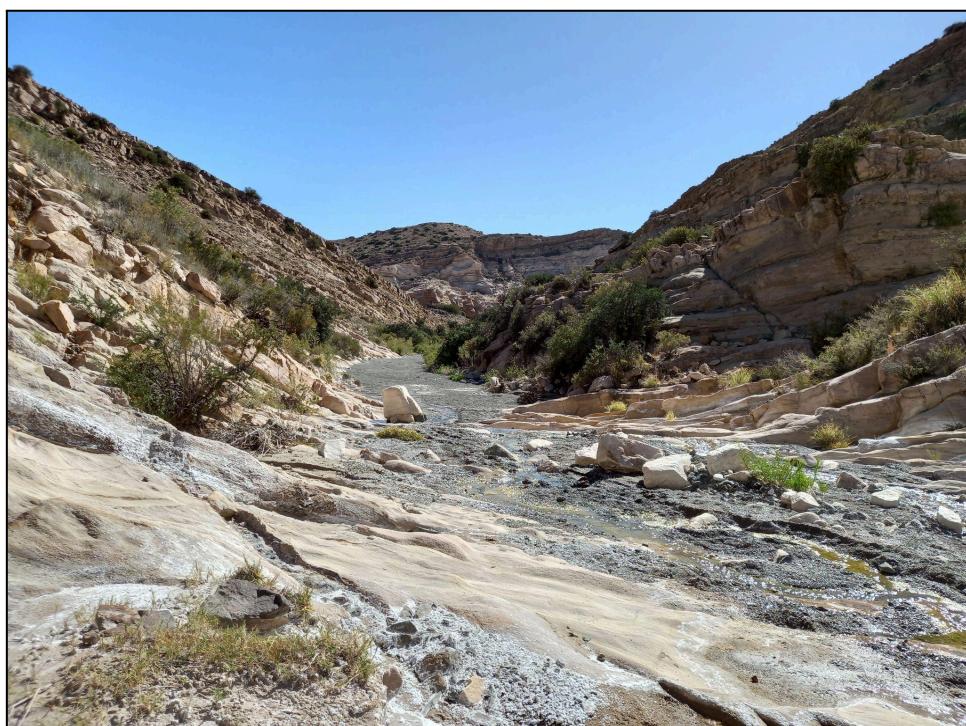


Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Ciencias Geológicas



## Trabajo Final de Licenciatura

**“Geología y magneto-fábrica de la Formación Villacorta (Silúrico superior) en el Sistema de Famatina, provincia de La Rioja, Argentina”.**



Micaela Belén Bellante

Director: Augusto E. Rapalini

Co-director: Sergio A. Marenssi

Año 2024

# ÍNDICE

## RESUMEN

<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1 OBJETIVOS.....	1
1.2 ZONA DE ESTUDIO: UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN.....	1
1.3 METODOLOGÍA.....	3
1.4 ANTECEDENTES EN EL ÁREA.....	4
<b>2. MARCO TECTÓNICO Y REGIONAL.....</b>	<b>6</b>
2.1 INTRODUCCIÓN.....	6
2.2 CICLO OROGÉNICO FAMATINIANO.....	8
2.2.1 FASE OCLÓYICA.....	9
2.2.2 FASE CHÁNICA.....	10
2.3 CICLO GONDWÁNICO.....	11
<b>3. ESTRATIGRAFÍA.....</b>	<b>14</b>
3.1 INTRODUCCIÓN.....	14
3.2 FORMACIÓN SURI.....	17
3.2.1 Antecedentes.....	17
3.2.2 Litología y paleoambiente.....	17
3.2.3 Relaciones estratigráficas.....	18
3.2.4 Edad.....	19
3.3 FORMACIÓN VILLACORTA.....	19
3.3.1 Antecedentes.....	19
3.3.2 Litología y paleoambiente.....	20
3.3.3 Relaciones estratigráficas.....	35
3.3.4 Edad.....	35
3.4 FORMACIÓN AGUA COLORADA.....	36
3.4.1 Antecedentes.....	36
3.4.2 Litología y paleoambiente.....	36
3.4.3 Relaciones estratigráficas.....	48
3.4.4 Edad.....	48
3.5 FORMACIÓN DE LA CUESTA.....	48
3.5.1 Antecedentes.....	48
3.5.2 Litología y paleoambiente.....	49
3.5.3 Relaciones estratigráficas.....	53
3.5.4 Edad.....	53
3.6 FORMACIÓN VAQUERANO.....	53
3.6.1 Antecedentes.....	53
3.6.2 Litología y paleoambiente.....	53
3.6.3 Relaciones estratigráficas.....	57
3.6.4 Edad.....	57
3.7 DEPÓSITOS ALUVIALES ANTIGUOS.....	57
3.7.1 General.....	57

3.8 DEPÓSITOS ALUVIALES ACTUALES.....	58
3.8.1 <i>General</i> .....	58
3.9 ESTRUCTURA.....	59
3.9.1 <i>Aspectos generales</i> .....	60
3.9.2 <i>Aspectos locales</i> .....	61
<b>4. ANÁLISIS DE CORTES PETROGRÁFICOS.....</b>	<b>62</b>
4.1 INTRODUCCIÓN Y METODOLOGÍA.....	62
4.2 DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS.....	62
4.2.1 MUESTRA 1.....	62
2.2.2 MUESTRA 2.....	65
4.2.3 MUESTRA 3.....	68
4.2.4 MUESTRA 4.....	71
4.2.5 MUESTRA 5.....	74
<b>5. ESTUDIOS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y MAGNETO-FÁBRICA.....</b>	<b>78</b>
5.1 FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	78
5.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	82
5.3 RESULTADOS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	85
5.4 RESULTADOS DE AMS.....	89
5.5 COMPARACIÓN ENTRE LOS PERFILES DE SUSCEPTIBILIDAD OBTENIDOS EN EL CAMPO Y EN EL LABORATORIO.....	109
<b>6. CONCLUSIONES.....</b>	<b>110</b>
<b>7. AGRADECIMIENTOS.....</b>	<b>111</b>
<b>8. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>112</b>

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1 OBJETIVOS

El motivo del presente trabajo es alcanzar el título de Licenciatura en Ciencias Geológicas otorgado por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

Se desarrolló en el área ubicada al noreste de la localidad de Villa San José de Vinchina (La Rioja), en el sector de Valle Hermoso, sobre la ladera occidental de la Sierra de Famatina. En esta área fue definida una nueva unidad denominada Formación Villacorta (Marenssi et al. 2020), la cual por su posición y relaciones estratigráficas, sumado a la asociación palinológica recuperada en el tope de la unidad, indican una edad silúrica tardía.

Esta contribución tiene por objetivo principal lograr una mejor caracterización de esta unidad, realizando un relevamiento detallado de su estratigrafía, su susceptibilidad magnética y su magneto-fábrica.

### 1.2 ZONA DE ESTUDIO: UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN

El área de estudio en este Trabajo Final de Licenciatura está situada en el sector este de la Hoja Geológica 2969-II Tinogasta (Fauqué et al. 2006) y está comprendida entre los paralelos geográficos  $28^{\circ}23'10''$  y  $28^{\circ}20'22''$ , y los meridianos  $67^{\circ}59'05''$  y  $67^{\circ}55'05''$ .

Se encuentra ubicada en el sector norte de la provincia de La Rioja, en el límite entre el Departamento Vinchina y el Departamento Famatina, cerca del límite con la provincia de Catamarca (Figura 1.1).

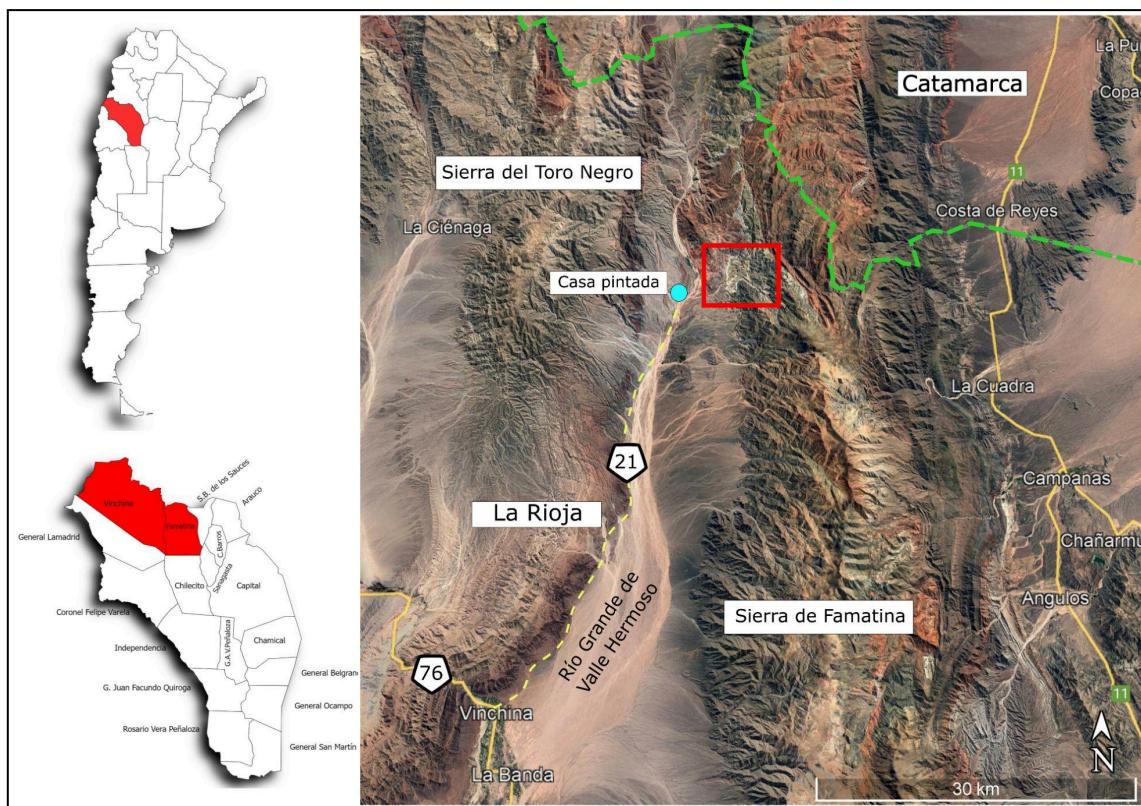


Figura 1.1. Ubicación relativa de la zona de estudio (rectángulo rojo) sobre una imagen satelital y mapas de ubicación.

Los estudios se realizaron en la Formación Villacorta (Marenssi et al. 2020) aflorante en el faldeo occidental de la Sierra de Famatina. Se accede a la zona por la Ruta Nacional 76 hasta la localidad de Vinchina, desde allí se toma la Ruta Provincial 21 (camino de ripio) recorriendo 40 km hasta llegar a la Escuela rural N° 212 en el poblado denominado “Casa Pintada” en Valle Hermoso, y luego se atraviesa el lecho del río Grande de Valle Hermoso para llegar a la quebrada de Villacorta (Figura 1.2).



Figura 1.2. Imagen satelital de la zona de estudio. Se resalta (rectángulo amarillo) la Quebrada de los Oitos, área principal de los estudios de este trabajo, así como otras referencias.

El área se encuentra enmarcada por dos grandes serranías de orientación N-S, la Sierra de Famatina al este y la sierra del Toro Negro hacia el oeste (Fauqué y Caminos. 2006). El valle de Vinchina, recorrido por el río Grande de Valle Hermoso, separa a ambos cordones montañosos.

El relieve de la Sierra de Famatina es montañoso y escarpado, con elevaciones que superan los 6,000 metros sobre el nivel del mar. La región está atravesada por una serie de fallas y fracturas que han influido en la topografía y en la distribución de las formaciones geológicas.

La región presenta un clima árido o semiárido. Características climáticas comunes incluyen veranos cálidos con temperaturas que pueden superar los 30°C y, a veces, llegar a los 40°C. Los inviernos son más frescos, con temperaturas diurnas que rondan los 15-20°C (Daniele y Natenzon. 1994).

Las precipitaciones son escasas y estacionalmente variables. La mayor parte de las lluvias se concentra en el verano, siendo enero y febrero los meses más húmedos. Las precipitaciones anuales pueden variar, pero por lo general son bajas, lo que contribuye al carácter árido o semiárido de la región. La quebrada de Villacorta y el Valle Hermoso, al igual que otras áreas de la región, experimentan este patrón de precipitaciones estacionales. Ocasionales frentes polares pueden generar nevadas significativas en invierno, donde la acumulación de nieve de la alta montaña que en algunos puntos persiste a lo largo de todo el año, genera la mayor parte del recurso hídrico de los principales ríos de la provincia (Halloy et al. 2017).

La quebrada de Villacorta se localiza en una región montañosa y escarpada que presenta cursos de agua permanentes y estacionales. Los arroyos y ríos que fluyen a través de la quebrada pueden variar en su caudal dependiendo de las precipitaciones estacionales. El río Villacorta es de carácter permanente y desciende desde la Sierra de Famatina desembocando en el río Grande de Valle Hermoso. El curso de agua que discurre por la quebrada de los Oitos es de carácter temporal y se insume antes de desembocar en la quebrada de Villacorta. Estos cursos de agua son importantes para la fauna y la flora de la región y pueden ser cruciales para la hidrología local (Subsecretaría de Recursos Hídricos. 2002).

La flora del área corresponde a la propia de un clima árido de alta montaña, es decir, prácticamente se reduce a gramíneas y pequeños arbustos adaptados a la rigurosidad del ambiente. Se pueden encontrar cactus, arbustos espinosos y vegetación xerófila que se ha adaptado para conservar el agua (Daniele y Natenzon. 1994).

A pesar de su escasez, la vegetación permite la presencia de fauna silvestre, especialmente vicuñas, guanacos, zorros, armadillos y aves como cóndores andinos, chimangos, jotes, horneros, entre otros. Además de la fauna silvestre mencionada, es común encontrar animales domesticados que desempeñan un papel importante en la vida de la comunidad local y en la economía regional. Estos animales incluyen ganado vacuno (vacas y toros), el cual es una parte esencial de la economía agrícola en la región. A su vez, hay burros que son utilizados tradicionalmente en la región para diversas tareas, como el transporte de carga y la ayuda en la agricultura (Daniele y Natenzon. 1994).

### 1.3 METODOLOGÍA

En una primera etapa, se realizó un trabajo de gabinete preliminar que incluyó la recopilación de material bibliográfico, tales como mapas regionales, imágenes satelitales, la hoja geológica correspondiente a la zona de estudio, y trabajos relacionados. A su vez, se realizó un mapa geológico preliminar del área de estudio mediante imágenes satelitales (Google Maps y Google Earth), con el fin de identificar las unidades de interés y las vías de acceso al lugar.

Durante el mes de abril de 2022 se realizó un viaje a la localidad de estudio indicada en la Figura 1.2. Se llevó a cabo un reconocimiento de las principales unidades aflorantes de la quebrada de Villacorta, como las formaciones Agua Colorada, Patquía y Vaquerano, y también de la quebrada de Los Oitos, donde se pudieron identificar las formaciones Villacorta y Suri. Luego se procedió a la caracterización de cada una de las unidades, teniendo en cuenta sus relaciones estratigráficas, espesor, litología, color y composición, entre otros.

Luego de identificar a las unidades que se encuentran en la zona de trabajo, se centró el estudio en la sucesión aflorante de la Formación Villacorta en la quebrada de los Oitos. Se realizó un muestreo de los diferentes miembros informales para su posterior análisis petrográfico, y se obtuvieron dos muestras para realizar estudios U/Pb sobre circones detríticos. A su vez, se midieron las actitudes estructurales de las unidades aflorantes.

Se realizó una medición sistemática de la susceptibilidad magnética a lo largo de la Formación Villacorta. Se hicieron un total de 31 estaciones, donde en cada lugar se tomaron alrededor de 4 a 5 valores que luego fueron promediadas aritméticamente para obtener un valor por posición. La separación estratigráfica aproximada entre estaciones es de 10 a 20 metros.

Se llevó a cabo, además, un muestreo sistemático a lo largo del *miembro 2* de la Formación Villacorta en la quebrada de Los Oitos. Se perforaron 14 sitios con 8 a 12 cilindros de tamaño

estándar cada uno, orientados respecto al norte geográfico y magnético, y a la horizontal, a los fines de estudiar su magneto-fábrica.

Una vez finalizadas las tareas de campo, se procedió a realizar las tareas de gabinete que consistieron en el análisis de los datos obtenidos y la integración de los mismos junto con el material bibliográfico existente. A partir de las características observadas de las formaciones, se pudo elaborar el mapa geológico de la zona a escala 1:20.000, así como también un perfil sedimentario, mediante el uso de los programas QGIS, Inkscape y SedLog. A su vez, se realizó el estudio petrográfico de 5 cortes delgados de rocas representativos de los 5 miembros de la Formación Villacorta.

Se realizó un perfil de susceptibilidad magnética de toda la formación para aportar a una mejor caracterización litológica y estratigráfica de ésta.

Luego se procedió a realizar el análisis de la magneto-fábrica de las muestras recolectadas en el miembro 2. Se obtuvieron un total de 107 cilindros para esta sección de la Formación Villacorta. Las muestras fueron rebanadas en especímenes de 2,2 cm de largo y 2,54 cm de diámetro, obteniéndose 151 especímenes para poder estudiar la susceptibilidad magnética total y la anisotropía de susceptibilidad magnética.

#### 1.4 ANTECEDENTES EN EL ÁREA

El área de estudio se ubica en el sector central del Sistema de Famatina. Las investigaciones realizadas previamente en el área que abarca este Trabajo Final de Licenciatura son escasas y se vinculan principalmente a mapeos de escala regional y descripciones estratigráficas generales.

Las investigaciones geológicas en el Sistema de Famatina comenzaron en el siglo XIX con Stelzner (1885; que incluye al Sistema en las Sierras Pampeanas) y con Brackebusch (1891; quien realizó estudios geológicos en las sierras de Velasco y Famatina), y continuaron en el siglo XX con Bodenbender (1911, 1912, 1916, 1922, 1924).

Bodenbender (1911) definió los “Estratos de Paganzo” en la Cuenca Paganzo, en donde se diferencian los Pisos I, II y III (Carbonífero, Pérmico y Triásico, respectivamente).

En 1957, Arigos produjo el informe preliminar de la Hoja Cerros Cumichango y, en 1964 y 1967, Turner publicó la hoja 15C Vinchina, donde describió las características geológicas de una amplia región que incluye el área de estudio.

Posteriormente, Maisonneuve (1978) publicó la Hoja 14C, Cerros Cumichango, como aporte al relevamiento de la Carta Geológica-Económica de la República Argentina (en escala 1:200000) realizada por el Servicio Geológico Nacional. Para la confección de esta Hoja, se realizaron trabajos de campo que incluyeron el sector del valle del Río Grande de Valle Hermoso y la quebrada de Villacorta.

Fauqué y Caminos (2006) realizaron el trabajo correspondiente a la descripción de la Hoja 2969-II, Tinogasta, a escala 1:250000, donde integraron la información previamente publicada para el sector de interés en este trabajo.

Estudios más recientes de Zoraires (2019), Marenssi et al. (2020) y Limarino et al. (2022), definieron en la parte media de la quebrada de Villacorta, sobre el faldeo occidental de la Sierra del Famatina, la Formación Villacorta, que asignaron al Silúrico tardío (Césari et al. 2020). Se trata

del primer hallazgo de rocas sedimentarias de esta edad en la región. Esta formación había sido previamente interpretada (Maisonave, 1978; Fauqué y Caminos, 2006) como parte de la Formación Agua Colorada, de edad carbonífera tardía (ej. Césari et al. 2019 y Ciccioli et al. 2022).

No hay antecedentes de estudios de magneto-fábrica ni paleomagnéticos en la Formación Villacorta.

## 2. MARCO TECTÓNICO Y REGIONAL

### 2.1 INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra afectada por el régimen compresivo que tiene lugar por la formación de la Cordillera de Los Andes. Esta cadena montañosa es el sistema orogénico activo más grande desarrollado por la subducción de la corteza oceánica debajo de un margen continental (Ramos. 2009).

Los Andes se desarrollan a lo largo de más de 8000 km del margen del Pacífico de América del Sur, desde el Mar Caribe en el norte hasta el extremo norte de la Cordillera Scotia al este de la Isla Grande de Tierra del Fuego en el sur (Folguera y Ramos. 2002).

La historia geológica implica un registro intrincado de acreciones, colisiones y subducción de diferentes tipos de corteza oceánica. Estos procesos crearon una segmentación compleja donde los procesos tectónicos, magmáticos y sedimentarios cambiaron a lo largo del tiempo y el espacio, formando las características de las principales provincias morfoestructurales presentes en los Andes actuales (Ramos. 2009).

Gansser (1973) dividió la Cordillera de los Andes en: Andes del Norte, Andes Centrales y Andes del Sur (Figura 2.1). El área de estudio de este trabajo está ubicada en el sector sur de los Andes Centrales.



Figura 2.1. División de la Cordillera de Los Andes en: Andes del norte, Andes centrales y Andes del sur (Ramos. 2009).

Los segmentos del Norte y del Sur se caracterizan por rocas metamórficas del Jurásico y Cretácico, así como diversas ocurrencias de corteza oceánica obducida al margen continental durante la fase andina. Por otro lado, los Andes Centrales que carecen de rocas metamórficas y ofiolíticas del Mesozoico y Cenozoico, se formaron por la subducción de corteza oceánica y representan un orógeno de tipo andino (Ramos. 1999). Esta clasificación en tres partes es, de hecho, más compleja debido a otros procesos geológicos que se superponen a los principales ajustes de la tectónica de placas.

En particular, la zona de interés está ubicada dentro del Sistema de Famatina, que se encuentra conformado por una serie de bloques serranos de disposición norte-sur limitados por fallas inversas, que fueron levantados en el Neógeno durante la Orogenia Andina. Se destacan entre dichos bloques las Sierras de Las Planchadas, Famatina, Paimán, Sañogasta, Paganzo y Narváez (Toselli et al. 1996). Éstas quedan comprendidas entre la Precordillera y parte de las Sierras Pampeanas Occidentales al oeste y las típicas Sierras Pampeanas hacia el sector oriental.

El Sistema de Famatina está ubicado en el sector sur de los Andes Centrales y se encuentra enmarcada dentro de la zona de subducción horizontal pampeana que se ubica entre los 28° a 33° de latitud sur (Ramos y Folguera. 2009), y se asocia a la subducción de la dorsal asfísica de Juan Fernández. Este comportamiento, sumado a los esfuerzos compresivos regionales, provocaron la estructuración de las provincias geológicas de Cordillera Frontal, Precordillera, Sistema de Famatina y Sierras Pampeanas a partir de los 20 hasta los 2 Ma (Jordan et al. 1993, Ramos et al. 2002, entre otros).

Los primeros autores en estudiar el sistema de Famatina incluyeron a esta provincia geológica dentro de las Sierras Pampeanas (Bodenbender, 1911). La denominación Sistema de Famatina deriva de Petersen y Leanza (1953), quienes sobre la base de sus características geológicas lo segregaron de las Sierras Pampeanas. Se caracteriza por su basamento metasedimentario de bajo grado y una importante secuencia sedimentaria y vulcano sedimentaria ordovícica, que lo diferencian de los terrenos circundantes (Otamendi et al. 2020). El volcanismo es sincrónico con la deposición de sedimentitas marinas poco profundas que contienen braquiópodos y trilobites eo-ordovícicos (Rapela et al. 1999).

En la Figura 2.2 se observan los rasgos geológicos principales del Sistema de Famatina y en el recuadro se encuentra enmarcada la zona de estudio de este trabajo. En esta región afloran casi exclusivamente rocas sedimentarias que representan el desarrollo de cuencas sedimentarias de diferentes edades. La unidad más antigua es la Formación Suri que representa sedimentación marina ordovícica. Por encima y en discordancia angular se encuentran las areniscas de la Formación Villacorta de edad silúrica que indicarían un evento de sedimentación previo a la Orogenia Chánica. En discordancia angular se encuentran las formaciones Agua Colorada y De La Cuesta de edad carbonífera - pérmica que forman parte de la Cuenca Paganzo. Por encima, se encuentran los basaltos de la Formación Vaquerano de edad triásica, y por último se encuentran los depósitos recientes.

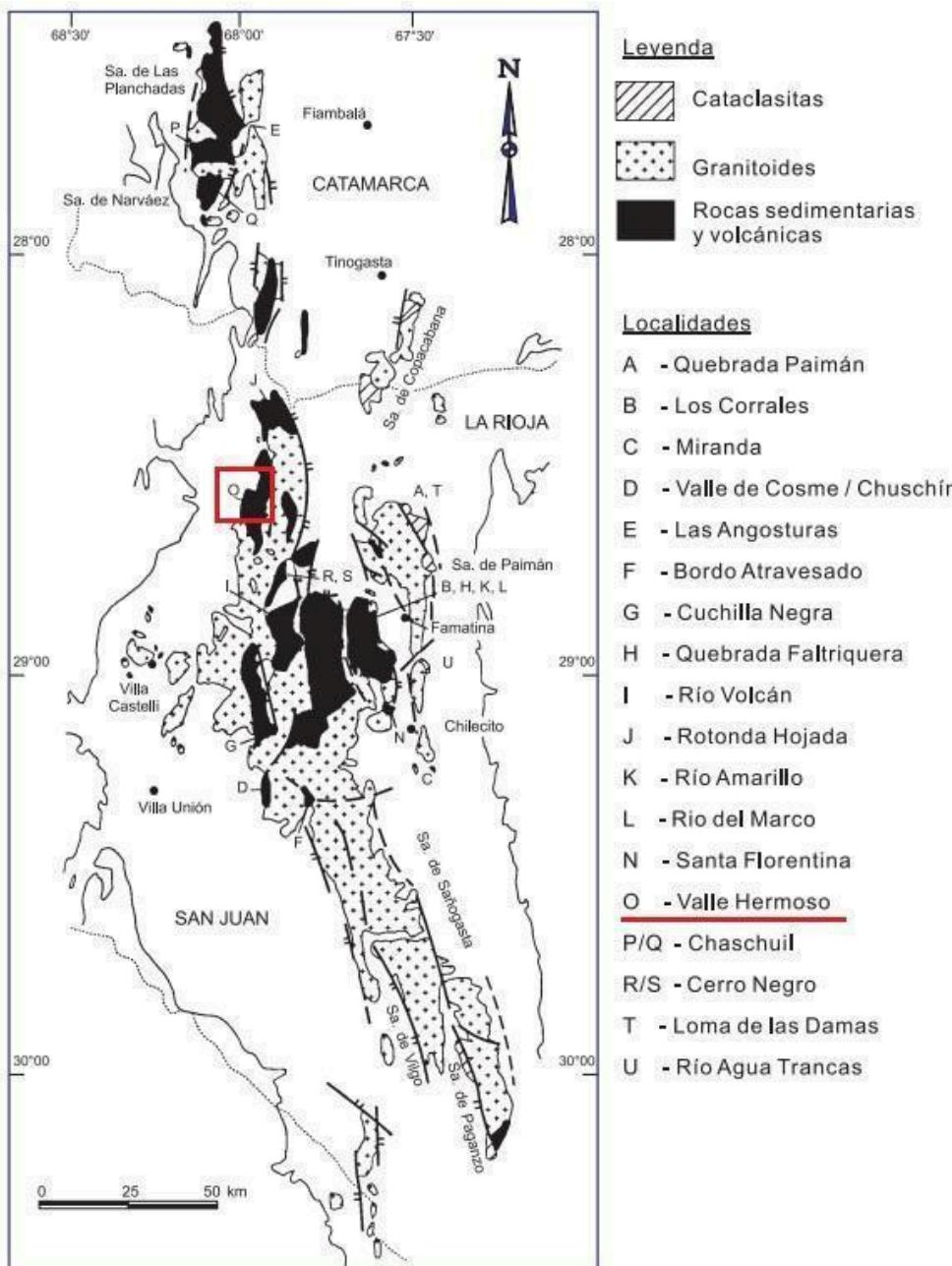


Figura 2.2. Rasgos geológicos principales del Sistema de Famatina (Modificado de Ramos. 1999).

## 2.2 CICLO OROGÉNICO FAMATINIANO

El ciclo orogénico Famatiniano fue originalmente definido por Aceñolaza y Toselli (1976) para caracterizar la evolución geológica del centro y noroeste de la Argentina en el lapso comprendido entre el Cámbrico medio y el Devónico tardío – Carbonífero temprano.

Se admite para el ciclo una primera etapa de actividad tectónica, con la denominación de la Fase Oclóbica, de intensa actividad en el Ordovícico inferior-medio, y una etapa final o Fase Chánica, ocurrida en el Devónico (Sato et al. 2003).

El cinturón de Famatina está ubicado entre los 27° y 31°S, limitando al oeste con las Sierras Pampeanas Occidentales y la faja corrida y plegada de la Precordillera y al este con los cordones pampeanos de las sierras de Velasco y Fiambalá.

## 2.2.1 FASE OCLÓYICA

Durante el Paleozoico inferior, el Famatina constituyó un arco volcánico construido en el margen occidental de Gondwana (Astini. 1998) (Figura 2.3). Como consecuencia de la subducción de la placa pacífica desde el oeste y la posterior acreción continental de la microplaca de Precordillera se habría desarrollado una cuenca de retroarco (Astini y Dávila. 2004).

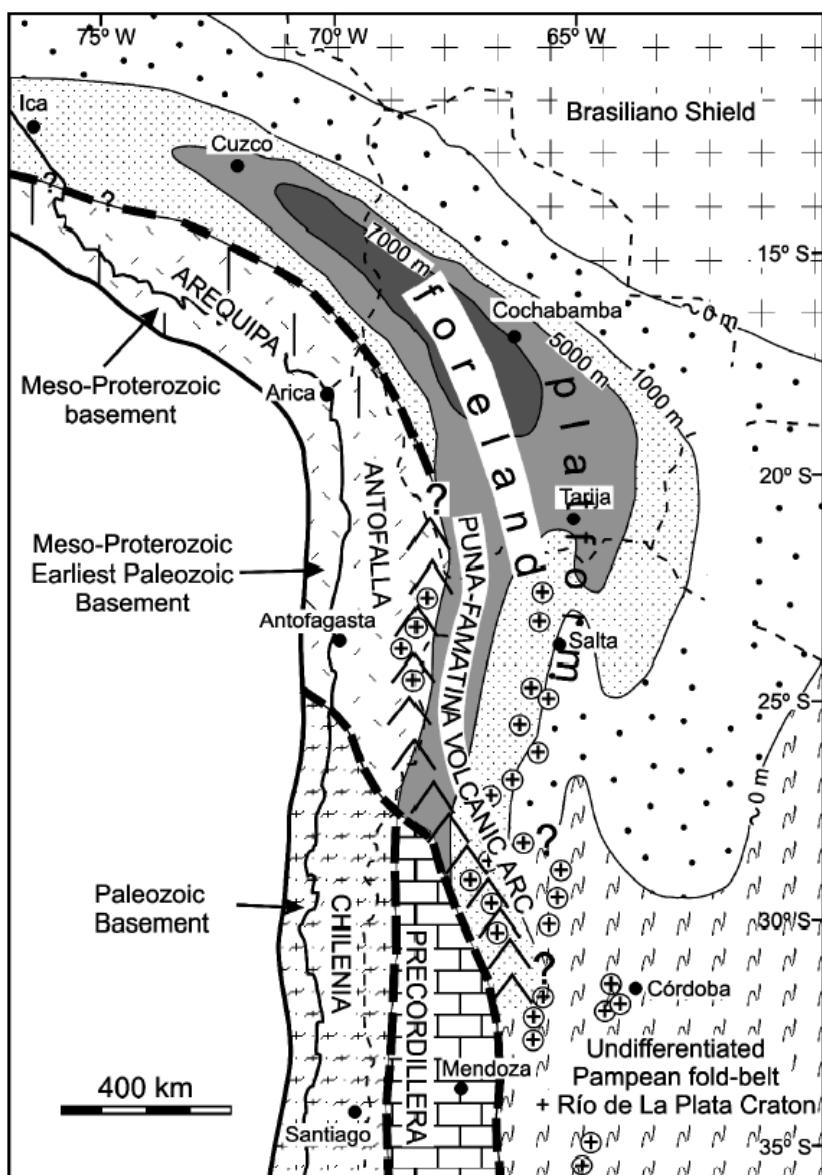


Figura 2.3. Esquema de ubicación regional del arco famatiniano (tomado de Astini, 1998). Los valores numéricos en las curvas indican el espesor aproximado de las unidades ordovícicas.

La sedimentación ordovícica se caracteriza por ambientes de arcos volcánicos insulares con desarrollo de plataformas de alto gradiente sometidas a condiciones de elevado estrés ambiental y sujetas a periódicas fluctuaciones relativas del nivel del mar (Astini, 1998). Se indica, a su vez, una progresiva somerización y eventual continentalización del área. Las condiciones de circulación eran restringidas, posibilitando la estratificación de la columna de agua (Astini y Dávila, 2004).

La tendencia general de somerización registrada en Famatina se relacionaría con una etapa de activo vulcanismo y rápido crecimiento de aparatos volcánicos en arcos insulares con cúpulas emergentes (Astini, 1998).

A su vez, se encuentran intrusiones de granitoides ordovícicos (ca. 481-460 Ma, Dahlquist et al. 2005) y rocas filonianas de variada naturaleza (pórvidos félidos y lamprófiros) (Pankhurst et al. 2000) que, localmente, producen metamorfismo de contacto en las rocas de caja.

La colisión con el terreno de Precordillera sucedió aproximadamente a los 470 Ma y produjo un acortamiento que afectó a las cuencas de retroarco peri-Gondwánicas (Collo et al. 2009). La deformación asociada al acortamiento está registrada en el Sistema de Famatina mediante una mayor discordancia angular entre rocas del Ordovícico temprano y medio, el metamorfismo de las secuencias volcano-sedimentarias y una zona de cizalla que afecta a los granitos famatinianos (Collo et al. 2009).

## 2.2.2 FASE CHÁNICA

Durante el Devónico tardío y el Mississippiano se produjo la Fase Chánica interpretada como debido a la colisión del terreno de Chilenia en el oeste de Argentina (Ramos et al. 1986). Con este evento se estructuró la Proto-Precordillera, que inicialmente se formó como un prisma de acreción y luego se convirtió en un cinturón de pliegues y cabalgamientos a medida que Chilenia avanzaba hacia el margen occidental de Gondwana (Isbell et al. 2012). La deformación producida continuó en el Carbonífero temprano, y se generó una cuenca de antepaís denominada Cuenca Proto-Paganzo (Limarino et al. 2006).

Durante el Pennsylvaniano y el Pérmico, el margen activo a lo largo de este sector de Gondwana se desplazó hacia el oeste debido al inicio de la subducción por debajo de Chilenia. Esta subducción, que está asociada a una extensión de retroarco, resultó en la transformación de la Cuenca Proto-Paganzo en una cuenca de retroarco extensional más amplia, la Cuenca Paganzo, compartimentada en subcuencas con estratos pennsylvanianos y pérmicos separadas por rocas graníticas del basamento (Enkelmann et al. 2014).

Los depósitos de la Cuenca Paganzo se encuentran en gran parte de tres provincias geológicas: Sierras Pampeanas, Sistema de Famatina y Precordillera (Alonso-Muruaga. 2015, Limarino et al. 2002), tal como se observa en la Figura 2.4.

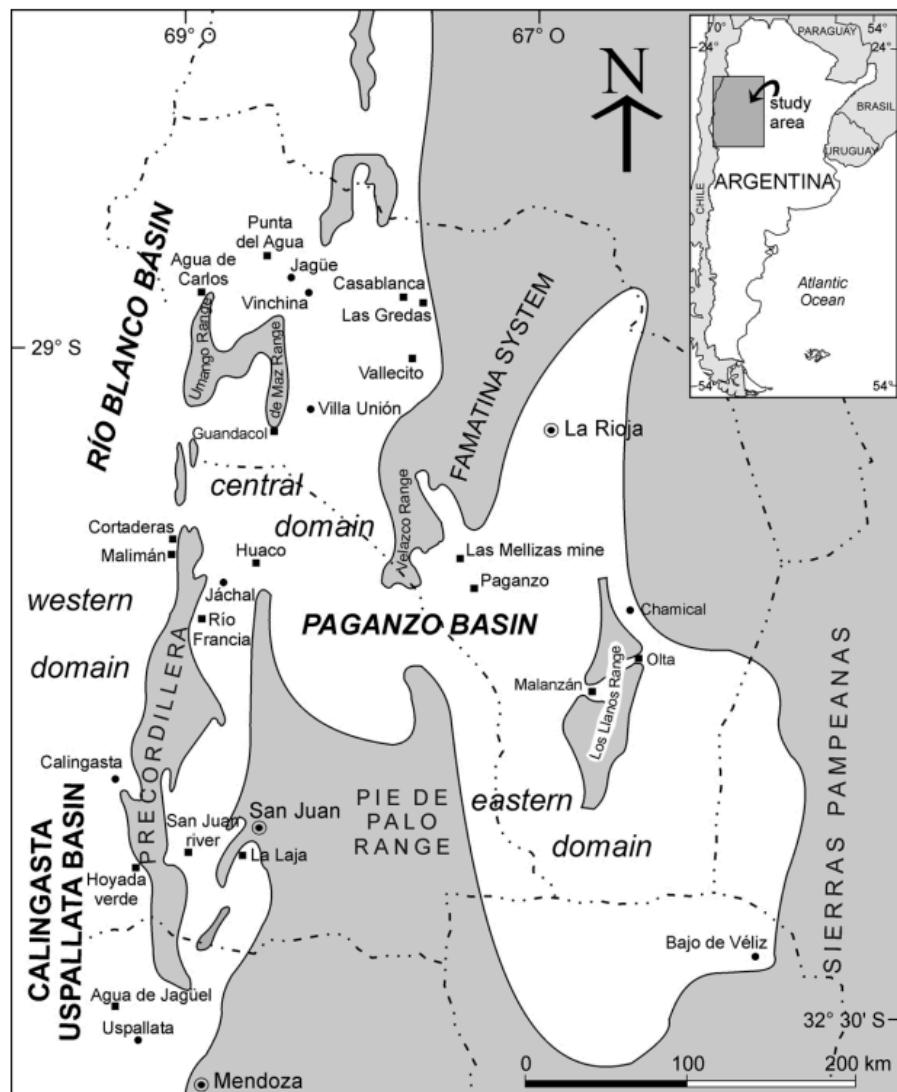


Figura 2.4. Extensión y ubicación de la Cuenca Paganzo (Limarino et al. 2002).

### 2.3 CICLO GONDWÁNICO: LA GLACIACIÓN DEL PALEOZOICO SUPERIOR

Durante el Paleozoico tardío, en Gondwana, tuvo lugar el evento glacial de mayor importancia registrado durante el Fanerozoico, en donde la totalidad del área gondwánica (Sudamérica, África, India, Antártida y Australia) muestra depósitos de origen glaciar bien expuestos en el lapso comprendido entre el Carbonífero y el Pérmico (Fielding et al. 2008). Se sugiere que la glaciación habría estado caracterizada por múltiples centros glaciales pequeños que aumentaban y disminuían sus tamaños diacrónicamente a través de Gondwana en diferentes intervalos glaciales, separados por intervalos post glaciales de similar duración (Pérez Loinaze et al. 2010).

La deriva de Gondwana a través del polo sur durante el Paleozoico superior es considerada como el principal control en la migración de los centros glaciales a lo largo del megacontinente, modificando además los patrones de circulación atmosféricos y oceánicos (Isbell et al. 2012). En la Figura 2.5a se observa, en color gris, los centros glaciales que se expanden, y en la Figura 2.5b se observa la disposición de las cuencas neopaleozoicas entre las que se encuentra la Cuenca Paganzo.

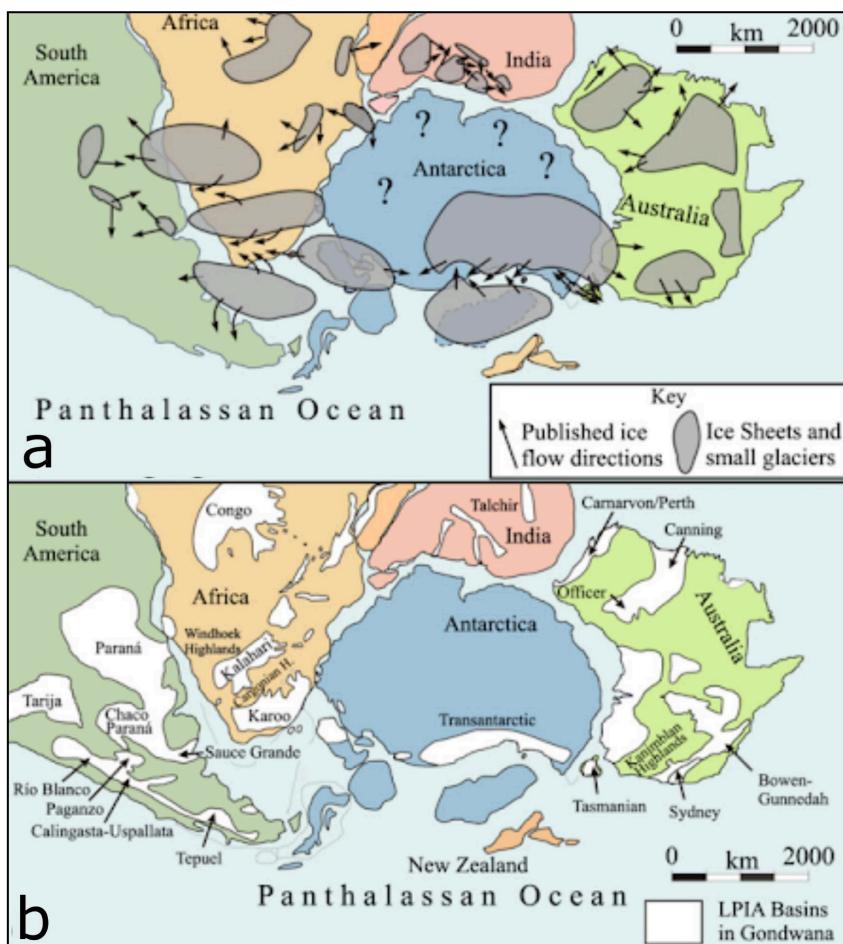


Figura 2.5a. Centros glaciares que se expanden.

Figura b. Disposición de cuencas neopaleozoicas. Se observa Cuenca Paganzo en el margen occidental de Gondwana. Modificado de Isbell et al. (2012).

Isbell (2003) reconoce 3 episodios glaciales separados por períodos interglaciales a los que llama “Episodios Glaciales” I, II y III respectivamente. El Episodio Glacial I, es el más antiguo, y habría ocurrido durante el Devónico más tardío y el Carbonífero más temprano (Frasniano – Tournasiano), con registros principalmente en cuencas sudamericanas de Bolivia y Brasil (Alonso Muruaga, 2015). El Episodio Glacial II ocurrió durante el Mississipiano medio - Pennsylvaniano temprano y cuenta con importantes registros en el margen oeste de la parte sur de Sudamérica, una porción de Bolivia, el este de Australia y en el sur del Tíbet (Fielding et al. 2008). El Episodio Glacial III se encuentra ampliamente registrado en cuencas a lo largo de Gondwana, tuvo lugar durante el Pennsylvaniano (Gzheliano) – Cisuraliano (Sakmariano), y representaría el intervalo de mayor expansión de masas de hielo en el megacontinente (Fielding et al. 2008).

En las cuencas del margen occidental de Gondwana se encuentran los depósitos del Episodio Glacial II (Pérez Loinaze et al. 2010). Cuando este episodio glacial terminó, tuvo lugar un importante evento transgresivo que también afectó a estas cuencas. Este evento es conocido como la “Transgresión Postglacial” que inundó casi por completo a la región estudiada (Limarino et al. 2002). Esta transgresión se encuentra principalmente caracterizada por depósitos marinos de grano fino, que cubren paquetes de diamictitas glaciales, diamictitas resedimentadas y pelitas con dropstones (Limarino et al. 2002). Este evento puede ser reconocido en tres dominios principales:

- El dominio oeste (Cuenca Río Blanco y Calingasta-Uspallata) presente en la Precordillera occidental, donde la transgresión está representada por facies de mar abierto.

- El dominio central (ámbito occidental de la Cuenca Paganzo) está localizado en la Precordillera central y oriental, posee un carácter más transicional y prevalecen condiciones paleoambientales de fiordo.
- El dominio este (ámbito central y oriental de la Cuenca Paganzo principalmente dentro del ámbito de Sierras Pampeanas y Sistema de Famatina), donde las facies transgresivas han sido descritas como depósitos glaciacustres o facies marinas muy someras.

Teniendo en cuenta esto, en la Cuenca Paganzo el carácter marino asociado a la transgresión fue reemplazado por sedimentación fiórdica, fluvial y lacustre (Limarino et al. 2002).

Después del Bashkiriense temprano, los glaciares desaparecieron de la región Proto-Precordillerana y no regresaron al centro-oeste de Argentina hasta el Cenozoico (Limarino et al. 2002).

