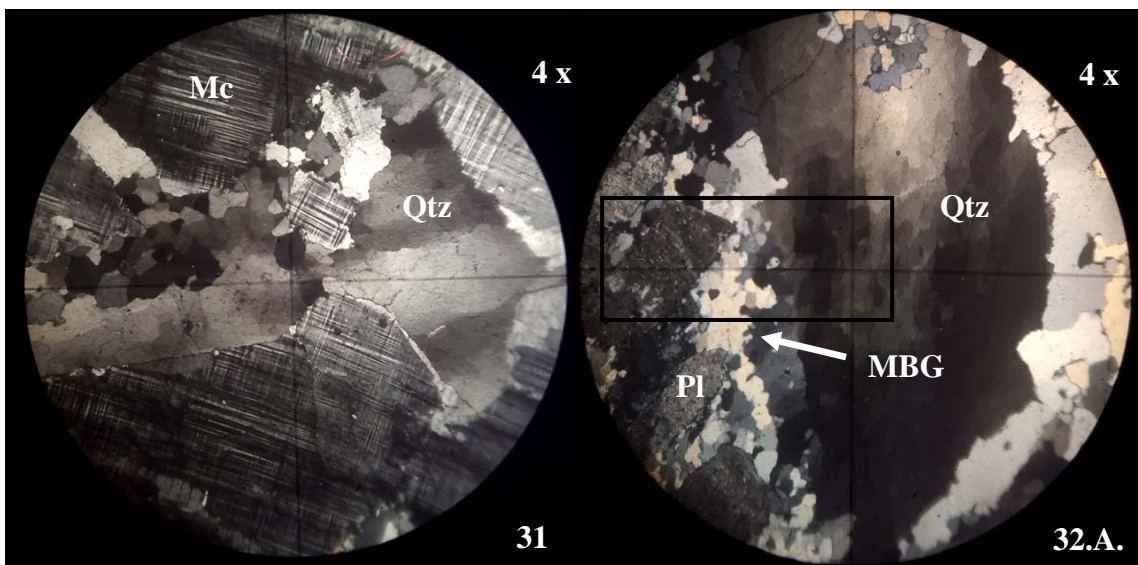
La muscovita se halla subordinada, en láminas subhedrales de tamaños variables, algunas alabeadas con extinción ondulante y desarrollo de mica fish. Ciertas láminas desfleadas poseen relieve moderado, con alteración a fibrolita. Las muscovitas en general están alineadas en una dirección determinada, asociada a cuarzo, plagioclasa y turmalina (Fotomicrografías 35.A., 35.B. y 36).

La turmalina se presenta en secciones anhedral aisladas, de color verde a verde oliva, variedad chorlita, moderadamente fracturada y con intercrecimiento de cuarzo (Fotomicrografía 37).

La sillimanita de variedad fibrolita, está relacionada a la muscovita, como alteración de la mica e incluida en plagioclasa (Fotomicrografía 37).



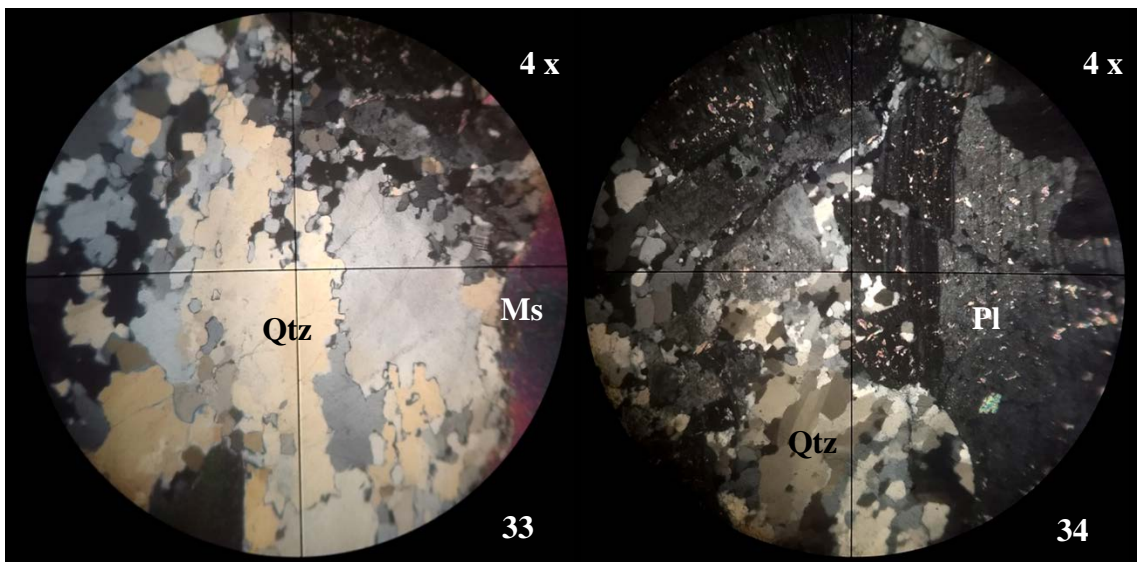
Fotomicrografía 29. Microclino (Mc) con macla en tartán y exsoluciones de plagioclasa con macla tipo Albita en cintas, e inclusión de fibrolita (Sil). Nícoles cruzados (X). **Fotomicrografía 30.** Agregados recrystalizados de cuarzo (Qtz). Nícoles cruzados (X).



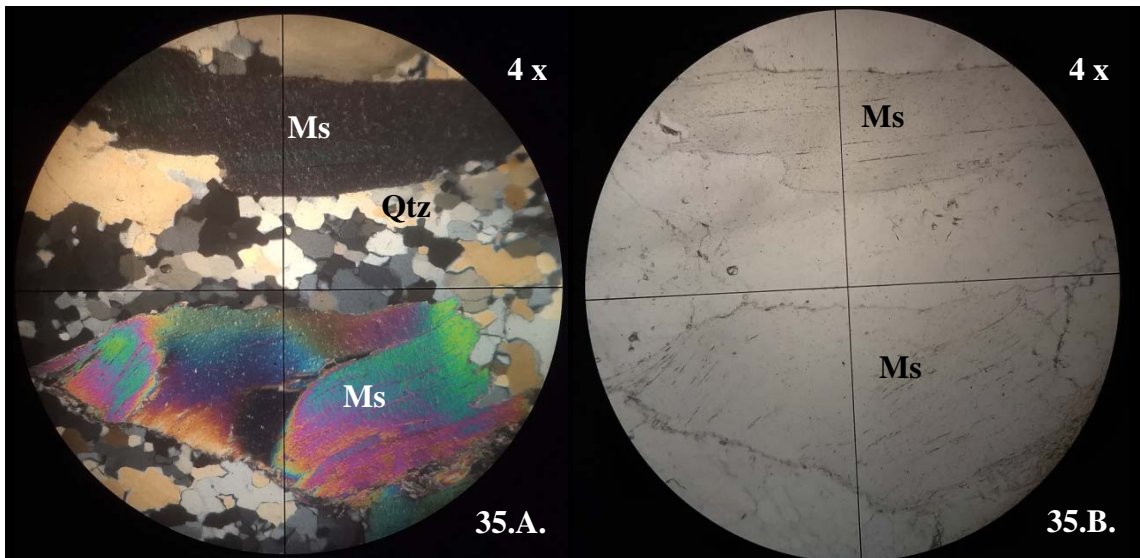
Fotomicrografía 31. Fenocristal de microclino (Mc) con inclusiones de cuarzo (Qtz) con extinción en bandas y agregados con recrystalización de pequeños granos de cuarzo (Qtz) y granos de microclino (Mc) rotados con bordes irregulares. Nícoles cruzados (X). **Fotomicrografía 32.A.** Extinción ondulante en cuarzo mayor (Qtz) tipo chessboard, con bordes irregulares, migración de borde de grano (MBG) asociado a plagioclasa (Pl) y recrystalización dinámica. Nícoles cruzados (X).



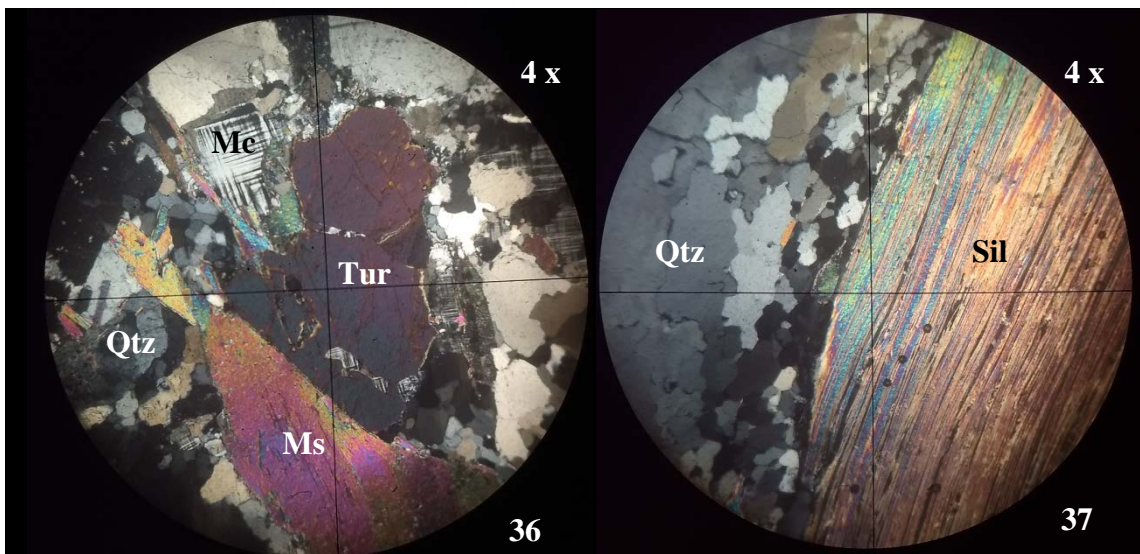
Fotomicrografía 32.B. Recuadro en detalle de la extinción a nivel subgrano del cuarzo (Qtz) asociado a plagioclasa (Pl) y recristalización.



Fotomicrografía 33. Recristalización dinámica del cuarzo (Qtz) con bordes lobulados. Nícoles cruzados (X). **Fotomicrografía 34.** Plagioclasa (Pl) con maclado Albita – Carlsbad alterado a sericita, con desplazamiento mecánico, rodeado de cuarzo (Qtz) anhedral recristalizado. Nícoles cruzados (X).



Fotomicrografía 35. Diferencia entre muscovita (Ms) con exfoliación y extinción perfecta, y mica fish de muscovita (Ms) acompañada de cuarzo (Qtz) anhedro granulares y en cintas. **A.** Nícoles cruzados (X). **B.** Nícoles paralelos (//).



Fotomicrografía 36. Turmalina (Tur) asociada a muscovita (Ms) y granos de microclino (Mc) y cuarzo (Qtz) con bordes irregulares. Nícoles cruzados (X). **Fotomicrografía 37.** Fibrolita (Sil) acompañada con cuarzo recristalizado. Nícoles cruzados (X).

**4.1.1.1.3. Perfil N° 3 - Coordenadas 28° 26' 33,01" S - 28° 26' 29,99"S y 65°
50' 52,41" O - 65° 50' 50,76"O.**

En este sector, se observa un afloramiento de 78 metros de longitud con alturas variables de 1 a 10 metros (Ver Anexo III – Perfil N° 3). La secuencia inicia con esquistos bandeados deformados, con venas secundarias microplegadas de cuarzo de tonalidad clara. La roca es de color gris oscuro y posee bandas con predominio de cuarzo, de 0,5 a 1,5 cm y franjas oscuras micáceas milimétricas, que definen una foliación según una orientación general de N 360° / 54° NE (Figuras 70.A., 70.B., 71.A. y 71.B.).



Figura 70.A. Esquisto bandeado deformado (véase detalle en la figura siguiente 70.B.).

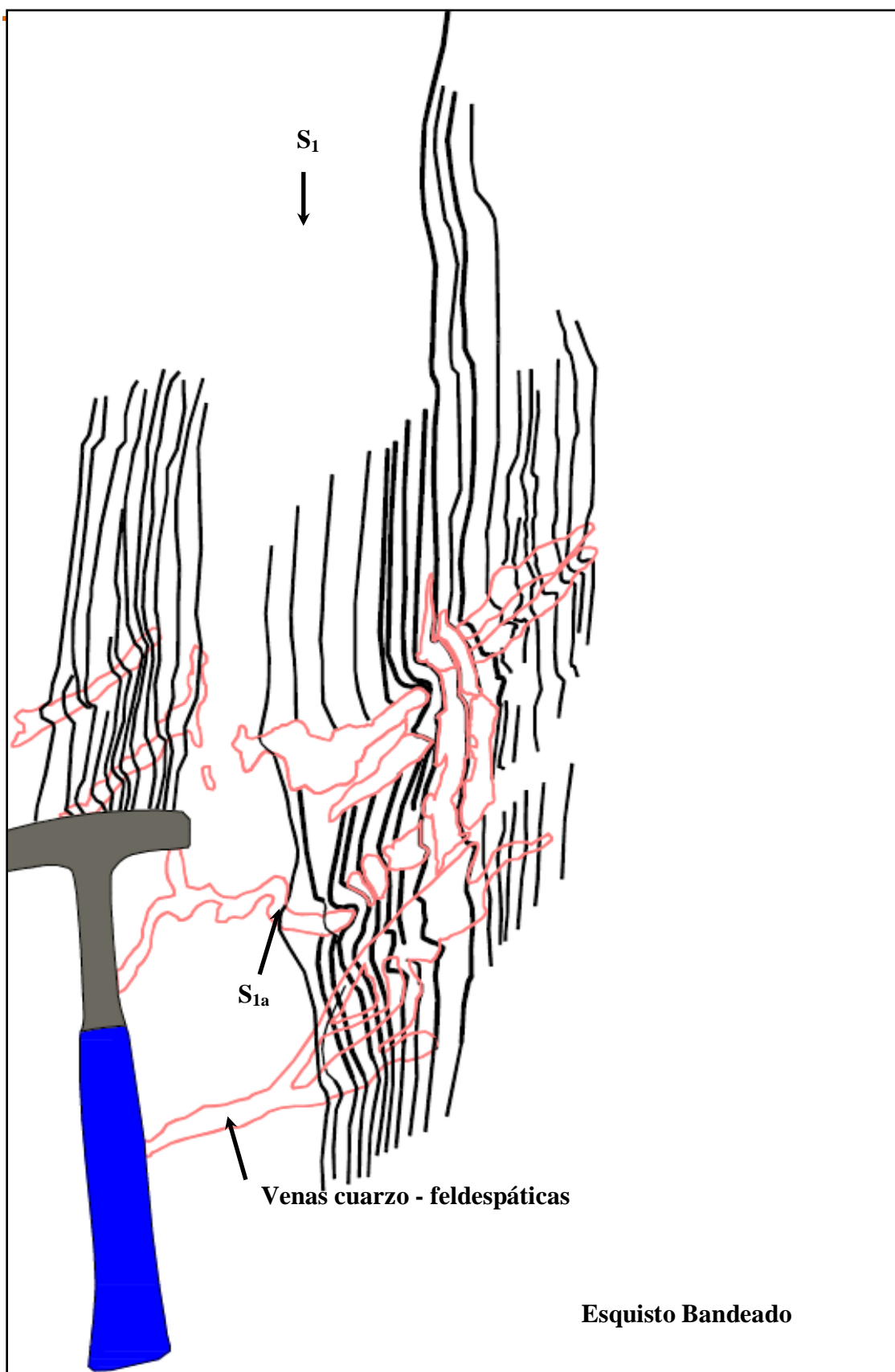


Figura 70.B. Venas ptigmáticas perpendiculares a la foliación del esquisto bandeado.



Figura 71. Venas microplegadas (71. A.), según fases S_1 y S_{1a} (71. B.).

Transicionalmente se observa de forma localizada anatexis retrógrada, con evidencia de cuarzo – feldespato de color rosa – blanquecino y abundante contenido de mafitos asociados, que se repiten cada 4 – 5 m en una corrida de 20 m, dentro de los esquistos bandeados. Se tratan de pequeñas segregaciones cuarzo – feldespáticos de escasos milímetros a centímetros que cortan la estructura esquistosa en pequeñas áreas de 1 m² aproximadamente, se extienden en franjas y pequeños bolsones, microplegadas a mesoplegadas como así también disposición en libros o boudin (Figuras 72.A., 72.B., 73.A. y 73.B.).



Figura 72.A. Detalle de las distintas flexuras de los leucosomas (ver la figura 72.B. siguiente en detalle).

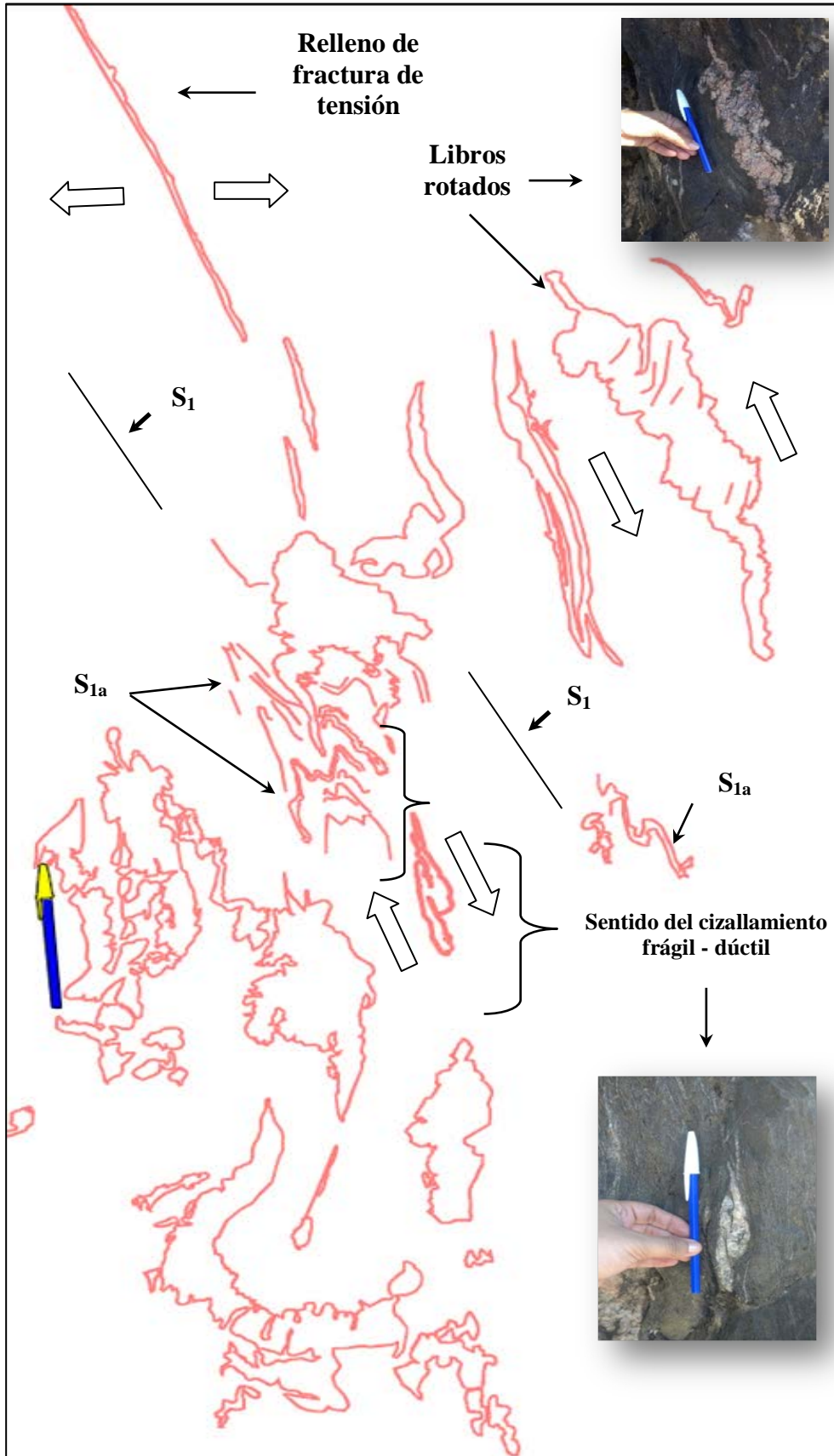


Figura 72.B. Esquema sintetizado de las deformaciones y estructuras identificadas.

Hacia el nornoreste, aflora un dique pegmatítico de color blancuzco grisáceo con una potencia de 5 m con contactos netos con la roca de caja (Figura 73.A.). El dique aloja diversos resister deformados y elongados de esquistos bandeados en los bordes del contacto sursuroeste (Figuras 73.B y 74), y dispersos en el resto del cuerpo del fundido (Figuras 74, 75, 76, 77, 78.A. y 78.B.). La pegmatita se encuentra muy fracturada, contiene principalmente cuarzo, feldespato y plagioclasa y como accesorio minerales micáceos muscovíticos y biotíticos intercrecidos y de manera subordinadas turmalinas y apatitos (Figuras 79 y 80).

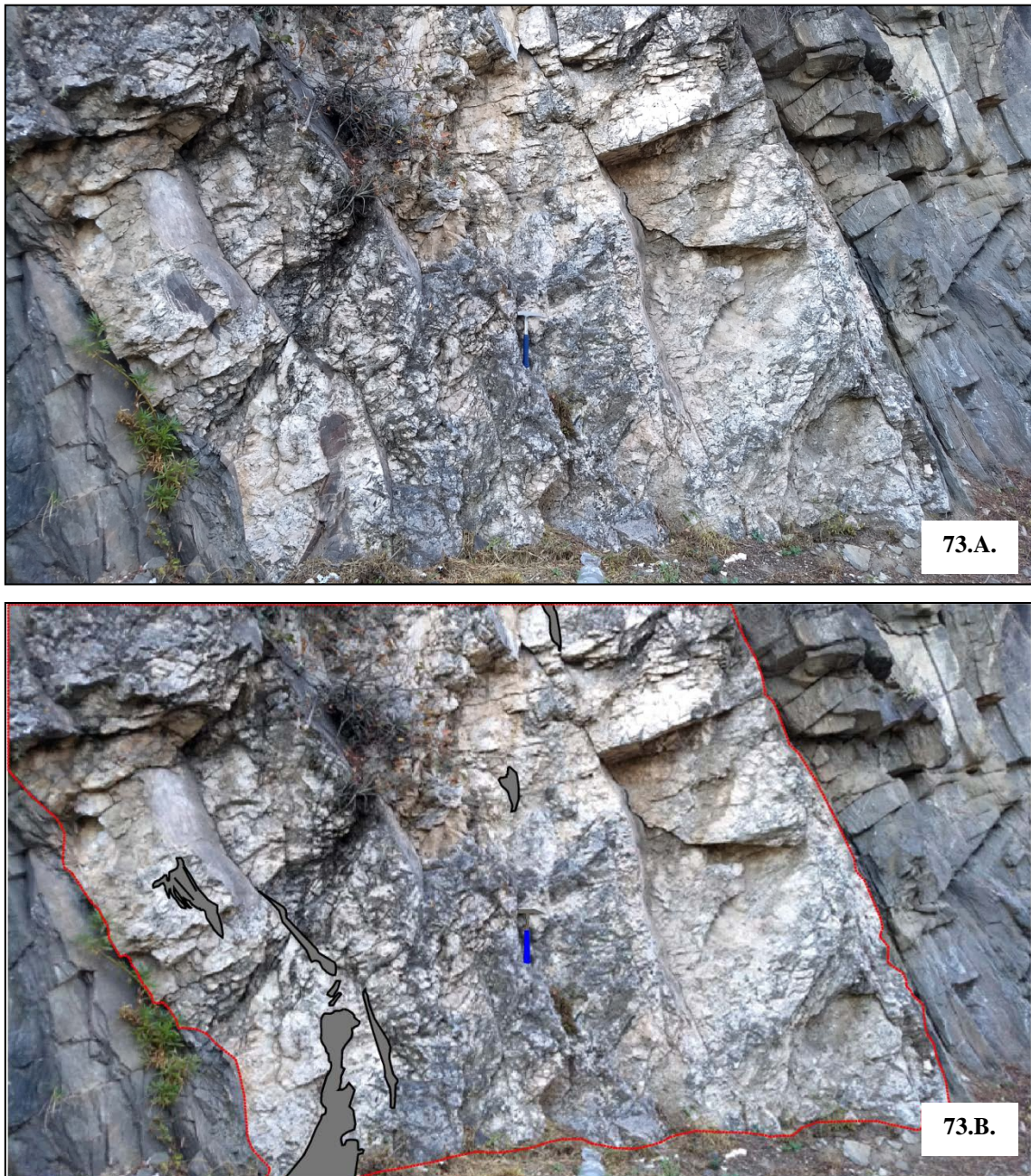


Figura 73. A. Dique pegmatítico en contacto con roca esquistosa. B. Distribución de los resisters (coloreados en gris oscuro) en la masa pegmatítica.



Figura 74. Detalle del contacto neto de la pegmatita y esquistó bandeado.



Figura 75. Resister esquistoso elongado de 50 cm, en cercanías del contacto.



Figura 76. Bordes difusos del fragmento esquistoso, cerca del contacto.



Figura 77. Resistite de naturaleza esquistosa, en posición oblicua, próximo al contacto.

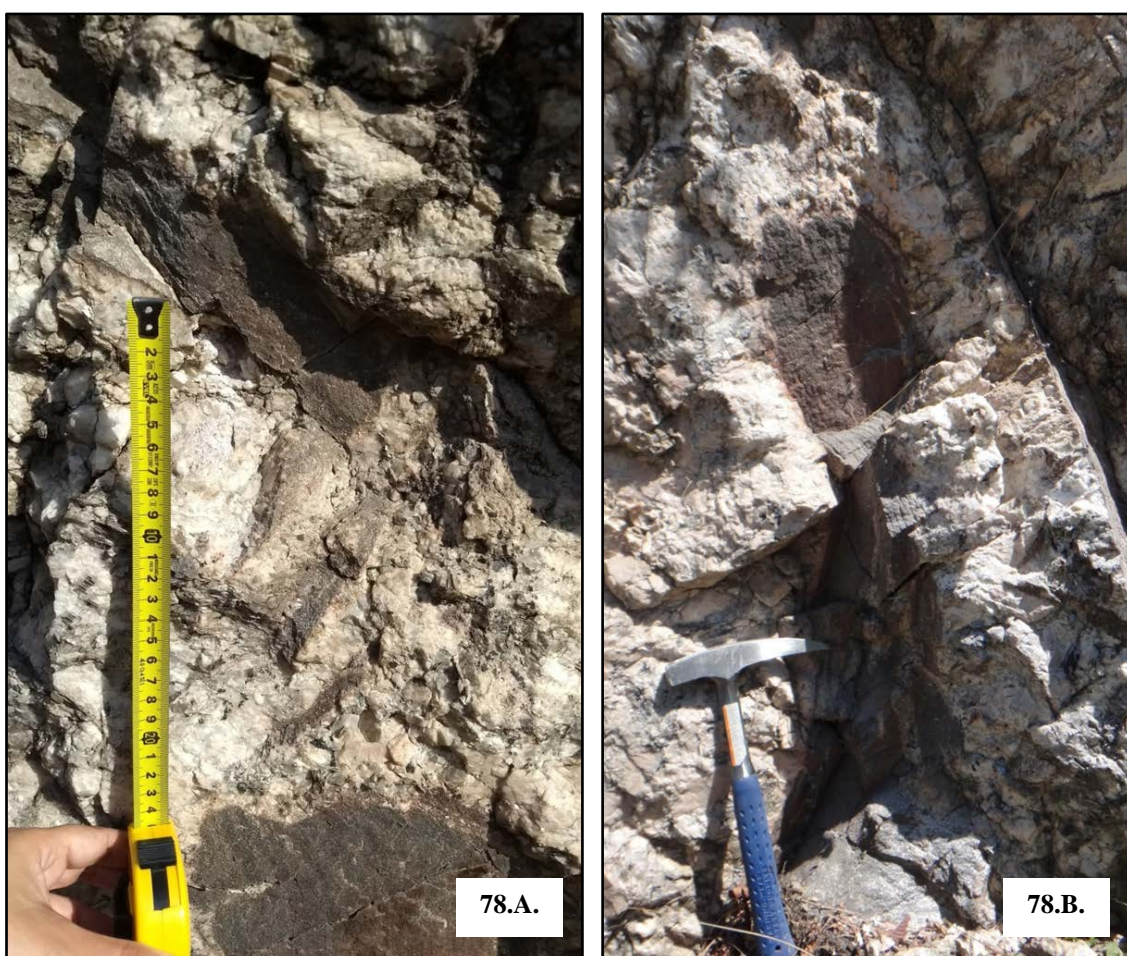


Figura 78. A. Fragmentos de 8 a 10 cm de resister esquistoso, entre las secciones de esquistos deformados más voluminosos, en el seno del dique. B. Desgajamiento del resister de 50 cm.



Figura 79. Micas biotíticas (Bt) y muscovíticas (Ms).

