

Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas

*“Caracterización geológica y geofísica
del extremo sur del cerro Valdivia,
Sierras Pampeanas Occidentales,
provincia de San Juan”*



Galliano Florencia

Directora: Dra. Cecilia Weidmann

Año: 2022

DEDICATORIA:

La presente tesis se la dedico a mi familia que gracias a sus consejos y palabras de aliento crecí como persona y siempre me dieron apoyo, confianza, amor y han sido parte fundamental para que pudiera cumplir este gran sueño.

Gracias por ser quienes son y creer en mí, las amo.

AGRADECIMIENTOS:

En primer y principal lugar agradecer a mi Familia, mi mamá Susana por educarme, darme la oportunidad de tener una excelente formación, por los valores inculcados y sobre todo por siempre hacer hasta lo imposible por mí y darme su amor infinito, gracias por ser mi heroína. A mis hermanas Ayelén y Huilén, por ser siempre los pilares más fuertes de mi vida, por ser pacientes y tolerantes, por su amor, confianza y nunca dejarme caer. Y a mi sobrina Luana, quien con su llegada se convirtió en mi motor, me impulsó y motivó en cada momento difícil para lograr este gran sueño.

Agradecer especialmente a esa persona que estuvo apoyándome en cada decisión que tomara, a esa persona que tuvo paciencia y entrega para conmigo, a esa persona que me aguantó en mis peores momentos y que siempre me levanto, a esa persona le dedico y agradezco por su enorme amor, porque en gran parte gracias a esa persona estoy logrando esto, así que gracias Leito.

Quiero agradecer a mi directora de tesis Dra. Cecilia Weidmann, quien con sus conocimientos, paciencia y apoyo me guió a través de este proyecto. También agradecer a cada uno de los jurados Nilda Mendoza, Sofía Pérez y Juan Ariza por sus orientaciones, consejos y aportes profesionales en este trabajo, muchas gracias.

Luego agradecer a la Universidad Nacional de San Juan, que me brindó la oportunidad, recursos y herramientas necesarias para llevar a cabo esta carrera. También a la directora Alejandra Pittaluga y a cada una de las personas que conforman el Departamento de Geología por su predisposición y preocupación por cada alumno. En especial a la Dra. Nilda Mendoza y Elena por su contención, motivación y apoyo incondicional que me dieron en este largo camino.

Además, les agradezco a las mejores amigas que me dio la Geología, las eternas Nanu y Ro, por hacer cada día una trayectoria inolvidable durante esta carrera hermosa que elegimos compartir, por siempre saber cómo sacarme una sonrisa, aguantarme, por escucharme cuando más lo necesite y por haberse convertido en mis hermanas del alma para siempre.

También quiero agradecer a mi mejor amigo Leo, que siempre me dio ánimos cuando más lo necesité, por apoyarme día a día, por ser mi confidente y consejero, y siempre ayudarme a no dejarme vencer, gracias por brindarme tu amistad sincera y leal.

A mis amigos y compañeros de viaje en la Geología gracias, por los días completos nos juntábamos a estudiar, acompañado de risas y enojos, así que gracias, gracias por cada

risa, llanto, mates, palabras de aliento, viajes y juntadas, gracias por cada momento compartido. En especial gracias a mi última y gran compañera de estudio, Catrina, por esos días interminables de estudio, pero siempre acompañados de buena comida, energía y motivación; y a Emiliano por su aguante infinito a nuestras exposiciones y nervios.

Y finalmente, agradecer a las últimas personas que formaron parte de este largo camino, que me apoyaron e incentivaron hasta el final, los geólogos Salvador Broens, Facundo Flores y Patricio Brivido, quienes no solo son mis jefes sino también compañeros, amigos, ahora colegas y mis maestros en este camino que elegí, gracias infinitas.

A cada uno de los que nombré y a los que me olvidé, gracias por confiar, creer y acompañarme en este camino, con mucho amor eternamente gracias.

INDICE

RESUMEN:.....	6
CAPITULO I: INTRODUCCION.....	8
1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y VÍAS DE ACCESO	8
2. JUSTIFICACIÓN	10
3. OBJETIVOS	10
3.1. OBJETIVO GENERAL.....	10
3.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS	10
4. METODOLOGIA DE TRABAJO	11
4.1. Tareas de gabinete preliminares.....	11
4.2. Tareas de campo.....	12
4.3. Tareas de gabinete posteriores	12
5. ANTECEDENTES	14
CAPITULO II: GEOGRAFIA DE LA REGION.....	16
1. OROGRAFIA.....	16
2. HIDROGRAFIA.....	17
3. CLIMA	18
CAPITULO III: MARCO GEOLOGICO REGIONAL.....	19
1. ESTRATIGRAFIA DE LAS SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES.....	19
1.1. Basamento metamórfico	19
1.2. Proterozoico superior (?)......	28
1.3. Paleozoico	32
1.4. Terciario	39
1.5. Cuaternario	42
2. ESTRUCTURA.....	44
2.2. Estructura Pre-Ándica.....	44
2.3. Estructura Ándica.....	47
.....	45
.....	45
CAPITULO IV: GEOLOGIA LOCAL	46

1. ESTRATIGRAFIA	46
2. ESTRUCTURA.....	51
CAPITULO V: MAPEO Y CARACTERIZACION PETROGRAFICA DEL SECTOR SUR	55
CAPITULO VI: GEOFISICA – RESULTADOS Y CONCLUSIONES.....	69
GRAVIMETRÍA TERRESTRE.....	69
1. INTRODUCCIÓN	69
2. ADQUISICIÓN DE DATOS E INSTRUMENTAL	69
3. METODOLOGIA DE TRABAJO EN CAMPO.....	71
4. ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS.....	74
5. CORRECCIONES GRAVIMÉTRICAS.....	75
6. PROCESAMIENTO DE DATOS.....	75
7. RESULTADOS E INTERPRETACIONES	78
CAPITULO VII: RESULTADOS Y CONCLUSIONES	83
CAPITULO VII: BIBLIOGRAFIA	85
ANEXO PETROGRAFICO.....	101

RESUMEN:

El cerro Valdivia es una de las expresiones más occidentales de la Provincia Geológica de Sierras Pampeanas, el cual ha sido motivo de estudio de diversos autores.

El basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales está constituido por las Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja, San Juan y el sector occidental de San Luis. Está caracterizado por metamorfitas y migmatitas con una edad de metamorfismo ordovícica, que alojan una serie de granitoides calcoalcalinos.

En este trabajo se realiza un mapeo y caracterización petrográfica y geofísica de las diferentes unidades metamórficas, aflorantes en el extremo sur del cerro Valdivia.

Desde el punto de vista petrográfico, dichas unidades han sido clasificadas en una unidad principal, esquistos, la cual se la puede dividir en dos subunidades en función a su composición mineral principalmente; esquistos cuarzo – biotítico – hornbléndico que son cuerpos estructurados con planos de esquistosidad, cubiertos por una pátina de coloración negra y con brillo vítreo, compuestas principalmente por cuarzo, biotita y hornblenda; y esquistos cuarzo – moscovítico que son cuerpos estructurados con planos de esquistosidad, con brillo vítreo, compuestos principalmente por cuarzo y moscovita. Con base en la caracterización petrográfica, se definió que estas unidades han sufrido un metamorfismo regional intermedio, es decir de grado bajo a medio y en función al mapeo

realizado se definió que ambas unidades reconocidas se encuentran distribuidas y dispuestas en el área, de manera intercalada y repetida conformando lo que podría ser un posible pliegue, anticlinal en el sector SO y sinclinal en el sector NE, puestos en contacto por una estructura planar principal que atraviesa en la parte central a la zona de estudio.

Con los resultados geofísicos obtenido, se interpreta que la distribución de valores de anomalía gravimétrica en la zona de estudio describe una serie de altos y bajos gravimétricos. Por lo cual, a partir de la geometría de las anomalías, se identificaron rasgos estructurales del basamento metamórfico (adquiridos durante las fases de deformación dúctil que afectaron al mismo).

CAPITULO I: INTRODUCCION

1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y VÍAS DE ACCESO

La zona de estudio se encuentra ubicada en la provincia de San Juan (Fig. 1A), departamento Sarmiento, aproximadamente a 41Km al sur de la ciudad Capital de San Juan e inmediatamente al oeste de la ruta nacional N° 40, cuyas coordenadas del punto central son: $31^{\circ}51'39.92''S$ y $68^{\circ}32'13.37''O$ (Fig. 1B).

El área de trabajo cubre el extremo sur del cerro Valdivia, abarcando una superficie aproximada de 3km^2 .

El acceso a la zona es sencillo, puesto que la citada ruta es una importante vía de comunicación entre las provincias de San Juan y Mendoza. Además, cuenta con una huella que se encuentra bordeando el cerro tanto en su extremo sur como en todo el flanco occidental y norte; esta huella es transitable con precaución durante todo el año (Fig.1C).

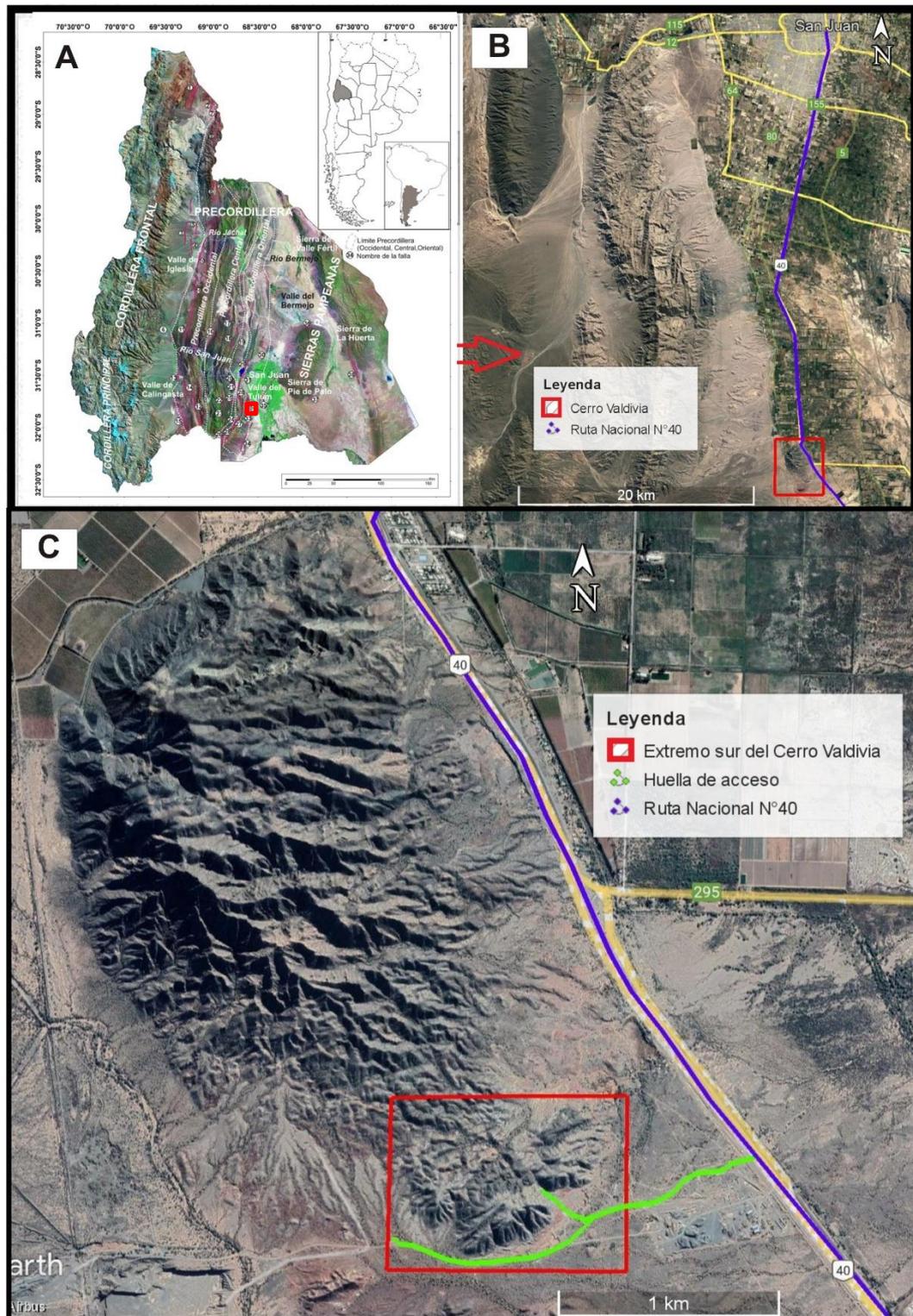


Figura N°1: A: Provincia de San Juan. B: Imagen satelital, obtenida del software Google Earth de la ciudad de San Juan. C: Imagen satelital del cerro Valdivia. En recuadro rojo la zona de estudio.

2. JUSTIFICACIÓN

Este trabajo tiene como motivo dar cumplimiento al requisito del Trabajo Final de la Licenciatura en Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, perteneciente a la Universidad Nacional de San Juan. El presente trabajo se realizó en el marco de la Beca Estímulo a las Vocaciones Científicas 2019 (Consejo Interuniversitario Nacional) asociado al proyecto de investigación: *CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y GEOFÍSICA DEL CERRO VALDIVIA, SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES, PROVINCIA DE SAN JUAN, ARGENTINA, (EVC3-UNSJ3385)*, bajo la dirección de la Dra. Nilda Mendoza.

3. OBJETIVOS

3.1. OBJETIVO GENERAL

Caracterizar geológicamente y metodológicamente mediante métodos geofísicos los afloramientos rocosos del sector sur del cerro Valdivia, comprendido en el sector más occidental de la Sierras Pampeanas, con el fin de comprender el contexto geotectónico regional en el cual se habrían originado y su vinculación con litologías similares aflorantes en otros sectores de la misma provincia geológica.

3.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS

Entre los objetivos específicos se mencionan los siguientes:

- Caracterizar petrográficamente las diferentes litologías del sector sur del cerro Valdivia.

- Caracterizar metodológicamente mediante métodos geofísicos, gravedad, los cuerpos rocosos del cerro Valdivia.
- Determinar el emplazamiento de las litologías aflorantes y su vinculación con otros tipos de rocas de la zona de trabajo.
- Mapear estructuras geológicas de escala meso y macroscópicas asociadas a las rocas objeto de estudio.
- Interpretar geotectónicamente las unidades aflorantes y su relación espacial y temporal con otras similares en las Sierras Pampeanas Occidentales para enmarcarlos en un contexto geotectónico regional.

4. METODOLOGIA DE TRABAJO

4.1. Tareas de gabinete preliminares

- a. Recopilación y análisis de antecedentes del área de trabajo: bibliografía, fotografías aéreas, imágenes satelitales y mapas geológicos.
- b. Elección de zonas de interés para realizar descripciones litológicas y toma de muestras georreferenciadas.

Para realizar la caracterización petrográfica del sector, el estudio continuó con la elección de las posibles áreas de interés donde se realizarían las campañas de muestreo en afloramientos con litologías representativas de las unidades del extremo sur del cerro. Para esto se tuvieron en cuenta trabajos realizados con anterioridad en la zona, cartas y hojas geológicas del lugar junto con el análisis de imágenes satelitales.

4.2. Tareas de campo

- a. Recolección de muestras georeferenciadas y orientadas para análisis petrográficos en todos los casos que fuera necesario.
- b. Descripción de las diferentes litologías distinguidas, clasificando textural y composicionalmente a las rocas en base a observaciones realizadas con lupa de 20x.
- c. Determinación de las dimensiones y geometría de los cuerpos rocosos con cinta métrica, además de rumbo y buzamiento, con brújula tipo Brunton.
- d. Mapeo de los afloramientos, delimitando contactos, características de estos y su relación con las rocas adyacentes.
- e. Se tomarán datos estructurales tales como lineamientos, foliaciones y otros de escalas métricas a kilométricas con brújula tipo Brunton.

4.3. Tareas de gabinete posteriores

- a. Descripción de muestras, macroscópica y microscópicamente con microscopio petrográfico de luz transmitida.

Las muestras recopiladas fueron analizadas y descritas en laboratorio mediante lupas binocular para poder tener una descripción macroscópica de las características y composición mineralógica de las mismas. Se procedió a la elección de 10 muestras representativas del sector sur del Cerro Valdivia, que posteriormente fueron enviadas al laboratorio de petrotomía para la elaboración de secciones delgadas de las mismas.

El análisis petrológico microscópico consistió en el reconocimiento de la composición mineral, textural y la posterior caracterización y clasificación de cada muestra mediante la utilización de microscopios de luz polarizada (Anexos).

- b. Análisis e interpretación de los datos obtenidos.
- c. Digitalización de datos y generación de base de datos.
- d. Elaboración de un mapa de detalle que compile las observaciones realizadas en el campo.
- e. Redacción de informe final.

5. ANTECEDENTES

La zona de interés de la presente propuesta de trabajo fue estudiada por distintos autores, entre ellos:

- Stieglitz (1914), quién efectuó observaciones referentes a la petrografía de la Precordillera, Sierra de Pie de Palo incluyendo al cerro Valdivia.
- Alascio (1941), realizó las observaciones geológicas más específicas sobre las rocas del basamento y las formaciones sedimentarias paleozoicas y terciarias, reconociendo asimismo las características tectónicas complejas de los grupos de rocas del basamento.
- Rolleri (1969), puntualiza en sus observaciones geológicas, realizadas en el valle Matagusanos y la región entre San Juan y Jocolí, y establece que la línea estructural que une los cerros Valdivia y Salinas constituye el borde occidental de un graben compresional orientado en sentido norte-sur. Asimismo, el autor destaca, que el cerro Valdivia constituiría una parte de las estribaciones más occidentales de las Sierras Pampeanas.
- Más tarde, Kilmurray y Dalla Salda (1971) analizan con detalle la composición litológica y estructural, con énfasis en las fases de deformación y metamorfismo regional dinamotérmico basado en las más modernas investigaciones realizadas en áreas de plegamiento superpuesto y polimetamorfismo de cinturones orogénicos en otras regionales del mundo.
- Zambrano y Suvires (2008) analizaron el sistema de fallamiento existente en la depresión tectónica de Tulum, ubicada en la parte este

y sur de la provincia de San Juan. Estos autores, mediante técnicas de sondeo eléctrico vertical y datos de perforaciones obtenidos de la prospección de agua subterránea efectuados al sur y al oeste del cerro Valdivia, establecieron los límites tectónicos entre la margen más occidental de Sierras Pampeanas Occidentales y la Provincia Geológica de Precordillera Oriental. El límite entre el sistema pampeano y Precordillera se aproxima al cordón montañoso de la sierra Chica de Zonda, continuando al sur en el cerro Salinas. De allí al SSO existen, en superficie, evidencias de que el sistema de fallamiento continúa hasta el Montecito, donde el sistema pampeano de fallas fue interrumpido por la gran falla con actividad cuaternaria que sirve de límite oriental a la sierra de Las Peñas. El contacto entre ambos sistemas forma el extremo sur de la Precordillera Oriental en subsuelo.

- En los años 2016-2017 se llevó a cabo el Proyecto de Investigación y Creación (PIC) llamado ``Caracterización geológica y geofísica del cerro Valdivia, Sierras Pampeanas Occidentales, provincia de San Juan, Argentina``
- En el año 2017 los autores Ariza, J., Weidmann, C., Sánchez, V., González, I., Carbajal, F., Mendoza, N. y Díaz, I; realizaron el Procesamiento de imágenes Landsat aplicado a la caracterización estratigráfica y estructural de unidades metamórficas expuestas en el extremo norte del Cerro Valdivia ($31^{\circ}52'00''S-68^{\circ}32'30''O$), Sierras Pampeanas de San Juan; que permitió la diferenciación entre rocas metaígneas y metasedimentarias del basamento y que el grano

estructural pre-Andino está representado por pliegues NO-SE los cuales están segmentados por sistemas de fallas E-O, NO-SE y NNE-SSW.

- Ariza, J. y colaboradores en el año 2019, realizaron un estudio de Técnicas de sensoramiento remoto aplicadas al estudio estratigráfico-estructural de unidades metamórficas del terreno Cuyania, provincia de San Juan, Argentina; el cual favoreció al mapeo de las unidades metamórficas y el patrón estructural de este bloque de basamento. También permitió agrupar las unidades metamórficas en tres dominios litológicos: rocas metaígneas máficas-ultramáficas, rocas metasedimentarias y rocas metaígneas graníticas.

CAPITULO II: GEOGRAFIA DE LA REGION

1. OROGRAFIA

El cerro Valdivia juntamente con los cerrillos Barboza y Salinas, constituyen elevaciones menores dentro de la prolongación sur del valle de Tulum, en el sector sudoriental de la provincia de San Juan.

El primero de ellos se presenta como un bloque elongado en dirección norte-sur, aislado prácticamente de las bajadas circundantes. La mencionada depresión del Tulum (área pedemontana) lo separa por el oeste del frente montañoso precordillerano, constituido por el cordón de La Flecha, Loma Redonda y Sierra de Pedernal, de rumbo dominante NNE-SSW y una altura superior a los 3000 m.s.n.m.

Topográficamente el cerro Valdivia posee una altura media significativamente menor, comparado con las anteriormente mencionadas, que oscila alrededor de los 700-800 m.s.n.m, correspondiendo los máximos hacia la ladera occidental (Sotarello, 1988).

2. HIDROGRAFIA

La zona de estudio constituye un nivel de base local para la escorrentía superficial del área, por lo cual el sistema de drenaje que desciende desde el oeste pierde energía al encontrarse con el elemento positivo. El mismo está integrado por el escurrimiento temporario de las crecientes de los ríos La Flecha, Del Agua y Acequión.

En cuanto al cerro Valdivia propiamente dicho presenta un drenaje de tipo radial centrífugo, con cursos cortos y sinuosos, influenciados por un fuerte control estructural. Debido a su asimetría las quebradas del lado suroriental que descienden desde la parte central poseen un trayecto más largo y de menor pendiente, en contraste con los ubicados al noroeste y norte, de cursos más cortos y abruptos. En ambos casos es frecuente la formación de saltos y marmitas. Hacia los bajos, los cursos se vuelven anastomosados y entrelazados, perdiendo rápidamente su capacidad de carga, depositando materiales limo arcillosos. Invariablemente la alimentación de estos es en épocas de lluvias, caracterizando un régimen temporario, portando algún caudal durante época estival y permaneciendo prácticamente secos el resto del año (Sotarello, 1988).

3. CLIMA

El Clima de la zona de estudio es el propio de regiones semidesérticas. Puede encuadrarse dentro del tipo “Árido de sierras y bolsones” según Köppen (1936), con características particulares como la escasa humedad ambiental y temperaturas medias anuales de 17° C.

Los veranos muy cálidos alcanzan temperaturas que superan fácilmente los 40°C, acusando una notable disminución en invierno, con registros inferiores a -8°C.

Esta notable amplitud térmica anual también se corresponde con grandes variaciones diurnas de la temperatura.

Se destaca asimismo la escasez de las precipitaciones a lo largo del año, alcanzando valores medios entre 80-100mm anuales, los máximos corresponden a los meses diciembre-marzo, siendo de carácter torrencial y de distribución no uniforme en toda el área.

Existen además dos vientos de influencia también regional, uno el denominado viento “zonda”, cálido y extremadamente seco del cuadrante NW y el restante frío proveniente del sector sur. Ambos actúan alternadamente, acentuándose en los periodos agosto-diciembre y provocando fluctuaciones importantes de la temperatura ambiente en cortos lapsos de tiempo. En muchas ocasiones las velocidades superan los 100Km/h (Sotarello, 1988).

CAPITULO III: MARCO GEOLOGICO REGIONAL

El cerro Valdivia se encuentra inmerso dentro de la provincia geológica de Sierras Pampeanas Occidentales.

Las Sierras Pampeanas Occidentales se caracterizan por componer un cinturón metamórfico integrado de N-S por las Sierras de San Buenaventura, Fiambalá, Toro Negro, Cuminchango, Umango-Maz, Pie de Palo-Barboza, Valdivia, La Huerta, Valle Fértil y el Gigante.

1. LIMITES

Los límites, como provincia geológica, se puede decir que las Sierras Pampeanas Occidentales limitan al oeste con Precordillera y Cordillera Frontal; al noroeste con el sistema de Famatina; al norte con Puna, Cordillera Oriental y Sistema de Santa Bárbara, hacia el este con Sierras Pampeanas Orientales y Chaco-Bonaerense; y al sur con parte de Chaco-Bonaerense.

2. ESTRATIGRAFIA DE LAS SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES

2.1. Basamento metamórfico

El basamento grenvilliano aflora en las Sierras de Pie de Palo, Umango y Maz, este corresponde a rocas metamórficas de grado medio-alto, hasta facies anfibolíticas, localmente granitificadas. Con evolución polimetamórficas 1º) Esquistos verdes 2º) Anfibolitas 3º) Fase retrograda a clorita (Sierra de Pie de Palo, Umango y Maz) (Fig.2).