En el Carbonífero tardío y el Pérmico temprano, sucedió una incursión marina cuyos depósitos se encuentran bien representados en el ámbito oeste de la Cuenca Paganzo, mientras que en el ámbito este se observa sedimentación fluvial (Limarino et al. 2006). Estos depósitos son progresivamente reemplazados por sucesiones de ríos efímeros de baja energía. Estos cambios fueron probablemente controlados por el desarrollo del arco magmático Choiyoi en el oeste y por una transición climática desde condiciones húmedas hasta semiáridas (Lopez Gamundi et al. 1992). El levantamiento del complejo volcánico Choiyoi pudo haber modificado parcialmente el drenaje fluvial regional y probablemente formó una barrera orográfica que generó la aridización de la cuenca representada por los depósitos eólicos de la sección superior de Cuenca Paganzo (Limarino et al. 2006).

### 3. ESTRATIGRAFÍA

#### 3.1 INTRODUCCIÓN

El área de estudio analizada comprende rocas del Ordovícico al reciente, donde afloran las formaciones Suri, Villacorta, Agua Colorada y De La Cuesta junto con basaltos de edad post-pérmica. Estas unidades han sido identificadas a partir de sus rasgos litológicos y representadas mediante el levantamiento de un mapa geológico (Figura 3).

La Formación Suri resultaría de un evento volcánico-sedimentario ligado a un arco de islas, y representaría variaciones temporales de una cuenca de edad arenigiana (Coira y Cisterna. 2014).

Las rocas de la Formación Villacorta corresponden a un ambiente marino litoral con acción mareal que grada a un ambiente transicional, muy probablemente deltaico. Las mismas fueron asignadas al Silúrico tardío, yacen en discordancia angular sobre la Formación Suri y son cubiertas en discordancia angular por la Formación Agua Colorada. Las sedimentitas silúricas corresponderían a un ciclo sedimentario comprendido entre las orogenias famatiniana y chánica en el Sistema del Famatina (Marenssi et al. 2020).

Las formaciones Agua Colorada y De La Cuesta son de edad paleozoica superior y se caracterizan por el desarrollo de depósitos asociados a ambientes glacimarininos, fluviales entrelazados, fluviales anastomosados, lacustres y de interacción eólico-fluvial. Ambas conforman parte del relleno de la Cuenca Paganzo, la cual fue modelada por los movimientos chánicos de fines del Devónico y principios del Carbonífero (Azcuy et al. 1999).

El Mesozoico estaría representado por los basaltos de la Formación Vaquerano, asignada al Triásico (Fauqué y Caminos. 2006).

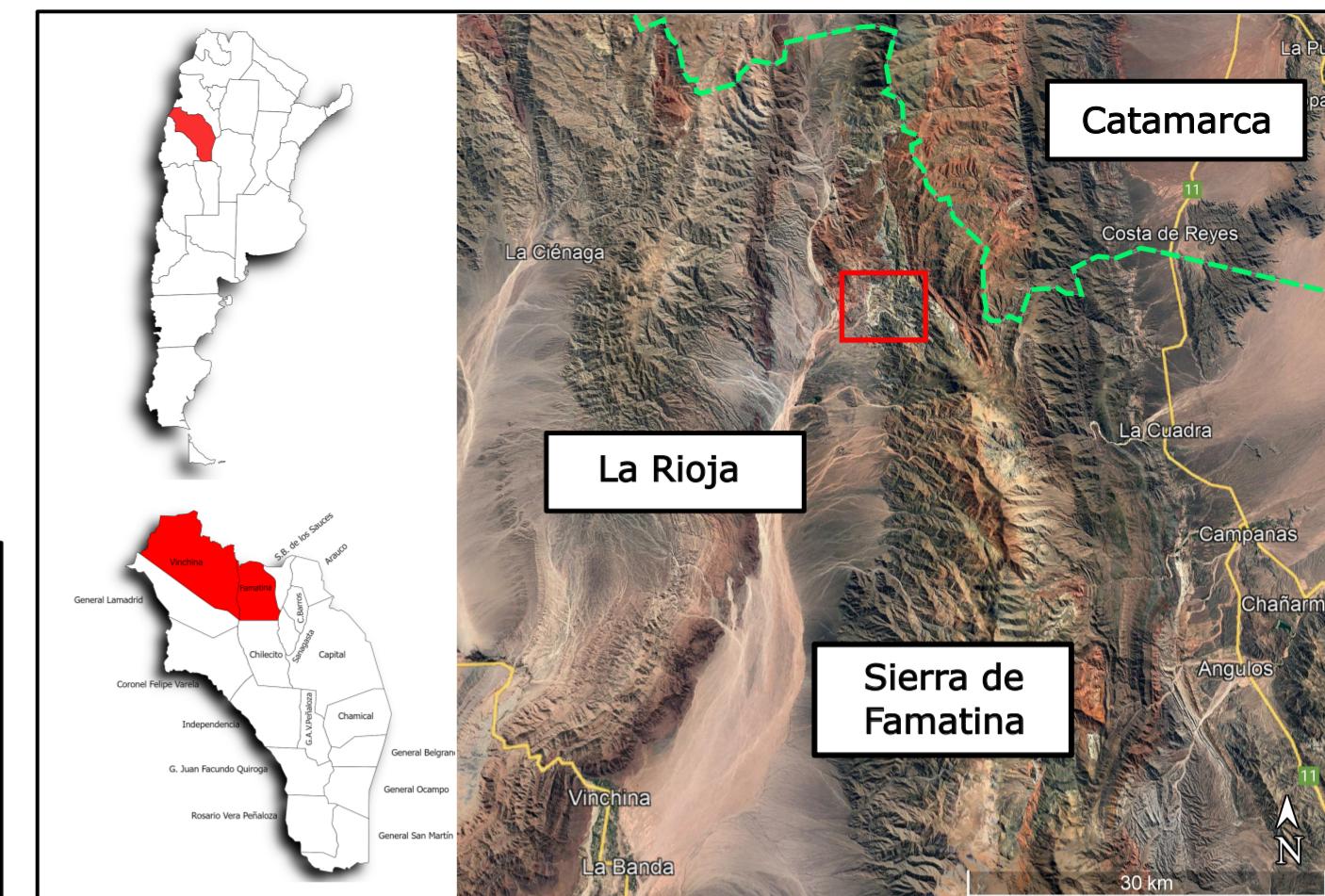
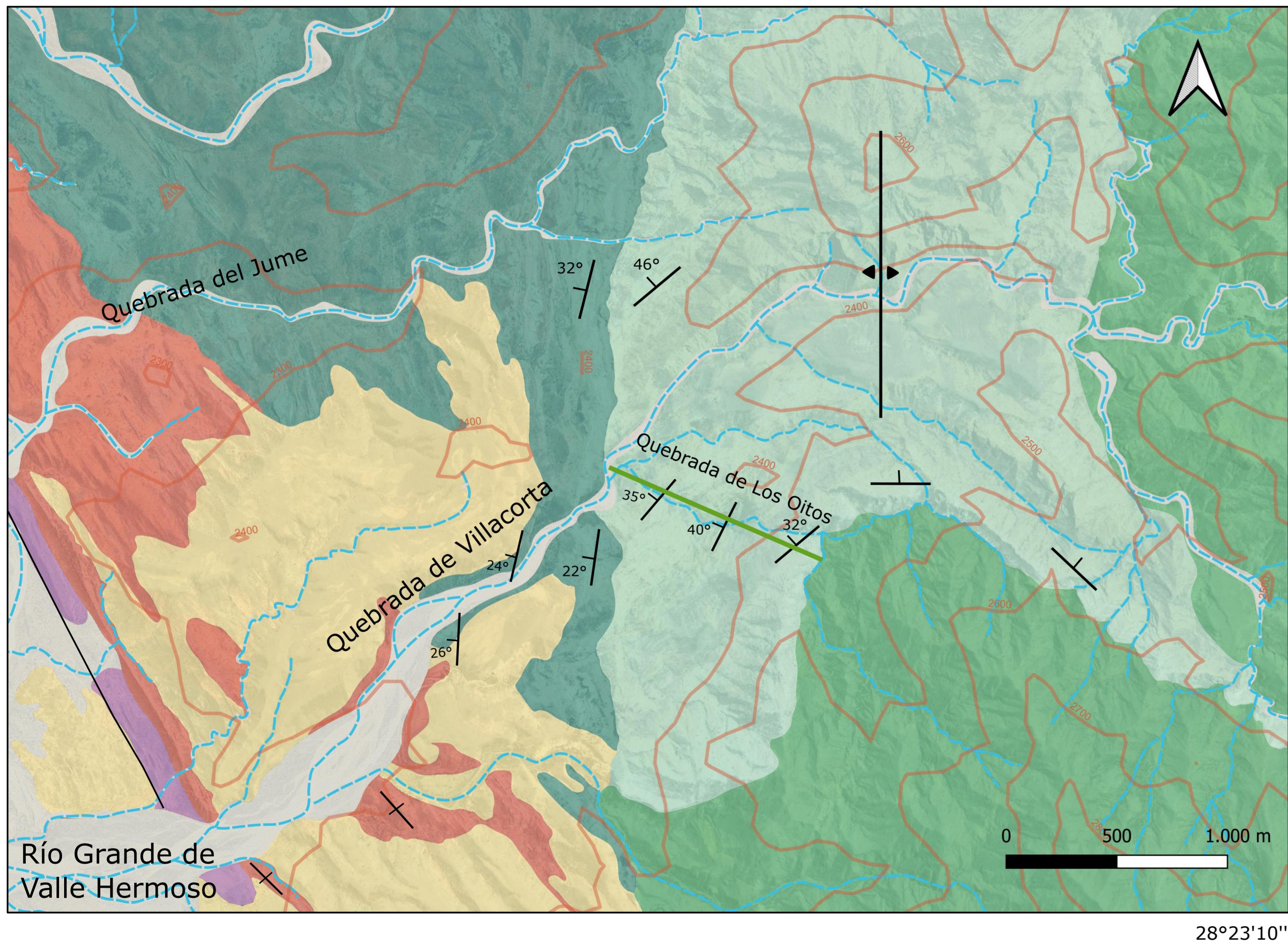
Finalmente, los depósitos aluviales antiguos y actuales corresponden a niveles de terrazas y depósitos fluviales actuales de los ríos Grande de Valle Hermoso, Villacorta y sus afluentes.

En la Figura 3.1 se presenta el perfil sedimentario realizado para la localidad de estudio.

# Trabajo Final de Licenciatura

## "Geología y magneto-fábrica de la Formación Villacorta (Silúrico superior) en el Sistema de Famatina, provincia de La Rioja, Argentina"

Mapa geológico de los alrededores de la Quebrada de Los Oitos, sobre el faldeo occidental de la Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja



Era	Período	Unidad
Cenozoico	Cuaternario	7. Depósitos aluviales actuales.
	Neógeno	6. Depósitos aluviales antiguos
	Paleógeno	5. Fm. Vaquerano
	Cretácico	4. Fm. De La Cuesta
Mesozoico	Jurásico	3. Fm. Agua Colorada
	Triásico	2. Fm. Villacorta
	Pérmino	1. Fm. Suri
	Carbonífero	
Paleozoico	Devónico	
	Silúrico	
	Ordovícico	

Referencias
Ríos
Pliegue anticlinal
Falla
Rumbo e inclinación
Perfil sedimentario de la Fm. Villacorta

Figura 3. Mapa geológico de los alrededores de la Quebrada de Los Oitos, La Rioja, Argentina. Escala 1:20.000

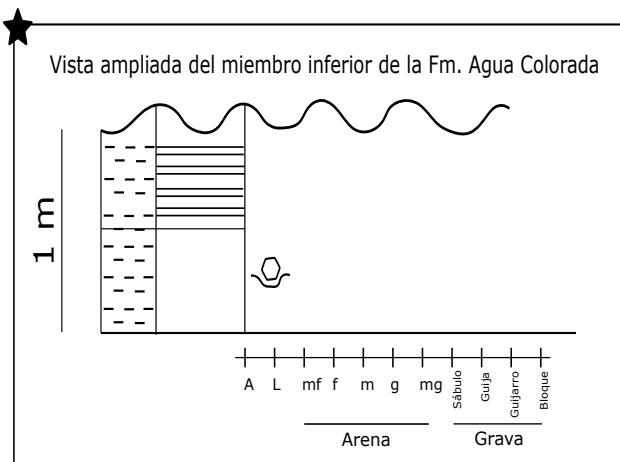
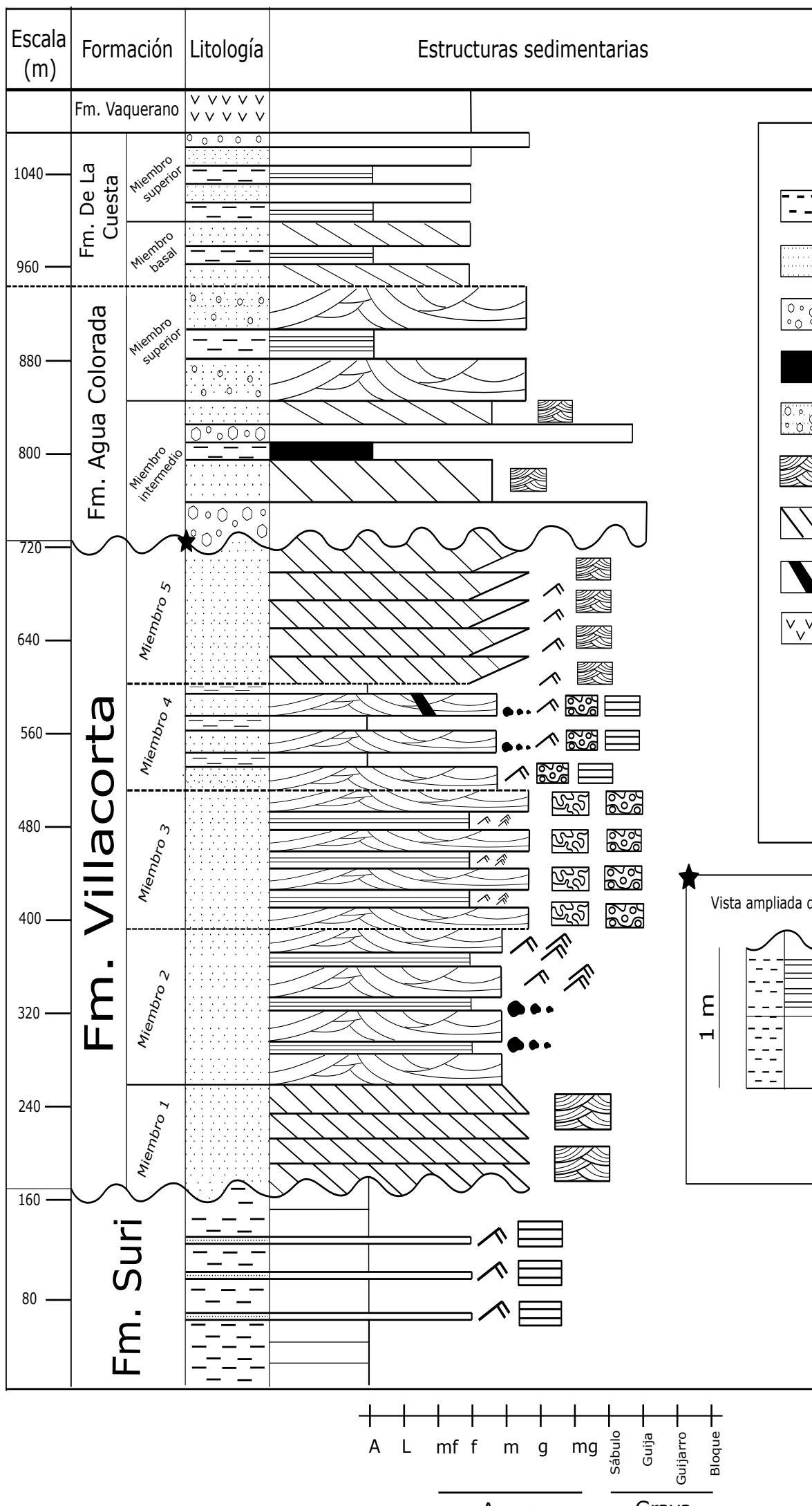


Figura 3.1. Perfil sedimentario de la localidad de estudio.

## 3.2 FORMACIÓN SURI

### 3.2.1 Antecedentes

La Formación Suri fue definida por Harrington y Leanza (1957) para caracterizar a los afloramientos llanvirnianos del río Cachiyuyo en el Famatina (provincia de La Rioja). Posteriormente, Turner (1964) mapeó los afloramientos de esta unidad en la Sierra de Famatina y en la zona de Chaschuil (Turner, 1967). Por su parte, Maisonave (1973) también denominó de esta manera a la sucesión que aflora en la zona de Chaschuil y en el extremo septentrional del Sistema de Famatina.

La Formación Suri aflora en distintos sectores del Sistema de Famatina, en ambos flancos de la sierra homónima y hacia el norte, en la ladera occidental de la sierra de Narváez (Fauque y Caminos, 2006).

Turner (1964) indicó que la Formación Suri se encuentra integrada por areniscas silicificadas, lutitas verdes y limolitas, con intercalaciones de margas y tobas; mientras que Maisonave (1973), en la zona de Cerros Cuminchango, indicó la presencia de psamitas, pelitas y metamorfitas de contacto. Aceñolaza y Toselli (1977), para el área de Chaschuil, indicaron que la unidad se encuentra compuesta de pelitas verdosas con intercalaciones de grauvacas, tobas y bancos de psamitas.

### 3.2.2 Litología y paleoambiente

Los afloramientos de la Formación Suri observados en el área de estudio se encuentran en la cabecera de la quebrada de los Oitos, presentan un espesor que supera los 300 metros y una disposición subvertical de los estratos. Las rocas analizadas poseen abundantes fracturas y una fuerte meteorización superficial (Figura 3.2).

La unidad se compone de fangolitas verdosas con intercalaciones de areniscas grises. Las fangolitas conforman bancos delgados (espesor promedio de 40 cm) de geometría tabular a lensoidal, y en superficie presentan tonalidades castañas que denotan superficies de meteorización. Las areniscas grises son desde muy finas a finas, constituyen bancos de geometría lenticular con un espesor promedio de 50 cm y se encuentran intercalados entre las fangolitas verdosas. Internamente son masivos o presentan laminación paralela y ondulítica. Por último, se observan delgados niveles tabulares de hasta 3 cm de espesor de pelitas castañas masivas.



Figura 3.2. Izquierda: Bancos delgados de fangolitas y areniscas castañas de la Formación Suri. Derecha: Disposición subvertical de la Formación Suri. Se observa la intensa fracturación de estas rocas.

Según Mángano y Buatois (1996) y Alasino et al. (2017), la Formación Suri representa una megasecuencia regresiva, integrada de base a techo por: depósitos de talud activo formado en escarpas de falla; un ambiente de plataforma adyacente a centros volcánicos, que registró procesos episódicos relacionados con el volcanismo y la acción de tormentas, sobreimpuestos a la sedimentación normal; y por último, depósitos del pie de un abanico deltaico que habría progradado sobre la plataforma, dominados por corrientes de turbidez de alta densidad y flujos de detritos resultantes de la removilización del material volcánico.

Según Turner (1967), Aceñolaza y Toselli (1981, 1984, 1986) y Mannheim (1993) la presencia de rocas volcánicas intercaladas en la secuencia sedimentaria indican la existencia de volcanismo coetáneo con la sedimentación.

### 3.2.3 Relaciones estratigráficas

La base de la Formación Suri no pudo ser observada, mientras que su techo está marcado por una discordancia angular con la Formación Villacorta, tal como se observa en la Figura 3.3.

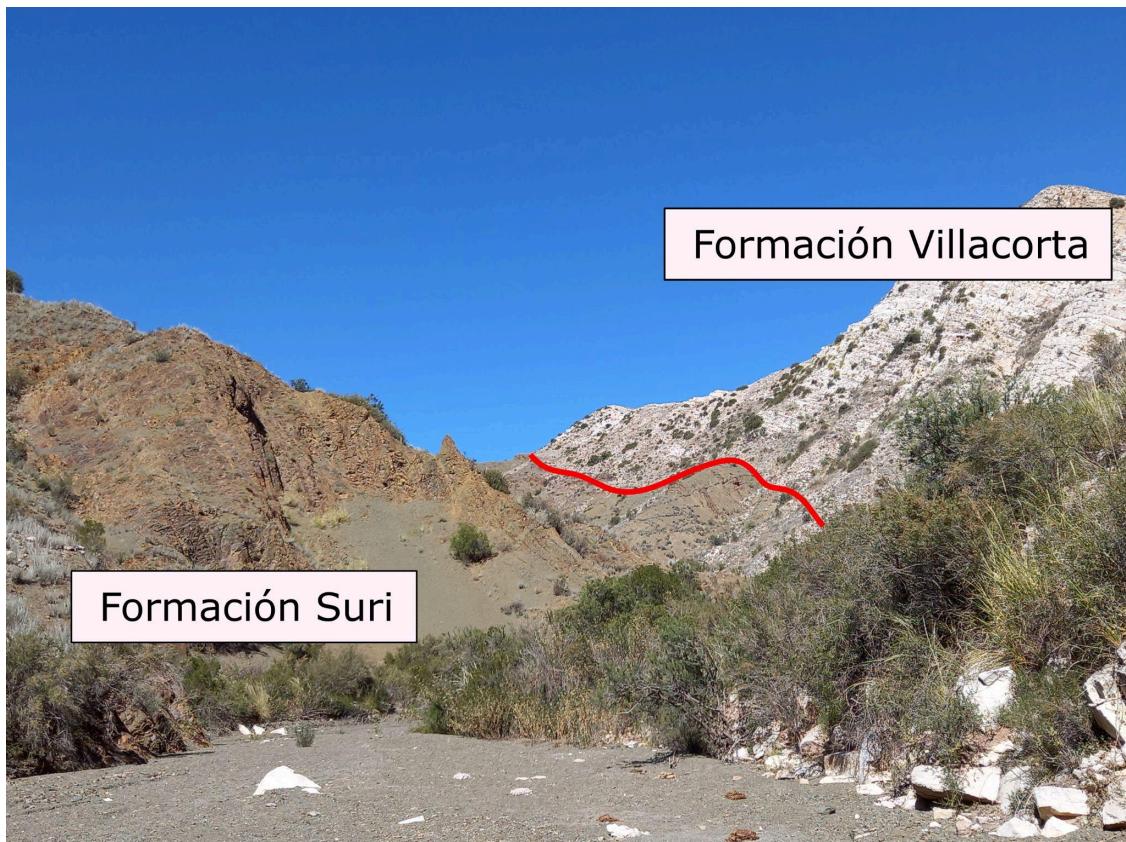


Figura 3.3. Discordancia angular entre Formación Suri y la Formación Villacorta.

#### 3.2.4 Edad

La graptofauna presente en la unidad permite diferenciar biozonas, que son descritas por primera vez en el Sistema de Famatina y constituyen un aporte al esquema de biozonación correspondiente al Arenigiano de esta región. Las mismas permiten asignar a esta formación al Arenigiano inferior-medio (Toro y Brussa, 1997).

Baldo et al. (2003) obtuvieron una edad U-Pb de  $469 \pm 3$  Ma para esta formación sobre una riolita porfírica que aflora en la proximidad de Puesto Chaschuil en Catamarca, al norte del área de estudio.

### 3.3 FORMACIÓN VILLACORTA

#### 3.3.1 Antecedentes

Fue definida por Marenssi et al. (2020) en la parte media de la quebrada de Villacorta, sobre el faldeo occidental de la sierra del Famatina a la latitud del poblado de Casa Pintada (Valle Hermoso, provincia de La Rioja). Esta unidad está formada por una espesa sucesión de areniscas con muy escasos niveles de pelitas, de uno de los cuales se recuperó una asociación palinológica correspondiente al Silúrico Superior. Las rocas que componen esta unidad fueron originalmente incluidas dentro de la Formación Agua Colorada (Maisonneuve, 1973; Fauqué y Caminos, 2006).

Marenssi et al. (2020) indican que las areniscas de esta nueva unidad no tienen evidencia de metamorfismo ni de actividad volcánica contemporánea con la sedimentación, a diferencia de la infrayacente Formación Suri.

### ***3.3.2 Litología y paleoambientes***

La Formación Villacorta comprende una sucesión sedimentaria que se caracteriza por el predominio de areniscas cuarzosas blancas en su base, areniscas castañas con anillos de Liesegang en su parte media, y areniscas feldespáticas y escasas pelitas en su sector superior. El espesor aproximado de esta unidad es de 400 a 500 metros.

En este trabajo se realizó un análisis de la unidad a lo largo de los afloramientos en la quebrada de los Oitos, donde se reconocieron 5 miembros informales. Originalmente, Marenssi et al. (2020) identificaron cuatro miembros informales para la Formación Villacorta. Sin embargo, en esta oportunidad se reconocieron cinco miembros teniendo en cuenta que se analizó la litología con un mayor detalle y, a su vez, se confirmaron a partir de patrones característicos de la susceptibilidad magnética en cada uno.

En la Figura 3.4 se presenta el perfil sedimentario de la Formación Villacorta levantado a lo largo de la quebrada de los Oitos.

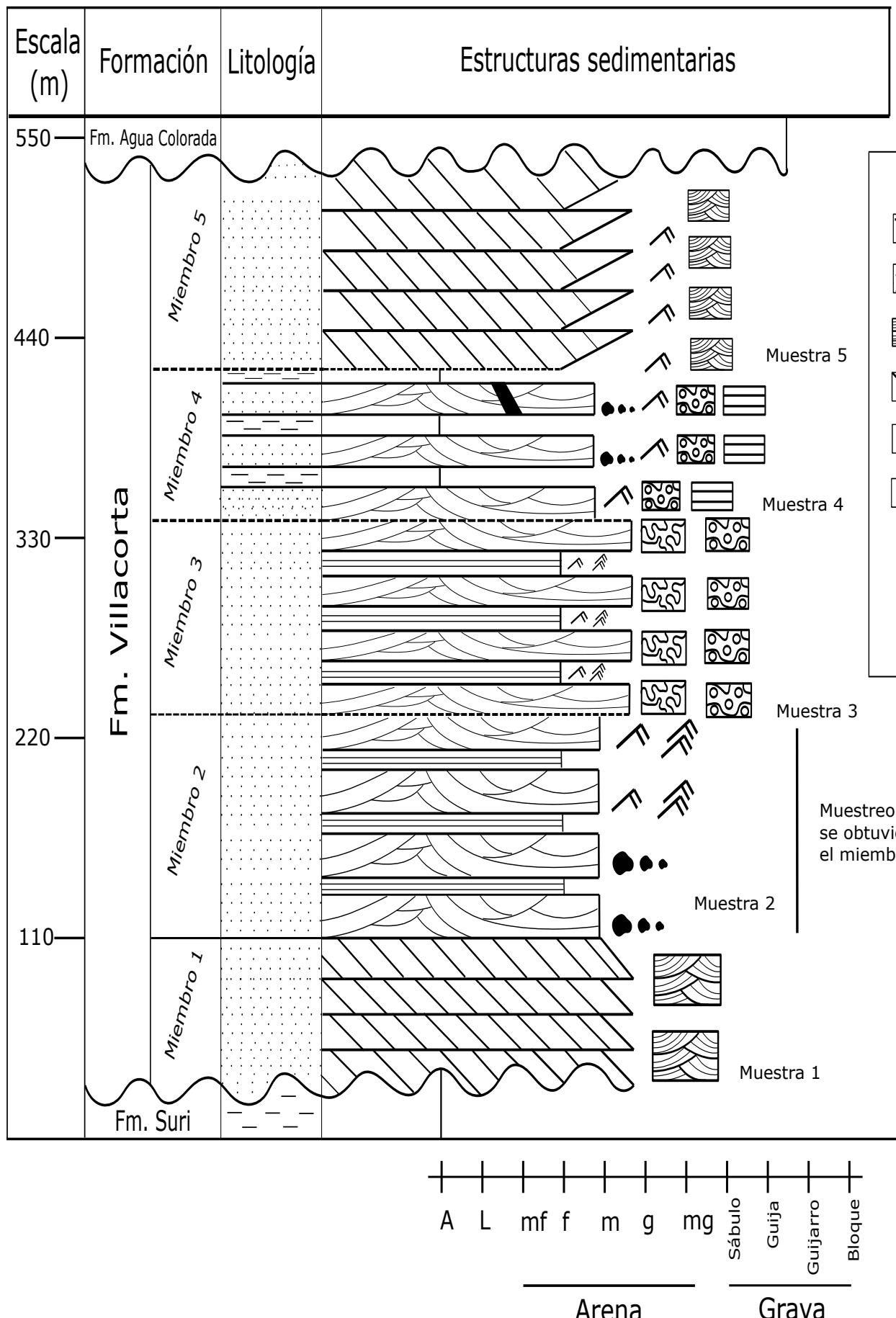


Figura 3.4. Perfil sedimentario para la Formación Villacorta.

El *miembro 1*, de 60 - 80 metros de espesor, corresponde a la base de la unidad y se encuentra en contacto angular y erosivo con la Formación Suri. Se compone de areniscas cuarzosas medianas a gruesas de color blanco que se disponen en bancos medianos a finos con espesores de hasta 1 m con geometría lensoroidal o de cuña (Figura 3.5). Se caracterizan por tener estratificación entrecruzada en artesa y tabular planar de escala pequeña y mediana a grande (70-80 cm) (Figura 3.6). Las areniscas se encuentran moderadamente bien seleccionadas y localmente presentan gránulos silíceos tapizando la base de los bancos.



Figura 3.5. Vista general del miembro 1 de la Formación Villacorta en las nacientes de la quebrada de los Oitos.



Figura 3.6. Estratificación entrecruzada en artesa de escala mediana a grande desarrollada en areniscas medianas a gruesas del miembro 1 de la Formación Villacorta.

A su vez, se observan intercalaciones de hasta 10 cm de espesor de arenas finas a muy finas entre los bancos de las arenas medianas a gruesas. Las mismas presentan estratificación entrecruzada en artesa y tabular planar, y laminación ondulítica de corriente, tal como se observa en la Figura 3.7.

Hacia arriba se observa una progresiva disminución en el espesor de los estratos y del tamaño de grano. Asimismo, las arenas incorporan feldespato potásico, por lo cual se tornan más rosadas (Figura 3.8).

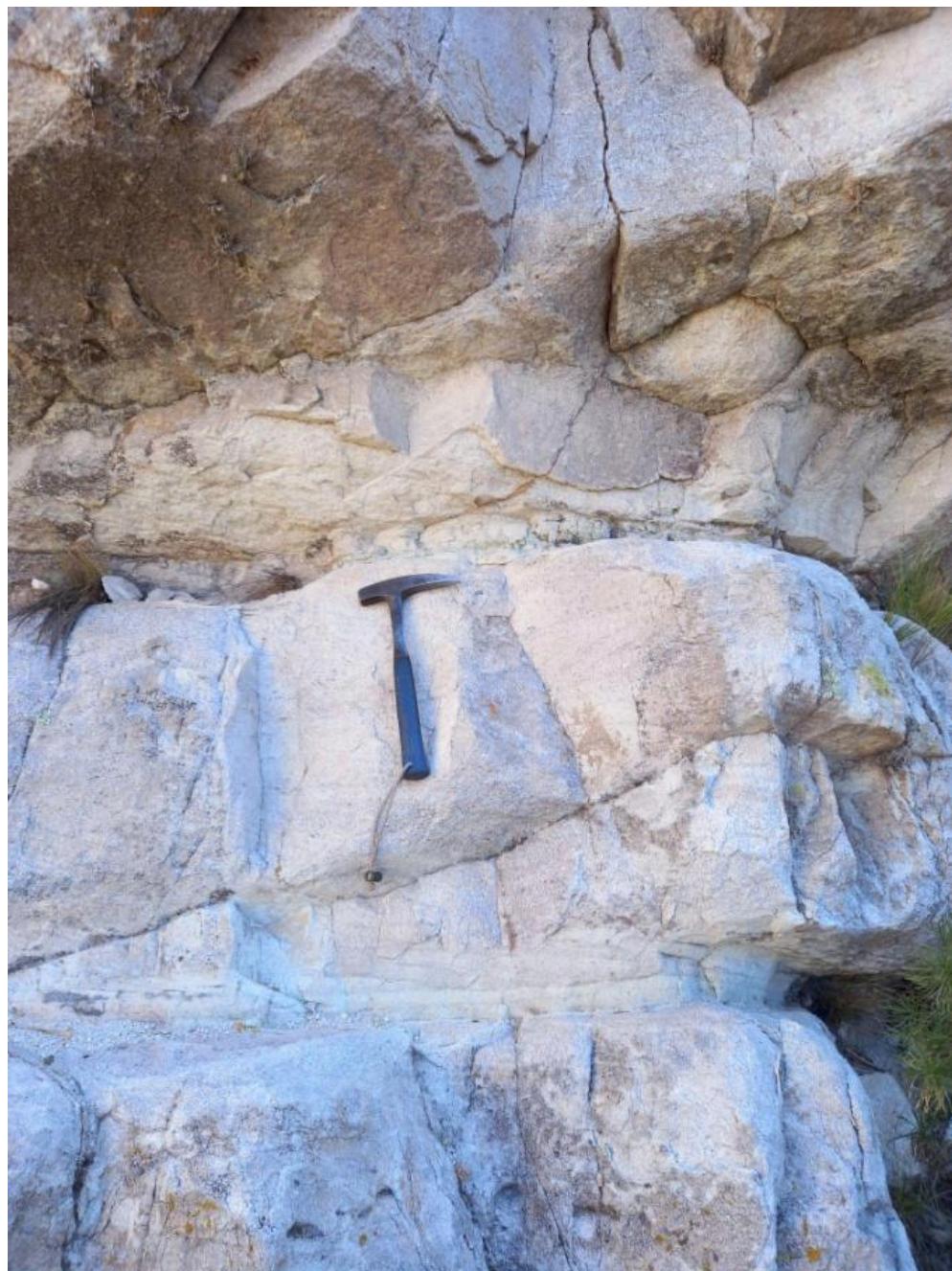


Figura 3.7. Set de areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada en artesa, intercaladas con areniscas finas con laminación horizontal. Miembro 1 de la Formación Villacorta.

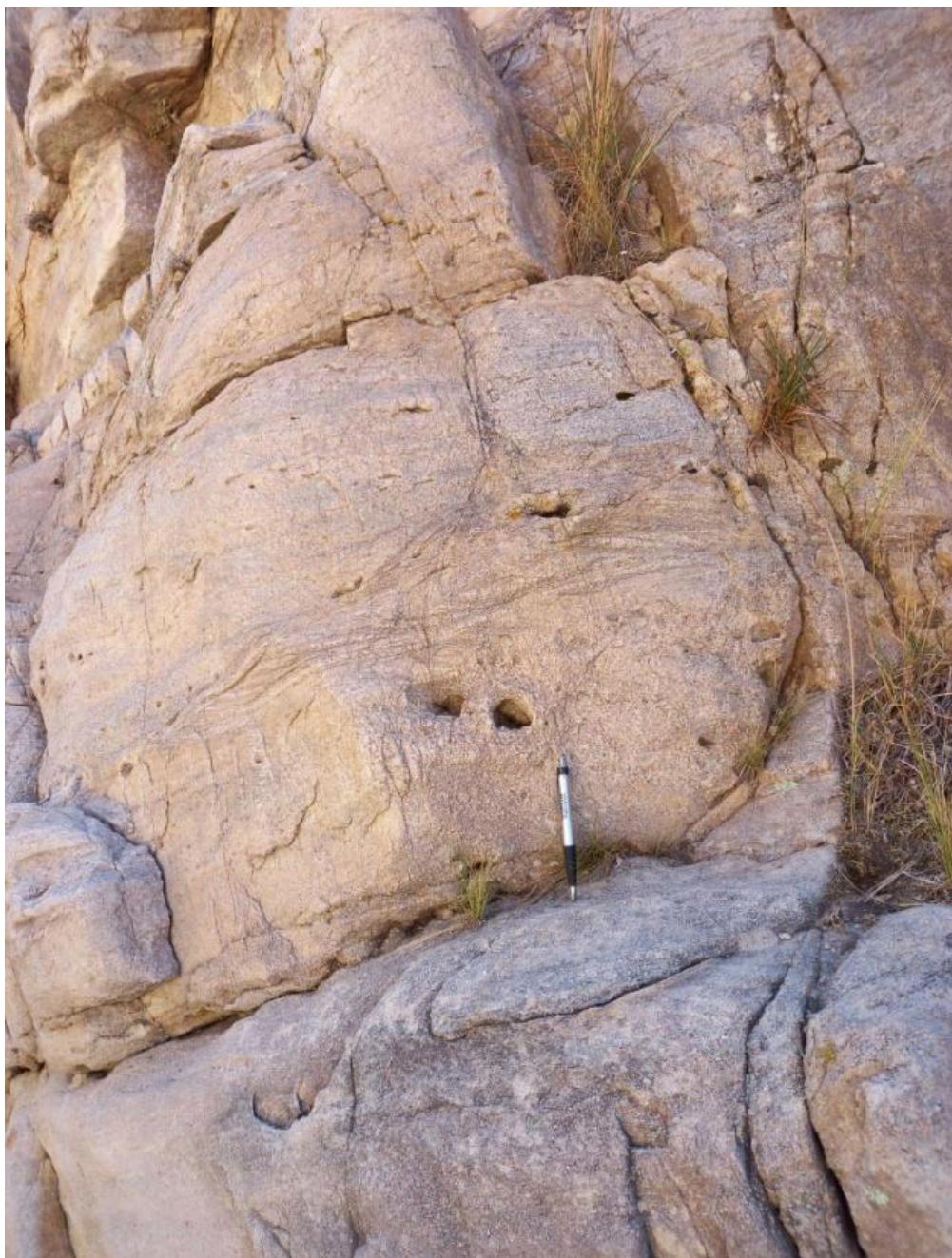


Figura 3.8. Estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala. Coloración rosada producto de una mayor abundancia de feldespato. Tope del miembro 1.

El aspecto en el campo del *miembro 2* se ilustra en la Figura 3.9. Presenta un contacto neto con el miembro 1 y posee un espesor aproximado de 80 - 100 metros. Las rocas que componen este sector se diferencian de las del miembro infrayacente por la disminución del tamaño de grano, la ausencia de sets entrecruzados de gran escala y por el cambio en la coloración.

Por un lado, este miembro se encuentra compuesto por areniscas medianas de color borravinho dispuestas en bancos lensoidales de hasta 1 metro de espesor con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña a mediana escala (Figura 3.10). Por el otro, se observan areniscas finas de color borravinho y castaño con laminación paralela, laminación ondulítica de corriente y climbing (Figura 3.11). En la base de algunos bancos se observan intraclastos pelíticos y pueden presentar deformación por carga y escape de fluidos (Figura 3.12).



Figura 3.9. Vista general del miembro 2 de la Formación Villacorta.



Figura 3.10. Areniscas medianas de color borravino dispuestas en bancos lensoidales con estratificación entrecruzada de escala mediana.



Figura 3.11. Areniscas con laminación ondulítica de corriente y climbing.



Figura 3.12. Intraclastos pelíticos en areniscas medianas del miembro 2 de la Formación Villacorta.

El *miembro 3* presenta un contacto transicional con el *miembro 2* y posee un espesor de 100 metros aproximadamente.

Se compone de bancos lenticulares de areniscas medianas y gruesas de color castaño con delgadas intercalaciones de areniscas muy finas y pelitas de color gris. Las areniscas castañas se caracterizan por presentar deformación sinsedimentaria y abundantes anillos de Liesegang (Figuras 3.13 y 3.14). Presentan estratificación entrecruzada en artesa de pequeña a mediana escala, rara vez de gran escala e intraclastos pelíticos (Figura 3.15).



Figura 3.13. Bancos de areniscas medianas a gruesas de color castaño amarillento con anillos de Liesegang. Miembro 3 de la Formación Villacorta.



Figura 3.14. Bancos de areniscas medianas a gruesas de color castaño amarillento con anillos de Liesegang. Se observa estratificación entrecruzada de mediana escala y un nivel pelítico de aproximadamente 15 cm de espesor.

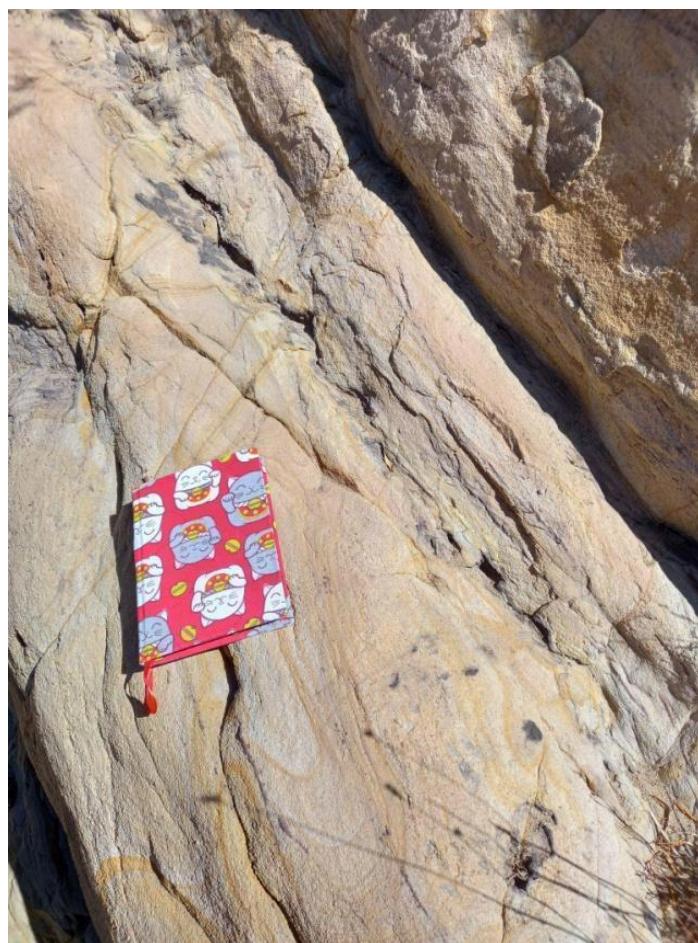


Figura 3.15. Intraclastos pelíticos en areniscas medianas castañas del miembro 3 de la Formación Villacorta

Las areniscas muy finas grises poseen geometría tabular y presentan laminación horizontal y ondulítica de corriente; mientras que las pelitas son masivas y su espesor es de 15 cm como máximo (Figura 3.16). Se observan, a su vez, intercalaciones con bancos tabulares de areniscas medianas a finas de color gris con intraclastos pelíticos y fangolitas de coloración verdosa. En ocasiones se encuentra laminación de tipo heterolítica.



Figura 3.16. Areniscas medianas del miembro 3 con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala. Por debajo se observa un nivel pelítico de 7 cm de espesor aproximadamente.

El *miembro 4* posee un espesor aproximado de 70 metros y se encuentra en contacto transicional con el *miembro 3* (Figura 3.17).

Se compone de bancos lenticulares de areniscas finas a medianas de color gris, castaño y verdoso con intraclastos de pelitas verdes e intercalaciones de bancos tabulares de pelitas verdosas. Los bancos poseen un espesor de 40 a 50 cm (Figuras 3.18 y 3.19).

Las areniscas poseen estratificación entrecruzada en artesa de mediana escala, laminación paralela, laminación ondulítica y anillos de Liesegang, pero en menor abundancia que en el miembro anterior. Por sectores se observan coloraciones ocres que indican meteorización.



Figura 3.17. Contacto transicional del *miembro 4* y el *miembro 3*. Entremedio se observa un nivel pelítico.



Figura 3.18. Bancos lenticulares de areniscas finas a medianas de color grisáceo con estratificación entrecruzada en artesa y delgados niveles pelíticos.



Figura 3.19. Areniscas castañas con laminación paralela y ondulítica. Cuerpos de geometría lenticular separados por delgados niveles pelíticos oscuros.

Hacia la parte cuspidal de este miembro se observa la intrusión de un dique compuesto por una roca afanítica de coloración oscura y de carácter posiblemente básico de aproximadamente 1.5 metros de espesor (Figura 3.20).



Figura 3.20. Dique básico de aproximadamente 1.5 metros de espesor que intruye al miembro 4.

El *miembro 5*, en el tope de la unidad, posee un espesor de 100 metros aproximadamente y su contacto es transicional con el *miembro 4* (Figura 3.21).



Figura 3.21. Vista general del miembro 5 de la Formación Villacorta.

Se compone de bancos lenticulares de hasta 1 metro de espesor de arenas gruesas a finas de color castaño amarillento, con estratificación entrecruzada de escala mediana a grande (Figura 3.22).



Figura 3.22. Bancos lenticulares de arenas castañas.

Presentan escasos anillos de Liesegang y es notoria la preservación de clastos de feldespato potásico de color rojizo, algunos de los cuales llegan a tener tamaño sábulo (Figura 3.23).

Se observan niveles pelíticos de poco espesor y un nivel que se interpreta como un suelo ferrífero, de color rojizo, de aproximadamente 20 cm de espesor.



Figura 3.23. Detalle de la granulometría y la composición feldespática de las areniscas del miembro 5.

En la Figura 3.24 se observan los niveles cuspidales de la Formación Villacorta en el sector terminal de la quebrada de los Oitos y, por detrás, la Formación Agua Colorada de edad carbonífera.



Figura 3.24. Bancos de areniscas castañas con niveles pelíticos intercalados. En el fondo de la imagen se observa la Formación Agua Colorada.