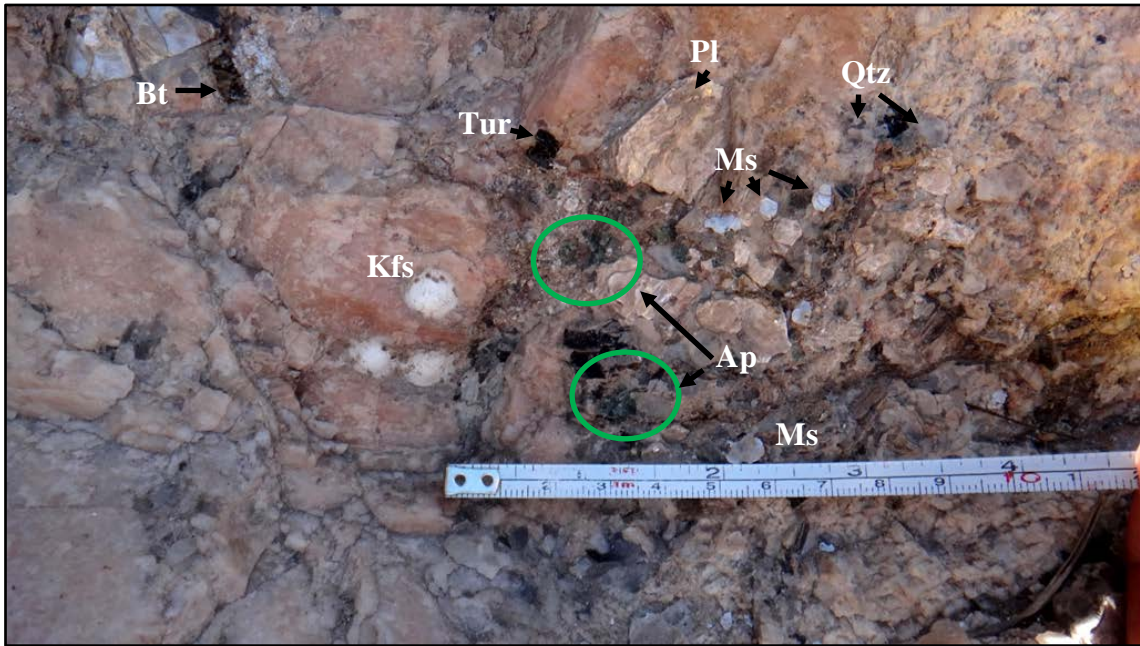


Figura 80. Individualización del cuarzo (Qtz), plagioclasa (Pl), feldespato (Kfs), biotita (Bt), muscovítica (Ms), apatito (circulo verde) y turmalinas finas (Tur).

Asimismo al noreste, continúan esquistos bandeados con segregaciones lobulares muy localizadas, de composición cuarzo – feldespáticos de coloraciones blancas a blancas rosáceas y con presencia de núcleos granatíferos (Figuras 81, 82, 83, 84.A. y 84.B.). Estos fundidos rodean pequeñas porciones de la roca esquistosa, sin una modificación estructural y que podría ser confundido con los resisters (Figura 85). También aparecen algunas venas secundarias de la misma composición cortando las estructuras de los esquistos bandeados (Figuras 86.A. y 86.B.).



Figura 81. Contacto neto del dique y roca de caja, al noreste.



Figura 82. Afloramiento de esquistos y venas cuarzo - feldespáticas.



Figura 83. Masa globular de fenoblastos de cuarzo y feldespato y desarrollo de pliegues ptigmáticos en esquisto bandeado.

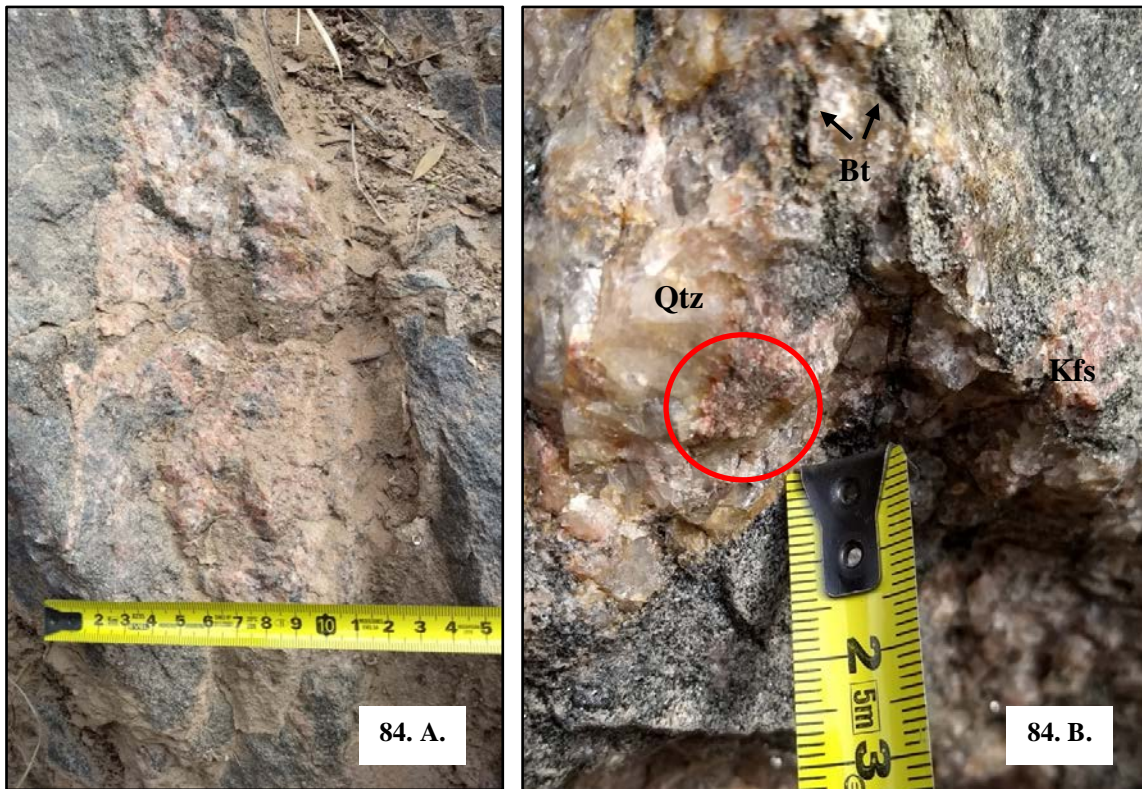


Figura 84. A. Anatexis retrógrada en esquistos bandeado. B. Vista en detalle de los minerales presentes, cuarzo (Qtz), feldespato (Kfs), biotita (Bt) y granate (círculo rojo).

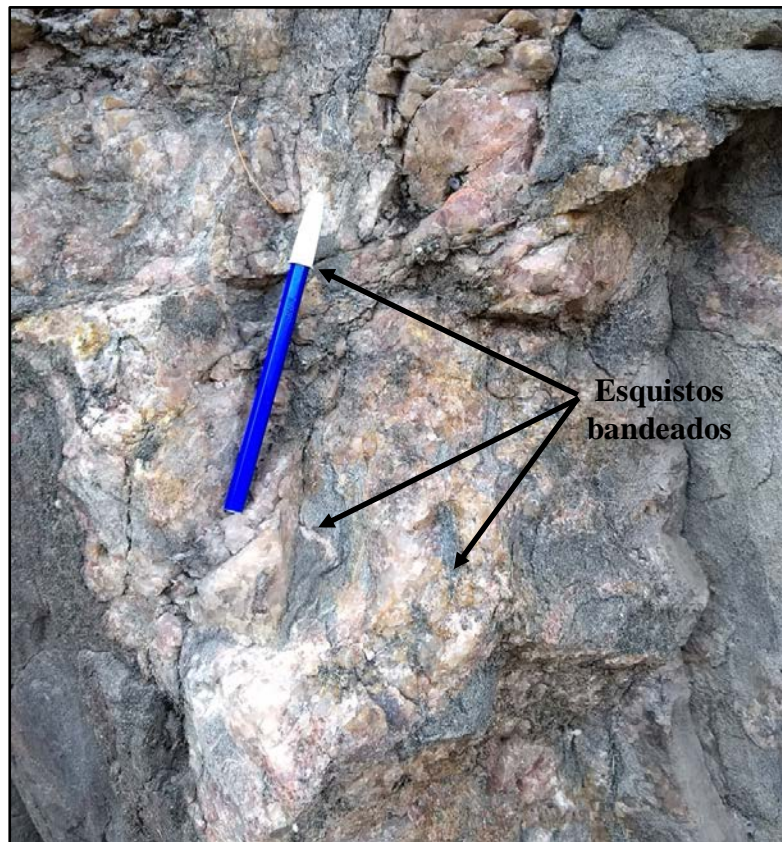


Figura 85. Restos de esquistos bandeados en migmatitas leucocráticas.



Figura 86. **A.** Lentes leucocráticos cuarzo - feldespáticos. **B.** Micropliegues en dirección a la foliación S_1 , cortando la estructura esquistosa.

Los esquistos quedan truncados en su extensión por el efecto de la fractura que actúa como una faja deformativa frágil de 4 m de ancho, muy triturado de tonalidad rojiza, que luego retoma la entidad del esquisto bandeado propiamente dicho, unos 2 m de espesor (Figura 87).

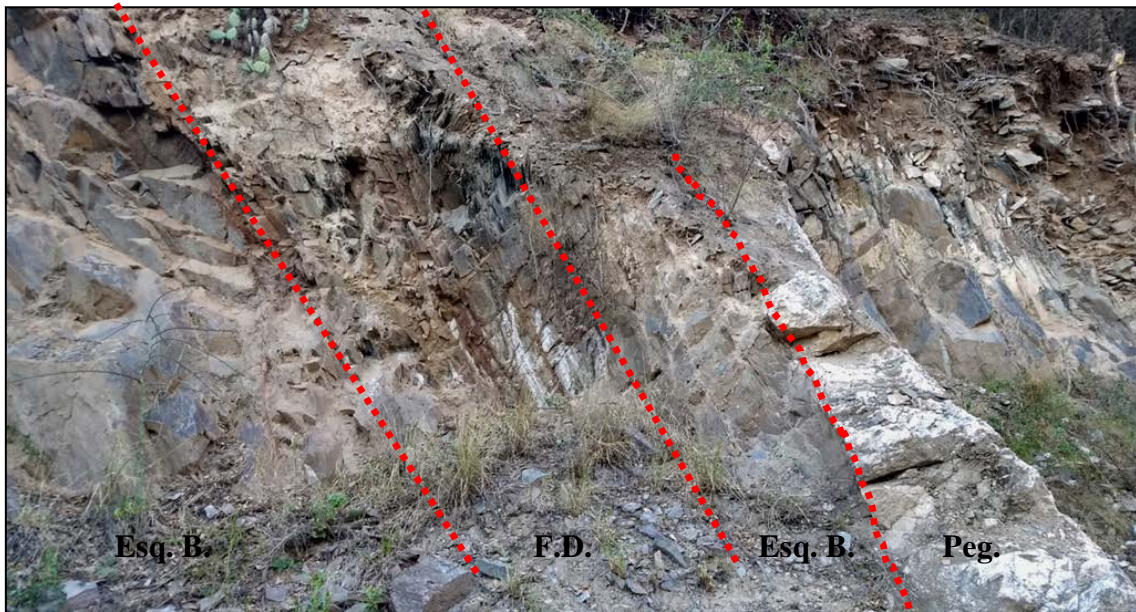


Figura 87. Secuencia: Esquisto bandeado (Esq. B.) – Faja de deformación (F.D.) – Esquisto bandeado (Esq. B.) – Pegmatita (Peg.).

Finalmente, siguiendo el rumbo noreste del levantamiento, el esquisto bandeado y deformado concluye con la intrusión de dos pegmatitas delgadas (Figura 87), en contraposición a las descritas anteriormente. Están separadas a 5 m, una con respecto a la otra, de más de 1 metro de potencia cada una y presentan inclinaciones subverticales hacia el noreste (Figuras 87, 88, 89, 90, 91, 92.A. y 92.B.). Las pegmatitas están en contacto neto con el esquisto bandeado.



Figura 88. Diques pegmatíticos delgados de 1,1 m de espesor.

Los diques son de tonalidad blanquecina rosácea y textura pegmatítica. Se observan los típicos minerales esenciales cuarzo – feldespato potásico – plagioclasa y accesorios como turmalina, granate, apatito y micas biotíticas y muscovíticas (Figura 93.A. y 93.B.).



Figura 89. Contacto neto de los diques y roca de caja (detalle ampliado en las próximas figuras 90 y 91).



Figura 90. Esquisto deformado en contacto con la pegmatita (esquema de las deformaciones en figura 91).



Figura 91. Esquema de la deformación S_1 a S_{1a} de la roca de caja - pegmatita.

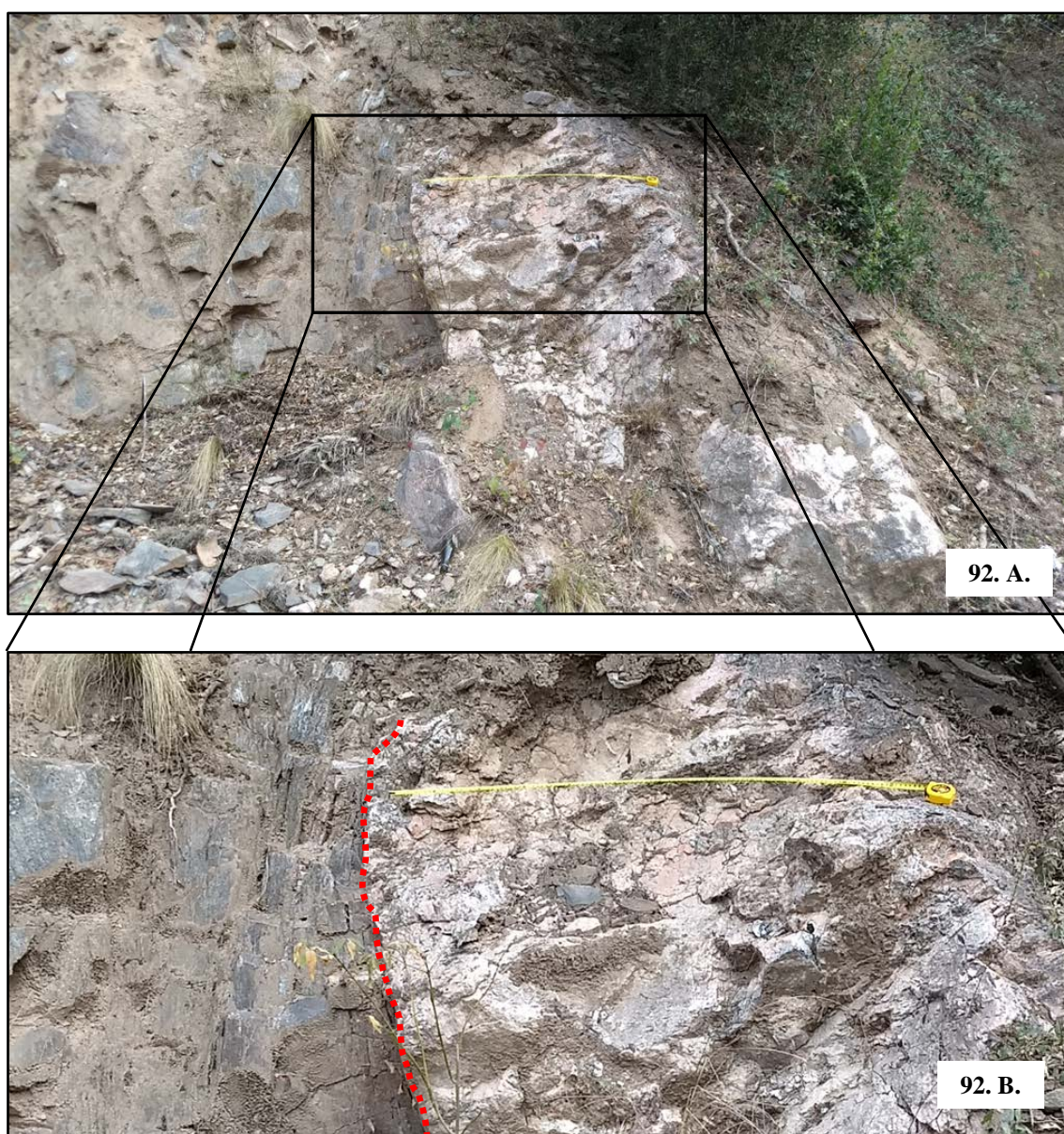


Figura 92. **A.** Posición del segundo cuerpo en contacto neto con el esquistó bandeado. **B.** Vista ampliada del contacto (escala de la cinta = 1 m).



Figura 93. A. Localización de la mineralogía del segundo cuerpo delgado.

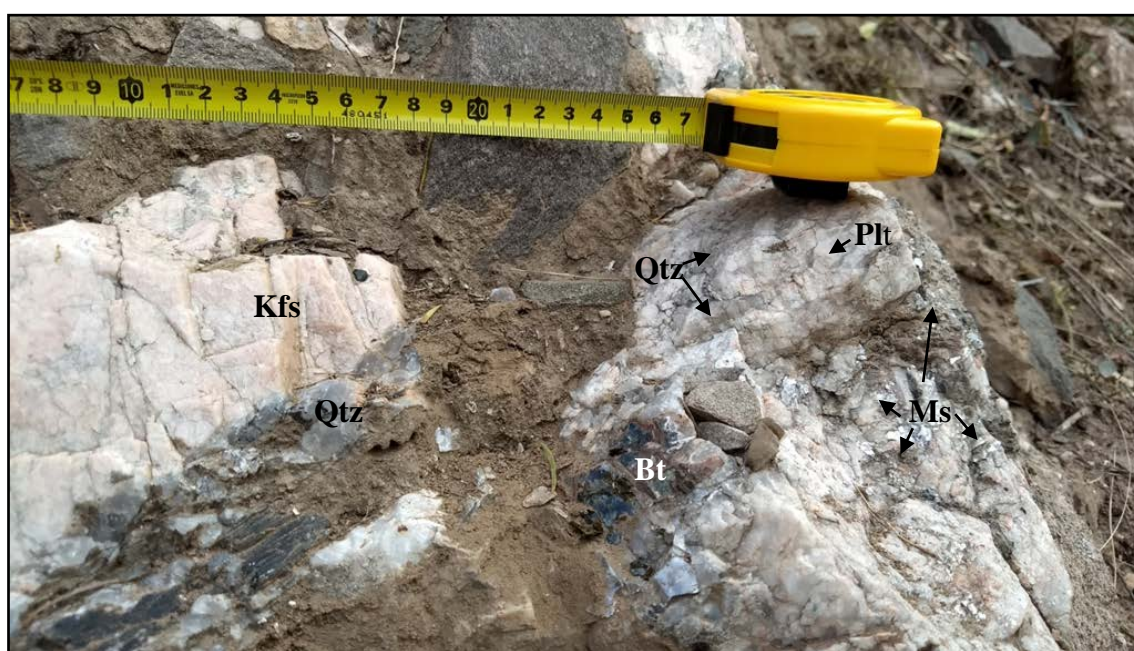


Figura 93. B. Minerales de cuarzo (Qtz), feldespato (Kfs), plagioclasa (Pl), muscovita (Ms), biotita (Bt).

Petrografía

Las pegmatitas observadas en este sector, son macizas con texturas pegmatíticas, las cuales, han sido reconocidas dentro de las ***Pegmatitas Muscovíticas***, con diferencia en cuanto al grado de deformación, identificadas bajo microscopía.

La primera pegmatita está compuesta mineralógicamente por plagioclasa, cuarzo, microclino, muscovita, sillimanita (variedad fibrolita) y sericita.

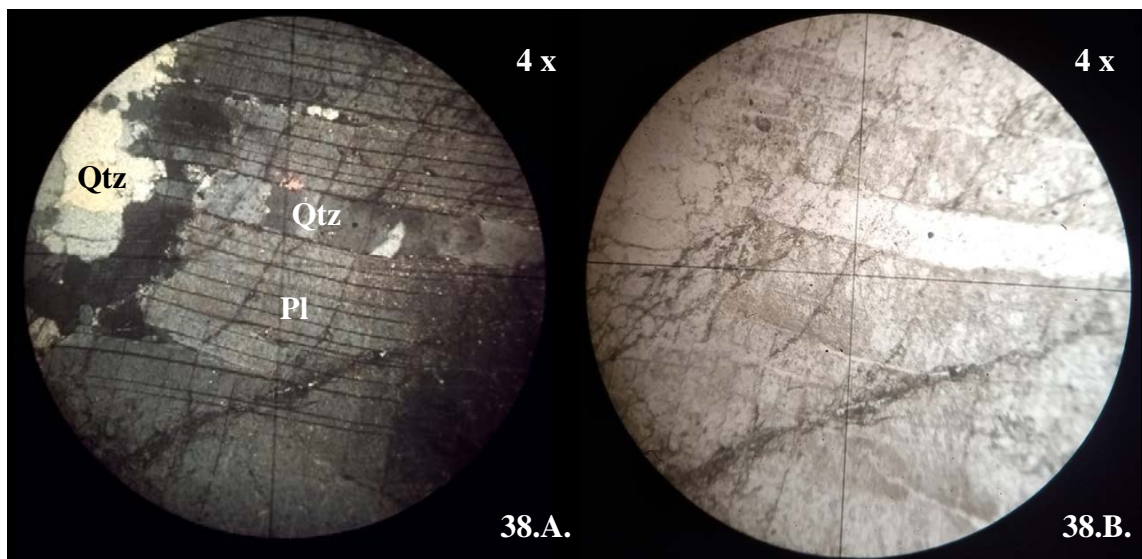
La plagioclasa es el mineral más abundante, representa granos subhedros a anhedros con maclas según ley de la Albita y una superposición mecánica de maclas en cuña, con intercrecimiento de cuarzo anhedro con extinción ondulante. Se observa desplazamiento friccional y dislocación de plagioclasas macladas, moderadamente fracturadas. Algunos individuos están exentos de maclas, otros están levemente definidos, con alteración sericítica en los bordes de manera moderada a intensa, en contraposición a las que contienen maclas con alteración sericítica moderada e intercrecimiento de fibrolita (Fotomicrografías 38.A., 38.B., 39.A., 39B., 40 y 41)

El cuarzo se presenta en diferentes tamaños, límpidos, anhedros, algunos fracturados que rodean a los cuarzos mayores de bordes irregulares. Exhibe extinción ondulosa, en bandas y tipo tablero de ajedrez (chessboard). Se observa recristalización por contactos triples e inclusiones de muscovita fina, y como relleno entre planos de maclas de plagioclasa (Fotomicrografías 38.A., 38.B., 39.A., 39B., 40, 41 y 42)

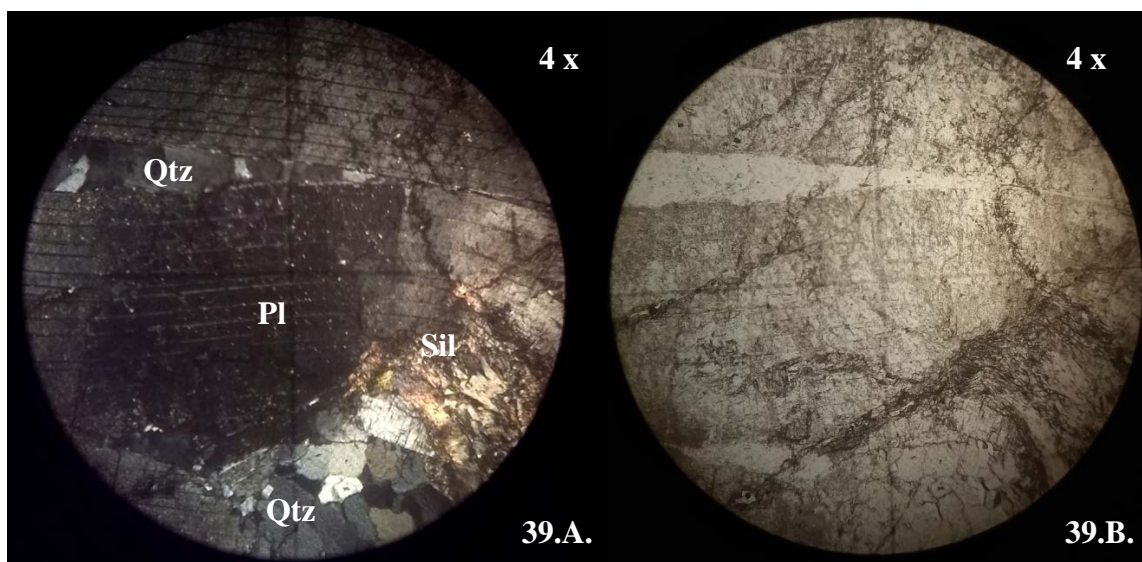
El microclino se observa distorsionado en granos subhedros subordinados, con textura perítica exigua. Aloja inclusiones de muscovita fina, fibrolita y cuarzo anhedro elongado con extinción ondulosa, algunos fracturados con bordes lobulados. Posee una leve alteración sericítica (Fotomicrografía 43)

La muscovita está presente en láminas subhédricas a anhédricas de forma subordinada, con extinción recta y ondulosa en algunos individuos, asociados a cuarzo y microclino (Fotomicrografías 42, 43, 44.A., 44.B., 45.A. y 45.B.)

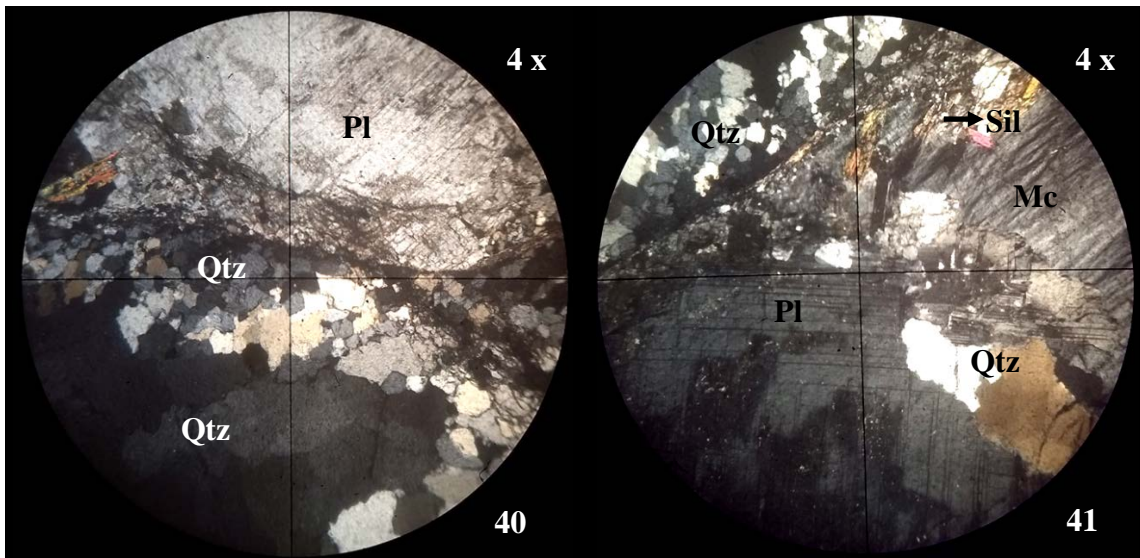
La sillimanita se encuentra en variedad fibrolita, formada a expensas de muscovita, cubriendo en sectores a otros minerales como plagioclasa y microclino (Fotomicrografías 39, 41, 43, 44 y 45)



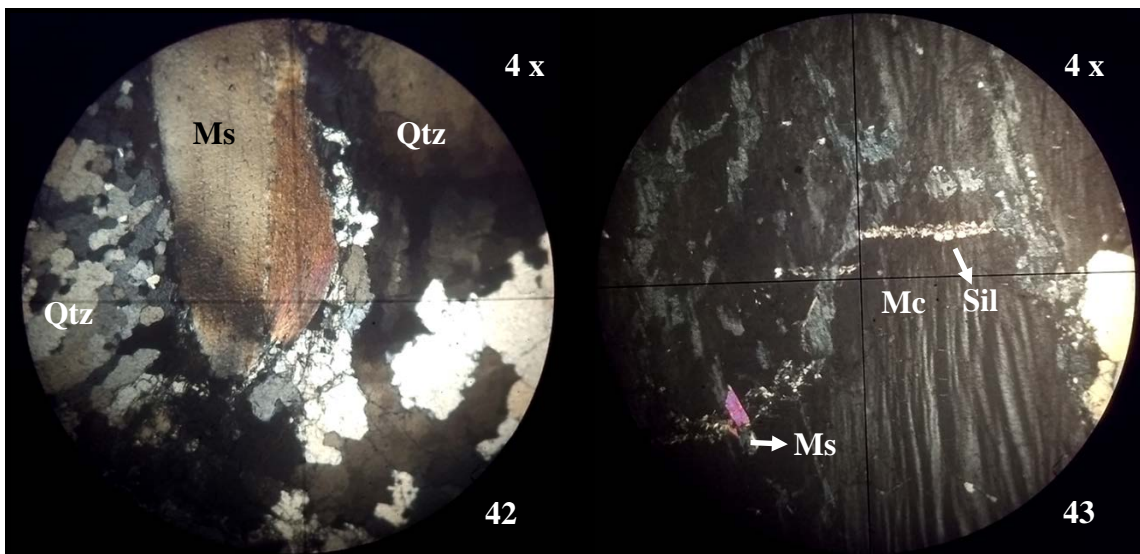
Fotomicrografía 38. Maclas mecánicas de plagioclasa (Pl), rotadas y rellenadas con cuarzo (Qtz) anhedral entre planos. **A.** Nícoles cruzados (X). **B.** Nícoles paralelos (//).