2.1.1. Complejo Pie de Palo

El Complejo Pie de Palo agrupa la secuencia de rocas gneísico-esquistosa, anfibólicas y rocas metaígneas de composición máficas y ultramáficas que constituyen la mayor parte del basamento cristalino de la sierra de Pie de Palo y los cerros Barboza y Valdivia (Ramos y Vujovich, 2000) (Fig.2).

a) Rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas, dentro de esta unidad han sido agrupados los cuerpos de serpentina, esquistos talcosos, Clorítico-anfibólicos, actinolíticos, cloríticos y depósitos de talco, así como afloramientos de metapiroxenitas, hornblenditas y metagabros, junto con anfibolitas. Aparecen a lo largo del flanco occidental de la sierra de Pie de Palo, principalmente entre las quebradas de La Lichona y hasta la quebrada de las Pirquitas, donde varios autores reconocieron una faja de rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas con rumbo NNE (Factor y Milán, 1949; Kittl, 1949; Fernandez Lima, 1962; Villar, 1975; 1985; Llano y Escalante, 1979; Castro de Machuca, 1981; Dalla Salda y Varela, 1984). Los afloramientos encontrados en los cerros Valdivia y Barboza también formarían parte de esta (Dalla Salda y Rapela, 1972; Llano, 1981; Sotarello, 1988; Vujovich, 1994a y b).

Las rocas ultramáficas están representadas por serpentinitas y metapiroxenitas bandeadas. Cuerpos de serpentinita fueron descritos en la quebrada de Gato y en la quebrada de La Petaca (Kittl, 1949; Factor y Milán, 1949; Fernández Lima, 1962; Puigdomenech, 1980; Castro de Machuca, 1981). Cuerpos talcosos impuros son mencionados en la quebrada de La Paz por Omati (1984) y Fernández Noia (1982).

Las serpentinitas forman cuerpos lenticulares de espesores variables, hasta cercanos a los 100m, de color verde oscuro a claro. Son rocas macizas a esquistosas, alojadas concordantemente en esquistos cloríticos, esquistos cloríticos-anfibólicos, actinolíticos, talcoso-cloríticos y próximos a la serpentinita hay talco-enstatita. Estos esquistos constituyen la roca de caja con la cual presentan contactos netos. Una serie de fallas inversas, con vergencia al oeste repiten la secuencia.

b) Anfibolitas y esquistos anfibólicos: Las anfibolitas representan una parte importante para el basamento cristalino de la sierra de Pie de Palo y de los cerros Valdivia y Barboza. Aparecen asociadas a esquistos anfibólicos, micáceos, gráficas, principalmente a lo largo del flanco occidental de la sierra. Hacia el este, disminuye su participación y se intercalan con gneises y esquistos micáceos granatíferos.

Son rocas de color verde oscuro a verde claro y de grano fino a medio. Constituyen bancos de espesores variables, desde 0,5 a 1m de espesor. Pueden ser macizas o con bandeado fino y mostrar orientación de los componentes, principalmente del anfíbol, el cual a veces está acompañado por biotita que le confiere esquistosidad a la roca.

El comportamiento geoquímico de las anfibolitas de la sierra de Pie de Palo y de los cerros Valdivia y Barboza, muestra que las mismas se habrían originado principalmente a partir de rocas ígneas básicas (Castro de Machuca y Conte-Grand, 1994; Dalla Salda y Rapella, 1972; Llano, 1981; Llano y Escalante, 1979; Vujovich, 1993; 1994a; Ramos *et al.*, 1993).

En las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre anfibolitas del sector sudoccidental de la sierra de Pie de Palo y de los cerros Valdivia y Barboza realizadas por Ramos *et al* (1996,1998), las hornblendas muestran variaciones en los plateau de edades. Un grupo presenta plateau de edades de $463,1 \pm 0,9$; $360,4 \pm 0,8$ y $423,7 \pm 0,9$ Ma, mientras que un segundo grupo tiene edades más antiguas, pero no desarrollan un buen plateau. Estos autores no descartan estas últimas edades, las que sugieren un evento magmático en el Proterozoico medio (aproximadamente a los 1.050 Ma), coincidiendo con la información obtenida por Mc Donough *et al.* (1993), Varela y Dalla Salda (1993).

c) Esquistos micáceos: los esquistos presentan una amplia distribución en la sierra de Pie de Palo. Aparecen asociados con las anfibolitas e intruidos por pequeños cuerpos granitoideos. Como esquistos micáceos se han incluido esquistos biotíticos, cuarzo-biotíticos-granatíferos, esquistos moscovíticos, biotíticos-moscovíticos, todos con cuarzo y feldespato.

Son rocas de color gris verdoso claro a oscuro, de grano fino a medio con esquistosidad bien desarrollada. Forman importantes paquetes plegados y repetidos por corrimientos internos que lo afectan. La cataclasis que los afectó suele ser intensa en algunas áreas y llegan a constituir protomilonitas u milonitas, caracterizadas por la presencia de lentes y ojos de cuarzo y feldespato sigmoidales.

En la quebrada del Molle afloran esquistos cuarzo-biotíticos con megacrístales de plagioclasa, así como esquistos biotíticos, los cuales presentan rasgos texturales que permiten caracterizarlos como derivados

de vulcanitas. Son rocas de color gris verdoso claro a oscuro, muy esquistosas, que aparecen asociadas con las anfibolitas. De acuerdo con las observaciones microscópicas presentan texturas relícticas volcánicas, cuya composición habría variado entre composiciones intermedias a básicas. Estas rocas fueron reconocidas cerca del contacto tectónico entre las cuarcitas y calizas del Grupo Caucete, y en la denominada quebradita de La Cantera, afluente de la quebrada del Molle.

d) Esquistos gráfiticos y grafito: Los esquistos gráfiticos y los depósitos de grafito se asocian principalmente con anfibolitas, esquistos clorítico-micáceos y gneises anfibólicos.

Los cuerpos de grafito forman guías, vetas, de 0,4 a 0,6 metros de potencia, en general concordantes con la esquistosidad de las rocas anfibólicas. También aparecen como bolsones irregulares o bien se disponen rellenando fracturas.

El grafito está asociado a cuarzo, calcita, yeso, hornblenda, moscovita y epidoto como ganga. Pertenece a la variedad escamosa criptocristalina (Zakalik, 1960).

Los esquistos gráfiticos son rocas bandeadas esquistosas, con las superficies de esquistosidad microplegadas. Están constituidos por grafito, cuarzo, albita, biotita y epidoto. La roca de caja, generalmente anfibolitas, se caracteriza por presentar alteración hidrotermal evidenciada por la formación de epidoto, calcita, yeso, cuarzo residual, óxidos de hierro y turmalina.

e) Gneises y esquistos feldespático-biotíticos-granatíferos: A lo largo del flanco oriental de la sierra de Pie de Palo afloran gneises y esquistos compuestos por cuarzo, plagiocasa (oligoclasa), biotita y granate, portadores de cristales de feldespato alcalino. Son rocas de color gris verdoso oscuro, con tonalidades rosáceas y grano medio. Presentan foliación y en parte bandeamiento fino (2mm) dado por alternancia de bandas ricas en cuarzo. Se destacan cristales de granate, subidiomorfo, color pardo rojizo de hasta 0,5cm.

La característica más destacable de estos gneises es la presencia de venas de cuarzo feldespáticas de color blanco rosáceo a rosado, de espesores variables, desde guías muy finas de 1 a 2mm hasta venas de 20cm. Generalmente se disponen en forma paralela a los planos de esquistosidad o clivaje y participan del plegamiento y cizallamiento que afectó a los gneises.

Un posible protolito ígneo, a partir de dacitas y granodioritas de arco magmático, no fue descartado por Vujovich y Kay (1996, 1998). Aunque consideran más probable que se hayan originado a partir de rocas siliciclásticas derivadas de rocas ígneas de composición intermedia a ácida.

Las edades obtenidas en estos gneises según el método U/Pb sobre circones de origen magmático, varían entre 1091 y 938 Ma (Mc Donogh *et al.*, 1993).

f) Gneises y esquistos biotítico-moscovítico-plagioclásico-granatíferos: Afloran en el sector central de la sierra de Pie de Palo. Se han reconocido en la quebrada de la Guayaupa, en el Mogote Corralito, Pampa de los

Lavaderos, y en la quebrada Grande. Aparecen asociados con anfibolitas y esquistos cuarzo-feldespático-moscovítico-epidóticos.

Son rocas foliadas, con bandeo grosero, de color gris verdoso claro. El pasaje entre los gneises con biotita y feldespato potásico y estos gneises parece ser transicional.

g) Gneises y esquistos con cianita, silimanita y/o estaurolita: Gneises y esquistos con silicatos de aluminio y estaurolita han sido descritos en varios trabajos tales como Llano y Grassi (1982) y Dalla salda y Varela (1984), especialmente en el sur de la sierra de Pie de Palo, en este último trabajo también se describen gneises con estaurolita y granate en el sector sudoccidental de la sierra y gneises con estaurolita y cianita, asociados a gneises con biotita y granate en la quebrada del chorro.

h) Calizas cristalinas (mármoles): en el sector nordeste de la sierra de Pie de Palo afloran una serie de bancos de mármoles, los que con rumbo meridiano a submeridiano se intercalan concordantemente con gneises biotíticos granatíferos y escasas anfibolitas, el contacto con los gneises es tectónico, a través de corrimientos con vergencia al oeste. Son rocas de color blanquecino con tonalidades grisáceas a amarillentas, grano medio a grueso y aspecto sacaroide, con escamillas diseminadas de grafito.

En la quebrada de Lima pueden observarse cuatro de estos bancos, los cuales inclinan unos $40^{\circ}E$ y muestran una intensa deformación interna, y en algunos caos boudines de anfibolitas de 1 a 2m de longitud.

Análisis isotópicos realizados por Abruzzi (1994) sobre uno de los mármoles de la quebrada de Lima arrojó una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,707066 \pm 0,017$. Estos valores serán posteriormente comparados con las calizas del grupo Cauçete.

i) Esquistos cuarzo-feldespático-moscovítico-epidóticos: en el sector central de la sierra de Pie de Palo, en las nacientes de las quebradas Grande del Molle y Grande, y hacia el norte, en la pampa de los Lavaderos hasta el Mogote de los Pajaritos se encuentran importantes afloramientos de esquistos cuarzo-feldespático-moscovítico-epidóticos asociados con gneises y esquistos biotítico-granatíferos y anfibolitas. Asomos menores se hallan cerca de las nacientes de la quebrada de Guayaupa.

Estos esquistos conforman cuerpos tabulares de espesores variables, desde un metro a 50 metros, de color gris claro blanquecino y grano medio, con esquistosidad grosera definida por la orientación de la moscovita. Presentan porfiroblastos de feldespato de hasta un centímetro, orientados siguiendo la esquistosidad.

Una edad de 1063 Ma fue obtenida sobre circones de estas rocas, según el método U/Pb por Mc Donough *et al.* (1993).

j) Pegmatoides: Cuerpos pegmatoides de composición granítica afloran con espesores variables, que van desde los 10 centímetros hasta cinco metros. Son de colores blanco amarillento y grano medio a grueso (0,3 y 1cm); presentan una foliación grosera y están constituidos por cuarzo, feldespato y biotita, caracterizándose por la presencia de granates de dos a tres

milímetros de diámetro. Los contactos con el esquistos regional son netos y se disponen siguiendo los planos de esquistosidad, aunque también pueden llegar a cortarlos.

Condiciones del metamorfismo: Dalla Salda y Varela (1984) realizaron un exhaustivo examen de las facies metamórficas que presentan las rocas del tercio sur de la sierra de Pie de Palo. A los mismos se suman los estudios previos de Castro de Machuca (1981) y de numerosos trabajos de licenciatura de la Universidad Nacional de San Juan, así como los de Lema (1971 a y b) para el cerro Barboza y, Kilmurray y Dalla Salda (1971) y Sotarello (1988) para el cerro Valdivia, entre otros. Según estos autores, dentro del ámbito del Complejo de Pie de Palo pueden reconocerse dos asociaciones metamórficas principales, una de bajo grado y otra de grado medio a alto.

Las metamorfitas afectadas por un metamorfismo de bajo grado corresponden principalmente a las anfibolitas, rocas máficas y ultramáficas y esquistos asociados afloran a lo largo de todo el flanco oriental de la sierra, inmediatamente al este del contacto tectónico con el Grupo Cauçete. A ellas se les suman, como ya lo destacaron Dalla Salda y Varela (1984) las del sector sudoriental de la sierra de Pie de Palo, en las inmediaciones de Nikizanga. En el sector norte del cerro Valdivia también se han observado paragénesis minerales de bajo grado metamórfico (Kilmurray y Dalla Salda, 1971; Sotarello, 1988).

En estas metamorfitas se han reconocido asociaciones mineralógicas típicas de la facies de esquistos verdes de bajo rango, desde el grado de clorita, hasta el grado medio de esquistos verdes, con biotita, plagioclasa (An7-An15), moscovita, clorita y epidoto (Dalla Salda y Varela, 1984).

En el resto de la sierra de Pie de Palo las rocas fueron sometidas a un metamorfismo regional de grado medio, en facies de anfibolita. Dentro de la misma se pueden reconocer las subfacies de estaurolita-almandino y cianita-almandino-moscovita, localmente alcanzando grados más altos, evidenciados por la presencia de sillimanita, como lo enfatizaron Dalla Salda y Varela (1984).

2.2. Proterozoico superior (?)

2.2.1. Grupo Caucete

En el Grupo Caucete han sido reunidas las rocas calcáreas y cuarcíticas afectadas por un metamorfismo de bajo grado aflorantes a lo largo del flanco occidental de la sierra de Pie de Palo. Subyacen al complejo Pie de Palo con el cual se encuentran en contacto tectónico a través del corrimiento Las Pirquitas con vergencia al oeste (Vujovich y Ramos, 1994). En la hoja geológica de San Juan (3169-IV) el Grupo Caucete fue subdividido en 2 Formaciones: Caliza Angaco y Cuarcita el Quemado (Fig.2).

a) Caliza Angaco y Mármol Pan de Azúcar: La Caliza Angaco se encuentra integrada por esquistos calcáreos y filitas, mármoles calcáreo-dolomíticos, culminando en varios sectores con un horizonte calcáreo-

dolomítico de uno a dos metros de espesor como se observa en la quebrada del molle Cardó (1978). La deformación que afectó el área sobreimpuso en estas rocas fenómenos cataclásticos, con formación principalmente de protomilonitas.

La base de la secuencia no está expuesta, pero existe un neto predominio de esta unidad desde el sector central de la sierra y hacia el sur, donde en las quebradas de las Piedras Pintadas y La Petaca se han medido potencias de hasta 30 metros (Puigdomenech 1980; Castro, 1980). El pasaje a la unidad metacuarcítica es transicional.

La secuencia comienza generalmente con esquistos y filitas calcáreas conformando bancos de 10-20 centímetros hasta 1,5 metros, con esquistosidad marcada y grano fino, Los colores son variables entre amarillos castaños y la presencia de piritita parcialmente limonitizada le confiere tonos rojizos. En parte corresponden a protomilonitas de esquistos y filitas calcáreas, originadas a partir de rocas sedimentarias margosas.

b) Cuarcita el Quemado: Esta unidad está integrada por metacuarcitas, esquistos cuarcíticos y sus derivados cataclásticos. Corresponderían a la Cuarcita El Quemado de Borrello (1968).

El pasaje con la unidad calcárea es transicional, y generalmente se hallan en una posición topográfica más alta, con las calizas ubicadas en los núcleos de los anticlinales, como se observa por ejemplo en la quebrada Grande del Molle. Como ya se mencionó el contacto con el complejo Pie

de Palo es a través del corrimiento Las Pirquitas de rumbo meridional y vergencia al oeste. La superficie de falla entre ambas es paralela a la esquistosidad y se encuentra plegada.

En este contacto tectónico se advierte dos tipos de deformación. La zona de falla, con espesores variables entre 0,3 a 1 metro, presenta algunos sectores con abundante material triturado y minerales del grupo de la tremolita actinolita correspondiendo por ello a un nivel de deformación alto. El segundo tipo de deformación está representado por una zona de intensa de deformación penetrativa que se asocia, por varios centenares de metros a la zona de falla, Ramos y Vujovich (2000).

Condiciones de metamorfismo: Las asociaciones metamórficas distinguidas en las distintas unidades del Grupo Caucete permiten ubicarlo dentro de la facies de esquistos verdes del metamorfismo regional dinamotérmico. De acuerdo con Castro de Machuca (1984) correspondería a la subfacies cuarzo-albita-epidoto-biotita, con un pico térmico en el granate (Dalla Salda y Varela, 1984).

Edad: La secuencia siliciclástica fue asignada por Schiller (1912) al paleozoico inferior y las homologó a las de Precordillera; igual criterio fue seguido por Groeber (1948). Posteriormente Minera TEA (1967) reasignó la secuencia a los niveles superiores del Precámbrico al igual que Borello (1969 y 1976), quien la ubicó en el Infracámbrico dentro del ciclo tectónico Protoídico.

Por otro lado, Dalla Salda y Varela (1982) identificaron tres fases de deformación en este complejo y asignaron la fase más antigua al Rifeano (850-610Ma), la intermedia al Vendiano (610-540 Ma) y la más joven al Paleozoico inferior. Ello implicaría, aceptando el valor propuesto para la primera deformación, una edad mínima proterozoica.

Bordonaro *et al* (1992) citó la presencia de trazas fósiles en las rocas calcáreas que afloran en las quebradas de Bustos y La Lichona. De acuerdo con estos autores corresponderían a *Didimaulichnus* sp. y *Gordia* sp., las cuales presentan un amplio rango estratigráfico, aunque consideraron que la depositación de las calizas habría sido entre el Precámbrico superior y Cámbrico inferior.

Los estudios sobre isótopos de Sr llevados a cabo por Abruzzi (1994) en calizas cristalinas de grano fino del Grupo Caucete, arrojan una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,709101 \pm 0,017$, $0,709134 \pm 0,005$ y $0,709070 \pm 0,002$. Estos valores son superiores a los obtenidos en las calizas cristalinas del Complejo Pie de Palo y muy altos para tener una edad proterozoica superior, siendo más probable una edad cámbrica. Sin embargo, este autor destacó que no debe descartarse una modificación de la relación isotópica debida al metamorfismo.

Con respecto a la edad de la Cuarcita El Quemado sólo se cuenta con los estudios de Dallmeyer *et al.* (1994) y Ramos *et al.* (1996). Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre moscovitas metamórficas de las metacuarcitas aflorantes en la desembocadura de la Quebrada del Quemado, han dado un valor de 395,7

$\pm 0,2$ Ma, el que debe interpretarse como una edad mínima asociada al último evento deformacional.

De acuerdo a lo mencionado anteriormente no hay criterios objetivos para establecer la edad del Grupo Caucete por lo que surgen varias alternativas. La propuesta de que estas calizas y areniscas podrían correlacionarse con las Cambro-Ordovícicas de la Precordillera y por lo tanto ser asignables al Paleozoico inferior (Schiller, 1912). Esta idea es compartida por Dalla Salda *et al.* (1992a y b, 1993) y Dalziel *et al.* (1994). Sin embargo, además de lo impreciso de la correlación, las facies sedimentarias originales, donde se interdigitan en un ambiente de plataforma secuencias clásticas y carbonáticas, es muy diferente al ambiente casi exclusivamente carbonático definido en Precordillera por Bordonaro (1980) y Beresi (1981).

Si se acepta que el Grupo Caucete es de edad proterozoica a infracámbrica, las secuencias de ambiente de plataforma serían de edades equivalentes a la sedimentación de la faja de la Formación Puncoviscana, como lo sustentaron Vujovich *et al.* (1994). Los nuevos resultados geocronológicos obtenidos para la sierra de Pie de Palo, indican una edad Grenville para el metamorfismo y la deformación principal del Complejo Pie de Palo. Los datos isotópicos preliminares estarían indicando que las calizas de este complejo serían aparentemente más viejas que las del Grupo Caucete.

2.3. Paleozoico

2.3.1. Cámbrico

Grupo Marquesado

El Grupo Marquesado fue definido por Bordonaro (1980) para caracterizar a las Formaciones La Laja y Zonda relacionadas genéticamente en una secuencia regresiva que abarca la mayor parte del sistema cámbrico. Su estratotipo se encuentra en la quebrada de Zonda, pero tiene amplia distribución dentro de las sierras de Villicum, Chica de Zonda y cerro Pedernal (Fig.2).

Formación La Laja

Se distribuye a lo largo de todo el flanco occidental de las sierras de Villicum, Chica de Zonda y cerro Pedernal. En la quebrada de Zonda la integran cuatro miembros, los que de abajo hacia arriba son: El Estero, Soldano, Rivadavia y Juan Pobre, que totalizan un espesor de 1.200 m con calizas, calizas arcillosas y margas.

Miembro El Estero: Está constituido principalmente por cuarcitas y lutitas en el que Bordonaro (1980) distinguió cinco tipos litofaciales integrados por margas, calizas arcillosas, lutitas, calcilutitas y calizas oolíticas asociadas con cuarcitas y calcilutitas. El espesor en el cerro Zonda es de 300 metros, y su base esta truncada por falla. Presenta trilobites correspondientes a la Zona de Bonnia - Olenellus por lo cual se lo asigna al Cámbrico inferior tardío.

Miembro Soldano: Formado principalmente por calizas arcillosas, calizas margosas y margas, con colores amarillos, blanquecinos, pardo claros, castafios y verdosos. En el cerro Zonda hay estratos carbonosos y lutitas

negras calcáreas en los términos cuspidales del miembro. El espesor es de 247m en la localidad tipo en el cerro Zonda de 130 metros.

Miembro Rivadavia: Está conformado por calizas negras macizas, compactas con algunas intercalaciones de calizas negras oolíticas. Posee un espesor de 175 m y contiene restos de trilobites del género *Kootenia* sp. en los niveles superiores y glóbulos algales de *Girvanella* en la base del miembro.

Miembro Juan Pobre: Está constituido por calizas oolíticas gris oscuro a negro, calizas lajosas, grises y calizas arcillosas. El espesor es de 278 metros. Las faunas de trilobites encontrados corresponden a las Zonas de Albertella, *Glossopleura* y *Bathyriscus-Eirathina* del Cámbrico medio. Sobre esta base se puede afirmar que la Formación La Laja abarca desde el Cámbrico inferior tardío hasta el Cámbrico medio tardío, dada su correlación con las biozonas de trilobites homólogas con las de la plataforma norteamericana, tales como las Zonas de *Olenellus*, *Plagiura Poliella*, *Albertella*, *Glossopleura* y *Bathyriscus-Eirathina*.

Formación Zonda

Definida por Bordonaro (1980) está integrada por dolomías, dolomías calcáreas y calizas dolomíticas de color gris claro a gris amarillento y blanquecino. Estas rocas muestran estructuras sedimentarias de grietas de desecación, laminación criptoalgal y estromatolitos que indican un ambiente de sabkha marino. La unidad se halla distribuida sobre la vertiente occidental de los cerros Pedernal, Bayo, sierras Chica de Zonda y

Villicum. Toda la Formación está dividida en cuatro miembros con notables diferencias geoquímicas y litológicas (Bordonaro y Arroqui Langer, 1995). El miembro inferior posee dolomías micríticas, laminadas, con estromatolitos aislados y grietas de desecación, con colores grises claros a blanquecinos. Sobreyace un miembro de dolomías macizas, microesparfíticas a esparfíticas, sin estructuras sedimentarias visibles y en estratos potentes y macizos, de colores grises claros.

Formación La Flecha

Esta unidad denominada por Baldi y Bordonaro (1981 a) como Formación La Flecha, aflora en el sector central del cerro Pedernal, en el cerro Bayo, en las sierras de Zonda y de Villicum. Se caracteriza por una alternancia cíclica de calizas y dolomías con pedernal, con estructuras algales de estromatolitos y trombolitos, cuyos espesores oscilan entre 300 y 500 metros.

Formación La Silla

Esta Formación, definida por Keller et al. (1994), ha sido reconocida desde las cercanías de Guandacol hasta la sierra Chica de Zonda y presenta su sección tipo en el cerro La Silla, con un espesor de 350 metros. Está integrada por calizas gris oscuras a gris azuladas, con estratificación gruesa. Su límite inferior está dado por el cambio de dolomitas de la Formación La Flecha a fangolitas calcáreas y el límite superior por la presencia de calizas típicas de la Formación San Juan, con su fauna característica. Las calizas poseen algunos horizontes biolaminados de dolomías. Dominan los grainstones peloidales y de intraclastos y las fangolitas calcáreas,

frecuentemente con abundante bioturbación. En forma subordinada se encuentran vaques calcáreas portadoras de conodontes con nautiloideos y gastrópodos. Existen escasos abultamientos oolíticos con laminación entrecruzada.

2.3.2. Ordovícico

Formación San Juan

Posee un espesor máximo de 400 m y está integrada por calizas macizas, calizas lajosas y margas. Generalmente se reconoce un miembro inferior macizo que responde a un ambiente de plataforma abierta intertidal a subtidal y un miembro superior lajoso o margoso vinculado con una plataforma interna con mayor aporte terrígeno. En la Precordillera Central se distribuye en varias escamas tectónicas que desde Talacasto, en el sector oriental, donde se hallan sus mejores afloramientos, se extienden hacia el oeste hasta la localidad de Pachaco. En la Precordillera Oriental existen varias localidades en las sierras de Zonda y Villicum donde Keller y Bordonaro (1993) detectaron arrecifes de estromatopóridos que evidencian facies someras y de alta energía. La mejor sección de esta Formación se ha medido en la Precordillera Oriental, en la quebrada de Las Lajas, con 400 m de espesor (Fig.2).