La sucesión descrita se compone mayoritariamente de areniscas, con una limitada participación de pelitas y total ausencia de conglomerados. Las estructuras sedimentarias dominantes son la estratificación entrecruzada, tanto en artesas como tabular planar y la laminación ondulítica. La geometría dominante de los bancos es lenticoidal o lenticular, con bancos tabulares subordinados.

Según los estudios de Marenssi et al. (2020), la depositación de la Formación Villacorta se inició en un ambiente marino litoral con acción mareal que grada a un ambiente transicional, muy probablemente deltaico. Las características indican sedimentación en ambientes de moderada a alta energía, pero que por momentos permitía la decantación de material fino, lo que se asocia a la acción de mareas y/o descargas fluviales episódicas en ambientes marinos litorales y transicionales hasta deltaicos.

Las areniscas cuarzosas del *miembro 1* podrían haber sido depositadas en canales como barras arenosas submareales en un ambiente de alta energía; los tramos medios de la columna sugieren fondos arenosos sometidos a corrientes de marea, de diferente intensidad, desarrollados en una mayor profundidad. Las estructuras deformacionales sinsedimentarias sugieren un incremento en la tasa de acumulación. Finalmente, las areniscas feldespáticas del último miembro representarían una mayor tasa de sedimentación y un rápido sepultamiento que habrían permitido la preservación de una mayor proporción de fragmentos lábiles como los feldespatos.

La sucesión se interpreta como un ciclo transgresivo-regresivo completo. El hemiciclo superior regresivo presenta un comportamiento pulsatorio con varios ciclos menores de profundización-somerización.

En el Sistema del Famatina no hay registros previos de sedimentitas silúricas y aquellas correspondientes al Ordovícico Medio son cubiertas directamente por las del Carbonífero (Astini y Dávila 2002).

La Formación Villacorta correspondería a un ciclo de sedimentación desarrollado entre las orogenias Famatiniana y Chánica siendo esta última la responsable del plegamiento que presentan las sedimentitas silúricas y ordovícicas del área investigada (Marenssi et al. 2020).

### **3.3.3 Relaciones estratigráficas**

La Formación Villacorta se apoya en discordancia angular sobre la Formación Suri, junto con la cual forman un amplio anticlinal buzante al norte. En su techo, es cubierta en discordancia angular por la Formación Agua Colorada.

Por su posición estratigráfica, litología y contenido paleontológico, la Formación Villacorta podría ser parcialmente correlativa con la Formación Los Espejos, aflorante en la Precordillera sanjuanina (Marenssi et al. 2020).

### **3.3.4 Edad**

Césari et al. (2020) identificaron diferentes especies de esporas que indicarían edades desde el Ordovícico tardío al Silúrico tardío, y tejidos vegetales que generalmente son abundantes en depósitos del Ludloviano tardío-Lochkoviano, lo que sugiere una edad silúrica tardía (*wenlockiana-ludloviana*).

Una datación, aún inédita, realizada en LA.TE ANDES S.A, por el método LA-ICP-MS en circones detríticos de una muestra recolectada en los niveles superiores del miembro 5 aportó una edad máxima consistente con la información fosilífera.

### 3.4 FORMACIÓN AGUA COLORADA

#### 3.4.1 Antecedentes

La Formación Agua Colorada fue definida formalmente por Turner (1960) para caracterizar conglomerados, sabulitas, areniscas, limolitas, arcilitas y lutitas carbonosas que afloran en el sector centro-oeste de la sierra de Famatina. Se corresponde con el Piso I de los Estratos de Paganzo (Bodenbender. 1911), en el que se agrupa al conjunto de sedimentitas neopaleozoicas del noroeste argentino. Con posterioridad, Turner (1967, 1971) y De Alba (1979) utilizaron la denominación de Formación Agua Colorada para los afloramientos carboníferos de las regiones de Chasicuil, Famatina y Chilecito. Limarino (1985, 1987) estudió paleoambientes de sedimentación en el sector central de la sierra de Famatina y en la región ubicada al sur de la cuesta de Miranda. Otros estudios sedimentológicos fueron realizados por Limarino et al. (2010) en la región de Las Angosturas en Catamarca y por Cicioli et al. (2022) en la quebrada Jumes.

La Formación Agua Colorada es homologable a la Formación Lagares que Azcuy y Morelli (1970) describieron para el sector sur del Sistema de Famatina y también parcialmente equivalente con los Estratos de Guandacol y Estratos de Tupe estudiados por Frenguelli (1946) en el sudoeste riojano. Los afloramientos equivalentes en Precordillera se denominaron Formación Río del Peñón y los que se ubican en la Cordillera Frontal se denominaron Formación Ranchillos (Fauque y Caminos, 2006).

Gulbranson et al. (2010) realizaron dataciones de alta precisión de U-Pb para determinar edades de las unidades del Paleozoico Superior y su respectiva evolución paleoclimática. Césari et al. (2019) analizaron el registro palinológico ajustado con edades radiométricas y presentaron un esquema bioestratigráfico a nivel regional.

#### 3.4.2 Litología y paleoambiente

En este trabajo se analizaron los afloramientos que se encuentran expuestos en el flanco oeste de la sierra de Famatina a lo largo de la quebrada de Villacorta.

La Formación Agua Colorada se dividió en tres miembros informales que caracterizan el desarrollo de ambientes glacimarininos, fluviales entrelazados y anastomosados.

La secuencia comienza con el *miembro inferior* que corresponde a un intervalo delgado de diamictitas masivas y estratificadas y fangolitas laminadas, de colores grises y castaños. El espesor observado de este intervalo es de aproximadamente 1 metro, tal como se observa en la Figura 3.25. En algunos sectores se pueden observar dropstones que perturban la estratificación (Figura 3.26).

Por encima de este miembro, por medio de un contacto erosivo, se encuentran los conglomerados del *miembro intermedio*.



Figura 3.25. Diamictita de color blanco grisáceo; por encima con base erosiva se encuentra el conglomerado rojizo del *miembro intermedio*.

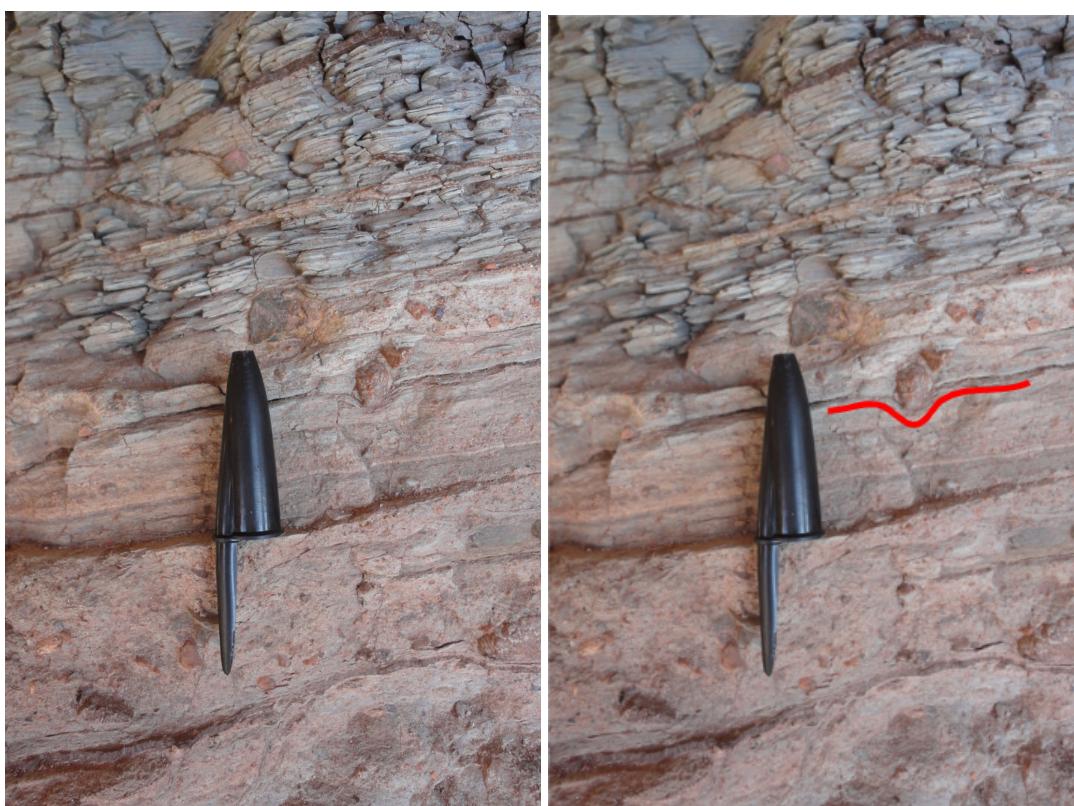


Figura 3.26. Dropstones en el *miembro inferior* de aproximadamente 2 cm de tamaño que interrumpe la laminación de la roca.

En el intervalo inferior se distinguen al menos 2 litologías: por debajo diamictitas masivas o estratificadas que portan cadilitos (dropstones) y por encima delgadas interlaminaciones de pelitas y areniscas que generan una estructura heterolítica, con mayor participación de fango que de arena, lo que podría indicar un ambiente de baja energía.

En la Figura 3.27 se observa el *miembro inferior* de la Formación Agua Colorada en discordancia angular con las areniscas de la Formación Villacorta. A su vez, el *miembro inferior* de la presente formación es cubierta mediante una discordancia erosiva con el *miembro intermedio*.

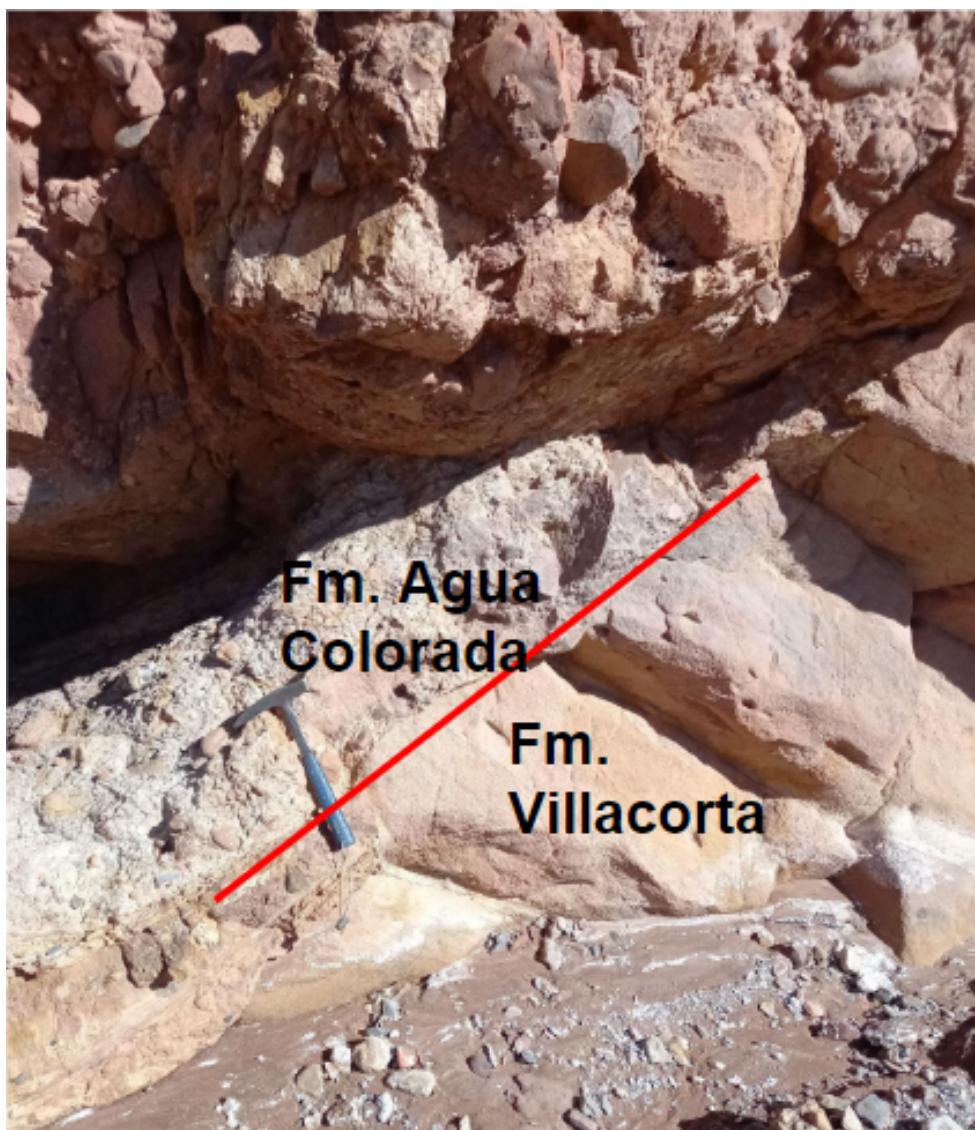


Figura 3.27. Areniscas amarillentas de la Formación Villacorta cubiertas en discordancia por 60 cm de diamictitas del miembro inferior de la Formación Agua Colorada que a su vez son cubiertas en discordancia erosiva por los conglomerados del miembro intermedio de esta última unidad.

El *miembro intermedio* tiene un espesor aproximado de 55 metros, y está formado por conglomerados en su base, y areniscas blanquecinas y castañas con intercalaciones de pelitas grises y negras hacia el sector medio y superior.

El conglomerado es de color castaño rojizo, con un tamaño de grano mediano a grueso, compuesto por clastos de hasta 1 metro aproximadamente. Se caracteriza por ser clasto sostén con una matriz arenosa (Figura 3.28). Los clastos que lo componen corresponden a granitoides, riolitas y rocas metamórficas. También clastos de las formaciones Villacorta y Suri.



Figura 3.28. Detalle de los clastos del conglomerado del miembro intermedio de la Formación Agua Colorada.

La geometría del cuerpo es lenticular y el espesor máximo es de 10 metros aproximadamente. Este conglomerado se apoya en discordancia erosiva tanto sobre las diamictitas del *miembro inferior* de la presente unidad como directamente sobre la Formación Villacorta mediante una discordancia angular (Figuras 3.29 y 3.30).

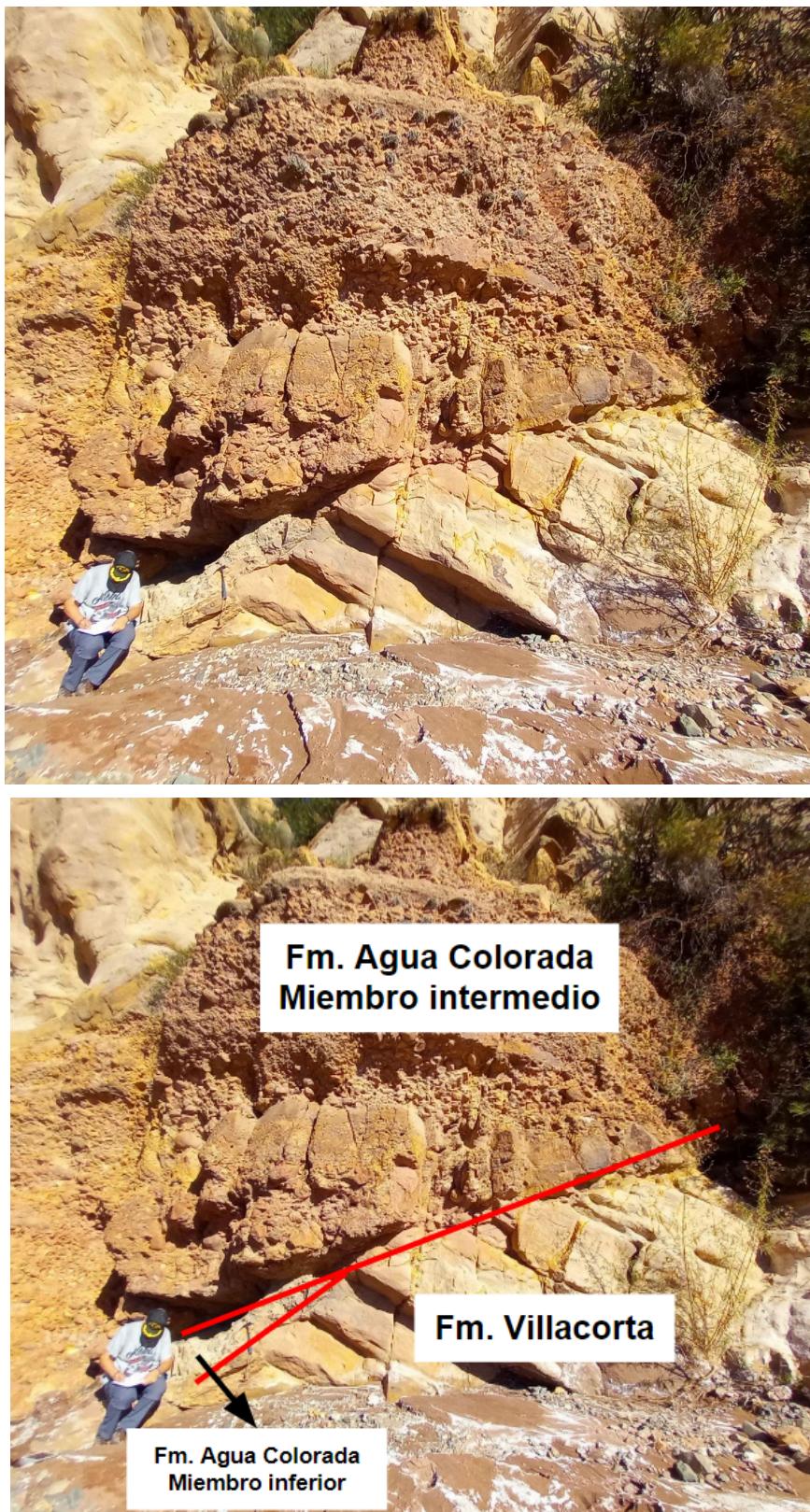


Figura 3.29. Conglomerado rojizo clasto sostén de matriz arenosa del *miembro intermedio* de la Formación Agua Colorada en discordancia sobre arenas castañas de la Formación Villacorta y sobre las diamictitas del *miembro inferior*.

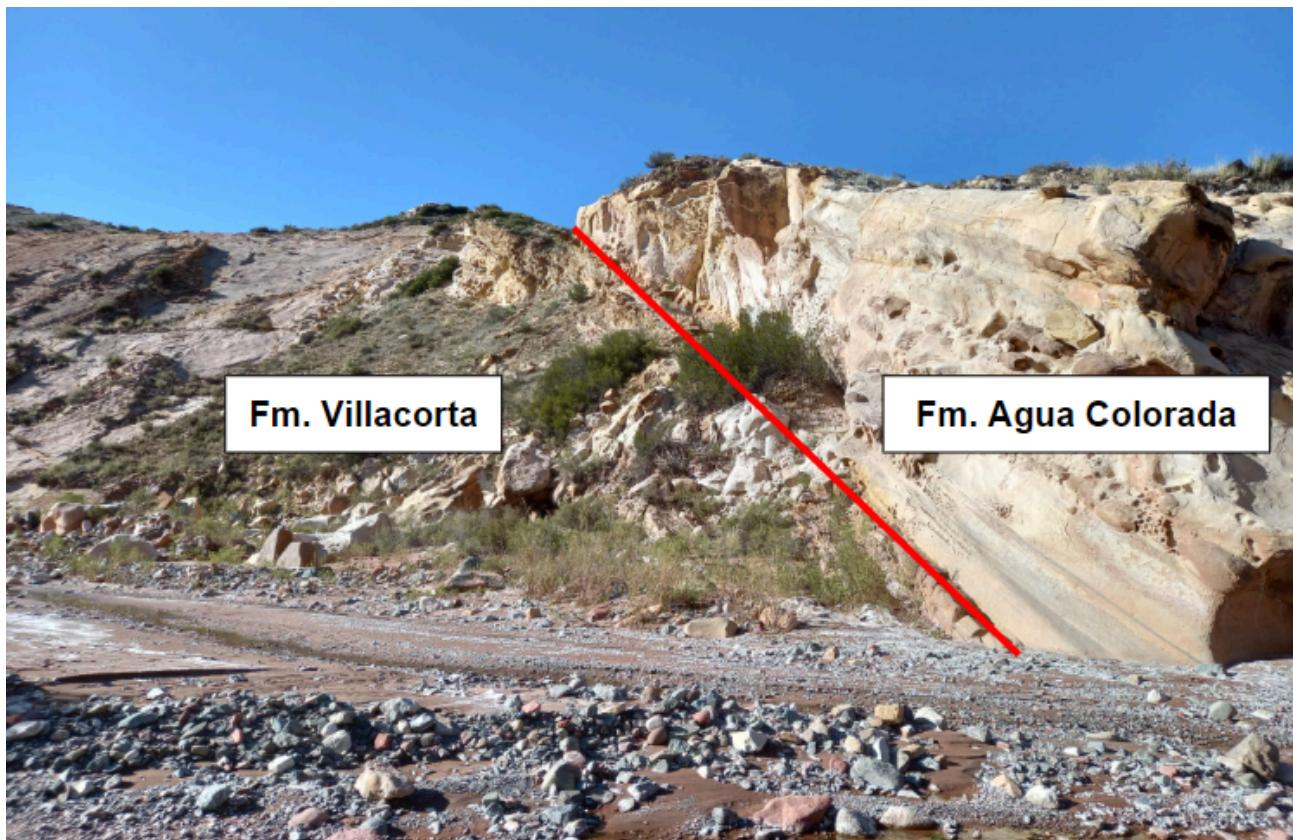


Figura 3.30. Discordancia entre las formaciones Villacorta y Agua Colorada, vista hacia el sur desde la margen norte de la quebrada de Villacorta.

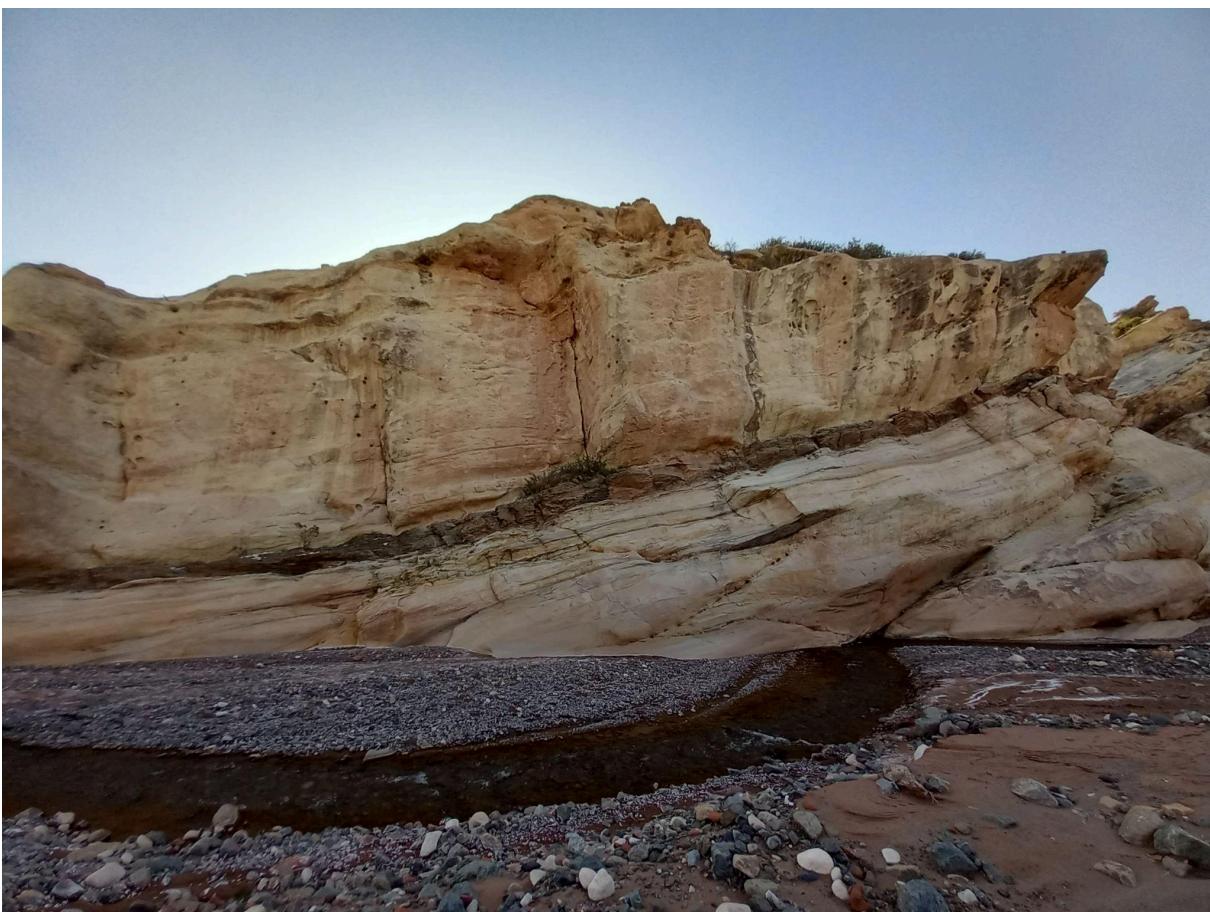
Hacia la parte media de este miembro se pasa de forma neta a un intervalo de 30 metros de espesor compuesto por areniscas blanquecinas a amarillentas con intercalación de pelitas grises (Figura 3.31). Las areniscas presentan estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa y algunas concreciones. Las pelitas son masivas o laminadas.



Figura 3.31. Areniscas blancas del *miembro intermedio*. Hacia el centro de la imagen se observa el conglomerado del sector inferior de este mismo miembro.

Hacia la parte superior de este miembro se pasa a bancos de areniscas conglomerádicas castañas, que comienzan con un conglomerado fino blanquecino clasto sostén. Los clastos de cuarzo (abundante), feldespato y areniscas blancas de la parte media de este miembro, poseen selección moderada (Figura 3.32)

Se observan, a su vez, intervalos de pelitas carbonosas de aproximadamente 40 cm de espesor.



Figuras 3.32. Bancos de areniscas castañas con niveles pelíticos carbonosos.

El *miembro superior* de la Formación Agua Colorada se compone de conglomerados y areniscas castañas con intercalaciones de pelitas rojizas (Figura 3.33).



Figura 3.33. Vista general del *miembro superior* de la Formación Agua Colorada.

Las areniscas gruesas a medianas y conglomerados finos son de color blanco a castaño rojizo. Internamente presentan sets de estratificación entrecruzada en artesa de gran a mediana escala (aproximadamente 1 metro) (Figura 3.34). Estas rocas conforman cuerpos de entre 3 y 5 metros de espesor que se caracterizan por poseer base cóncava y techo plano.



Figura 3.34. Areniscas blancas con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala correspondientes al miembro superior de la Formación Agua Colorado.

Los intervalos pelíticos poseen un espesor de 6 a 7 metros, y en ellos se encuentran intercalados niveles de areniscas blancas gruesas a finas en bancos de hasta 40 cm. Estos bancos presentan tres morfologías: tabulares, plano-convexos y cóncavo-planos (Figuras 3.35 y 3.36).



Figura 3.35. Intervalo pelítico rojo. Hacia el centro de la imagen se observa un banco de areniscas de geometría plano-convexa.



Figura 3.36. Depósitos de planicies aluviales (pelitas rojas) con intercalaciones arenosas tabulares delgadas de la Formación Agua Colorada.

Hacia el techo, la Formación Agua Colorada presenta un contacto transicional con la Formación De La Cuesta (Figura 3.37).



Figura 3.37. Transición de la Formación Agua Colorada con la Formación De La Cuesta.

La Formación Agua Colorada evidencia la glaciación que se produjo en Gondwana hacia fines del Carbonífero. Las diamictitas con dropstones del *miembro inferior* sugieren deposición en un ambiente glacimárgino y/o fiórdico, con presencia de témpanos y representan el contacto de los glaciares con el cuerpo de agua (Limarino et al. 2010; Ciccioli et al. 2022).

Según estudios de Kneller et al. (2004), la falta de invertebrados marinos y la participación de material vegetal derivado de áreas costeras próximas excluye la posibilidad de un ambiente marino abierto.

El pasaje a litologías que representan facies dominadas por procesos fluviales indica el inicio y progreso de los procesos de deglaciación. El nivel de los fiordos experimenta una caída relativa cuando la tasa de rebote glacioeustático regional supera a la de ascenso del nivel del mar, como consecuencia de la retirada de las masas de hielo (Lonne y Nemec. 2004).

La caída relativa del nivel del mar que se produjo luego del máximo transgresivo condujo a una rápida regresión forzada; esto conlleva a la aparición de conglomerados y bancos de areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar del *miembro intermedio*, que son interpretados como fajas de canales, asociados a sistemas fluviales multicanalizados de tipo entrelazado donde se observa escaso espacio de acomodación (Limarino et al. 2010).

Estos depósitos tienen origen bajo condiciones subáqueas destacándose que en estos estratos ya no se observan evidencias de interacción con las masas de hielo. Se asume que estos sistemas fluviales estuvieron confinados topográficamente y relacionados con perfiles de equilibrio bajos (Limarino et al. 2010).

Los niveles pelíticos intercalados en los bancos de areniscas corresponden al desarrollo de planicies de inundación compuestas por lóbulos de desbordamiento y decantación en la cuenca de inundación (Limarino et al. 2006).

La sección superior del *miembro intermedio* está asociada a sistemas fluviales de alta sinuosidad, posiblemente de tipo anastomosados desarrollados durante un rápido ascenso del nivel de base en cuyas planicies se concentraba abundante materia orgánica que dio lugar a los niveles carbonosos actuales.

En el *miembro superior* de la Formación Agua Colorada se observa un cambio en las condiciones climáticas del área. Las rocas que componen este sector se interpretan como la continuación del desarrollo de los sistemas fluviales anastomosados del miembro intermedio, pero donde las condiciones climáticas comienzan a modificarse pasando de un clima húmedo a un clima semiárido (Turner, 1971). Las pelitas rojas de este miembro se interpretan como amplias planicies de inundación, que evidencian el incremento del espacio de acomodación (Limarino et al. 2010).

En resumen, el *miembro inferior* representa un ambiente glacimármico y/o fiórdico, el *miembro intermedio* representa sistemas fluviales de tipo entrelazado y anastomosado, y el *miembro superior* representa el desarrollo de un sistema fluvial anastomosado donde se evidencia el pasaje climático de un ambiente húmedo a un ambiente semiárido.

### **3.4.3 Relaciones estratigráficas**

La Formación Agua Colorada se sobrepone mediante una discordancia angular a la Formación Villacorta. En su techo, la unidad muestra un pasaje transicional hacia la Formación De la Cuesta.

### **3.4.4 Edad**

Los depósitos de diamictitas de la base de la formación indicarían que la sedimentación de la unidad habría comenzado a principios del Carbonífero Superior (Limarino et al. 1990).

Basándose en el contenido fosilífero de megaesporas y flora, se asigna a toda la unidad al Carbonífero Superior (Bashkiriano-Moscoviano) (Fauque y Caminos. 2006; Césari et al. 2019).

## **3.5 FORMACIÓN DE LA CUESTA**

### **3.5.1 Antecedentes**

La unidad fue definida por primera vez por Bodenbender (1911), quien asignó los depósitos pérmicos continentales del centro-oeste argentino al Piso II de la serie que denominó Estratos de Paganzo. Posteriormente, Frenguelli (1946) los redefinió como Estratos de Patquía, con su localidad tipo en los Colorados de Patquía, en el extremo sur de la sierra de Velasco.

Turner (1960) propuso la denominación de Formación De La Cuesta para niveles equivalentes, aflorantes en el ámbito del Sistema de Famatina.

Las rocas descriptas pueden recibir otras denominaciones como Formación Patquía (Cuerda, 1965), mientras que en el sector occidental (Precordillera) recibe el nombre de Formación Ojo de Agua (Furque, 1963) y hacia el sur, en las Sierras Pampeanas, Formación La Colina (Azcu y Morelli, 1970).

### 3.5.2 Litología y paleoambiente

La Formación De la Cuesta, en el área de estudio, se encuentra aflorando en la quebrada de Villacorta, y presenta un contacto transicional con la unidad infrayacente, la Formación Agua Colorada.

Está compuesta por areniscas, sabulitas, psefitas y pelitas, que presentan tonalidades rojizas, coloración que caracteriza a los depósitos pérmicos a lo largo del Sistema de Famatina, Sierras Pampeanas y Precordillera.

La sección basal de la Formación De la Cuesta presenta un espesor de 30 metros y se encuentra compuesta por una alternancia de areniscas finas con laminación horizontal y pelitas rojo ladrillo (Figura 3.38). Los bancos de areniscas presentan una potencia de 5 a 20 cm, mientras que los bancos de pelitas no superan los 10 cm. La geometría de dichos bancos es tabular, y por sectores se encuentran intercalaciones de tobas silicificadas.

Por encima se encuentra un intervalo de 10 m de espesor de areniscas finas rojo ladrillo con estratificación entrecruzada de gran escala.



Figura 3.38. Intercalación de areniscas y pelitas rojas de la Formación De la Cuesta.

Hacia el techo de la Formación De la Cuesta se observa un cambio en la coloración, pasando de rojo ladrillo a rojo morado y la presencia de delgados niveles silíceos.

Este intervalo se inicia con 20 metros de areniscas finas con intercalaciones centimétrica de pelitas y marcada estratificación horizontal (Figura 3.39). El nivel pelítico de mayor espesor alcanza los 50 cm.



Figura 3.39. Areniscas finas rojas moradas con estratificación horizontal y pelitas rojizas en el tope de la Formación De la Cuesta.

Le siguen 20 metros que se caracterizan por la presencia de areniscas finas con intercalaciones de calizas y chert que pasan a 12 metros de areniscas gruesas a medianas con estratificación horizontal y laminación ondulítica de corriente (Figura 3.40).



Figura 3.40. Nivel compuesto por areniscas, pelitas y calizas con chert de la Formación De la Cuesta.

Por último, se observa un conglomerado arenoso con extraclastos tamaño gránulo y arena fina; y un banco de 3 metros de areniscas con gránulos dispersos (Figura 3.41).



Figura 3.41. Conglomerado arenoso con extraclastos tamaño gránulo y arena fina. Los clastos están compuestos de fragmentos de chert similares a la litología infrayacente y se observa una superficie de erosión entre las mismas.

Limarino et al. (1993) reconocieron dos intervalos estratigráficos dentro de la secuencia descripta. Uno de ellos se habría depositado en ambientes fluvial entrelazado, aluvial y lacustre; mientras que el otro correspondería a secuencias eólicas, lacustres y fluviales de ríos efímeros.

En la base de la Formación De La Cuesta se observa una mayor participación de depósitos fluviales que disminuyen hacia los sectores cuspidales. Esto evidencia el decrecimiento de la energía de las corrientes fluviales y el comienzo de la participación de otros procesos sedimentarios, como el proceso eólico. Estos sistemas canalizados fueron interpretados como cauces migratorios invadidos por crecientes no encauzadas.

Los depósitos fluviales están representados por bancos de areniscas que corresponden al relleno de canales, y las pelitas se interpretan como depósitos de decantación dentro de la planicie de inundación.

Los depósitos eólicos de la Formación De La Cuesta están representados por las areniscas con estratificación entrecruzada de gran escala, que corresponden a la migración de dunas. Las areniscas laminadas y estratificadas horizontalmente fueron depositadas en áreas de interduna o extraduna, y los bancos de areniscas con intercalaciones de pelitas corresponden a áreas de interduna seca.

Por último, ciclos de areniscas finas, fangolitas, calizas y cherts representan depósitos lacustres de cuerpos efímeros (Limarino et al. 2021). Las condiciones climáticas durante el comienzo de la deposición de esta unidad habrían sido subhúmedas y templado-cálidas, mientras que hacia la sección superior, una paulatina aridización habría culminado con la instalación de un clima cálido y árido (Fauque y Caminos. 2006).

### **3.5.3 Relaciones estratigráficas**

La base de la Formación De La Cuesta en la quebrada de Villacorta es transicional con la Formación Agua Colorada. En el techo de la unidad se encuentra el basalto correspondiente a la Formación Vaquerano.

### **3.5.4 Edad**

La presencia de elementos de la flora de *Glossopteris* y las dataciones radimétricas de  $295 \pm 5$  Ma obtenidas en rocas basálticas intercaladas cerca del tope de la Formación La Colina (Azcu y Morelli, 1970) permiten postular el inicio de la deposición de la Formación De La Cuesta durante el Pérmico temprano.

Gulbranson et al. (2010) realizaron estudios de U-Pb en los estratos de la Cuenca de Paganzo y asignaron una edad moscoviana ( $310,73 \pm 0,12$  Ma,  $310,93 \pm 0,08$  Ma, y  $309,89 \pm 0,08$  Ma) para los estratos basales de la Formación De La Cuesta y una edad aselliana ( $296,09 \pm 0,08$  Ma) para las areniscas eólicas de la parte superior. Más recientemente, Césari et al. (2019) presentaron una edad de la base de la unidad de  $311.89 \pm 0.21$  Ma en la zona de las Angosturas, al norte del área de estudio; mientras que Limarino et al. (2021) dataron los niveles tobáceos intercalados con calizas aflorantes en la margen izquierda de la quebrada del río Grande de Valle Hermoso, unos 11 km al norte del área de este estudio, obteniendo una edad U-Pb de  $278.84 \pm 0.22$  Ma (Kunguriano).

## **3.6 FORMACIÓN VAQUERANO**

### **3.6.1 Antecedentes**

Turner (1967) describió filones capa y basaltos que intruyen a las areniscas rojas de la Formación De La Cuesta.

Maisonave (1973) introdujo esta designación para agrupar un conjunto de diques y filones basálticos y sieníticos que afloran en el Sistema de Famatina y específicamente mapeó un filón capa basáltico dentro de los estratos de la Formación De La Cuesta a lo largo del río Grande de Valle Hermoso.

Individualmente los afloramientos son de reducida extensión areal y de forma elongada en sentido N a NO. En conjunto, suelen alinearse en esas mismas direcciones, lo que induce a pensar en algún tipo de control estructural durante el emplazamiento (Fauque y Caminos, 2006).

### **3.6.2 Litología y paleoambiente**

La Formación Vaquerano presenta un contacto neto con la Formación De La Cuesta (Figura 3.42).



Figura 3.42. Contacto del basalto de la Formación Vaquerano con la Formación De La Cuesta.

Se compone de basaltos de color negro con textura porfírica compuesta por pasta y fenocristales. No se observa la composición de la pasta a ojo desnudo ni con lupa.

Los fenocristales son en su mayoría de plagioclasa de hasta 1 cm de tamaño y de minerales opacos. Algunos sectores son verdes y castaños debido a la meteorización.

La textura de los basaltos es diferente desde la base al techo de la unidad. En un principio la misma se observa masiva (Figura 3.43), mientras que al final presenta una textura escoriácea y amigdaloides (Figura 3.44).



Figura 3.43. Zona inferior del basalto de la Formación Vaquerano, donde se observa la textura masiva.



Figura 3.44. Zona superior del basalto, donde se observa una textura amigdaloide.

No se observa el techo de la Formación Vaquerano ya que se encuentra cubierto por un conglomerado de edad incierta (Figura 3.45).



Figura 3.45. Conglomerado cubriendo la Formación Vaquerano.

### 3.6.3 Relaciones estratigráficas

Su base es concordante con la Formación De La Cuesta, mientras que su techo corresponde a un conglomerado de edad incierta (Zoraires, 2019).

### 3.6.4 Edad

Maisonave (1973) agrupó los diques y filones capa de basaltos olivínicos y sienitas que afloran en el sector septentrional del Sistema de Famatina asignándoles una edad triásica, citando a Turner (1967).

## 3.7 DEPÓSITOS ALUVIALES ANTIGUOS

### 3.7.1 General

Estos depósitos se hallan en ambos márgenes del Valle Hermoso y de la quebrada de Villacorta, con mayor desarrollo en la margen occidental, donde cubren sedimentitas terciarias. En este sector Maisonave (1978) citó espesores no mayores de 200 metros.

En el área de estudio se observan tres niveles de terrazas fluviales: el primer nivel posee una altura de 40 metros y representaría los depósitos más antiguos; el segundo nivel cuenta con una altura de 20 metros; y el último, se encuentra a una altura de 7 metros y representaría a los depósitos más recientes (Figura 3.46).

Esta unidad está compuesta por sedimentitas poco consolidadas, arenas con intercalaciones lenticulares de grava y mantos de gravas (Fauque y Caminos, 2006).



Figura 3.46. Terrazas fluviales a lo largo de la quebrada de Villacorta.

### 3.8 DEPÓSITOS ALUVIALES ACTUALES

#### 3.8.1 General

Los sedimentos recientes y actuales en la región de estudio están representados principalmente por materiales inconsolidados de tamaño grava y arena. Estos sedimentos se concentran en los cursos fluviales formando parte de la planicie aluvial del río Villacorta y de la quebrada de Villacorta, y se encuentran conformados por clastos de las formaciones antes mencionadas. Estos depósitos se asocian principalmente a procesos aluviales, relleno de canales, planicies de inundación y abanicos aluviales.

El paisaje es policíclico dominado por la acción fluvial, mayormente de ríos entrelazados. Las gravas se asocian a los depósitos del río con canales de tipo entrelazado (Figura 3.47), y las arenas pueden formar parte de formas menores de interacción eólico-fluvial, como óndulas eólicas (Figura 3.48).

También se observan limos y arcillas de coloración rojiza, depositadas en las planicies de inundación durante las crecientes y preservadas por la vegetación.



Figura 3.47. Paisaje dominado por la acción fluvial. Se observa un río entrelazado y los clastos que transporta (tamaño grava).

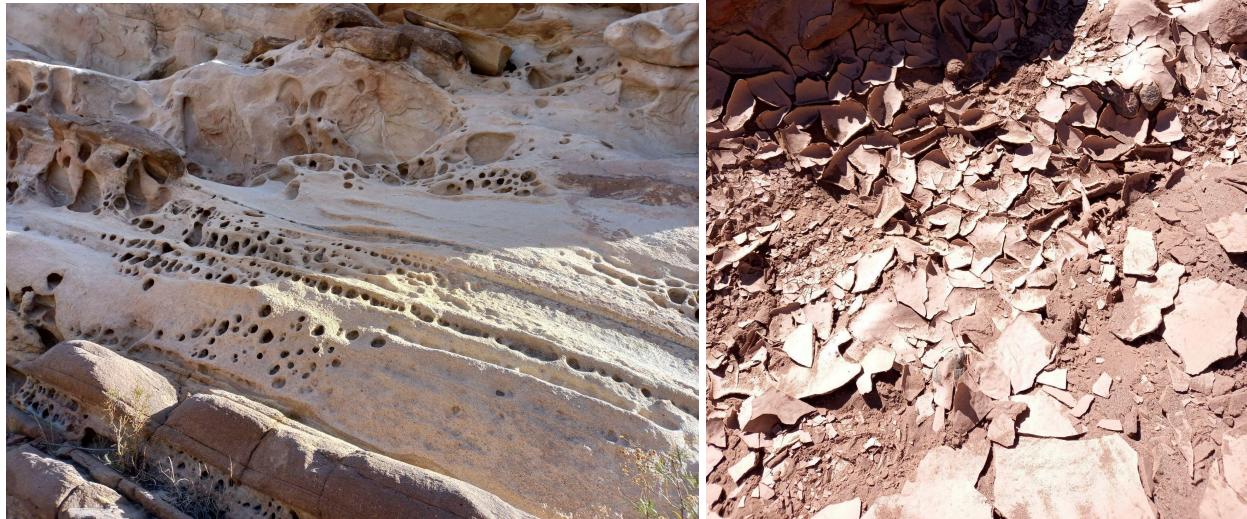


Figura 3.48. Izquierda: Erosión eólica (tafonis) por encima de la Formación Agua Colorada.  
Derecha: Grietas de desecación.

### 3.9. ESTRUCTURA

#### 3.9.1 ASPECTOS REGIONALES

El estilo estructural ha sido definido como una típica faja plegada y corrida, caracterizado por estructuras plegadas con núcleos de Paleozoico Superior e Inferior y flancos fallados sobre depósitos sinorogénicos (Ramos, 1999).

La estructura del Sistema de Famatina consiste en bloques de basamento precámbrico - eopaleozoico, levantados durante el Cenozoico superior y basculados por fallas lístricas inversas (Ramos, 1999) (Figura 2.6). La región de Famatina ha sido enmarcada dentro del antepaís fragmentado ('broken foreland' de Jordan y Allmendinger, 1986; Jordan, 1995), donde el basamento participa de la deformación. Esta región del antepaís andino se desarrolla sobre una faja de subducción de bajo ángulo.

Los procesos tectónicos y la respuesta estructural más reciente del área están relacionados con el régimen compresivo instaurado desde el Mioceno en el margen de la placa Sudamericana asociado a la orogenia Andina. Según Durand (1996), el Sistema de Famatina está compuesto por un conjunto de cordones serranos integrados por bloques elevados y volcados por fallas inversas de alto ángulo, que son producto de los esfuerzos compresivos de dirección O-E producidos por la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana.