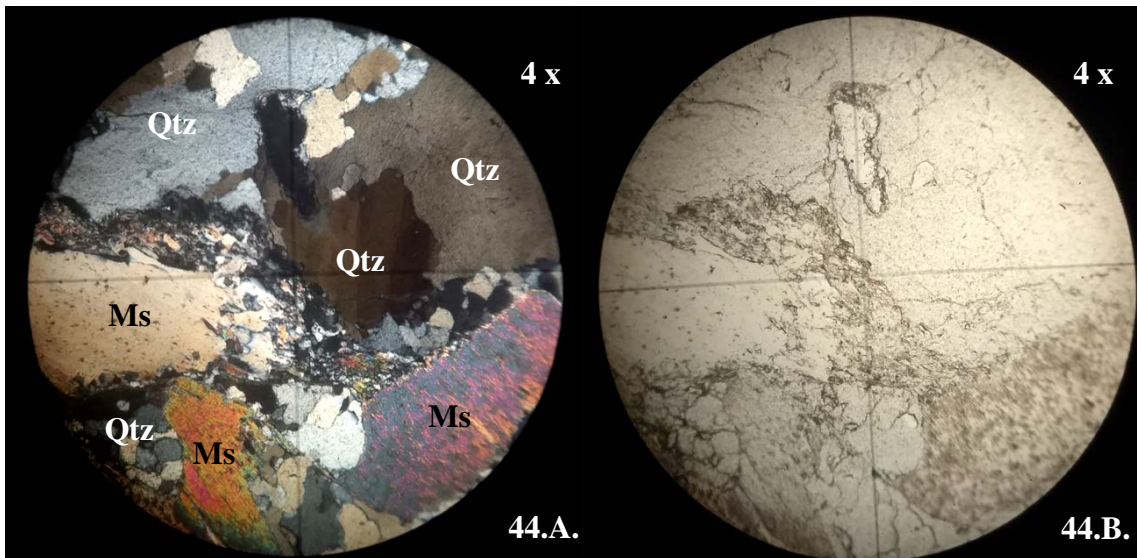
Fotomicrografía 39. Maclas mecánicas de plagioclasa (Pl), rotadas con desplazamiento diferencial intergranular, rellenadas con cuarzo (Qtz) anhedral en fractura, asociados a agregados de cuarzo (Qtz) y fibrolita (Sil). **A.** Nícoles cruzados (X). **B.** Nícoles paralelos (//).



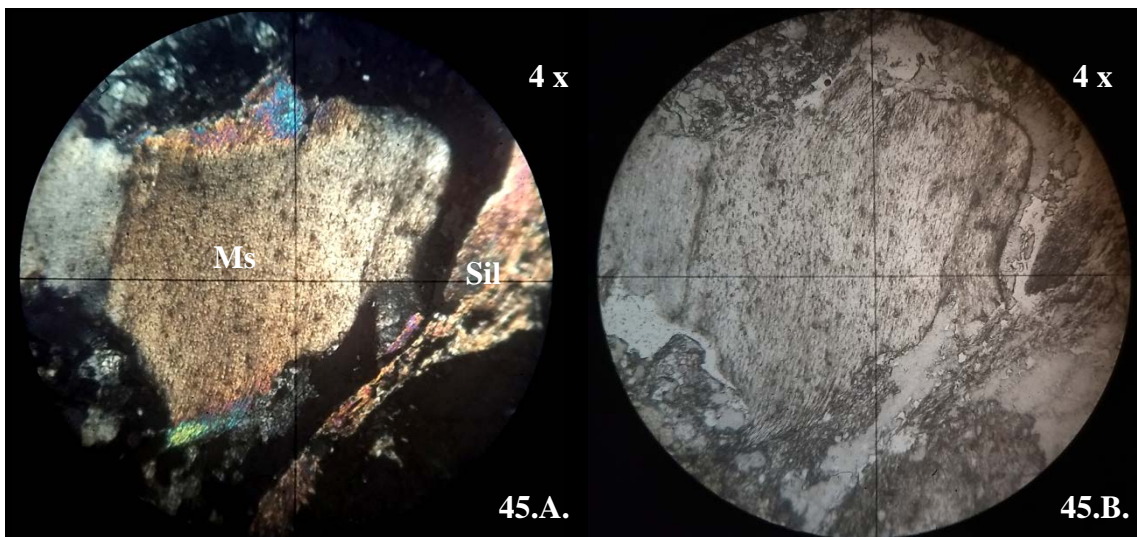
Fotomicrografía 40. Zona de deformación frágil con agregados pequeños de cuarzo (Qtz) recristalizados en contacto con granos mayores de plagioclasa (Pl) microfracturada y cuarzo (Qtz) dislocado. Nicoles cruzados (X). **Fotomicrografía 41.** Maclas mecánicas de plagioclasa (Pl) de bordes irregulares y microclino (Mc) deformado, asociado cuarzo (Qtz) en mortero y fibrolita (Sil). Nicoles cruzados (X).



Fotomicrografía 42. Muscovita (Ms) desflecada y alabeada, alterándose a fibrolita, acompañada de agregados de cuarzo (Qtz) anhedro y cuarzo (Qtz) mayor con extinción en bandas y a nivel subgrano. Nicoles cruzados (X). **Fotomicrografía 43.** Microclino (Mc) con textura pertítica en cintas o cordones exiguos. Obsérvese inclusión de muscovita fina (Ms) y fibrolita (Sil). Nicoles cruzados (X).



Fotomicrografía 44. Muscovita (Ms) desfleada, otra con relieve moderado asociada a fibrolita (Sil), acompañado de agregado de cuarzo (Qtz) con bordes curvos y con extinción en bandas. **A.** Nícoles cruzados (X). **B.** Nícoles paralelos (//).



Fotomicrografía 45. Muscovita (Ms) alterada a fibrolita (Sil). **A.** Nícoles cruzados (X). **B.** Nícoles paralelos (//).

La segunda pegmatita está constituida por microclino, plagioclasa, cuarzo, muscovita, granate, sillimanita (variedad fibrolita), turmalina, opacos y sericita.

El microclino es predominante respecto al cuarzo, constituye granos subhedrales a anhedrales de diferente tamaño, predominando granos mayores con maclado según ley Albita – Periclino, de forma difusa y esfumada con extinción ondulante, en cambio en los granos de menores dimensiones, el maclado enrejado (tartán) está bien definido. Presenta exsoluciones de plagioclasa con maclas de Albita poco marcadas, en cintas y en parches en los fenoclastos, levemente fracturados. Se observa superposición de maclas mecánicas con migración de borde de grano, vinculados a agregados de cuarzo recristalizado. En otros sectores están triturados, dispuestos alrededor de granos anhedral de microclino con bordes irregulares,

acompañados de cuarzo recristalizado. Posee inclusiones de cuarzo anhedral elongados, muscovita subhedral, asociada a fibrolita en faja bordeando microfracturas. La alteración es sericitica de manera incipiente (Fotomicrografías 46, 47, 48, 49, 50.A., 50.B., 51 y 52).

El cuarzo se presenta en granos anhedros de dimensiones variables, límpidos, poco fracturados con extinción ondulosa y la variante tipo chessboard a nivel del subgrano en los cuarzos de mayor tamaño, con bordes irregulares. Se observa agregados asociados a microclino y plagioclasa, triturados en zonas de transferencia de deformación frágil, y recristalización en otras zonas, mostrando pequeños granos de cuarzo en mortero con contactos triples (Fotomicrografías 48, 51, 54, 55, 56, 57.A. y 57.B.).

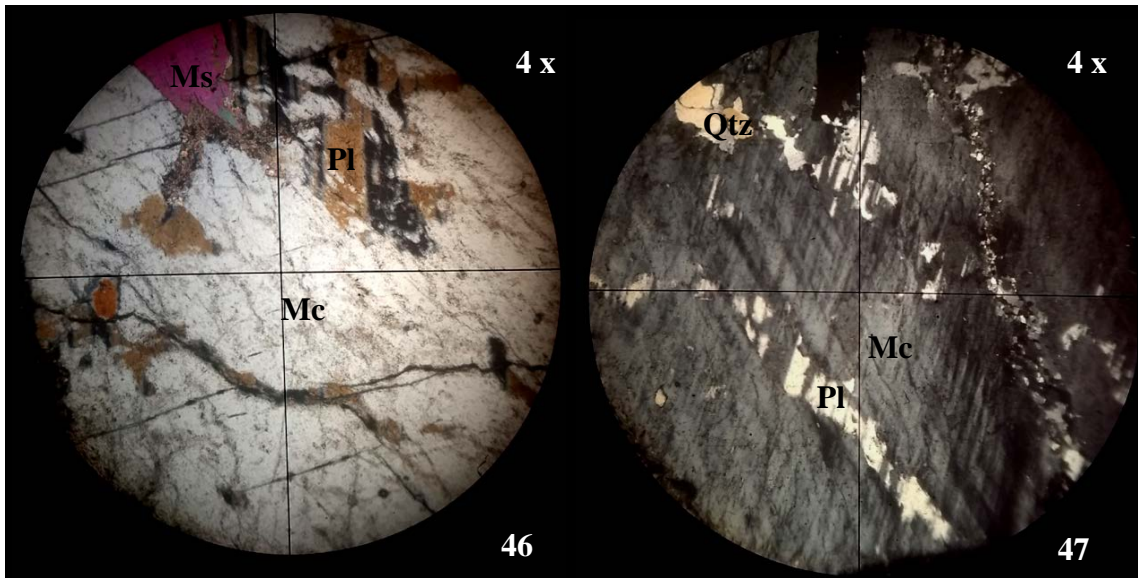
La plagioclasa se visualiza como granos subhedros a anhedros de diferente tamaño, con maclas bien definidas según ley de la Albita, Albita – Carlsbad, maclas mecanicas. Posee alteración sericitica moderada, e inclusiones de cuarzo anhedral en agregados, fibrolita en faja y muscovita fina diseminada (Fotomicrografías 49 y 51).

La muscovita es subhedra con extinción recta, algunas láminas presentan extinción ondulosa, asociadas al cuarzo. Aparece como inclusión en el microclino y como alteración a muscovita secundaria (Fotomicrografías 46, 47 y 56)

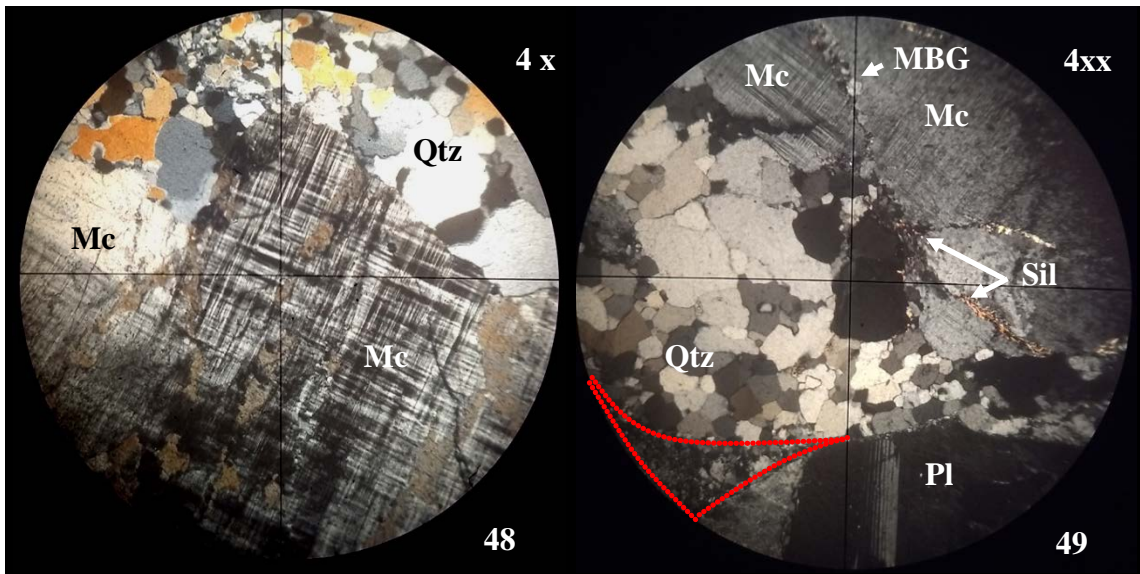
La turmalina se presenta en secciones basales de color verdes a verde oliva, fracturadas y asociadas a cuarzo recristalizado (Fotomicrografía 55)

El granate se observa como granos incoloros euhédricos, sin fracturas.

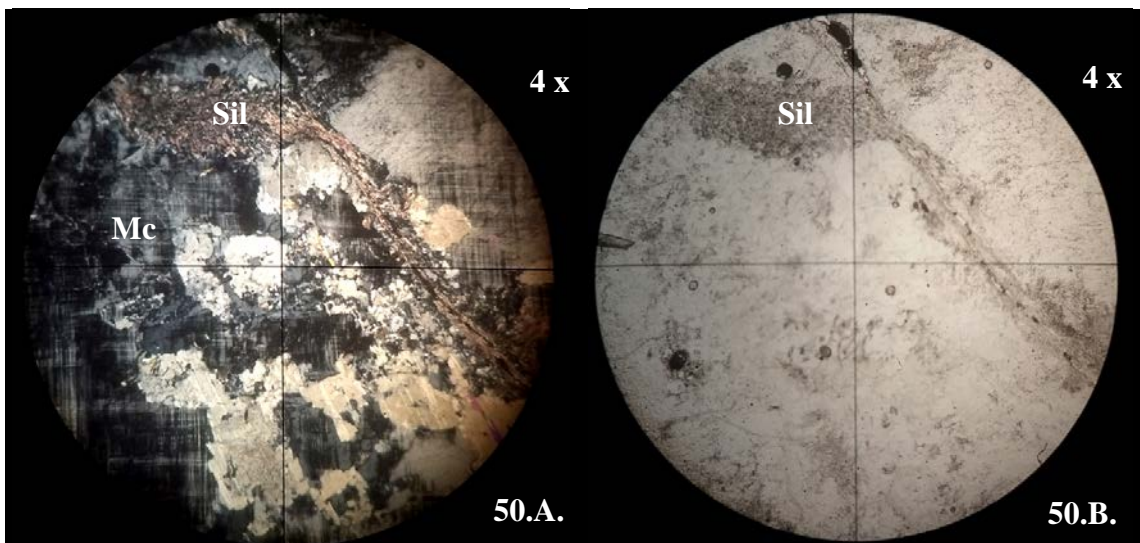
La sillimanita, variedad fibrolita, se presenta en agregados aciculares en fajas, aprovechando los rebordes de plagioclasa y microclino (Fotomicrografías 49, 50.A., 50.B., 55, 57.A. y 57.B.).



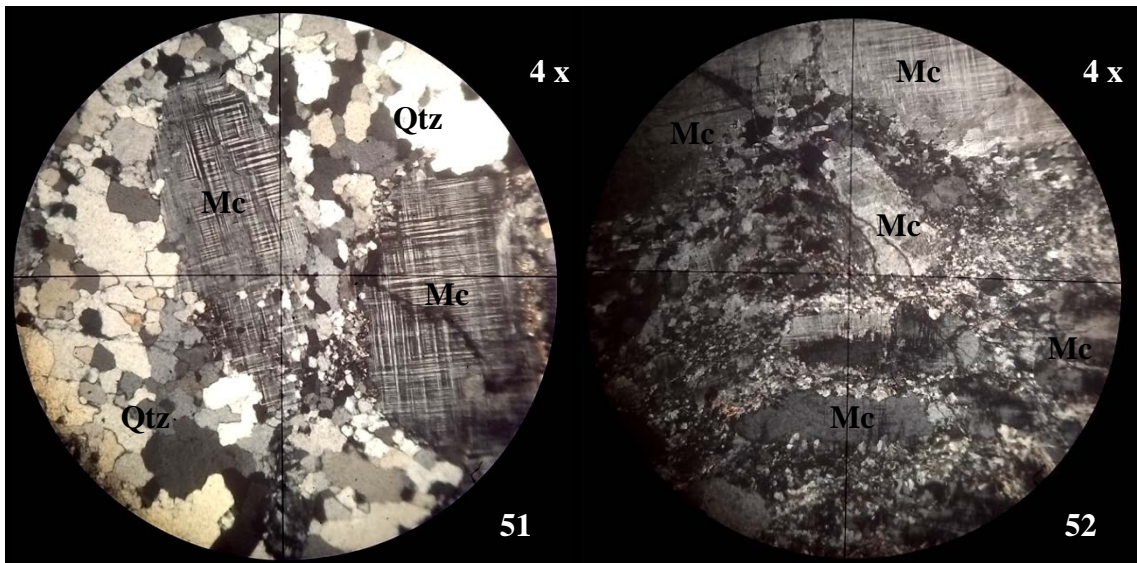
Fotomicrografía 46. Microclino (Mc) fracturado con inclusiones plagioclasa (Pl), muscovita (Ms). Nícoles cruzados (X). **Fotomicrografía 47.** Microclino (Mc) difuso con inclusión de plagioclasa (Pl) en cinta y cuarzo (Qtz) de bordes redondeados. Nícoles cruzados (X).



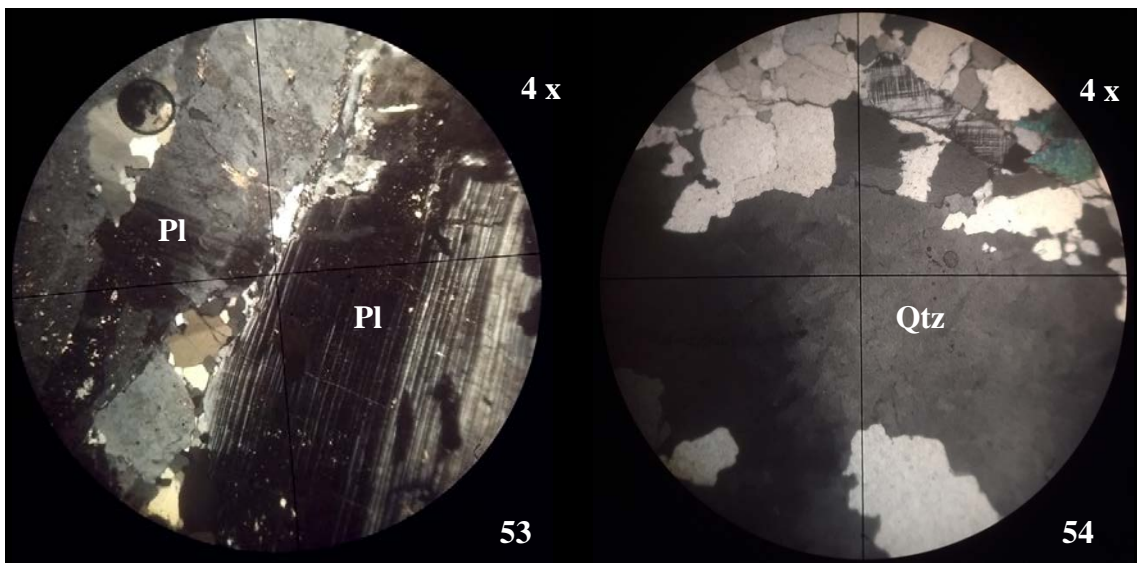
Fotomicrografía 48. Microclino (Mc) fracturado con maclado enrejado y textura pertítica poco desarrollada, fracturado y de bordes curvados, asociado a cuarzo (Qtz) recrystalizado. Nícoles cruzados (X). **Fotomicrografía 49.** Microclino (Mc) con superposición de maclado mecánico y migración de borde de grano, inclusión de fibrolita (Sil) en microfisuras, vinculados a agregados pequeños de cuarzo (Qtz) con contactos triples y de bordes irregulares. Obsérvese pulverización de granos (línea punteada roja) en contacto con los agregados mencionados y plagioclasa (Pl) con maclado mecánico. Nícoles cruzados (X).



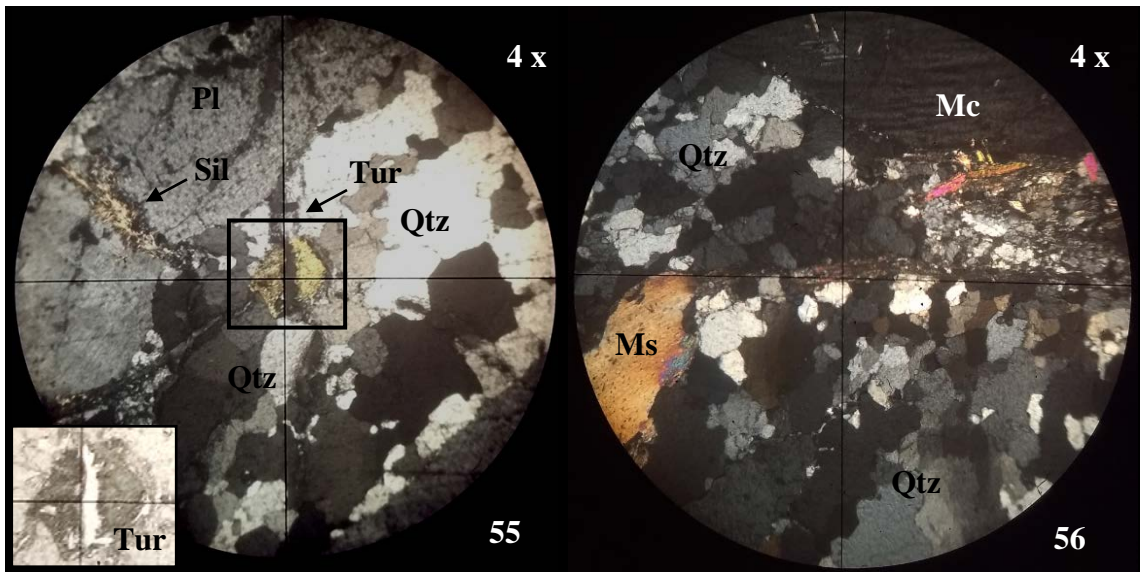
Fotomicrografía 50. Microclino con pertita en parche y migración de la fibrolita en zona de fisura. **A.** Nícoles cruzados (X). **B.** Nícoles paralelos (//).



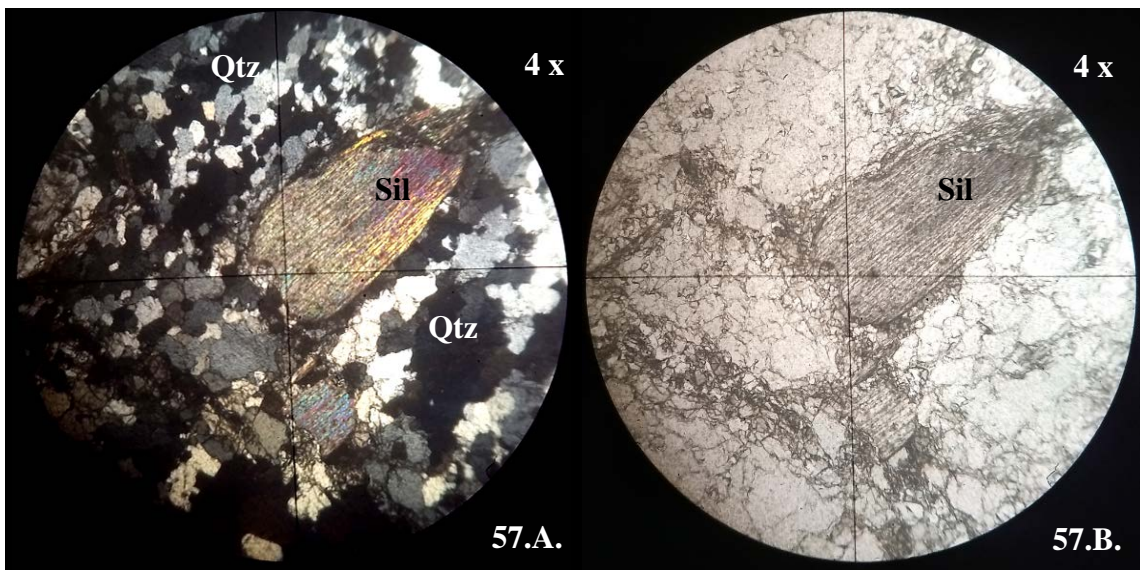
Fotomicrografía 51. Textura núcleo – manto del microclino (Mc), asociado a cuarzo (Qtz) anhedo. Nícoles cruzados (X). **Fotomicrografía 52.** Deformación frágil del microclino (Mc). Nícoles cruzados (X).



Fotomicrografía 53. Plagioclase (Pl) con maclas combinadas, con alteración sericítica incipiente. Nícoles cruzados (X). **Fotomicrografía 54.** Extinción tipo chessboard del cuarzo, con bordes irregulares. Nícoles cruzados (X).



Fotomicrografía 55. Sección basal de turmalina (Tur) muy fracturada, asociada a cuarzo (Qtz) recristalizado con bordes irregulares, y plagioclasa (Pl) con fibrolita (Sil) difundida en zona de fractura. Nícoles cruzados (X). Obsérvese el recuadro del extremo inferior izquierdo de la turmalina (Tur), con luz paralela. **Fotomicrografía 56.** Deformación de la muscovita (Ms) asociado cuarzo (Qtz) recristalizado, en ambiente dinámico. Nícoles cruzados (X).



Fotomicrografía 57. Fibrolita (Sil) desgajada en fibras, en medio dinámico. **A.** Nícoles cruzados (X). **B.** Nícoles paralelos (//).

4.1.1.1.4. Perfil N° 4 - Coordenadas 28° 26' 20.71"S - 28° 26' 15.02"S y 65° 50' 45.13"O - 65° 50' 45.29"O.

Se observa un afloramiento de 150 metros de longitud con alturas variables de 4 a 16 metros aproximadamente (Ver Anexo III – Perfil N° 4).

El perfil inicia con la presencia de esquistos bandeados de orientación N 344° / 72° SW, surcados con venas secundarias ptigmáticas de escasos centímetros (2 a 5 cm) de tonalidad blanquecina. Estas rocas son de escasa extensión y abarcan 5 m de corrida con alturas de 4 a 6 m aproximadamente. Transicionalmente, este litotipo cambia a un mayor grado metamórfico a escasos metros (Figuras 94 y 95).



Figura 94. Primer tramo del afloramiento: esquisto bandedo (arriba) que pasa en transición a metatexitita (abajo), separados por una línea punteada roja.



Figura 95. Esquistos bandeados con venas secundarias que cortan la estructura de la roca.

Los afloramientos más representativos, están constituidos por metatexitas de color gris claro con estructura flebítica con foliación migmatítica de rumbo N 340° / 65° SW; en sectores los leucosomas cuarzo – feldespáticos se presentan plegados, y más distorsionados, en oposición de las migmatitas precedentes, en fases S_2 y S_3 (Figura 104). Posee núcleos feldespáticos bien visibles, no se identificaron granoblastos de granates. En otros sectores, el leucosoma es cuarcífero de meso a microplegado, que en partes se encuentra parcialmente envuelto por el melanosoma. El mesosoma es cuarzo micáceo, afectado y deformado penetrativamente (Figura 104 al 106).

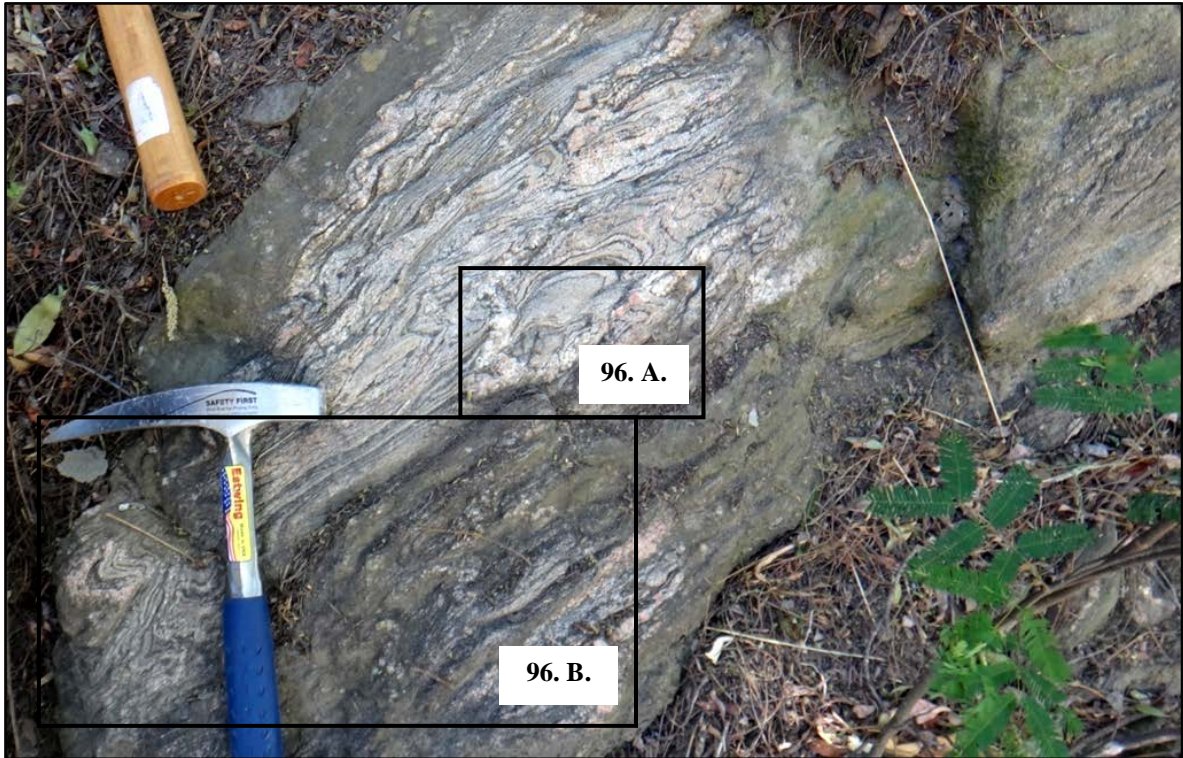


Figura 96. Metatexita más evolucionada con desarrollo de estructura flebítica.