Una característica destacable de la Formación San Juan es la presencia de bentonitas-K (*Kbentonites*). En la quebrada de Talacasto, dentro de una sucesión de 110 metros de espesor de calizas. Están formadas por minerales de las arcillas y cristales de cuarzo, apatita, biotita, feldespato alcalino y plagioclasa y circón, con escasos de hornblenda, Clinopiroxeno,

titanita y óxidos de Fe-Ti; las inclusiones vítreas en los cristales de cuarzo son de composición riolítica. Acorde con Huff *et al.* (1998), la parte superior de la secuencia es comparable con las bentonitas-K que aparecen en la Formación Gualcamayo en el sector de Cerro Viejo, al norte del area de estudio. Fueron interpretadas como el producto de secuencias de arco calcoalcalino asociado a zonas de subducción. Este volcanismo explosivo se habrá desarrollado entre el Arenigiano medio y el Llanvimiano tardío y estaría relacionado con el arco magmático situado en el Famatina para esos tiempos (Huff *et al.*, 1997, 1998). Los afloramientos de la Formación San Juan se registran sobre el flanco este de las sierras de Villicum y Chica de Zonda, flanco oriental del cerro Pedernal de Los Berros y sur del cerro Bayo (Giudici, 1992).

2.3.1. Silúrico

Formación Mogotes Negros

Esta Formación así denominada por Furque y Cuerda (1979) aflora en el flanco oriental de la sierra de Villicum, con un espesor de alrededor de 800 m, y está constituida por limolitas, areniscas y conglomerados (Fig.2). Se caracteriza por contener en su parte inferior grandes bloques de naturaleza olistolítica exóticos a esta unidad; consisten de diversas litologías y en ellos Peralta (1993) ha distinguido:

- Bloques de caliza procedentes de la Formación San Juan. Sus dimensiones varían de pocos centímetros hasta varias decenas de metros. La caliza se encuentra profundamente cizallada y recristalizada, con un cemento esparítico, que denota una fuerte deformación.

- Bloques de conglomerados deslizados: consiste en depósitos de relleno de canal desplazado y rotado por deslizamiento gravitatorio, lo que no impide reconocer su carácter exótico. Es unos compuestos por clastos de sedimentitas y rocas ígneas, a los que se asocian clastos de cuarcitas con pequeñas láminas de moscovita.
- Depósitos heterolíticos deformados por desplazamiento gravitatorio. Son una alternancia de capas de vaques y pelitas en los que se preservan estructuras de deslizamiento, con acumulaciones bioclásticas masivas, que de acuerdo con Peralta (1993) corresponderían a depósitos de tormentas o tempestitas.
- Depósitos de relleno de canal, integrados por conglomerados de variada composición, fábrica y textura.

2.3.4. Carbonífero Pérmico

De acuerdo con la hoja geológica de San Juan (3169-IV), los estratos neopaleozoicos presentes se corresponden con la Precordillera Central y Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981). Se han asignado así al Neopaleozoico los siguientes terrenos: Área del cerro Valdivia y quebrada de la flecha, afloramientos en el faldeo oriental en la quebrada de la sierra chica de Zonda, que han sido denominados Formación Jejenes y Formación Andapaico, en Precordillera Central parte austral (Fig.2).

Formación Jejenes

Esta unidad fue descrita por Keidel (1922) como Estratos de Jejenes y por Heim (1948) como Serie de Jejenes; la denominación como Formación Jejenes corresponde a Amos (1954). Aflora en la quebrada Grande de

Rinconada y se encuentra en discordancia angular de casi 90° sobre calizas cambro-ordovícicas.

En el cerro Valdivia se encuentra una secuencia clástica donde predominan areniscas pardo-rojizas con frecuentes entrecruzamientos en artesa asignados a los estratos de Paganzo por Stappenbeck (1910). Alascio (1941) reconoció un espesor de aproximadamente 450-500 metros que se apoya sobre rocas metamórficas. Si bien, la secuencia no tiene restos fósiles, fue homologada a la Formación Patquía por Cuerda *et al.* (1988).

2.4. Terciario

Los depósitos terciarios aflorantes en la región pueden ser agrupados en tres sectores diferentes: los depósitos del sector precordillerano, los del sur de la sierra de Mogna y los de Pie de Palo (Fig.2).

Formación Albarracín

Se extiende desde la quebrada de Albarracín, al norte del río San Juan e inmediatamente al este del cordón de la Punta Negra (Fig.2), donde fue dividida en tres miembros:

Miembro basal: tiene un espesor de aproximadamente 160m y se apoya concordantemente sobre la Formación Punta Negra. Está constituido por areniscas, limolitas y conglomerados finos, con escasas intercalaciones tobáceas y tuffíticas parcialmente alteradas a bentonitas. Hacia el techo se observan lentes de areniscas gruesas y conglomerados muy mal

seleccionados en una matriz arenosa. Los clastos son de riolitas y andesitas y en menor cantidad granitos y areniscas.

Miembro tobacco: presencia de depósitos de oleadas piroclásticas, coladas piroclásticas, brechas de explosión, co-ignimbritas de proyección aérea y flujos de bloques. Los flujos piroclásticos son macizos, con potencia de 3,5 a 27 m, con Clastos de tamaños grano decrecientes. La composición de los fragmentos es dacítica, encontrándose fragmentos de areniscas y metamorfitas. Las oleadas piroclásticas están bien laminadas y en sectores presentan típicas estructuras entrecruzadas. Se han encontrado también lahares. El espesor de este miembro es de 600-700 m.

Miembro conglomerádico: este miembro se encuentra en la quebrada de Albarracín y tiene una potencia entre 700 y 800 m. Está integrado por para conglomerados polimicticos, con clastos de rocas volcánicas y graníticas y algunos de sedimentitas. La procedencia de estos clastos corresponde a la Cordillera Frontal, dado que no se conocen rocas de esta litología en la Precordillera.

Formación Lomas de Las Tapias

Esta unidad presenta su localidad tipo en la loma homónima, ubicada entre las sierras de Villicum y Chica de Zonda, al norte del río San Juan (Fig.2). Serafini *et al* (1986) le otorgaron valor informacional y la dividieron en tres

miembros, los cuales serían equivalentes a las tres facies descritas por Bercowski *et al* 1987.

Miembro Limonita La Colmena: está integrado por un conglomerado brechoso basal seguido por una sucesión de limolitas pardo-rojizas que alternan con areniscas finas y medianas. Las intercalaciones pelíticas presentan laminación paralela y grietas de desecación. Las areniscas muestran estratificación cruzada localmente. El espesor es de 2 o 3 metros.

Miembro Arenisca Albardón: consiste en areniscas conglomerádicas, en parte tobáceas y alternancia de areniscas finas a gruesas intercaladas con limolitas. Estas últimas contienen bancos lenticulares de conglomerados, que hacia el techo son más frecuentes. El espesor del miembro es de 1.350 metros.

Miembro Conglomerado El Chilote: está integrado por potentes bancos conglomerádicos, grisáceos, con intercalaciones areniscosas. La estratificación es grosera, con pobre selección y Clastos de riolitas, granitos, rocas piroclásticas, grauvacas y rocas carbonáticas. El espesor de este miembro es de 570 metros.

Formación Mogna

Se halla ampliamente desarrollada en el valle de Matagusanos, en el faldeo oriental del cerro de La Minita y en el faldeo occidental de las lomas de

Ullúm (Fig.2). También se asignaron a esta unidad los afloramientos cuspidales de la loma de Los Pozos y los que están al oeste del salar del Suri, junto con los que se encuentran en las lomas del Salado y su continuación hacia el sur en las mesillas ubicadas al norte de la estación Albardón. Esta unidad ha sido estudiada en detalle por Milana (1991), quien analizó su distribución areal, sus características litológicas, y el ambiente de sedimentación.

Su espesor oscila entre 400 y 600 m estando constituida por una sucesión de conglomerados poligénicos distribuidos en estratos lenticulares, de hasta 5 m de espesor, que localmente se interponen con areniscas de grano grueso y sabulitas. La composición de los clastos indica una procedencia de Cordillera Frontal, dado el predominio de riolitas y otras vulcanitas ácidas, características de la Formación Choiyoi. Milana (1991) interpretó su ambiente como formado por grandes abanicos aluviales coalescentes, originados al pie de la Precordillera Central por un río alóctona a la misma, que la cruzaba transversalmente.

2.5. Cuaternario

1.5.1. Plio-Pleistoceno

Las descripciones de las diferentes unidades que se realizan a continuación fueron extraídas de la Hoja Geológica 3169-IV (San Juan) (Fig.2):

Depósitos aterrizados

Estos depósitos constituyen los niveles de pie de monte más antiguos que se han identificado en forma periférica a la sierra de Pie de Palo y en las estribaciones occidentales de la sierra de La Huerta (Fig.2).

Están constituidos por fanglomerados, medianos a gruesos, de muy variada litología fuertemente condicionados por la procedencia local de los mismos. En el sector oriental de la sierra de Pie de Palo, el componente principal de estos conglomerados es clastos derivados de rocas cuarcíticas y carbonáticas pertenecientes al Grupo Caucete. En el sector norte y occidental predominan los de metamorfitas.

No hay criterios para establecer su edad, pero debido a su posición subhorizontal, en aparente discordancia angular sobre la Formación Mogna del Plio-Pleistoceno, se le asigna una edad pleistocena *lato sensu*.

2.5.2. Holoceno

Depósitos eólicos

En el extremo sudoriental de la sierra de Pie de Palo en el paraje denominado Médanos Grandes, se encuentra una extensa llanura cubierta por depósitos eólicos. Los cuerpos son mixtos, observándose tanto barjanas como médanos longitudinales (Fig.2).

Están constituidos por sedimentos arenosos, los que se hallan parcialmente modificados por la acción aluvial, que concentra en las depresiones limos y arcillas depositados en barreales lagunas temporarias (Regairaz *et al.*, 1987).

Depósitos aluviales

Limos, arenas y conglomerados de pobre litificación se observan en niveles aterrazados del río Bermejo. Estos constituyen antiguas planicies de inundación desarrolladas a fines del Pleistoceno o principios del Holoceno (Fig.2).

Depósitos Coluviales

Estos depósitos constituyen las bajadas actuales de los diferentes cordones montañosos. La litología dominante es muy variada, textural y composicionalmente, en el área de Pie de Palo está controlada por la litología de la zona de procedencia (Fig.2).

2. ESTRUCTURA

2.2. Estructura Pre-Ándica

a) Sector occidental: En este sector se observa el contacto tectónico entre el Grupo Caucete y el Complejo Pie de Palo. Esta falla ha sido primeramente descrita por Schiller (1912) quien la reconoció en la quebrada del Gato, para quien la misma sería como mínimo paleozoica, dado que había interpretado como de esta edad a las calizas del Grupo Caucete. Varios autores posteriores mencionaron esta falla, aunque su naturaleza pre-ándica no había sido debidamente identificada (Soechting 1985, entre otros).

En la quebrada del Gato la falla pone en contacto las anfibolitas y rocas ultramáficas del Complejo Pie de Palo con la Caliza Angaco. La observación

detallada de este plano de corrimiento evidencia la presencia de brechas y jaboncillos de falla, lo que indicarían una deformación frágil, relacionada con la estructura ándica.

En la Quebrada de Las Pirquitas se puede observar a lo largo de cinco kilómetros sobre la margen sur de la quebrada (Ramos *et al*, 1996). El frente de la falla principal muestra una serie de imbricaciones con inclinaciones que varían entre 20° y 30° al este, hasta casi horizontal. El plano de falla presenta, tanto en bloque yacente como en el colgante, un fuerte cizallamiento dúctil con numerosos indicadores cinemáticos que indican un movimiento del techo hacia el noroeste. La dirección de estiramiento dominante es N40°W, aunque localmente hay variaciones tanto hacia el sudoeste como al norte.

Es destacable el plegamiento que afecta al plano de corrimiento con ejes este-oeste o de dirección meridiana.

Debido a este plegamiento y su intersección con la peneplanicie pre-pliocena se forman ventanas tectónicas. En estas ventanas afloran calizas y cuarcitas rodeadas tectónicamente por rocas más viejas del Complejo Pie de Palo. El desarrollo de estas ventanas permite reconocer la actitud subhorizontal del corrimiento Las Pirquitas por más de quince kilómetros hacia el este de su traza de falla. Esto indicaría que se está en presencia de un sobrecorrimiento, de dimensiones notables, con características similares a los nappes de los sistemas de colisión.

Otro rasgo notorio del Corrimiento Las Pirquitas es el desarrollo de Klippes, como los que se encuentran entre las quebradas Las Pirquitas y Dehesa y al sur de la quebrada del Molle. Allí se observan cuerpos de metagabros y anfibolitas entre fajas miloníticas subhorizontales altamente deformadas que quedaron como relictos sobrepuestos a las cuarcitas del Grupo Caucete (Ramos *et al.* 1996). El contacto entre ambas unidades se halla profundamente cizallado, con lentes de milonitas cuarcíticas emplazados dentro de las anfibolitas, lo que demuestra la naturaleza dúctil de este contacto tectónico.

La edad del corrimiento Las Pirquitas no está bien establecida, pudiéndose afirmar que es anterior a los $395,7 \pm 0,2$ Ma, edad que tienen las moscovitas recristalizadas en los planos de cizalla de las cuarcitas del Grupo Caucete.

b) Sector oriental: En la región nordeste de la sierra de Pie de Palo se observa una serie de imbricaciones en el basamento que son disectadas por la peneplanicie pre-pliocena. En la quebrada de Lima afloran una serie de láminas de mármoles o calizas cristalinas que están en contacto tectónico con el basamento del Complejo Pie de Palo. Estos corrimientos pre-ándicos tienen un rumbo norte-sur a levemente nor-nordeste, inclinan hacia el este y presentan una vergencia similar al corrimiento Las Pirquitas.

En la mayor parte de los casos el basamento está corrido sobre calizas cristalinas, pero en el margen sur de la de Lima, cerca de la desembocadura, las calizas aparecen corridas sobre un granito postectónico. El contacto es

neto, y no se han encontrado fenómenos de metamorfismo térmico en las calizas.

Asociados a los planos de corrimientos se desarrollan estructuras dúctiles de deformación por lo que se asume que el nivel estructural expuesto era relativamente más profundo que el actual. Con respecto a la edad de esta deformación sólo se puede decir que es pre-ándica y posterior al emplazamiento del cuerpo granítico.

2.3. Estructura Ándica

En la Hoja 3169-IV (San Juan) el estudio de la región de interés correspondiente a las Sierras Pampeanas Occidentales se divide de acuerdo con su estilo estructural, a saber:

a) Valle de Tulum: El estilo estructural del subsuelo de este valle ha sido descrito por Zambrano y Suvires (1987), para quienes se caracteriza por una serie de bloques, limitados por fallas inversas y basculadas predominantemente hacia el este. Los cerros Valdivia y Barboza serían exponentes de los bloques sobrelevados, los que en forma pasiva pliegan la cobertura terciaria. Esto es visible al sur del cerro Valdivia. El rechazo de estas fallas condiciona el relieve de no más de 200 metros de profundidad que controla el relleno cuaternario del Valle de Tulúm. De acuerdo con el mapa estructural de estos autores no existiría una falla que, limitando la sierra de Pie de Palo por su borde occidental, fuera responsable del levantamiento de los cerros Barboza y Valdivia como fuera postulado por diversos autores.

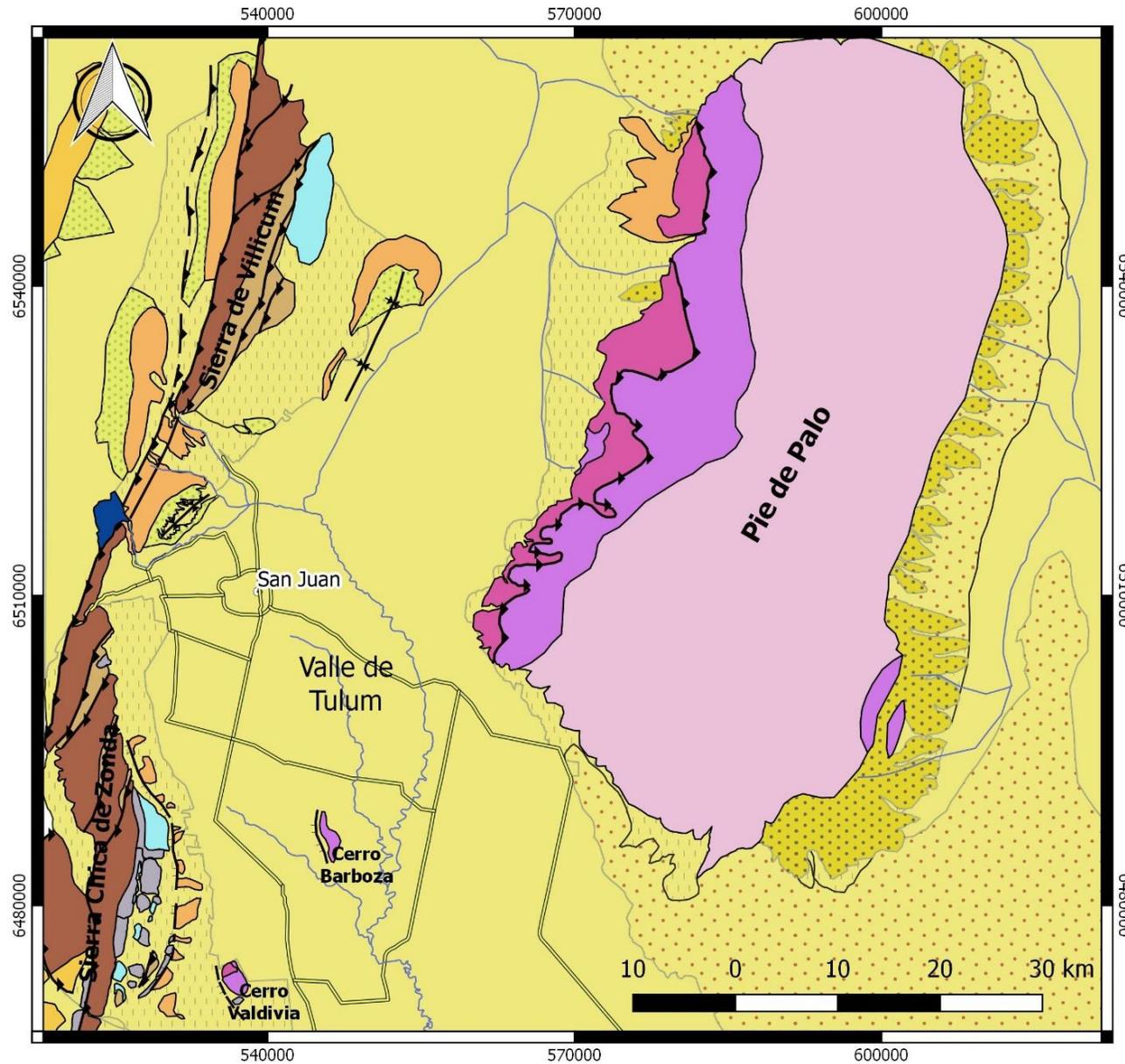
b) Sierra de Pie de Palo: La estructura ándica de la sierra de Pie de Palo está caracterizada por un braquianticlinal de orientación nor-noreste, con un flanco oriental inclinado y uno occidental más suave. Esta estructura se reconstruye a partir del endomamiento de la peneplanicie pre-pliocena y la actitud estructural de la cobertura cenozoica.

Si bien sobre el flanco occidental se pueden ver escarpas de falla menores, (Suvires y Zambrano 1987), no existen aparentemente evidencias de levantamiento asociadas a fallas inversas mayores.

Jordan y Allmendinger (1986) interpretaron el levantamiento de la sierra como producto de un corrimiento ciego que inclina al oeste y que no ha llegado a cortar la superficie.

Con respecto a la estructura profunda de la sierra de Pie de Palo se han planteado diversas hipótesis. Para algunos autores como Baldis *et al* (1979) la sierra se habría levantado mediante dos fallas inversas a ambos lados de la sierra. Por el contrario, para Whitney *et al* (1984) la falla principal se ubicaría en el sector occidental, en forma similar a lo que se observa en Precordillera.

Mapa Geológico Regional



Referencias

- Ríos
- Dique Ullúm
- Rutas
- Cuaternario**
- Dep. Aluviales
- Dep. Coluviales
- Dep. Eólicos
- Dep. Aterrazados
- Terciario**
- Fm. Mogna
- Fm. Loma de las Tapias
- Fm. Albarracin
- Paleozoico**
- Cb-Pm: Fm. Jejenes
- Sil: Fm. Mogotes Negros
- Ord: Fm. San Juan
- Cám: Gr. Marquesado
- Precámbrico**
- Gr. Caucete
- Pirquitas
- Complejo Pie de Palo
- Estructuras**
- Falla
- *— Sinclinal
- ▼ Corrimientos

	UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN	
	Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales	
	Licenciatura en Ciencias Geológicas	
Mapa Geológico Regional		
Sistema de Referencia: WGS84	Escala: 1:550.000	
Alumna: Galliano Florencia		

Figura N°2: Mapa geológico regional.

CAPITULO IV: GEOLOGIA LOCAL

1. ESTRATIGRAFIA

Por su posición regional, características estructurales y litológicas, el cerro Valdivia se ubica dentro de la Provincia Geológica de Sierras Pampeanas Occidentales.

Los afloramientos del Cerro Valdivia fueron agrupados en cuatro tipos principales de rocas siguiendo el esquema original propuesto por Killmurray y Dalla Salda (1971): esquistos cuarzo-muscovíticos, esquistos clorítico-biotíticos, anfibolitas y filones graníticos cuarzo-feldespáticos. En base a la composición mineralógica y tipo de protolito Killmurray y Dalla Salda (1971) dividen los afloramientos en tres grandes categorías o unidades generales (Fig. 3- Imagen tomada de Ariza et al, 2019):

1. Metasedimentitas derivadas de psamitas cuarcíferas con escasa participación de material pelítico y feldespático (esquistos cuarzo-muscovíticos, esquistos clorítico-biotíticos).
2. Rocas intrusivas máficas y ultramáficas metamorfizadas (anfibolitas).
3. Filones graníticos cuarzo-feldespáticos (filones graníticos cuarzo-feldespáticos).

“Las metasedimentitas de la unidad (1), están representadas por rocas esquistosas que incluyen las variedades de: esquistos cuarzo-moscovíticos (1a) y esquistos Cloríticos-biotíticos (1b) (Fig.3).

Los afloramientos de esquistos cuarzo-moscovíticos (1a) tienen su máxima expresión sobre el sector central del cerro (Fig. 4). Son rocas esquistosas de tonalidad grisácea y de naturaleza cuarzo-micácea. Los planos de esquistosidad (S1) quedan definidos por agregados de moscovita-Clorita que definen un dominio laminar junto a granos alargados de cuarzo. Además, se observan en este grupo variedades porfiroblásticas con granate, las cuales se encuentran frecuentemente asociadas a zonas de intensa deformación dúctil. Los esquistos cuarzo-moscovíticos presentan textura lepido-granoblástica compuesta por Qz+Ms+Pl+Op y Zr como mineral accesorio (abreviaturas minerales según Kretz 1983). Las variedades granatíferas, presentan textura porfiroblástica, en una matriz conformada por dos dominios, uno lepidoblástico compuesto por Bt+Cl+Ms+Op, y otro granoblástico compuesto por Qz+Pl. Además, dentro de la unidad metasedimentaria, se reconocen meta-areniscas compuestas por Qz+Pl+Ms+Op y Ttn+Zr como minerales accesorios.

Los afloramientos de esquistos cloríticos-biotíticos (1b) se distribuyen en forma periférica al sector central del cerro (Fig. 3 y 4). Esta unidad presenta colores pardos grisáceos y rojizos y una estructura esquistosa S1 definida por el crecimiento paralelo de agregados de micas. Los minerales claros están formados por plagioclasa y cuarzo. Además, se observan individuos de granate con formas redondeadas cuya participación se hace más importante a lo largo del contacto con el grupo de esquistos cuarzo-moscovíticos (1a).

La unidad (2) incluye un conjunto de rocas metaígneas máficas y ultramáficas entre las que se distinguen anfibolitas macizas, planares, metapiroxenitas y esquistos talcosos (Kilmurray y Dalla Salda 1971, Dalla Salda y Rapela 1972, Vujovich y Kay 1998, Carbajal et al. 2019). Los afloramientos de esta unidad se localizan principalmente en el extremo norte del Cerro Valdivia (Figs. 3 y 4), donde conforman las principales elevaciones, mientras que hacia el sur se restringen a un bloque de reducida expresión topográfica. En las anfibolitas planares (esquistos anfibólicos) la esquistosidad S1 queda definida por la disposición paralela de individuos de anfíbol y una lineación mineral L1 representada por el desarrollo de laminillas elongadas de biotita. Al microscopio se observa una textura nematoblástica conformada por Hbl+Pl+Bt+Op, y Ttn+Ep como minerales accesorios. Por su parte, las anfibolitas macizas están compuestas esencialmente por plagioclasa y anfíbol con textura granoblástica, aunque en ningún caso los minerales félsicos superan el 5% (Kilmurray y Dalla Salda 1971). Las similitudes geoquímicas de ambos tipos de anfibolitas indicarían un protolito común para ambas metamorfitas, compatible con rocas ígneas máficas (Dalla Salda y Rapela 1972). Los cuerpos de metapiroxenitas están principalmente compuestos por cristales relícticos de piroxeno uralitizado, anfíbol, clorita y minerales opacos (Vujovich y Kay 1998), mientras que los esquistos talcosos descritos por Carbajal et al. (2019) presentan una textura lepidoblástica definida por Tlc y folias de Cl.