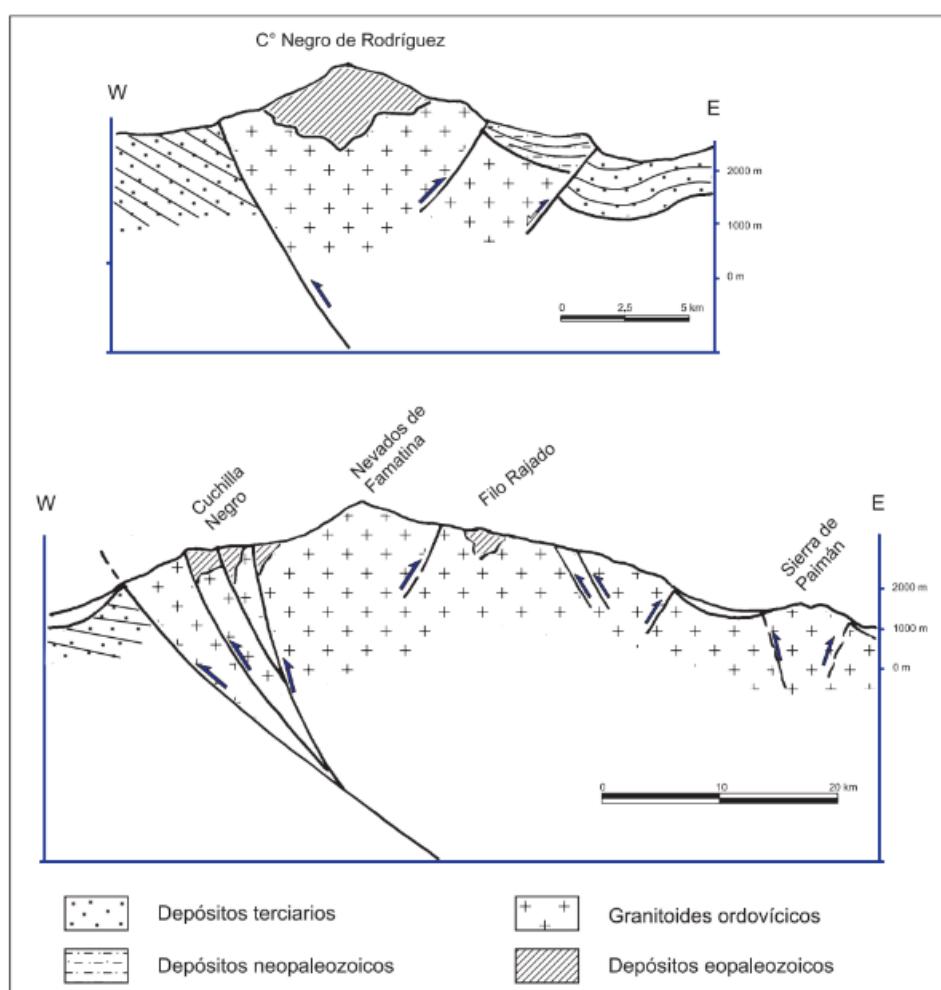


Figura 2.6. Rasgos estructurales del Sistema de Famatina (Ramos, 1999).

### 3.9.2 ASPECTOS LOCALES

Dávila et al. (2003) registraron los efectos de una prolongada historia preandina de margen activo que tuvo lugar en la zona central de Famatina al menos desde los 470 Ma. Los episodios diastróficos que afectaron a secuencias predominantemente paleozoicas, tradicionalmente descriptos como eventos deformacionales superpuestos, tienen un eje de acortamiento principal orientado ~E-O. Estos han sido interpretados alternativamente como episodios de subducción y colisión en el protomargen occidental de Gondwana, que ocurrieron en general con cinemáticas ortogonales a dicho margen.

Las rocas de la Formación Suri presentan evidencias de deformación y metamorfismo que están asociadas a la Orogenia Oclólica, ocurrida en el Ordovícico medio-superior. Las areniscas de la Formación Villacorta que se suprayacen esta unidad no se encuentran metamorfizadas y presentan una discordancia angular con la Formación Suri, lo que confirma la deformación ordovícica de esta última.

La Formación Villacorta conforma un amplio pliegue anticlinal con eje N-S muy suavemente buzante al N y longitud de onda kilométrica (véase Figura 3: mapa geológico). Se midieron las actitudes de los diferentes miembros a lo largo de la quebrada de Los Oitos y se obtuvieron los resultados promedios de actitud estructural de la Tabla 3.1. Las rocas de esta unidad no presentan evidencias macroscópicas de deformación penetrativa, si bien las observaciones microscópicas y los resultados de los estudios de magneto-fábrica indican la presencia de deformación interna presumiblemente asociada al proceso de plegamiento.

Formación Villacorta		
Miembro	Azimut	Buzamiento
1	260°	32°NO
2	255°	30°NO
3	220°	40°NO
4	230°	35°NO
5	230°	30°NO

Tabla 3.1. Valores de azimut y buzamiento para los miembros de la Formación Villacorta.

La deformación que generó el pliegue de la presente unidad sería producto de la Orogenia Chánica, ya que las unidades carboníferas o pérmicas, como la Formación Agua Colorada o Formación De La Cuesta, se presentan en discordancia angular sobre las areniscas de la Formación Villacorta.

En el área de estudio la orogenia Andina está expresada por fallamiento y basculamiento de bloques como se observa hacia su límite occidental, por una falla inversa de rumbo NO-SE que levanta el bloque oriental (Fig. 3). Ésta produce el fuerte basculamiento local de unidades neopaleozoicas, afectando inclusive a sedimentos cenozoicos fuera del área relevada.

## 4. ANÁLISIS DE CORTES PETROGRÁFICOS

### 4.1 INTRODUCCIÓN Y METODOLOGÍA

Con el fin de obtener una descripción más precisa de la litología de los diferentes miembros de la Formación Villacorta, se recolectaron 5 muestras de mano en la quebrada de Los Oitos con el fin de realizar cortes petrográficos. En la Figura 4.1 se observan los sitios de muestreo.

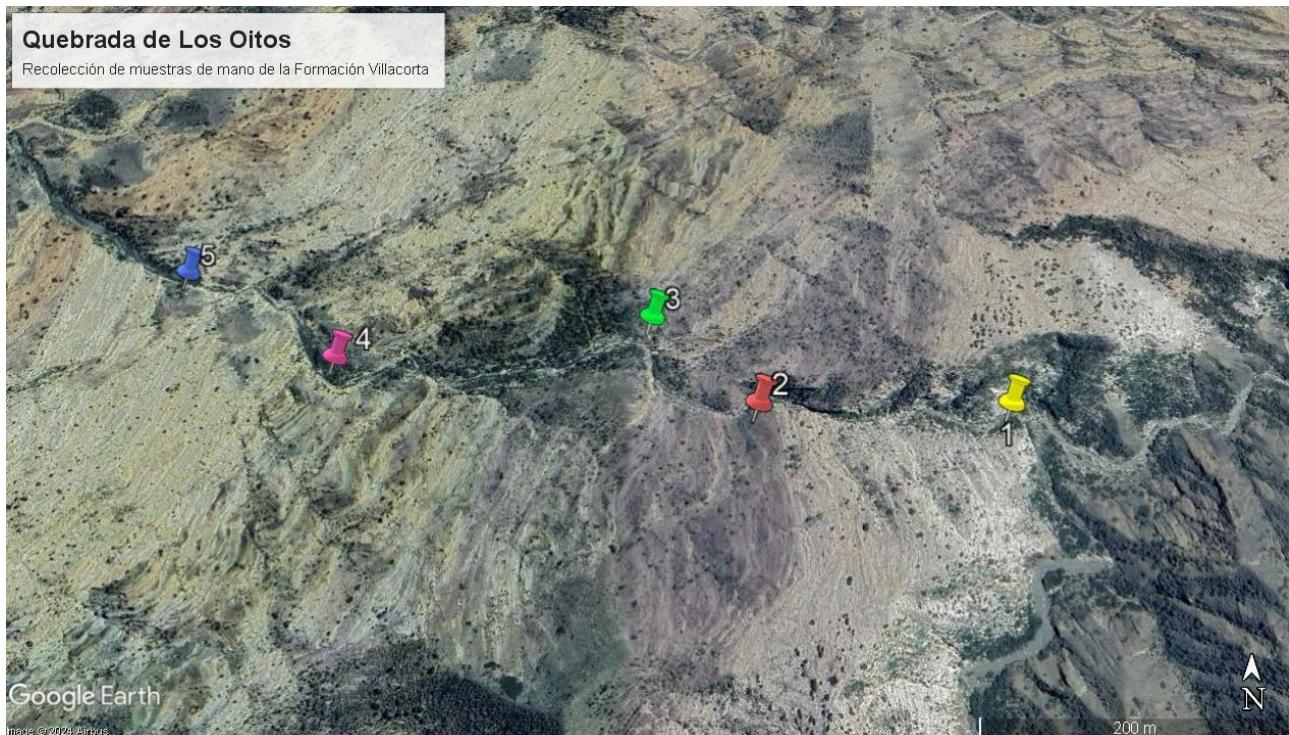


Figura 4.1. Puntos donde se recolectaron las muestras de mano de la Fm. Villacorta para realizar cortes petrográficos.

A partir de las descripciones petrográficas se pudo clasificar a las rocas según Folk et al. (1970). A continuación, se presentan las descripciones individuales de las muestras de los miembros de la Fm. Villacorta.

### 4.2 DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS

#### 4.2.1 MUESTRA 1

Corresponde al *miembro 1* de la Formación Villacorta, posee una textura clasto-sostén y contactos rectos, cóncavo-convexos y suturados. La roca presenta alternancia de láminas de arena media y arena muy gruesa; la selección intra-lámina es buena, mientras que la selección total de la roca es moderada.

Los clastos presentan tamaños que van desde los 300 a los 1800 micrones. En la Figura 4.1 se observa una vista general del corte petrográfico con nícoles paralelos y cruzados.

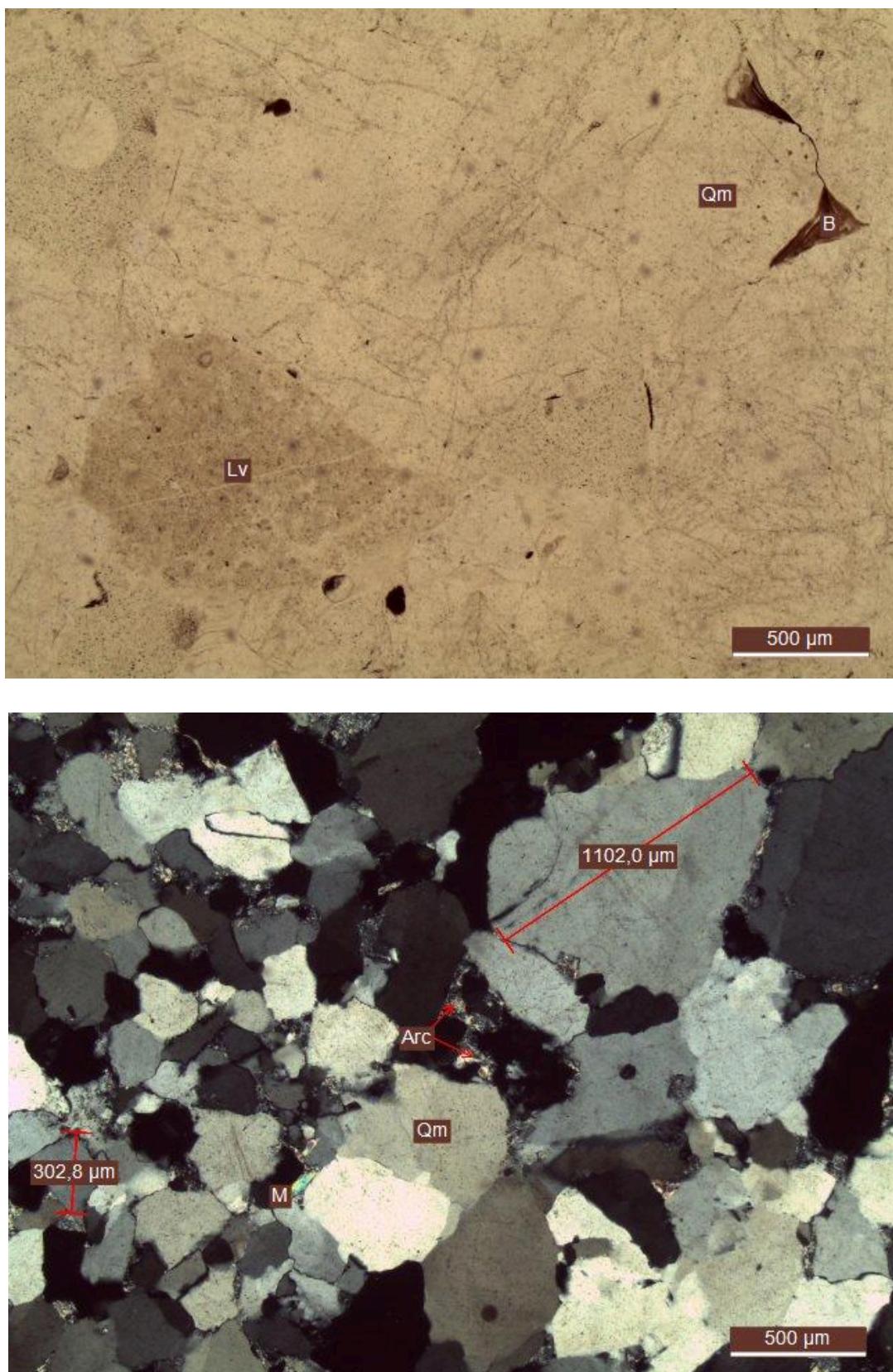


Figura 4.1. Vista general del corte petrográfico de la muestra 1 con nicos paralelos (arriba) y cruzados (abajo).

Lv: lítico volcánico; Qm: cuarzo monocristalino; B: biotita; M: moscovita; Arc: arcillas.

La fracción clástica (90% del total de la roca), presenta un 90% de cuarzo que se encuentra mayormente como monocristalino (98%), y una fracción subordinada de cuarzo policristalino (2%).

Tienen extinción normal, ondulosa y en mosaico, y presentan una forma subangulosa a subredondeada. Hay contactos entre clastos que presentan evidencias de presión-solución.

Los clastos de feldespato potásico (2%) se encuentran casi totalmente alterados a arcillas, presentan contactos difusos y rectos.

Los fragmentos íticos (8%) corresponden a rocas volcánicas ácidas con abundante proporción de cuarzo y moscovita que se encuentran alterados a arcillas (Figura 4.2).

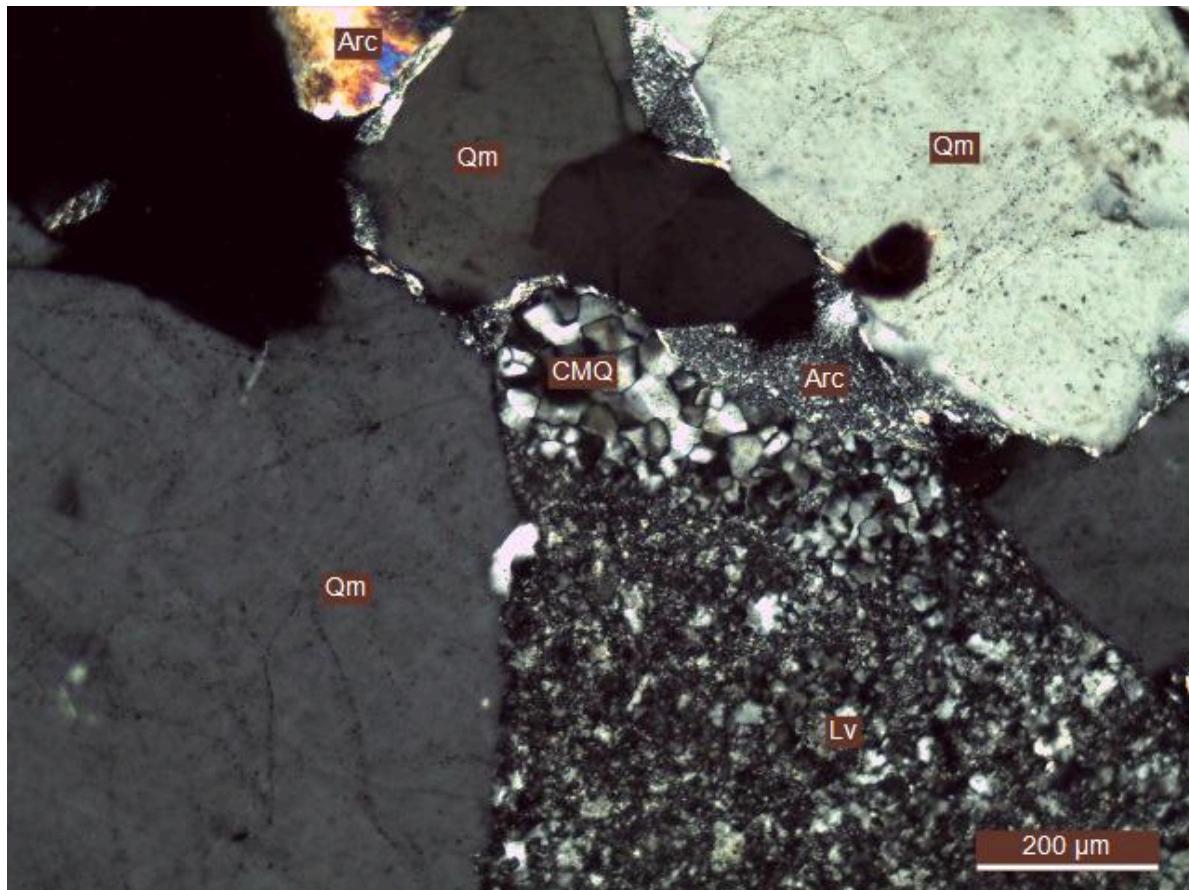


Figura 4.2. Se observa un clasto ítico volcánico y dos cementos, que constan de macrocuarzo y arcillas.

Qm: cuarzo monocristalino; Lv: ítico volcánico; CMQ: cemento de macrocuarzo; Arc: arcillas.

Con un contenido >1% se observan minerales accesorios como moscovita y biotita, que presentan evidencias de compresión debido a la deformación, óxidos de hierro? y circones.

El cemento (10%) está constituido en un 60% por sílice (microcuarzo, macrocuarzo y crecimiento secundario) (Figura 4.3), y arcillas (40%).

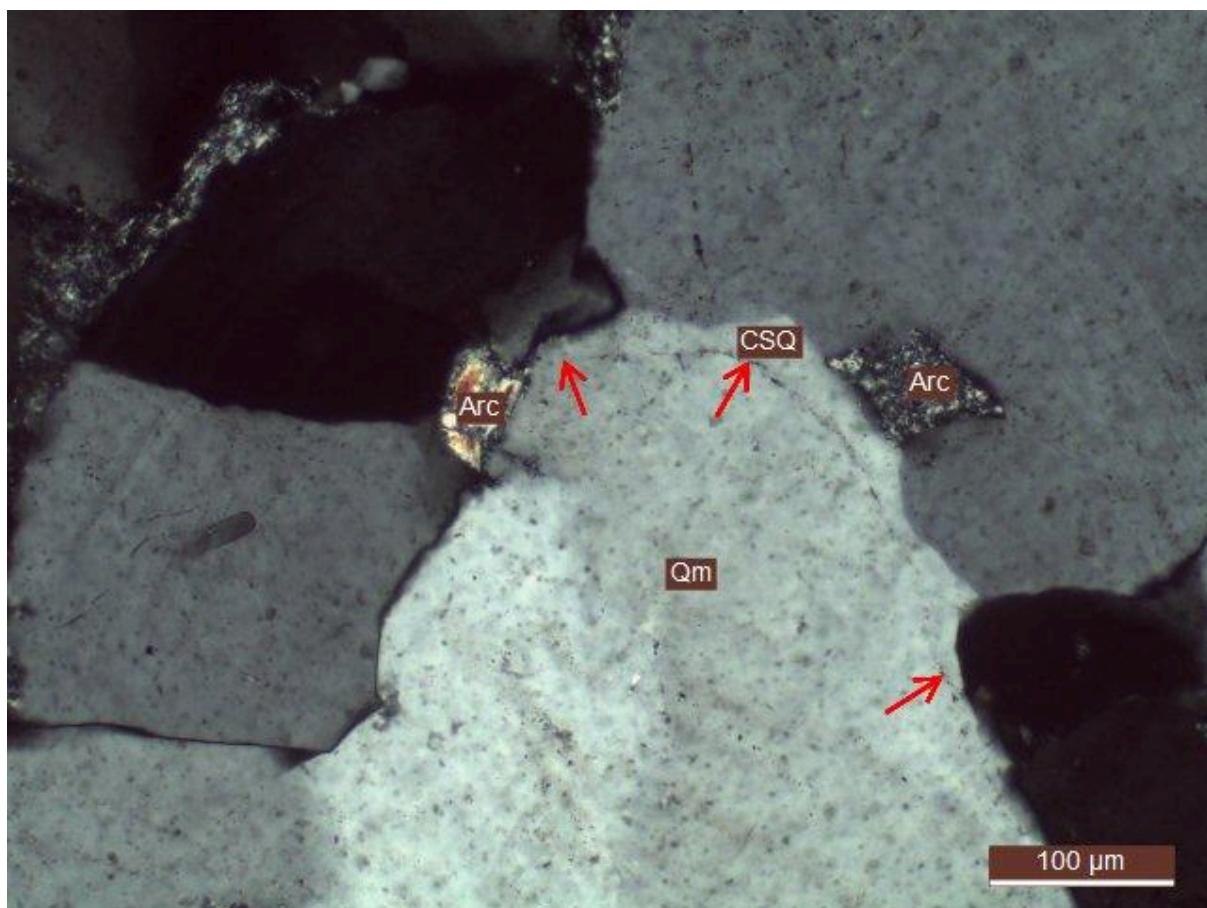


Figura 4.3. Crecimiento secundario de cuarzo.

Arc: arcillas; Qm: cuarzo monocristalino; CSQ: crecimiento secundario de cuarzo.

La porosidad de la roca es secundaria ( $>>1\%$ ) debido a fracturas en los clastos de cuarzo.

Según la clasificación de Folk et al. (1970), la muestra se clasifica como una cuarzoarenita.

#### 4.2.2 MUESTRA 2

Corresponde al *miembro 2* de la Formación Villacorta, posee una textura clasto-sostén y contactos mayormente rectos a cóncavo-convexos. En menor medida, se observan contactos tangenciales.

La muestra se encuentra moderadamente bien seleccionada, con clastos de tamaños que van desde los 500 a los 1000 micrones, con moda en arena mediana a gruesa. En la Figura 4.4 se observa una vista general del corte petrográfico con nícoles paralelos y cruzados.

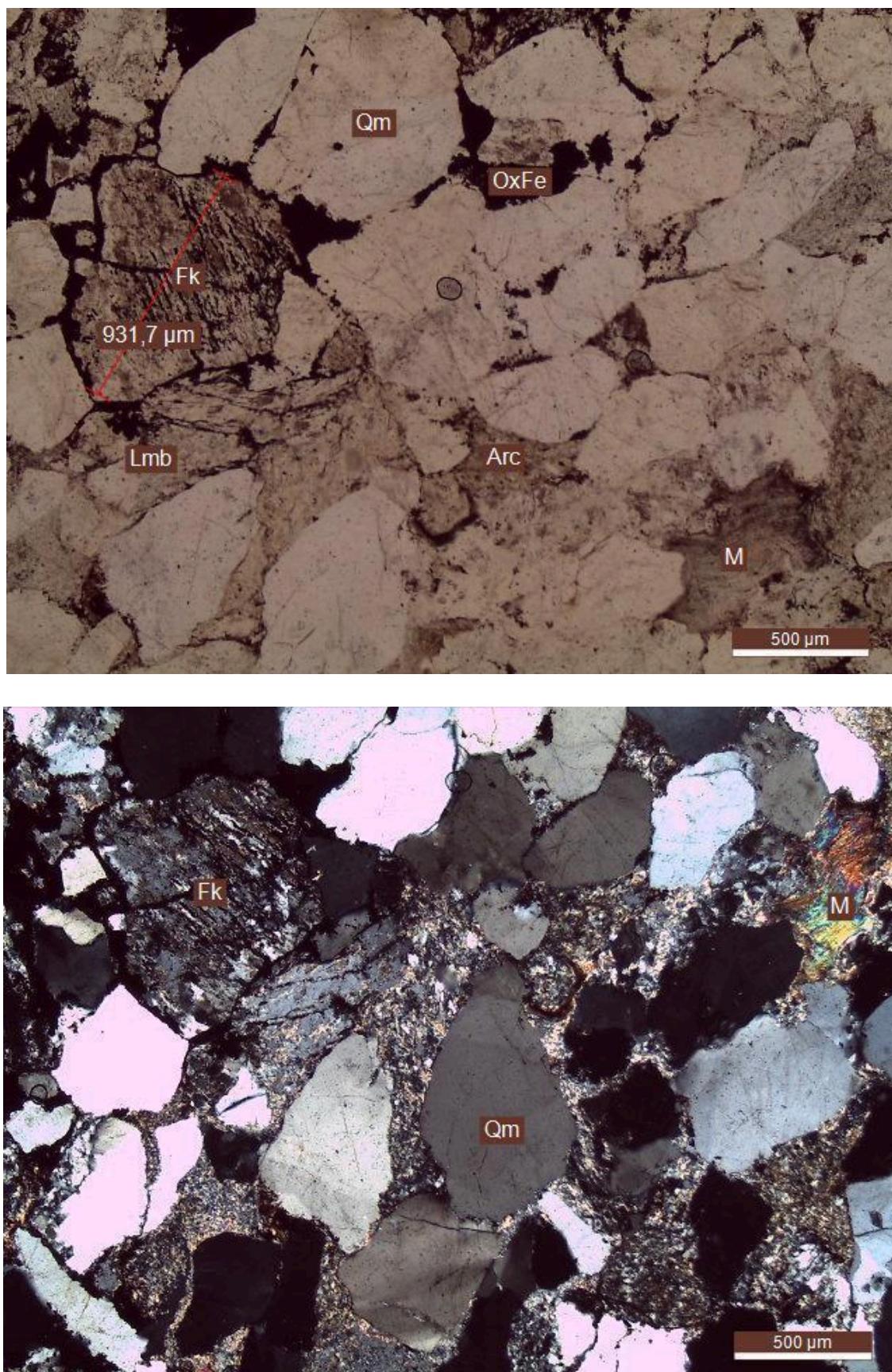


Figura 4.4. Vista general del corte petrográfico de la muestra 2 con nícoles paralelos (arriba) y cruzados (abajo).

Qm: cuarzo monocristalino; Fk: feldespato potásico; M: moscovita.

La fracción clástica (80% del total de la roca), presenta un 70% de cuarzo que se encuentra mayormente como monocristalino (95%), y una fracción subordinada de cuarzo policristalino (5%). Tiene extinción normal y ondulosa, se presenta fracturado y algunos clastos presentan rebordes de óxidos de hierro?. Los clastos son de subredondeados a angulosos. En ocasiones se observan contactos suturados entre los clastos de cuarzo.

Los clastos de feldespato potásico (20%) se encuentran casi totalmente alterados a arcillas, presentan contactos difusos y rectos (Figura 4.5).

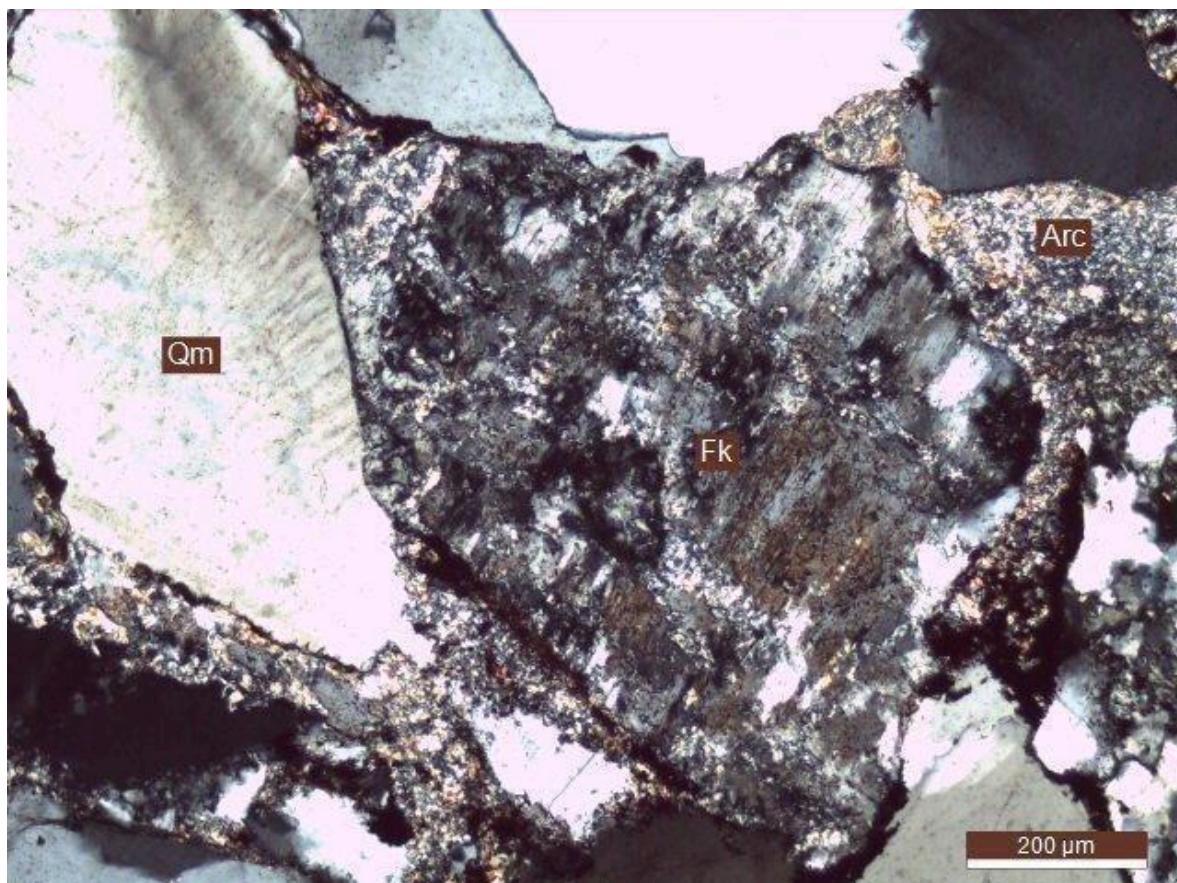


Figura 4.5. Clasto de feldespato potásico alterado a arcillas.  
Qm: cuarzo monocristalino; Fk: feldespato potásico; Arc: arcillas.

Los fragmentos líticos (10%) corresponden a rocas metamórficas de bajo grado con abundante proporción de cuarzo y moscovita (50%) que se encuentran alterados a arcillas casi en su totalidad, y clastos de areniscas/limolitas que también se encuentran alteradas (50%) (Figura 4.6). También se observa una escasa proporción de líticos volcánicos ácidos. La mayor parte de los líticos, a su vez, presenta rebordes de óxidos. Muchos de los clastos están deformados conformando una pseudomatriz.

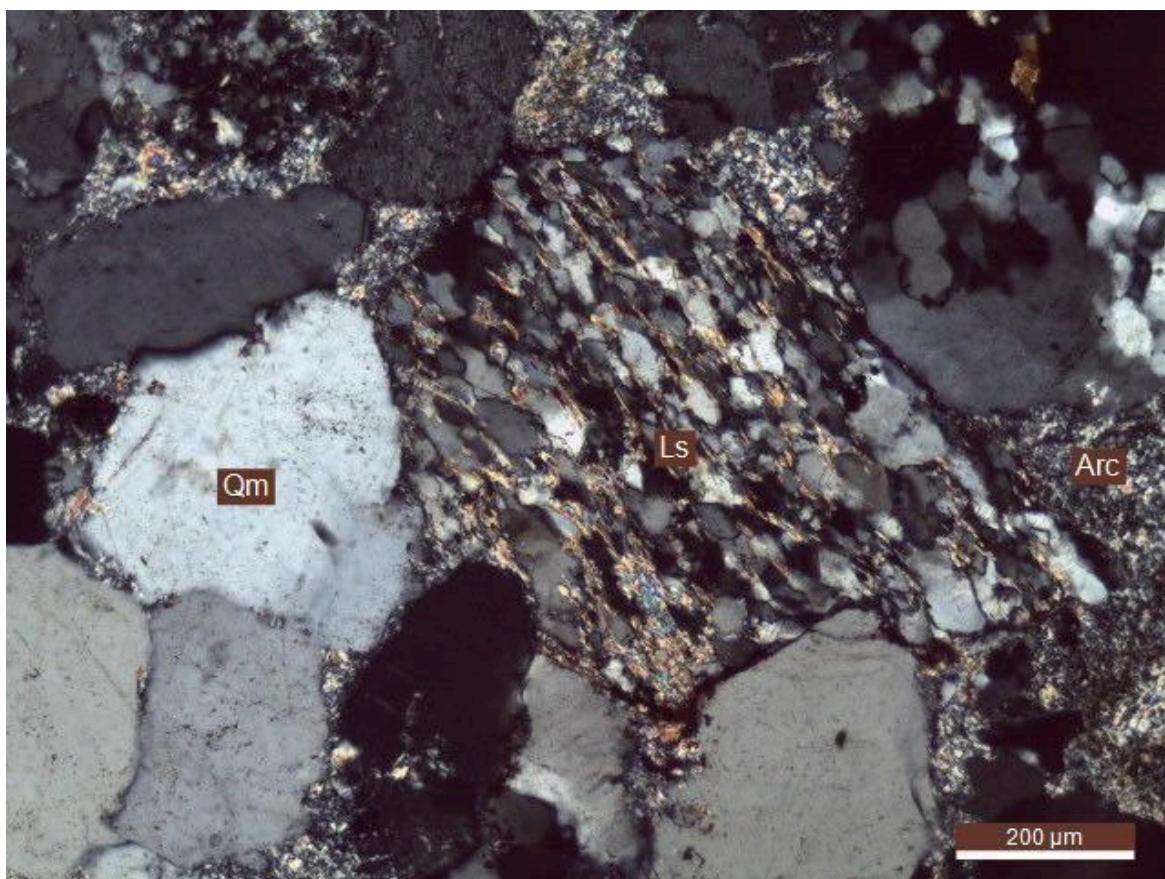


Figura 4.6. Lítico sedimentario conformado por cuarzo y moscovita alterado a arcillas.

Qm: cuarzo monocristalino; Ls: lítico sedimentario; Arc: arcillas.

Con un contenido >1% se observan minerales accesorios como moscovita, biotita y circones. Las micas presentan evidencias de compresión debido a la deformación.

El cemento (20%) está constituido por microcuarzo (30%), arcillas (60%) y óxidos de hierro? (10%). En menor medida, se observa crecimiento secundario (<1%). Estos mismos cementos se encuentran alterando a la mayoría de los clastos.

La porosidad de la roca es secundaria (>1%) debido a las fracturas en los clastos de cuarzo.

Según la clasificación de Folk et al. (1970), la muestra se clasifica como una subfeldarenita lítica.

#### 4.2.3 MUESTRA 3

Corresponde al *miembro 3* de la Formación Villacorta, posee una textura clasto-sostén y contactos mayormente rectos a cóncavo-convexos. En menor medida, se observan contactos tangenciales.

La muestra se encuentra moderadamente bien seleccionada, con clastos de tamaños que van hasta 500 micrones, con moda en arena media a fina. En la Figura 4.7 se observa una vista general del corte petrográfico con nícoles paralelos y cruzados.

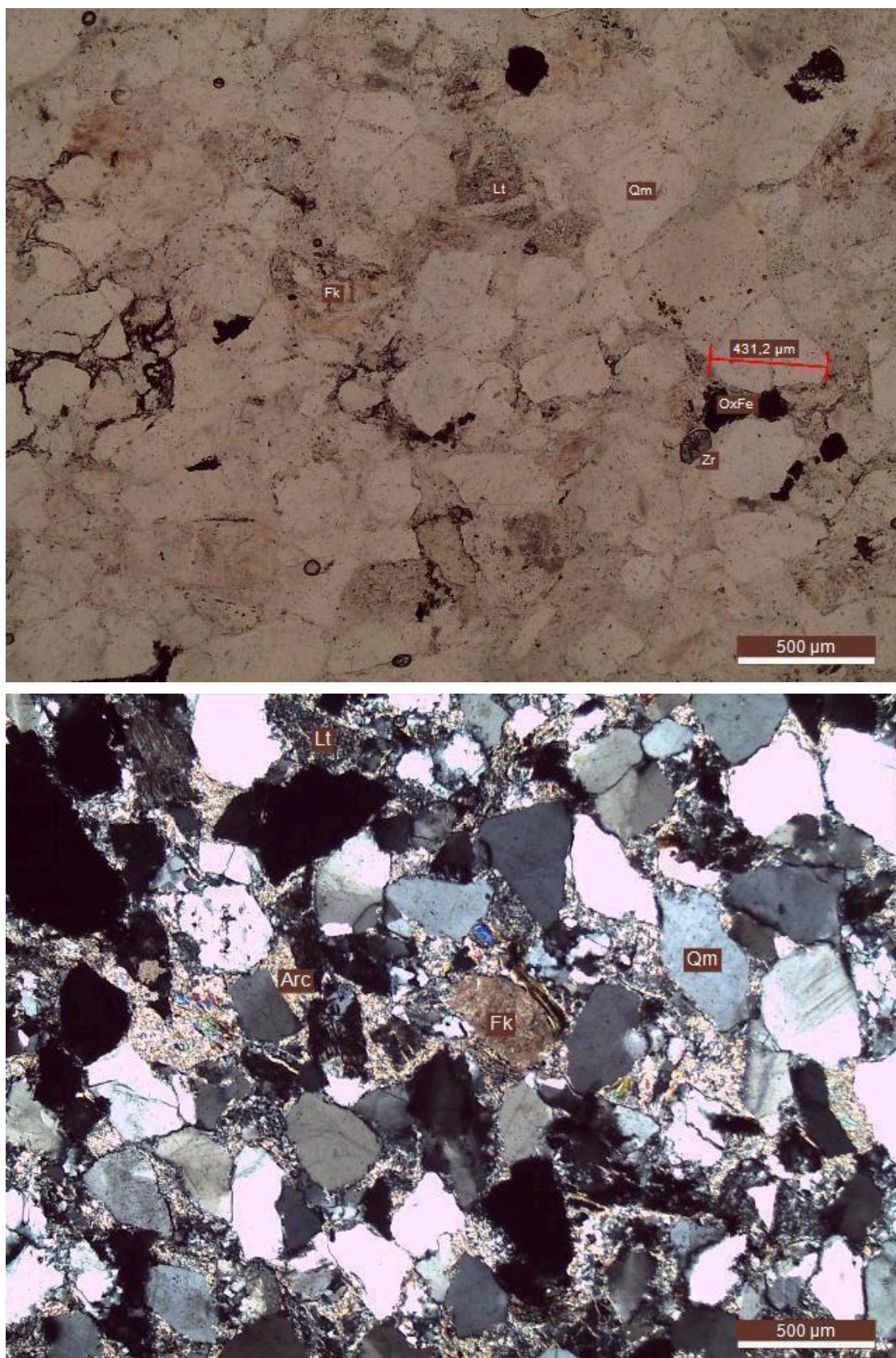


Figura 4.7 Vista general del corte petrográfico de la muestra 3 con nícoles paralelos (arriba) y cruzados (abajo).

Qm: cuarzo monocristalino; Lt: lítico; Arc: arcillas; Fk: feldespato potásico; Zr: zirconio; OxFe: óxidos de hierro?.

La fracción clástica (75% del total de la roca), presenta un 70% de cuarzo que se encuentra mayormente como monocristalino, en menor proporción policristalino (5%). Tiene extinción normal y ondulosa, ocasionalmente en mosaico. Se presenta fracturado y con aspecto sucio, y algunos clastos presentan rebordes de óxidos de hierro? y arcillas verdosas (clorita). Los clastos son de subredondeados a angulosos.

Los clastos de feldespato potásico (20%) se encuentran casi totalmente alterados a arcillas, presentan contactos difusos y tamaños de 500 micrones aproximadamente. Presentan rebordes de óxidos y arcillas. También se observa plagioclasa subordinada (Figura 4.8), con sus maclas características y totalmente alterada.

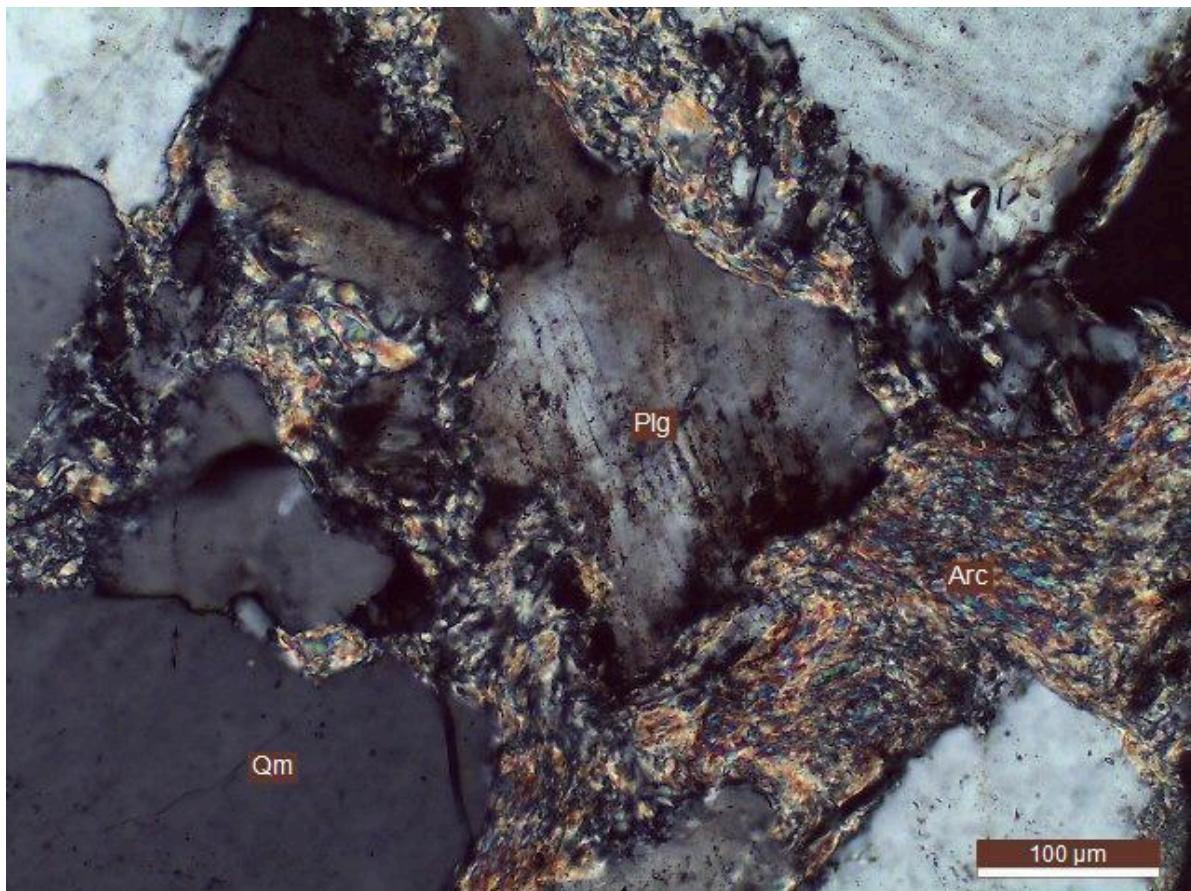


Figura 4.8. En el centro de la imagen se observa un clasto de plagioclasa alterada a arcillas con bordes difusos.

Plg: plagioclasa; Qm: cuarzo monocristalino; Arc: arcillas.

Los fragmentos líticos (10%) corresponden a rocas metamórficas de bajo grado con abundante proporción de cuarzo y moscovita. La mayor parte de los líticos presentan rebordes de óxidos y arcillas. En algunos casos los líticos conforman una pseudomatriz por la compactación (Figura 4.9). En muy baja proporción se observan líticos volcánicos ácidos o tobáceos, muy alterados.