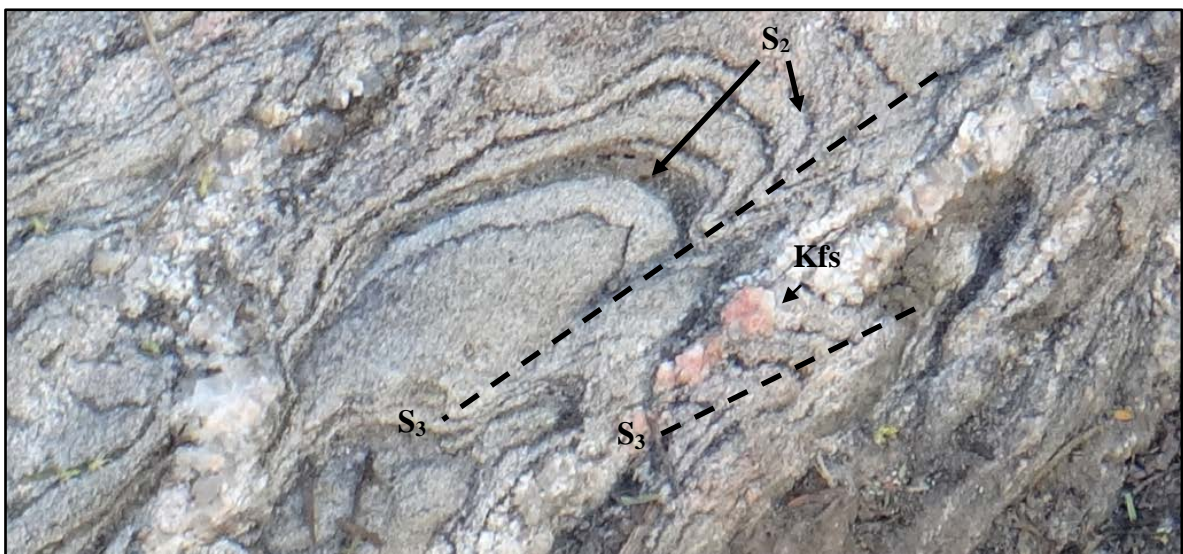


Figura 96. A. Núcleos de feldespato (Kfs) y deformaciones S_2 y S_3

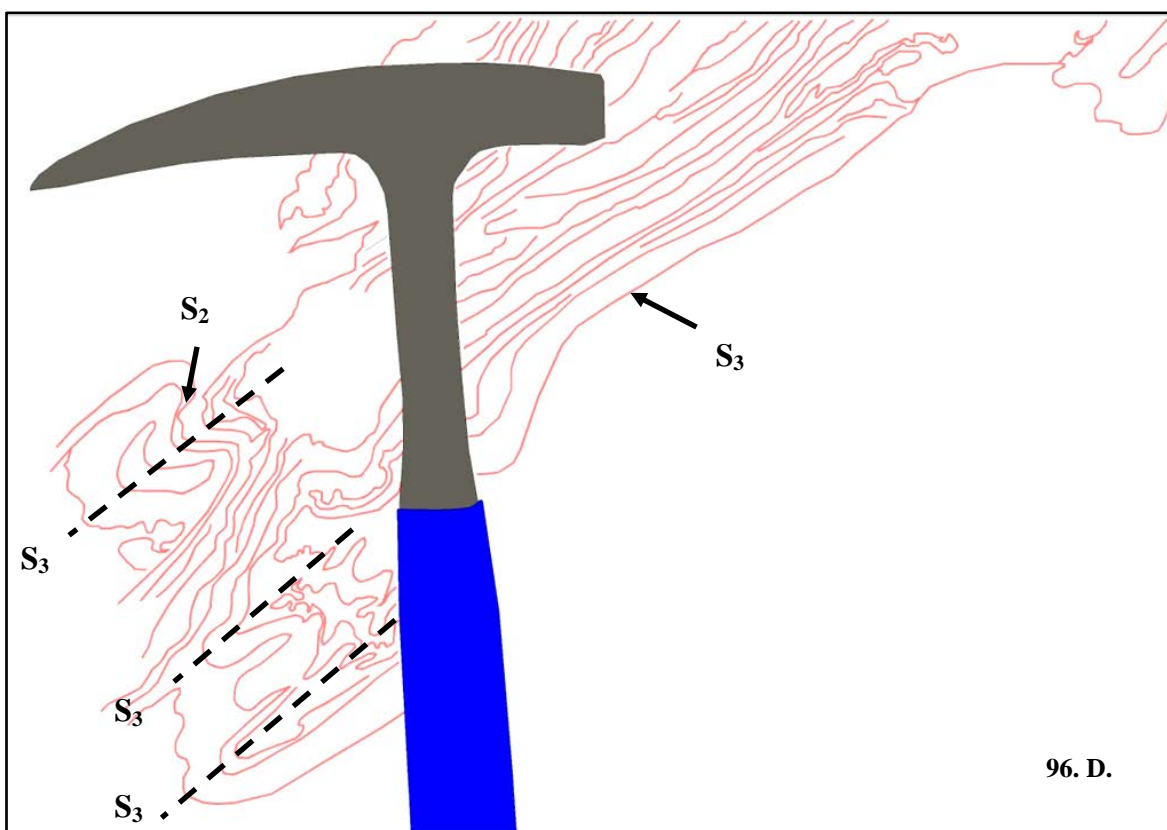
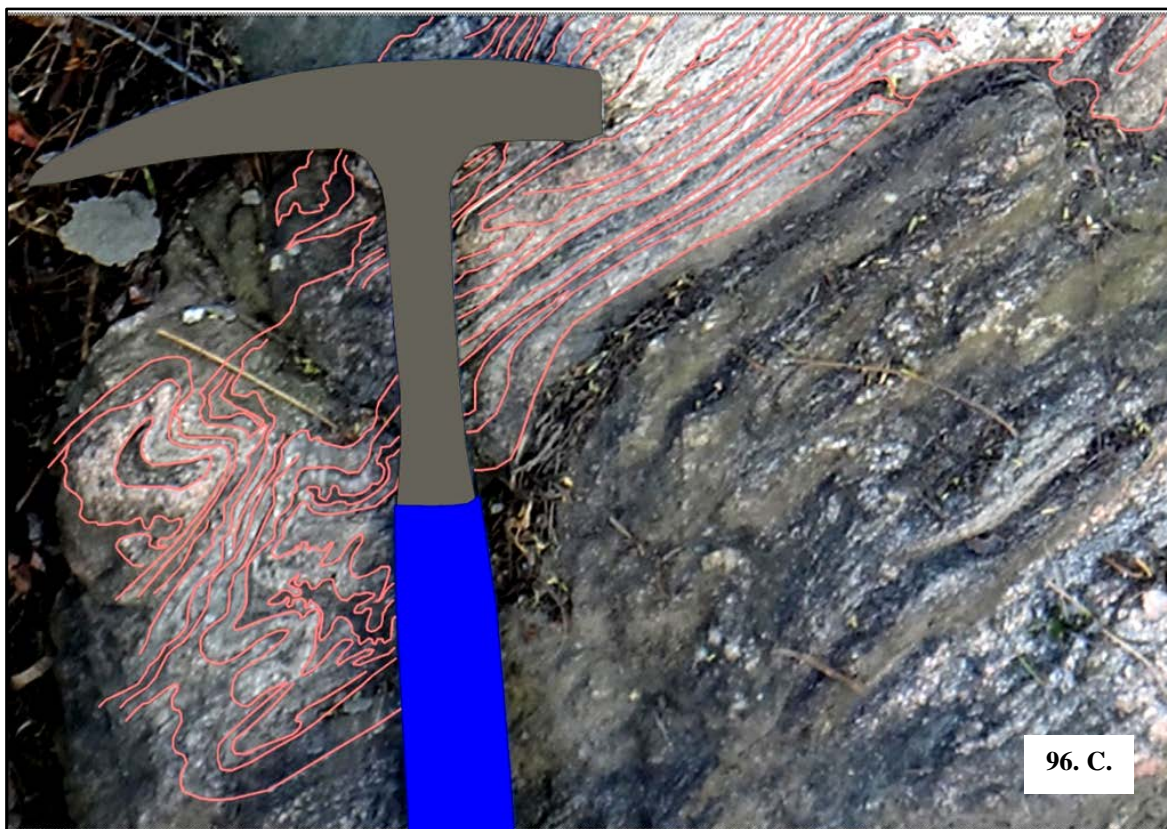


Figura 96.B. Demarcación del flujo de deformaciones producidas en la metatexita (96.C.), según el esquema de las fases S_2 y S_3 (96.D.).

Al norte la metatexita de rumbo N 360° / 90°, presenta pequeñas segregaciones de leucosomas de escasos centímetros y sin visibilidad de feldespatos potásicos, con desarrollo de S₂ y subfase defomante S_{2a} (Figuras 105 y 106).



Figura 97.A. Leucosomas blanquecinos con una envolvente parcial del melanosoma (ampliación en la siguiente figura 97.B.).



Figura 97.B. Plegamientos según fase S_2 y subfase S_{2a} .

Petrografía

La *metatexita* de esta sección, presenta un leucosoma de textura granoblástica, que alterna con agregados de biotitas isorientadas, confiriéndole en parte una textura lepidoblástica en menor jerarquía. El leucosoma está constituido por cuarzo, plagioclasa, microclino y biotita principalmente. Los minerales accesorios están integrados por muscovita, sillimanita (variedad fibrolita), granate, cordierita, turmalina; y alteraciones de sericita y zircón. El mesosoma y/o melanosoma, como componentes de la metatexita, no se considera en la siguiente descripción.

El cuarzo se presenta como granoblastos anhedrales de diferentes tamaños, con marcada extinción ondulosa, y desarrollo de lamelas de deformación ó lamina de boehm, extinción en bandas y a nivel subgrano (cheesboard ó tablero de ajedrez). Se observan levemente fracturados, mostrando migración de borde de grano y recristalización caracterizada por pequeños cristales de cuarzo en mortero. Otros individuos exhiben bordes lobulados e irregulares, algunos de ellos elongados en forma de cintas, distorsionados, alternando con bandas de biotita y muscovita. Ciertas secciones presentan recristalización a nivel dinámico y pequeños granos en contacto triples. Algunos se encuentran formando una textura mirmequítica de cuarzo vermicular en plagioclasa. Las inclusiones más frecuentes son pequeñas láminas de biotitas anhedras, y muscovita subhedra (Fotomicrografías 58, 59, 60, 61 y 62.A.)

La plagioclasa se observa como blastos débilmente fracturados, con maclas Albita-Periclino definidas por partes y maclas mecánicas en cuña, con alteración sericítica e inclusiones de biotita. Otras secciones presentan exsoluciones de mirmequitas, y agregados micáceos como relleno de fracturas (Fotomicrografías 61, 62.A. y 62.B.).

El microclino se presenta como blastos xenomorfos, de diferentes tamaños con maclas Albita-Periclino pobremente definidas por sectores, con inclusiones de cuarzo redondeado y pequeñas láminas de biotita y muscovita (simplectitas). Otras secciones presentan agregados cuarcíferos de bordes irregulares rodeando a los microclinos mayores, afectados a su vez por fracturaciones a nivel intergranular. Se observa rotación del maclado enrejado y en cuña, vinculada a micas deformadas (Fotomicrografías 60, 63.A., 63.B. y 64)

La biotita se observa en agregados laminares isorientados anastomosados que definen una foliación, con extinción recta y ondulosa, intercaladas con granoblastos de cuarzo, plagioclasa y microclino. Algunas láminas presentan bordes desflecados alterados a muscovita o fibrolita. El leucosoma presenta biotitas pleocroicas, de color pardo claro a pardo amarillento, exfoliación definida e inclusiones de zircón de manera frecuente. Otras láminas anhedras, exhiben pliegues tipo kink y tipo pescado (mica fish) (Fotomicrografías 59, 62.A., 62.B., 63.A., 63.B., 65, 66.A. y 66.B.)

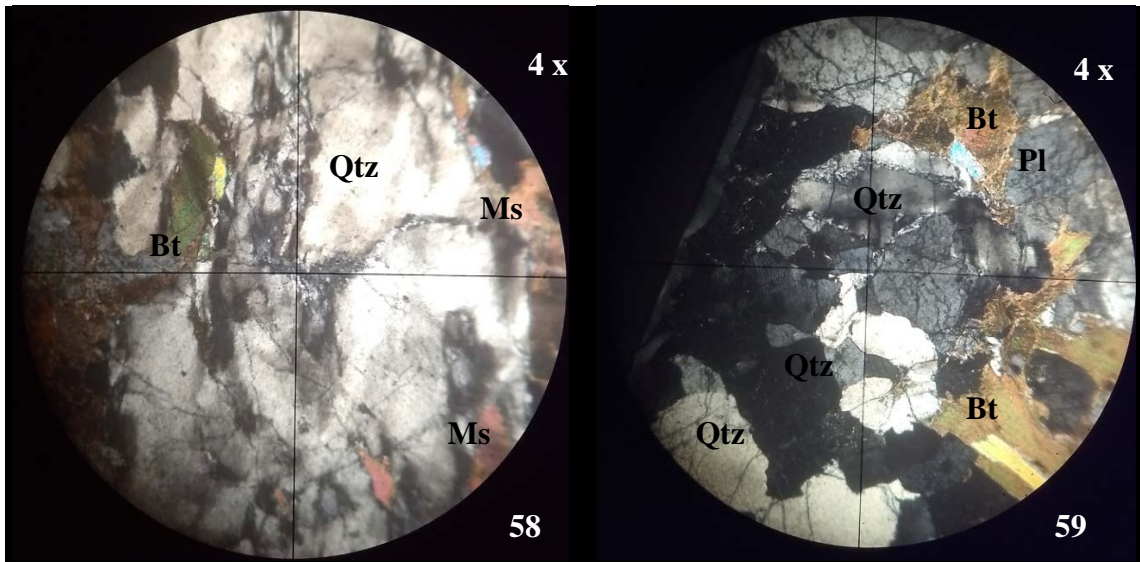
La muscovita se presenta en pocas láminas anhedras, con extinción recta y ondulante, asociadas a biotita (Fotomicrografías 58, 62.A., 66.A. y 66.B)

La sillimanita, variedad fibrolita, se presenta agregados aciculares asociados a biotita y muscovita en plagioclasa (Fotomicrografías 66.A. y 66.B.)

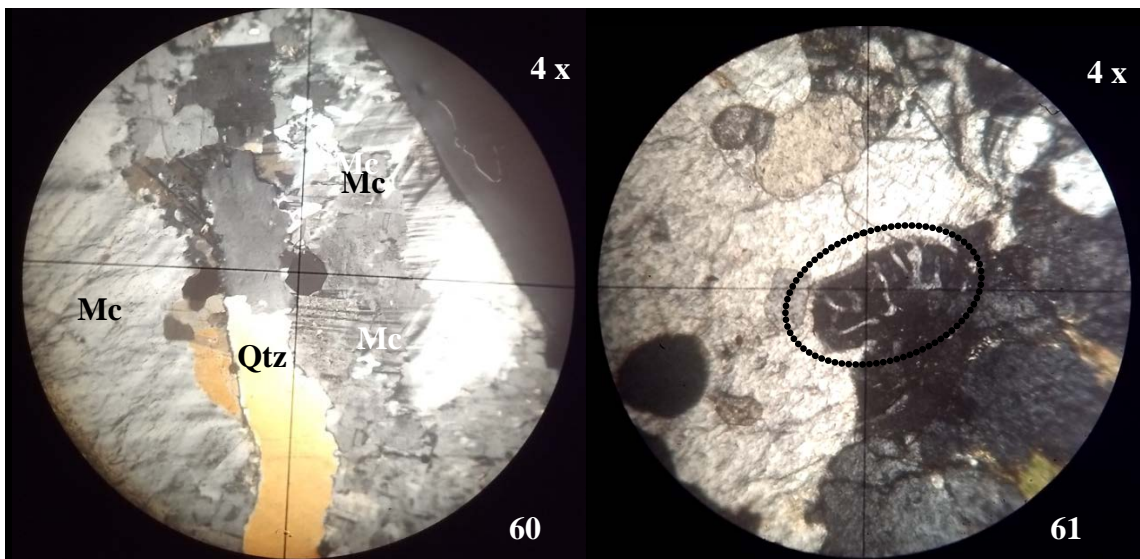
El granate se observa como granos incoloros idiomorfos y esqueléticos, poco fracturados e intercrecidos en biotitas (Fotomicrografías 66.A. y 66.B.)

La turmalina se exhibe en secciones basales euhédricos a anhédricos de color verde a verde oscuro, poco fracturados y extinción oblicua; asociado a biotita y cuarzo recrystalizado (Fotomicrografía 65)

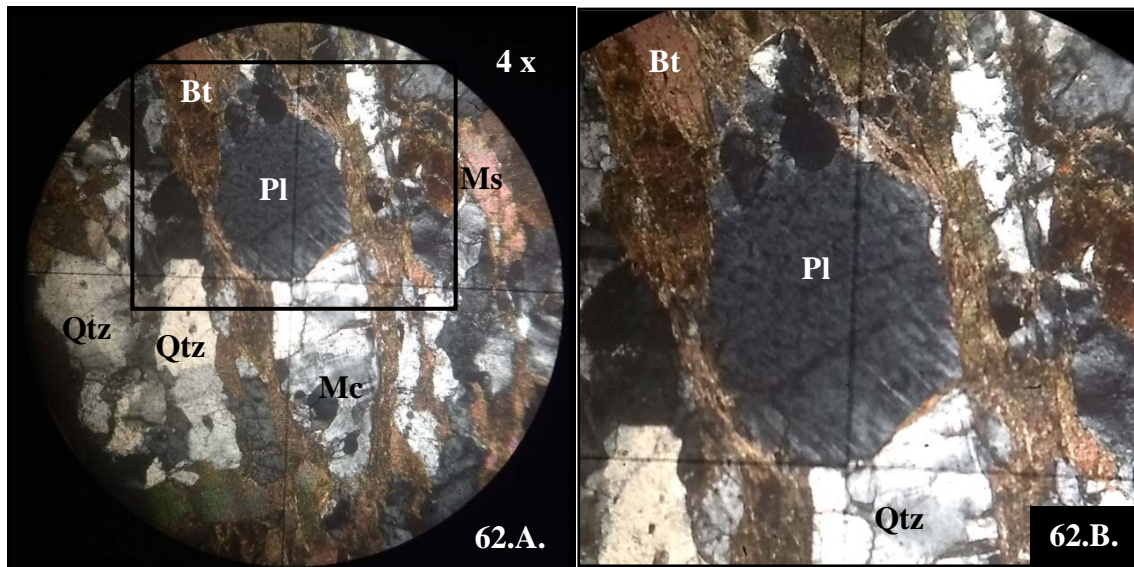
La cordierita se presenta como granoblasto anhedro, muy fracturado y levemente pleocroico. Está asociado a biotita y cuarzo con extinción ondulosa (Fotomicrografías 67.A. y 67.B.).



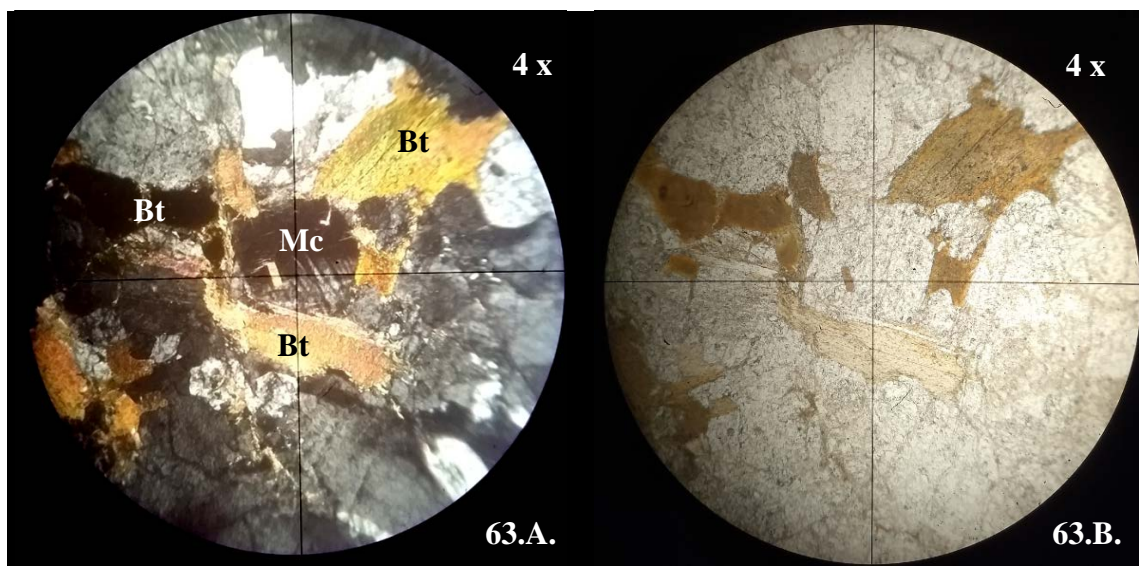
Fotomicrografía 58. Lamelas de deformación del cuarzo (Qtz) ó laminas boehm, migración del borde del grano y fracturación, con presencia folias micáceas (Bt + Ms). Nicoles cruzados (X). **Fotomicrografía 59.** Cuarzo en cintas fracturadas, lamelas de cuarzo (Qtz) con textura de núcleo - manto, extinción ondulosa en bandas, asociados a biotita (Bt) y plagioclasa (Pl). Nicoles cruzados (X).



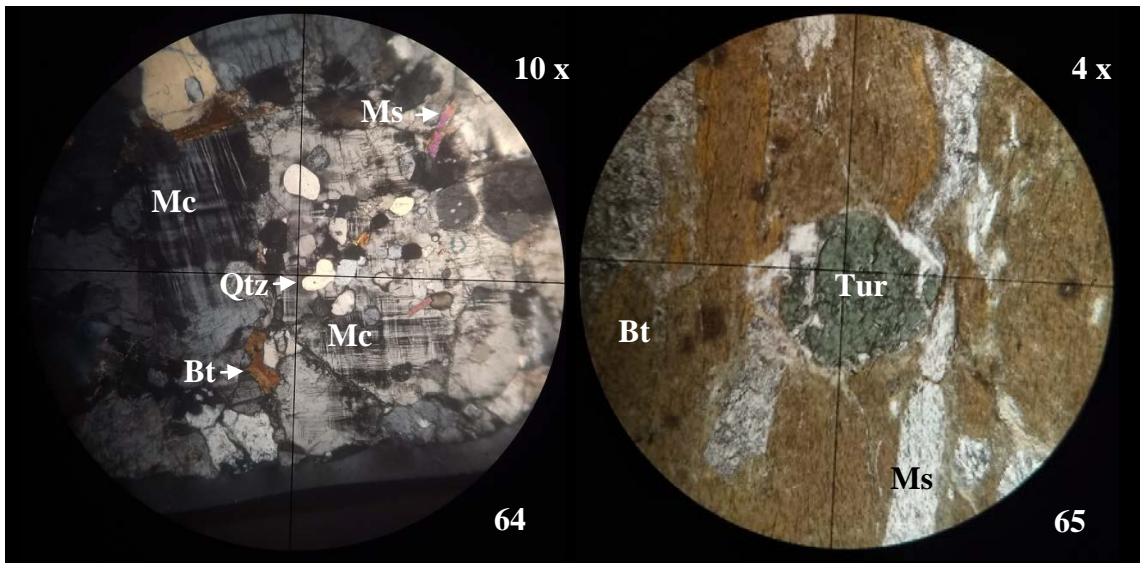
Fotomicrografía 60. Cuarzo (Qtz) alargado en cinta, como inclusión en microclino (Mc), con maclado enrejado difuso. Nicoles cruzados (X). **Fotomicrografía 61.** Mirmequita (línea negra punteada). Nicoles cruzados (X).



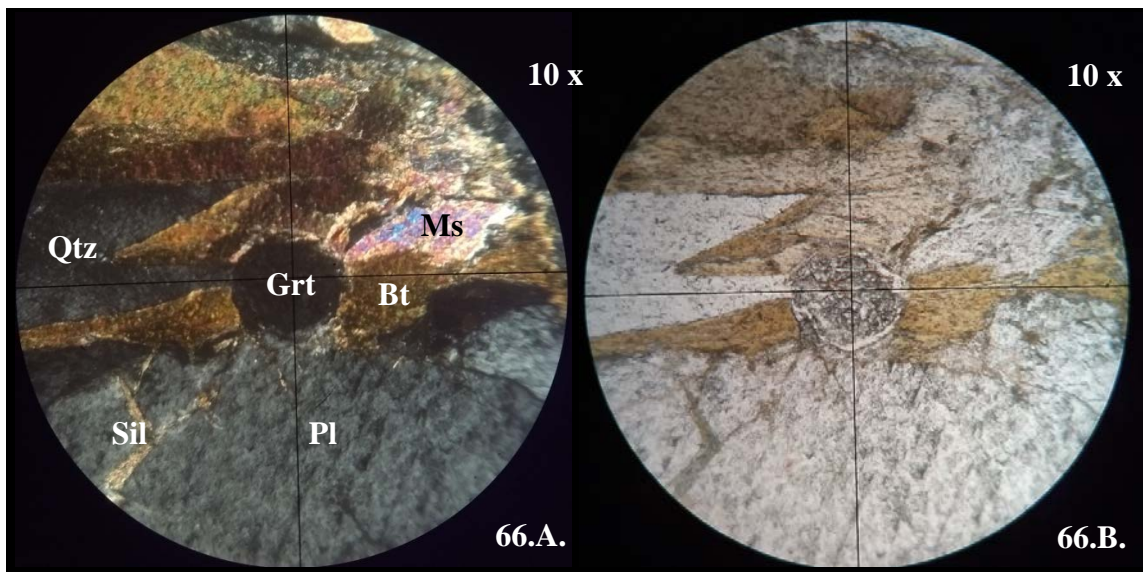
Fotomicrografía 62.A Intercalación de folias micáceas entre los granoblastos de cuarzo, plagioclasa, microclino. Nicoles cruzados (X). **B.** Recuadro ampliado del maclado en cuña hacia dentro de la plagioclasa (Pl) tipo Albita. Nicoles cruzados (X).



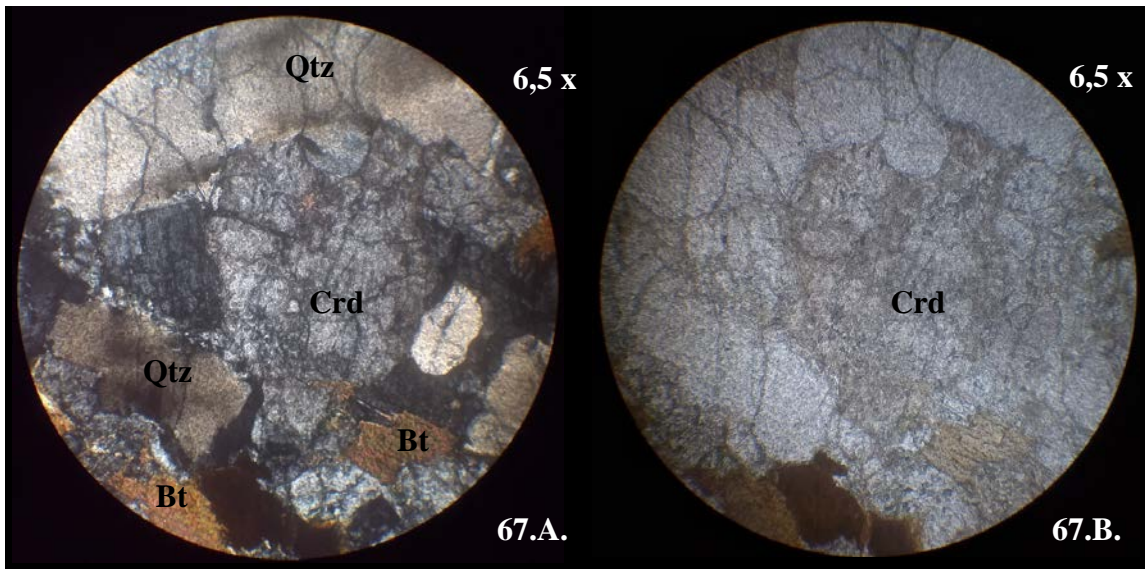
Fotomicrografía 63. Maclado en cuña hacia dentro del microclino (Mc) y kinking de la biotita (Bt) alterada a muscovita secundaria y fibrolita .**A.** Nicoles cruzados (X). **B.** Nicoles paralelos (//).