Finalmente, las rocas graníticas de la unidad (3) se desarrollan principalmente como fajas y cuerpos de menor dimensión orientados en

dirección ENE-OSO (Figs. 3 y 4), conformando filones de espesores variables (entre 0,5 y 10 metros). Los afloramientos más representativos a la escala de mapeo empleada en este trabajo, se distribuyen sobre el sector norte y sur del cerro (Figs. 3 y 4). En general son filones graníticos de composición cuarzo-feldespática con textura granoblástica.”



Figura N°3: Vista panorámica del cerro Valdivia. Se presenta la distribución de unidades del basamento y cobertera sedimentaria del cerro (línea blanca discontinua: contactos entre distintas litologías). 1a) Esquistos cuarzo-moscovíticos, 1b) Esquistos cloríticos-biotíticos, 2) Rocas intrusivas máficas-ultramáficas metamorizadas, 3) Filones graníticos cuarzo-feldespático, 4) Areniscas y conglomerados de la Formación Jejenes, 5) Depósitos cenozoicos indiferenciados. Imagen tomada de Ariza et al (2019).

En este trabajo se demuestra que las unidades aflorantes del sector sur del cerro Valdivia no corresponderían a la unidad (2) de rocas metaígneas máficas y ultramáficas; sino que correspondería a la unidad (1) de metasedimentitas representadas por rocas esquistosas (Fig.3). Esto es así ya que a partir del mapeo y caracterización petrográfica de las diferentes unidades metamórficas del sector sur del cerro Valdivia, han sido clasificadas en una unidad principal, esquistos, la cual se la puede dividir en dos subunidades en función a su composición mineral principalmente; la

unidad de esquistos cuarzo – biotíticos – hornbléndicos que son cuerpos estructurados con planos de esquistosidad, cubiertos por una pátina de coloración negra y con brillo vítreo, compuestas principalmente por cuarzo, biotita y hornblenda; y la unidad de esquistos cuarzo – moscovíticos que son cuerpos estructurados con planos de esquistosidad, con brillo vítreo, compuestos principalmente por cuarzo y moscovita (Fig.4).

Paleozoico superior (Carbonífero-Pérmico?)

Adosados a las metamorfitas, se disponen afloramientos aislados de sedimentitas asignadas por correlación al Carbonífero-Pérmico (Fm. Jejenes). Los mismos cubren los flancos oriental y sur del cerro Valdivia (Fig.4).

La relación con el basamento es a través de una discordancia litológica y están constituidos por conglomerados, areniscas y areniscas arcillosas de tonos pardos rojizos. No presentan fósiles y corresponden posiblemente a un ambiente continental.

La cuenca en la cual se depositó la secuencia parece desconexa de las típicas del Grupo Paganzo en ambientes precordilleranos.

Terciario

Capas rojas indiferenciadas

Son de color rojizo y se distribuyen en lomadas redondeadas de baja altura entre el piedemonte de las sierras de Precordillera Oriental y el cerro Valdivia (Fig.4); en aparente discordancia con las capas del paleozoico.

En sectores más alejados, hacia el sudeste del cerro Valdivia están constituidos por una serie de conglomerados y areniscas friables, con intercalaciones arcillosas. Los estratos inclinan en dirección sur-sureste y este, para luego horizontalizarse. En general, no presentan la gran dislocación que afecta a estas sedimentitas en Precordillera.

Cuaternario

Estos sedimentos corresponden a terrenos sueltos y niveles aterrizados que rodean el basamento por el noreste y oeste (Fig.4). Se emplazan en abanicos aluviales y bajadas pedemontanas desde el frente montañoso de la sierra Chica de Zonda hasta el bajo estructural en el flanco occidental del cerro Valdivia. Otros materiales se ubican sobre los cauces de cursos temporarios, suelos arcillosos y en algunos casos dunas eólicas de pequeña magnitud, con evidentes cambios faciales hacia el este.

2. ESTRUCTURA

La estructura del cerro Valdivia presenta una compleja trama geológica donde confluyen varias fases de deformación (Kilmurray y Dalla Salda 1971).

Regionalmente, el cuerpo principal del cerro Valdivia es elevado por la reactivación de antiguas fracturas durante la fase póstuma de la orogenia Andina (Neógeno superior) en un esquema similar al de las sierras Pampeanas.

Se reconocen dos episodios de deformación principal y al menos dos secundarios en concordancia con lo expuesto por Killmurray y Dalla Salda (1971).

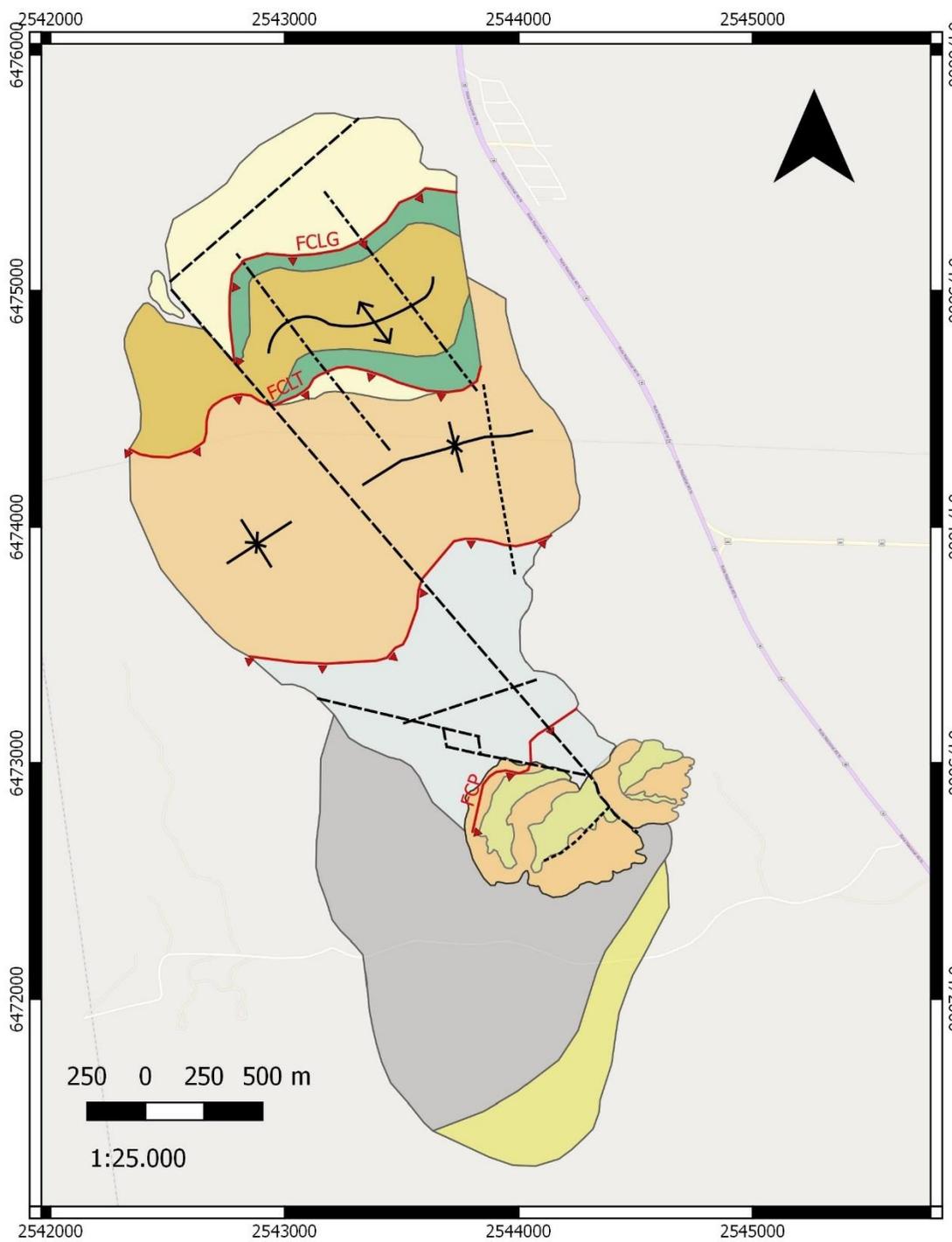
La fase principal "F1", considerada por estos autores como la más antigua, está representada por esquistosidad y replegamiento. Los planos S1 asociados a esta fase se disponen con orientaciones variables desde NO a NNO e inclinación al E. La segunda fase principal "F2", está representada por pliegues de mayor escala que los anteriores, en los cuales los planos axiales se orientan NE y ligeramente buzantes al SE. Las fases secundarias "F3" y "F4" indicarían un comportamiento más rígido (Killmurray y Dalla Salda 1971) con pliegues de gran amplitud y planos estriados probablemente asociados a fallas con orientaciones E-O y NO-SE, respectivamente.

El grano estructural a nivel macroscópico reconocido a partir de las imágenes satelitales procesadas por Ariza *et al* (2017), en el cerro Valdivia queda definido por estructuras de plegamiento mayor orientado ENE-OSO. Estas estructuras son truncadas por fallas NO-SE sobre el sector centro-occidental del cerro y NNE-SSO sobre el flanco oriental, (Fig.4). Los depósitos carboníferos se distribuyen en las periferias del bloque de basamento. Una relación normal de estas sedimentitas y el basamento se observa sobre el flanco oriental, donde los conglomerados basales de la Fm Jejenes cubren en discordancia litológica las metamorfitas fuertemente plegadas. Hacia el extremo sur no se observan relaciones normales entre ambas unidades y la presencia de lineamientos E-O y NO-SE permitirían

inferir la naturaleza tectónica del contacto. Las capas carboníferas se disponen homoclinalmente buzantes al SE (15°SE).

Entre las estructuras mesoscópicas que afectan al basamento se reconocen dos tipos principales: estructuras asociadas a deformación dúctil y estructuras de deformación frágil.

- *Estructuras de deformación dúctil:* Las estructuras asociadas a este tipo de deformación están representadas por el desarrollo de esquistosidad penetrativa, lineación mineral, fajas de cizalla dúctil y pliegues. El cerro se encuentra segmentado latitudinalmente, por al menos tres fajas de cizalla dúctil (Ariza et al. 2019): La Gruta (sector norte), La Tranquera (sector centro-norte) y del Portezuelo (sector sur), las cuales se localizan principalmente sobre las zonas de contacto entre metamorfitas (Fig.4).
- *Estructuras de deformación frágil:* Las evidencias de deformación frágil a mesoescala están representadas por diaclasamiento y fallamiento. Con frecuencia estos planos de fractura se canalizan a lo largo de las superficies previas (esquistosidad y fajas miloníticas).



MAPA GEOLOGICO Y ESTRUCTURAL DEL CERRO VALDIVIA

LEYENDA

Estratigrafía

- Depósitos inconsolidados (Cuaternario)
- Capas rojas indiferenciadas (Neógeno)
- Formación Jejenes (Carbonífero superior)
- Rocas graníticas (Ordovícico?)
- Esquistos Qz+Ms (Neoproterozoico)
- Esquistos Qz+Bt+Hbl (Neoproterozoico)
- Metapiroxenitas, anfibolitas y esquistos anfibólicos (Mesoproterz.)
- Esquistos Chl+ Bt (Mesoproterozoico)

Fajas de Cizalla

- Faja de Cizalla Las Grutas (FCLG)
- Faja de Cizalla La Tranquera (FCLT)
- Faja de Cizalla del Portezuelo (FCP)

Estructuras

- Liniamientos principales
- Traza axial del sistema de pliegues ENE-OSO
- Pliegue sinclinal
- Pliegue anticlinal

	UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN	
	Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales	
	Departamento de Geología	
	Trabajo Final de Licenciatura en Cs. Geológicas	
Sistema de Referencia: Posgar 94/Faja 2		
Modificado de Ariza, Juan (2019)		Galliano, Florencia

Figura N°4: Mapa geológico local.

CAPITULO V: MAPEO Y CARACTERIZACION PETROGRAFICA DEL SECTOR SUR

El mapeo del sector se realizó en diferentes campañas de campo, en las cuales se emplearon todas las técnicas de adquisición de datos geológicos para confeccionar un mapa. Se eligieron las posibles áreas de interés donde se realizarían las campañas de muestreo de litologías representativas aflorantes, para esto se diferenciaron las distintas unidades litológicas aflorantes en este sector. Dichas campañas se realizaron a través de quebradas en el sector sur del Cerro Valdivia y bordeando el mismo (Fig.5).

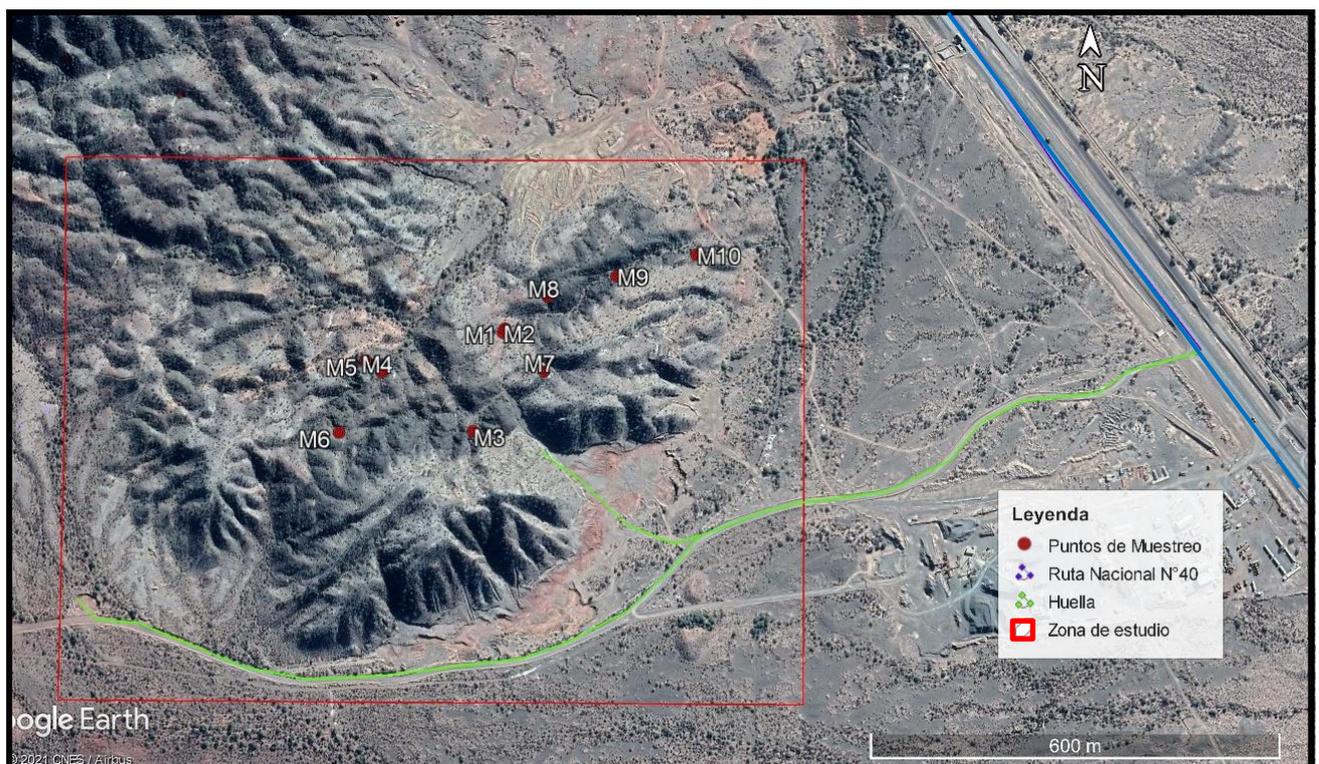


Figura N°5: Puntos de muestreo del sector sur del Cerro Valdivia.

Durante el mapeo se pudo distinguir en varios sectores el contacto entre las dos unidades reconocidas, anteriormente descritas en Geología Local, (Fig.6), con orientación principal NE - SO. Este contacto era casi neto, en la

mayoría de los sectores en los que se lo identificó, ya que el esquistos cuarzo-biotítico-hornbléndico siempre se encontraba muy fracturado-degradado cerca del contacto y dificultaba su medición e identificación.

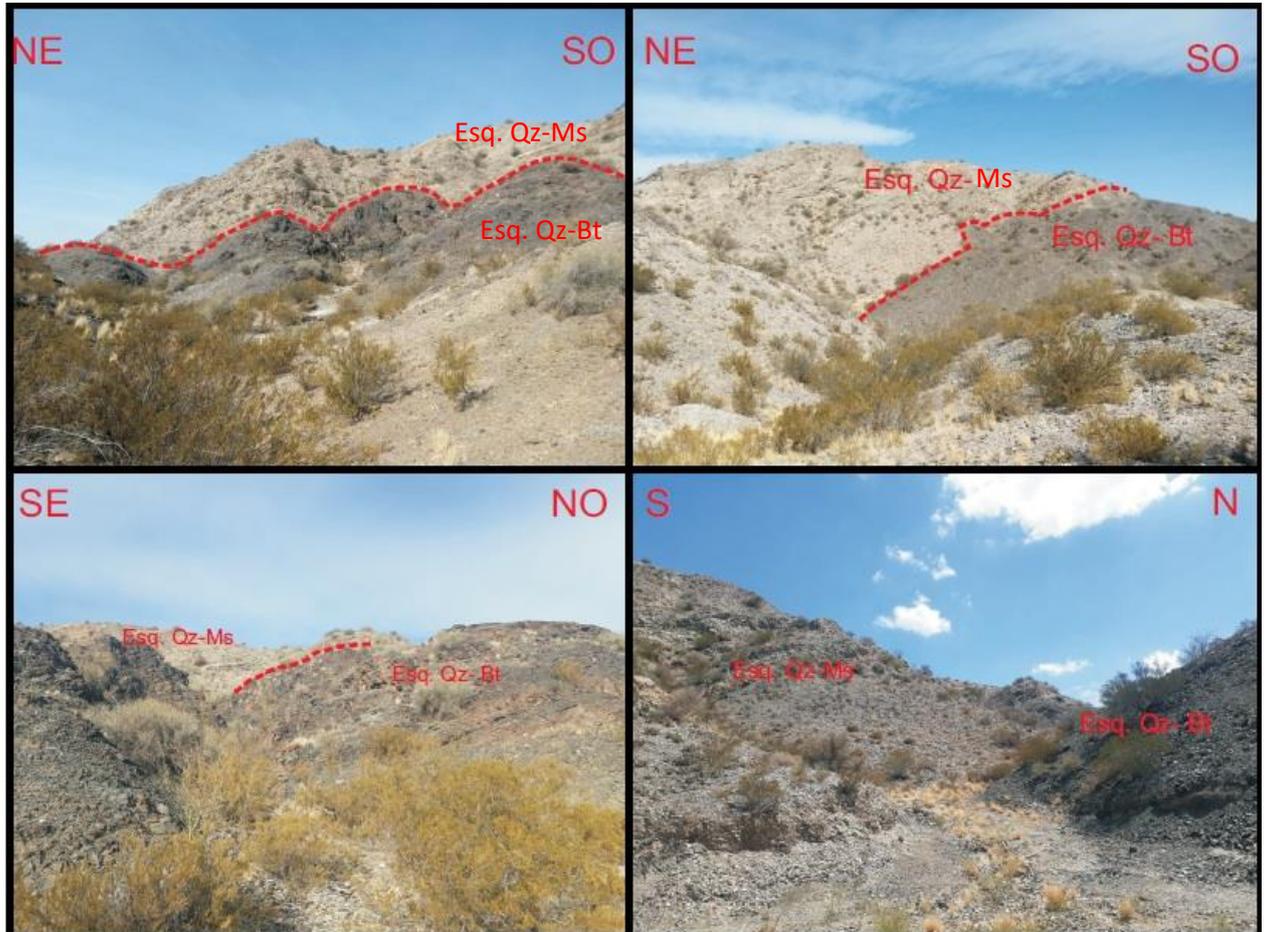


Figura N°6: Contactos entre las dos unidades reconocidas, esquistos cuarzo – moscovítico y esquistos cuarzo – biotítico – hornbléndico.

En la zona central del sector de mapeo, se observó que la unidad esquistos cuarzo - biotítico - hornbléndico se encontraba truncada contra una estructura principal con sentido NO-SE, y luego en zonas hacia ambos lados de esta estructura principal que atraviesa el sector de mapeo, se observa

que las unidades se encuentran plegadas por sectores (Fig.7), como se puede observar en el mapa (Fig.8) y en las imágenes.

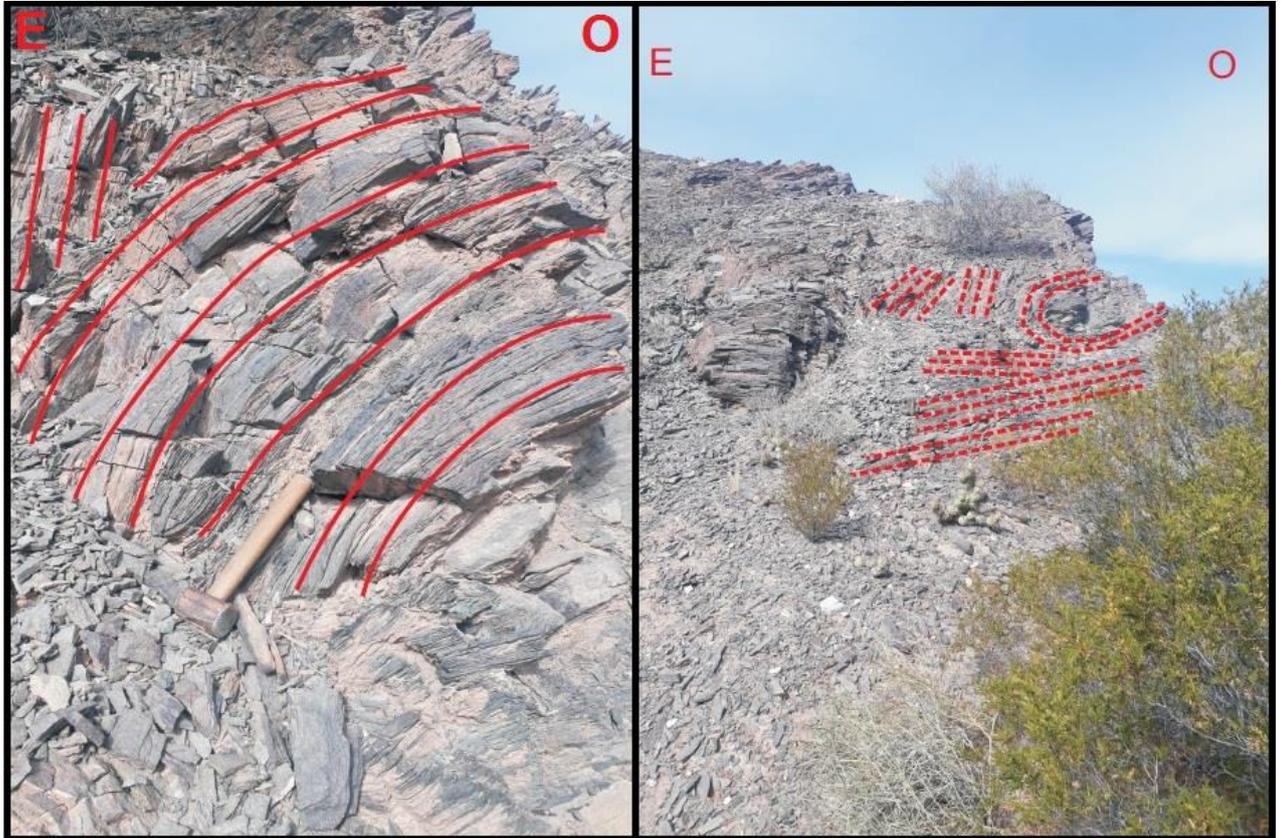


Figura N°7: Esquisto cuarzo – biotítico – hornbléndico plegado.

La descripción y clasificación petrográfica de las muestras, permitió distinguir una unidad principal de acuerdo con su fábrica, correspondiente a un esquisto, la cual se puede dividir en dos subunidades en función a su composición mineralógica:

A. ESQUISTO CUARZO – BIOTITICO – HORNBLENDICO

Estas afloran de manera repetida e intercalada en diferentes sectores de la zona de estudio, sector sur del cerro Valdivia, y siempre se encuentran

infrayacente a los esquistos cuarzo - moscovíticos. Por lo general son cuerpos estructurados con planos de esquistosidad, cubiertos por una pátina de coloración negra y con brillo vítreo (Fig.8).



Figura N°8: Afloramiento del esquisto cuarzo – biotítico – hornbléndico.

Esta unidad se pudo identificar en las muestras M2 / M4 / M5 / M6 / M8 y M9 (Anexos - Figs.18-19/22/23/24-25/28/29-30).