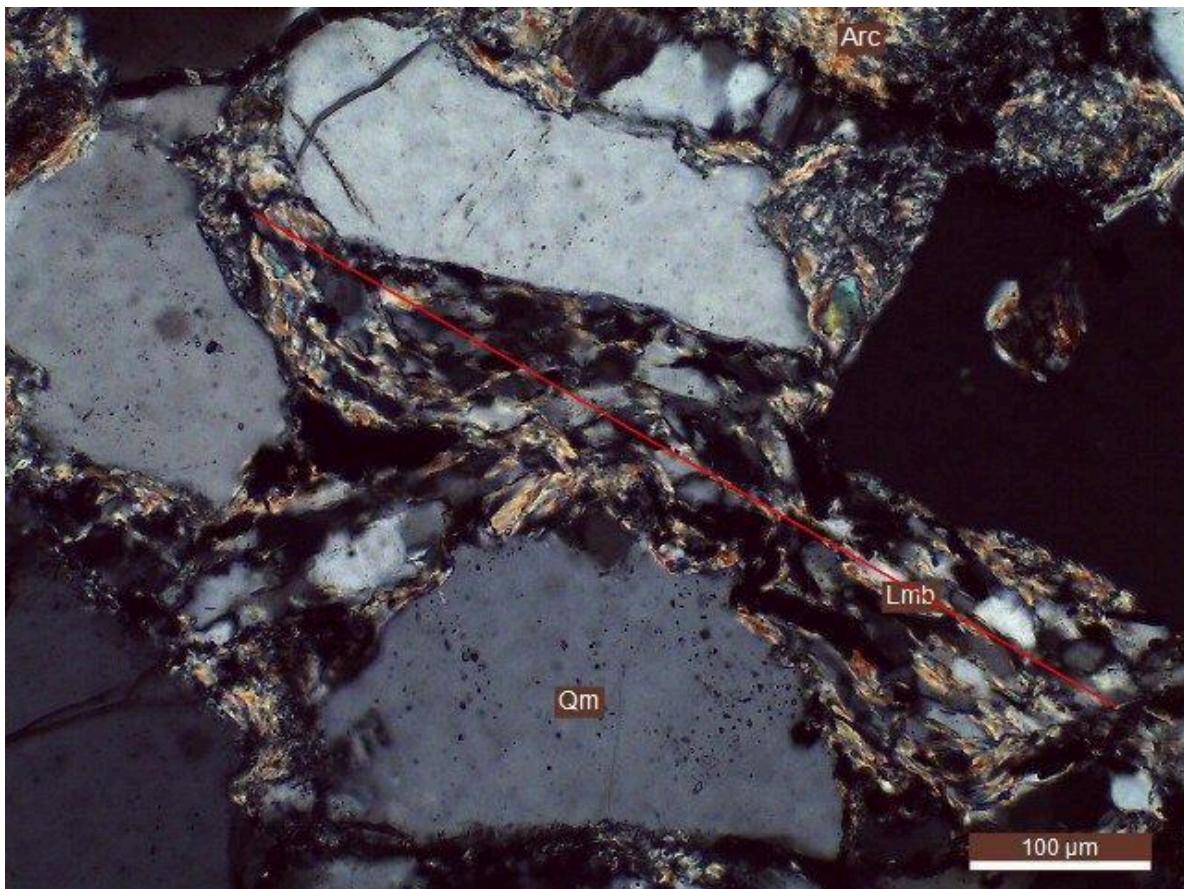


Figura 4.9. Lítico metamórfico de bajo grado compuesto por cuarzo y moscovita afectado por deformación conformando una pseudomatriz.

Qm: cuarzo monocristalino; Lmb: lítico metamórfico de bajo grado.

Con un contenido >1% se observan minerales accesorios como moscovita y biotita.

Se observa una matriz (5%) depositacional con cuarzo.

El cemento (20%) se encuentra constituido por arcillas (clorita y caolinita) (60%) ocupando espacios porales, óxidos de hierro? (30%) y sílice (microcuarzo) (10%). Se observa en mucha menor proporción parches de carbonatos (<1%). Muy baja proporción de crecimiento secundario de cuarzo.

La porosidad de la roca es secundaria (>1%) debido a las fracturas en los clastos de cuarzo.

Según la clasificación de Folk et al. (1970), la muestra se clasifica como una subfeldarenita lítica.

#### 4.2.4 MUESTRA 4

Corresponde al *miembro 4* de la Formación Villacorta, posee una textura clasto-sostén y contactos mayormente rectos a cóncavo-convexos.

La muestra se encuentra moderadamente seleccionada, con clastos de tamaños que van hasta 2000 micrones, con moda en arena gruesa. Algunos clastos presentan tamaño gránulo. En la Figura 4.10 se observa una vista general del corte petrográfico con nícoles paralelos y cruzados.

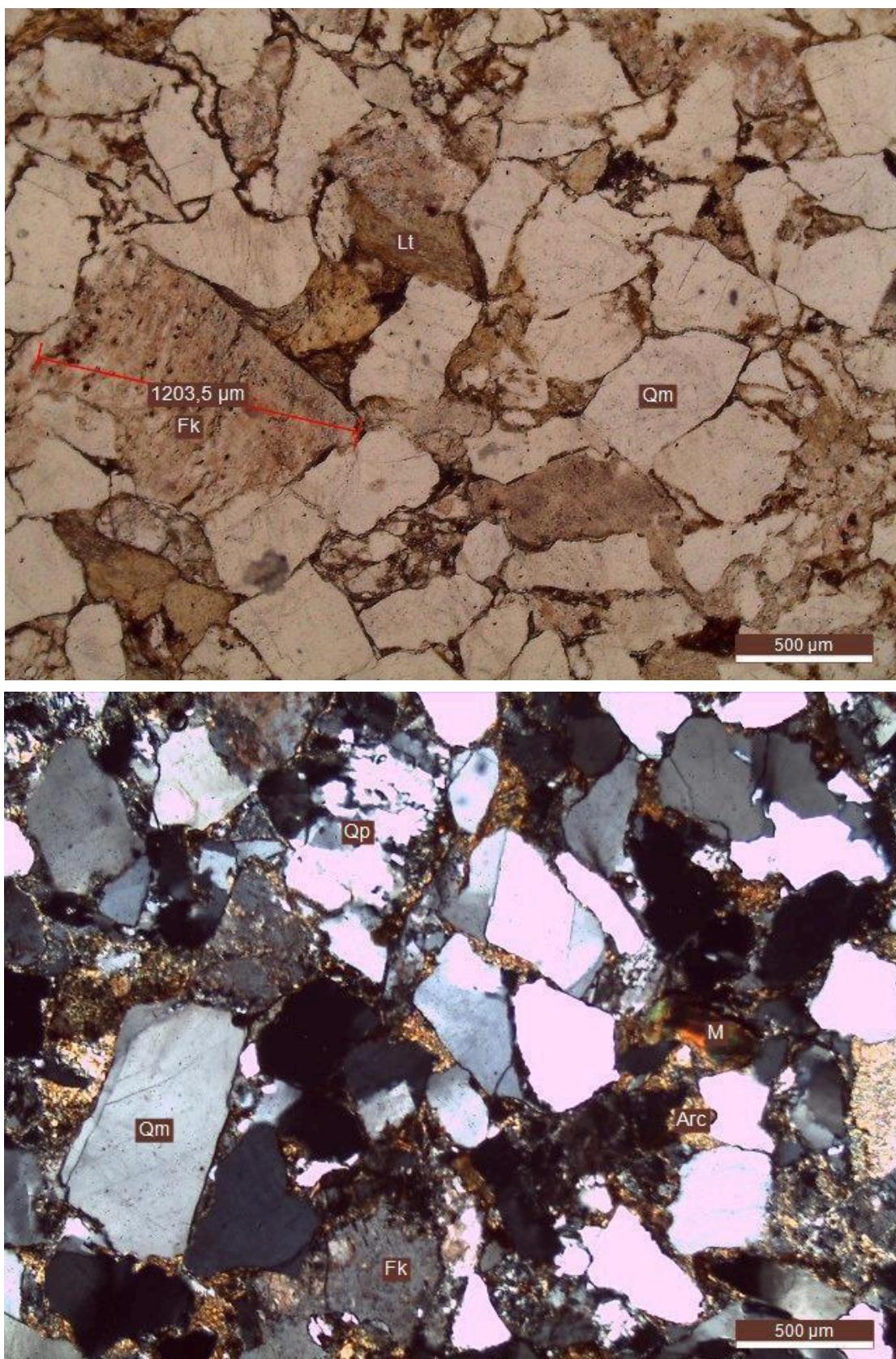


Figura 4.10. Vista general del corte petrográfico de la muestra 4 con nícoles paralelos (arriba) y cruzados (abajo).

Qm: cuarzo monocristalino; Qp: cuarzo policristalino; Lt: lítico; Fk: feldespato potásico; M: moscovita; Arc: arcillas.

La fracción clástica (70% del total de la roca), presenta un 55% de cuarzo que se encuentra mayormente como monocristalino, y una pequeña fracción de cuarzo policristalino (8%). Tiene extinción normal y ondulosa, se presenta fracturado y con aspecto sucio, y algunos clastos presentan rebordes de óxidos de hierro? y arcillas verdes. Los clastos son de subredondeados a angulosos.

El feldespato potásico (25%) se encuentra casi totalmente alterado a arcillas, presenta contactos difusos y tamaños de 500 micrones aproximadamente. Presenta rebordes de óxidos y arcillas verdes (Figura 4.11).

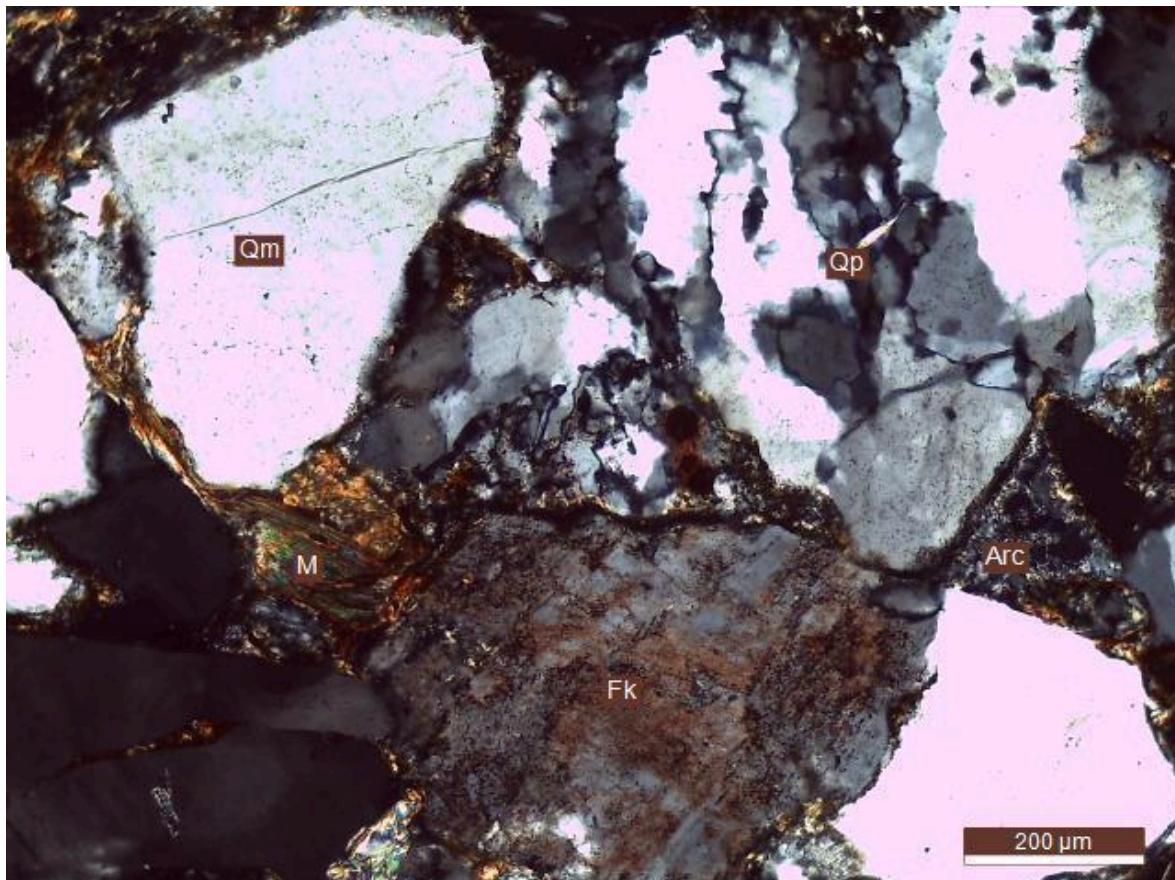


Figura 4.11. Feldespato potásico alterado a arcillas con bordes difusos.

Qm: cuarzo monocristalino; Qp: cuarzo policristalino; Fk: feldespato potásico; Arc: arcillas; M: moscovita.

Los fragmentos líticos (20%) corresponden a rocas metamórficas de bajo grado con abundante proporción de cuarzo y moscovita que se encuentran alterados a arcillas casi en su totalidad (Figura 4.12), y clastos de rocas volcánicas con abundante arcilla. La mayor parte de los líticos presentan rebordes de óxidos y arcillas verdes (cloritas?). Corresponden mayormente a rocas sedimentarias de grano fino. Algunos líticos de grano fino forman pseudomatriz.

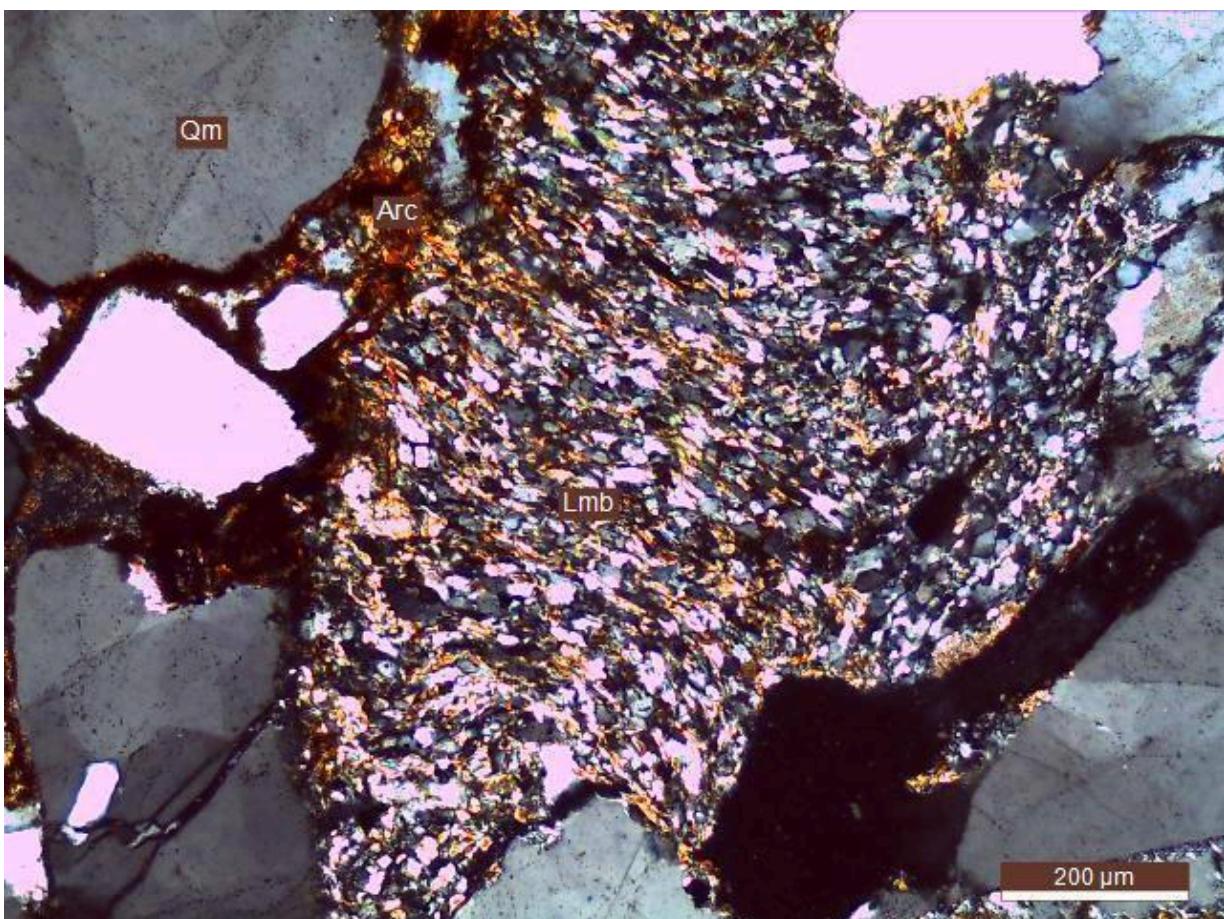


Figura 4.12. Lítico metamórfico de bajo grado de gran tamaño conformado por cuarzo y moscovita generando psudomatriz. Se observan rebordes de óxidos de hierro?.  
Qm: cuarzo monocristalino; Lmb: lítico metamórfico de bajo grado; Arc: arcillas.

Con un contenido >1% se observan minerales accesorios como moscovita y biotita.

El cemento (30%) se encuentra constituido en su mayor parte por arcillas (caolinita y clorita) (50%), óxidos de hierro? (20%), microcuarzo (20%) y crecimiento secundario de sílice (10%). En menor medida se observan parches de carbonatos.

La porosidad de la roca es secundaria (>1%) debido a las fracturas en los clastos de cuarzo.

La roca se clasifica según Folk et al. (1970) como una feldarenita lítica.

#### 4.2.5 MUESTRA 5

Corresponde al *miembro 5* de la Formación Villacorta, posee una textura clasto-sostén y contactos rectos a cóncavo-convexos y ocasionalmente suturados.

La muestra se encuentra moderadamente bien seleccionada, con clastos de tamaños que van desde 500 hasta 1000 micrones, con moda en arena media. En la Figura 4.13 se observa una vista general del corte petrográfico con nícoles paralelos y cruzados.

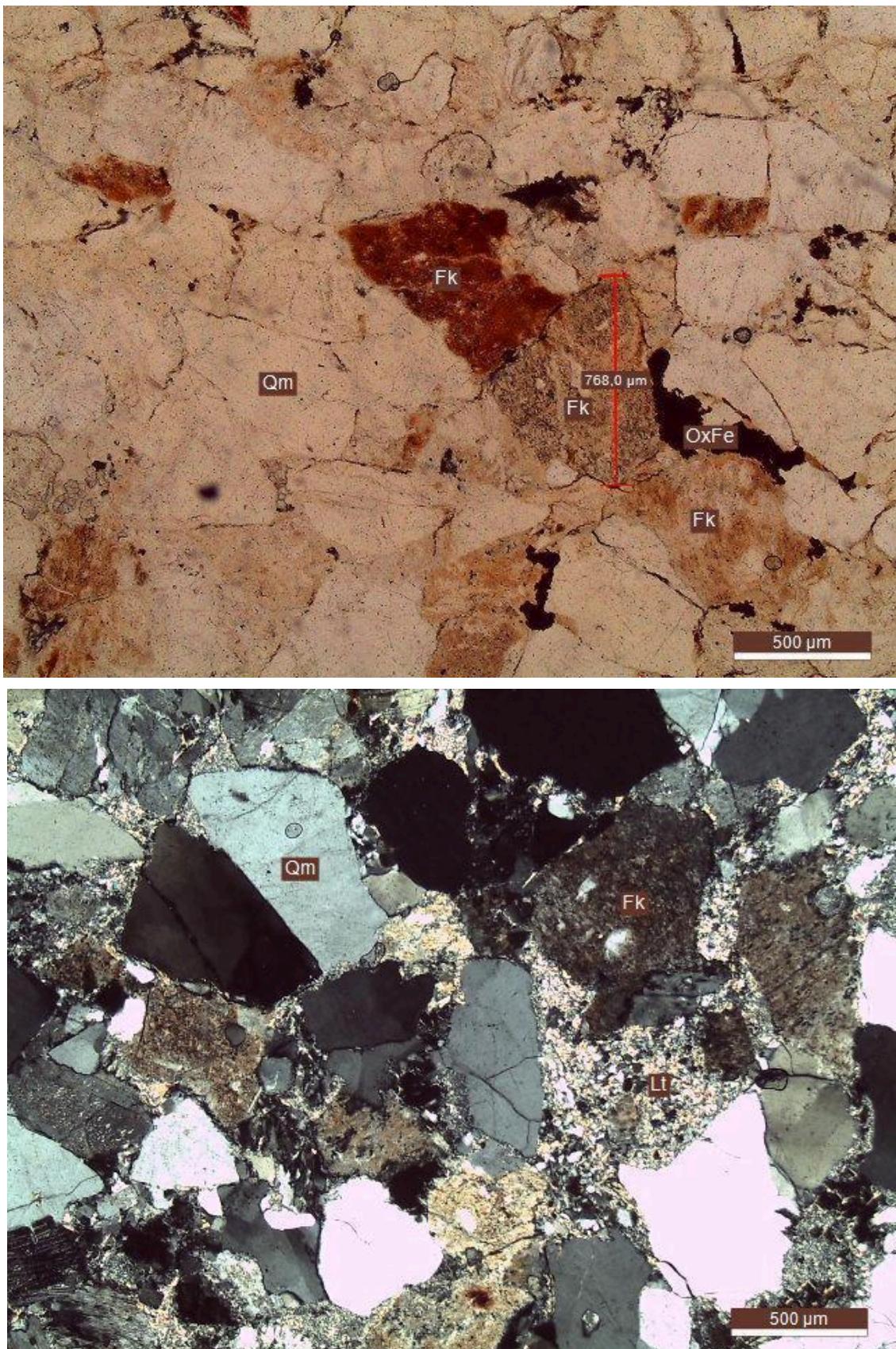


Figura 4.13. Vista general del corte petrográfico de la muestra 5 con nícoles paralelos (arriba) y cruzados (abajo).

Qm: cuarzo monocristalino; Fk: feldespato potásico; OxFe: óxidos de hierro?; Lt: lítico.

La fracción clástica (75% del total de la roca), presenta un 50% de cuarzo que se encuentra mayormente como monocristalino y en menor medida como policristalino (10%). Tiene extinción

normal y ondulosa, se presenta fracturado y con aspecto sucio. Los clastos son de subredondeados a angulosos.

Se observa una mayor proporción de feldespato potásico (30%) con respecto a las otras muestras. Los clastos se encuentran casi totalmente alterados a arcillas, presentan contactos difusos y tamaños de 500 micrones aproximadamente. Se observa plagioclasa subordinada.

Los fragmentos líticos (20%) corresponden a rocas metamórficas de bajo grado con abundante proporción de cuarzo y moscovita (20%) que se encuentran alterados a arcillas casi en su totalidad, y clastos de rocas volcánicas con abundante arcilla. Muchos líticos se encuentran deformados generando una pseudomatriz.

Hay una proporción <1% de moscovita que se encuentra deformada (Figura 4.14).

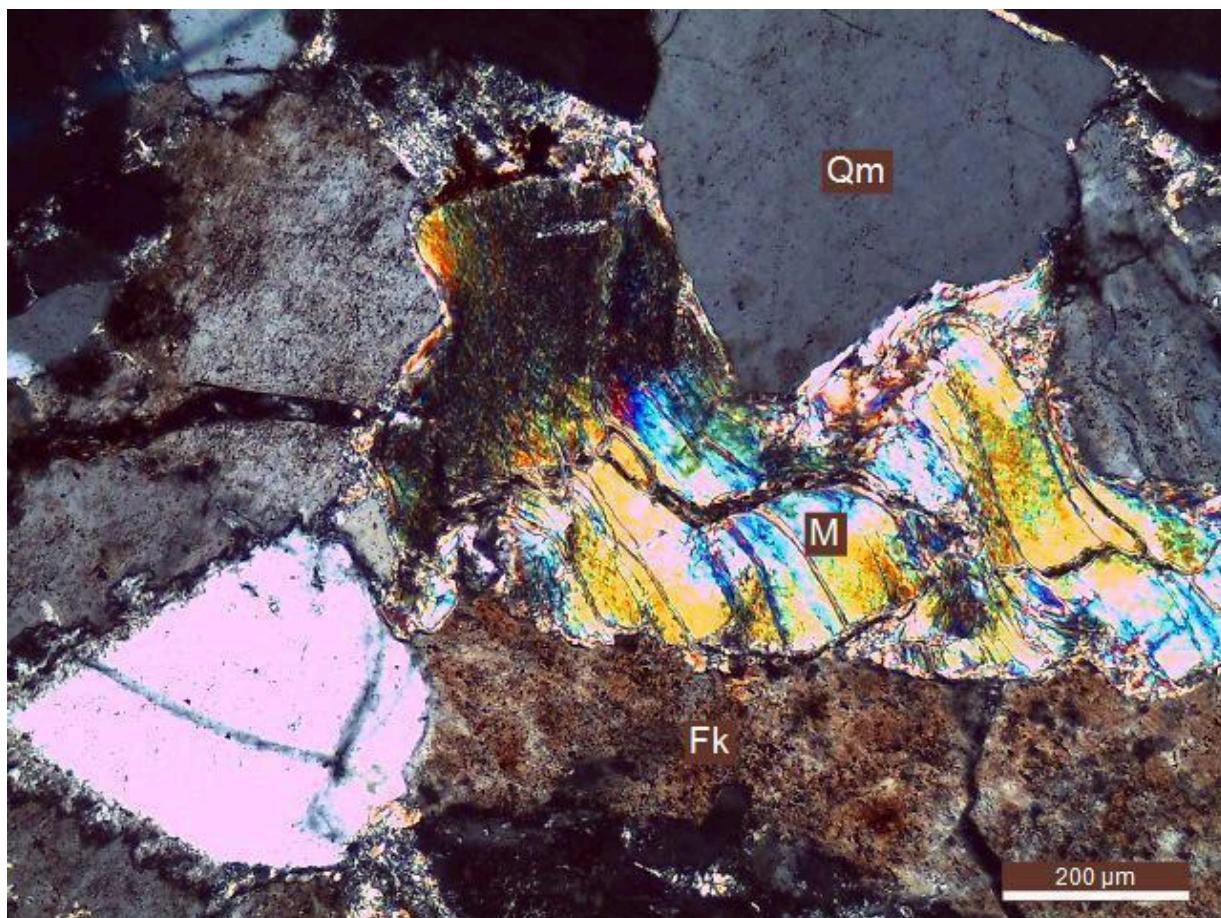


Figura 4.14. Moscovita deformada entre clastos de cuarzo y feldespato potásico.

Qm: cuarzo monocristalino; Fk: feldespato potásico; M: moscovita.

El cemento (25%) se encuentra constituido en su mayor parte por arcillas (70%), microcuarzo (25%) y una cantidad subordinada de óxidos de hierro? (5%). Escasos parches de carbonatos (Figura 4.15). A su vez, hay crecimiento secundario de feldespato y crecimiento secundario de cuarzo.

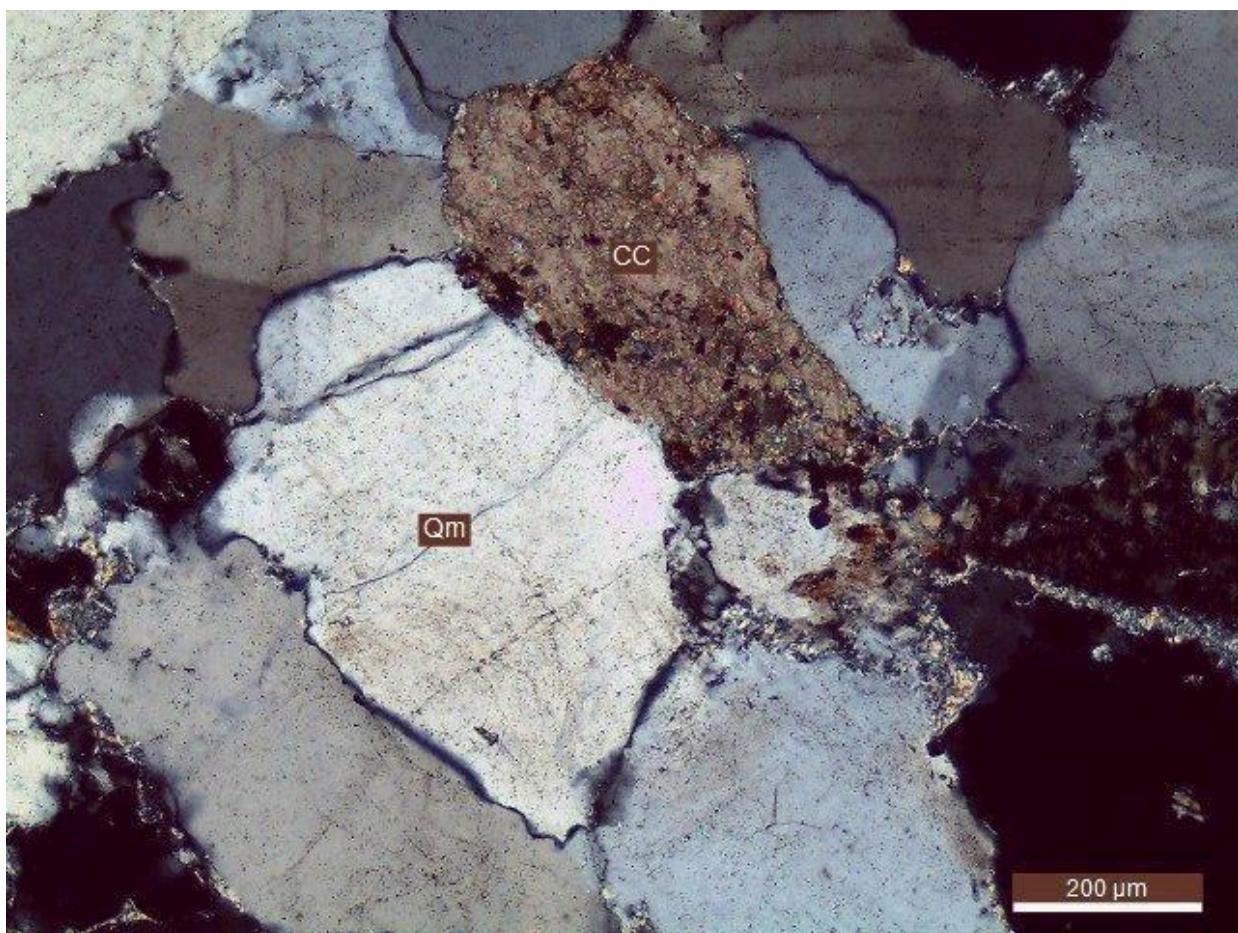


Figura 4.15. Parche de carbonato entre clastos de cuarzo. Contactos cóncavo-convexos y suturados que presentan evidencia de solución por presión (contactos oscuros).

Qm: cuarzo monocristalino; CC: carbonatos.

La porosidad de la roca es secundaria (>1%) debido a las fracturas en los clastos de cuarzo.

Según la clasificación de Folk et al. (1970), la muestra se clasifica como una feldarenita lítica.

## 5. ESTUDIOS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y MAGNETO-FÁBRICA

### 5.1 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Los minerales ferromagnéticos adquieren una magnetización espontánea cuya dirección, pero no el sentido, está determinada por la propia estructura cristalina y la forma del grano mineral.

En ausencia de campo magnético externo ( $H$ ), los momentos magnéticos espontáneos de estos minerales se disponen aleatoriamente, si tal es la distribución de las partículas magnéticas. En ese caso, los momentos magnéticos suman cero y el material no tendría una magnetización espontánea neta total (Chadima, 2023).

En presencia de un campo magnético externo, se produce inducción de los momentos magnéticos de estas partículas y se genera una magnetización del material ( $J$ ). De esta forma, se produce una magnetización inducida en el mineral que es paralela a la dirección del campo magnético inductor. A su vez, el material comienza a comportarse como un imán y genera su propio campo magnético. La suma de  $H$  y  $J$  dentro del material constituye lo que se llama flujo magnético o inducción magnética ( $B$ ), que puede ser de mayor, menor o igual intensidad que el flujo en el exterior, dependiendo la magnitud y dirección de  $J$  (Lanza y Meloni, 2006).

Las propiedades magnéticas de los minerales están estrechamente vinculadas a sus características mineralógicas, y diferencias prácticamente imperceptibles, como la sustitución de cierto número de cationes, defectos en la red cristalina, etc., pueden reflejarse de manera altamente amplificada en sus propiedades magnéticas (Hrouda y Kahan, 1991).

La susceptibilidad magnética ( $k$ ) es una medida de la facilidad con la que un material puede magnetizarse en presencia de un campo magnético externo. Se define como la relación entre la magnetización ( $M$ ) y el campo magnético aplicado ( $H$ ). Se expresa mediante la ecuación:

$$M=kH \quad \text{Ec. (1)}$$

La susceptibilidad magnética puede ser positiva o negativa, dependiendo de la naturaleza del material. Esta propiedad permite clasificar a los minerales en las tres categorías de sustancias: dia-, para- y ferromagnéticas, y así realizar una primera evaluación de las propiedades magnéticas de las rocas. La susceptibilidad es el parámetro que más influye en las anomalías causadas por los cuerpos rocosos en el campo magnético terrestre, por lo que es extremadamente importante en la interpretación de levantamientos magnéticos para estudios de exploración de recursos minerales y tectónico-estructurales (Lanza y Meloni, 2006).

- **Minerales diamagnéticos:** Se produce un desbalance de los momentos de los electrones y el cuerpo se magnetiza muy débilmente en sentido opuesto al campo magnético externo, por lo que el signo de la susceptibilidad magnética es negativo y su magnitud es muy pequeña (- 1 a 10  $\mu\text{SI}$ , para la mayoría de los minerales diamagnéticos más comunes). Ejemplo: cuarzo, calcita, aragonita.
- **Minerales paramagnéticos:** Es propio de minerales que contienen átomos con un momento magnético neto por la presencia de electrones desapareados. Si se aplica un campo magnético, los momentos tienden a alinearse paralelos al mismo. La susceptibilidad magnética es positiva. Este grupo comprende muchos silicatos, que son los principales constituyentes de las rocas, especialmente piroxenos, anfíboles, micas y minerales de arcilla. Su susceptibilidad está en el orden de 100 a 5,000  $\mu\text{SI}$ , y puede tener variaciones bastante amplias, asociadas a la variabilidad de los cationes de hierro (Fe) dentro del mismo mineral.

- **Minerales ferromagnéticos:** El ferromagnetismo es una propiedad de los cristales, no de los átomos. Se produce cuando los átomos con espines no apareados se encuentran muy juntos en una estructura cristalina, por lo que se genera una superposición parcial de órbitas. Se produce una interacción de permuta, que da lugar a una magnetización espontánea. Sin la presencia de un campo magnético, el material está magnetizado de por sí por esta interacción de permuta debido a la estructura cristalina. La susceptibilidad de estos minerales es positiva y alta. Los más importantes son los óxidos de hierro y algunos sulfuros de hierro. Los minerales ferromagnéticos no son numerosos y se encuentran principalmente en las rocas en pequeñas cantidades, como minerales accesorios (<5%). Sin embargo, su susceptibilidad extremadamente alta hace que en algunos casos, como la magnetita y la pirrotina, incluso un contenido tan bajo como el 0.1% (Figura 5.1) enmascare los efectos magnéticos de los otros minerales.

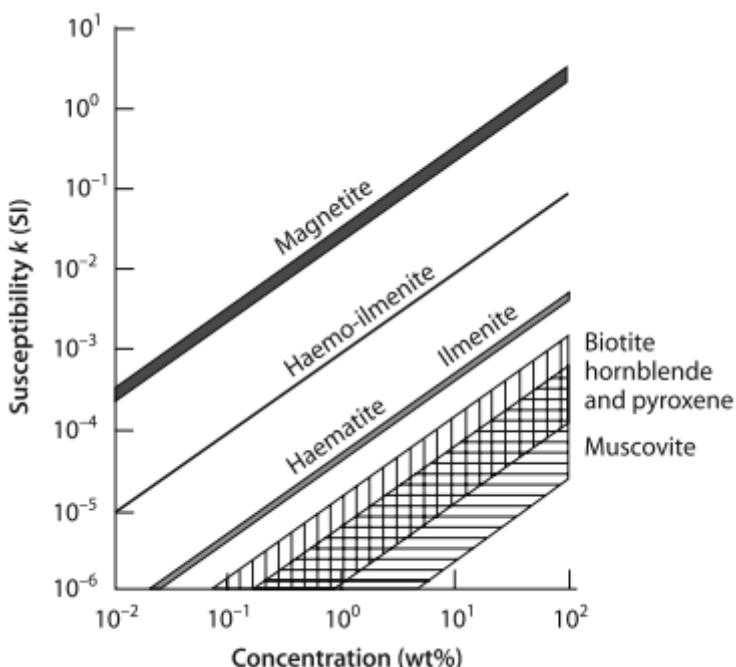


Figura 5.1. Susceptibilidad magnética de las rocas vs. el contenido de los principales minerales ferromagnéticos y paramagnéticos. Contenidos de magnetita que superan el 0.1% enmascaran el efecto de todos los demás minerales (Hrouda y Kahan, 1991).

Puede haber diferentes tipos de ferromagnetismo, los cuales se resumen en la Figura 5.2 (Butler, 1992):

- Ferromagnetismo sensu stricto: Todos los espines son paralelos entre sí. Ejemplo: Fe nativo.
- Antiferromagnetismo: Capas alternadas; la magnetización es cero. Ejemplo: Ilmenita (óxido de hierro y titanio).
- Ferrimagnetismo: Capas antiparalelas que no son iguales; aparece una magnetización neta. Ejemplo: magnetita.
- Antiferromagnetismo canteado: Capas antiparalelas pero dispuestas con un pequeño ángulo entre ellas. Aparece una magnetización neta. Ejemplo: hematita. Como su magnetización depende de ese mínimo ángulo que tienen los momentos tiene una magnetización más débil.

- Los defectos también pueden hacer aparecer una magnetización neta en una estructura ferromagnética.

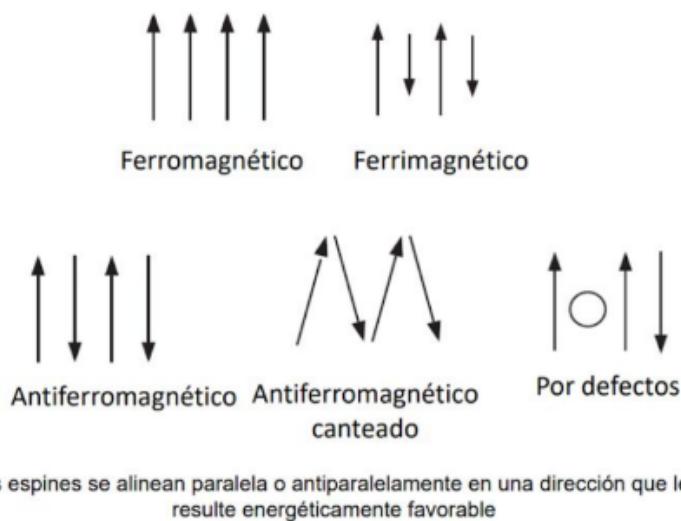


Figura 5.2. Tipos de ferromagnetismo (modificada de Butler 1992).

La petrofábrica de una roca es el arreglo espacial de los elementos que la componen, tanto a nivel microscópico como macroscópico (Potter y Pettijohn, 1963). Se refiere en concreto a la orientación de una dimensión particular (generalmente la dimensión mayor y/o la menor) de estos elementos. Este arreglo espacial es un factor determinante en el control de las propiedades físicas de las rocas, tales como la conductividad térmica, eléctrica o sónica y la susceptibilidad magnética (Caballero Miranda, 2011).

La fábrica de las rocas se puede estudiar mediante la técnica de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS). Dado que la orientación de los elementos de la fábrica se debe principalmente a fenómenos relacionados con la formación y deformación de las rocas, su estudio es potencialmente útil para elaborar reconstrucciones geológicas diversas (Lanza y Meloni, 2006).

La magnetización de una sustancia magnéticamente isotrópica depende de la Ecuación (1). En rocas magnéticamente anisotrópicas, la magnetización ya no es paralela al campo magnético, entonces la relación entre la magnetización y la intensidad del campo débil se describe de manera más compleja mediante un conjunto de tres ecuaciones (Chadima, 2023):

$$M_1 = k_{11}H_1 + k_{12}H_2 + k_{13}H_3$$

$$M_2 = k_{12}H_1 + k_{22}H_2 + k_{23}H_3$$

$$M_3 = k_{31}H_1 + k_{32}H_2 + k_{33}H_3$$

Donde ( $i = 1, 2, 3$ ) son las componentes del vector de magnetización,  $H_j$  ( $j = 1, 2, 3$ ) son las componentes del vector de intensidad del campo magnético, y  $k_{ij}$  ( $k_{ij} = k_{ji}$ ) son las componentes del tensor de susceptibilidad de segundo rango simétrico que refleja la variación direccional de la susceptibilidad. La susceptibilidad es más alta en una dirección y más baja en una dirección perpendicular.

Las causas de la anisotropía magnética de las rocas generalmente se resumen de la siguiente manera: (1) la alineación de granos no equidimensionales, (2) la alineación de la red cristalina de granos o cristales con anisotropía magnetocrystalina, (3) la alineación de dominios magnéticos, (4) la concatenación de granos magnéticos (esto es un caso especial de (1)), (5) anisotropía inducida por *stress* y (6) anisotropía de intercambio (Banerjee y Stacey, 1967). Investigaciones extensas sobre la anisotropía magnética han demostrado que los factores dominantes son (1) y (2) (Tarling y Hrouda, 1993).

El tensor de la AMS se representa gráficamente por medio de un elipsoide con sus tres ejes ortogonales, cada uno de ellos correspondiendo a las direcciones principales de susceptibilidad:  $k_1 > k_2 > k_3$ , correspondiendo a los ejes mayor, intermedio y menor del elipsoide, como se observa en la Figura 5.3 (Chadima, 2023).

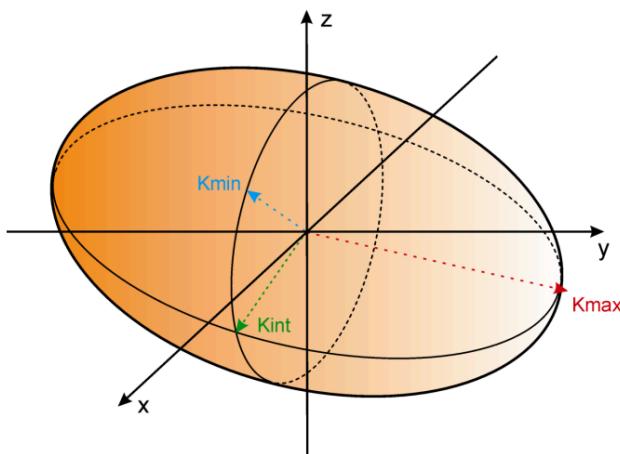


Figura 5.3. Elipsoide de AMS (Chadima, 2023).

Los parámetros de la anisotropía magnética son relaciones entre las magnitudes de los ejes del elipsoide de la AMS, que sirven para determinar de forma objetiva el tamaño, la buena o mala definición y la forma que tienen los elipsoides comparativamente (Hrouda, 2007):

- $P = k_1/k_3$  - Grado de AMS.
- $P_j = \exp 2[(\eta_1-\eta)^2 + (\eta_2-\eta)^2 + (\eta_3-\eta)^2]$  - Grado de AMS corregido.
- $L = k_1/k_2$  - Lineación magnética.
- $F = k_2/k_3$  - Foliación magnética.
- $T = [2(\eta_2 - \eta_1\eta_3)] / \eta_1 - \eta_3$  - Parámetro de forma.

Donde  $\eta_1 = \ln k_1$ ;  $\eta_2 = \ln k_2$ ;  $\eta_3 = \ln k_3$ ;  $\eta = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)/3$ .

Los parámetros  $P$  y  $P_j$  indican la intensidad de la orientación preferencial de los minerales magnéticos en una roca. Los parámetros  $L$  y  $F$  caracterizan la intensidad de las orientaciones lineales y planares, respectivamente. La dirección de la lineación magnética es paralela a la susceptibilidad máxima, mientras que el polo de la foliación magnética es paralelo a la susceptibilidad mínima (Figura 5.4) (Hrouda, 2007).

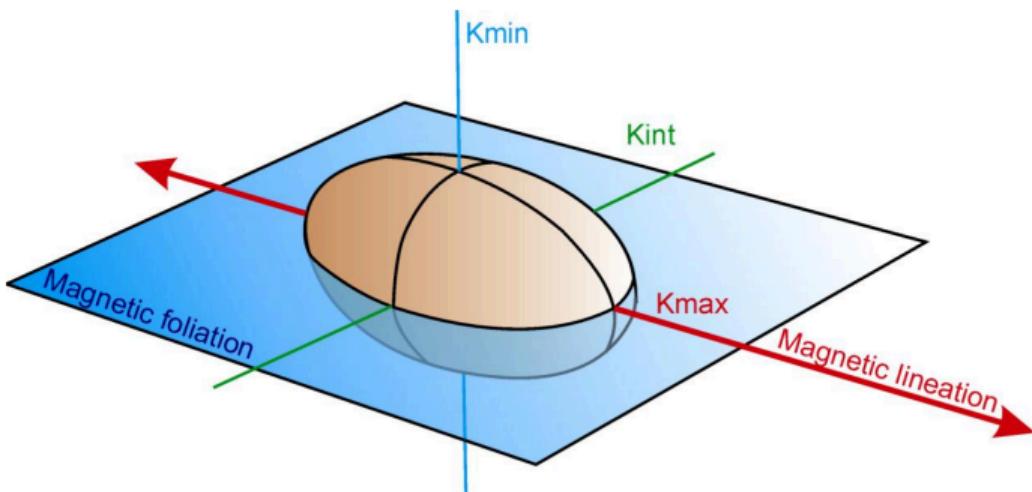


Figura 5.4. Direcciones de  $k$ , foliación y lineación magnética (Chadima, 2023).

El parámetro T caracteriza la forma del elipsoide de AMS:

- Si  $0 < T < +1$ , el elipsoide de AMS es oblado (la estructura magnética es planar).
- Si  $T = +1$  significa que el elipsoide de AMS es oblado rotacionalmente.
- Si  $-1 < T < 0$ , el elipsoide de AMS es prolado (la magnetofábrica es lineal).
- Si  $T = -1$  el elipsoide de AMS es prolado rotacionalmente.
- Si  $T \sim 0$  el elipsoide es triaxial o neutro

## 5.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO

En primer lugar, se llevó a cabo la descripción de la Formación Villacorta aflorante en la Quebrada de Los Oitos para realizar el perfil sedimentario correspondiente (véase Capítulo 3: ESTRATIGRAFÍA).