Fotomicrografía 64. Microclino (Mc) distorsionado, fracturado, con maclados enrejados en sectores, e inclusiones de granos de cuarzo (Qtz) y plagioclasa (Pl) redondeados, y micas finas (Bt + Ms). Nícoles cruzados (X). **Fotomicrografía 65.** Sección basal de turmalina (Tur), entrecrecida en las folias micáceas (Bt + Ms). Nícoles paralelos (//).



Fotomicrografía 66. Granate (Grt) intercrecido entre biotita (Bt), plagioclasa asociada cuarzo. La biotita presenta alteración a muscovita secundaria (Ms) y fibrolita (Sil). La fibrolita se presenta en agujas en plagioclasa (Pl). **A.** Nícoles cruzados (X). **B.** Nícoles paralelos (//).



Fotomicrografía 67. Cordierita (Crd) anhedral de bordes irregulares, muy fracturada, asociado a biotita y cuarzo con extinción ondulosa. **A.** Nicles cruzados (X). **B.** Nicles paralelos (//).



CAPÍTULO VI

RESULTADOS ALCANZADOS

5.1. METAMORFISMO

En el área de estudio de La Brea, se identificaron eventos relacionados al Metamorfismo Regional con la formación de Esquistos, Migmatitas y Pegmatitas anatéticas. El Metamorfismo Dinámico sobreimpuesto se observa a nivel de afloramiento, como a nivel microscópico, con el desarrollo de fábricas deformadas que alcanzan su mayor exposición en las tectonitas. Se consigna que estas últimas solo fueron definidas a nivel macroscópico, destacándose las diferentes fábricas de deformación, kinking y otros eventos cinemáticos que manifiestan todas las rocas que forman el Complejo Metamórfico La Brea.

El Metamorfismo Retrogrado se manifiesta por la presencia de asociaciones minerales y texturas estables en condiciones de P - T más bajas y en general con fases fluidas.

5.1.1. ASOCIACIONES PARAGENÉTICAS Y GRADO METAMÓRFICO

Las asociaciones minerales observadas en las metamorfitas, definen en los esquistos según $M_1 - D_1$, su formación en el grado medio de metamorfismo, transición de Facies Esquistos Verdes a Facies Anfibolitas: $Qtz + Bt + Pl \pm Grt$ con ausencia de muscovita primaria (símbolos mineralógicos de Kretz, 1983).

Las asociaciones paragenéticas de las metatexitas según $M_2 - D_2$ de carácter regional, asociado al clímax de metamorfismo y deformación en Facies Anfibolitas, genera anatexis a expensas de los esquistos y formación de metatexitas sintectónicas a este evento; con cordierita y granate en los leucosomas, según la paragénesis: $Qtz + Pl + Mc + Bt \pm Ms \pm Crd$. Mientras que los melanosomas presentan $Ms + Qtz + Pl \pm Grt \pm Crd$.

Las asociaciones minerales de las pegmatitas anatéticas, tardioteclónicas a $M_2 - D_2$ se ubican en grado medio a alto, en Facies Anfibolitas: $Qtz + Mc + Pl + Grt \pm Ms \pm Tur$ indicando el granate euhedro, niveles más profundos de la anatexis prógrada, mientras que la asociación $Qtz + Mc + Pl \pm Ms$ son frecuentes en los diques que representan la anatexis retrógrada, como así también las venas secundarias que cortan la estructura regional y presentan escalas centimétricas.

Las asociaciones paragenéticas relacionadas al metamorfismo dinámico, $M_3 - D_3$ en Facies Esquistos Verdes, que manifiestan diferentes fábricas deformadas en distintos estadios, son en general: $Qtz + Pl + Bt \pm Ms \pm Op$, caracterizado por texturas de deformación del metamorfismo dinámico sobreimpuesto. Se observa desarrollo de cataclasis y franjas estrechas deformadas a escala mesoscópica.

Las asociaciones minerales relacionadas al metamorfismo retrogrado M_4 , tienden a estabilizar los minerales previamente formados y en un medio estático formando en general: $Qtz + Pl + Ms$. Se destaca que en algunos sectores estos minerales se observan débilmente deformados, probablemente por el ascenso de la orogenia andina y fallas relacionadas.

En la Figura 98, se indican las condiciones físicas de temperatura y presión de las rocas formadas durante el metamorfismo regional: en la transición de Facies Esquistos Verdes - Facies Anfibolitas a $\sim 300^\circ - 500^\circ C$ y $2 - 3$ Kbar; y en Facies Anfibolitas a $4 - 5$ Kbar y

aproximadamente 800° C. Se consigna que el sólidos que representan las pegmatitas tiende a disminuir por la presencia de boro y otros fluidos tal como se destaca en la cristalización de turmalina (Pichavant y Manning, 1984).

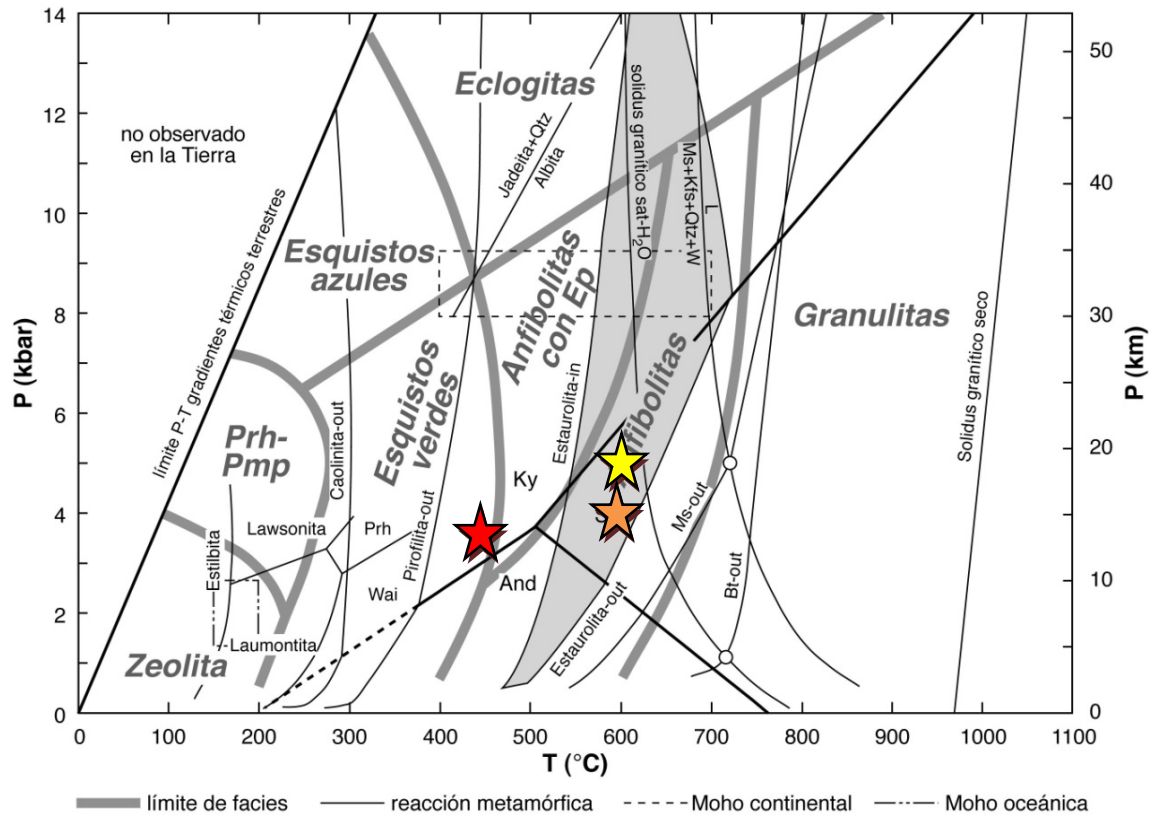


Figura 98. Diagrama de Facies Metamórficas de esquistos (estrella roja), migmatitas (estrella amarilla) y pegmatitas (estrella naranja). Modificado a partir de Torres Roldán et al., 2004 (basado en Holdaway, 1971; Smulikowsky et al., 2003 y Spear, 1993).

5.2. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN PETROGENÉTICA

En el contexto de la tectónica regional gobernada en Sierras Pampeanas, se desarrolló una importante actividad metamórfica en el Paleozoico inferior durante la Orogenia Famatiniana, con la formación de esquistos, migmatitas y pegmatitas en el área de investigación.

Las observaciones de campo y el análisis petrográfico, permitieron definir cuatro eventos del metamorfismo regional:

- El primer evento $M_1 - D_1$, dió lugar a la formación de esquistos a edades aproximadas de 490 – 480 Ma, a partir de un protolito metasedimentario de areniscas cuarzosas y escasas pelitas, lo cual implica una estadio intermedio de Facies Esquistos Verdes a Facies Anfíbolitas debido a la persistencia de minerales índices como $Bt \pm Grt$ y ausencia de muscovita primaria. Los esquistos poseen una foliación S_1 , de rumbo general noroeste – sureste.

- El segundo evento $M_2 - D_2$, alcanza el clímax del metamorfismo y deformación en Facies Anfibolitas a una edad de 478 ± 4 Ma y se caracteriza por la generación de anatexis con la aparición de migmatitas heterogéneas, de foliación S_2 y rumbo similar a los esquistos. En algunos sectores se observa la foliación S_3 como un estadio más avanzado de la deformación, definidos por los mesoplegamientos. Asociado a este evento, se evidencia el emplazamiento de fundidos corticales con la formación de diques pegmatíticos anatéticos tardiotectónicos en niveles someros de corteza.
- El tercer evento $M_3 - D_3$ de carácter dinámico, se superpone en toda el área en Facies Esquistos Verdes a edades relativas entre los 430 – 420 Ma, con la aparición de microtexturas de deformación que evidencian el evento cinemático sobreimpuesto y cataclasis poco desarrollada. En este estadio se estabilizan las fases cristalinas de menor temperatura, con la aparición de fibrolita (variedad de la sillimanita), como indicador cinemático.
- El cuarto evento M_4 está representado por un metamorfismo estático de tipo retrógrado en Facies Esquistos Verdes a edades acotadas de 420 – 415 Ma, evidenciado por mecanismos de recuperación y recristalización de minerales euhedros como cuarzo, muscovita y desarrollo de texturas de desmezcla.

5.2.1. CONSIDERACIONES GENÉTICAS

5.2.1.1. Anatexis

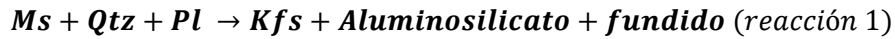
Las relaciones texturales y composicionales descritas, permiten dilucidar el origen anatético de migmatitas y segregados pegmatíticos, partiendo de un protolito psamítico - pelítico con contenido cuarzo y minerales con alto contenido de aluminio (biotita + muscovita + cordierita + granate), evidenciado además en los resister esquistosos que permanecen en diferentes estadios en los cuerpos anatéticos, es decir que no fueron completamente fundidos. Los mecanismos de generación de anatexis, son producidos a través de las reacciones de fusión de un precursor metasedimentario, que produce la deshidratación y descomposición de las biotitas y muscovitas, verificado en numerosos ensayos experimentales (Brown y Fyfe 1970). A ello se le deben sumar otras variables a dichas reacciones, probablemente inducidas, como el efecto catalizador del incremento térmico y la deformación de los filosilicatos que contribuyen al desarrollo del fundido cortical.

Los segregados pegmatíticos serían producto del aumento en el grado de fusión y aporte de volátiles liberados por las reacciones de minerales hidratados. En este sentido, la formación de las rocas pegmatíticas estaría relacionada a un metamorfismo de alto grado y a procesos de anatexis con intervención de difusión iónica, claramente con presencia de agua como volátil para facilitar su formación.

Según los ensayos experimentales de Castro et al. (2000) a partir de materiales metasedimentarios similares con la mineralogía del área de estudio y en ausencia de una fase de

vapor, se generan reacciones de fusión que da a lugar a la migmatización, a temperaturas cercanas a los 800 °C, con presiones entre 3 – 5 Kbar.

La anatexis se iniciaría por la descomposición de la muscovita, cuya reacción es la siguiente:



Siguiendo la propuesta de Castro (2015), cuando los minerales hidratados son consumidos (muscovita), aportando agua al sistema a temperaturas superiores a los 700°C, se produce nuevas reacciones de fusión con la aparición de cordierita a ≤ 6 Kbar ó granate en variables rangos de presiones y temperaturas, como minerales peritéticos:



Dichas reacciones de fusión - deshidratación sobre protolitos psamíticos – pelíticos están dadas por las reacciones 1 y 2, el mismo escenario que dio origen a las migmatitas por anatexis prógrada en La Brea. Es importante mencionar, que en el área de estudio no se ha detectado a escala microscópica, la presencia de sillimanita como mineral paragenético e indicador de mayor grado metamórfico.

De acuerdo a los trabajos experimentales de Patiño Douce y Beard (1995), los minerales micáceos (ej. muscovita) son los que aportan el agua al sistema, producido a temperaturas cercanas a los 700°C, según la reacción 1 (deshidratación de la muscovita). Consecuentemente, se produce la descomposición de la biotita, rozando los 800°C según la reacción 2, lo que conllevará a la generación de un aumento en el contenido de fundido a medida que incrementa la temperatura en el sistema (Figura 99).

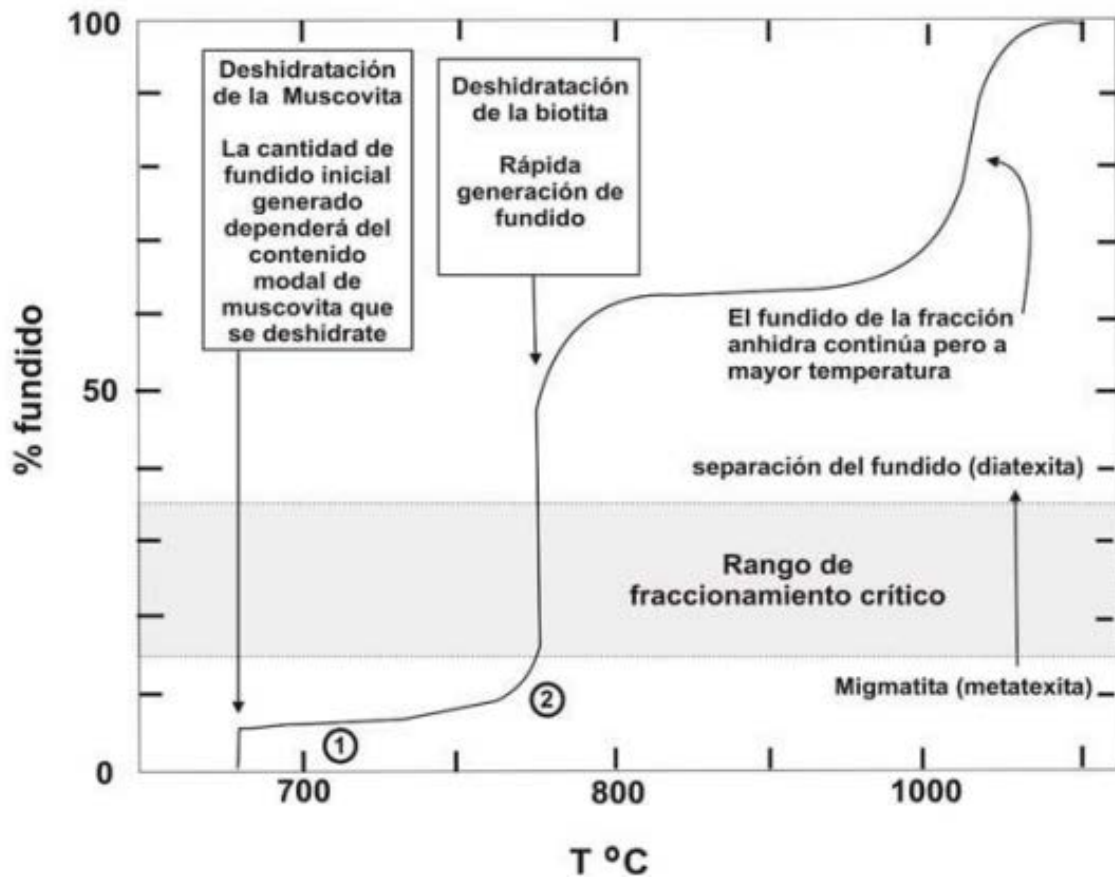
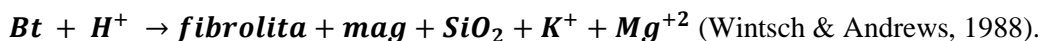
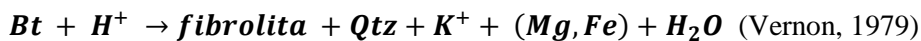


Figura 99: Esquema experimental de las reacciones de deshidratación de las micas y formación de migmatitas (Tomado de Patiño Douce y Beard, 1995).

La sillimanita aparece como fibrolita, a expensas de la biotita y muscovita; no hay indicios de que la sillimanita se haya formado por inversión de andalusita o de cianita, solo la evidencia textural observada en microscopia. Holdaway (1971), demostró que la fibrolita se nuclea rápidamente a partir de micas y a temperaturas más bajas que las requeridas para formarse por inversión de cianita o andalusita.

La formación de la fibrolita, se da según las siguientes reacciones:



La anatexis retrógrada, está definida por la presencia de diques pegmatíticos que siguen la estructura de los esquistos o venas de escala centimétrica que cortan la estructura regional del Complejo metamórfico. Las pegmatitas se habrían formado por fundidos residuales de la anatexis prógrada en niveles someros de corteza, con intervención de la difusión iónica enriquecida (boro y flúor) y claramente por la presencia de agua como volátil para facilitar su formación a bajas temperaturas y descenso de la línea del sólido (Pichavant y Manning, 1984).

La retrogresión trae aparejado la alteración de las distintas fases minerales estables en el clímax metamórfico. La formación de fibrolita, epidoto férrico y muscovita secundaria se habrían dado a bajas temperaturas y en presencia de fluidos, como productos de alteración de la biotita, que habría afectado en mayor o menor medida a las distintas rocas del área.

5.3. DEFORMACIÓN

Las características deformativas de las metamorfitas analizadas, determinan que la zona de estudio se encuentra dentro de un dominio de transición frágil a frágil - dúctil, con un rango de temperatura entre 250° a ~ 800 °C y presiones entre 2 a 5 Kbars aproximadamente.

5.3.1. A ESCALA MESOSCÓPICA

Desde el punto de vista estructural se observaron mecanismos de deformación que afectaron a las metamorfitas de La Brea, con el desarrollo de flexura de la foliación general de los esquistos cercanos a fajas de deformación locales (tectonitas) y mesoplegamiento de los leucosomas cuarzo feldespáticos de las migmatitas heterogéneas.

En las metatexitas se observaron indicadores cinemáticos de estructuras tipo dominó o libros rotados, venas secundarias sigmoidales, relleno de fracturas, micro a mesoplegamientos con flancos elongados según la dirección de cizalla dextral.

En base a las observaciones a escala afloramiento, las pegmatitas prógradas se habrían formado a niveles más profundos, con escasos resistores que indican su origen metamórfico-anatético, mientras que otros cuerpos pegmatíticos de anatexis retrógrada, son propios de un ambiente de niveles someros.

Las turmalinas en las pegmatitas tardiotectónicas presentan un rumbo general de 45° aproximadamente respecto a la foliación general del Complejo metamórfico, observaciones que permiten inferir la culminación de la cristalización de las turmalinas durante el evento cinemático.

Finalmente se observa en el sector noreste del Complejo metamórfico, un brusco cambio en la foliación general hacia el suroeste, dato que permite interpretar la existencia de una falla, probablemente andina, asociada a material cataclástico.

5.3.2. A ESCALA MICROSCÓPICA

Las deformaciones son más acusadas y expuestas en las diversas fábricas de las rocas analizadas petrográficamente, definidos en los mecanismos implícitos en el contexto metamórfico actuante.

- **Respecto al estudio microtextural:**
 - Son muy frecuentes las texturas de desmezcla de estado sólido, e implica la nucleación de la fase exsuelta en planos de exfoliación o en fracturas de la fase que actúa de soluto (Castro Dorado, 2015). Se da en las metamorfitas

presentes del área de investigación, con mayor desarrollo en las pegmatitas en cuanto tamaño y nivel de ordenamiento de la red cristalina (en tartán) de la pertita, con lamelas en cordones o parches de plagioclasa albitica bien definida. La mayoría dislocada con lamelas exiguas.

- En pegmatita, el granate aparece fracturado y con textura cribosa de gotas de cuarzo y con tendencias subidiomórficas. Esto es atribuible al rápido crecimiento que envuelve el fundido debido al acelerado enfriamiento por la presencia de volátiles. (Winter, 2014).
- El retrometamorfismo, trae aparejado reajustes en la paragénesis, con crecimiento mineral en microfracturas y planos de exfoliación, donde se produce una reacción retrógrada (Castro Dorado, 2015), a la que se denomina como reemplazamiento topotáctico, como el caso de la muscovita que crece a expensas de la biotita.

- ***En relación al estudio microestructural:***

- Las micas deformadas exhiben patrones a partir del ángulo de extinción distinto al resto del mineral en bandas de extinción, formando el kinking y textura de fish por flexión (Passchier y Trouw 1996), generadas a los 250 °C para las biotitas.
- Resulta frecuente la observación de mecanismos deformacionales evidentes a escala microscópica, en minerales que sufrieron microfracturación, y cataclasis como el caso del cuarzo, plagioclasa, microclino, granate, cordierita, y turmalina, en condiciones de bajo grado metamórfico y un dominio frágil a aproximadamente 300 °C (Passchier & Trouw, 1998).
- Las cintas de cuarzo presentes confirmarían aproximadamente las temperaturas anteriormente expuestas, ya que las mismas se forman en condiciones de deformación plástica de aproximadamente 350-400°C (Vernon 1976).
- La presencia de maclas mecánicas en plagioclasas y microclinos, con rotación, acuñamiento, flexuramiento y deslizamiento friccional del maclado original, ocurre entre los 300 °C y 400 °C (Pryer, 1993, en Passchier y Trouw, 1998), ó en los 400 °C y 500 °C (Passchier y Trow 1996).
- La existencia de intercrecimientos asociadas a esquistos, metatexitas y pegmatitas, siendo el caso más típico las simplectitas de cuarzo vermicular en plagioclasa (mirmequitas) en metatexitas, y en menor medida simplectitas de muscovita - cuarzo. La tasa de generación de simplectitas aumenta con el grado metamórfico, debido que la difusión iónica decrece, lo cual no permite la dispersión de la nucleación para formas nuevas fases minerales (Passchier y Trouw 1996). Estas se generan por cristalización simultánea de dos o más fases en una misma zona, asociadas al metamorfismo regional de temperaturas mínimas de 400° y 500°C.
- Cuando la deformación cesa, se produce microestructuras de recuperación del cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas. Para el primero, requiere temperaturas que van desde los 400 °C hasta los 700 °C, y mayores de 500 °C

para el feldespato (Passchier y Trouw 1996). Presentan extinciones por dislocación, bandas de deformación, y formación de subgranos (altas temperaturas). En condiciones de mediano a alto grado metamórfico, entre los 400° y 700°C se definen además procesos de migración de borde de grano, y con bordes lobulados a los 550 °C (Pyrrer 1993). El cuarzo en un medio estático, es habitual el desarrollo de bordes rectos y en contacto triple, desarrollando una fábrica poligonal (Passchier y Trouw, 1998). Este último, es debido al reordenamiento de átomos y moléculas del cuarzo en un medio plástico, lo cual permite el desarrollo de minerales euhedros, como cuarzo y muscovita en un evento estático tardío postectónico, típico del metamorfismo retrógrado.

- El desarrollo de estructuras tipo dominó o libros rotados se identificó en láminas de biotita, en el melanosoma.
- Finalmente, algunas deformaciones observadas en el microscopio se puede inferir que podría pertenecer en partes, al Ciclo Ándico.

Por lo tanto, en el rango de temperaturas entre 250 – 700 °C a partir de estos indicadores térmicos, podría atribuirse para el evento deformacional dúctil, en transición de Facies Esquistos Verdes con pasaje a Facies Anfibolitas, que se determina a partir de las asociaciones minerales.

En el escenario planteado, la deformación se desarrolla en forma posterior al metamorfismo regional M₂, de manera localizada en algunos tramos del afloramiento, con características frágil a frágil - dúctil, según el tipo litológico asociado. Se ha evidenciado fracturamiento y meteorización, en planos de fractura subverticales con tonalidades rojizas relacionados a tectonitas en el contexto orogénico Andino, del cual solo se limitaron las observaciones a escala mesoscópica. Algunos sectores de los afloramientos estudiados se presentan muy diaclasados o dislocados, lo que generó inconvenientes en las mediciones de las pegmatitas.

En este contexto se puede determinar la edad del basamento cristalino de la zona de estudio, asociado al metamorfismo regional en transición de Facies Esquistos Verdes a Facies Anfibolitas y Facies Anfibolitas. La correlación de las metamorfitas de La Brea con las edades planteadas de la Formación La Cébila (González Bonorino, 1951) y en base a los estudios realizados en monacitas de las migmatitas, permitieron calcular una edad de 478 ± 4 Ma (Ordovícico temprano), coincidiendo con el evento metamórfico regional de la Orogenia Famatiniana (de los Hoyos et al., 2011). La máxima expresión del metamorfismo en Sierra de Ambato, fue a partir de la formación de migmatitas durante el pico metamórfico en Facies Anfibolitas con sillimanita (Leguizamón et al., 1990), en el marco tectónico Famatiniano.

Es por ello que la actividad del conjunto de fajas de cizalla a nivel regional presente en todo el antiguo margen gondwánico, se relaciona con el evento orogénico Famatiniano que culmina con la colisión del terreno Cuyania/Precordillera con el borde proto - Andino del Gondwana Occidental (Astini y Davila 2004, Whitmeyer y Simpson 2004).



CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

6.1. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en el área de investigación de La Brea a partir de datos de campo y análisis petrográfico tanto estructural como textural, efectuados a meso y microescala, han permitido abordar una secuencia evolutiva de las condiciones de P y T reinantes, para cada evento metamórfico y procesos deformacionales asociados a la Orogenia Famatiniana, de los cuales se desprenden las siguientes conclusiones:

- El basamento cristalino aflorante en el área de investigación de La Brea, ubicado en el sector nororiental de la sierra de Ambato, se encuentra comprendido principalmente por esquistos bandeados de grano fino a medio, migmatitas heterogéneas de tipo metatexitas, pegmatitas y tectonitas restringidas a bandas de deformación localizadas.
- Los esquistos fueron formados a partir de un protolito sedimentario de areniscas cuarzosas y escasas pelitas, durante el primer evento metamórfico M_1 alcanzando un estadio de transición en Facies de Esquistos Verdes a Facies Anfibolita, por la persistencia de minerales índices como $Bt \pm Grt$ y ausencia de muscovita primaria. La ocurrencia de la paragénesis $Qtz + Bt + Pl \pm Grt$ indica una temperatura aproximada entre $\sim 300^\circ$ a $500^\circ C$ con una presión de 2 a 3 Kbars. La foliación S_1 de los esquistos se generó a partir del primer evento deformacional D_1 , con un rumbo general noroeste – sureste.
- Un segundo evento metamórfico M_2 alcanza el clímax del metamorfismo, lo cual generó anatexis y permitió la formación de metatexitas, a partir de los esquistos, cuya aparición de cordierita en la paragénesis del melanosoma ($Ms + Qtz + Pl \pm Grt \pm Crd$) y leucosoma ($Qtz + Pl + Mc + Bt \pm Ms \pm Crd$) ubican a estas rocas dentro de Facies Anfibolitas con temperaturas aproximadas a los $800^\circ C$ y presiones que rondan entre los 4 a 5 Kbars. La estructura del mesosoma se vió afectada por un segundo evento deformacional D_2 que originó la foliación migmatítica S_2 y S_3 , con un rumbo similar a los esquistos bandeados. En un estadio tardiotectónico a M_2 - D_2 se emplazan diques pegmatíticos anatéticos, discordantes con la roca de caja, con resisters, schlieren biotíticos y granate típicamente euhedro, manifestando este último, niveles más profundos de la anatexis prógrada; mientras que la presencia de turmalina evidencia la presencia de boro y otros fluidos en las últimas etapas de cristalización. En referencia a estas pegmatitas se asume que la presencia de agua y volátiles cedidos a partir de la deshidratación por fusión de la muscovita y biotita, permiten explicar la ocurrencia de megacristales por el incremento de difusión iónica, texturas de exsolución en microclino, e intercrecimiento simplectítico de cuarzo y feldespato potásico, originando texturas gráficas por el descenso del punto de cristalización. El exceso de fluidos movilizados a niveles someros, siguieron las líneas de foliación de las rocas de caja y la subsiguiente formación de pegmatitas cuarzo - feldespática, siendo los representantes mejor expuestos de la anatexis retrógrada como así también lo son las venas secundarias que cortan la estructura regional de la roca de caja.