Estas rocas en general presentan color gris oscuro, con estructura planar esquistosa y macroscópicamente se pudo diferenciar que están compuestas por cuarzo, biotita y algunos máficos indiferenciados (Fig.9).



Figura N°9: Muestra de mano del esquistos cuarzo – biotítico – hornbléndico con estructura planar esquistosa.

En lámina delgada se observa que la muestra está compuesta por minerales esenciales como cuarzo (Qz), biotita (Bt), hornblenda (Hbl), y clorita (Chl); y por minerales accesorios como epidotos (Ep: zoisita y clinozoisita), y titanita (Ttn) (Fig.10).

Las texturas de las muestras que corresponden a esta unidad son coherente con la estructura observada, ya que poseen texturas planares. Los cristales de cuarzo tienen extinción ondulante y se presentan formando subgranos, conformando una textura granoblástica poligonal (Fig.10).

Los cristales o porfiroblastos de biotita y clorita se presentan en folias de menor tamaño orientadas en una dirección preferencial, conformando una textura lepidoblástica (Fig.10).

Mientras que los cristales de hornblenda presentan textura nematoblástica, ya que está dispuesta en una dirección preferencial (Fig.10).

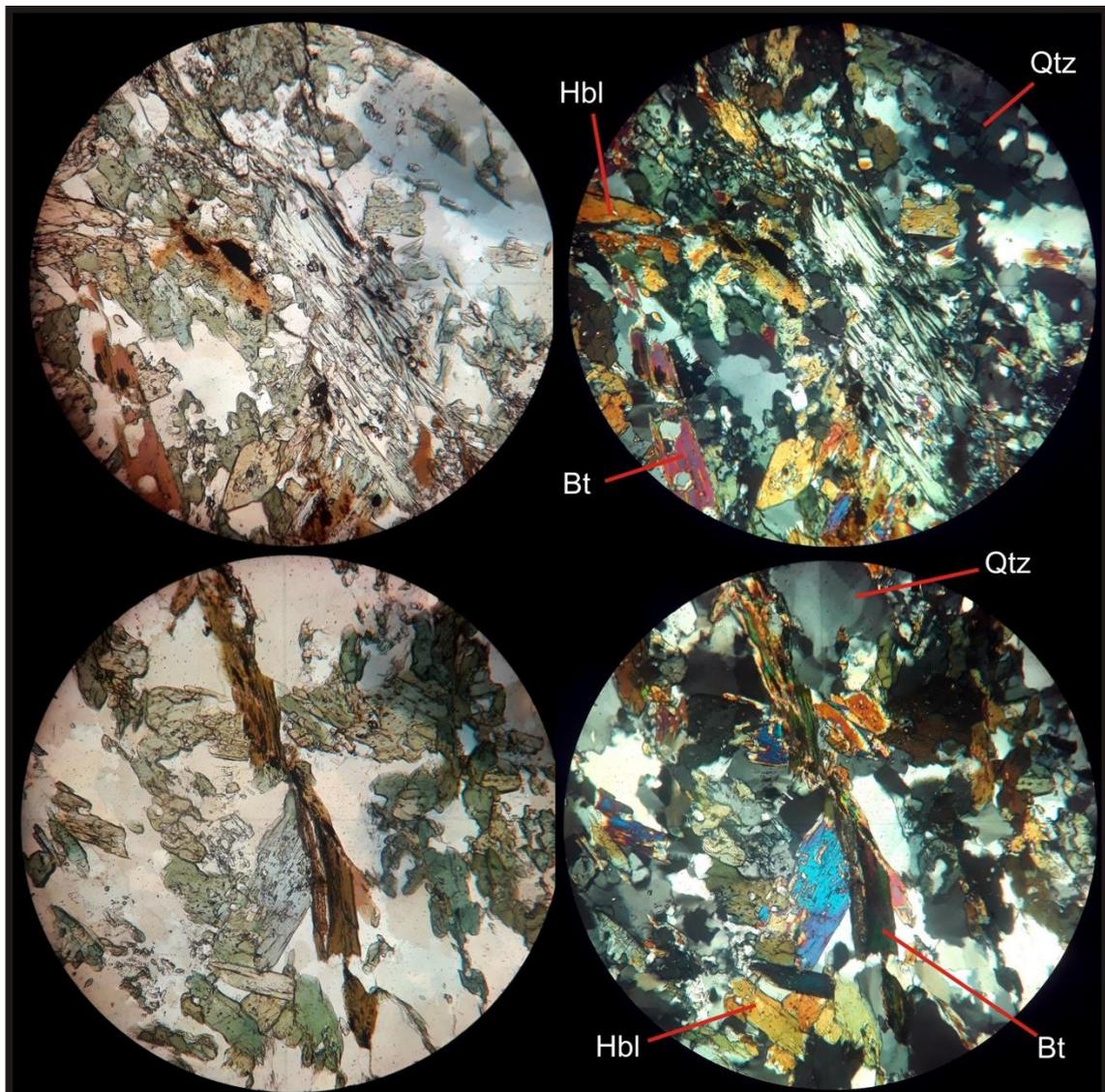


Figura N°10: Vista en lámina delgada del esquistu cuarzo – biotítico – hornbléndico donde se pueden observar los componentes principales como biotita (Bt), Hornblenda (Hbl) y cuarzo (Qtz).

En cuanto a esta paragénesis de minerales si bien se identificó que a simple vista, las muestras son similares, defieren en la presencia de algunos minerales, esto es:

Paragénesis mineral general: Qz + Bt + Hbl + Chl + Ep + Ttn

Paragénesis mineral M2: Qz + Bt + Hbl + Chl + Tr-Act + Fsp + Ep + Ttn

Paragénesis mineral M5: Qz + Bt + Hbl + Chl + Fsp + Ep + Ttn

De acuerdo a las zonas definidas según Grubenmann y Niggli (1924), y teniendo en cuenta las asociaciones minerales que se pueden observar en la muestras, las mismas corresponderían a una secuencia de tipo orto cuyo protolito sería una roca ígnea básica o a una secuencia de tipo para cuyo protolito sería una roca calcárea pelítica que ha sufrido un metamorfismo regional intermedio que según el cuadro de facies metamórficas (Eskola, 1915) se la puede asignar a la facies de anfibolita (Fig.11).

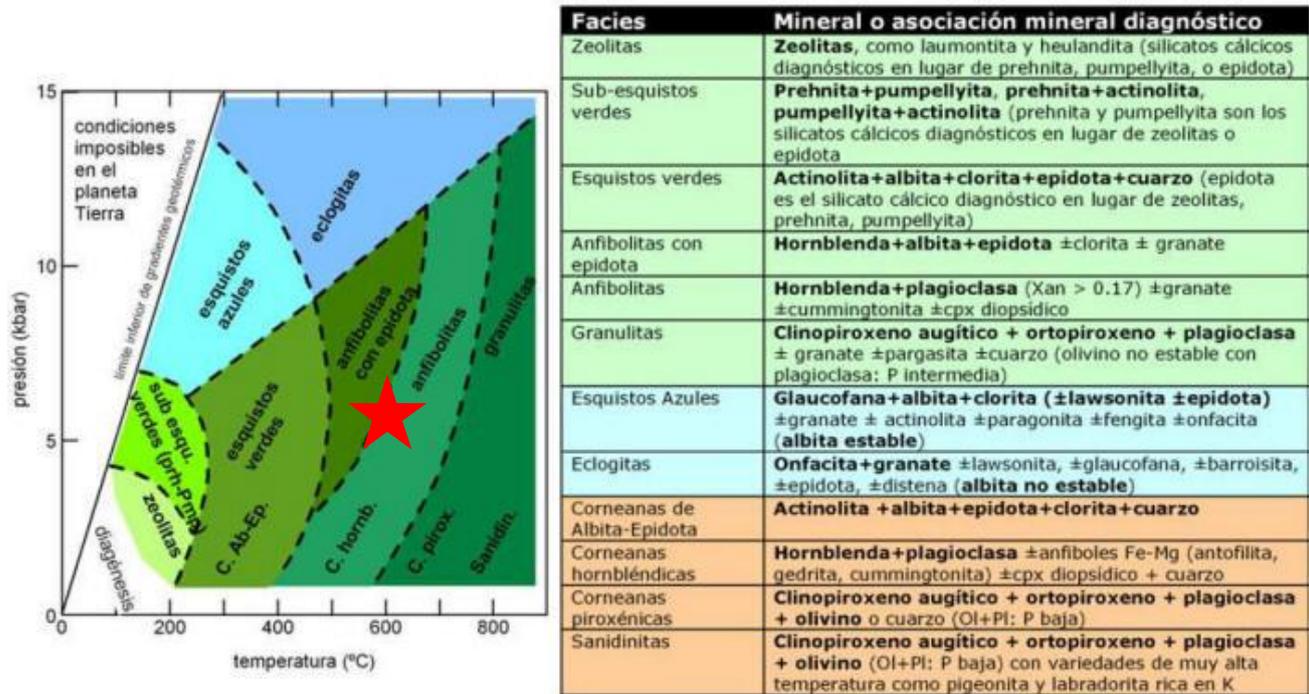


Figura N°11: Cuadro de facies metamórficas (Eskola, 1915) donde se muestra la correspondencia de la unidad Esq. Qz - Bt - Hbl (estrella roja).

B. ESQUISTO CUARZO – MOSCOVÍTICO

Estas afloran de manera repetida e intercalada en diferentes partes del sector sur del cerro, y siempre se encuentran suprayacente a los esquistos cuarzo – moscovíticos. Por lo general son cuerpos estructurados con planos de esquistosidad, con brillo vítreo (Fig.12).

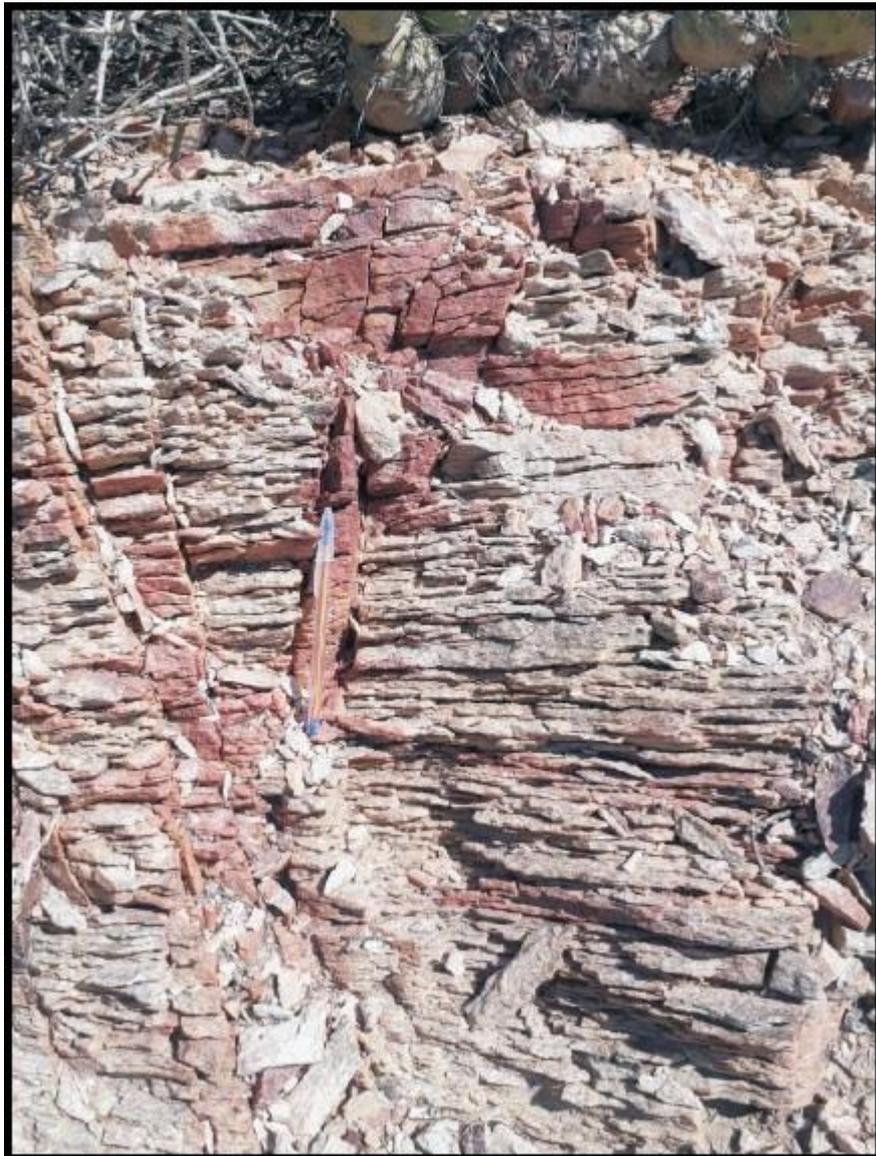


Figura N°12: Afloramiento del esquistos cuarzo – moscovítico.

Esta unidad se pudo identificar en las muestras M1 / M3 / M7 y M10 (Anexos - Figs.17/22-21/26-27/31-32).

Estas rocas en general presentan color gris claro, con estructura planar esquistosa y macroscópicamente se observa que están compuestas por una mineralogía de cuarzo y moscovita (Fig.13).



Figura N°13: Muestra de mano del esquistos cuarzo – moscovítico con estructura planar esquistosa.

En lámina delgada se observa que las muestras están compuestas principalmente por minerales primarios como cuarzo (Qz), y en menor proporción moscovita (Ms); y como minerales accesorios se observan epidotos (Ep) (Fig.14).

La textura de las mismas es coherente con la estructura observada, ya que posee texturas planares. Los cristales de cuarzo presentan extinción

ondulante y formación de subgranos, conformando una textura granoblástica poligonal generalmente y suturada en algunos casos (Fig.14).

Los ejemplares de moscovita se presentan en folias de menor tamaño formando una textura lepidoblástica ya que se encuentran orientados (Fig.15).

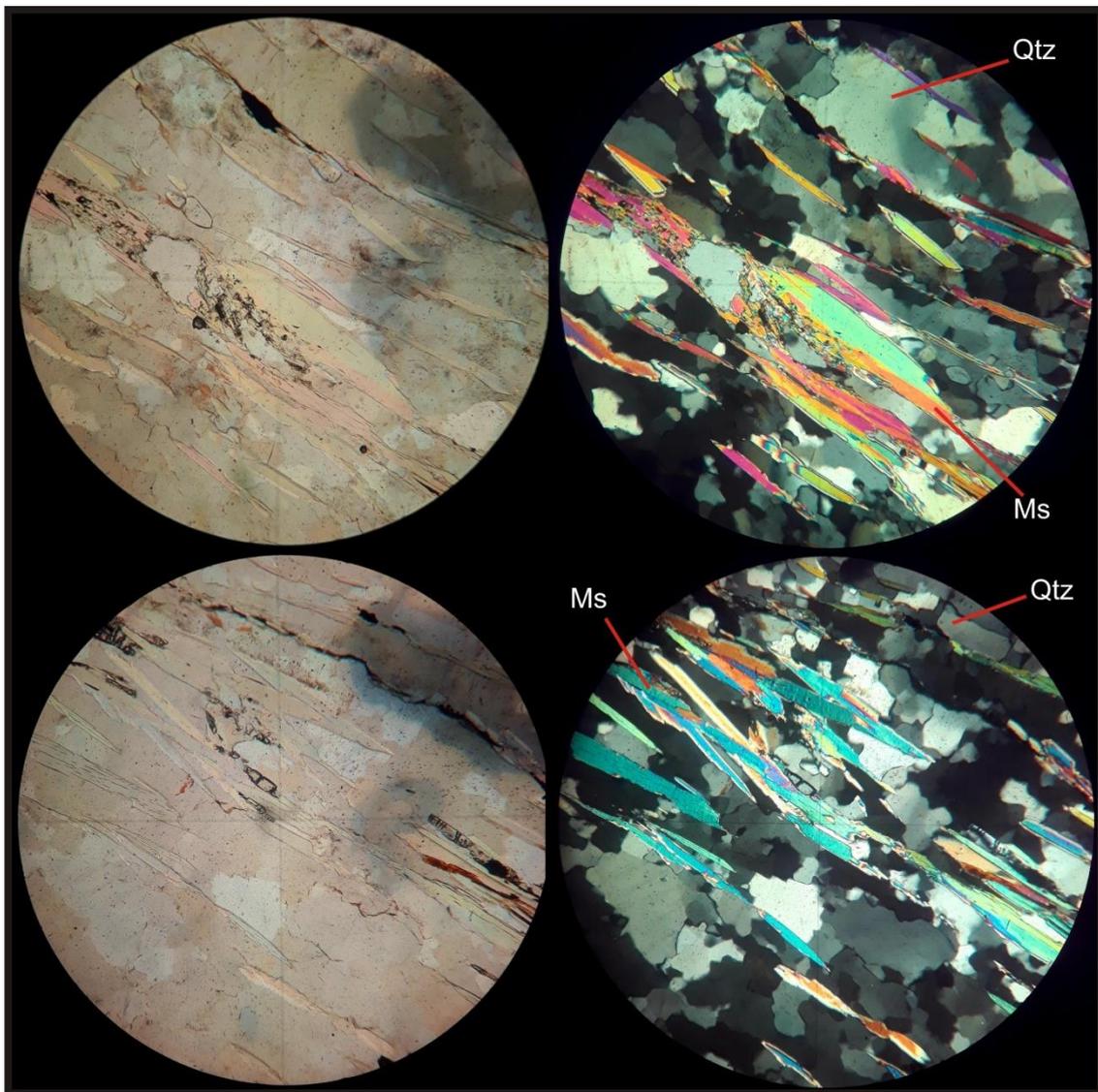


Figura N°14: Vista en lámina delgada del esquistos cuarzo – moscovítico donde se pueden observar los componentes principales como cuarzo (Qtz) y moscovita (Ms).

En cuanto a esta paragénesis de minerales se identificó que las muestras son similares, esto es:

Paragénesis mineral general: Qz + Ms + Ti

De acuerdo a las zonas definidas según Grubenmann y Niggli (1924), y teniendo en cuenta las asociaciones minerales que se pueden observar en las muestras, las mismas corresponderían a una secuencia de tipo orto cuyo protolito sería una roca ígnea básica o a una secuencia de tipo para cuyo protolito sería una roca calcárea pelítica que ha sufrido un metamorfismo regional intermedio que según el cuadro de facies metamórficas (Eskola, 1915) se la puede asignar a la facies de anfibolita (Fig.15).

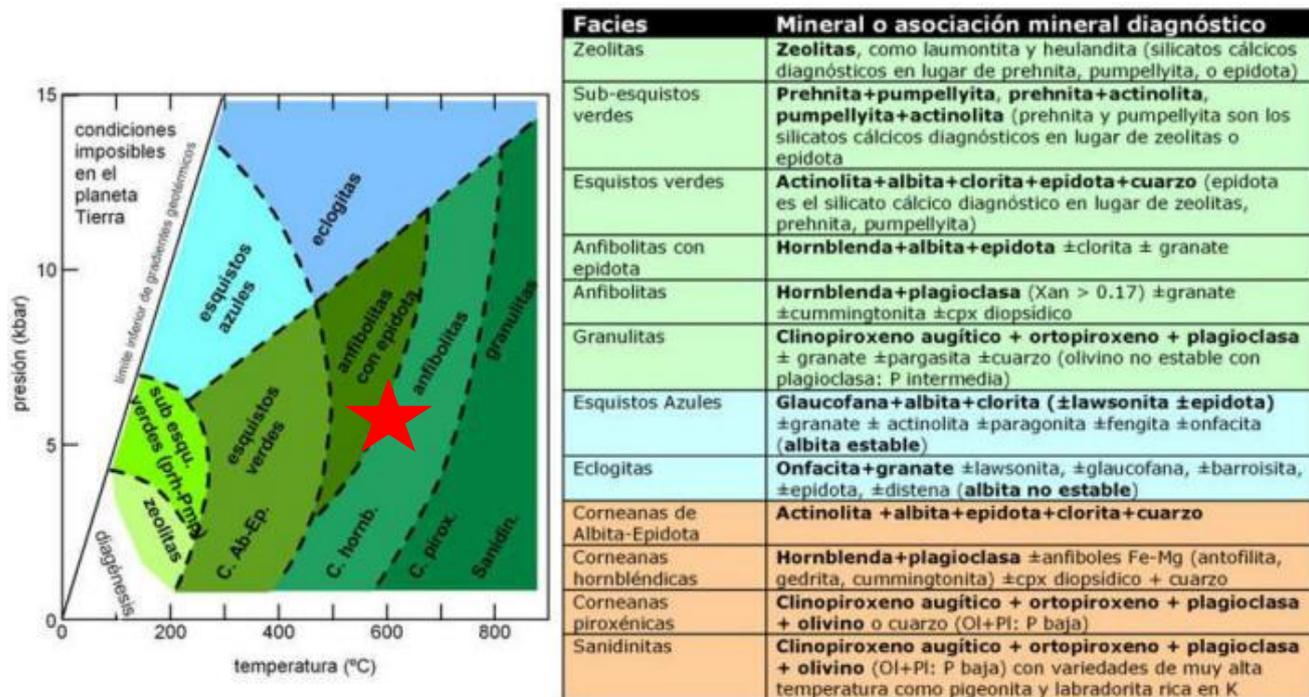
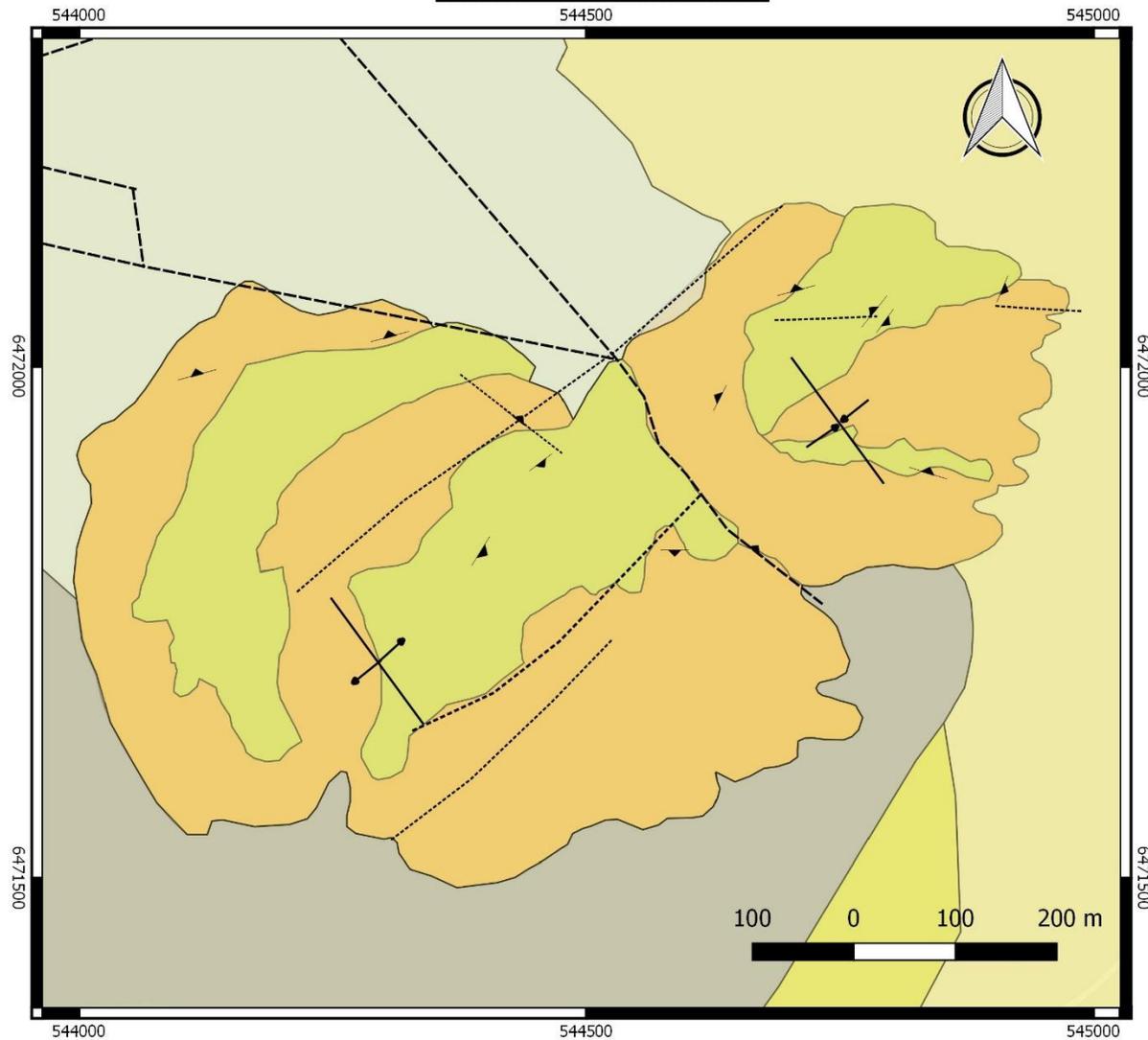


Figura N°15: Cuadro de facies metamórficas (Eskola, 1915) que muestra donde se muestra la correspondencia de la unidad Esq. Qz – Ms (estrella roja).