Luego, se procedió a medir la susceptibilidad magnética con un susceptibilímetro portátil KT-10 (Dynamics G-Ex) a lo largo del perfil aflorante en la quebrada mencionada. Se intentó mantener una equidistancia estratigráfica constante entre puntos de medición, si bien debido a la sinuosidad de la quebrada y las variaciones locales de rumbo y buzamiento de los bancos, ésta fue aproximada. El relevamiento cubrió todos los miembros de la formación, lo que permitió realizar un perfil de susceptibilidad magnética de la Formación Villacorta.

En la Figura 5.5 se observa la distribución areal de los puntos de medición de la susceptibilidad volumétrica de la Formación Villacorta a lo largo de la Quebrada de los Oitos. En total se realizaron 31 estaciones en donde se tomaron 4 o 5 valores en cada una en un radio aproximado de 1 metro. Estas mediciones fueron promediadas para obtener un valor medio por estación (Tabla 5.1).

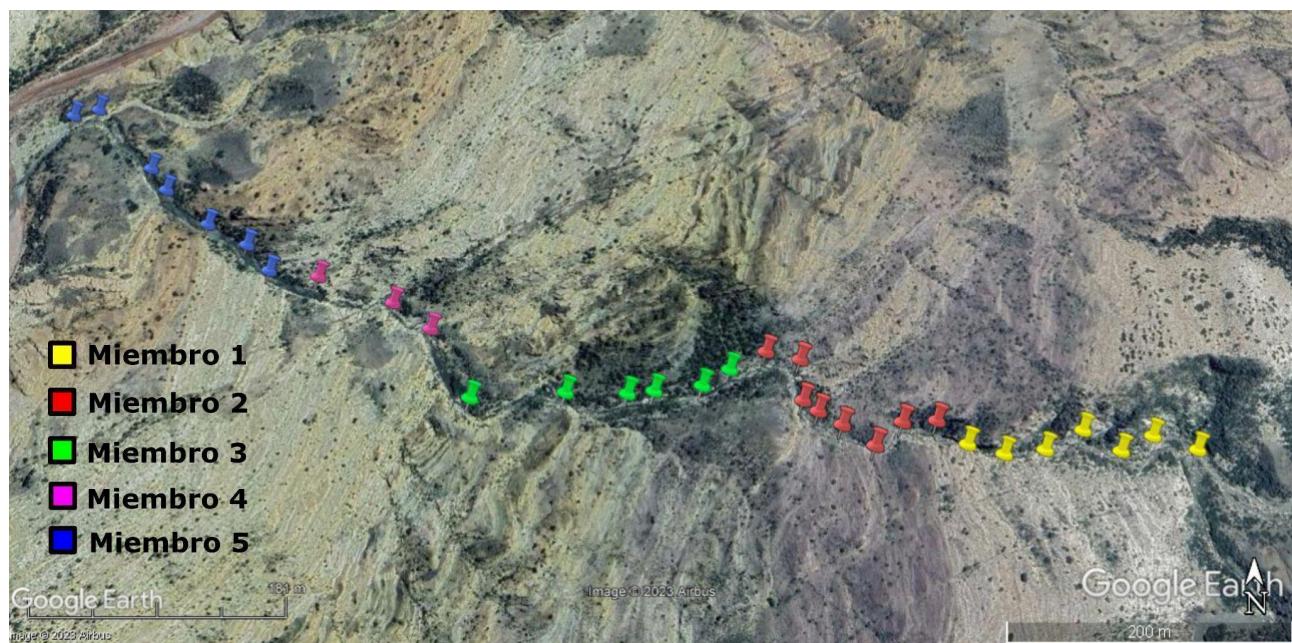


Figura 5.5. Imagen satelital de la Quebrada de los Oitos y los puntos de medición de susceptibilidad magnética sobre la Formación Villacorta.

Por otra parte se llevó a cabo en el *Miembro 2* de la Formación Villacorta un muestreo para estudios paleomagnéticos y de magnetofábrica (AMS). Éste consiste en la extracción, por medio de una perforadora portátil a explosión, de cilindros de roca de 2.54 cm de diámetro y 5 a 9 cm de largo. Éstos son orientados con respecto al norte magnético (brújula Brunton) y el plano horizontal (inclinómetro). Cuando las condiciones lo permiten, los cilindros son también orientados respecto al norte geográfico (brújula solar) a fin de confirmar los valores medidos con la brújula magnética. Estos últimos son corregidos por la declinación magnética de la localidad en la época del muestreo. El muestreo siguió el esquema conceptual predeterminado, y que es estándar en las investigaciones paleomagnéticas (Figura 5.6).

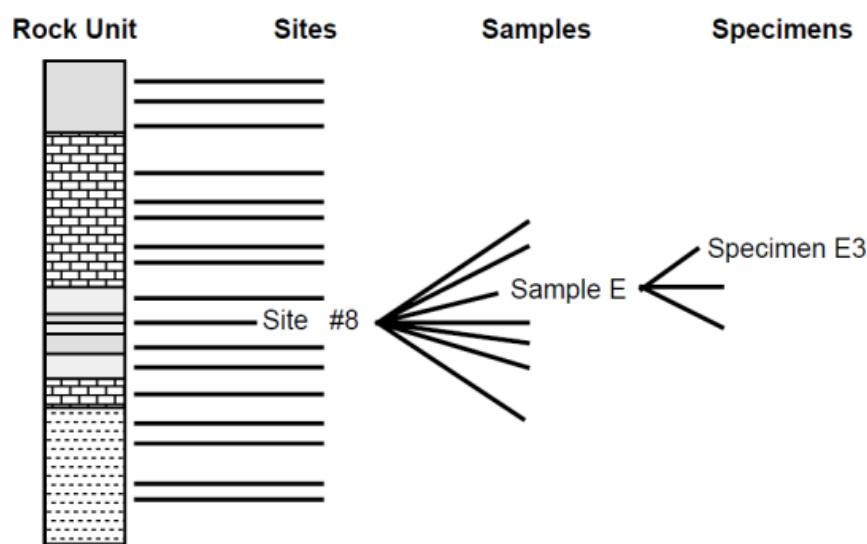


Figura 5.6. Esquema generalizado de un muestreo sistemático. En cada sitio se recogen múltiples muestras que luego se rebanan en el laboratorio para obtener especímenes (Butler, 1992).

Para este estudio se recolectaron 107 muestras en 14 sitios de muestreo, distribuidas de base a techo a lo largo de un perfil del *miembro 2* de la Formación Villacorta en la Quebrada de los Oitos.

El trabajo de laboratorio se llevó a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo “Daniel A. Valencio”, perteneciente al Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

Se rebanaron los cilindros para que adquieran el tamaño de un espécimen estándar (con diámetro de 2,54 cm y altura aproximada de 2,2 cm), tal como se observa en la Figura 5.7. Una vez obtenidos los especímenes se procedió a realizar la medición de AMS.



Figura 5.7. Cilindros rebanados para la obtención de especímenes.

La anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) fue medida utilizando un susceptímetro Kappabridge MFK-1A (Geofyzika Brno) (Figura 5.8), actualmente disponible en el Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel.A. Valencio" de la FCEyN.



Figura 5.8. Imagen del susceptibilímetro Kappabridge MFK-1A (Geofyzika Brno).

El procesamiento de los datos se realizó con el software Anisoft-4.2 (Chadima y Jelinek, 2009).

### 5.3 RESULTADOS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La Tabla 5.1 presenta los valores de susceptibilidad volumétrica media por sitio de la Formación Villacorta, obtenidos de las mediciones realizadas en el campo.

Altura estratigráfica (m)	Promedio susceptibilidad ( $\mu\text{SI}$ )	Desviación estándar ( $\mu\text{SI}$ )	Latitud	Longitud	Miembro
0	66.4	9.5	28°22'13.12"S	67°56'48.41"O	1
14	72.6	15.4	28°22'12.76"S	67°56'49.56"O	1
26	80.2	19.5	28°22'13.15"S	67°56'50.53"O	1
37	77.6	11.1	28°22'12.61"S	67°56'51.47"O	1
50	108.4	14.8	28°22'13.12"S	67°56'52.62"O	1
64	117.8	28.9	28°22'13.22"S	67°56'53.77"O	1
76	124.4	22.6	28°22'12.97"S	67°56'54.74"O	1
95	299.0	60.8	28°22'12.36"S	67°56'55.50"O	2
118	285.0	34.9	28°22'12.40"S	67°56'56.47"O	2
133	290.0	19.7	28°22'12.47"S	67°56'58.16"O	2
141	354.4	17.3	28°22'12.11"S	67°56'58.80"O	2
156	283.2	34.9	28°22'13.01"S	67°56'57.30"O	2
174	247.8	40.9	28°22'11.82"S	67°56'59.21"O	2
191	338.2	52.3	28°22'10.70"S	67°56'59.21"O	2

209	163.0	12.4	28°22'10.49"S	67°57'0.18"O	2
229	449.4	54.9	28°22'10.98"S	67°57'1.26"O	3
242	253.0	9.6	28°22'11.42"S	67°57'2.05"O	3
264	303.5	30.6	28°22'11.57"S	67°57'3.42"O	3
278	359.0	62.6	28°22'11.64"S	67°57'4.18"O	3
294	533.2	110.0	28°22'11.60"S	67°57'5.94"O	3
315	207.6	40.0	28°22'11.75"S	67°57'8.64"O	3
339	218.0	32.1	28°22'9.84"S	67°57'9.97"O	4
352	177.0	21.9	28°22'9.08"S	67°57'11.16"O	4
375	188.0	15.4	28°22'8.29"S	67°57'13.50"O	4
392	150.0	34.1	28°22'8.11"S	67°57'15.01"O	5
407	107.0	40.3	28°22'7.32"S	67°57'15.84"O	5
424	164.5	11.9	28°22'6.67"S	67°57'17.17"O	5
446	163.0	20.0	28°22'5.56"S	67°57'18.72"O	5
460	170.0	18.5	28°22'4.84"S	67°57'19.37"O	5
490	186.0	11.2	28°22'2.78"S	67°57'21.60"O	5
495	204.0	7.9	28°22'3.00"S	67°57'22.36"O	5

Tabla 5.1. Valores promedio de susceptibilidad magnética en cada uno de los miembros de la Formación Villacorta.

Con los datos obtenidos se realizó un perfil de susceptibilidad magnética a lo largo de la Formación Villacorta en la Quebrada de Los Oitos, que se ilustra en la Figura 5.8.

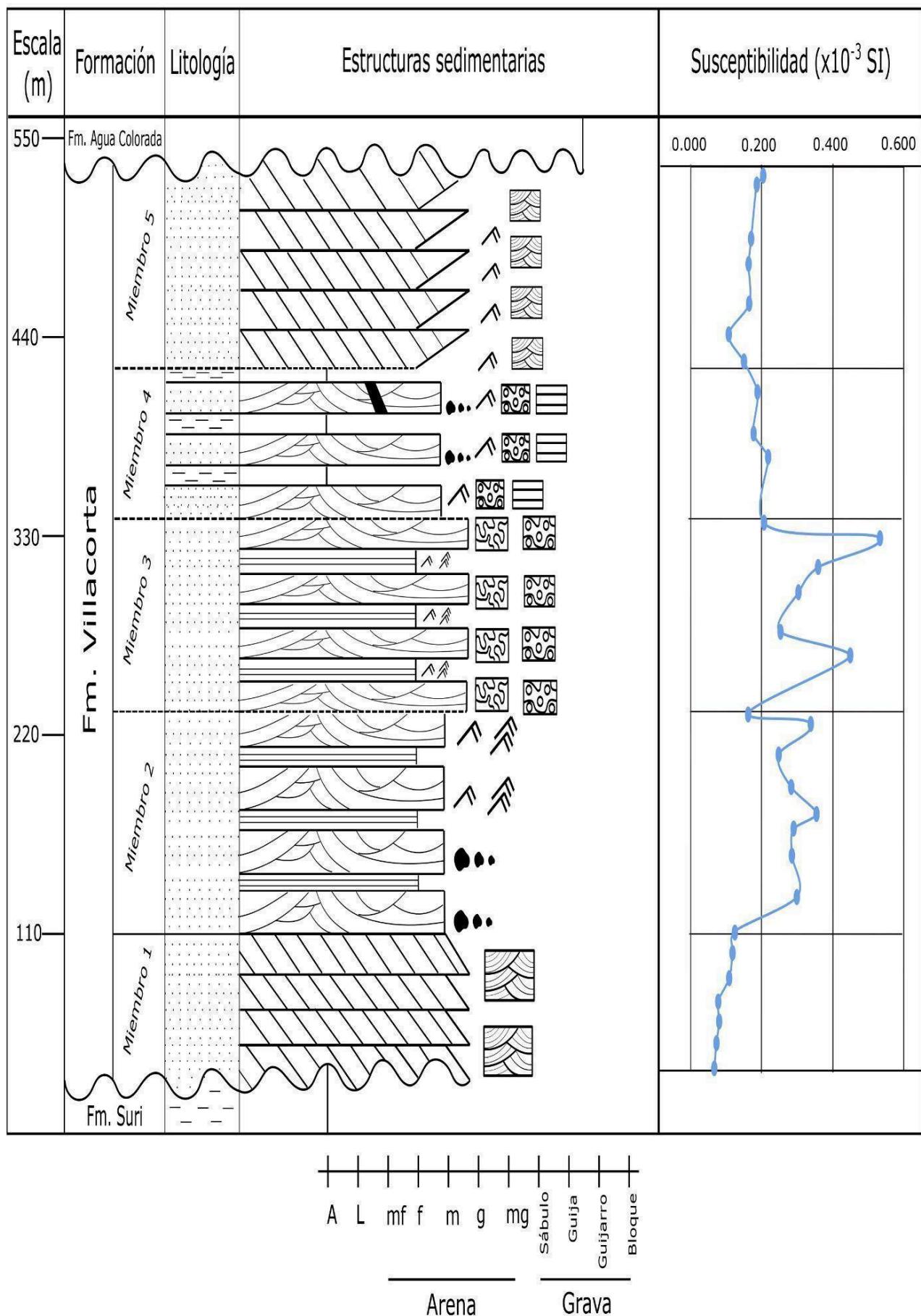


Figura 5.8. Perfil de susceptibilidad magnética de la Formación Villacorta.

Del perfil de la Figura 5.8 y de la Tabla 5.1 se puede observar que el *miembro 1* posee los valores más bajos de susceptibilidad magnética, que van desde 66.4 a 124.4  $\mu\text{SI}$ . Esto es consistente con la litología de este sector, dominada por areniscas cuarzosas de tonalidades blancas y grises. Para minerales como el cuarzo, la susceptibilidad magnética es típicamente cercana a cero o negativa, indicando una respuesta magnética débil o prácticamente inexistente. Se aprecia un aumento suave de los valores de  $k$  a medida que se asciende estratigráficamente en este miembro. Esto se correlaciona con la gradual disminución del tamaño de grano hacia los niveles más altos del miembro y una ligera variación del color hacia tonalidades más rosadas (véase capítulo de Estratigrafía)

Al pasar al *miembro 2*, se puede observar un aumento marcado de los valores, que van desde 163.0 a 354.4  $\mu\text{SI}$ . Este miembro se caracteriza por su color borravino y tonalidades castañas, lo que sugiere una mayor participación de óxidos de hierro. La presencia de éstos, como por ejemplo hematita, provoca un aumento en la susceptibilidad magnética debido al carácter ferromagnético propio de este mineral. A diferencia del miembro 1, en éste se observan oscilaciones en los valores de  $k$  a lo largo de toda la sucesión sedimentaria pero sin observarse ninguna tendencia marcada.

El *miembro 3* posee los mayores valores de susceptibilidad magnética del perfil. Éstos van desde 207.6 a 533.2  $\mu\text{SI}$ . Este sector se caracteriza por la abundancia de anillos de Liesegang de color castaño-amarillento, los cuales pueden formarse debido a la precipitación de compuestos que contienen óxidos de hierro como la hematita u otros minerales. La presencia de óxidos de hierro puede contribuir a la coloración de los anillos y a la susceptibilidad magnética, y la formación de estos patrones a menudo está relacionada con procesos de difusión y reacciones químicas locales en el medio poroso (Boada Ferrer, 2009). En este miembro se aprecia el mayor rango de valores de susceptibilidad con fuertes oscilaciones y una gruesa tendencia al aumento con la altura estratigráfica.

Al pasar al *miembro 4* se observa un notorio y brusco descenso de la susceptibilidad magnética, la que queda comprendida entre 177.0 y 218.0  $\mu\text{SI}$ . Si bien los bancos de este *miembro* presentan colores ocres en sus superficies de meteorización, por los resultados obtenidos no se destaca una abundancia significativa de óxidos de hierro. Se nota asimismo una suave tendencia decreciente de la susceptibilidad con la altura estratigráfica y oscilaciones mucho menores en los valores. Las características de la susceptibilidad del miembro 4 parecen incluir al punto más alto del miembro 3, sugiriendo que tal vez el límite entre ambos esté ubicado un poco más abajo estratigráficamente de lo interpretado en el campo.

La tendencia decreciente de  $k$  continúa en los metros basales del *miembro 5* que presenta un rango de  $k$  entre 107.0 y 204.0  $\mu\text{SI}$ . Al contrario que en el miembro anterior, la susceptibilidad presenta una clara tendencia creciente a partir de los primeros 25 metros basales. En estas dos unidades la participación de los anillos de Liesegang es menor, y hacia la parte alta del perfil se observa que domina el feldespato potásico en la composición de las areniscas, que podría asociarse a la suave tendencia creciente de  $k$ .

Las características distintivas de susceptibilidad magnética de cada miembro de la Formación Villacorta, apoya la modificación división de ésta en cinco miembros en lugar de las cuatro secciones originalmente determinadas por Marenssi et al. (2020).

Al observar los cortes petrográficos (véase Capítulo 4: ANÁLISIS DE CORTES PETROGRÁFICOS) se puede ver que la mineralogía dominante de las rocas corresponde a fases paramagnéticas, lo que explica los bajos valores de susceptibilidad magnética general de la Formación Villacorta. Por lo tanto, la AMS estará dominada por el componente paramagnético, y

muy probablemente por la anisotropía de forma y distribución de los minerales de arcilla, aunque partículas ferromagnéticas muy finas adheridas a la estructura de arcilla también podrían contribuir.

Las arcillas se encuentran presentes en el cemento de las rocas y como alteraciones por encima de los fragmentos de feldespato potásico y los líticos que se presentan de manera irregular sobre el corte, lo que evidenciaría una fuerte variación espacial de la susceptibilidad magnética. A su vez, estas alteraciones se presentan en mayor o menor medida dependiendo el miembro de la formación que se esté analizando. También se observa una participación subordinada de óxidos de hierro, que aportan a la susceptibilidad total de la roca.

Se debe tener en cuenta que en los miembros 2 y 3 de la Formación Villacorta, si bien el mineral dominante es el cuarzo, hay un porcentaje considerable de líticos que corresponden a rocas metamórficas de bajo grado, areniscas y volcanitas. Dentro de estos clastos pueden llegar a haber partículas magnéticas que contribuyan en mayor medida a la susceptibilidad (lo que explicaría que estos dos miembros tengan valores levemente mayores que el resto).

Con respecto a los miembros 4 y 5, el porcentaje de los líticos disminuye y se observa una mayor participación de feldespato potásico. Si bien este se encuentra alterado a arcillas y se observan también las alteraciones de óxidos de hierro, no son suficientes para alcanzar los valores de susceptibilidad de los miembros 2 y 3.

#### 5.4 RESULTADOS DE AMS

La fábrica magnética del miembro 2 de la Formación Villacorta se determinó a partir de la anisotropía de la susceptibilidad magnética, que está directamente relacionada con la petro-fábrica de las rocas, de manera tal que puede ser utilizada, con las precauciones correspondientes, para ayudar a reconstruir las condiciones físicas imperantes durante el proceso de formación y deformación de las mismas (Hrouda, 2007).

Se analizaron un total de 151 especímenes para el estudio de AMS. La sección analizada presenta una actitud estructural aproximadamente homoclinal cuyos valores medios son de Az:220°, buzamiento: 43° al NO.

Los valores de susceptibilidad total media, obtenida en laboratorio, para los sitios muestreados del miembro 2 de la Formación Villacorta oscilan entre 59.6 y 145  $\mu\text{SI}$ , lo cual es consistente con las características litológicas de la formación y semejante aunque sistemáticamente menor que los valores relevados en el campo. En la Tabla 5.2 se observan los valores obtenidos para las muestras de la Formación Villacorta.

**A.**

Sitio	N	Geográfica								
		k1			k2			k3		
		Valor	Declinación	Inclinación	Valor	Declinación	Inclinación	Valor	Declinación	Inclinación
VC1	12	1,011	355,5	36,1	1,005	248,9	21,4	0,984	134,8	46,1
VC2	14	1,008	15,3	23,6	0,999	266,6	36,4	0,994	130,5	44,3
VC3	15	1,011	2,6	23,3	1,000	258	30,3	0,989	123,7	50,1
VC4	11	1,007	349,7	25,4	1,001	250,1	19,4	0,992	127,1	57,1
VC5	10	1,010	4	24	1,000	263,2	22,9	0,990	134,9	55,8
VC6	8	1,009	353	33,1	1,000	248,1	21,5	0,991	131,3	48,9
VC7	10	1,011	353,9	27,5	1,006	242,5	35	0,982	112,5	42,6
VC8	9	1,011	352,3	37,1	1,006	240,7	25,9	0,984	125	41,8
VC9	7	1,010	358,8	29,9	1,006	255	22,5	0,984	134,1	51,1
VC10	13	1,011	5,5	20,3	0,998	251,1	47,7	0,991	110,6	35,2
VC11	11	1,012	349,9	29,9	1,001	245,7	23	0,987	124,5	50,7
VC12	8	1,010	4,2	26,9	0,999	121,9	42,5	0,991	252,9	35,6
VC13	13	1,010	359,6	37,4	0,997	195,8	51,5	0,993	95,7	8
VC14	10	1,016	16,5	34,8	1,005	137	36,2	0,978	257,6	34,8
<b>TOTAL</b>	<b>151</b>	<b>1,010</b>	<b>2,2</b>	<b>27,5</b>	<b>0,999</b>	<b>254,6</b>	<b>30,2</b>	<b>0,991</b>	<b>126,1</b>	<b>46,9</b>

**B.**

Sitio	N	Paleohorizontal								
		k1			k2			k3		
		Valor	Declinación	Inclinación	Valor	Declinación	Inclinación	Valor	Declinación	Inclinación
VC1	12	1,011	355,5	36,1	1,005	248,9	21,4	0,984	134,8	46,1
VC2	14	1,008	357,4	18,8	1,000	259,2	22,9	0,992	123	59,7
VC3	15	1,011	175,7	2,1	1,000	85,6	2,3	0,989	307,7	86,8
VC4	11	1,007	165,5	6,7	1,001	75,2	2,9	0,992	322,3	82,7
VC5	10	1,010	354,8	7,9	1,000	85,8	7,2	0,990	217,9	79,3
VC6	8	1,009	345,8	4,7	1,000	255,4	4,5	0,991	122,1	83,5
VC7	10	1,011	169	0,5	1,006	259,2	20,2	0,982	77,5	69,8
VC8	9	1,010	345,6	8,3	1,006	253,6	13,5	0,984	106,5	74,1
VC9	7	1,009	4,7	4,2	1,006	274,1	8	0,986	122	81
VC10	13	1,011	181,6	2	0,997	272,6	26,6	0,992	87,5	63,3
VC11	11	1,011	345,4	1,4	1,001	255,4	2,5	0,988	103,8	87,1
VC12	8	1,010	354,5	8,8	0,999	134,4	78,6	0,991	263,4	7,2
VC13	13	1,010	344,4	11,9	0,997	242,6	44,2	0,993	86	43,3
VC14	10	1,016	3,2	6,6	1,005	130,4	79,1	0,978	272,2	8,6
<b>TOTAL</b>	<b>151</b>	<b>1,010</b>	<b>354,5</b>	<b>3,8</b>	<b>0,999</b>	<b>263,9</b>	<b>8,2</b>	<b>0,991</b>	<b>109</b>	<b>80,9</b>

C.

Sitio	Susceptibilidad magnética ( $\mu\text{SI}$ )	Desviación estándar	L (lineación)	Desviación estándar	F (foliación)	Desviación estándar	T	Desviación estándar	P	Desviación estándar	Pj	Desviación estándar
VC1	145,0	0,0003	1,006	0,002	1,021	0,003	0,546	0,105	1,027	0,004	1,029	0,004
VC2	72,4	0,0001	1,008	0,001	1,008	0,021	0,032	0,347	1,016	0,021	1,016	0,024
VC3	137,0	0,001	1,011	0,008	1,011	0,021	0,011	0,349	1,023	0,029	1,023	0,03
VC4	103,0	0,0002	1,005	0,002	1,009	0,004	0,283	0,254	1,015	0,004	1,015	0,004
VC5	85,7	0,0003	1,009	0,002	1,011	0,015	0,075	0,47	1,02	0,014	1,02	0,016
VC6	59,6	0,0002	1,009	0,004	1,01	0,01	0,028	0,446	1,019	0,013	1,019	0,013
VC7	90,7	0,0002	1,005	0,003	1,025	0,02	0,66	0,453	1,03	0,018	1,032	0,021
VC8	129,0	0,0003	1,005	0,004	1,022	0,023	0,631	0,353	1,027	0,026	1,029	0,028
VC9	155,0	0,0003	1,003	0,002	1,02	0,012	0,759	0,269	1,023	0,011	1,025	0,013
VC10	98,9	0,0005	1,013	0,003	1,006	0,009	-0,387	0,379	1,019	0,009	1,02	0,009
VC11	134,0	0,0004	1,01	0,003	1,013	0,013	0,126	0,313	1,024	0,014	1,024	0,015
VC12	76,0	0,0001	1,012	0,003	1,007	0,003	-0,215	0,321	1,019	0,003	1,019	0,002
VC13	83,5	0,0002	1,014	0,005	1,004	0,007	-0,577	0,324	1,018	0,009	1,019	0,009
VC14	92,3	0,0002	1,011	0,002	1,027	0,01	0,417	0,16	1,039	0,011	1,04	0,012

Tabla 5.2. Valores de AMS obtenidos para cada sitio. A) Ejes de susceptibilidad in situ; B) Ejes de susceptibilidad con corrección estructural; C) Valores promedio para la susceptibilidad, lineación, foliación, grado de anisotropía y T de cada sitio.

Se calculó un grado de anisotropía promedio corregido (Pj) de 1.02 para el elipsoide de susceptibilidad, por lo cual las muestras tienen un grado de anisotropía bajo.

Los gráficos de las Figuras 5.10 a 5.24 presentan la distribución espacial de los tres ejes principales del elipsoide de AMS para la colección total de especímenes (Figura 5.10) y para cada sitio en particular (Figs. 5.11 a 5.24). Además se incorporan los gráficos P vs. Km y T vs. P.

De los resultados totales para el miembro 2 de la Formación Villacorta se observa que los  $k_3$  son predominantemente subverticales en coordenadas paleohorizontales, con una incipiente pero clara tendencia a formar una guirnalda subvertical, aproximadamente ENE-OSO con los ejes  $k_2$ . Por su parte, los ejes  $k_1$  se disponen sobre el plano de estratificación pero con un marcado agrupamiento alrededor de una dirección NNO-SSE (Dec: 355° e Inc: 4°) que es subparalela al eje del anticlinal de orientación aproximada N-S que afecta a la Formación Villacorta.

Es conocido que sedimentos y rocas sedimentarias modifican su fábrica magnética si son sometidas a deformación tectónica (ej. Borradaile y Henry, 1997, Weil y Yonkee, 2009, Parés, 2015, entre muchos más). Una fábrica puramente sedimentaria o depositacional idealmente mostrará una concentración bien definida de los ejes  $k_3$  en la vertical (ortogonal al plano de estratificación) y una distribución aproximadamente aleatoria de los ejes  $k_1$  y  $k_2$  sobre el plano horizontal (de estratificación). Esta distribución de los ejes de AMS se distorsiona si los sedimentos o sedimentitas son afectadas por esfuerzos compresivos subhorizontales. La progresión de la deformación producirá una modificación paulatina de la fábrica siguiendo los pasos esquemáticos ilustrados en la Figura 5.9. Ante una deformación inicial por compresión subhorizontal, la deformación interna tenderá a un agrupamiento de los ejes  $k_1$  en la dirección del  $\sigma_3$  (dirección de máxima extensión) y  $k_2$  coincidiendo con  $\sigma_1$  (dirección de máxima compresión). Al progresar la deformación se verifica que los ejes  $k_3$  y  $k_2$  comienzan a distribuirse en una guirnalda sobre un plano ortogonal a la dirección del  $\sigma_3$ . Si la deformación continúa se verificará que los ejes  $k_3$  se ubicarán subhorizontales coincidiendo con el  $\sigma_1$ . Estas etapas marcan el gradual pasaje de una magneto-fábrica de origen sedimentario o depositacional a una fábrica tectónica en el escenario final. Las etapas intermedias suelen clasificarse como fábricas compuestas ya que combinan aspectos depositacionales y tectónicos.

## AMS axes evolution in mudrocks under stress

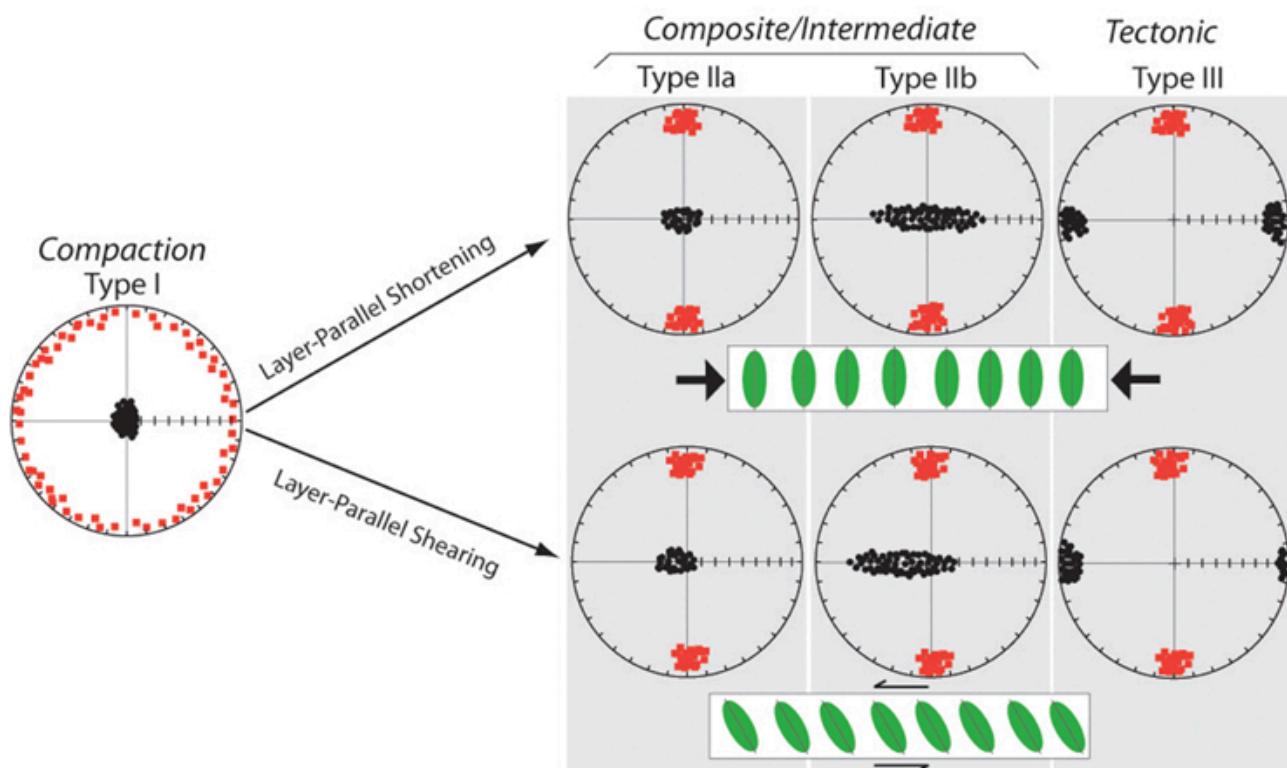


Figura 5.9. Distribución de los ejes de AMS al ser afectados por esfuerzos compresivos (Parés, 2015).

La Figura 5.10 ilustra la distribución de los ejes principales de AMS para todos los especímenes de la colección del miembro 2 de la Fm. Villacorta. En función de lo descripto más arriba se puede clasificar a su magneto-fábrica como "compuesta". El paralelismo entre el eje del anticlinal que afecta a esta formación en la Quebrada de los Oitos y los ejes  $k_1$  indica que la deformación tectónica que afecta a la fábrica de la Fm. Villacorta corresponde al mismo proceso que generó esta estructura mayor. A su vez, el eje  $k_2$  presenta una dirección de  $264^\circ$  aproximadamente, lo cual refleja un  $\sigma_1$  de dirección E-O, consistente con la deformación producida en el área.

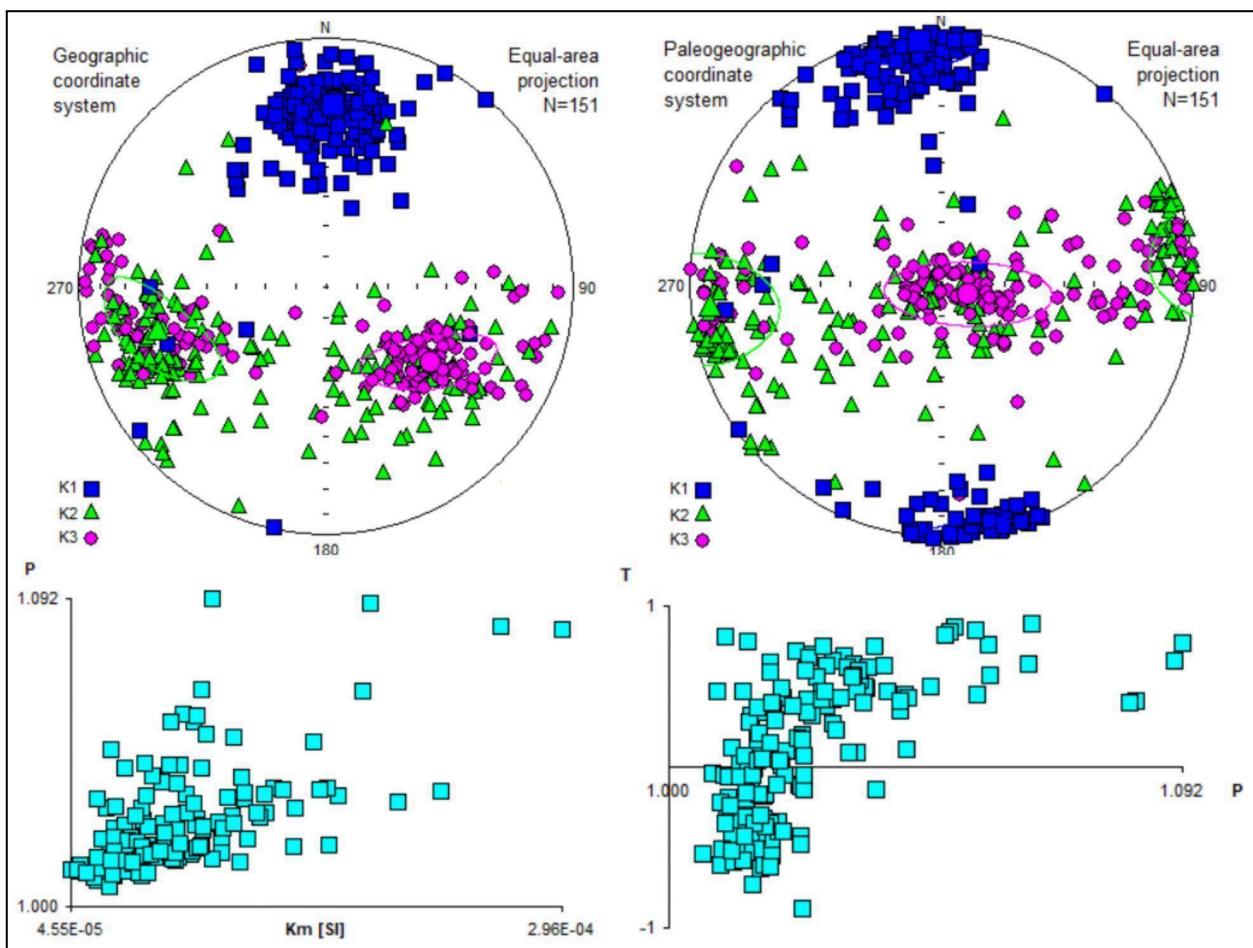


Figura 5.10. Resultados de AMS de los 14 sitios estudiados.

En los párrafos y figuras que siguen se describe la fábrica magnética de cada sitio.

- VC1

Se analizaron 12 especímenes y se obtuvo una susceptibilidad promedio de  $145 \mu\text{SI}$ , con un rango de valores bastante acotado. El eje  $k_3$ , luego de la corrección a la paleohorizontal, es subvertical, con una inclinación media de  $84^\circ$ ; mientras que los ejes  $k_1$  y  $k_2$  se encuentran subhorizontales con una inclinación de  $4^\circ$  aproximadamente. La fábrica es de tipo triaxial con un muy buen agrupamiento de los tres ejes, indicando un tipo de fábrica compuesta de tipo IIa (según Parés, 2015).

Con respecto a los parámetros de forma, se puede distinguir una fábrica netamente oblada con  $T>0$ . El grado de anisotropía es bajo.

Los resultados obtenidos se observan en la Figura 5.11.

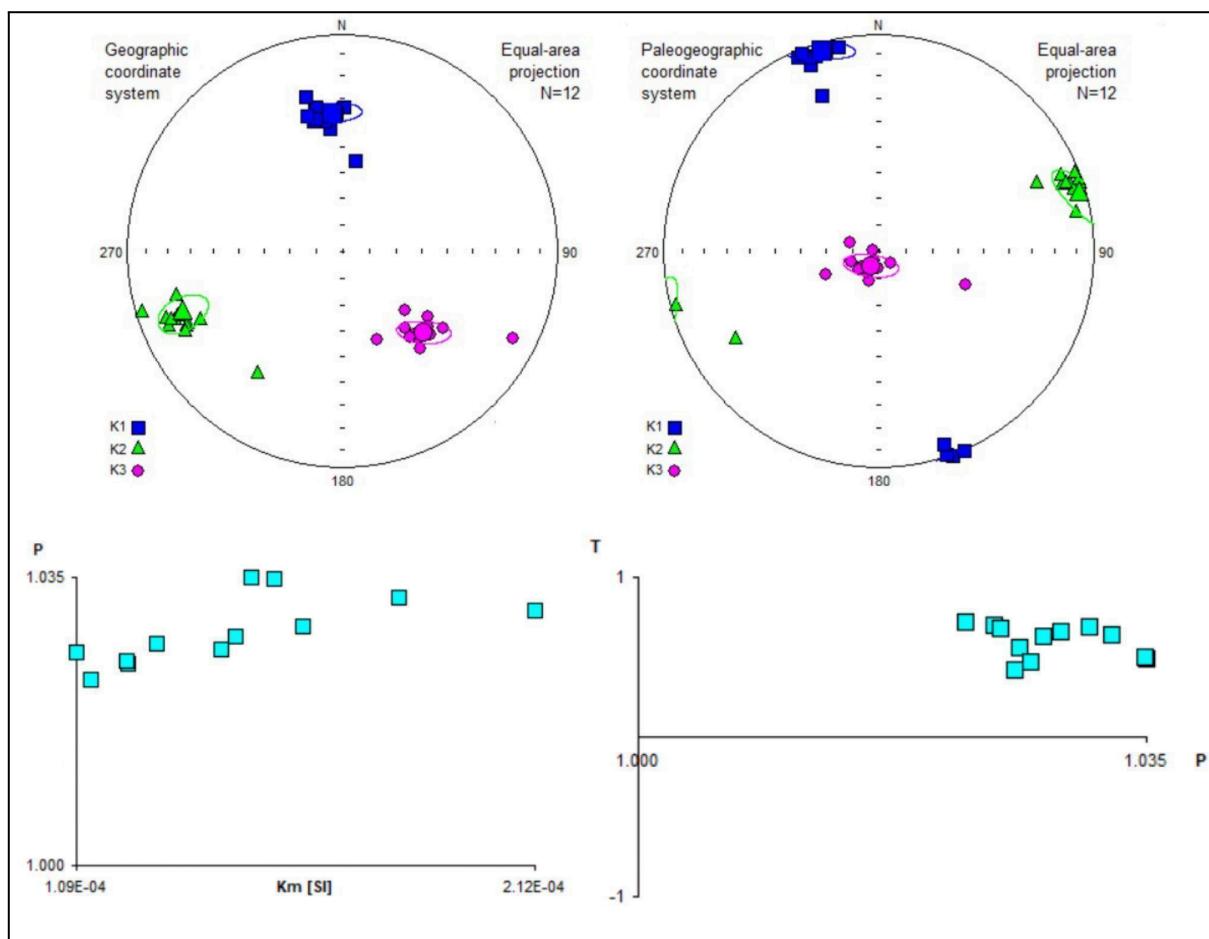


Figura 5.11. Resultados de AMS para VC1.

- VC2

Se analizaron 13 especímenes y se obtuvo una susceptibilidad promedio de  $72.4 \mu\text{SI}$ , con un rango muy acotado de valores. La distribución de los ejes indica una fábrica compuesta de tipo IIb. Los ejes  $k_1$  presentan un agrupamiento muy notorio en una dirección casi N-S y un buzamiento al N de  $20^\circ$ . Los ejes  $k_2$  y  $k_3$  se disponen en una guirnalda, observándose un desplazamiento de los ejes  $k_3$  de la ortogonal al plano de estratificación y sugiriendo una deformación interna más avanzada que en el caso del sitio VC1.

Con respecto a los parámetros de forma, se puede distinguir una fábrica claramente prolada con  $T < 0$ . El grado de anisotropía es bajo ( $< 2\%$ ).

Los resultados obtenidos se observan en la Figura 5.12.

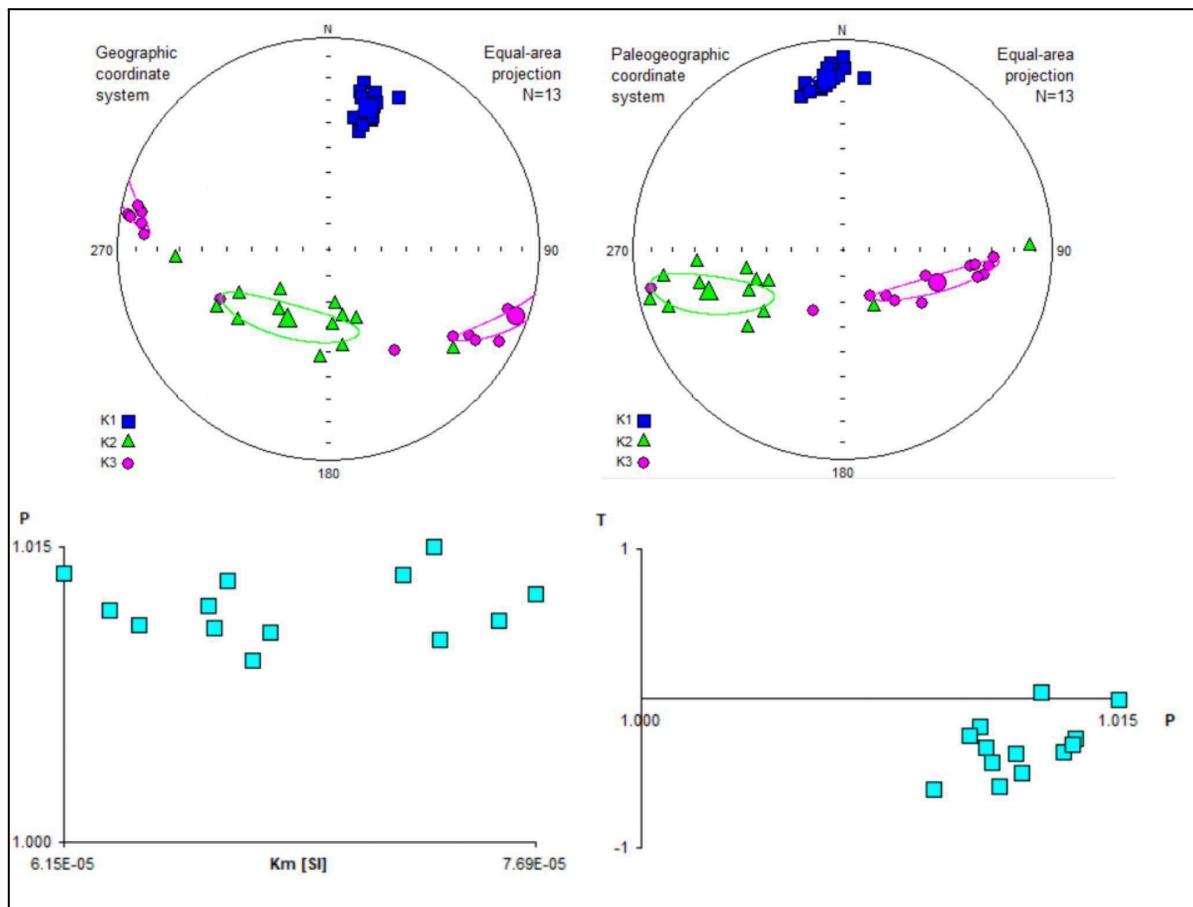


Figura 5.12. Resultados de AMS para VC 2.