- Un tercer evento metamórfico M_3 de tipo dinámico se superpone a los eventos precedentes en Facies Esquistos Verdes ($\sim 300\text{ }^{\circ}\text{C} - 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $2 - 3\text{ Kbar}$), caracterizado por la aparición de fibrolita en todas las litologías mapeadas y muestreadas y microtexturas de deformación que marcan el estadio cinemático sobreimpuesto. A este evento se relaciona la turmalina de las pegmatitas tardiotectónicas que presentan un rumbo general de 45° aproximadamente en relación a la foliación general del Complejo metamórfico, observaciones que permiten inferir la culminación de la cristalización de las turmalinas durante el evento cinemático. Las tectonitas “en sentido estricto” se formaron en la etapa de mayor ductilidad de este evento Oclóyico.
- Un cuarto evento metamórfico de tipo retrógrado de carácter estático queda registrado en la zona de estudio en Facies Esquistos Verdes ($\sim 300\text{ }^{\circ}\text{C} - 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $2 - 3\text{ Kbar}$), evidenciado por mecanismos de recuperación y recristalización de minerales euhedros como cuarzo, muscovita y desarrollo de texturas de desmezcla.
- Se destaca que en el sector noreste del afloramiento, se observa un brusco cambio de rumbo e inclinación de la foliación general del Complejo metamórfico, hacia el suroeste, infiriéndose una falla de probable edad andina, asociadas en sectores a deformación cataclástica en zonas de fractura, en un régimen elástico-friccional y niveles epizonales de corteza.
- Las tectonitas se originaron a partir de la cataclasis de las metamorfitas durante el basculamiento de los bloques que conforman el basamento acaecido en la Orogenia Andina. Las mismas se restringen principalmente a bandas localizadas de deformación en zonas de fracturas. La generación de este tipo litológico en un régimen elástico-friccional, evidencia niveles epizonales de corteza.
- Las características petrológicas y estructurales permiten identificar a las rocas de la faja de deformación La Brea, dentro del dominio transicional frágil a frágil - dúctil, donde se determinaron microtexturas y microestructuras como indicadores del contexto metamórfico regional famatiniano, de acuerdo a los principales mecanismos:
 - Microfracturación y cataclasis del cuarzo, plagioclasa, microclino, granate, cordierita, y turmalina; maclado mecánico con rotación, acuñaamiento, flexuramiento y deslizamiento friccional de maclas primarias en plagioclasa y microclino; bandas tipo “kink” y “fish” en biotitas y muscovitas. El creep por dislocación en cuarzo, plagioclasa y microclino.
 - Microestructuras de recuperación del cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas, asociadas a bandas de deformación, y formación de subgranos (altas temperaturas); procesos de migración de borde de grano y recristalización dinámica, con desarrollo de cristales de cuarzo límpidos y bordes lobulados. Recristalización estática, identificada por el desarrollo de cuarzo con bordes rectos y contactos triples.
 - Retrogresión caracterizado por fases minerales más estables, con la aparición de fibrolita a expensas de la biotita y muscovita; y reemplazo de biotita por muscovita secundaria.

- Finalmente, se observaron algunas deformaciones bajo microscopio en donde se puede inferir, que podrían pertenecer en partes, a la Orogenia Ándica.
- La edad relativa de la actividad deformacional para la faja de deformación La Brea podría acotarse en el Ordovícico inferior, en base a las condiciones metamórficas y deformativas presentes en las metamorfitas del área de estudio, lo cual permiten correlacionarlas con otros afloramientos también de edades pertenecientes al Ordovícico Inferior (fase Oclóyica) dentro de la Orogenia Famatiniana.



CAPÍTULO VII

BIBLIOGRAFÍA Y TRABAJOS CITADOS

7. BIBLIOGRAFÍA Y TRABAJOS CITADOS

- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. (1973). Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste argentino. II Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas), Tomo 2:755-763.
- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. (1976). Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del noroeste argentino. II Congreso Latino-Americano de Geología Venezuela T. 2, 741-754.
- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. (1977). Esquema geológico de la Sierra de Ancasti, provincia de Catamarca: Acta Geológica Lilloana, 14, 233-259.
- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. (1981). Geología del Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales. San Miguel de Tucumán, provincia de Tucumán, pp. 29.
- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. (2000): Argentine Precordillera: allochthonous or autochthonous Gondwanic ?. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil 1., 7/8: 743-756.
- Aceñolaza, F. y Aceñolaza, G. (2005). La formación Puncoviscana y unidades estratigráficas vinculadas en el Neoproterozoico - Cámbrico Temprano del Noroeste Argentino. Latin American journal of sedimentology and basin analysis, 12(2), 65-87.
- Adams, C., Miller, H., Aceñolaza, F., Toselli, A. & Griffin, W. (2011). The pacific Gondwana margin in the Late Neoproterozoic-Early Paleozoic: detrital zircon U-Pb ages from metasediments in Northwest Argentina reveal their maximum age, provenance and tectonic setting. Gondwana Res. 19 (1), 71 - 83
- Almeida, F. F. M. de, Hasui, Y. & Brito Neves, B. B. (1976). The Upper Precambrian of South America. Universidade de Sao Paulo, Instituto de Geociencias, Boletim 7: 45 – 80, Sao Paulo.
- Alvarado, P. y Ramos, V. (2010). La estructura Ándica de las Sierras Pampeanas basada en los mecanismos focales de terremotos en su región noroeste. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 67(4): 461-472.
- Andersen, O. (1931). Discussions of certain phases in the genesis of pegmatites. Norsk Geologisk Tidsskrift vol. 12. pp 1-56.
- Arias, A., Carrizo, C., Córdoba, S., Costello, M., de la Rosa, C., Rodríguez, K.. (2010). Eventos Tecto-metamórficos y magmáticos en Sierra del Colorado. La Aguada, Catamarca, Argentina. Informe de campo, Cátedra Mineralogía Sistemática .
- Ashworth, J. R. (1985). Migmatites. Blackie. Glasgow. pp 59
- 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 Precodillera terrane accretion. Tectonics 23, TC4008, doi:10.1029/2003TC001620 .
- Auboin, J. (1965). Geosynclines. Editorial Elsevier 197 pp.

- Baldis, B. A., Viramonte, J. y Salfity, J. (1975). Geotectónica de la comarca comprendida entre el Cratógeno Central Argentino y el borde austral de la Puna. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 24- 44, Buenos Aires.
- Baldis, B. A., Gorroño, A., Ploszkiewicz, J.V. y Sarudiansky, R. M. (1976). Geotectónica de la Cordillera Oriental, sierras Subnadinás y áreas adyacentes. 6º Congreso Geológico Argentino, Avctas 1: 3-22.
- Benedetto, J. L., & Astini, R. A. (1993). A collisional model for the stratigraphic evolution of the Argentine Precordillera during the Early Paleozoic. Second International Symposium on Andean Geodynamic .
- Benedetto, J. L. (2004). The allochthony of the Precordillera ten years later (1993-2003): A new paleobiogeographic test of the microcontinental model. *Gondwana Research* , 7:1027-1039.
- Benedetto, J. L. (2010). El continente de Gondwana a través del tiempo. Una introducción a la Geología Histórica. Córdoba.
- Beus, A. A. (1960). Geochemistry of beryllium and genetic types of beryllium deposits'. Academy Science USSR Moscu— 401 pp.
- Blasco G., Caminos R.L., Lapido O., Lizuaín A., Martínez H., Nullo F., Panza J.L., Sacomani L. (1994). Descripción geológica de la Hoja Geológica 2966-II, San Fernando del Valle de Catamarca. (Provincias de Catamarca, Santiago del Estero y Tucumán). Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín N° 212, Buenos Aires.
- Boedo, F., Vujovich, G., Kay, S., Ariza, J. y Pérez, S. (2013). The E-MORB like geochemical features of the Early Paleozoic mafic-ultramafic belt of the Cuyania terrane, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 48: 73-84.
- Bond, G. C., Nickerson, P. A. & Kominz, M. A. (1984). Breakup of a supercontinent between 625 and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 70, 325–345.
- Borrello, A. V., & Pernas, R. D. (1965). Sobre la presencia del género Kootenia en el cámbrico de San Juan. *Asociación Geológica Argentina*, 57-62.
- Borrello, A. V. (1969). Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales, 14: 1-188.
- Borrello, A. V. (1972). Cordillera Fueguina. En: Leanza A. F. (Ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 741 – 754, Córdoba.
- Brogniart, A. (1813). Essai d'une classification mineralogique des roches mélanges, *Jour. Miner.* Vol. 34, pp. 32.
- Brown & Fyfe (1970). *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 28. pp 310-318.
- Brown, M. (1973). The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologists' Association* 84, 371 – 382.
- Brown, M. (1983). The petrogenesis of some migmatites from the Presquile de Rhuys, southern Brittany, France. In *Migmatites, Meltings and Metamorphism*, eds. Atherton, M.P., and Gribble, C.D., Shiva, Nantwich, 174 – 200.

- Brown, M. (1993). The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologists Association*, 84 (4), 371-382
- Brusa, S., Pereira, E., Nieva, R., Vega, F., Segovia, J., Morales, P., y otros. (2010). El origen de los calcosilicatos. Trabajo de investigación de la Catedra Mineralogía Sistemática, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, UNCa .
- Caminos, R. (1972). Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 41 – 79.
- Caminos, R. (1979). Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. 2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias I: 225-291. Córdoba.
- Camus, F. (2003). Geología de los sistemas Porfíricos en los Andes de Chile. *Sernageomin*: 267 pp. Santiago.
- Casa, A. L., Yamin, M. G., Cegarra, M. I., Coppolecchia y Costa. C. H. (2010). Deformación cuaternaria asociada al frente de levantamiento oriental de las sierras de Velasco y Ambato, Sierras Pampeanas Occidentales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (4): 425 - 438 (2010)
- Casquet, C., Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Baldo, E. G., Galindo, C., Fanning, C. M., y otros. (2012). A history of Proterozoic terranes in southern South America: From Rodinia to Gondwana. *Geoscience Frontiers*, 3(2):137-145.
- Castro, A., Corretge, L., Biad, M., Fernandez, C., & Patiño Douce, A. E. (2000). Experimental constraints on hercynian anatexis in the Iberian Massif. *Spain Journal of Petrology*, 41: 1400-1471.
- Castro Dorado, A. (2015). *Petrografía de Rocas Igneas y Metamórficas*. Editorial Ediciones Paraninfo S.A. 1º edición, Madrid, España.
- Cawood, P.A., McCausland, P.J.A., Dunning, G. R. (2001). Opening Iapetus: constraints from the Laurentian margin in Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin* 113, 443-453.
- Cawood, P.A. (2005). Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews* 69, 249–279.
- Cawood, P. A. & Buchan, C. (2007). Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *EarthScience Reviews*, 82, 217–256.
- Černý, P. (1982b). Petrogenesis of granitic pegmatites. *Miner. Assoc. Canada Short Course Handb.*, 8, pp. 405 – 461
- Černý, P. (1989a). Characteristics of pegmatite deposits of tantalum, in Möller, P., Černý, P., and Saupé, F., eds., *Lanthanides, tantalum and niobium*: Berlin, Springer-Verlag, p. 195–239.
- Černý, P. (1989b). Exploration strategy and methods for pegmatite deposits of tantalum, in Möller, P., Černý, and Saupé, F., eds., *Lanthanides, tantalum and niobium*: Berlin, Springer-Verlag, p. 271–299

- Černý P. (1990). Distribution, affiliation and derivation of rare-element granitic pegmatites in the Canadian Shield, *Geol. Rundschau*, 79, 183-226 pp.
- Černý, P. (1991a). Fertile granites of Precambrian rare element pegmatite fields: Is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies?: *Precambrian Research*, v. 51, p. 429–468.
- Černý, P. (1991b). Rare element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits: *Geoscience Canada*, v. 18, p. 49–67
- Černý, P. (1991c). Rare-element granitic pegmatites. Part 2: Regional to global environments and petrogenesis, *Geosci. Can.*, 18, 68-81 pp.
- Černý, P. and Ercit, T.S. (2005). The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist* 43, 2005 - 2026.
- Černý, P. London D. and Novák M. (2012). Granitic pegmatites as reflection of their sources, *Elements*, vol. 8, 289-294 pp.
- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodriguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W. editors). The Geological Society: 21-114. Londres
- Chester, F. M., Friedman, M. and Logan, J. M. (1985). Foliated cataclasites. *Tectonophysics*, 111: 139-146.
- Coco, A. L. (1946). Estudio geológico y petrográfico de la falda occidental de la sierra de Ambato, entre Rosario de Colana y Mischango. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. 85 pp. Tesis doctoral inédita.
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. y Fan, J. X. (2013; actualizado) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204
- Cordani, U., Sato, K., Texeira, W., & Tessinari, C. y. (2000). Crustal evolution of the South American Platform. 31^o International Geologic Congress, (págs. 19-40). Rio de Janeiro.
- Córdoba, G. V. (1994). Contribución al conocimiento petrológico del basamento-plutónico-metamórfico en el Cerro de Los Angeles. Sierra de Ambato, provincia de Catamarca, Argentina. Tesis doctoral. Biblioteca Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas. Universidad Nacional de Catamarca, 207.
- Córdoba, G. V., Sosa, J. R., Rasjido, M. E., Nieva, N. E., Romero, F. R., Menéndez J. & Navarro L. F. (2011). Geoquímica de las migmatitas y sus protolitos, Cerro de Los Ángeles, Sierra de Ambato. Catamarca – Argentina. Proyecto 02/F771 de la SECYT, Universidad Nacional de Catamarca.
- Costa, C. (2008). Neotectónica. En Peligrosidad sísmica en la sierra de Velasco, Segemar, Serie Contribuciones Técnicas 14: 30-73.
- Dalziel, I. (1991). Pacific mergins of Laurentia and East Anartica-Australia as conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, 19: 598-601.

- Dalziel, I. (1992). On the organization of American plates in the Proterozoic and the breakout of Laurentia. *SGA Today*, 2(11), 237-241.
- Dalziel, I. (1997). Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics; review, hypothesis, environmental speculation: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, no. 1, p. 16-42.
- de los Hoyos, C.R., Willner, A.P., Larrovere, M.A., Rossi, J.N., Toselli, A.J., Basei, M.A.S., (2011). Tectonothermal evolution and exhumation history of the Paleozoic Proto-Andean Gondwana margin crust: The Famatinian Belt in NW Argentina: *Gondwana Research*, 20(2-3), 309-324.
- De Wit, M. J., Thiar, C., Doucoure, M. and Wilsher, W. (1999). Scent of asupercontinent: Gondwana's ores aschemical tracers – tin, tungsten and theNeoproterozoic Laurentia–Gondwanaconnection. *J. Afr. Earth Sci.*, 29, 35–51.
- Dingwell, D. B. (1988). The structures and properties of fluorine-rich magmas: A review of experimental studies: *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 39*, p. 1–12.
- Du Toit, A. L. (1937). *Our Wandering Continents* (traducción "Nuestros continentes errantes"). Oliver and Boyd, Edinburgh, 366 p.
- Ercit, T. S. (2005). REE-enriched granitic pegmatites: *Geological Association of Canada Short Course Handbook*, v. 17, in press.
- Escayola, M. P., Pimentel, M. M., Armstrong, R. (2007). A Neoproterozoic Back-Arc Basin: SHRIMP U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35 (6), 495 – 498.
- Escayola, M. P., van Staal, C. R., & Davis, W. J. (2011). The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: An accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences*, 32:438-459.
- Espizúa, S., & Caminos, R. (1979). Las rocas metamórficas de la Formación La Cébila, Sierra de Ambato, Provincia de Catamarca y la Rioja. *Boletín de la Academia Nacional de Córdoba, Argentina*, 53: 125-142.
- Evans, D. A. D., Li, Z. X. & Murphy, J. B. (2016). Supercontinent Cycles Through Earth History. *Geological Society, London, Special Publications*, 424, 1–14.
- Evensen, J. M., London, D., and Dewers, T. A. (2001). Effects of starting state and superliquidus-subliquidus pathways on crystal growth from silicic melts: *Lunar Planetary Institute, Houston, 11th Annual Goldschmidt*
- Fenn, P. M. (1977). The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melts: *Canadian Mineralogist*, v. 15, p. 135–161.
- Finney, S., Gleason, J., Gehrels, G., Peralta, S., Acenolaza, G. (2003). Early Gondwana ~ connection for the Argentine Precordillera terrane. *Earth Planet. Sci. Lett.* 205 (3e4), 349 - 359.

- Fisher, N. D., Jordan, T. E. y Brown, L. (2002). The structural and stratigraphic evolution of the La Rioja basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15 (1): 141-156.
- Furque, G. y Cuerda A. 1979. Extensión y edad de los movimientos de la Fase Guandacol en la Precordillera del oeste Argentino. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 1:191-200. Buenos Aires.
- Furque, R. A. (2014). Características Petrológicas, Evolución geoquímica y correlación regional del magmatismo ácido en el sector nororiental de Sierra de Ambato, Sierras Pampeanas, Argentina. Tesis de Grado, Licenciatura en Geología, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, UNCa .
- Galliski, M. A. (1994a). La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 49(1-2): 99-112.
- Galliski, M. A. (1994b). La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 49 (1-2): 113-122.
- García Torrejón, Maximiliano, Alvarez Pontoriero, Orlando, Nacif, Silvina, Novara, Iván, Sánchez, Marcos, Spagnoto, Silvana, Martinez, Patricia, & Gimenez, Mario. (2011). Evidencias de la zona de contacto entre los terrenos de Precordillera y Pie de Palo, Provincias de San Juan y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68(4), 502-506.
- Ghidella, M. E., Lawver, L. A., Gahagan, L. M., Rodríguez, G. A. (2007). Modelos de cinemática de placas para Antártida durante la ruptura de Gondwana: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (4): 635-645 (2007).
- Gimenez, M. E., Martinez, M. P. e Introcaso, A. (2000). A Crustal model based mainly on Gravity data in the area between the Bermejo basin and the sierra de Valle Fértil Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 13(3): 275-286.
- Ginsburg, A. I., Timofeyev, I. N., and Feldman, L. G. (1979). Principles of geology of the granitic pegmatites: Moscow, Nedra, 296 p. (in Russian).
- Golonka J., Krobicki M., Pajak J., Nguyen Van Giang & Zuchiewicz W. (2006). Global Plate Tectonics and Paleogeography of Southeast Asia. Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH University of Science and Technology, Arkadia Kraków, 1 – 128.
- Gordiyenko V.V. and Leonova V.A., eds. (1976). Mica-Bearing Pegmatites of Northern Karelia. Nedra, Leningrad, USSR.
- González Bonorino, F. (1950a). Descripción geológica de la Hoja 13e, Villa Alberdi (Catamarca - Tucumán). Dirección Nacional de Minería. *Boletín* 74, 78 p, Buenos Aires.
- González Bonorino, F. (1951). Una nueva formación Precámbrica en el noroeste Argentino. Museo de La Plata, *Comunicaciones Científicas* , 5: 4-6.
- González Bonorino, F. (1970). Migmatitas: bases para una nomenclatura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 15 (2): 262-274.

- González Bonorino, F. (1978). Descripción Geológica de la Hoja 14f , San Fernando del Valle de Catamarca, provincias de Catamarca y Tucumán. Boletín Servicio Geológico Nacional, 160:84.
- Grew, E. S., Yates, M. G., Barbier, J., Shearer, C. K., Sheraton, J. W., Shiraishi, K., and Moroyoshi, Y. (2000). Granilite-facies beryllium pegmatites in the Napier Complex in Khmara and Amudsen bays, western Enderby Land, East Antarctica, Polar Geosci., 13:1-40.
- Gutiérrez, A. A. (1999). Tectonic geomorphology of the Ambato block (Northwestern Pampeanas Mountain Ranges, Argentina). 4th Andean Geodynamic Symposium, Göttingen, Germany, 307–310.
- Gutiérrez, A. A., & Mon, R. (2008). Macro indicadores cinemáticos en el bloque Ambato, Provincias de Tucumán y Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63(1):24–28.
- Hartz, E. H., & Torsvik, T. H. (2002). Baltica upside down: A new plate tectonic model for Rodinia and Iapetus Ocean. *Geology*, 30:255-258.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J., Tupinambá, M., Siga Jr., O., Trouw, R. (2008). Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*, Geological Society Special Publications, London, 294, pp. 211-237.
- Holdaway M. J. (1971). Stability of andalusite in the aluminum silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271: 97-131.
- Hoffman, P. F. (1991). Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, v. 252, no. 5011, p. 1409-1412.
- Iannizzotto, N. F. (2010). Estudio petrologico - geoquimico e implicancias tectonicas del arco magmatico de Sierra Norte - Ambargasta en su sector mas austral. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, (unpublished doctoral thesis, 327p).
- Iturralde-Vinent, M. (2004b). Origen y evolución del Caribe y sus biotas marinas y terrestres. CD-ROM. Centro Nacional de Información Geológica, ISBN 959-7117-14-2
- Jahns, R. H. (1955) The study of pegmatites. *Economic Geology 50th Anniversary Volume*, 1025- 1130.
- Jahns, R.H. (1982). Internal evolution of pegmatites bodies. In: P. Cerny, Ed. *Granite pegmatites in science and industry*. Mineral Assoc. Canada Short Cours. Handb., 8, pp. 293 - 327.
- Jahns, R. H. y Burnham, C. W. (1958). Experimental studies of pegmatite genesis: Melting and crystallization of granite and pegmatite. *Geological Society of America Bulletin*, 69: 1592-1593.

- Jahns, R. H. y Burnham, C. W. (1969) Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology* 64: 843-864.
- Johannes, W. (1983). On the origin of layered migmatites. In: Atherton, M.P., Gribble, C. D. (Eds.), *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva Geol. Ser. Shiva, Nantwich, UK, pp. 234–248.
- Jordan, T., Isacks, V., Ramos, A., & Allmendinger, R. W. (1983 a, b). Mountain building in the Central Andes. *Journal of Geology*, 20-26.
- Kay, S. M., Orrell, S., & Abruzzi, J. M. (1996). Zircon and whole-rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and Laurentian origin for the basement of the Precordillera in Argentina. *Journal of Geology* , 104:637-648.
- Kittl, E. (1938). Estudios sobre rocas metamórficas e intrusivas de las provincias del norte argentino. *Revista Minera* 9(2-3): 43-96, Buenos Aires.
- Kraemer, P. E., Escayola, M. P., & Martino, R. D. (1995). Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50:47-59.
- Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68:277-279
- Kriegsman, L. M. y Álvarez-Valero, A. M. (2010). Melt-producing versus melt-consuming reactions in pelitic xenoliths and migmatites. *Lithos* 116 (2010) 310–320.
- Kröner, A. and Cordani, U. (2003). African and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, in press
- Kuzmenko, M. V. (1976). Rare-element granitic pegmatite fields (geochemical specialization and distribution). *Nauka, Moscow*, 332 pp.
- Lapidus, A. (1946). Estudio geológico-petrográfico en la falda occidental de la Sierra de Ambato entre las localidades de Rosario de Colana y La Calera, provincia de Catamarca. Tesis doctoral inédita. 93 pp. Universidad Nacional de Córdoba.
- Lapworth, C. (1885). The Highland controversy in British history: Its causes, course, and consequences: *Nature*, v. 32, p. 558 - 559.
- Larrovere, M. A., Toselli, A. J., & Rossi de Toselli, J. N. (2008). Petrología y estructura de la faja de deformación La Chilca, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (2): 254 - 263.
- Larrovere, M. A. (2009). Petrología de la faja migmatítica entre el fanco noroccidental de la Sierra de Ancasti, su continuación en la Sierra de Aconquija y el fanco nororiental de la Sierra de Ambato. Córdoba, Universidad Nacional de Córdoba, tesis doctoral, 234.
- Larrovere, M. A., de los Hoyos, C. R., Toselli, A. J., Rossi, J. N., Basei, M. A., & Belmar, M. E. (2011). High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(2-3): 279-297.

- Larrovere, M. A., de los Hoyos, C. R., & Grosse, P. (2012). Los complejos metamórficos del retro-arco Famatiniano (noroeste de Argentina): caracterización geoquímica e isotópica de sus protolitos e implicancias geotectónicas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 676-695.
- Le Corre, C., & Rossello, E. (1994). Kinematics of early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 7:301-308.
- Leguizamón, M. A., D' Angiola, M. y Viciguerra P. (1990). Efectos dinamometamórficos en rocas de dos zonas de falla de La Cébila, provincias de La Rioja y Catamarca. Vol 10, No 91 (1990): *Revista del Museo de La Plata. Nueva Serie. Sección Geología*.
- Lira, R., Millone, H. A., Kirsschbaum, A. M., & Moreno, R. S. (1996). Calc-alkaline arc granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10:157-177.
- Lira, R., Millone, H. A., Kirschborw, A. M., & Moreno, R. S. (1997). Magmatic-arc calc-alkaline granitoid activity in the Sierra Norte - Ambargasta Ranges, Central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(2): 157-178.
- London, D. (1982). Stability of spodumene in acidic and saline fluorine-rich environments: *Carnegie Institution Geophysical Laboratory, Annual Report*, v. 81, p. 331–334.
- London, D., Wolf, M.B., Morgan, G.B. y Gallego Garrido, M. (1989). Experimental silicate – phosphate equilibria in peraluminous granitic magmas, with a case study of the Albuquerque batholiths at Tres Arroyos, Badajoz, Spain. *Journal of Petrology*, 40: 215-240.
- London, D. (1992). The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist* 30, 499-540.
- London, D. (1992a). The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites: *Canadian Mineralogist*, v. 30, p. 499–540.
- London, D. (1992b). Phosphorus in S-type magmas: the P₂O₅ content of feldspars from peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites: *American Mineralogist*, v. 77, p. 126–145
- London, D. (1995). Geochemical features of peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites as sources of lithophile metal deposits. In *Magmas, fluids, and ore deposits* (J.F.H. Thompson ed.), *Mineral Assoc. Can. Short Course Ser.*, 23:175-202.
- London, D. (2005). Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. *Lithos* 80, 281-303.
- London, D. (2005a). Granitic pegmatites: An assessment of current concepts and directions for the future: *Lithos*, v. 80, p. 281–303.
- London, D. (2005b). Geochemistry of alkalis and alkaline earths in ore-forming granites, pegmatites, and rhyolites: *Geological Association of Canada Short Course Handbook*, v. 17, in press.
- London, D. (2008). Pegmatites. *Canadian Mineralogist, Special Publication 10*, 368 pags.
- London, D. 2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. *Lithos*, 184-187: 74-104.

- López, J., Durand, F., & Toselli, A. (1996). Zonas de cizalla en el flanco noroccidental de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas , 3:39-42.
- Lottner, U. (1983). Las pegmatitas de la Sierra de Ancasti. En: Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. J. (Ed.): Geología de la Sierra de Ancasti, pp. 137-151. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, 59.
- Lucassen, F., & Franz, G. (2005). The early Palaeozoic Orogen in the Central Andes: a non-collisional orogen comparable to the Cenozoic high plateau?. In: Vaughan, A., Leat P., & Pankhurst, R. (eds.), Terrane Processes at the Margins of Gondwana. Geological Society London, Special Publication, 246: 257-373.
- Marshak, S. (2012). Essentials of Geology. Publisher: W. W. Norton & Company; Fourth edition, 648 pp.
- Martino, R. (2003). Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. Revista de la Asociación Geológica Argentina , 58(4):549-571.
- McMenamin, M. A. S. & McMenamin, D. L. S. (1990). The Emergence of Animals: The Cambrian Breakthrough. Columbia University Press, New York.
- Meert J.G. & Torsvik T.H. (2004): Paleomagnetic constraints on Neoproterozoic ‘Snowball Earth’ continental reconstructions. In: Jenkins G.S., McMenamin M.A.S., McKey C.P. & Sohl L. (eds.): The Extreme Proterozoic: Geology, Geochemistry, and Climate. Geophysical Monograph, 146, American Geophysical Union, Washington DC.: 5-11.
- Meert, J.G., Lieberman, B.S. (2008). The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian radiation. Gondwana Res. 14, 5–21. Merle, O., 2011.
- Mehnert, K. R. (1968). Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publishing Company, New York. 393 pp.
- Michel - Lévy, A. (1893). Contribution á l'étude du granite Flamanville granites français en général. Bull. Cart. Géol. Fr., vol.5
- Mitchell, R.N., Kilian, T.M., Evans, D.A.D. (2012). Supercontinent cycles and the calculation of absolute palaeolongitude in deep time. Nature 482, 208-212.
- Mon, R. (1976). La tectónica del borde oriental de los Andes en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 31(2): 65-72, Buenos Aires.
- Mon, R., y Hong, F. D. (1991). The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic basement of the Central Andes between 22° and 32° S Lat. Geologische Rundschau 80 (3): 745 - 758.
- Moores, E. M. (1991). Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection; a hypothesis: Geology, v. 19, no. 5, p. 425-428.
- Mpodzis, C. y Ramos, V. A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Reinemud, J.A. (Eds.): Geology of the Andes and its relation

- to Hydrocarbon and Mineral Resources, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11: 59-90, Houston.
- Mpodozis C. y Ramos V. A. (2008). Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 481 - 497 (2008).
- Murphy, J. B., Nance, R. D. (2003). Do supercontinents introvert or extrovert?: Sm-Nd isotope evidence. *Geology* 31, 873-876.
- Murphy, J. B. & Nance, R. D. (2005). Do supercontinents turn inside-in or inside-out? *International Geology Review*, 47, 591–619.
- Murphy, J. B. & Nance, R. D. (2008). The Pangaea Conundrum. *Geology*, 36, 703–706.
- Murphy, J. B., Nance, R.D. (2013). Speculations on the mechanisms for the formation and breakup of supercontinents. *Geoscience Frontiers* 4, 185-194.
- Nabelek, P. I., Whittington, A. G. y Sirbescu, M. L .C. (2010). The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160: 313-325.
- Nieva, E. (2013). Evolución Petrológica y Geoquímica de los plutones del área La Puerta y zonas aledañas -Sierras Pampeanas, Provincia de Catamarca- Argentina. Tesis de Grado Licenciatura en Geología. Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas. UNCa .
- Nulló, F. (1981). Descripción geológica de la hoja 15f, Huillapima (Provincia de Catamarca). *Boletín del Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires* , 178.
- Omarini, R.H., Sureda, R.J., Götze, H.-J., Seilacher, A. y Pflüger, F. (1999). Puncoviscana folded belt in northwestern Argentina: testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and preGondwana collisional episodes. *International Journal of Earth Sciences* 88: 76-97.
- Oriolo S., Oyhantçabal P., Wemmer K., Siegesmund S. (2017). Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinent cycle. *China University of Geosciences (Beijing). Geoscience Frontiers* (2017) 1-15
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Passchier, C. W. (2010a). The transpressional connection between Dom Feliciano and Kaoko Belts at 580-550 Ma, *International Journal of Earth Science* 100, 379-390.
- Passchier, C.W. y Trouw, R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Springer, 289 p., Berlin.
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. (1998). *Microtectonics*.
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. (2005). *Microtectonics*. Germany: Editorial Springer.
- Patiño Douce, A. E., & Beard, J. S. (1995). Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbars. *Journal of petrology*, 36: 707-738.
- Pichavant, M., & Manning, D. (1984). Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contributions of experimental data. *Phys. Earth Plante Inter.*, 35: 31-50.