En base al mapeo realizado en el sector sur del cerro Valdivia y a la caracterización petrológica de las muestras tomadas, se obtuvo un mapa local (Fig.16) que muestra que ambas unidades reconocidas se encuentran distribuidas y dispuestas en el área, de manera intercalada y repetida conformando lo que podría ser un posible pliegue, anticlinal en el sector SO y sinclinal en el sector NE, puestos en contacto por una estructura planar principal que atraviesa en la parte central a la zona de estudio.

Mapa Geológico Local del sector sur del Cerro Valdivia



Referencias

- Depósitos Aluviales (Q)
- Depósitos inconsolidados (Q)
- Capas rojas indiferenciadas (Tc)
- Formación Jejenes (Cb sup.)
- Esquistos Qz-Bt-Hbl (Prot. sup.)
- Esquistos Qz-Ms (Prot. sup.)

Estructuras

- Datos estructurales
- Lineamientos principales
- Lineamientos menores
- Pliegue sinclinal
- Pliegue anticlinal

	UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN	
	Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales	
	Licenciatura en Ciencias Geológicas	
Mapa Geológico Local		
Sistema de Referencia: WGS84		Escala: 1:550.000
Autora: Galliano Florencia		

Figura N°16: Mapa geológico local del sector sur del cerro Valdivia.

CAPITULO VI: GEOFISICA – RESULTADOS Y CONCLUSIONES

GRAVIMETRÍA TERRESTRE

1. INTRODUCCIÓN

Con el propósito de disponer de información del subsuelo, del área que Con el objetivo de incorporar valiosa información para la caracterización del subsuelo del área que abarca el extremo sur del cerro Valdivia y zonas aledañas, se incorporó la adquisición de datos gravimétricos realizada específicamente para este trabajo, los cuales se sumaron a datos relevados por el Instituto Geográfico Nacional (IGN).

Dichas mediciones se realizaron en el extremo sur de Precordillera Oriental, sector de afloramientos de las manifestaciones más accidentales del basamento precámbrico de Sierras Pampeanas y de las secuencias carbonáticas cambro-ordovícicas, clásticas silúricas, neopaleozoica y neógena- cuaternaria.

2. ADQUISICIÓN DE DATOS E INSTRUMENTAL

Para el proceso de adquisición de datos, los equipos fueron proporcionados por el Instituto Geofísico-Sismológico Volponi (IGSV). En campo se trabajó con un gravímetro y un GPS tipo diferencial (Fig.17), los cuales se describen a continuación.

- Gravímetro Scintrex CG5 autograv:

Se trata de un gravímetro relativo (un instrumento que mide variaciones relativas del campo de gravedad terrestre y no el campo de gravedad absoluta) compuesto por una masa y un resorte de cuarzo montados en una

cámara de vacío. La masa a su vez actúa como parte de un transductor-capacitor variable. La fuerza de atracción gravitatoria sobre la masa de prueba es balanceada por un resorte y por una pequeña fuerza electrostática de restauración. Un cambio de gravedad “g” altera la posición de la masa que se traduce en un desplazamiento que genera un cambio capacitivo en el circuito. Un circuito automático de realimentación negativa “*feedback*” aplica una corriente continua a las placas del capacitor y produce una fuerza electrostática que lleva a la masa a su posición nula. La magnitud del voltaje de restitución Tiene una relación directa con la medida del valor relativo de “g”. Este voltaje es convertido a una señal digital y luego enviado al sector de adquisición de datos para procesamiento, exhibición y almacenamiento. El sistema entero es controlado por un microprocesador que usa las señales de un sensor de inclinación electrónico para nivelar el instrumento, ajustar el circuito de restitución y convertir el voltaje en un valor de gravedad relativo, el cual es almacenado en la memoria de la computadora. El gravímetro posee un rango de funcionamiento entre X_{mGal} e Y_{mGal} con una resolución y la resolución del equipo es de 0.01 mGal. Elimina el error del operador realizando lecturas automáticas que pueden ser corregidas por mareas terrestres y defectos de nivelación, generando además un archivo de datos.

- GPS tipo diferencial:

Consiste en la utilización de un par de receptores de posicionamiento satelital. Uno que funciona como móvil y otro como estación (o estaciones)

de referencia situada coordenadas conocidas con gran exactitud. La estación de referencia comprueba todas las medidas a los satélites en una referencia local sólida (ej: mojón del IGN), y obtiene en tiempo real las coordenadas de ese punto, cuyos valores ya se conocían con Marco de referencia Nacional o Local. Compara resultados y a partir de ello calcula los errores del sistema en tiempo real y transmite por algún sistema (satélite, radio, TCP/IP, GSM o UMTS) dichas correcciones al receptor móvil, que deberá de disponer de un módulo con la capacidad de captar estas correcciones y recalculer su posición.



Figura N°17: Instrumental, a la derecha gravímetro Scinterx cg5, y a la izquierda GPS tipo diferencial.

3. METODOLOGIA DE TRABAJO EN CAMPO

Para la realización del trabajo de campo hubo, en primera instancia, una vinculación entre los docentes de la cátedra de “Gravimetría y Magnetometría” y el Gabinete de Petrología Metamórfica. En esta

instancia, se expuso el interés geológico de investigación y el conocimiento geofísico para la planificación del trabajo de campo. De esta etapa se definieron los perfiles gravimétricos y la ubicación de los puntos GPS.

Se planificó un total de 34 puntos en un perfil con orientación N-S aproximadamente y 11 puntos en un perfil SO-NE con una distancia entre los puntos de 100m. Las distancias recorridas fueron 3,3km y 1km, en los respectivos perfiles (Fig.18). Tomando como promedio un tiempo total de 5 minutos de duración en la medición de cada estación, considerando la cercanía de la zona de estudio respecto de la ciudad de San Juan (a 40km de distancia aprox.) y contando con un total de 8 personas en campo (Fig.19), se definió que la actividad podría llevarse a cabo en un día de trabajo.

En la planificación se consideró también, la medición del punto de gravedad absoluta ubicado en el Instituto Geofísico-Sismológico Volponi (IGSV), ubicado en el Departamento Rivadavia, a 15km de la Ciudad de San Juan. Esta medición debió realizarse al inicio y al final de la campaña.

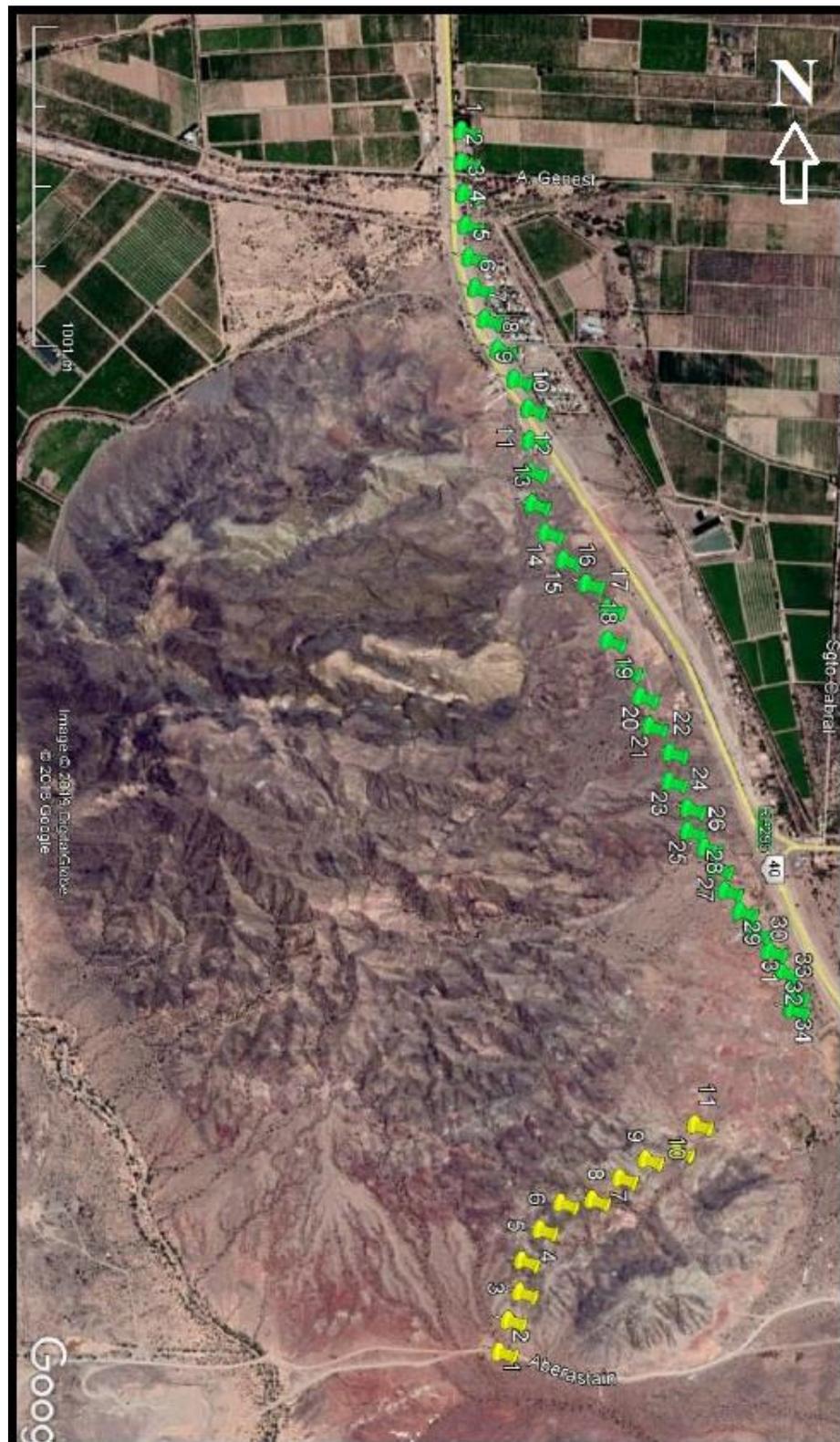


Figura N°18: Estaciones en las cuales se realizaron las mediciones gravimétricas.



Figura N°19: Grupo de trabajo en el campo con el instrumental.

4. ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

La prospección gravimétrica determina la presencia de cuerpos emplazados en el subsuelo que generan variaciones en el campo gravitatorio normal dado por el IGRS (*international gravity reference system*). Estos cambios están dados únicamente por las diferencias de densidades de los distintos cuerpos litológicos. Para determinar las anomalías gravimétricas se deben comparar el valor de la gravedad observada ($g_{obs.}$) y reducida al Geoide con el valor de la gravedad teórica (γ_0) en cada estación.

En forma general se puede decir que una anomalía gravimétrica se define como:

Anomalía gravimétrica = grav. observada y reducida – grav. normal (γ_0)

5. CORRECCIONES GRAVIMÉTRICAS

Las observaciones gravimétricas contienen los efectos provocados por la diferencia de altitud entre el plano que contiene a la estación gravimétrica y el nivel medio del mar (corrección de aire libre), por la masa existente entre ambas superficies (corrección de Bouguer), por la atracción gravitatoria que ejerce la topografía del lugar sobre la fuerza de gravedad medida en la estación (corrección topográfica) y en regiones extensas por la curvatura de la Tierra (corrección por curvatura terrestre).

Con la información de gravedad observada, elevación y posicionamiento geográfico, se calcularon las anomalías de Bouguer, y de Aire Libre mediante el software Oasis Montaj.

6. PROCESAMIENTO DE DATOS

En última instancia, se realizó el procesamiento de los datos. Para ellos se trabajó con planillas de Excel y el programa Oasis Montaj 7.0. Los datos de gravedad relativa obtenidos en campo fueron corregidos por deriva instrumental (siendo la corrección de -1.897 para todos los valores, esta corrección es muy pequeña y eso da más seguridad sobre los datos).

Luego, se obtuvo la diferencia Δg entre estaciones consecutivas. Para obtener los valores de gravedad absoluta se vinculó con el valor de IGSV (979141.365mGal), perteneciente a la Red Argentina de Gravedad Absoluta (RAGA) (Fig.20). Tomando a éste como valor inicial, se fueron sumando los Δg de las estaciones consecutivas. El cálculo de anomalías se obtuvo como la diferencia entre el valor de gravedad observado, corregido por aire libre

y por Bouguer, y el valor de gravedad teórico, utilizando el marco de referencia World Geodetic System 1984 (WGS-84).

Por último, el software Oasis Montaj 7.0 permite construir mapas de anomalías de gravedad y georreferenciarlos. Para este proceso se utilizan los puntos de GPS medido. También se obtuvo un mapa solapando los datos geológicos con los datos geofísicos.

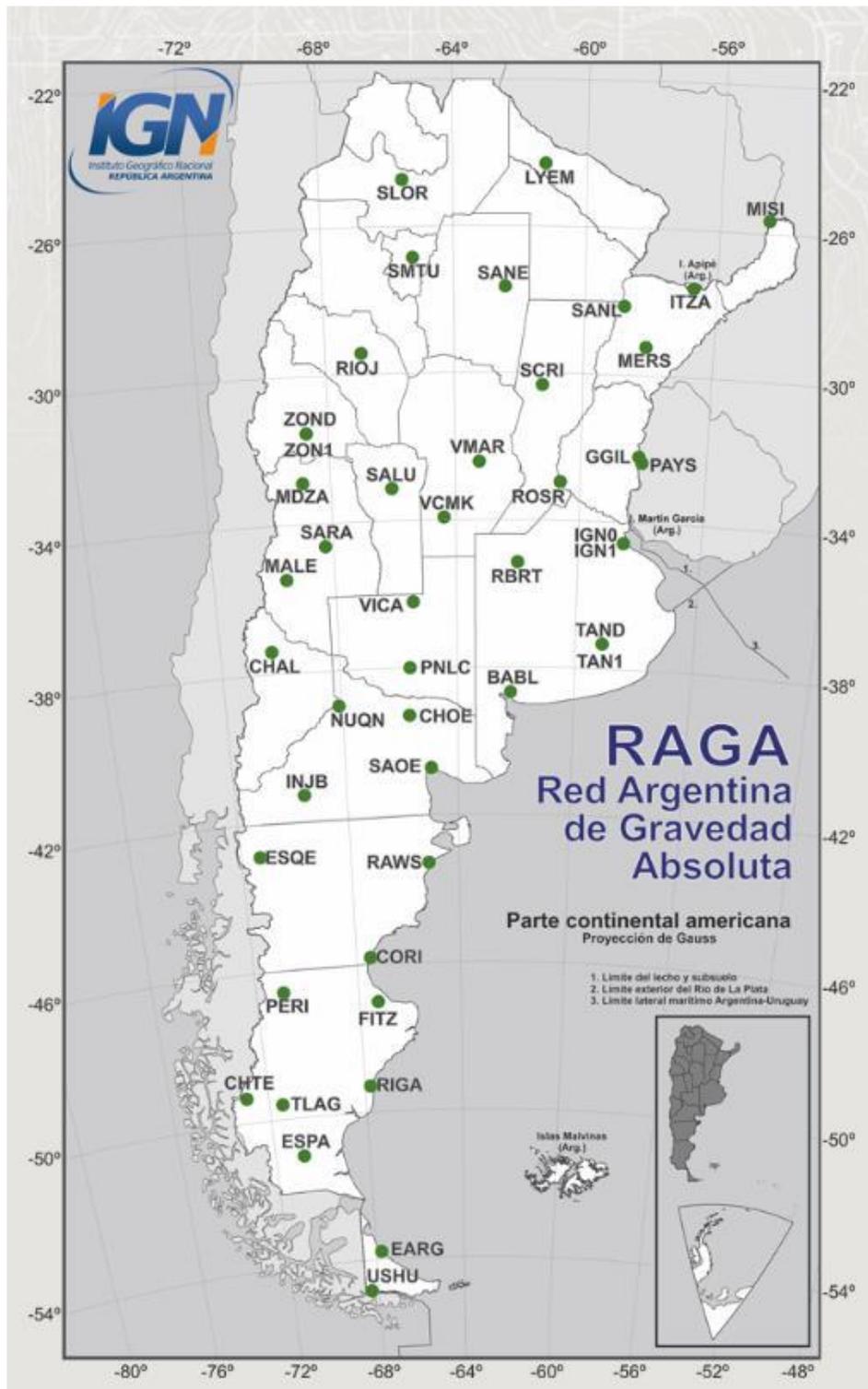


Figura N°20: Red Argentina de Gravedad Absoluta (RAGA). Tomada de la página oficial del Instituto Geográfico Militar (IGN).

7. RESULTADOS E INTERPRETACIONES

De las mediciones realizadas se obtuvo un mapa de anomalías gravimétricas (Fig.21) En el mapa de anomalías gravimétricas podemos observar que los valores obtenidos corresponden en su totalidad a valores negativos, la unidad está expresada en mGal.

En el presente trabajo se interpreta que la distribución de valores de anomalía gravimétrica en la zona de estudio describe una serie de altos y bajos gravimétricos.

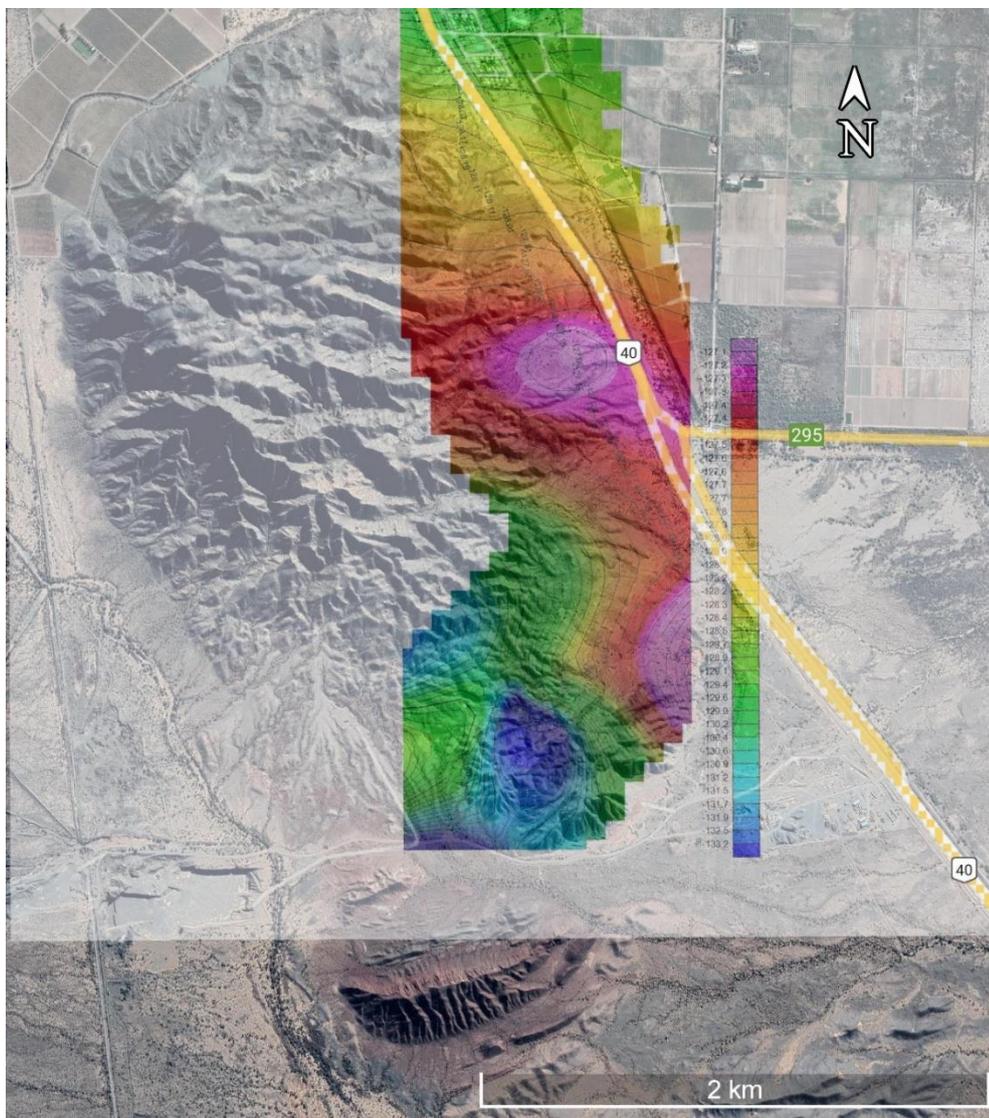


Figura N°21: Mapa de anomalías gravimétricas en Google Earth.

Sobre el sector central y sureste del mapa de anomalías gravimétricas se ubica un alto gravimétrico que denominaremos como “anomalía central” (ver imagen, contorno azul – Fig.22), este alto presenta respuestas gravimétricas que oscilan entre -128 mGal hasta -127.02 mGal. La morfología de la “anomalía central” sugiere una losa gravimétrica de orientación NNW, consistente de dos cuerpos lobulados que alcanzan los máximos registros.

El límite SW es abrupto – neto y los valores cambian radicalmente en una corta distancia. Estas variaciones tan bruscas podrían indicar que hay una componente estructural participando en la arquitectura geológica, generando un diseño de bloques tipo *uplift – downlift* limitados por fallas de alto ángulo.

Al norte, la “anomalía central” disminuye los valores de forma gradual y constante hasta valores de -134 mGal, evidenciado por la equidistancia y la separación de las líneas de iso-valores.

Hacia el SO, la “anomalía central” muestra una disminución de los valores de anomalía gravimétrica registrados, llegando a un mínimo de -133 mGal. Este bajo gravimétrico restringido en tamaño presenta contorno semicircular. Hacia el sector SSO del cerro se registran dos bajos gravimétricos, uno bien acotado en su extensión y de geometría elíptica, mientras que el segundo solo se observa parcialmente.

MAPA GEOFÍSICO DEL CERRO VALDIVIA

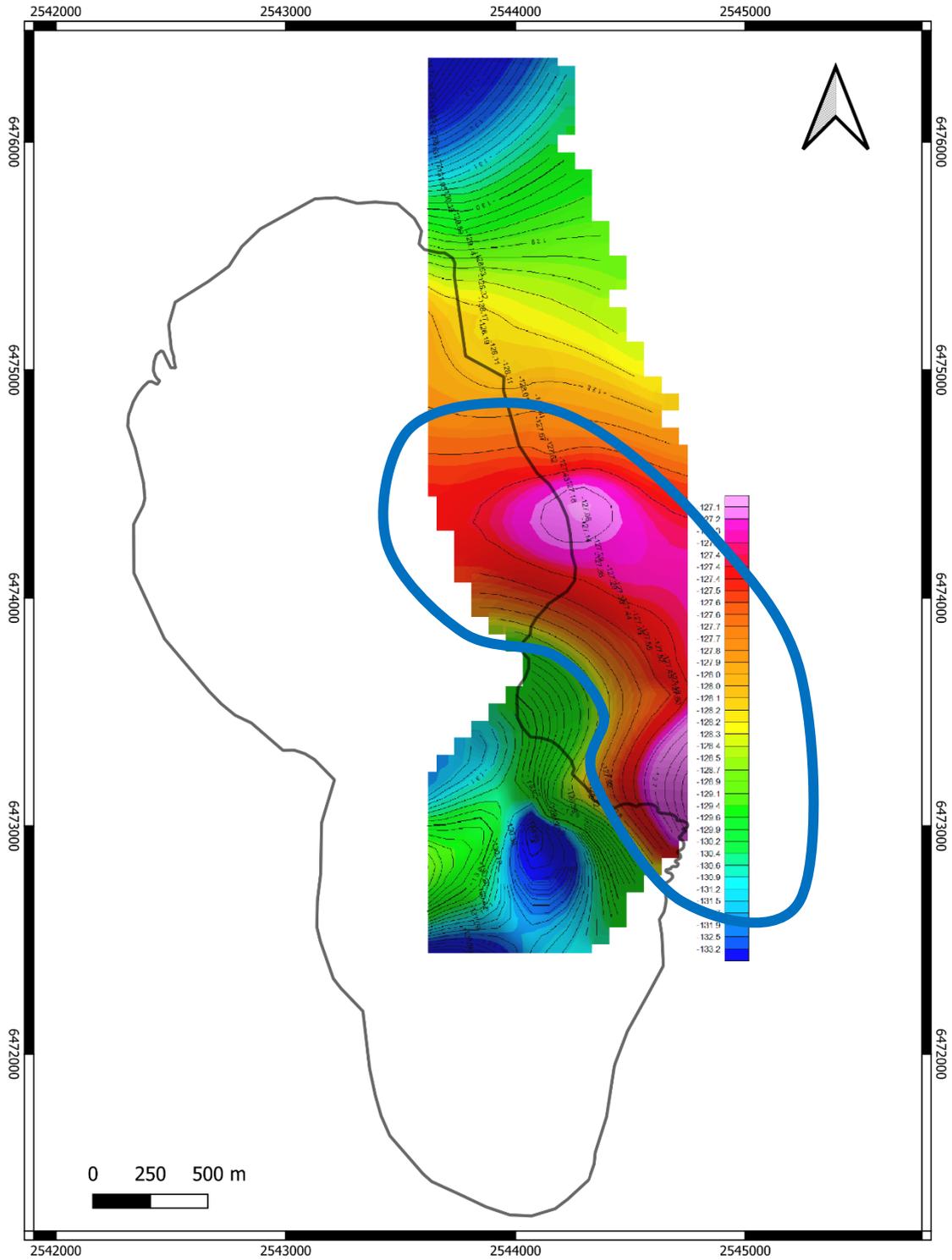


Figura N°22: Mapa de anomalías gravimétricas.