- VC3

Se analizaron 15 especímenes y se obtuvo una susceptibilidad promedio de  $137 \mu\text{SI}$ , aunque la dispersión de valores es sustancialmente mayor alcanzando un rango de un orden de magnitud. El eje  $k_3$ , luego de la corrección a la paleohorizontal, es subvertical con una inclinación de  $87^\circ$ , mientras que los ejes  $k_1$  y  $k_2$  son subhorizontales con una inclinación de  $2^\circ$ , con dirección N-S y E-W, respectivamente. La fábrica es triaxial y conformaría un tipo de fábrica compuesta IIb. La impronta tectónica se expresa en el agrupamiento de los  $k_1$  y una distribución de los ejes  $k_2$  y  $k_3$  que si bien no desarrollan una guirnalda bien definida intercambian sus posiciones,

Con respecto a los parámetros de forma, se puede distinguir una fábrica compuesta, donde  $T$  oscila entre valores positivos y negativos.  $P_j$  sufrió un leve aumento con respecto a los dos sitios analizados anteriormente. Se observa una correlación entre las muestras con mayor  $k$  y mayor  $P$ , indicando un control mineralógico en el grado de anisotropía y no necesariamente variaciones en el grado de deformación interna.

Los resultados obtenidos se observan en la Figura 5.13.

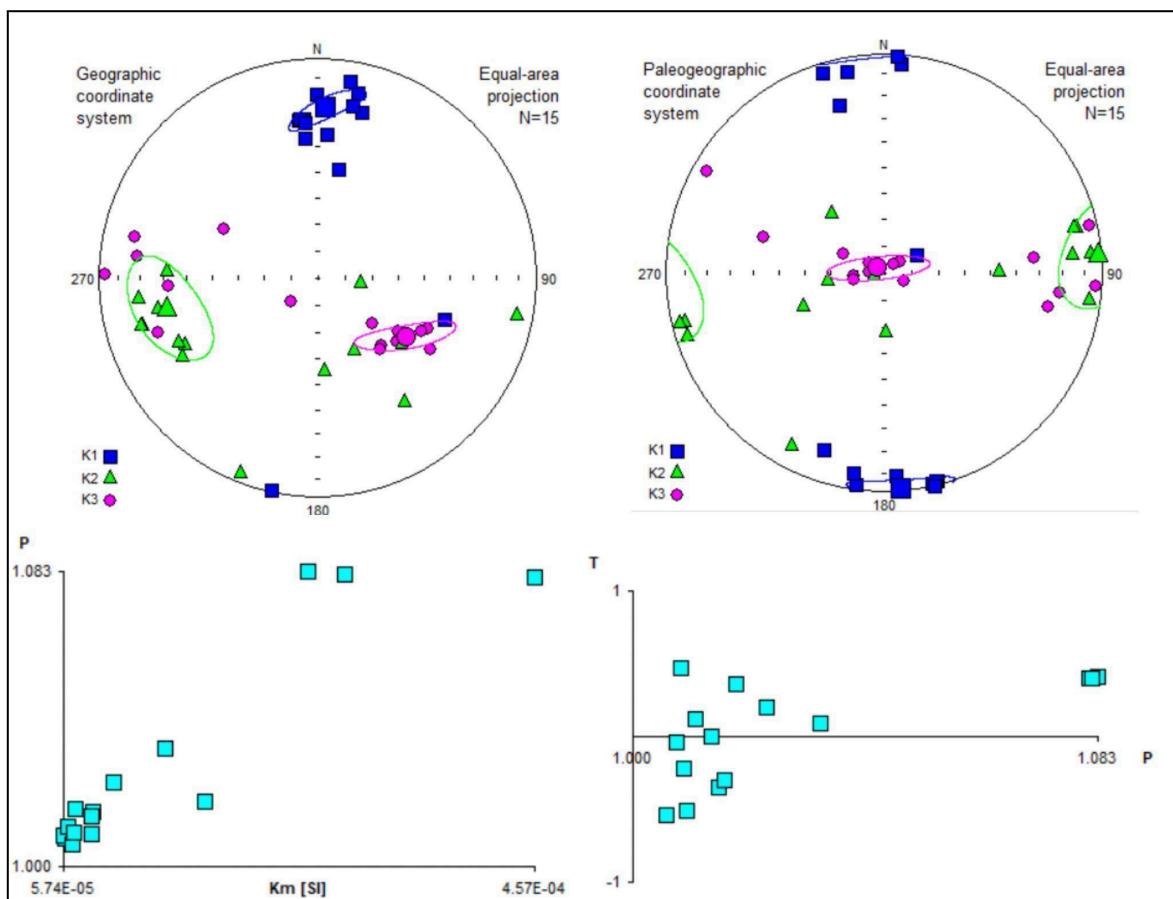


Figura 5.13. Resultados de AMS para VC3.

- VC4

Se analizaron 11 especímenes y se obtuvo una susceptibilidad promedio de  $103 \mu\text{SI}$ . El eje  $k_3$ , luego de la corrección a la paleohorizontal, se encuentra subvertical con una inclinación de  $83^\circ$  mientras que los ejes  $k_1$  y  $k_2$  se encuentran subhorizontales con inclinaciones de  $6^\circ$  y  $2^\circ$  respectivamente y direcciones SSE y ENE, respectivamente. Se trata de una fábrica compuesta, que correspondería al tipo IIa.

Con respecto a los parámetros de forma, se puede distinguir una fábrica dominante obla. El grado de anisotropía es bajo.

Los resultados obtenidos se observan en la Figura 5.14.

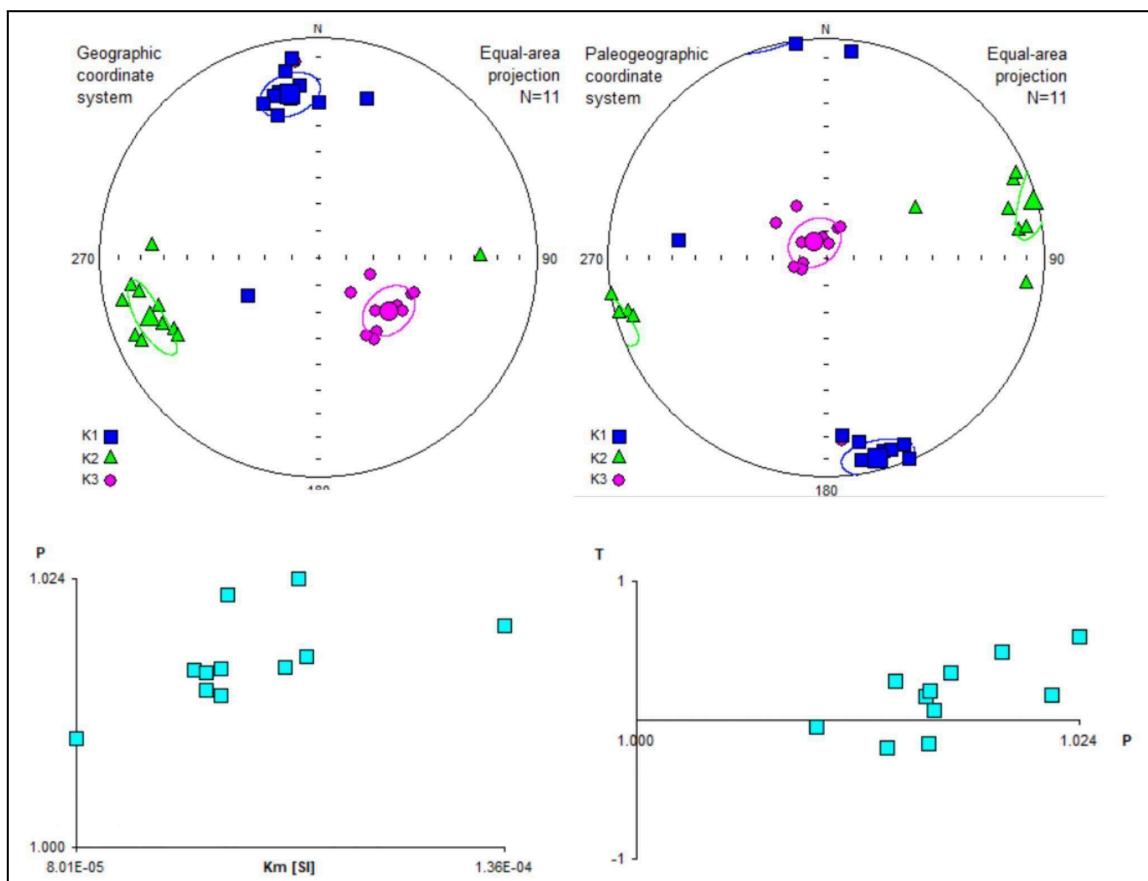


Figura 5.14. Resultados de AMS para VC4.

- VC5

Se analizaron 10 especímenes y se obtuvo una susceptibilidad promedio de  $85.7 \mu\text{SI}$ , con una dispersión importante de valores que alcanzan un rango de casi un orden de magnitud. El eje  $k_1$ , luego de la corrección a la paleohorizontal, muestra un excelente agrupamiento en una dirección N-S con un buzamiento muy leve ( $7^\circ$ ) hacia el N. Si bien el  $k_3$  del elipsoide medio se posiciona subvertical tras la corrección estructural, la distribución de los ejes en los elipsoides de los diferentes especímenes forman una guirnalda E-O y subvertical con los ejes  $k_2$ . Se trata de una fábrica compuesta de tipo IIb

Con respecto a los parámetros de forma, se puede distinguir una fábrica compuesta con valores de  $T$  tanto negativos como positivos. El grado de anisotropía es bajo con la excepción de una muestra. Asimismo se observa que a medida que aumenta el grado de anisotropía el parámetro de forma se hace más definidamente oblado, consistente con influencia tectónica en la fábrica.

Los resultados obtenidos se observan en la Figura 5.15.

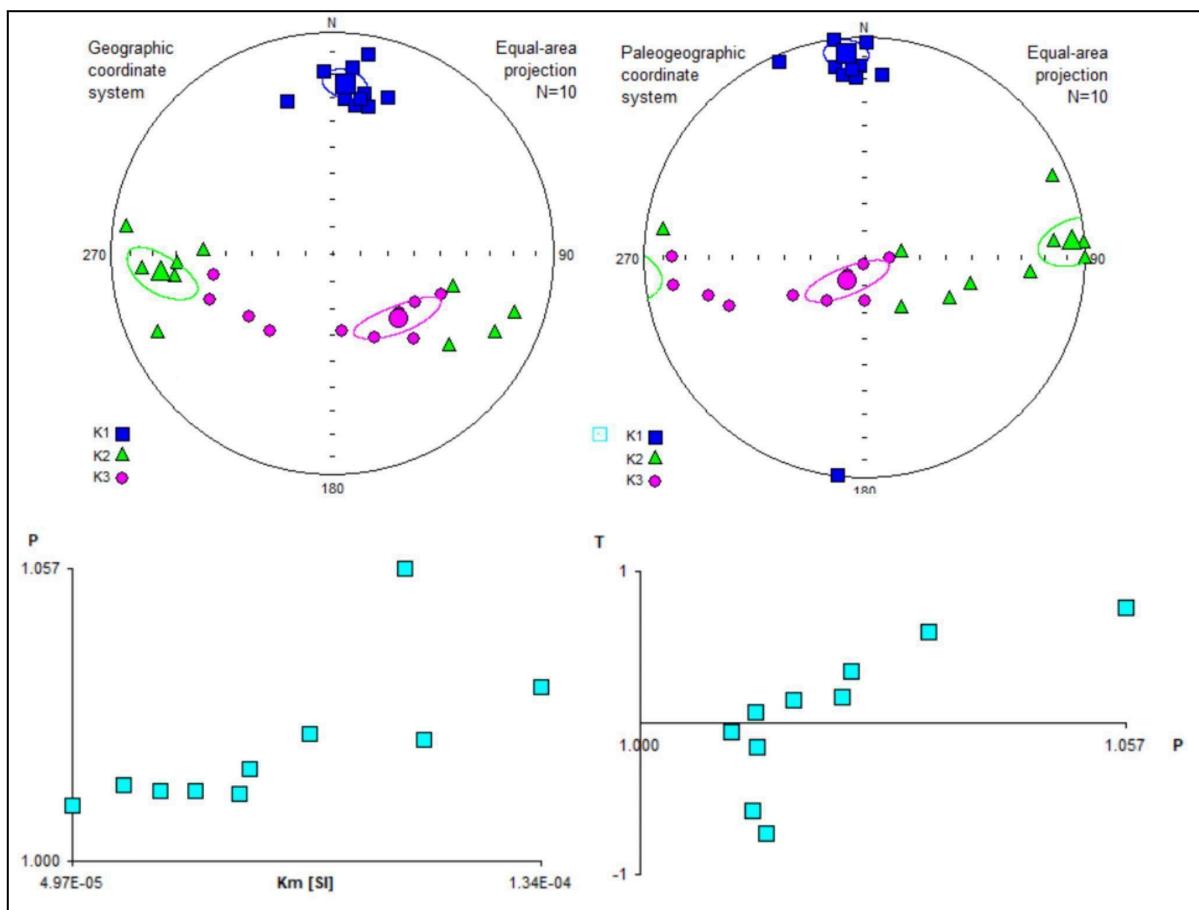


Figura 5.15. Resultados de AMS para VC5.

- VC6

Se analizaron 8 especímenes y se obtuvo una susceptibilidad promedio de  $59.6 \mu\text{SI}$ . Se observa una dispersión direccional algo mayor, aunque vuelve a observarse que los ejes  $k_1$  se agrupan en una dirección subhorizontal NNO. El eje  $k_3$  del elipsoide promedio presenta una disposición subvertical con una inclinación de  $84^\circ$  luego de corregirse a la paleohorizontal. Se trata nuevamente de una fábrica compuesta (sedimentaria y tectónica) expresada por el agrupamiento de los  $k_1$ , y una disposición semejante a una guirnalda entre los  $k_2$  y  $k_3$ . Se trataría de una magnetofábrica tipo IIb.

Con respecto a los parámetros de forma, se puede distinguir una fábrica compuesta con valores de  $T$  tanto negativos como positivos. Nuevamente se observa que las fábricas se hacen obladas con el aumento del grado de anisotropía, que de todos modos es bajo.

Los resultados obtenidos se observan en la Figura 5.16.

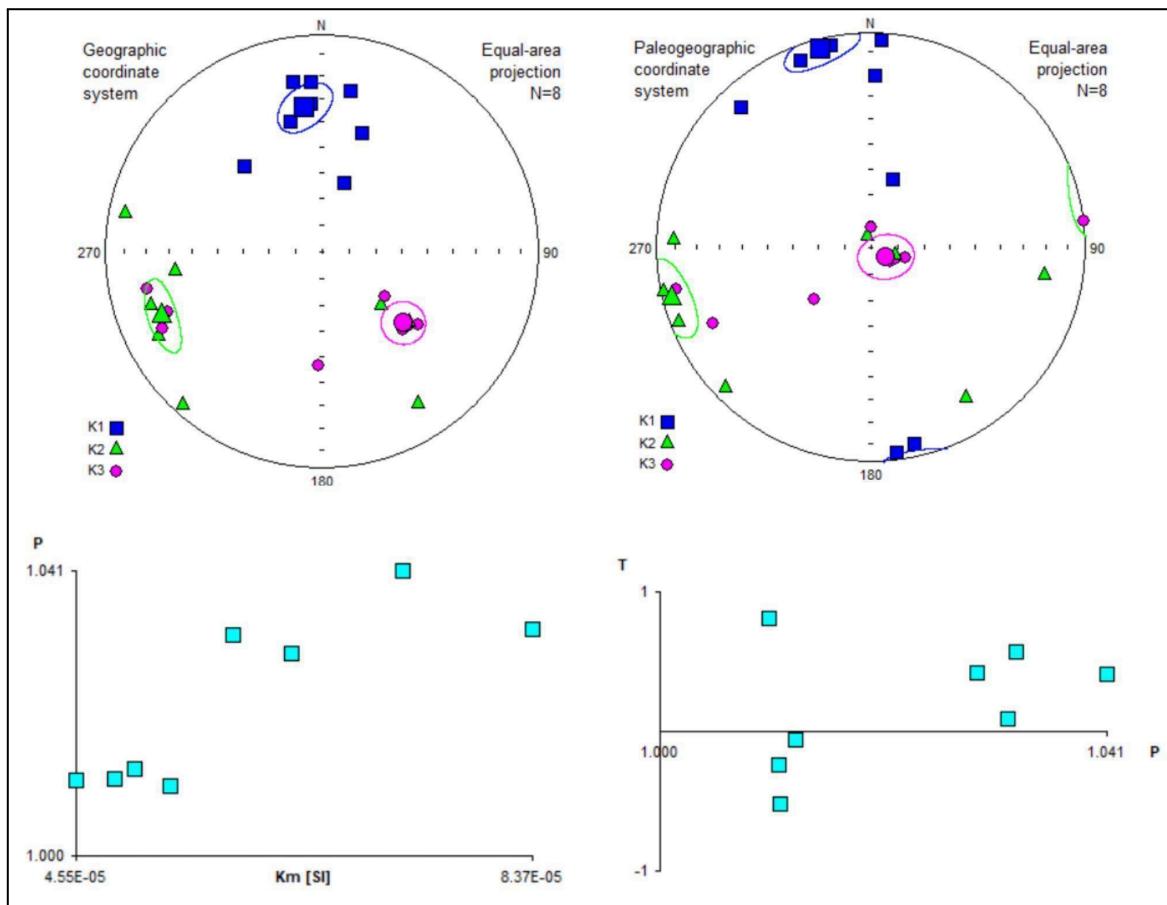


Figura 5.16. Resultados de AMS para VC6.

- VC7

Se analizaron 10 especímenes y se obtuvo una susceptibilidad promedio de  $90.7 \mu\text{SI}$ . Nuevamente se observa un agrupamiento de los ejes  $k_1$  en dirección NNO y subhorizontal al restituir las rocas a la paleohorizontal. Los ejes  $k_2$  y  $k_3$  se disponen sobre un plano subvertical de rumbo OSO. En este caso las direcciones de ambos ejes están muy bien agrupadas conformando una fábrica triaxial. El eje  $k_3$ , luego de la corrección paleohorizontal, posee una inclinación de  $70^\circ$  hacia el E. Nuevamente se trata de una fábrica compuesta, en este caso de tipo IIa.

Con respecto a los parámetros de forma, se repite una característica observada en varios sitios anteriores y consistente con una impronta tectónica, que consiste en un aumento del parámetro T con el grado de anisotropía, siendo netamente oblado para los P mayores. El grado de anisotropía es moderado alcanzando en algunas muestras el 6%.

Los resultados obtenidos se observan en la Figura 5.17.

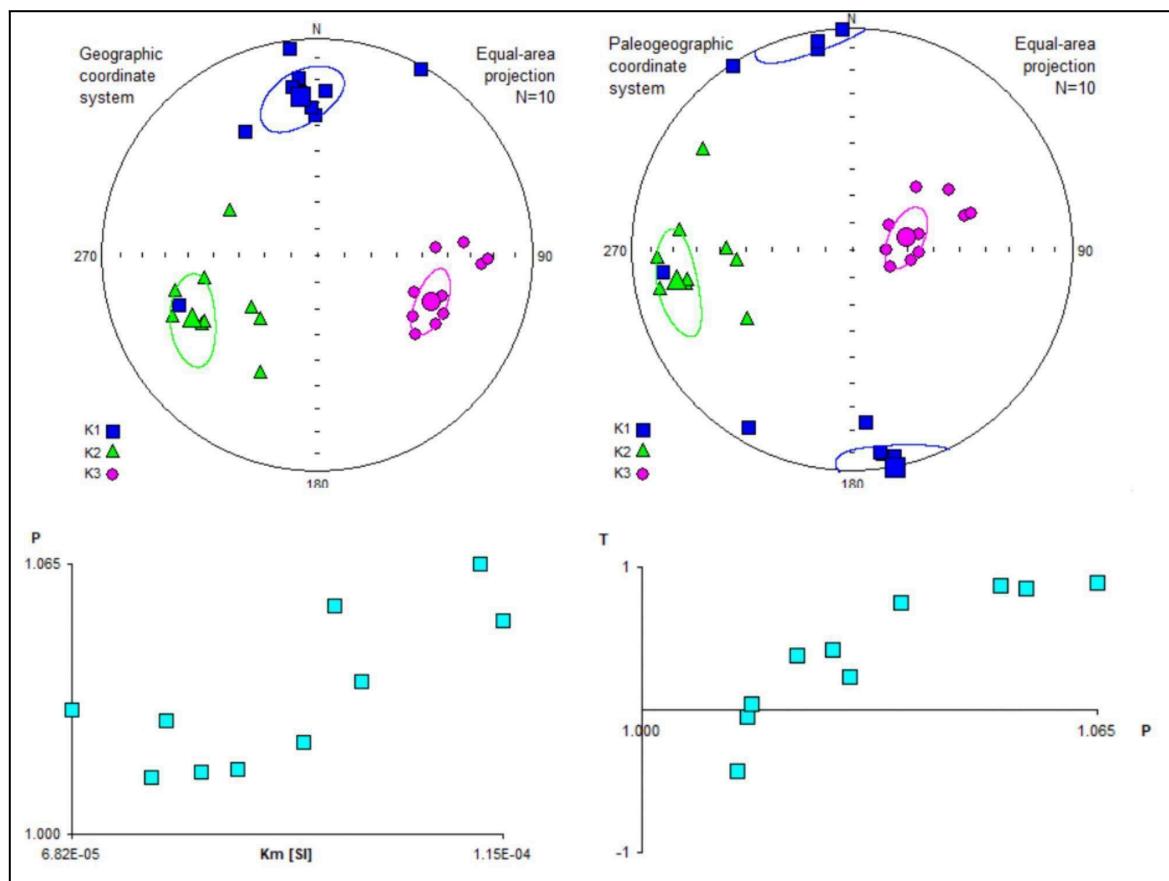


Figura 5.17. Resultados de AMS para VC 7.

- VC8

Se analizaron 9 especímenes y se obtuvo una susceptibilidad promedio de  $129 \mu\text{SI}$  con escasa dispersión de valores. Los ejes  $K_1$  aparecen nuevamente agrupados en una dirección NNO con muy baja inclinación ( $8^\circ$ ) cuando se hace la corrección a la paleohorizontal. Los otros dos ejes también muestran un buen agrupamiento conformando una magnetofábrica triaxial. El eje  $k_3$ , luego de la corrección a la paleohorizontal, posee una inclinación de  $73^\circ$ . La fábrica es también en este sitio compuesta, pudiendo clasificarse de tipo IIa.

Con respecto a los parámetros de forma, se puede distinguir una fábrica claramente oblada con  $T>0$ . El grado de anisotropía es moderado pero con amplia variación intrasitio de los valores de  $P$ .

Los resultados obtenidos se observan en la Figura 5.18.

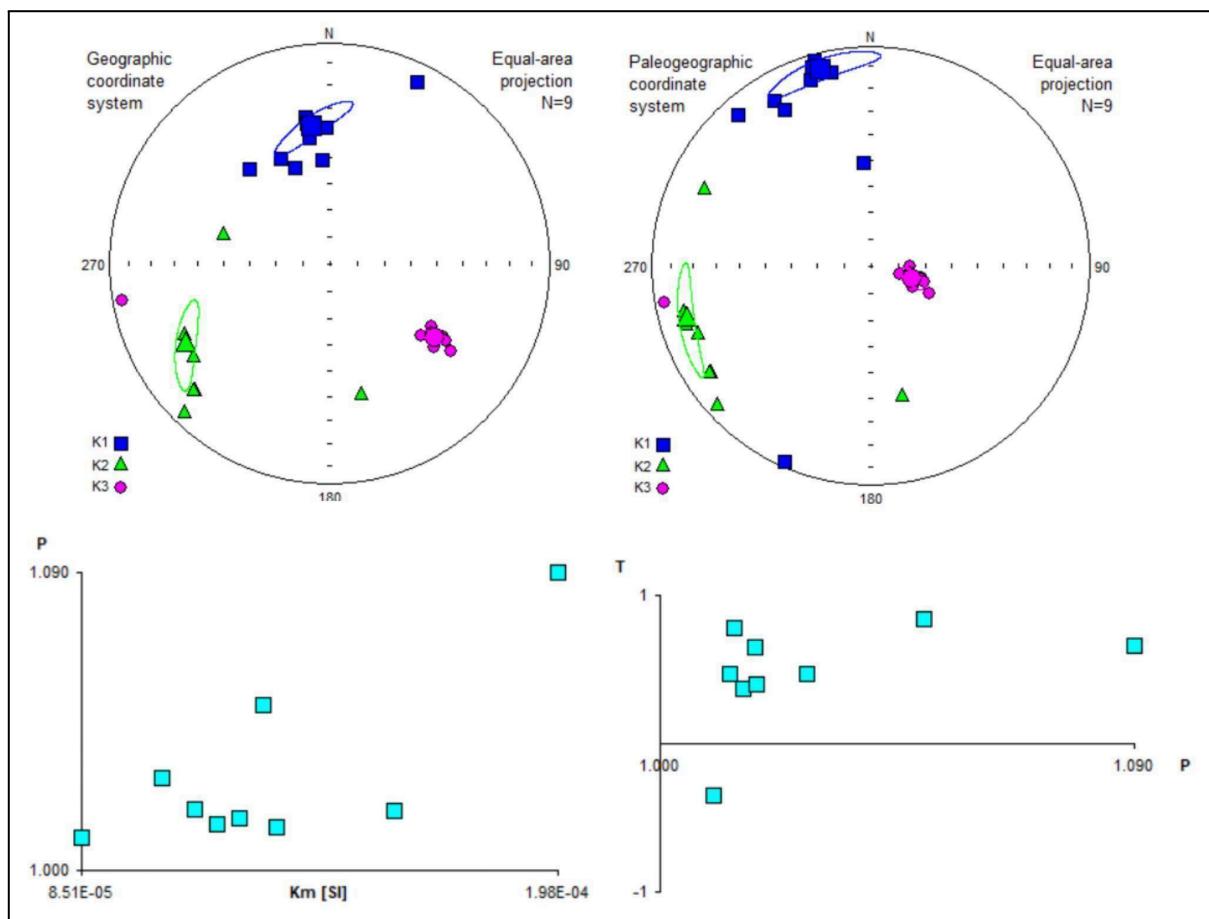


Figura 5.18. Resultados de AMS para VC8.

- VC9

Se analizaron 7 especímenes y se obtuvo una susceptibilidad promedio de  $115 \mu\text{SI}$ . El eje  $k_1$  nuevamente presenta una dirección aproximada N-S y subhorizontal. A diferencia de la mayoría de los sitios anteriores,  $k_1$  presenta una dispersión importante sobre el plano de estratificación, al igual que  $k_2$ .  $k_3$ , por su parte presenta un muy buen agrupamiento en una dirección subvertical con una inclinación de  $83^\circ$  tras la corrección a la paleohorizontal. El tipo de magneto-fábrica parece ser dominantemente depositacional. La consistencia direccional de los ejes  $k_1$  con las de los sitios anteriores no permite descartar una tenue impronta tectónica, por lo que una calificación de tipo IIa podría también aceptarse.

Con respecto a los parámetros de forma, la fábrica es claramente oblada con  $T>0$ . El grado de anisotropía es bajo a moderado y se observa como en varios sitios anteriores una correlación entre  $k$  y  $P$ .

Los resultados obtenidos se observan en la Figura 5.19.

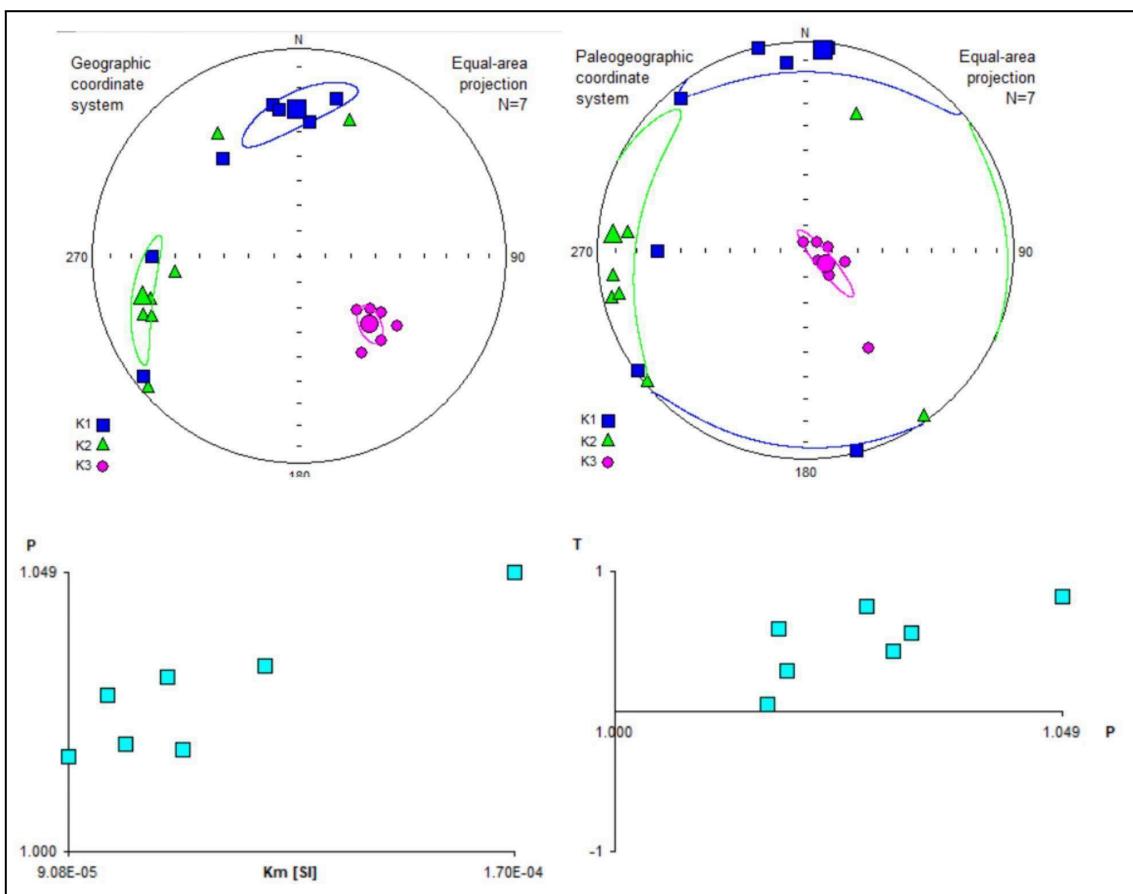


Figura 5.19. Resultados de AMS para VC 9.

- VC10

Se analizaron 13 especímenes y se obtuvo una susceptibilidad promedio de  $98.9 \mu\text{SI}$ . Los ejes  $k_1$  presentan un agrupamiento muy cerrado en una dirección N-S virtualmente horizontal (inclinación =  $2^\circ$ ). El eje  $k_3$  del elipsoide medio, luego de la corrección a la paleohorizontal, posee una inclinación de  $63^\circ$  pero muestra una distribución alargada de los ejes individuales sobre un plano vertical E-O que comprende también a los ejes  $k_2$ . La magneto-fábrica es claramente compuesta con una importante impronta tectónica que permite clasificarla como IIb.

Con respecto a los parámetros de forma, y en consonancia con el tipo de fábrica, dominan los valores de  $T < 0$  indicando un elipsoide promedio claramente prolado. El grado de anisotropía es bajo a moderado.

Los resultados obtenidos se observan en la Figura 5.20a. Para una mejor visualización de los resultados, se eliminó una de las muestras que mostraba una susceptibilidad mucho más alta que las demás (Figura 5.20b).

Al eliminar esta muestra, la susceptibilidad media disminuyó a  $87.7 \mu\text{SI}$ .

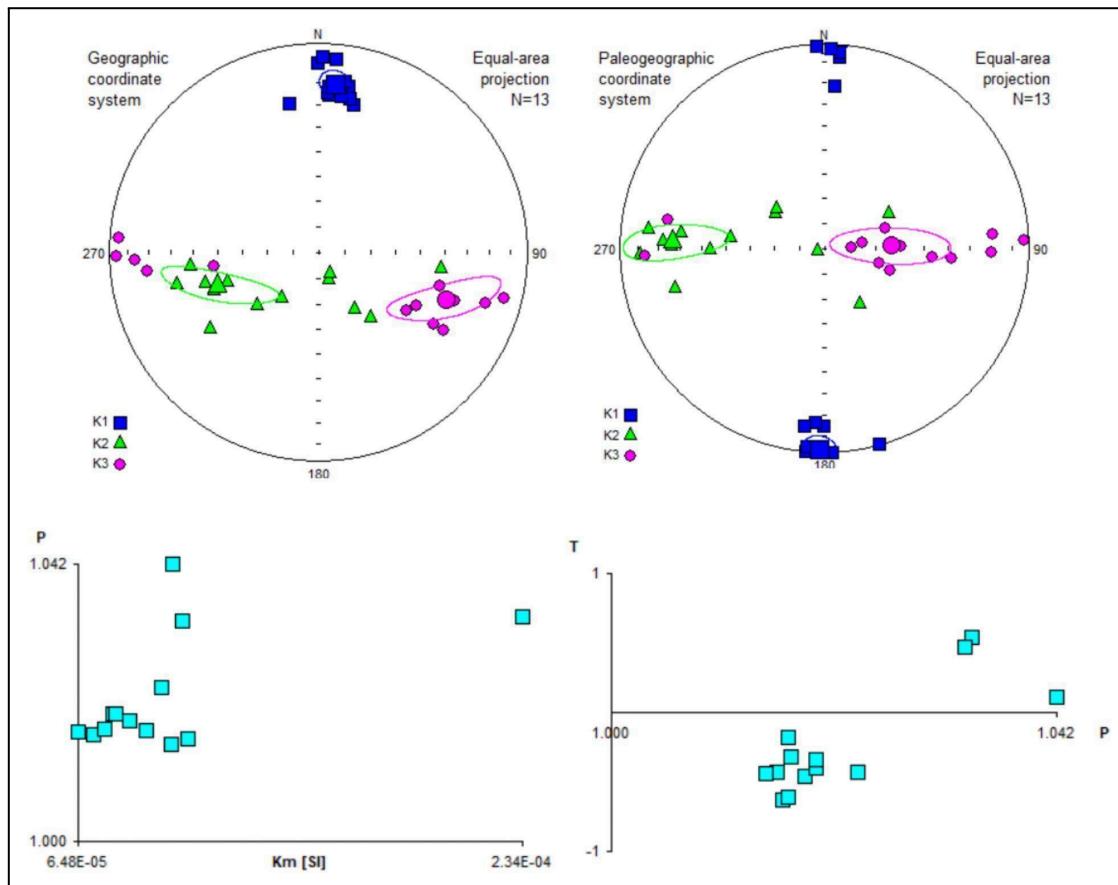


Figura 5.20a. Resultados de AMS para VC10.

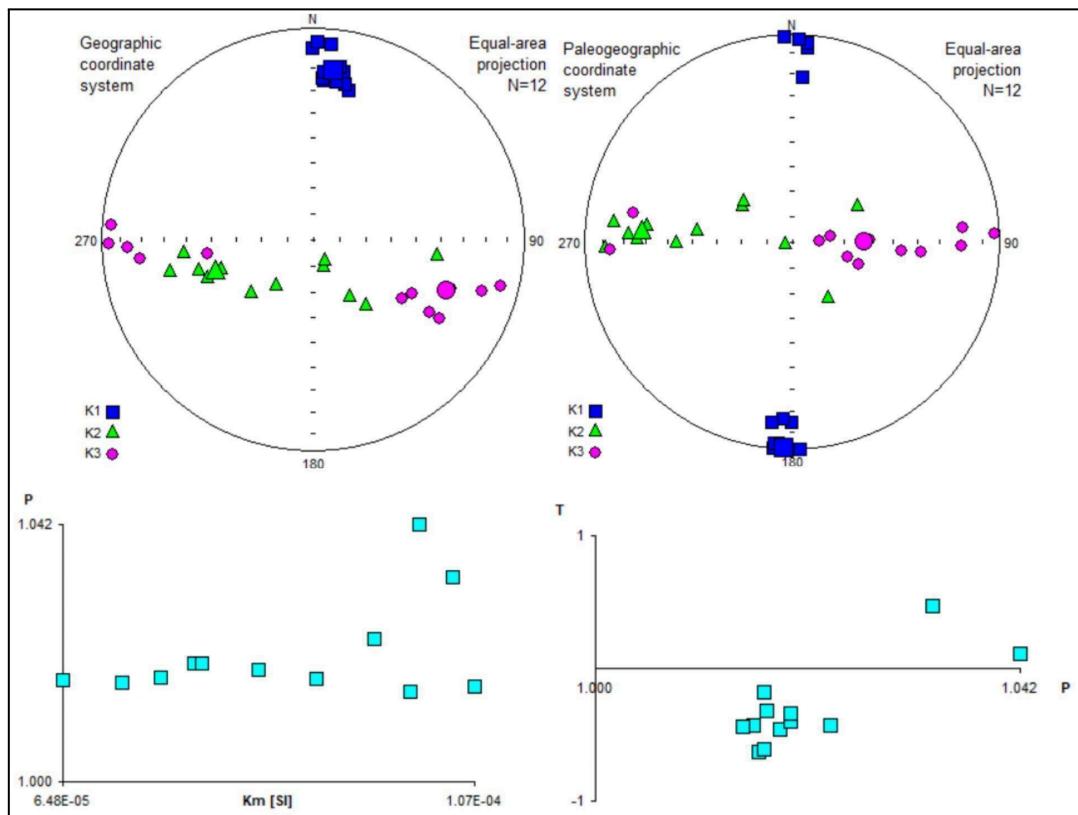


Figura 5.20b. Resultados de AMS para VC10 sin tener en cuenta una de las muestras con susceptibilidad anómalamente alta.

- VC11

Se analizaron 11 especímenes y se obtuvo una susceptibilidad promedio de  $134 \mu\text{SI}$ . Nuevamente, los ejes  $k_1$  se agrupan en una dirección NNO y subhorizontal, tras la corrección a la paleohorizontal. Por su parte el eje  $k_3$  del elipsoide medio es ortogonal al plano de estratificación, mientras que el eje  $k_2$ , reconstruido a la paleohorizontal se presenta agrupado en una dirección subhorizontal ENE. Se observa una permuta de ejes  $k_2$  y  $k_3$  en tres muestras. Se trata de una fábrica compuesta (sedimentaria/tectónica), correspondiente al tipo IIa

Se aprecia una cierta correlación entre los valores de  $k$  y  $P$ . Con respecto a los parámetros de forma, se puede distinguir una fábrica dominantemente oblada con  $T>0$  y una tendencia a mayor  $T$  con mayor  $P$ , consistente con una impronta tectónica en la fábrica. El grado de anisotropía es bajo a moderado.

Los resultados obtenidos se observan en la Figura 5.21.

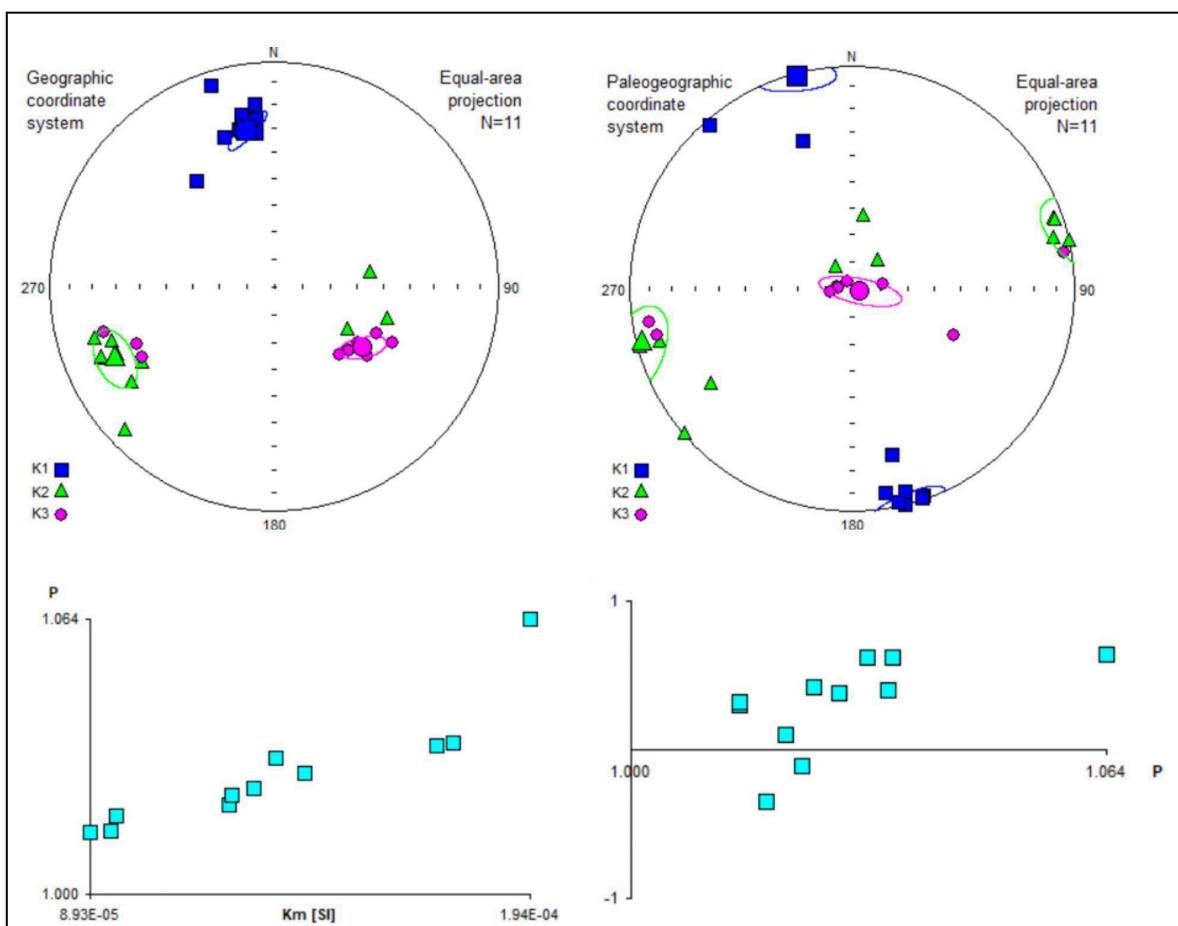


Figura 5.21. Resultados de AMS para VC11.

- VC12

Se analizaron 8 especímenes y se obtuvo una susceptibilidad promedio de  $76 \mu\text{SI}$ . Nuevamente, los ejes  $k_1$  se agrupan en una dirección subhorizontal NNW (casi N-S), luego de corregir los valores a la paleohorizontal. A diferencia de la mayoría de los sitios anteriores, los ejes  $k_3$  se agrupan en una dirección subhorizontal ENE, siendo los ejes  $k_2$  subverticales. Si no se trata de

una permuta de ejes en una fábrica parcialmente inversa (Rochette et al. 1988), se trataría de una fábrica triaxial de origen tectónico, tipo III.

Con respecto a los parámetros de forma, dominan los elipsoides prolados ( $T < 0$ ). El grado de anisotropía es bajo, sin observarse correlación entre éste y  $k$ .

Los resultados obtenidos se observan en la Figura 5.22.

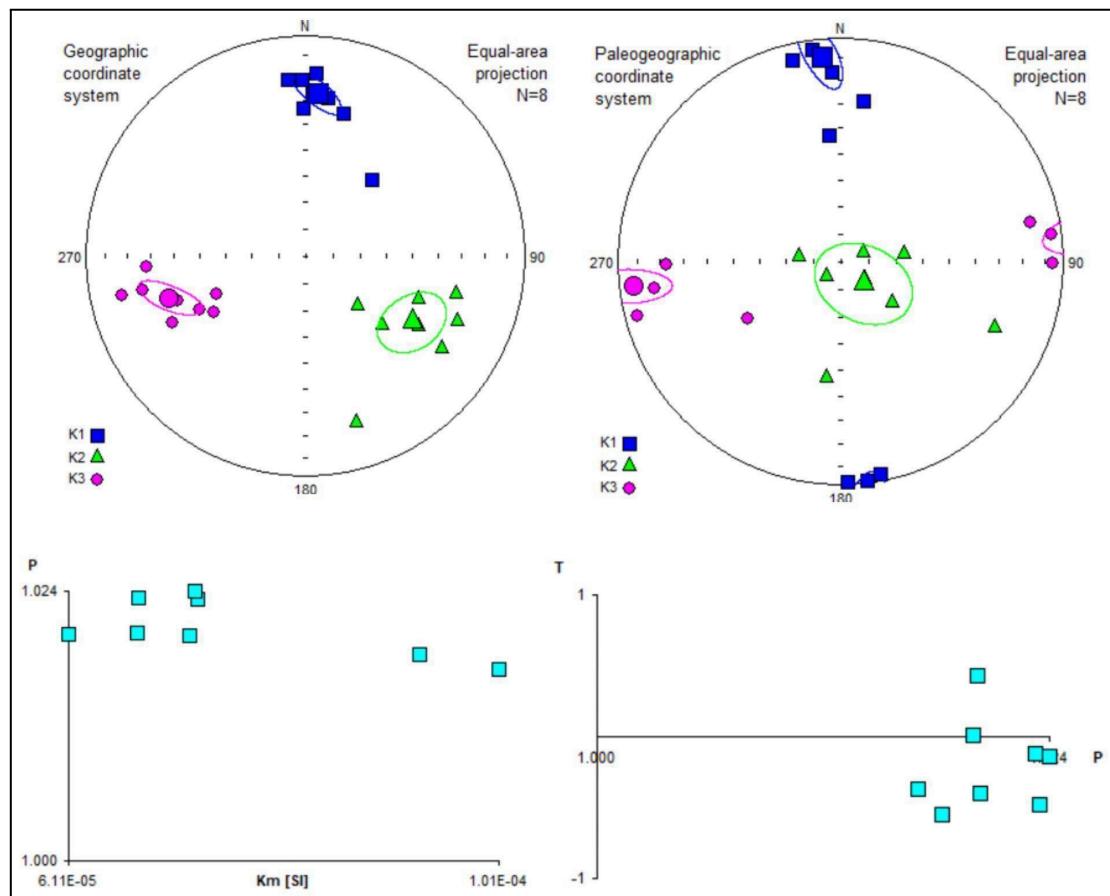


Figura 5.22. Resultados de AMS para VC12.