- Powell, C., Li, Z. X., McElhinny, M. W., Meert, J. G., & Park, J. K. (1993). Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margin of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents: comments. *Geology*, 23,1053-1054.
- Powell, C.McA. (1995). Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents?: comment. *Geology*, 23, 1053–1054.
- Pryer, L. L. (1993). Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, 15(1): 21-36.
- Quenardelle, S y Ramos, V.A. (1999). The Ordovician western Sierras Pampeanas magmatic belt: record of Precordillera accretion in Argentina. In: Ramos, V.A. y Keppie, D. (eds.) *Laurentia Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper 336: 63-86.
- Ramos, V. A., Jordan, T., Allmendinger, R. W., Kay, S. M., Cortés, J. M., & Palma, M. A. (1984). Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. IX Congr. Geológico Argentino, Actas,2. 84-106.
- Ramos, V. A. (1986). El diastrofismo oclórico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el noroeste argentino. *Revista Instituto de Ciencias Geológicas de Jujuy*, 6(1): 13-28.
- Ramos, V. A. (1988). Tectonics of the Late Proterozoic - early Paleozoic: A collisional History of Southern America. *Episodio* 11(3): 168-174.
- Ramos, V.A. (1988b). The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En: Clark, S. y Burchfiel, D. (Eds.): *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54, Boulder.
- Ramos, V.A. (1989c). Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* 73(7): 887-903, Tulsa.
- Ramos, V.A. (1995). Field guide to the geology of Precordillera folded and thrust belt (Central Andes). *Andean Thrust Symposium, Commission on Tectonics (I.U.G.S.) - I.C.L.*, 1-64, San Juan.
- Ramos, V.A. (1999). Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Geología Argentina, Anales* 29 (3): 41 - 96, Buenos Aires, 1999.
- Ramos, V. A. (2000). The Southern Central Andes. En: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho y D.A. Campos (eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31° International Geological Congress, Rio de Janeiro: 561-604.
- Ramos, V. A. (2008). The basement of the Central Andes: The Arequipa and related terrenos. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36:289-324.
- Ramos, V. A. (2009). Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Geological Society of America Memoir* , 204: 31-65.
- Ramos, V. A. y Folguera A. (2009). Andean flat slab subduction through time B. Murphy (Ed.), *Ancient Orogens and Modern Analogues*, Geological Society, London (2009), pp. 31-54 Special Publication 327.

- Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J., (2010). Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics* 50, 243-255.
- Ramsay, J. G. (1980). Shear zone geometry: A review. *Journal of Structural Geology* 2 (1 - 2): 83 - 89.
- Rapalini, A. E., & Astini, R. A. (1998). Paleomagnetic confirmation of the Laurentian origin of the Argentine Precordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 155:1-14.
- Rapela, C.W, Pankhurst, R.J., Kirschbaum, A. M. y Baldo, E.G.A. (1991a). Facies intrusivas de edad carbonífera en el batolito de Achala: evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas?. 6° Congreso Geológico Chileno, 1:40-43. Viña del Mar.
- Rapela, C. W., & Pankhurst, R. (1996). The Cambrian plutonism of the Sierras de Córdoba: pre-famatinian subduction and cristal melting. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploracion de Hidrocarburos, Actas 5: 491.
- Rapela, C.W, Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., Fanning, C.M. (1998). The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C. W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Special Publication, Geological Society, London 142, 181–217.
- Rapela, C.W. y Llambías, E.J. (1999). El magmatismo gondwánico y los ciclos fanerozoicos. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 373-376, Buenos Aires.
- Rapela, C.W. (2000). The Sierras Pampeanas of Argentina: Paleozoic building of the southern proto-Andes. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Río de Janeiro, 381-387.
- Rapela, C. W., Casquet, C., Baldo, E., Dahlquit, R. J., Pankhurst, C., Galindo, C., y otros. (2001). Las Orogénesis del Paleozoico inferior en el margen proto-andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 27:23-41.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fanning, C. M., Baldo, E., González Casado, J. M., y otros. (2007). The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews* , 83:49-82.
- Rapela, C. W., Verdecchia, S.O., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Murra, J.A., Dahlquist, J.A., Fanning, C.M. (2016). Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: paleogeographic and tectonic implications. *Gondwana Research* 32, 193-212.
- Rasjido, M. E. (2012). Características petrológicas y geoquímicas de los intrusivos de Pampichuela, Departamento Capayán, Catamarca, Argentina. Tesis de grado Licenciatura en Geología. Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, UNCa .
- Rassmuss, J. (1916). La Sierra del Aconquija. 1° Reunión Nacional de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales , 47-69.

- Rodríguez, K. A. (2016). Evolución Petrológica y Tectónica en La Faja de Deformación Agua Verde, Sierra De Ambato, Catamarca, Argentina. Tesis de grado Licenciatura en Geología. Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, UNCa .
- Rudenko, S. A; Romanov, V. A.; Morakhovskiy, V. N.; Tarasov, E. B.; Galkin, D. A. y Dorokhin, V. K. (1975). Conditions of formation and controls of distribution of muscovite objects of the North-Baikal muscovite province, and some general problems of pegmatite consolidation'. En V.V. Gordiyenko Ed., Muscovite pegmatites of the USSR, Nauka, Leningrado, pp. 174-182.
- Sadowski, G. R. and Bettencourt, J. S. (1996). Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. *Precambrian Res.*, 76, 213–227
- Sato, A. M., González, P. D., & Llambias, E. J. (2003). Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* , 58 (4): 487-504.
- Scotese, C. R. (2009). Late Proterozoic plate tectonics and palaeogeography: a tale of two supercontinents, Rodinia and Pannotia. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 326, issue 1, pp. 67-83
- Scheumann, K. H. (1936). Zur Nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine: *Min. Petr. Mitt.*, 48, p. 297 – 302.
- Schmid R., Fettes D., Harte B., Davis E., and Desmons J., (2007). A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 1. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks. SCMR website ([Hwww.bgs.ac.uk/SCMRH](http://www.bgs.ac.uk/SCMRH)).
- Schmitt, R.S., Schmitt, R.A.J., Trouw, W.R., van Schmus, M.M., Pimentel (2004). Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) *Precambrian Research*, 133 (2004), pp. 29-61
- Sederholm (1907). Om granit och gneiss. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 4, No.23
- Shmakin, B. M. (1976). Muscovite and Rare Metal-Muscovite Pegmatites, Nauka, Novosibirsk, USSR.
- Shmakin, B. M. and Makagon, V. M. (1972). Physicochemical conditions of formation of the muscovite-bearing pegmatites, *Proc. Int. Geol. Congress (Moscow)*, 3(2): 591-599.
- Sibson, (1977). «Fault rocks and fault deformation», *J. Geol. Soc.* 133, 191-213.
- Smirnov, V. I. (1963). Yacimientos Pegmatíticos. *Geología de Yacimiento Minerales*, pp. 128 – 150. Editorial Mir. Moscú, 655 pp.
- Smulikowsky, W., Desmons, J., Harte, B., Sassi, F. y Schmid, R. (2003). Types grade and Facies. (véase <http://www.bgs.ac.uk/SCMR/>).
- Spear, F. S. (1993). Metamorphic phase equilibria and pressure - temperature - time paths. *Mineral. Soc. Am. Monograph* 1.

- Stampfli, G. M., Hochard, C. (2009). Plate tectonics of the Alpine realm. In: Murphy, J.B., Hynes, A.J., Keppie, J.D. (Eds.), *Ancient orogens and modern analogues*: Geological Society, London, Special Publications, 327, pp. 89–111.
- Stelzner, A. (1873). Comunicaciones al Profesor H. B. Geinitz. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Jahrgang*. Traducido por Kittl, 1966. Academia Nacional de Ciencias, Boletín, 45: 115-150.
- Stern, R. J. (1994). Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East Africa Orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 33, 319–351.
- Stern, R. J. (2002). Crustal evolution in the East African Orogen: a neodymium isotopic perspective. *Journal of African Earth Sciences*, 34, 109–117.
- Suarez Soruco, R. (1989): Desarrollo tectonosedimentario del Paleozoico inferior de Bolivia. Información Geológica UAFT . Simposio Bodas de Oro de la Universidad Tomás Frías, Potosí, II: 1-11.
- Suarez Soruco, R. (2000): Compendio de Geología de Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*. 18 (1-2): 1-144.
- Suess, E. (1885). *Das Antlitz der Erde*. Temsky, Vienna.
- Swanson, S.E. (1977). Relation on nucleation and crystal-growth to the envelopment of granitic textures, *Amer. Miner.*, 62, pp. 966-978.
- Teruggi M. (1950). El origen de los granitos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. 7, N.º 4 pp 233 – 218.
- Torres Roldán, R. L., García Casco, A., Molina Palma, J. F. (2004). *Petrología Metamórfica. Asistente de Prácticas, Departamento de Minerología y Petrología. Universidad de Granada*.
- Toselli, G. A. (1983). Petrografía del stock granitoide de Las Juntas y metamorfitas encajantes, Sierra de Ambato, provincia de Catamarca. *Revista de La Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 14 (1-2): 15-24.
- Toselli, A. e Indri, D. A. (1984). Consideraciones sobre los solícatos de aluminio en el Granito Capillitas, Catamarca. 9º Congreso Geológico Argentino, actas 3: 205-215.
- Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G., Rossi de Toselli J.N. (1986). A Proposal for the Systematization of the Upper Precambrian-Lower Paleozoic Basement in the Sierras Pampeanas, Argentina: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, I(9-10), 1227-1233.
- Toselli, G. A., & Petek, E. (2003). Consideraciones petrológicas preliminares del granito de Mutquin. *Actas Congreso Regional NOA. Universidad Nacional de Catamarca. Argentina*, 1-10.
- Toselli, G. A., Saavedra, J., & Petek, E. (2002). Consideraciones petrológicas y químicas sobre el Granito El Manchao, Sierra de Ambato, Catamarca, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*.
- Toselli, G. A., Rossi, J. N., Miller, H., Báez, M., Grosse, P., López, J. P. y Bellos, L. (2005). Las rocas graníticas y metamórficas de la Sierra de Velasco. *INSUGEO, Serie*

- Correlación Geológica, 19: 211-220 Simposio Bodenbender Tucumán, 2005 - IBSN 1514-4186 - ISSN on-line 1666-9479.
- Toselli, Alejandro J, & Rossi, Juana N. (2008). Alfred W. Stelzner ¿Porqué solo tres años en Argentina?. Serie correlación geológica, (24), 91-102.
- Toselli A. J., Rossi de Toselli J. N y Llambías E. J. (2014). Interpretación genética y edad del meta-conglomerado Colana. Sierra de Ambato, Catamarca. Serie Correlación Geológica -30(2):147 - 156.
- Trindade, R., Dagrellafilho, M., Epof, I., & Brito Neves, B. (2006). Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. Earth and Planetary Science Letters , 244:361–377.
- Trompette, R. (1994). Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma): Pan-African–Brasiliano Aggregation of South America and Africa (transl. by CAROZZI, A. V.). Balkema, Rotterdam, 350.
- Trompette, R. (1997). Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. Precambrian Research, 82, 101–112.
- Turner. J. C. (1960). Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. 41 (2): 163-196.
- Turner, J. C. (1972). Cordillera Oriental. En A.F. Leanza (Ed.) Geología Regional Argentina. Publicación Especial Academia Nacional de Ciencias Córdoba 117-142.
- Turner, F. J. y Verhoogen, J. (1975). Petrología ígnea y metamórfica. Omega, Barcelona. Villar, L. M., 1969.
- Tuttle O.F., Bowen, N.L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Geolog. Soc. Am. Mem., 74: 1-153.
- Vaccari, N. E. (1994). Las faunas de trilobites de las sucesiones carbonáticas del Cámbrico y Ordovícico temprano de la Precordillera Septentrional. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 271 p., Córdoba.
- Verdecchia, S. O.; Baldo, E. G. (2010). Geoquímica y procedencia de los metasedimentos ordovícicos del complejo metamórfico La Cébila, Provincia de La Rioja, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 27 (1): 97-111.
- Verdecchia, S. O., Casquet, C., Baldo, E. G., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, M., y otros. (2011). Mid- to Late Cambrian docking of the Río de La Plata craton to southwestern Gondwana: age constraints from U-Pb SHRIMP detrital zircon ages from Sierras de Ambato and Velasco (Sierras Pampeanas, Argentina). Journal of the Geological Society of London , 168(4): 1061-1071.
- Vernon, R.H. (1976). Metamorphic processes. Reactions and Microstructure Development. George Allen & Unwin, 247 p., Londres.
- Vernon, R. H. (1979). Growth of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high grade gneises. Lithos , 12:143-152.

- Viel, L. I., Rasjido, O. A., Romero, F. R., & Lamas, C. L. (2008). Eventos tectono-metamórficos en el área Las Rejas –El Calvario.Sierra de Ambato-Catamarca. VI Jornadas de Geología , 23.
- Wegener, A. (1929). El Origen de los continentes y océanos. Madrid. Ediciones Piramide, 230 pp.
- White, A. J. R. y Chappell, B. W. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. Australian. Journal of Earth Sciences 48: 489- 499.
- Whitmeyer, S. J. y Simpson, C. (2004). High strain - rate deformation fabrics caracteriza a kilometers - thick Paleozoic fault zone in the Eastern Sierras Pampeanas, central Argentina. Journal Structural Geology 25: 909-922.
- Wilson, J. T. (1974). Deriva continental. En: VVAA. Deriva continental y Tectónica de placas. Selecciones de Scientific American, Barcelona, 45-62.
- Winter, J. D. (2014). Principles of Igneous and Metamorphic Petrology, Second Edition. Pearson Education Limited.
- Wintsch, R. P., & Andrews, M. S. (1988). Deformation induced growth of sillimanite "stres" minerl revisited. Journal of Geology , 96: 143-161.
- Yardley, B. W. D. (1989) An Introduction to metamorphic petrology. Prentice Halll, New York.
- Zimmermann, U. (2005). Provenance studies of very low to low-grade metasedimentary rocks of the Puncoviscana complex, northwest Argentina. In: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. (Eds.), Terrane Processes at the Margin of Gondwana, vol. 246. Geological Society of London, Special Publication, pp. 381 - 416.



CAPÍTULO VIII

Anexos

ANEXO I

REPRESENTACIÓN DE DATOS EN DIAGRAMAS ESTRUCTURALES

Datos Estructurales del Perfil N° 1

ID	RUMBO	INCLINACIÓN (DIP)	DIRECCIÓN DE INCLINACIÓN (DIP DIRECTION)	
1	03	64	SW	93
2	350	60	NE	245
3	335	60	NE	245
4	354	61	NE	264
5	333	62	NE	243
6	335	61	NE	245
7	335	60	NE	245
8	335	63	NE	245
9	335	60	NE	245
10	335	61	NE	245
11	335	61	NE	245
12	334	62	NE	244
13	334	60	NE	244

Tabla N° 03. Foliaciones primarias de esquistos biotíticos y esquistos cuarzo biotíticos.

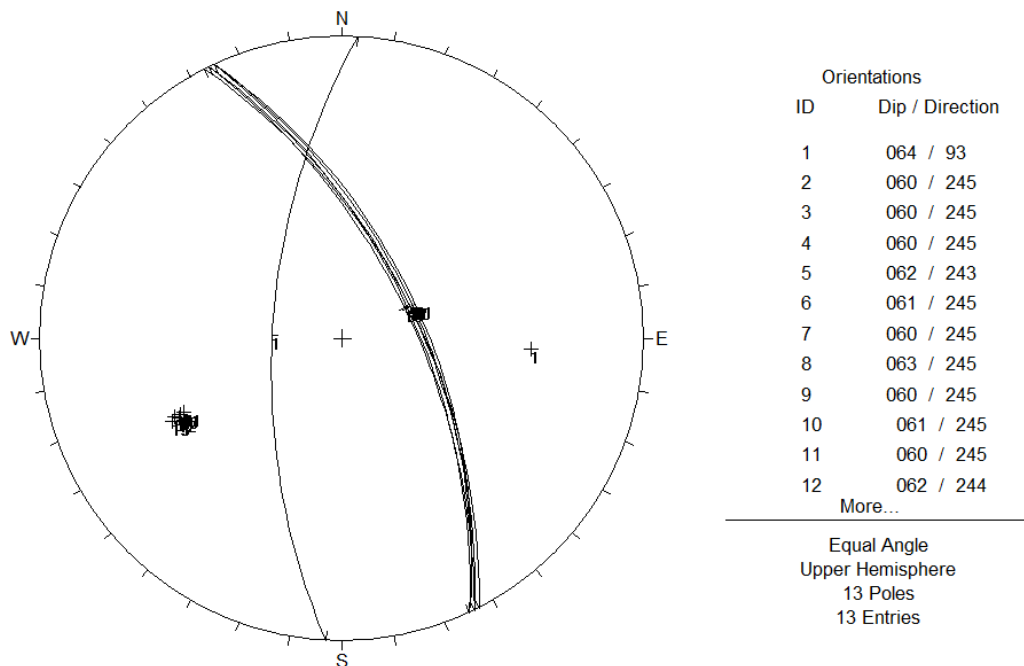


Figura N° 100. Diagrama estructural de esquistos, según valores de inclinación y dirección de inclinación.

*“Génesis y Evolución Petroológica de la Faja de Deformación La Brea, Sierra de Ambato,
Departamento Capital, Catamarca, Argentina”*

ID	RUMBO	INCLINACIÓN (DIP)	DIRECCIÓN DE INCLINACIÓN (DIP DIRECTION)	
1	350	60	NE	260
2	347	61	NE	257
3	345	63	NE	255
4	350	60	NE	260
5	350	60	NE	260
6	350	60	NE	260
7	348	62	NE	258

Tabla N° 04. Foliaciones primarias de metatexitas.

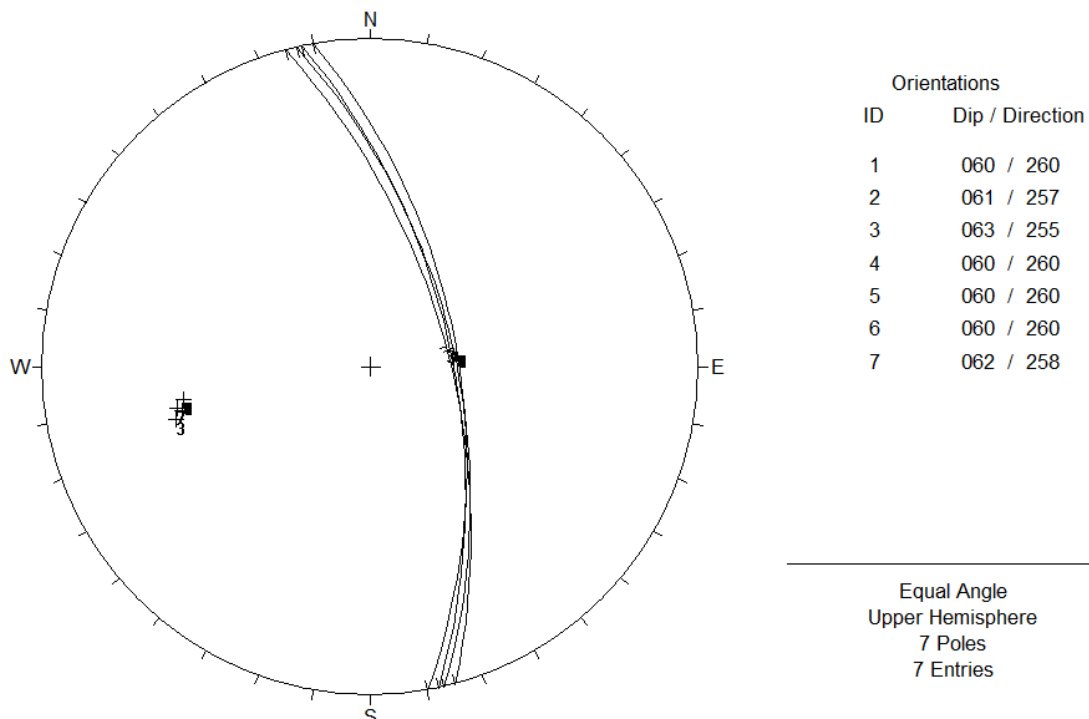


Figura N° 101. Diagrama estructural de metatexitas, en función de los valores de inclinación y dirección de inclinación.

Datos Estructurales del Perfil N° 2

ID	RUMBO	INCLINACIÓN (DIP)	DIRECCIÓN DE INCLINACIÓN (DIP DIRECTION)	
1	350	51	NE	260
2	345	73	NE	255
3	344	72	NE	254
4	345	71	NE	255
5	347	74	NE	257
6	345	73	NE	255
7	345	73	NE	255
8	345	72	NE	255

Tabla N° 05. Foliaciones primarias de metatexitas

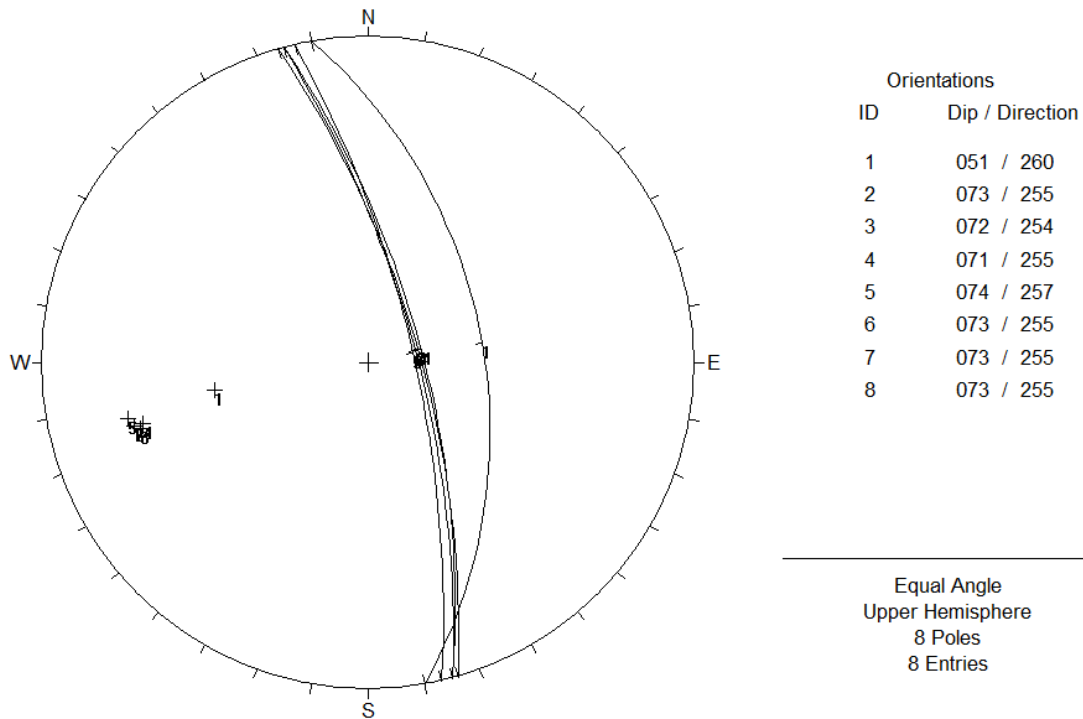


Figura N° 102. Diagrama estructural de metatexitas, de acuerdo a los valores de inclinación y dirección de inclinación.

*“Génesis y Evolución Petrológica de la Faja de Deformación La Brea, Sierra de Ambato,
Departamento Capital, Catamarca, Argentina”*

ID	RUMBO	INCLINACIÓN (DIP)	DIRECCIÓN DE INCLINACIÓN (DIP DIRECTION)	
1	335	73	NE	245
2	334	71	NE	244
3	335	72	NE	245
4	335	73	NE	245
5	334	72	NE	244
6	335	71	NE	245
7	333	72	NE	243

Tabla N° 06. Foliaciones primarias de esquistos biotíticos.

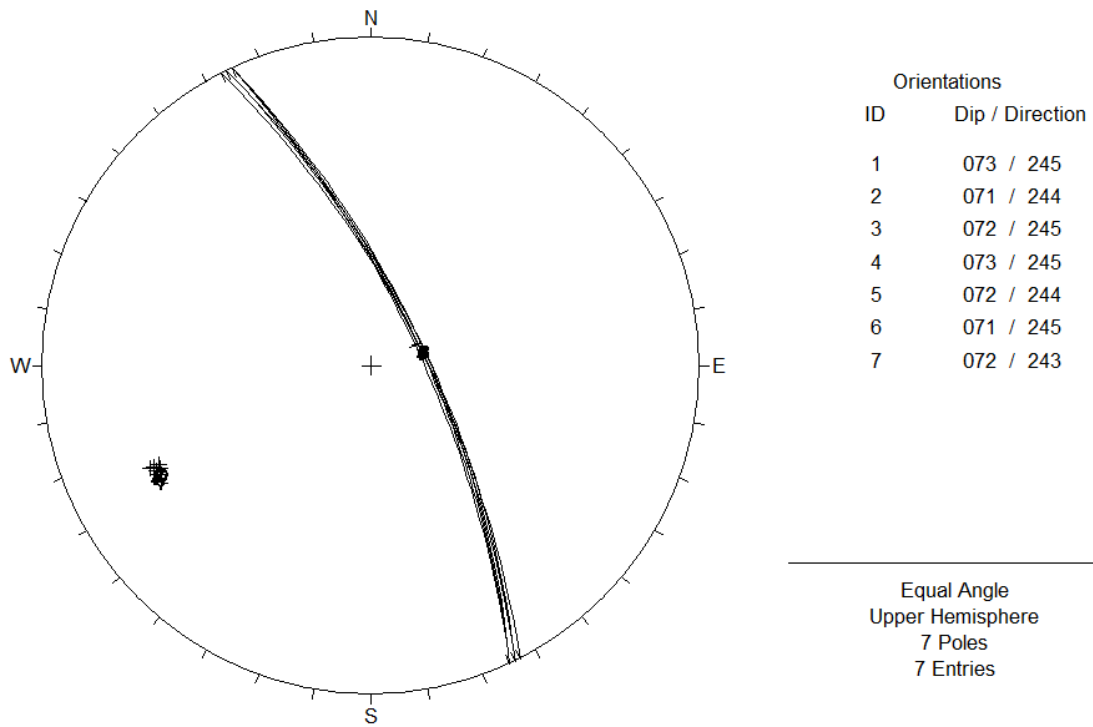


Figura N° 103. Diagrama estructural de esquistos biotíticos, mostrando los valores de inclinación y dirección de inclinación.

Datos Estructurales del Perfil N° 3

ID	RUMBO	INCLINACIÓN (DIP)	DIRECCIÓN DE INCLINACIÓN (DIP DIRECTION)	
1	01	54	NE	271
2	360	54	NE	270
3	359	53	NE	269
4	360	54	NE	270
5	01	53	NE	271
6	360	54	NE	270
7	360	54	NE	270
8	359	52	NE	269
9	01	54	NE	271
10	360	54	NE	270

Tabla N° 07. Foliaciones primarias de esquistos biotíticos.