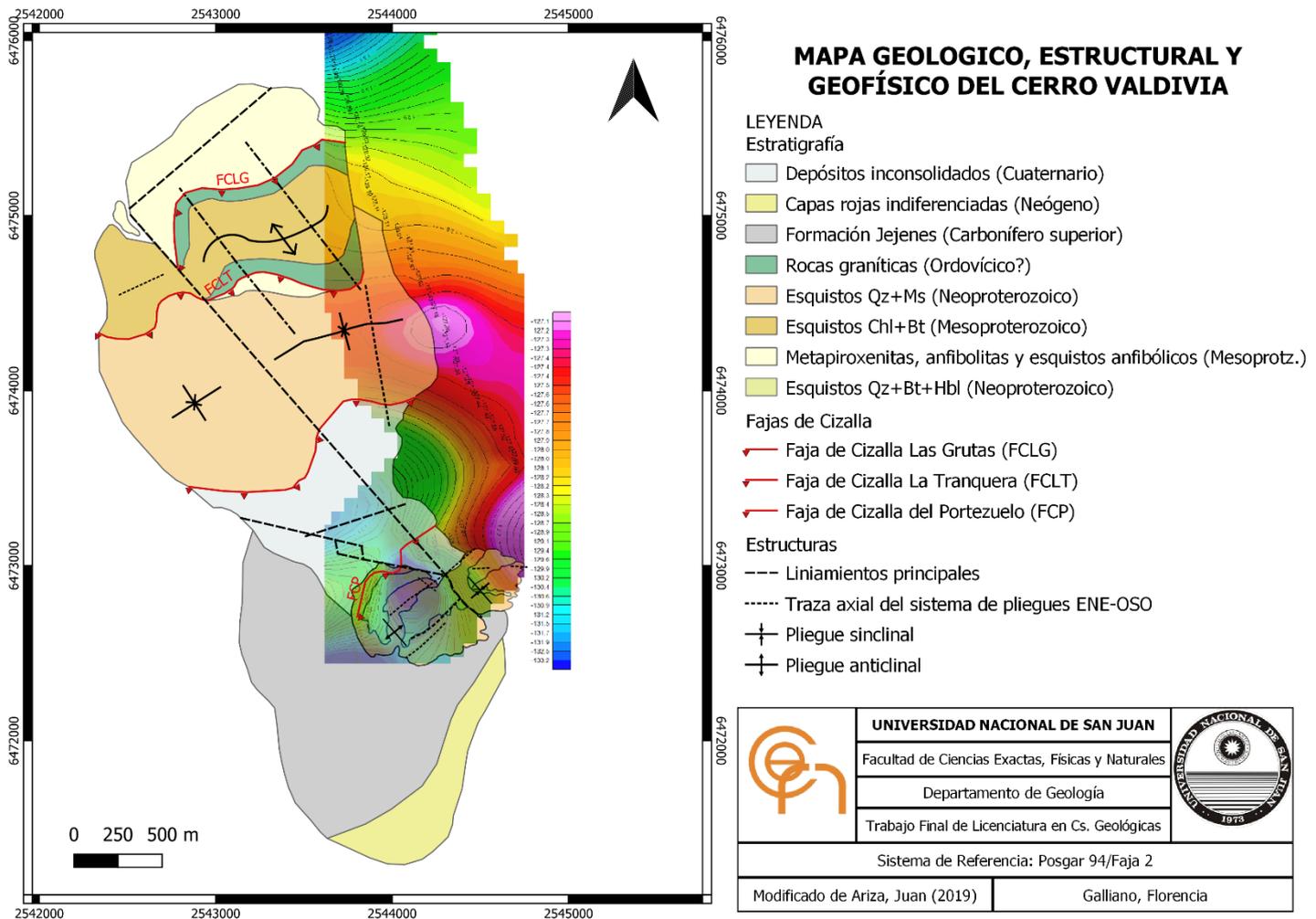


Figura N°23: Mapa Geológico y Geofísico del cerro Valdivia.

La geometría de las anomalías podría estar acusando rasgos estructurales del basamento metamórfico (adquiridos durante las fases de deformación dúctil que afectaron al mismo).

Si superponemos los datos estructurales con el producto gravimétrico encontramos que hay un eje anticlinal en el borde del alto gravimétrico y del lado opuesto un sinclinal. Lo cual, según la literatura, es normal encontrar fallamientos paralelos a los ejes de los pliegues, cuando la deformación dúctil supera ciertos parámetros de la reología del cuerpo rocoso.

Sin embargo, no se descarta la influencia de estructuras de fracturación que presenta el cerro en toda su extensión y que se superpone a las estructuras antiguas (p.e. a lo largo de ejes de pliegues, planos de foliación, etc.).

CAPITULO VII: RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Las tareas realizadas en este trabajo permitieron arribar a las siguientes conclusiones:

El análisis integrado de los trabajos de mapeo y muestreo de superficie con los estudios petrográficos, permitió mejorar la caracterización de las unidades aflorantes en el sector sur del cerro Valdivia.

Las metamorfitas del sector sur del cerro Valdivia pertenecen a uno de los cuatro tipos principales de rocas definidas por Kilmurray y Dalla Salda (1971) : esquistos cuarzo-moscovíticos, esquistos cloríticos-biotíticos, anfibolitas y filones de rocas graníticas cuarzo-feldespáticas.

A partir de los resultados obtenidos, las metamorfitas del sector sur corresponderían al grupo de esquistos y se los diferenció en esquistos cuarzo-moscovíticos y esquistos cuarzo-biotíticos-hornbléndicos. Esto difiere con lo planteado por Ariza; 2019 ya que él incluye a las metamorfitas del sector sur en el grupo de anfibolitas.

Con base en la caracterización petrográfica, se definió que estas unidades han sufrido un metamorfismo regional intermedio, es decir de grado bajo a medio y en función al mapeo realizado se definió que ambas unidades reconocidas se encuentran distribuidas y dispuestas en el área, de manera intercalada y repetida conformando lo que podría ser un posible pliegue, anticlinal en el sector SO y sinclinal en el sector NE, puestos en contacto por una estructura planar principal que atraviesa en la parte central a la zona de estudio.

También se obtuvo un mapa geofísico regional del cerro Valdivia, el cual permitió identificar a partir de la geometría de las anomalías, rasgos estructurales del basamento metamórfico. Pero se sugiere realizar un trabajo geofísico de detalle para el reconocimiento de estructuras menores.

Por lo cual, la principal contribución de este trabajo es la obtención de un mapa geológico de detalle del sector sur del cerro Valdivia, el cual fue construido a partir de datos de campo y la caracterización petrológica de las muestras obtenidas.

CAPITULO VII: BIBLIOGRAFIA

- Abruzzi, J.M., 1994. The chemistry, Pb isotopic signature, and age of the Central Andean Precordillera Basement: implications for “flat-slab” volcanic rocks and Laurentia-Gondwana connections. Bachelor thesis, Cornell University, 113p. (Inédito), Cornell.
- Alascio, B. G. 1941. Observaciones geológicas en el Cerro Valdivia. Rev. Centro de Estud. Doct. Cs. Nat. Bs As. Apendice N° 5, pp. 1-52.
- Amos, A.J., 1954. Estructura de las Formaciones Paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la sierra Chica de Zonda, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9 (1):5-38, Buenos Aires.
- Ariza, J., Weidmann, C., Sánchez, V., González, I., Carbajal, F., Mendoza, N., Díaz, I., 2017. Procesamiento de imágenes landsat aplicado a la caracterización estratigráfica y estructural de unidades metamórficas expuestas en el extremo norte del cerro Valdivia (31°52'00''s-68°32'30''o), sierras pampeanas de san juan. Actas XXº Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica 14 Geomática y Teledetección: 1-5. Tucumán.
- Ariza, J., Fernández, D., Palacio Balderramo, G., Sánchez, M., Moreno, C., Sánchez, M., y Mendoza, N., 2019. Sensoramiento remoto aplicado al mapeo litológico-estructural de unidades metamórficas en el cerro Valdivia, Sierras Pampeanas Occidentales, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 76 (4): 363-374 (2019).

-
- Baldis, B., Uliarte, E.y A. Vaca, 1979. Análisis de la comarca sísmica de San Juan, Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34 (4): 294-310, Buenos Aires.
 - BALDIS, B. y O. BORDONARO, 1981. Evolucion de facies carbonaticas en la cuenca cambrica de la Precordillera de San Juan. Aetas 8Q Congreso Geologico Argentino (San Luis), 2: 385-397, Buenos Aires.
 - Beresi, M.S., 1981. Fauna y ambiente y en los sedimentos carbonáticos arenigianos de Talacasto, San Juan. Actas 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), II: 349-417, Buenos Aires.
 - BERCOWSKI, F., L.R. BERENSTEIN y N.M. JOHNSON. 1987. Litofacies y Paleoambiente del Terciario en Loma de Las Tapias, Ullúm, provincia de San Juan. Aetas 102 Congreso Geológico Argentino (Tucumán)?. 101-104, S.M. Tucumán.
 - Bodenbender, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 19:1-220, Córdoba.
 - Bordonaro, O.L., 1980. El Cámbrico en la quebrada de Zonda Provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (1):26-40, Buenos Aires.
 - Bordonaro, O., Aceñolaza, G.y M.E.Pereyra, 1992. Primeras trazas fósiles de la sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. Ciencias 1 (1): 7-14, San Juan.

-
- BORDONARO, O. y A. ARROQUI LANGER, 1995. Potencial de magnesita de las dolomías margosas de San Juan, Argentina. Acta 5º Congreso Nacional de Geología Económica, I: 37-42. San Juan.
 - Borrello, A. V., 1968. Los pisos estructurales de la Precordillera - Cordillera Frontal en su evolución orogénica. 3 Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia, 1966), Actas 3: 227-232, Buenos Aires.
 - Castro, C.E., 1980. Estudio litológico de las metamorfitas calcáreas en los alrededores de la quebrada de las piedras pintadas, sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 71p. (Inédito) San Juan.
 - Castro de Machuca, B., 1981, Génesis de la mina de talco "Don León", sierra de Pie de Palo, Provincia de San Juan. Actas 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), 4: 535-555, Buenos Aires.
 - Castro de Machuca, B., 1984. Geología del extremo sudoccidental de la sierra de Pie de Palo, Provincia de San Juan. Tesis Doctoral Universidad Nacional de San Juan, 187p. (Inédito). San Juan.
 - Castro de Machuca, B, y A, Conte-Grand, 1994. Génesis de las anfibolitas de las Sierras Pampeanas Occidentales, Provincia de San Juan, Argentina. Actas 7º Congreso Geológico Chileno, 2:989-994, Concepción.
 - Cuerda, A. J., Cingolani, C. A., & Schauer, O. C. (1983). Descripción Geológica de la Hoja 21c, San Juan.

- Cuerda, A.J., Cingolani, C. y Schauer, O. 1988b. Descripción geológica de la Hoja 21 c, San Juan .Servicio Geológico Nacional, (inédito), 233 p, Buenos Aires.
- Cuerda, A.J., Rb. Rickards y C.A. Cingolani, 1988c. The Ordovician-Silurian boundary in Bolivia and Argentina. Bulletin of the British Museum (Natural History) (Geology).43: 291-294, London.
- Dalla Salda, L. y Rapela, C., 1972. El origen de las anfibolitas del cerro Valdivia. Actas 5ª Congreso Geológico Argentino (Carlos Paz, 1972), 1: 111-121, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Toselli, A., Caminos, R., y Gardini, C, 1999. Proterozoico y Paleozoico inferior de las Sierras Pampeanas Occidentales. In Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales (Vol. 29, No. 6, pp. 159-167).
- Dalla Salda, L. y R. Varela, 1982. La estructura del basamento del terciario sur de la sierra de Pie de Palo, Provincia de San Juan. Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 451-468, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. y R. Varela, 1983. Descripción geológica de la Hoja 21-d Villa Colon, Provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, 118p. (Inédito), Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. y R. Varela, 1984. El metamorfismo en el terciario sur de la sierra de Pie de Palo, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (1-2): 68-93, Buenos Aires.
- Dallmeyer, D., V.A.Ramos y G.I.Vujovich, 1994. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral gas from the sierras Pampeanas: implications for terrane assembly

and palins-patic correlations. II^o Circun-Atlantic/Pacific terrane conference, program and abstract. Canadá.

- Dalziel, I. W., L.H Dalla Salda y L.M. Gahan, 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwan Interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. Geological Society of America, Bulletin 106: 243-252.
- Eskola, P. (1915). Sobre la relación entre composición química y mineralógica en las rocas metamórficas de la región de Orijarvi: Comm. Cárcel. Finlande, Bull, 44, 145.
- Factor, A. y J. Milán, 1949. Geología de los yacimientos minerales de la Quebrada del Gato, sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan. Revista Minera, 20: 3-35, Buenos Aires.
- Fernández Lima, J. C., 1962. Informe sobre la mina de talco de la quebrada Agua del Gato, departamento Angaco, provincia de San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, informe técnico 14 (inédito), Buenos Aires.
- Fernández Noia, E., 1982. Estudio Geológico del sector superior de la quebrada La Paz y alrededores, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, San Juan, 76p. (inédito), San Juan.
- Fragapane, G., 1990. Estudio Geológico de la Quebrada Del Tigre (tramo superior), sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 124p. (Inédito), San Juan.

- FURQUE, G. y A.J. CUERDA, 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. Academia Nacional de Ciencias, 22 Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 455-522, Córdoba.
- GIUDIC I, J., 1992. Estudio estratigráfico y estructural del cerro Bayo, sierra Chica de Zonda, San Juan. Trabajo final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 68 p. (inédito), San Juan.
- González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Asociación Geológica Argentina, Revista 5(3): 81-110.
- Groeber, P., 1948. Geología de la provincia de San Juan: Datos Geológicos. Anales Ministerio de Agricultura, Comisión Nacional de Climatología y Aguas Minerales, 9: 27-42, Buenos Aires.
- Grubenmann, U., & Niggli, P. (1924). Die Gesteinsmetamorphose (Vol. 1). Verlag von Gebrüder Borntraeger.
- Heim, A., 1948. Observaciones Tectónicas en La Riconada, Precordillera de San Juan. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 64: 5- 38, Buenos Aires.
- HUFF, D. W., S.M. BERGSTROM. M. S. KREKELER. D. R. KOLATA and C. CINGOLANI 1997. A biostratigraphically well-constrained K-bentonite U-Pb zircon age of the lowest Darriwillian Stage (Middle Ordovician) from the Argentine Precordillera. Episodes. 20: 29-33.
- HUFF. D. W. S.M. BERGSTROM. D. R. KOLATA. C. A. CINGOLANI and R. A. ASTINI. 1995. Ordovician K-bentonites in the Argentine Precordillera: relations to Gondwana margin evolution. En Linkhust,

- R. J. y Rapela. C. E. (Eds.) The proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society. London, Special Publications. 142: 107-126.
- Jordan, T. y R.W. Allmendinger, 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of laramide deformation. American Journal of Science, 286:737-764.
 - Keidel, J., 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la Serie de Gondwana y la paleogeografía del hemisferio Austral. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 239-368, Córdoba.
 - KELLER, M. y O. BORDONARO, 1993. Arrecifes de estromatopóridos en el Ordovícico inferior del oeste argentino y sus implicancias paleogeográficas. Revista Española de Paleontología, 8 (2): 165-169.
 - KELLER, M., O. LEHNERT and W. BUGGISCH, 1994. The transition from diagenesis to low-grade metamorphism in the Argentina Precordillera: an application of the conodont colour alteration index. Aetas 12" Congreso Geológico Argentino y 2Q Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), 1: 294-299, Buenos Aires.
 - Kilmurray, J., Dalla Salda, L. 1971. Las fases de deformación de Maz, Prov. de La Rioja, Rep. Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI, (2). Bs As.
 - Kittl, E. 1949. Un nuevo yacimiento de Níquel en la sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan. Revista Minera XVIII: 41-54, Buenos Aires.

-
- Köeppen, W. 1936: Das geographische System der Klimate (Handbuch der Klimatologie, Bd. 1, Teil C).
 - Lira, R., Millone, H.A., Kirschbaum, A.M. y Moreno, R.S., 1997. Magmatic arc calc-alkaline granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10(2): 157-178.
 - Llano, J., 1981. Geoquímica de las rocas metamórficas del cerro Barboza, San Juan, Argentina. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 4: 311-323, Buenos Aires.
 - Llano, J. y Escalante, A., 1979. Petrología de las anfibolitas de la Quebrada del Gato, sierra de Pie de Palo. *Actas II Congreso Geológico Chileno*, 3:E39-E58.
 - Llano, J. y J. Grassi, 1982. Estudio Geológico del sector sur de la quebrada seca, sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan, Argentina. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*,: 261-275, Buenos Aires.
 - Marín, G. y V.A. Ramos, 1987. Descripción geológica de la Hoja 20e, sierra de La Huerta, Provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional (inédito) Buenos Aires.
 - Mc Donough, M.R., V.A. Ramos, C.E. Isachsen, S.A. Bowring y G.I. Vujovich, 1993. Nuevas edades de circones del basamento de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas occidentales de San Juan: Sus implicancias para los modelos del supercontinente proterozoico

- de Rodinia. Acta 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), 3: 340-342, Buenos Aires.
- MILANA, J.P., 1991. Sedimentología y magneto estratigrafía de formaciones cenozoicas en el area de Magna y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis de Doctorado. Universidad Nacional de San Juan, (inédito), San Juan.
 - Minera TEA, 1967. Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Departamento de Minería San Juan, 275p. (Inédito), San Juan.
 - Omati, S., 1984. Estudio geológico del sector inferior de la quebrada La Paz, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 34p. (Inédito), San Juan.
 - Ortiz, A. y J.J Zambrano, 1981. La provincia geológica Precordillera Oriental. Actas 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), 3: 59-74, Buenos Aires.
 - PERALTA, S.H., 1993. Estratigrafía y consideraciones paleoambientales de los depositos marino-clasticos eopaleozoicos de la Precordillera oriental de San Juan. Aetas 12Q Congreso Geologico Argentino y 22 Congreso de Exploracion de Hidrocarburos (Mendoza), 1: 128-137, Buenos Aires.
 - Puigdomenech, H., 1980. Sucesión litológica y estructural en las rocas carbonáticas de los alrededores de la Quebrada de La Petaca, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 71 p. (inédito), San Juan.

-
- Ramos, V.A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes* 11(3): 168-174.
 - Ramos, V.A., G.I. Vujovich y S.M. Kay y M.R. Mc Donough, 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: Pie de Palo un sistema de acreción de arcos Islándicos. *Acta 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza)*, 3:343-357, Buenos Aires.
 - RAMOS, V. A. (1996). Evolución tectónica de la Plataforma Continental. *Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental Argentina*, 21, 405-422.
 - Ramos, V. A., Dallmeyer, R. D., & Vujovich, G. (1998). Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera, central Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*, 142(1), 143-158.
 - Ramos, V., & Vujovich, G. (2000). Hoja Geológica San Juan, escala 1: 250.000. *Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín*, Buenos Aires, 245, 82.
 - Rapela, C.W. y Pankhurst, R., 1996. The Cambrian plutonism of the Sierras de Córdoba: pre-Famatinian subduction? And crustal melting. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas* 5: 491.

- Rapela, C.W., Heaman, L.M. y Mcnutt, R.J., 1982. Rb/Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. *Journal of Geology* 90: 574-582, Chicago.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Kirschbaum, A. y Baldo, E.G.A., 1991. Facies intrusivas de edad carbonífera en el Batolito de Achala: ¿evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas?. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 40-43, Santiago.
- Regairaz, A., Suvires, G. M., & Simon, W. (1987). Síntesis Geomorfológica Regional de la provincia de San Juan. República Argentina. In Actas III, X Congreso Geológico Argentino (pp. 337-343). Rolleri, E. O. 1969. Rasgos tectónicos generales del Valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí, Prov. de San Juan, Rep. Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* XXIV, 4, pp. 408-412.
- Rolleri, E.O. 1969. Rasgos tectónicos generales del Valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí, Prov. de San Juan, Rep. Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* XXIV, 4, pp. 408-412.
- Ruiz F., Introcaso A., Nacif, S., Leiva F., Gimenez M., Martinez P. y Laplagne A. 2011. Cambios de gravedad de origen tectónico en la transición entre Sierras Pampeanas Occidentales y la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, RAGA*, 68 (4): 595-605. 11 de 11 ISSN 0004-4822.
- Salfity, J. y Gorustovich, S.A., 1984. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo, Paleozoico superior. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 38(3-4) (1983): 437-453.

-
- SERAFINI, R.L., N.R. BUSTOS y V.H. CONTRERAS, 1986. Geología de la Formación Lama de Las Tapias (nov. nom.). Aetas Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera (San Juan, 1985). Asociación Geológica Argentina, Serie A, Monografías y Reuniones, 2, 77-82, Buenos Aires.
 - Schiller, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geológica, Mineralogía y Minería. Anales 7(5): 1-68, Buenos Aires.
 - Soechting, G.W, 1985. Geología de un sector de la Quebrada El Quemado, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 149 p. (Inédito), San Juan.
 - Sotarello, G., 1988. Geología del sector norte del cerro Valdivia, Departamento Sarmiento, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 149 P. (Inédito). San Juan.
 - Stelzner, A., 1873. Comunicaciones al Profesor H.B. Geinitz. Neues Jahrbuch für mineralogie, Geologie und Paläeontologie, Jahrgang 1872: 193-198 y 630-636, Stuttgart 1872, e Ibidem 1873: 726-746, 1873. Traducido por R. Kittl, 1966 en Academia Nacional de Ciencias, Boletín 45: 115-150, Buenos Aires.
 - Stieglitz, O. 1914. Contribución a la petrografía de la Precordillera y del Pie de Palo. Bol. N° 10, Direc. Gen. Min. Geol. e Hidrol., Bs As.

-
- Sttappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección de Geología Minería y Mineralogía. Anales 4 (3): 1-187, Buenos Aires.
 - Tabbia, G., 1982. Estudio geológico del sector norte de la quebrada Seca, sierra de Pie de Palo, San Juan .Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 73p. (Inédito), San Juan.
 - Thompson, A.B. y P.C. England, 1984. Pressure-Temperature-Time path of regional metamorphism II. Hdeir inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. Journal of Petrology, 25 (4): 929-955.
 - Villar, L.N., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas de la República Argentina y su significado metalogenético. Acta II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 3: 135-156.
 - Varela, R. y L. Dalla Salda, 1993. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del tercio sur de la sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47: 271-276, Buenos Aires.
 - Villar, L.N., 1985. Las fajas ultramáficas, tipos de ultramáficas. Metalogenia. Actas IV Congreso Geológico Chileno, 3: 610-633.
 - Vujovich, G.I., 1992a. Estudio petrológico y tectónico del metamorfismo de la sierra de La Huerta, Provincia de San Juan. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata, 300p. (Inédito). La Plata.
 - Vujovich, G.I., 1992b. Anfibolitas y metabasitas de la Loma de las Chacras, sierra de La Huerta, Provincia de San Juan. En M.K. de

Brodtkorb I.Schalamuk (Eds.). Actas 1º Jornada de Mineralogía, Petrología y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 2: 491-500, La Plata.

- Vujovich, G.I., 1993. Arcos magmaticos Islandicos en el sector occidental del terreno Pampeano .Actas 12º Congreso Geologico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), 4:17-22, Buenos Aires.
- Vujovich, G.I., 1994a. Cerro Valdivia: meta-piroxenitas y anfibolitas, su comportamiento geoquímico. Actas 2º Jornadas de Mineralogía Petrología y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas, Universidad Nacional de la Plata, Instituto de Recursos Minerales, 3: 653- 662, La Plata.
- Vujovich, G., V.A. Ramos, G. Marín y Miller, 1991. Proterozoic metavolcanics from wetern Sierras Pampeanas Terrane, Argentina. 5º International Circunpacific Terrane Conference, resúmenes expandidos, Comunicaciones, 42: 238_239, Santiago.
- Vujovich, G.I., 1994b. The mafic ultramafic belt of Pie de Palo Terrane, Western Argentina. Second Circum- Atlantic/Pacific Terrane Conference, Program with Abstracts: 39.
- Vujovich, G, I., 1995. Geología del basamento ígneo-metamórfico de la Loma de Las Chacras, sierra de La Huerta, Provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49(3-4): 321-336, Buenos Aires.