- VC13

Se analizaron 13 especímenes y se obtuvo una susceptibilidad promedio de  $83.5 \mu\text{SI}$ . Como en la casi totalidad de los sitios, los ejes  $k_1$  muestran un buen agrupamiento en una dirección NNO y subhorizontal (inclinación de  $12^\circ$ ) tras la corrección a la paleohorizontal. Por su parte, los ejes  $k_2$  y  $k_3$  se disponen en una guirnalda subvertical. Se trata de una fábrica compuesta de tipo IIb.

Si bien el grado de anisotropía es bajo, presenta una correlación con  $k$ . Con respecto a los parámetros de forma, se observa claramente una fábrica prolada con  $T < 0$ .

Los resultados obtenidos se observan en la Figura 5.23.

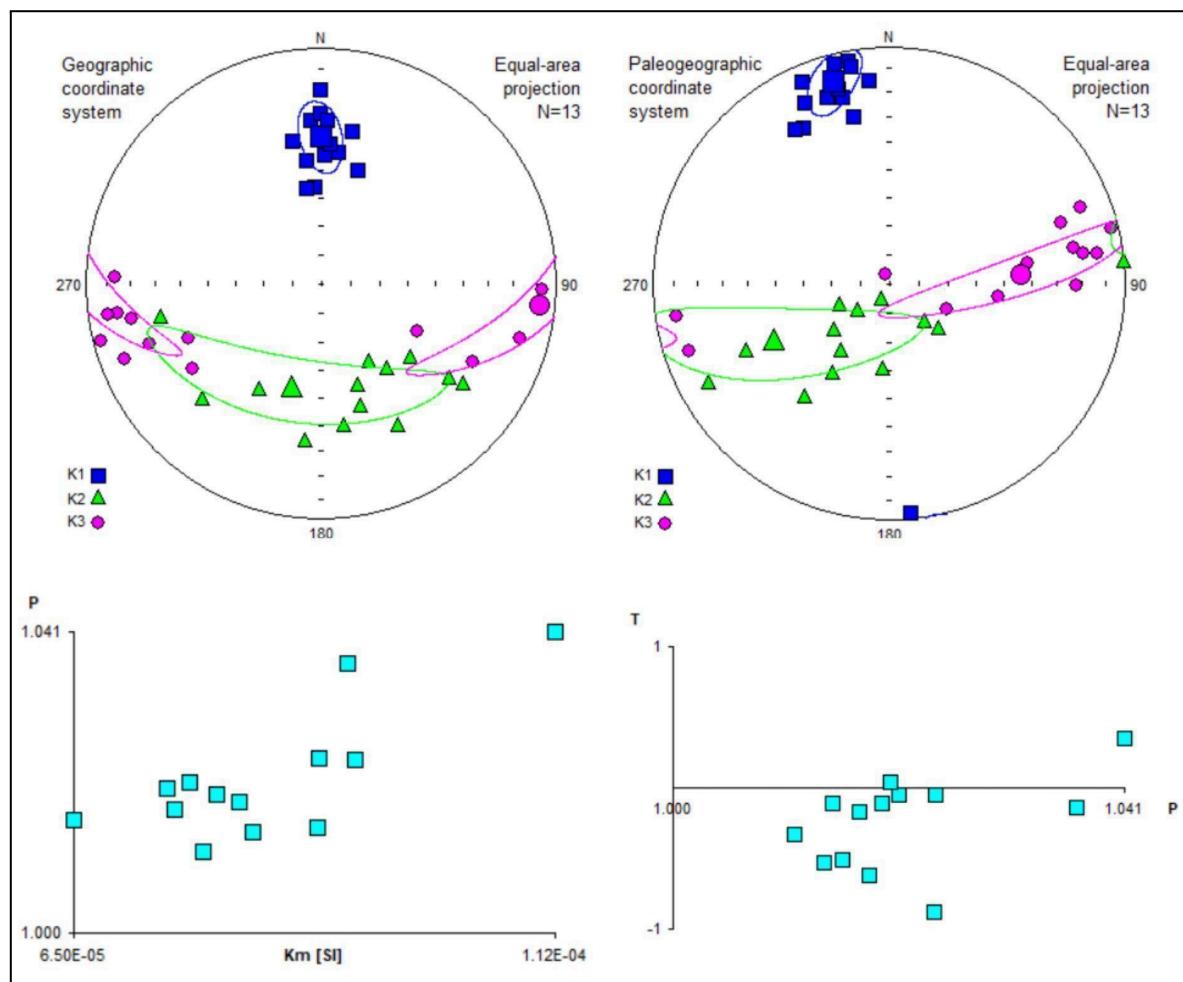


Figura 5.23. Resultados de AMS para VC13.

- **VC14**

Se analizaron 8 especímenes y se obtuvo una susceptibilidad promedio de  $92.3 \mu\text{SI}$ . Los ejes  $k_1$  se encuentran muy bien agrupados en una dirección N-S subhorizontal (inclinaciones menores a  $9^\circ$ ). Al igual que en VC12, la distribución de los ejes principales es triaxial, con el eje  $k_3$  en una dirección E-O subhorizontal y el eje  $k_2$  en posición subvertical. La fábrica es tectónica de tipo III.

Con respecto a los parámetros de forma, se puede distinguir una fábrica netamente oblada con  $T>0$  y una correlación entre  $T$  y  $P$ , típico de fábricas con impronta tectónica. El grado de anisotropía es moderado.

Los resultados obtenidos se observan en la Figura 5.24.

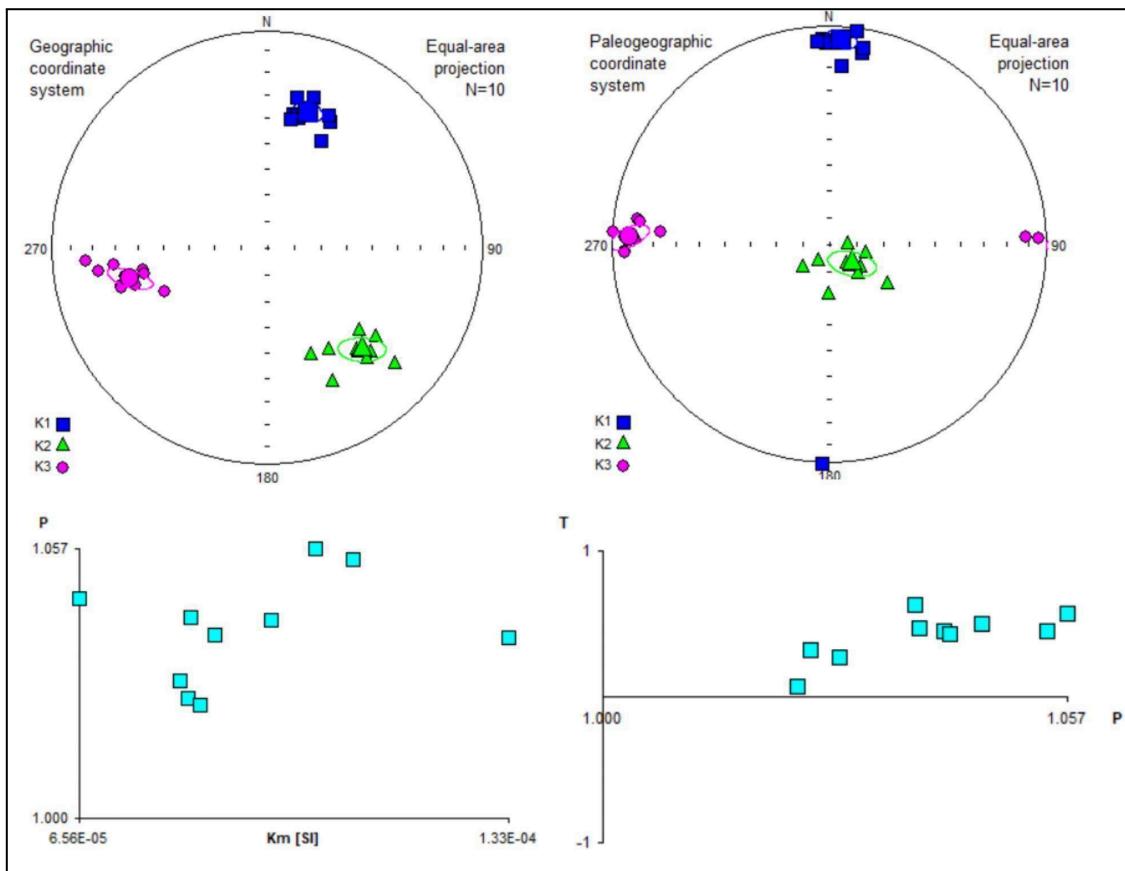


Figura 5.24. Resultados de AMS para VC14.

Resumiendo, en todos los sitios, los ejes  $k_1$  presentan una buena a excelente agrupación en direcciones subhorizontales que varían entre N-S y NNO-SSE, cuando se corrigen los datos a la paleohorizontal, subparalelos al eje del pliegue anticlinal que afecta a la Formación Villacorta en la Quebrada de los Oitos. En la mayoría de los casos  $k_3$  se presenta subvertical o formando una guirnalda con  $k_2$ , a excepción de los sitios VC12 y VC14 donde el eje se presenta subhorizontal en dirección E-O a ENE-OSO. Todos los elipsoides, con una única posible excepción, presentan evidencia de una impronta tectónica superpuesta a la fábrica depositacional original produciendo fábricas compuestas que pueden ser categorizadas entre los tipos IIa y IIb. A excepción de los sitios VC12 y VC14 que portarían una fábrica de origen puramente tectónico (tipo III). Esta impronta tectónica se habría producido por un proceso compresivo con  $\sigma_1$  aproximadamente E-O y subhorizontal, responsable de la generación del anticlinal aflorante en la Quebrada de los Oitos.

Las observaciones microscópicas descriptas en el Capítulo 4 son consistentes con los resultados de AMS reseñados. La deformación interna observada microscópicamente (contactos concavo-convexos y suturados, extinción ondulosa del cuarzo, deformación de filosilicatos y fragmentos líticos, porosidad secundaria por fracturación de cuarzo) correspondería entonces al evento compresional que produjo el pliegue anticlinal que afecta a la Formación Villacorta en la Quebrada de los Oitos. La marcada relación de discordancia angular observada entre esta formación y la suprayacente Formación Agua Colorada del Carbonífero sugiere que esta deformación precedió la deposición de esta última unidad. Esto restringiría la deformación de la Fm. Villacorta al Devónico-Carbonífero temprano y correspondería a la fase orogénica Chánica. Una compresión horizontal E-O producto de esta fase es consistente con los modelos que la asignan a la colisión frontal del terreno de Chilenia contra el proto-margen del Gondwana en el Devónico tardío (Ramos et al. 1984; Salfity et al. 1984).

En la Figura 5.25 se presentan los resultados de AMS según su magneto-fábrica conforme aumenta la deformación, según el modelo de Parés (2015).

Al aumentar la deformación y los esfuerzos, se puede observar como el plano de la foliación magnética se “aleja” del plano de estratificación (Figura 5.26). Los puntos corresponden a los k3, la línea roja al plano de foliación magnética y la línea verde al plano de estratificación. En la fábrica magnética de tipo III, ambos planos se encuentran en direcciones contrarias, evidenciando que la fábrica ya no es sedimentaria primaria y pasa a ser tectónica.

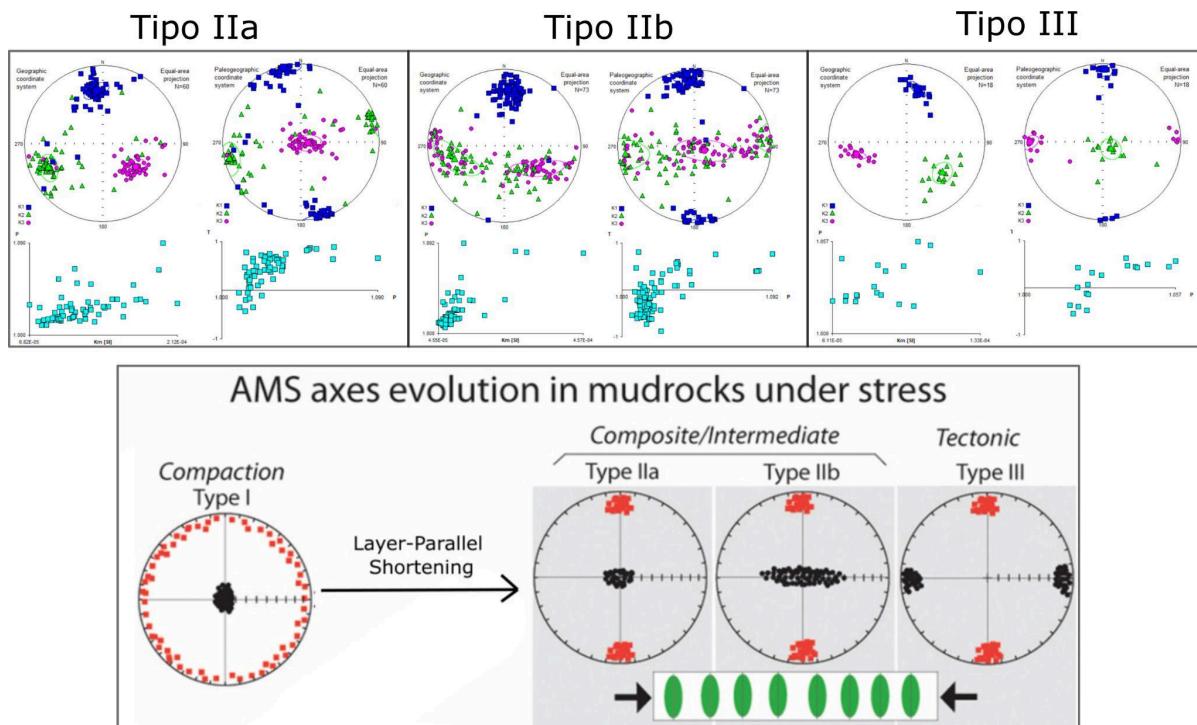


Figura 5.25. Sitios agrupados según su magneto-fábrica y el grado de deformación.

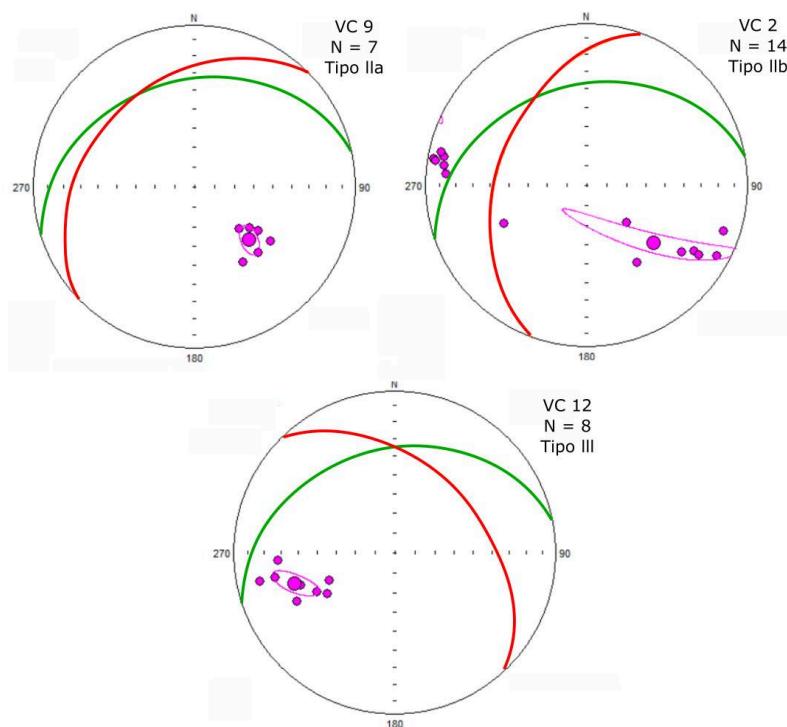


Figura 5.26. Planos de foliación magnética y estratificación conforme aumenta la deformación.

## 5.5 COMPARACIÓN ENTRE LOS PERFILES DE SUSCEPTIBILIDAD OBTENIDOS EN EL CAMPO Y EN EL LABORATORIO

Se compararon los valores de susceptibilidad magnética obtenidas en el campo con los valores obtenidos en el laboratorio. Los resultados se presentan en la Figura 5.27.

Se puede observar que los resultados obtenidos en el campo presentan valores de susceptibilidad mayores que los medidos en el laboratorio. Esto puede explicarse teniendo en cuenta que las estaciones en las cuales se midió en el campo no coincidían exactamente en el mismo lugar que las perforaciones realizadas para luego analizar los parámetros con el programa Anisoft. Esto genera diferencias ya que el afloramiento presenta variaciones espaciales de susceptibilidad debido a las alteraciones ya mencionadas. Las diferencias también pueden deberse a variaciones espaciales, variaciones asociadas a estructuras, y/o alteraciones superficiales en las rocas.

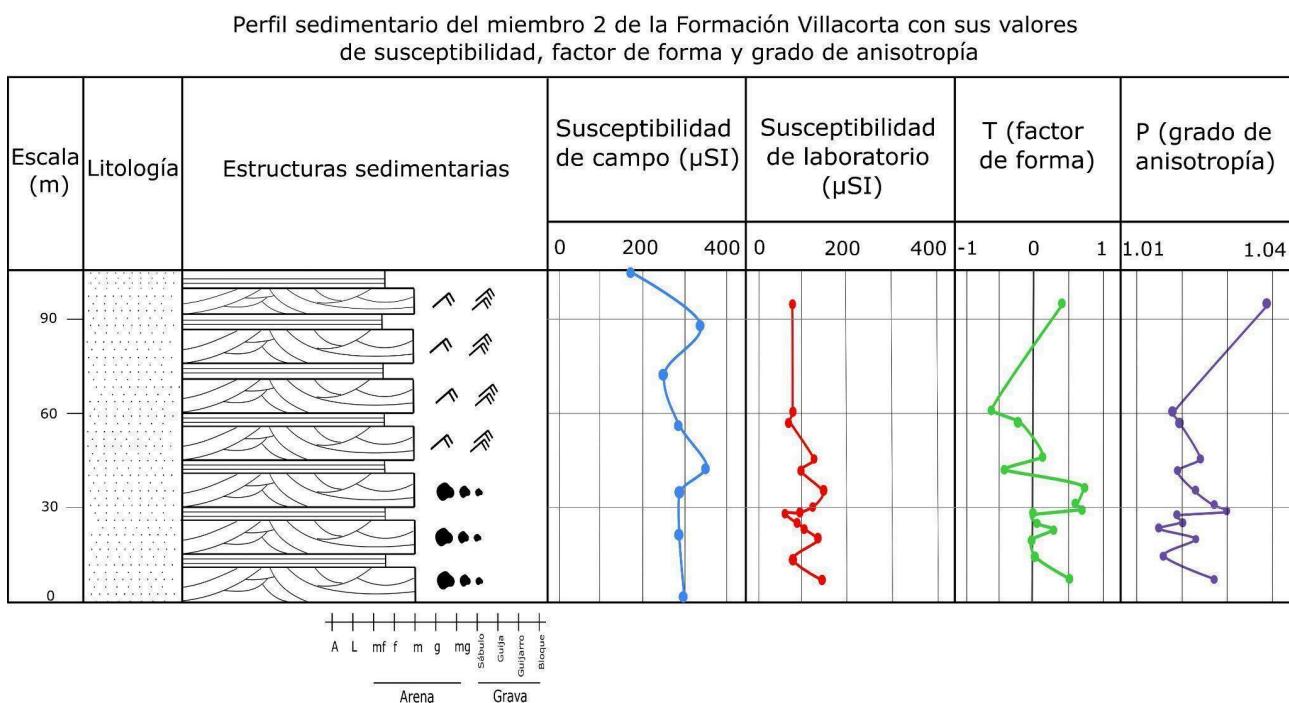


Figura 5.27. Comparación de los valores de susceptibilidad magnética obtenidos en el campo y en el laboratorio para el *miembro 2* de la Formación Villacorta. A su vez, se graficaron los valores de T (factor de forma) y P (grado de anisotropía).

La Figura 5.27 muestra oscilaciones aproximadamente sincrónicas entre k, T y P a lo largo de la mayor parte del miembro 2. Debe notarse, sin embargo, que el tercio superior tiene una densidad de muestreo muy inferior. Tal vez el rasgo más destacable está dado por valores medios de T neutros a positivos en la sección inferior del miembro (hasta aproximadamente los 40 m de altura estratigráfica) y los valores neutros a negativos de ese mismo parámetro en la sección superior. Esto coincide con la presencia de los dos sitios de magnetofábrica tipo III (netamente tectónica) en los niveles más altos muestreados.

Se observa que los sitios VC1 ( $k=145 \mu\text{SI}$ ), VC3 ( $k=137 \mu\text{SI}$ ), VC8 ( $k=129 \mu\text{SI}$ ), VC9 ( $k=155 \mu\text{SI}$ , la más alta) y VC11 ( $k=134 \mu\text{SI}$ ) tienen los valores más altos de susceptibilidad magnética y valores altos de anisotropía.

## 6. CONCLUSIONES

A partir del trabajo de campo se pudo realizar un relevamiento de la Formación Villacorta, aflorante en la quebrada de Los Oitos, donde se analizó con detalle su litología. A partir de este análisis se pudo dividir a la Formación en cinco miembros, diferenciándose así del trabajo original publicado por Marenssi et al. (2020) donde sólo se habían reconocido cuatro de ellos.

La observación microscópica también permitió determinar que las areniscas de la Formación Villacorta presentan evidencias de importante diagénesis caracterizada entre otros rasgos, por fracturas de los granos de cuarzo, contactos cóncavo-convexos hasta suturados entre clastos de cuarzo, deformación de filosilicatos y clastos líticos conformando pseudomatríz y presencia de porosidad secundaria por fracturación.

Los estudios de susceptibilidad magnética también respaldan esta nueva división, ya que a partir de la elaboración de un perfil a lo largo de toda la formación se pudieron determinar características magnéticas típicas de cada uno de los miembros. Se obtuvieron valores de susceptibilidad media de 92.5  $\mu\text{SI}$ , 282.6  $\mu\text{SI}$ , 350.8  $\mu\text{SI}$ , 194.3  $\mu\text{SI}$  y 163.5  $\mu\text{SI}$  para los miembros 1, 2, 3, 4 y 5 respectivamente.

Con el estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) realizado sobre 14 sitios en el miembro 2 se pudo analizar su fábrica magnética con un total de 151 especímenes orientados.

De los resultados se observa que la fábrica magnética de los 14 sitios analizados es mayoritariamente compuesta, es decir de origen sedimentario con influencia tectónica. Casi todos los elipsoides de deformación presentan evidencia de una impronta tectónica superpuesta a la fábrica depositacional original produciendo fábricas compuestas que pueden ser categorizadas entre los tipos IIa y IIb. A excepción de los sitios VC12 y VC14 que portarían una fábrica de origen puramente tectónico (tipo III).

Los ejes  $k_3$  son predominantemente subverticales en coordenadas paleohorizontales, con una tendencia a formar una guirnalda subvertical, aproximadamente ENE-OSO con los ejes  $k_2$  en varios de los sitios. Por su parte, los ejes  $k_1$  se disponen sobre el plano de estratificación pero con un marcado agrupamiento alrededor de una dirección NNO-SSE (Dec: 355° e Inc: 4°) que es subparalela al eje del anticlinal de orientación aproximada N-S que afecta a la Formación Villacorta. El paralelismo entre el eje del anticlinal que afecta a esta formación en la Quebrada de los Oitos y los ejes  $k_1$  indica que la deformación tectónica que afecta a la fábrica de la Fm. Villacorta, y observada microscópicamente, correspondería al mismo proceso que generó esta estructura mayor. A su vez, el eje  $k_2$  presenta una dirección media de azimut 264°, lo cual indica un  $\sigma_1$  de dirección aproximada E-O, consistente con la deformación producida en el área.

La marcada relación de discordancia angular observada entre esta formación y la suprayacente Formación Agua Colorada del Carbonífero sugiere que la deformación que generó la impronta tectónica precedió la deposición de esta última unidad. Esto restringiría la deformación de la Fm. Villacorta al Devónico-Carbonífero temprano y correspondería a la fase orogénica Chánica.

## 7. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, le quiero agradecer a mi mamá Caro, a mi abuela Tita y a mi tía Ceci por haber sido mi apoyo fundamental a lo largo de todos estos años. Sin ellas no hubiera sido posible llegar hasta acá.

A mis abuelos Mirta y Coco, que desde chica me inspiraron y fomentaron mi amor por la ciencia.

A mi director Augusto, que no sólo es un gran docente e investigador, sino también una gran persona. Gracias por la confianza, la paciencia y el apoyo durante todo este tiempo. También a mi codirector Sergio, por su dedicación al enseñarme y por su compromiso con este trabajo.

A mi querido Rapa Team, en especial a Pablo, Flor, Andy y Mati, que siempre estuvieron ahí cuando lo necesité, ya sea con un consejo o ayudándome con los equipos del laboratorio.

A Nachi, que siempre me escuchó en todo y me brindó su cariño y su paciencia. A mis amigos y amigas, por haberme acompañado en esta experiencia a lo largo de estos años, y haber estado en cada logro y en cada crisis.

A mis compañeros y compañeras de la GVT CONICET, por su interés, su comprensión y su apoyo.

A mis compañeros y compañeras de Tecnópolis, por haber compartido tantos momentos juntos.

A Diego Winocur, por haber sido mi consejero desde el CBC y por haberme dado ánimo con la carrera. A Paula Bunicontro, por la confianza y los consejos cada vez que los necesité.

Por último, le quiero agradecer a la Universidad de Buenos Aires por la educación pública y de calidad que me brindó a lo largo de estos años. A todo el personal docente del Departamento de Ciencias Geológicas, por formar profesionales de alto nivel.

!!!!Gracias!!!!

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. 2º Congreso Latino-americano de Geología, Actas: 755-763, Caracas.
- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. 1977. Observaciones geológicas y paleontológicas sobre el Ordovícico de la zona de Chaschuil, Provincia de Catamarca. Acta Geológica Lilloana, 14: 55-81.
- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. 1981. Geología del Noroeste Argentino. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel de Tucumán, 212 pp.
- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. 1984. Lower Ordovician volcanism in North West Argentina. In: Bruton, D. L. (Ed.), Aspects of the Ordovician System. Paleontological Contribution University of Oslo, 295: 203-209.
- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. 1986. Vulcanismo intercalado al Ordovícico inferior clástico en el noroeste de Argentina. Revista Instituto de Geología y Minería, 6: 49-63.
- Alasino, P. H., Dahlquist, J. A., Rapela, C. W., Larrovere, M. A., Rocher, S., Morales Camera, M. M. y Macchioli Grande, M. 2017. Magmatismo ordovícico en las Sierras Pampeanas de las provincias de La Rioja y Catamarca. 20º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 366-399, San Miguel de Tucumán.
- Alonso Muruaga, P. J. 2015. Sedimentología, icnología y estratigrafía de la transgresión postglacial del carbonífero superior en la Cuenca Paganzo y áreas relacionadas. Tesis doctoral de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas.
- Astini, R. A. 1998. El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (4): 445-460.
- Astini, R. A. y Dávila, F. M. 2002. El Grupo Cerro Morado (Ordovícico Medio) en el Famatina (28°-29° S), Andes centrales del oeste argentino. Revista Geológica de Chile 29: 151-165.
- Astini, R. A. y Dávila, F. M. 2004. Ordovician back arc foreland and Ocoyic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. Tectonics 23 (4): 1-19.
- Azcuyl, C. L. y Morelli, J. 1970. Geología de la Comarca de Paganzo- Amaná. El Grupo Paganzo, formaciones que lo componen y sus relaciones. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25 (4): 405-429.
- Azcuyl, C. L., Carrizo, H. A. y Caminos, R. 1999. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. Geología Argentina, Anales 29 (12): 261 - 318, Instituto de Geología y Recursos Minerales de Buenos Aires.

Baldo, E. G., Fanning, C. M., Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C. y Galindo, C. 2003. U-Pb Shrimp dating of rhyolite volcanism in the Famatinan belt and K-bentonites in the Precordillera. Serie Correlación Geológica 17: 41-46, Tucumán.

Banerjee, S. K., and Stacey, F. D. 1967. The high-field torque-meter method of measuring magnetic anisotropy of rocks. Methods in Paleomagnetism. Amsterdam: Elsevier: 470–476.

Boada Ferrer, M. 2009. Taller y laboratorio: Los anillos de Liesegang. Investigación y Ciencia, 389: 86–88.

Borradaile, G. J. y Henry, B. 1997. Tectonic Application of Magnetic Susceptibility and Its Anisotropy. Earth- Science Reviews, 42: 49-93.

Bodenbender, G. 1911. Parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes. Constitución geológica y productos minerales. Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería. Análes, 7. Buenos Aires.

Butler, R. F. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. 1992. Blackwell Science Inc.

Butler, R. F. 2004. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Blackwell Scientific Publications, Electronic Edition, Boston.

Caballero Miranda, C. I. 2011. La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo. Universidad Nacional Autónoma de México.

Césari, S. N., Limarino, C. O., Spalletti, S. A., Piñol, F. C., Loinaze, V. S. P., Ciccioli, P. L., Friedman, R. 2019. New UPb zircon age for the Pennsylvanian in Argentina: implications in palynostratigraphy and regional stratigraphy. J. South Am. Earth Sciences, 92: 400-416.

Césari, S. N., Marenssi, S. A., Limarino, C. O., Ciccioli, P. L., Bello, F. C., Ferreira, L. C. y Scarlatta, L. R. 2020. The first upper Silurian land-derived palynological assemblage from South America: Depositional environment and stratigraphic significance. Elsevier Science, Volume 559.

Chadima, M. y Jelinek, V. 2009. Anisoft, 4.2, Anisotropy data browser for Windows. [www.agico.com](http://www.agico.com)

Chadima, M. 2023. Magnetic anisotropy of rocks. Workshop on magnetic anisotropy data processing. Latinmag 7th Biennial Meeting, Río de Janeiro.

Ciccioli, P. L., Limarino, C. O., Marenssi, S. A., Ferreira, L. C., Césari, S. N., Scarlatta, L. R., y Bello, F. C. 2022. Depósitos influenciados glacialmente del Paleozoico superior en el flanco occidental del Sistema de Famatina, La Rioja. Actas del XXI Congreso Geológico Argentino.

Coira, B., Cisterna, C. y Koukharsky, M. 2014. Formaciones Suri y Las Planchadas, Sistema de Famatina, Noroeste de Argentina: un problema estratigráfico. XIX Congreso Geológico Argentino.

Collo, G., Astini, R. A., Cawood, P. A., Buchan, C. y Pimentel, M. 2009. U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd isotopic features in low-grade metasedimentary rocks of the Famatina belt:

implications for late Neoproterozoic-early Paleozoic evolution of the proto-Andean margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society, London*, 166: 303-319.

Conti, C. M., Rapalini, A. E., Coira, C., y Koukharsky, M. 1996. Paleomagnetic evidence of an early Paleozoic rotated terrane in northwest Argentina: A clue for Gondwana-Laurentia interaction?. *Geology*, 24: 953-956.

Cuerda, A. J., 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz (provincia de La Rioja). 2das Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 79.

Dahlquist, J. A.; Pankhurst, R. J.; Rapela, C. W.; Galindo, C.; Alasino, P. H.; Casquet, C.; Fanning, C. M.; Saavedra, J.; Baldo, E. G.; González-Casado, J. 2005. New SHRIMP ages in the Sierra de Famatina, NW Argentina: implications for the Famatinian Orogen. *Gondwana 12, Conference 123*.

Daniele. C y Natenzon. C. 1994. Las Regiones Naturales de la Argentina: Caracterización y Diagnóstico. En El Sistema Nacional de Áreas Naturales Protegidas de la Argentina. Diagnóstico de su Patrimonio y su Desarrollo Institucional. Daniele.C, Burkart. R, Del Valle Ruiz. L, Natenzon, C y Ardura. F. Buenos Aires. Argentina.

Dávila, F. M., Astini, R. A. y Schmidt, C.J. 2003. Unraveling 470 m.y. of shortening in the Central Andes and documentation of Type 0 superposed folding. *Geology* 31(3): 275-278.

Dávila, F. M. y Astini, R. A. 2007. Cenozoic provenance history of synorogenic conglomerates in western Argentina (Famatina belt): implications for central Andean foreland development. *Geological Society of America Bulletin* 119 (4): 609-622.

De Alba, E. 1979. El Sistema de Famatina. 2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 349-395. Córdoba.

Durand, F. R. 1996. Las sedimentitas neopaleozoicas del Sistema del Famatina. Reihe A Allgemeine Geologie 19: 343-357, Munich.

Edwards, D., Honegger, R., Axe, L. y Morris, J. L. 2018. Anatomically preserved Silurian ‘nematophytes’ from the Welsh Borderland (UK). *Botanical Journal of the Linnean Society* 187: 272-291.

Enkelmann, E., Ridgway, K. D., Carignano, C., y Linnemann, U. 2014. A thermochronometric view into an ancient landscape: Tectonic setting, development, and inversion of the Paleozoic eastern Paganzo basin, Argentina. *Geological Society of America*, 6: 93–107.

Fauque, L. y Caminos, R. 2006. Hoja geológica 2969-II, Tinogasta, Provincias de La Rioja, Catamarca y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minera Argentino, Boletín 276: 139. Buenos Aires.

Fernández-Seveso, F., M. A. Pérez, I. E. Brisson y L. Álvarez, 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo Basin, western Argentina. 12º Congreso Internacional de la Etigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico. *Comptes Rendus*, 2: 223-260. Buenos Aires.

Fernandez-Seveso, F., y Tankard, A. J. 1995. Tectonics and stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo Basin of Western Argentina and its regional implications.

Frenguelli, J. 1946. Consideraciones acerca de la “Serie de Paganzo” en las provincias de San Juan y La Rioja. Revista Museo La Plata, nueva serie, Geología 2: 313-376.

Fielding, C. R., Frank, T. D., Birgenheier, L. P., Rygel, M. C., Jones, A. T., y Roberts, J. 2008. Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: A record of alternating glacial and nonglacial climate regime: Journal of the Geological Society, London, 165: 129–140.

Folguera, A. y Ramos, V. A. 2002. Los efectos producidos por la aproximación, colisión y subducción de dorsales pacíficas en los Andes Patagónicos. Acta geológica hispánica 37(4): 329-353.

Folk, R. L., Andrews, P. B. y Lewis, D. W. 1970. Detrital sedimentary rocks classification and nomenclature for use in New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 4 (13): 937-968.

Furque, G. 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b Guandacol (provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92. Buenos Aires.

Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes, Journal geological Society London, 129: 93-131.

Gulbranson, E. L., Montañez, I. P., Schmitz, M. D., Limarino, C. O., Isbell, J. L., Marenssi, S. A., y Crowley, J. L. 2010. High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. Bulletin, 122: 1480-1498.

Halloy, S., Musicante, M., Jausoro, M. 2017. Red GLORIA - Andes. Plataforma regional de monitoreo a largo plazo. Universidad Nacional de Chilecito. <https://redgloria.condesan.org/sierra-famatina-ar-fam/>

Harrington, H. J. y Leanza, A. F. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. Department of Geology, University of Kansas, Special Publication 1: 1-276.

Hrouda, F., Kahan, S. 1991. The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in High Tatra Mountains, N. Slovakia. J Struct Geol 13: 431–442.

Hrouda, F. Magnetic Susceptibility, Anisotropy. 2007. ENCYCLOPEDIA of GEOMAGNETISM AND PALEOMAGNETISM: 546 - 560.

Isbell, J. L., Miller, M. F., Wolfe, K. L. y Lenaker, P. A. 2003. Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cycloths? En: M.A. Chan y A.W. Archer. (eds.), Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time. Geological Society of America Special Paper, 370: 5-24.

Isbell, J. L., Henry, L. C., Gulbranson, E. L., Limarino, C. O., Fraiser, M. L., Koch, Z. J., Ciccioli, P. L. y Dineen, A. 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. Gondwana Research, 22: 1–19.

Jordan, T. A.; Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. American Journal of Science, 286: 737-764.

Jordan, T. E., Drake, R., y Nasser, C. 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del Río Jáchal, San Juan, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 132-141, Mendoza.

Jordan, T. E. 1995. Retroarc foreland basins. *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science: 331-362.

Kneller, B., Milana, J. P., Buckee, C., Ja'aidi, O. 2004. A depositional record of deglaciation in a paleofjord (Late Carboniferous [Pennsylvanian] of San Juan Province, Argentina): The role of catastrophic sedimentation. *Geological Society of America Bulletin* 116: 348-367.

Lanza, R. y Meloni, A. 2006. The Earth's Magnetism. An introduction for geologists. *Geological Magazine* 144, Vol. 6.

Limarino, C. O. 1985. Paleoambiente de sedimentación y estratigrafía del grupo Paganzo en el sistema del Famatina. Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires.

Limarino, C.O. 1987. Paleoambientes sedimentarios y paleogeografía de la sección inferior del Grupo Paganzo en el Sistema de Famatina. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 39: 145-179.

Limarino, C. O. y Gutierrez, P. 1990. Diamictites in the Agua Colorado Formation (northwestern Argentina): New evidence of Carboniferous glaciation in South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1), 9-20.

Limarino, C. O., Fauque, L., Caminos, R. L. 1990. Facies y evolución paleoambiental de los bancos rojos triásicos del norte de la Precordillera riojana. *Tercera Reunión Argentina de Sedimentología*, 169- 174.

Limarino, C. O., Césari, S. N., Net, L. I., Marenssi, S. A., Gutiérrez, P. R. y Tripaldi, A. 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Río Blanco basins (northwestern Argentina): facies and stratigraphic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 445-460.

Limarino, C. O., Tripaldi, A., Marenssi, S., Fauqué, L. 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 22: 205-226.

Limarino, C. O. y Spalletti, L. A. 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 134-155.

Limarino, C. O., Spalletti, L. A. y Colombo Piñol, F. 2010. Evolución paleoambiental de la transición glacial-postglacial en la Formación Agua Colorado (Grupo Paganzo), Carbonífero, Sierra de Narváez, NO argentino. *Andean Geology* 37 (1): 121-143.

Limarino, C. O., Ciccioli, P. L., Marenssi, S. A., Césari, S. N., y Friedman, R. 2021. U-PB ages and environmental evolution of the De La Cuesta Formation (late Paleozoic): Record of the Choiyoi

Volcanism in the retroarc area of the Paganzo Basin, Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 112.

Lonne, I. y Nemec, W. 2004. High-arctic fan delta recording deglaciation and environment disequilibrium. *Sedimentology* 51: 553-589.

López Gamundi, O.R., Limarino, C.O. y Césari, S.N. 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91: 305-329.

Maisonave, H. M. 1973. Estratigrafía de los alrededores de Chaschuil, Dpto Tinogasta, provincia de Catamarca. 5to Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Actas, 5: 75-87.

Mángano, M. G. y Buatois, L. A. 1996. Shallow marine event sedimentation in a volcanic arc-related setting from the Ordovician Suri Formation of northwest Argentina (Famatina System). *Sedimentary Geology*, 105: 63-90.

Mannheim, R. 1993. Génesis de las vulcanitas eopaleozoicoas del Sistema de Famatina, Noroeste de Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2 (Mendoza), Actas, 4: 147-155.

Marenssi, S. A., Limarino, C. O., Ferreyra, L. C., Ciccioli, P. L., Scarlatta, L., Cesari, S. N. y Bello, F. C. 2020. La Formación Villacorta (Nov. Nom.): una nueva unidad del Silúrico Superior del Sistema del Famatina; Asociación Geológica Argentina; Revista de la Asociación Geológica Argentina; 77: 591-601.

Otamendi, J. E., Cristofolini, E. A., Morosini, A., Armas, P. Tibaldi, A. M., Camilletti, G. C. 2020. The geodynamic history of the Famatinian arc, Argentina: A record of exposed geology over the type section (latitudes 27°- 33° south). *Journal of South American Earth Sciences*.

Pankhurst, R.J., Rapela, C. W., Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S- type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transaction of the Royal Society Edinburgh, Earth Sciences* 91: 151-168.

Parés, J. M. Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks. 2015. *Sec. Geomagnetism and Paleomagnetism*, Volume 3.

Perez Loinaze, V. S., Limarino, C. O. y Césari, S. N. 2010. Glacial events in Carboniferous sequences from Paganzo and Río Blanco Basins (northwest Argentina): Palynology and depositional setting. *Geologica Acta*, 8: 399-418.

Petersen, C. S. y Leanza, A. F. 1953. Elementos de Geología Aplicada. Editorial Nigar. Buenos Aires: 475.

Potter, P. E. y F. J. Pettijohn, 1963. Paleocurrents and basin analysis. New York, Springer: 295.

Rapalini, A. E. y C. A. Cingolani. 2004. First Late Ordovician Paleomagnetic Pole for the Cuyania (Precordillera) Terrane of Western Argentina: a Microcontinent or a Laurentian Plateau?. *Gondwana Research*, 7: 1089-1104.

Ramos, V. A., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J. M., y Palma, M. 1984. "Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales". IX.<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino. S.C. Bariloche: Actas II: 84-106.

Ramos, V.A. 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales; SEGEMAR, Anales 29(22): 651-691, Buenos Aires.

Ramos, V.A., Cristallini, E. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. Journal of South American Earth Sciences 15: 59-78.

Ramos, V. A., y Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. Geological Society, London, Special Publications, 327 (1): 31-54.

Ramos, V. A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. Geological Society of America Memoirs, 204: 31-65.

Rapela, C. W., Coira, B., Toselli, A. y Llambías, E. 1999. SISTEMA FAMATINIANO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS Y MAGMATISMO EOPALEOZOICO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS, DE LA CORDILLERA ORIENTAL Y PUNA. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales, 29: 145-158.

Salfity, L., Gorustovich, S., y Moya, M. 1984. "Las fases diastróficas en los Andes del Norte Argentino". Intern. Simp. Central-Andean, Tectonics and Relations with Natural Resources. Academia Nacional de Ciencias, Bolivia.

Sato, A. M., González, P. D., Llambías, 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: 487-504.

Subsecretaría de Recursos Hídricos 2002. Atlas Digital de los Recursos Hídricos Superficiales de la República Argentina CD-ROM, Buenos Aires.

Tarling, D.H., y Hrouda, F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman & Hall.

Thompson, R. y Mitchell, J. 1972. Paleomagnetic and radiometric evidence for the age of the lower boundary of the Kiaman magnetic interval in South America. Geophysical Journal Review of the Astronomical Society, 27: 207-214.

Toro, B. A. y Brussa, E. D. Graptolites de la Formación Suri (Arenig) en el Sistema de Famatina, Argentina. 1997. Revista Española de Paleontología, 12 (2): 175-184.

Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V. y Cocks, L. R. M. 2012. Phanerozoic Polar Wander, Palaeogeography and Dynamics. Earth-Science Reviews, 114 (3-4), 325-368.

Toselli, A. J., Durand, F. R., Rossi de Toselli, J. N., y Saavedra, J. 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. In Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 443-462).

Turner, J. M. 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias (La Rioja). Academia Nacional de Ciencias, Boletín 42:77-126. Córdoba.

Turner, J. M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina, Provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 100. Buenos Aires.

Turner, J. M. 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b, Chaschuil, Provincias de Catamarca y La Rioja. Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 106. Buenos Aires.

Turner, J. M. 1971. Descripción geológica de la Hoja 15d Famatina, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 126. Buenos Aires.

Villalaín Santamaría, J. J. 2016. Técnicas en Paleomagnetismo. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 2016.

Weil, A. B. y Yonkee, A. 2009. Anisotropy of magnetic susceptibility in weakly deformed red beds from the Wyoming salient, Sevier thrust belt: Relations to layer-parallel shortening and orogenic curvature. *Lithosphere* 1: 235-256.

Zoraires, S. Zoraires, Sofía Noemí. 2019. Geología de los alrededores de la quebrada del Jume, Valle Hermoso, provincia de La Rioja, República Argentina. Tesis de Grado. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.