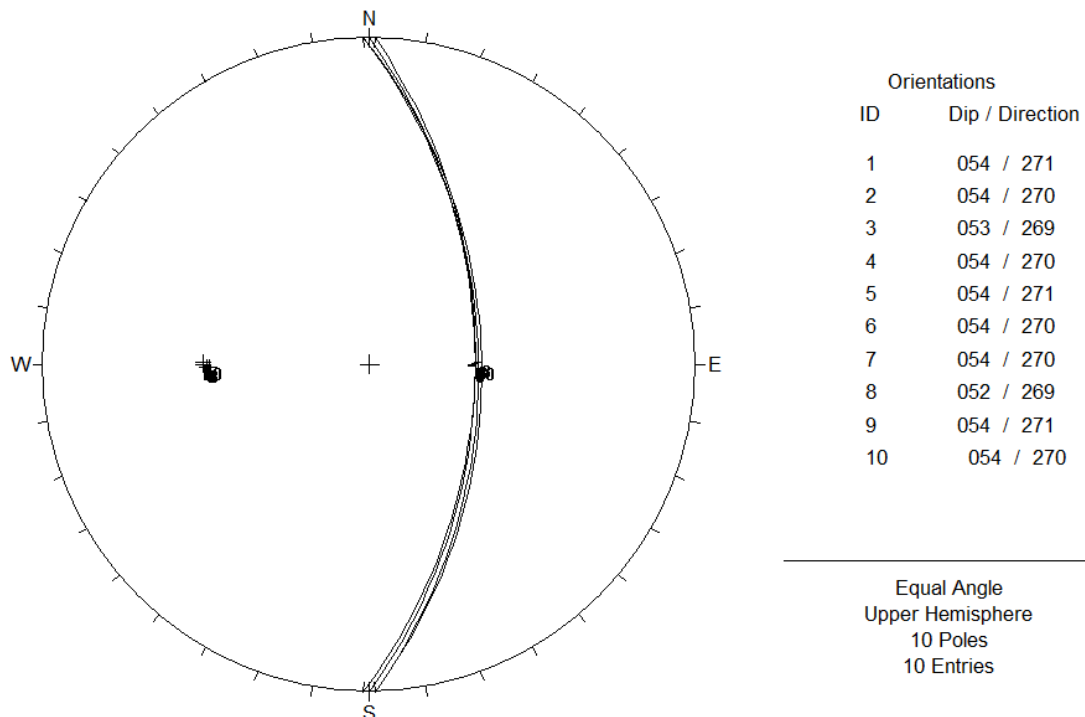


Figura N° 104. Diagrama estructural de esquistos, según los valores de inclinación y dirección de inclinación.

Datos Estructurales del Perfil N° 4

ID	RUMBO	INCLINACIÓN (DIP)	DIRECCIÓN DE INCLINACIÓN (DIP DIRECTION)	
1	344	72	SW	254
2	343	71	SW	253
3	344	71	SW	254
4	343	72	SW	253
5	344	72	SW	254
6	344	70	SW	254
7	344	72	SW	254

Tabla N° 08. Foliaciones primarias de esquistos biotíticos.

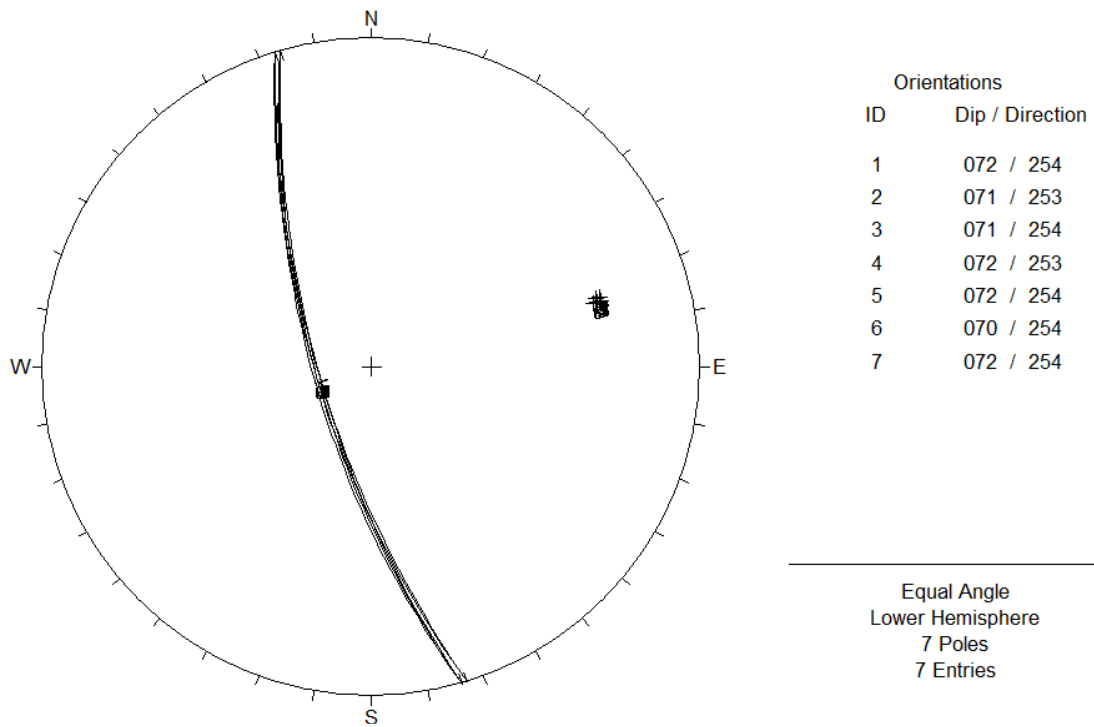


Figura N° 105. Diagrama estructural de esquistos, con los correspondientes valores de inclinación y dirección de inclinación.

*“Génesis y Evolución Petrológica de la Faja de Deformación La Brea, Sierra de Ambato,
Departamento Capital, Catamarca, Argentina”*

ID	RUMBO	INCLINACIÓN (DIP)	DIRECCIÓN DE INCLINACIÓN (DIP DIRECTION)	
1	340	65	SW	250
2	341	64	SW	251
3	340	64	SW	250
4	340	65	SW	250
5	342	64	SW	252
6	340	65	SW	250
7	341	64	SW	250

Tabla N° 09. Foliaciones primarias de metatexitas.

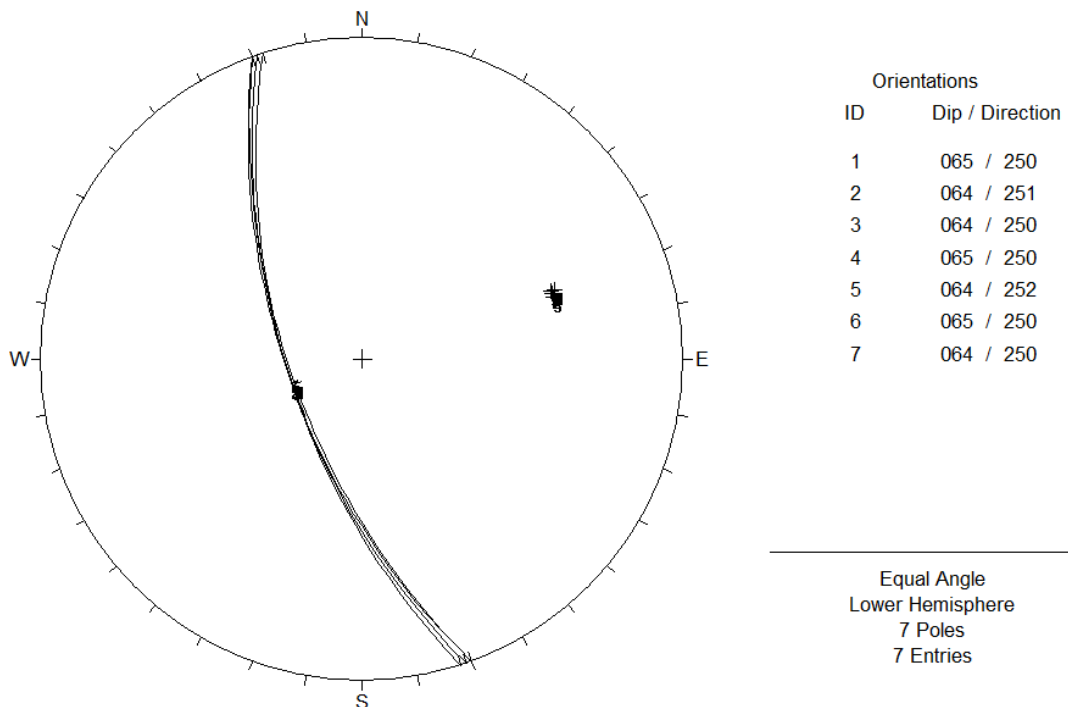


Figura N° 106. Diagrama estructural de metatexitas, según los valores de inclinación y dirección de inclinación.

ANEXO II

DESCRIPCIÓN DE CORTES PETROGRÁFICOS

Descripción Petrográfica N° 1

❖ **Identificación de la muestra**

ID Sección Delgada: A2

Procedencia: Paraje La Brea, Dpto. Capital

Coordenadas: 28°26'41.99"S

65°50'55.72"O

❖ **Descripción Microscópica**

Estructura: *Interesquistosa*

Textura: *Granolepidoblástica*

Mineralogía:

Componentes	Minerales	Descripción
Esenciales	Cuarzo	<i>Abundantes blastos límpidos anhedros de bordes curvados, elongados, levemente fracturados, con marcada extinción ondulante. Se presentan como granos finos en predominancia; y algunos agregados recristalizados.</i>
	Biotita	<i>Abundantes láminas subhedras a anhedras de color parda a parda amarillentas. En algunas láminas el pleocroísmo está ausente; presentan flexuras asociados a cuarzo recristalizado. Posee exfoliación perfecta y extinción recta en la mayoría de las micas, otras son ondulosas con ausencia de exfoliación. Aloja inclusiones zircón, granate y epidoto en ciertos individuos, como así también opacos en proceso de desferritización al igual que la mica.</i>
	Plagioclasa	<i>Blastos subhedros a anhedros de habito tabular con maclas según ley de la albita y carlsbad. Se registra maclas mecánicas en cuña e inclusiones de granate y opacos desferritizados. La alteración es sericítica de manera moderada.</i>
Accesorios	Muscovita	<i>Láminas incoloras subhédricas de alta birrefringencia con extinción recta. Dichas micas en forma de esqueletos, cortan perpendicularmente las estructuras de las biotitas en algunos casos. Está asociada a biotita y fibrolita.</i>

	Granate	<i>Blastos incoloros anhédricos de relieve moderado, redondeados y fracturados. Aparecen de manera subordinada e intercrecidos en las biotitas.</i>
	Sillimanita	<i>Variedad fibrolita, incolora de habito acicular, con relieve alto y extinción recta, asociado a biotita y muscovita.</i>
	Opacos	<i>Granos dispersos, con oxidaciones de hierro. Probables hematitas.</i>
Secundarios	Epidoto	<i>Minerales anhédricos incoloro de relieve alto; se manifiesta de forma subordinada y alta birrefringencia.</i>
	Sericita	<i>Alteración presente en las plagioclasas, de forma moderada.</i>
	Zircón	<i>Se evidencia con halos dentro de las biotitas.</i>
	Óxidos de Hierro	<i>Alteración de opacos.</i>
	Muscovita Secundaria	<i>Muscovita secundaria cristalizada a partir de la Biotita</i>

❖ **Nombre de la Roca:** *Esquisto Biotítico*

Descripción Petrográfica N° 2

❖ **Identificación de la muestra**

ID Sección Delgada: A5

Procedencia: Paraje La Brea, Dpto. Capital

Coordenadas: 28°26'41.67"S
65°50'55.69"O

❖ **Descripción Microscópica**

Estructura: *Foliación*

Textura: *Granolepidoblástica*

Mineralogía:

Componentes	Minerales	Descripción
Esenciales	Cuarzo	<i>Blastos límpidos anhedros con extinción ondulante y en bandas; los bordes aparecen curvados lobulados. Otros se presentan en cintas.</i>
	Biotita	<i>Abundantes secciones anhedrales de color parda oscura, algunas carece de pleocroísmo y exfoliación, otras contienen exfoliación y extinción perfecta en agregados pocos frecuentes, pardas a pardas oscuras. Algunas láminas están alabeadas desarrollando una textura de pescado. La alteración es a fibrolita y muscovita secundaria, de manera frecuente. Posee inclusiones de zircón y opacos.</i>
	Plagioclasa	<i>Blastos subhedros a anhedros de hábito tabular, exentas de maclas y otras en menor cantidad con maclas según ley de la Albita, poco desarrollado. Posee inclusiones de epidoto, cuarzo y muscovita fina. La alteración es sericítica moderada.</i>
	Microclino	<i>Blastos anhedrales con maclado polisintético difuso, con inclusiones de cuarzo anhedo, muscovita fina, epidoto y alteración a sericita moderada.</i>
Accesorios	Muscovita	<i>Láminas subhedrales en cantidades subordinadas, de alta birrefringencia con extinción recta. Algunas se encuentran flexuradas, con inclusiones de cuarzo anhedo, de borde curvado. Se presenta como simplectita y pliegue kink. Está asociada a fibrolita, biotita y opacos</i>
	Granate	<i>Granos incoloros de relieve moderado, muy escaso. Presenta color de interferencia gris oscuro, asociado a cuarzo y biotita.</i>

*“Génesis y Evolución Petrológica de la Faja de Deformación La Brea, Sierra de Ambato,
Departamento Capital, Catamarca, Argentina”*

	<i>Sillimanita</i>	<i>Fibrolita, variedad de la sillimanita, incolora de alta birrefringencia y extinción recta. Está asociada a biotita y muscovita.</i>
	<i>Opacos</i>	<i>Granos dispersos, con oxidaciones de hierro.</i>
Secundarios	<i>Epidoto</i>	<i>Blastos incoloros dispersos, de forma anhédricos, relieve alto y alta birrefringencia, asociados a cuarzo y biotita.</i>
	<i>Zircón</i>	<i>Con desarrollo de halos dentro de las biotitas.</i>
	<i>Óxidos de Hierro</i>	<i>Alteración de los opacos.</i>
	<i>Muscovita Secundaria</i>	<i>Producto de alteración de la biotita; es incolora con relieve bajo y alta birrefringencia. Posee extinción recta.</i>

❖ **Nombre de la Roca: Esquisto Cuarzo Biotítico**

Descripción Petrográfica N° 3

❖ **Identificación de la muestra**

ID Sección Delgada: *M1*

Procedencia: *Paraje La Brea, Dpto. Capital*

Coordenadas: *28°26'32.30"S*

65°50'52.74"O

❖ **Descripción Microscópica**

Estructura: *Estromatítica*

Textura: *Granolepidoblástica*

Mineralogía:

Componentes	Minerales	Descripción
Esenciales	Cuarzo	<i>Abundantes blastos de gran variedad de tamaños, subhédricos a anhédricos. Los fenoblastos abarcan gran parte del leucosoma; también en agregados recristalizados, inclusiones y en los intersticios. Posee una leve a moderada extinción ondulante en los granoblastos; relieve bajo y fracturaciones en algunos individuos. En el melanosoma se halla intercrecida entre las micas; algunos elongados con bordes irregulares.</i>
	Plagioclasa	<i>Blastos subhedros a anhedros de hábito tabular, de granulometría variada, muy fracturados en algunos casos, con maclado Albita y Carlsbad – Albita, otras sin maclas visibles de bordes irregulares. La alteración sericítica es incipiente a moderada y contiene inclusiones de biotita fina, cuarzo, y muscovita.</i>
	Microclino	<i>Blastos anhedrales con maclado polisintético difuso; algunos granos con bordes curvos y lobulados, con una leve alteración sericítica. El Microclino se encuentra de manera subordinada en el leucosoma.</i>
Accesorios	Muscovita	<i>Laminas incoloras xenomorfas, de alta birrefringencia con extinción recta y exfoliación perfecta. Aparecen de forma subordinadas y como inclusiones en las plagioclasas, en el leucosoma. En el melanosoma, las micas son subhédricas a anhédricas, asociadas a biotitas formando agregados con cierta isorientación.</i>

*“Génesis y Evolución Petrológica de la Faja de Deformación La Brea, Sierra de Ambato,
Departamento Capital, Catamarca, Argentina”*

	Biotita	<i>Micas finas subhédricas a anhédricas, de color parda a parda rojizas, con exfoliación y extinción perfecta. Ocupan espacios intersticiales y como inclusiones en el leucosoma. En el melanosoma, se presentan como agregados micáceos entrecrecidos; en algunos cortan las estructuras mientras que en otros están isoalineados. En partes, la textura lepidoblástica alterna con textura cristaloblástica, por la presencia de granoblastos de cuarzo.</i>
	Cordierita	<i>Granoblastos xenomorfos, con leve pleocroísmo, incoloro a rosa pálido, moderadamente fracturados. Presentan el color de interferencia del cuarzo, gris de primer orden y extinción oblicua. Se encuentran asociados a plagioclasas y cuarzo, con inclusiones de plagioclasa subhedra con maclado albítico.</i>
	Granate	<i>Granos escasos incoloros subhédricos, presentan relieve moderado y están levemente fracturados, en el ámbito del melanosoma. Se encuentran además intercrecidos en los agregados micáceos.</i>
	Turmalina	<i>Blastos verdes, con bordes irregulares exentas de pleocroísmo. Su extinción es oblicua y se presenta intercrecido junto a las micas, dentro del melanosoma.</i>
	Apatito	<i>Grano marrón claro, anhedro y relieve moderado, presente en el leucosoma.</i>
Secundarios	Sericita	<i>Se desarrolla en la plagioclasa y microclino, de forma moderada.</i>
	Zircón	<i>Se presenta halos dentro de las biotitas.</i>

❖ **Nombre de la Roca:** *Metatexita*

Descripción Petrográfica N° 4

❖ **Identificación de la muestra**

ID Sección Delgada: M2

Procedencia: Paraje La Brea, Dpto. Capital

Coordenadas: 28°26'20.33"S

65°50'45.11"O

❖ **Descripción Microscópica**

Estructura: Foliación

Textura: Granoblástica y lepidoblástica

Mineralogía:

Componentes	Minerales	Descripción
Esenciales	Cuarzo	<i>Granoblastos incoloros anhedros de diversos tamaños, con extinción muy ondulante, en bandas y nivel subgrano. Los bordes son irregulares y lobulados, los blastos se encuentran fracturados, algunos recristalizados; y otros formando una textura mirmequítica de cuarzo vermicular en plagioclasa. Contienen inclusiones biotita y muscovita xenomorfas. El cuarzo aparece además como inclusión en el microclino.</i>
	Plagioclasa	<i>Blastos incoloros anhedros con maclado albítico incipiente y en cuña, con inclusiones de cuarzo y biotita. Otros granos con maclas mecánicas asociada a biotita. La alteración sericítica es moderada.</i>
	Microclino	<i>Blastos incoloros xenomorfos de diferentes tamaños, con maclado enrejado parcial a difuso, moderadamente fracturados. Evidencia maclados mecánicos en cuña asociados a biotita; algunos individuos contienen inclusiones de cuarzo, biotita y muscovita. La alteración es sericítica de manera incipiente.</i>
	Biotita	<i>Láminas anhedrales flexuradas, pleocroicas de parda a parda amarillentas, con exfoliación y extinción recta; otras biotitas con pliegues kink. Se encuentran en los intersticios, asociados al cuarzo, y albergan zircón con halos pleocroicos.</i>
Accesorios	Muscovita	<i>Láminas incoloras xenomorfas relegadas, con extinción recta y ondulosa.</i>
	Sillimanita	<i>Variedad fibrolita asociado a biotita y muscovita</i>

*“Génesis y Evolución Petrológica de la Faja de Deformación La Brea, Sierra de Ambato,
Departamento Capital, Catamarca, Argentina”*

	Granate	<i>Granos incoloros de relieve moderado, idiomorfo esquelético. Presenta color de interferencia gris oscuro y aparece intercrecido en la biotita.</i>
	Turmalina	<i>Granos verdes a verdes oscuros, euhédricos a anhédricos con relieve moderado y extinción oblicua. Existen algunas secciones basales con leve pleocroísmo y poco fracturado. Se presentan como inclusiones en biotitas poco frecuente. La turmalina contiene blastos de cuarzo intercrecidos.</i>
	Cordierita	<i>La cordierita se presenta como granoblastos anhédros, redondeados, fracturado, y alterado a pinnita, con inclusiones de muscovita y biotita.</i>
Secundarios	Sericita	<i>Alteración presente en las plagioclasas y microclino, de forma leve a moderada.</i>
	Zircón	<i>Con desarrollo de halos dentro de las biotitas.</i>

❖ **Nombre de la Roca: Metatexita**

Descripción Petrográfica N° 5

❖ **Identificación de la muestra**

ID Sección Delgada: A7

Procedencia: Paraje La Brea, Dpto. Capital

Coordenadas: 28°26'40.94"S

65°50'55.27"O

❖ **Descripción Microscópica**

Estructura: Maciza

Textura: Pegmatítica

Mineralogía:

Componentes	Minerales	Descripción
Esenciales	Cuarzo	<i>Granos límpidos anhedros abundantes (~50% modal), de dimensiones variables con contornos irregulares. Presentan extinciones ondulantes, flexura intracristalinas, en bandas y a nivel subgrano.</i>
	Plagioclasa	<i>Es el segundo mineral en abundancia (~20% modal); se presenta en secciones anhedras de hábito tabular con maclado albítico poco desarrollado en los fenocristales; y los de menor tamaño se presentan intercrecidos, formando agregados con maclado tipo albita bien definido. Se visualiza maclas en cuñas y rotadas. Posee inclusiones de cuarzo anhedro y fibrolita.</i>
	Microclino	<i>Fenoblastos anhedros con maclado Albita-Periclino difuso; otros granos con maclado mecánico con alteración sericítica moderada, asociado a plagioclasa. Conforman el microclino aproximadamente el 5% modal del corte, y contiene inclusiones de plagioclasa con maclas según ley de la Albita, formando pertita, con bordes curvos e irregulares.</i>
Accesorios	Turmalina	<i>Prismas verdes azulados subhédricos, variedad chorlita, con relieve moderado y extinción recta. Se presentan fracturados con inclusiones de micas finas muscovíticas y responden al 10% modal.</i>
	Granate	<i>Constituye el 5% modal y son granos gris verdosos subhédricos a anhédricos, de relieve moderado a alto. Están moderadamente fracturados con intercalaciones de óxidos de hierro en las grietas. Otro individuo subhédrico contiene cuarzo vermicular (textura clivosa o esponjosa de cuarzo -</i>

*“Génesis y Evolución Petrológica de la Faja de Deformación La Brea, Sierra de Ambato,
Departamento Capital, Catamarca, Argentina”*

		<i>granate).</i>
	<i>Muscovita</i>	<i>Láminas anhedras en cantidades subordinadas (5% modal), de alta birrefringencia con extinción recta. Presentan intercrecimiento de cuarzo anhedro.</i>
	<i>Sillimanita</i>	<i>Variedad Fibrolita incolora, de relieve moderado, desarrollada en la plagioclasas y microclino</i>
	<i>Opacos</i>	<i>Granos dispersos, con oxidaciones de hierro.</i>
Secundarios	<i>Sericita</i>	<i>Alteración presente en las plagioclasas, y microclino de forma moderada.</i>
	<i>Óxidos de Hierro</i>	<i>Alteración de los opacos.</i>

❖ **Nombre de la Roca:** *Pegmatita Turmalínífera*

Descripción Petrográfica N° 6

❖ **Identificación de la muestra**

ID Sección Delgada: *P1*

Procedencia: *Paraje La Brea, Dpto. Capital*

Coordenadas: *28°26'37.43"S*

❖ **Descripción Microscópica**

65°50'54.27"O

Estructura: *Maciza*

Textura: *Pegmatítica y Pertítica*

Mineralogía:

Componentes	Minerales	Descripción
Esenciales	Microclino	<i>Fenoblastos subhedros a anhedros, con maclado polisintético enrejado bien marcado, e intercrecimientos de plagioclasas en cordones o cintas (textura pertítica). El microclino ocupa ~ 65% del contenido modal del corte, alberga inclusiones de cuarzo xenomorfos, algunos elongados con extinción ondulante y mosaicos con bordes irregulares. La alteración es sericítica de forma leve a moderada.</i>
	Cuarzo	<i>Granos incoloros xenomorfos de diferentes tamaños, límpidos con extinción ondulante en los cuarzoes más grandes. Los granos menores forman mosaicos, rodeando a los fenocristales; algunos fracturados con relieve bajo y constituyen el 15% modal.</i>
	Plagioclasa	<i>Fenoblastos subhedros a anhedros de habito tabular con maclas según ley de la albita; otros granos demuestran desplazamiento mecánico del maclado albita – carsbald desarrollado, con intercrecimiento de cuarzo anhedro. Posee alteración sericítica moderada a fuerte, y constituye el 15% modal.</i>
Accesorios	Muscovita	<i>Láminas de tamaños variados subhedrales y subordinadas (~5% modal), de alta birrefringencia con clivaje y extinción perfecta. Otros individuos se encuentran plegados con extinción ondulosa (mica fish). Exhiben una alineación en una dirección determinada, asociado a cuarzo, plagioclasa y turmalina.</i>

*“Génesis y Evolución Petrológica de la Faja de Deformación La Brea, Sierra de Ambato,
Departamento Capital, Catamarca, Argentina”*

	<i>Turmalina</i>	<i>Secciones anhédricos aislados (~5% modal), de color verde a verde oliva, con relieve y fracturas moderadas e intercrecimiento de cuarzo. Su extinción es recta.</i>
	<i>Sillimanita</i>	<i>Variedad fibrolita asociado a muscovita, incoloros y de relieve moderado.</i>
Secundarios	<i>Sericita</i>	<i>Alteración presente en la plagioclasa y microlino, de manera incipiente a fuerte.</i>

❖ **Nombre de la Roca:** *Pegmatita Muscovítica Turmalinífera*

Descripción Petrográfica N° 7

❖ **Identificación de la muestra**

ID Sección Delgada: P2

Procedencia: Paraje La Brea, Dpto. Capital

Coordenadas: 28°26'32.30"S

❖ **Descripción Microscópica**

65°50'52.74"O

Estructura: Maciza

Textura: Pegmatítica

Mineralogía:

Componentes	Minerales	Descripción
Esenciales	Plagioclasa	<i>Abundantes granos subhedros a anhedros (~ 40%) de habito tabular con maclado albitico y en cuña, con intercrecimiento de cuarzo y extinción ondulante. Algunas plagioclasas exhiben fracturas con desplazamiento y extinción ondulosa. Posee alteración sericítica moderada a intensa; los individuos exentos de maclas, y los que poseen maclados exhiben una alteración moderada.</i>
	Cuarzo	<i>Individuos de granulometría variada (20% modal), límpidos anhedros; otros fracturados, forman agregados que rodean cuarzoes mayores. Evidencian extinción ondulante en muchos cuarzoes, en bandas y nivel subgrano.</i>
	Microclino	<i>Granos de hábito tabular subhedro (~10%), con desarrollo de textura perítica exigua. Posee inclusiones de cuarzo elongado, muscovita, fibrolita y alteración sericítica leve.</i>
Accesorios	Muscovita	<i>Láminas subhédricas a anhédricas en cantidades subordinadas (5% modal), de alta birrefringencia con extinción recta y ondulosa, asociado a cuarzo en mortero.</i>
	Sillimanita	<i>Varietad Fibrolita, incolora de relieve alto, asociada a Muscovita y opacos.</i>
Secundarios	Sericita	<i>Alteración presente en plagioclasa y microclino, de forma moderada a fuerte.</i>

❖ **Nombre de la Roca:** Pegmatita Muscovítica

Descripción Petrográfica N° 8

❖ **Identificación de la muestra**

ID Sección Delgada: P3

Procedencia: Paraje La Brea, Dpto. Capital

Coordenadas: 28°26'30.36"S

❖ **Descripción Microscópica**

65°50'51.25"O

Estructura: Maciza

Textura: Pegmatítica

Mineralogía:

Componentes	Minerales	Descripción
Esenciales	Microclino	<i>Abundantes individuos subhedrales a anhedrales de diferentes tamaños (~50% modal) con maclado polisintético difuso, en cuña y extinción ondulante; otros de menor tamaño, con maclas enrejado bien definido según ley de la albita – periclino. El microclino desarrolla textura pertítica en cordones o cintas y en parches. Posee inclusiones de cuarzo anhedral, muscovita subhedral; fibrolita asociada y alteración sericítica asociada a mica.</i>
	Plagioclasa	<i>Blastos subhedros a anhedros (~ 20%) de hábito tabular con maclas según ley de la albita y albita – carlsbad. Posee inclusiones de cuarzo anhedral, y alteración sericítica moderada a fuerte.</i>
	Cuarzo	<i>Granos de diferente granulometría, límpidos (~ 20%), anhedros con extinción ondulante. Se presentan agregados asociados cuarzos mayores, microclino, plagioclasa y granate.</i>
Accesorios	Muscovita	<i>Láminas subhedrales de alta birrefringencia con extinción recta (5% modal). Algunas se encuentran con cierta flexión y otras macladas mecánicamente.</i>
	Granate	<i>Fenoblasto incoloro de relieve moderado, euhédrico.</i>
	Sillimanita	<i>Variedad Fibrolita, incolora de relieve moderado, alta birrefringencia.</i>
	Turmalina	<i>Secciones verdes, exentas de pleocroísmo. Se presenta como inclusión en cuarzo, con birrefringente casi ausente.</i>
	Opacos	<i>Granos dispersos, con oxidaciones de hierro. Probables hematitas.</i>
Secundarios	Sericita	<i>Alteración presente en plagioclasa y microclino, de</i>

*“Génesis y Evolución Petrológica de la Faja de Deformación La Brea, Sierra de Ambato,
Departamento Capital, Catamarca, Argentina”*

		<i>forma moderada a fuerte.</i>
	<i>Óxidos de Hierro</i>	<i>Alteración de los opacos.</i>

❖ **Nombre de la Roca:** *Pegmatita Muscovítica*