-
- Vujovich, G.I. y S. Kay, 1998. A Laurentian? Grenville- age oceanic arc /Back-arc terrane in the sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, San Juan Argentina. En R.J Pankurst and C.W. Rapella (Eds). The proto-andean margin of Gondwana. Geological Society, Special Publications, 142:159-180, Londres.
 - Vujovich, G.I., Van Staal, C.R., Davis, W., 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. In Vujovich, G.I., Fernandes, L.A.D., and Ramos, V.A., eds., Cuyania, an Exotic Block to Gondwan. Gondwana Research, v. 7, no. 4, p. 1041-1056.
 - Vujovich, G.I, y V.A. Ramos, 1994. La faja de Angaco y su relación con las Sierras Pampeanas Occidentales. Actas 7º Congreso Geológico Chileno, 1: 215-219, Concepción.
 - Whitney, D.L. y B.W. Evans. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, Volume 95, pages 185–187.
 - Zambrano, J.J y G.M Suvires, 1987. La estructura superficial y profunda en el Valle de Tulum, Provincia de San Juan, Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino (Tucumán), 1: 267-270, S.M. Tucumán.
 - Zakalik, B., 1960. Estudio Minero-Económico de los yacimientos de grafito de la sierra de Pie de palo. Provincia de San Juan. Universidad

Nacional de Cuyo y Dirección Nacional de Minería. Carpeta 421-1003p (Inédito), Buenos Aires.

- Zambrano, J.J. y Suvires, G.M. 2008. Actualización en el límite entre sierras Pampeanas Occidentales y Precordillera Oriental, en la provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63: 110-116.

ANEXO PETROGRAFICO

- **MUESTRA M1:**

Descripción macroscópica:

La roca presenta color verde claro, con una leve planaridad formando una estructura esquistosa. Está compuesta mineralógicamente por cuarzo, mayoritariamente, moscovita y epidoto (Fig.24).

Descripción microscópica:

En lámina delgada se observa que la muestra está compuesta por cuarzo (Qz) mayormente, plagioclasa (Plg) y en menor medida moscovita (Ms) como componentes principales y como accesorios epidoto, minerales férricos y opacos (Fig.24).

El cuarzo se observa con extinción ondulante, lamelas de deformación, incipiente cuadro de ajedrez, en algunos sectores aparece formando subgranos, y junto con la plagioclasa presentan tamaños equidimensionales euhedrales, formando principalmente una textura granoblástica fina, poligonación y en menor proporción se observan suturados.

La textura de las moscovitas es lepidoblástica ya que se encuentran orientadas. La moscovita se presenta en folias con bajo relieve, pero con nicols cruzado se observan bien marcadas con colores de interferencia altos y por sectores se observa mica *fish*.

Tanto los minerales férricos como los opacos aparecen en su mayoría como cristales euhedrales y su abundancia en la muestra no es relevante.

De acuerdo a las zonas definidas según Grubenmann y Niggli (1924), y teniendo en cuenta las asociaciones mineral que se pueden observar en la muestras, las mismas corresponderían a una secuencia de tipo orto cuyo protolito sería una roca ígnea básica o a una secuencia de tipo para cuyo protolito sería una roca calcárea pelítica que ha sufrido un metamorfismo regional intermedio que según el cuadro de facies metamórficas (Eskola, 1915) se la puede asignar a la facies de anfibolita.

Nombre: ESQUISTO CUARZO-MOSCOVÍTICO.

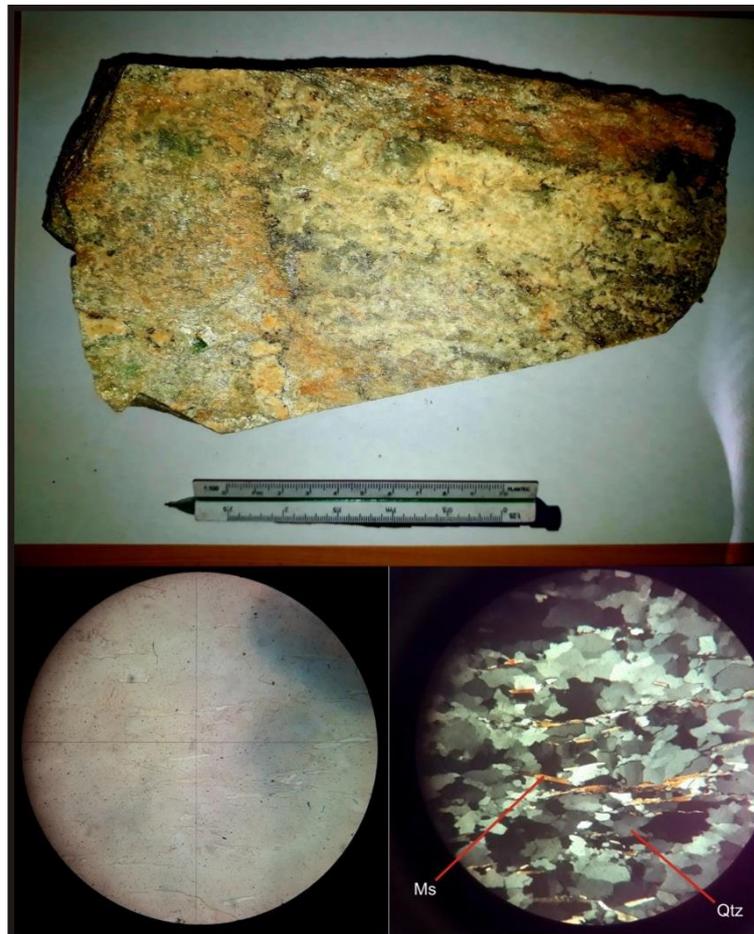


Figura N°24: En la parte superior muestra de mano del esquistos cuarzo – moscovítico con estructura planar esquistosa y en la parte inferior vista en lámina delgada donde se pueden observar los componentes principales como cuarzo (Qz) y moscovita (Ms).

- **MUESTRA M2:**

Descripción macroscópica:

Presenta color gris oscuro, con estructura planar esquistosa. Está compuesta mineralógicamente por cuarzo, biotita, moscovita, feldespato potásico y algunos otros máficos indiferenciados (Fig.25).

Descripción microscópica:

En lámina delgada se observa que la muestra está compuesta por minerales primarios como cuarzo (Qz), biotita (Bt), biotita desferrizada alterada a clorita (Chl), anfíboles del tipo hornblenda (Hbl), algunos ejemplares alterados a tremolita-actinolita (Tr-Act), feldespato potásico (Fsp) y opacos. Como minerales accesorios se observan titanita y epidoto (Ep: zoisita y clinozoisita) (Fig.26).

Se puede observar que algunos ejemplares de cuarzo con tamaños pequeños aproximadamente equidimensionales formando una textura granoblástica de grano fino poligonal y en algunos casos suturados, presentan extinción ondulante y láminas Böhm.

Las biotitas y cloritas conforman una textura lepidoblástica ya que están dispuestas en una orientación preferencial. Las biotitas están en proceso de desferrización, son de color marrón claro, con pleocroísmo moderado y extinción recta; y las cloritas exhiben un color verde claro, con pleocroísmo débil. Con nicoles cruzados presentan colores de interferencia del primer

orden y extinción recta. Ambos cristales tienen una forma alargada y subhedral.

Las hornblendas son color verde oscuro con pleocroísmo moderado y clivaje característico, con nicoles cruzados presentan una variedad de colores de interferencia, predominante de tercer orden, se encuentran orientadas en un mismo sentido, por lo que conforman una textura nematoblástica.

De acuerdo a las zonas definidas según Grubenmann y Niggli (1924), y teniendo en cuenta las asociaciones minerales que se pueden observar en la muestras, las mismas corresponderían a una secuencia de tipo orto cuyo protolito sería una roca ígnea básica o a una secuencia de tipo para cuyo protolito sería una roca calcárea pelítica que ha sufrido un metamorfismo regional intermedio que según el cuadro de facies metamórficas (Eskola, 1915) se la puede asignar a la facies de anfibolita.

Nombre: ESQUISTO CUARZOSO - BIOTÍTICO - HORNBLÉNDICO.



Figura N°25: Muestra de mano del esquistu cuarzo – biotítico – hornbléndico con estructura planar esquistosa.

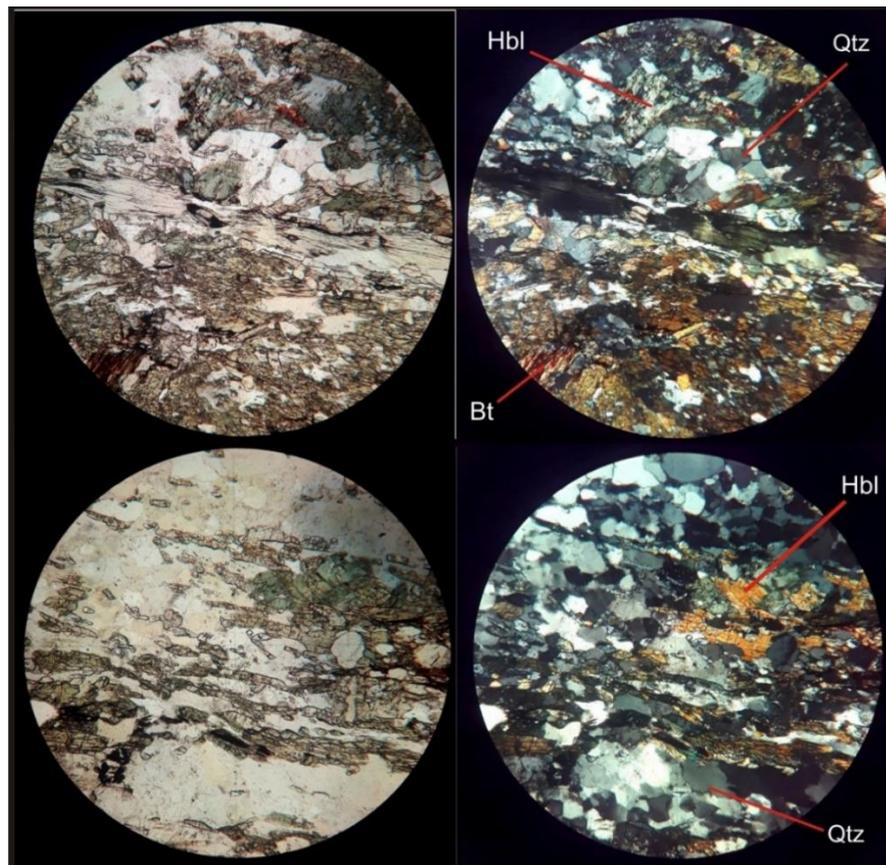


Figura N°26: Vista en lámina delgada del esquistu cuarzo – biotítico – hornbléndico donde se pueden observar los componentes principales como biotita (Bt), Hornblenda (Hbl) y cuarzo (Qtz).

- **MUESTRA M3:**

Descripción macroscópica:

La roca presenta color gris verdoso, con estructura planar esquistosa. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo, moscovita y algunos otros máficos indiferenciados (Fig.27).

Descripción microscópica:

En lámina delgada se observa que la muestra está compuesta por minerales primarios como cuarzo (Qz) mayormente y moscovita (Ms). Como accesorios titanita y opacos (Fig.28).

El cuarzo presenta textura granoblástica, y se observan ejemplares del mismo que tienen extinción ondulante y algunas veces en láminas, también se encuentra formando subgranos. Estos ejemplares tienen tamaños moderados y formas anhedrales.

La moscovita conforma una textura lepidoblástica, debido a que se encuentran orientadas en una dirección preferencial, con relieve medio y con nicols cruzados presenta colores de interferencia altos.

Se observan superficies Sc, hay incremento en el grado de deformación con respecto a la muestra M1 y mayor porcentaje de matriz; pero no es suficiente para poder clasificarla como metamorfismo dinámico.

La textura general de la muestra es porfiroblástica, con porfiroblastos de opacos.

De acuerdo a las zonas definidas según Grubenmann y Niggli (1924), y teniendo en cuenta las asociaciones minerales que se pueden observar en la muestras, las mismas corresponderían a una secuencia de tipo orto cuyo protolito sería una roca ígnea básica o a una secuencia de tipo para cuyo protolito sería una roca calcárea pelítica que ha sufrido un metamorfismo regional intermedio que según el cuadro de facies metamórficas (Eskola, 1915) se la puede asignar a la facies de anfibolita.

Nombre: ESQUISTO CUARZO-MOSCOVITICO.

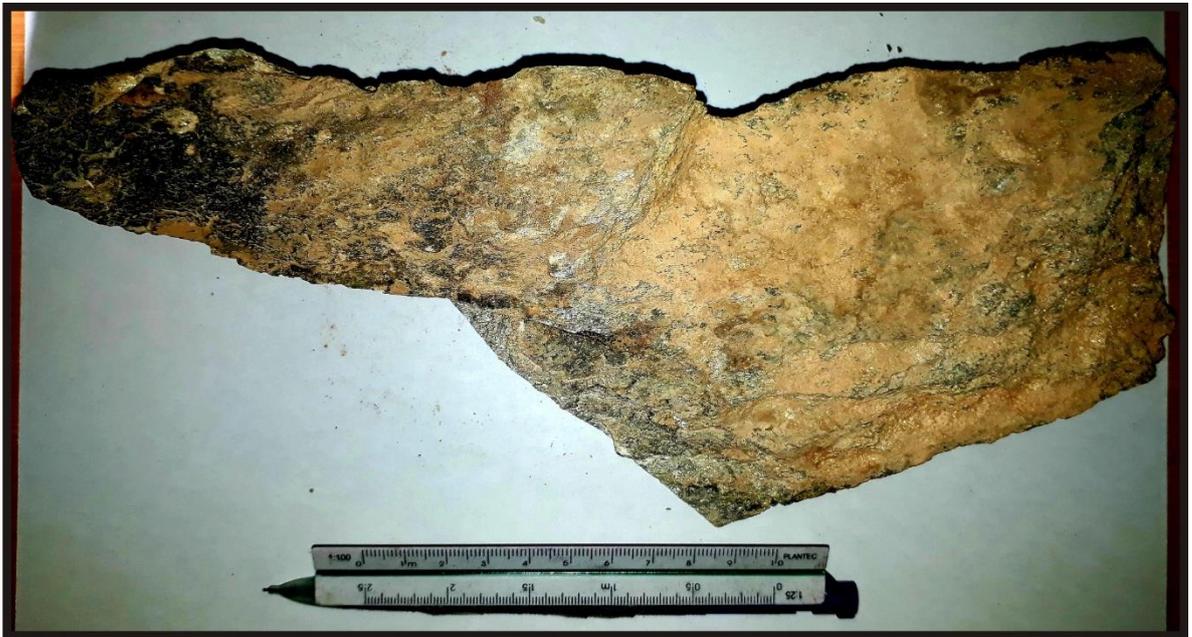


Figura N°27: Muestra de mano del esquistos cuarzo – moscovítico con estructura planar esquistosa.

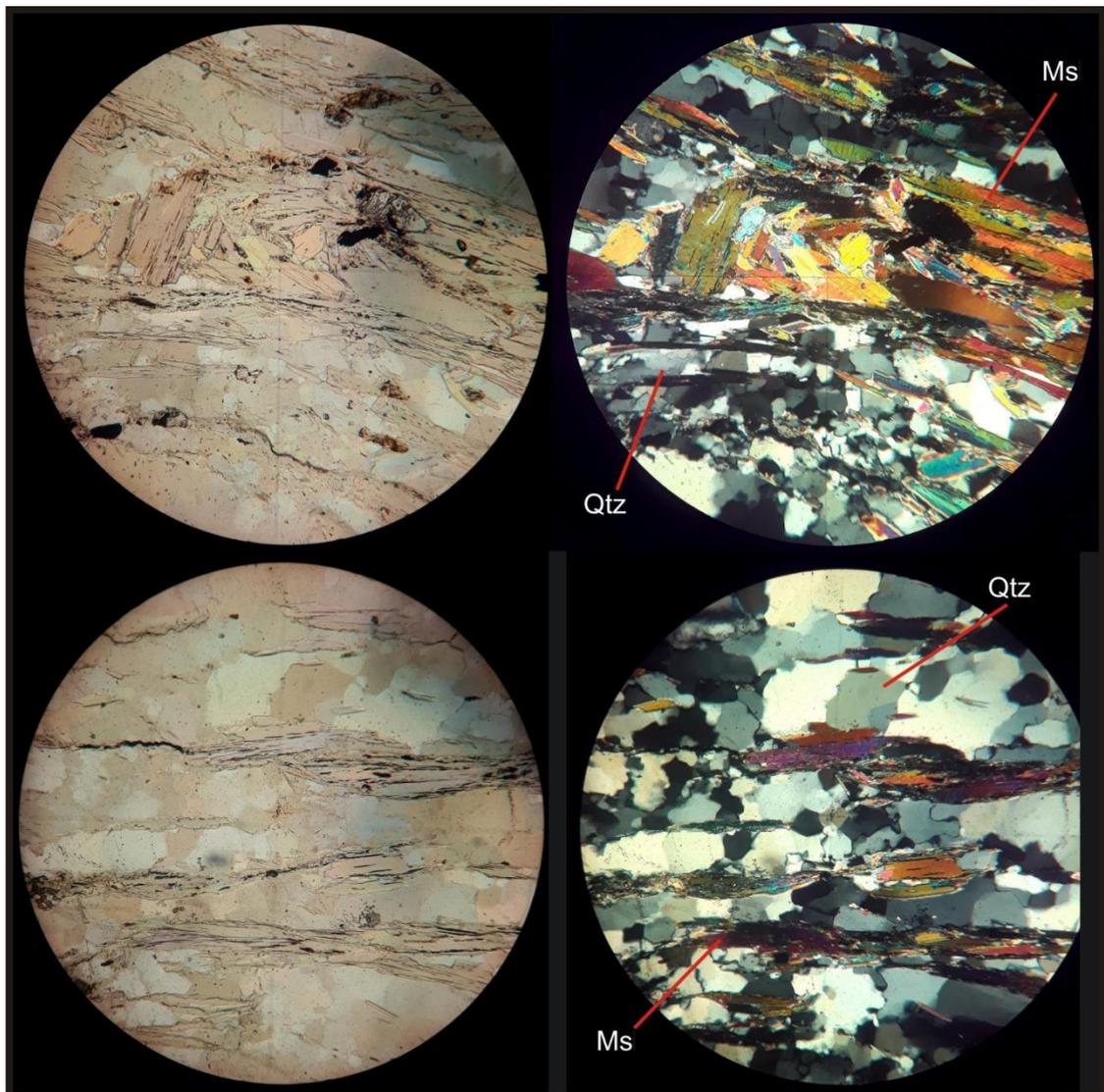


Figura N°28: Vista en lámina delgada del esquisto cuarzo – moscovítico donde se pueden observar los componentes principales como cuarzo (Qtz) y moscovita (Ms).

- **MUESTRA M4:**

Descripción macroscópica:

La roca presenta color gris oscuro, con estructura planar esquistosa. Está compuesta por cuarzo, moscovita y algunos máficos indiferenciados (Fig.29).

Descripción microscópica:

En lámina delgada se puede observar que la muestra está compuesta por minerales primarios como cuarzo (Qz), biotita (Bt), biotita alterada a clorita (Chl), hornblenda (Hbl), y como minerales accesorios epidoto, titanita y opacos (Fig.29).

El cuarzo presenta extinción ondulante y por sectores se encuentra formando subgranos, son de tamaños pequeños y anhedrales. Conforman una textura granoblástica fina poligonal y en algunos casos suturados.

Los ejemplares de anfíboles del tipo hornblenda son de color verde claro y con nicols cruzados se observan colores de interferencia medios, estos se presentan conformando una textura nematoblástica debido a que se disponen con una orientación preferencial.

En cuanto a las biotitas y cloritas, estas conforman una textura lepidoblástica y también se puede observar un incipiente clivaje de crenulación en las biotitas.

De acuerdo a las zonas definidas según Grubenmann y Niggli (1924), y teniendo en cuenta las asociaciones minerales que se pueden observar en las muestras, las mismas corresponderían a una secuencia de tipo orto cuyo protolito sería una roca ígnea básica o a una secuencia de tipo para cuyo protolito sería una roca calcárea pelítica que ha sufrido un metamorfismo regional intermedio que según el cuadro de facies metamórficas (Eskola, 1915) se la puede asignar a la facies de anfibolita.

Nombre: ESQUISTO CUARZOSO - BIOTÍTICO - HORNBLÉNDICO.

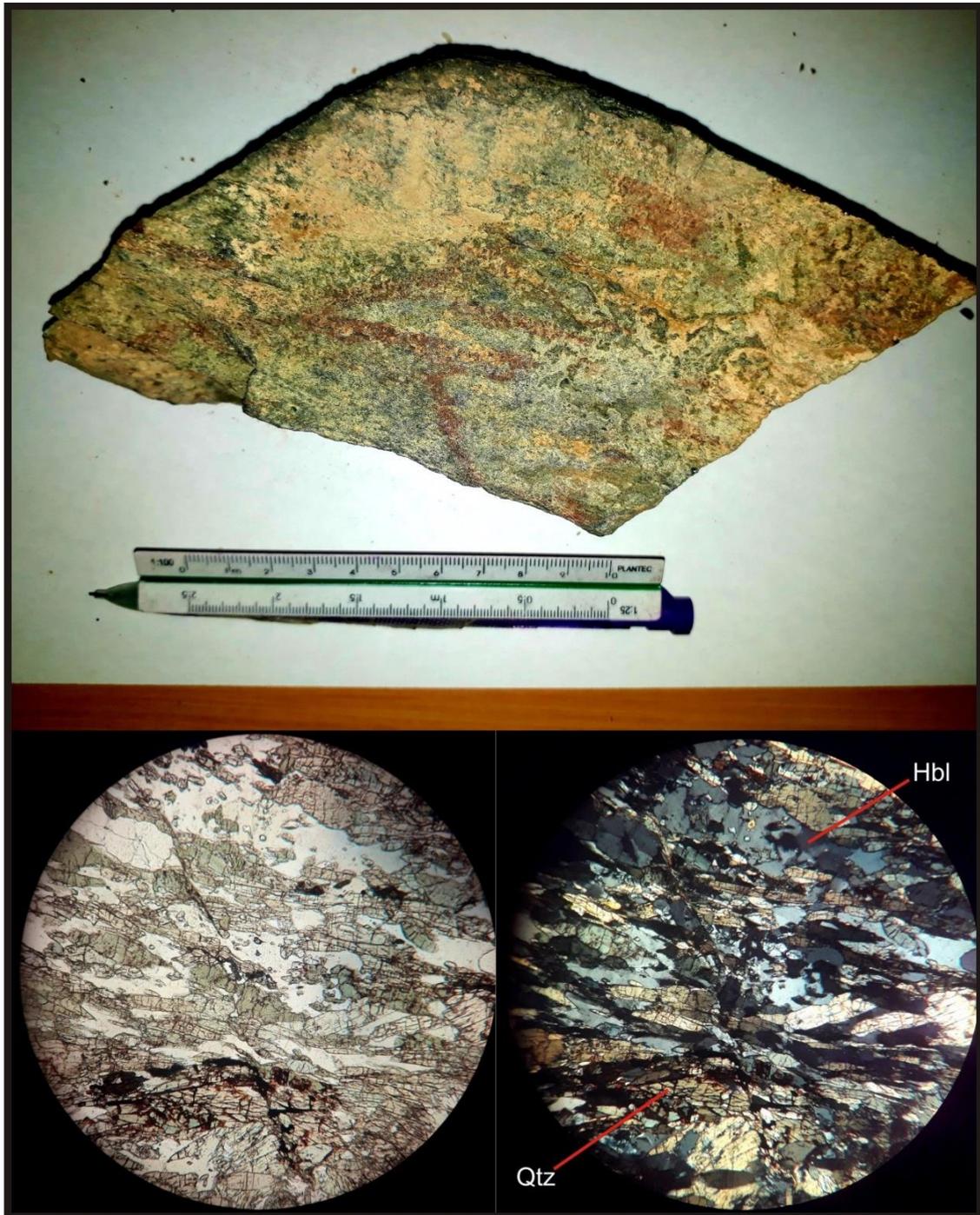


Figura N°29: En la parte superior muestra de mano del esquistos cuarzo – biotítico – hornbléndico con estructura planar esquistosa y en la parte inferior vista en lámina delgada donde se pueden observar algunos de los componentes principales como Hornblenda (Hbl) y cuarzo (Qtz).

- **MUESTRA M5:**

Descripción macroscópica:

La roca presenta color gris oscuro, con estructura planar esquistosa. Está compuesta mineralógicamente por cuarzo, biotita, feldespato potásico y algunos otros máficos indiferenciados (Fig.30).

Descripción microscópica:

En lámina delgada se observa que la muestra está compuesta por cuarzo (Qz), biotita (Bt), clorita (Chl), hornblenda (Hbl), feldespato potásico (Fsp) como componentes principales, y como minerales accesorios epidotos (Ep: zoisita y clinozoisita), óxidos de hierro, titanita y opacos (Fig.30).

Se puede observar que el cuarzo presenta extinción ondulante y formación de subgranos, y que el conjunto de los ejemplares de cuarzo con los de feldespato potásico, conforman una textura granoblástica suturada.

Las hornblendas son de color verde claro y se encuentran orientadas formando una textura nematoblástica.

De acuerdo a las zonas definidas según Grubenmann y Niggli (1924), y teniendo en cuenta las asociaciones minerales que se pueden observar en la muestras, las mismas corresponderían a una secuencia de tipo orto derivada cuyo protolito sería una roca ígnea básica o a una secuencia de tipo para cuyo protolito sería una roca calcárea pelítica que ha sufrido un metamorfismo regional intermedio que según el cuadro de facies metamórficas (Eskola, 1915) se la puede asignar a la facies de anfibolita.

Nombre: ESQUISTO CUARZOSO - BIOTÍTICO - HORNBLÉNDICO.

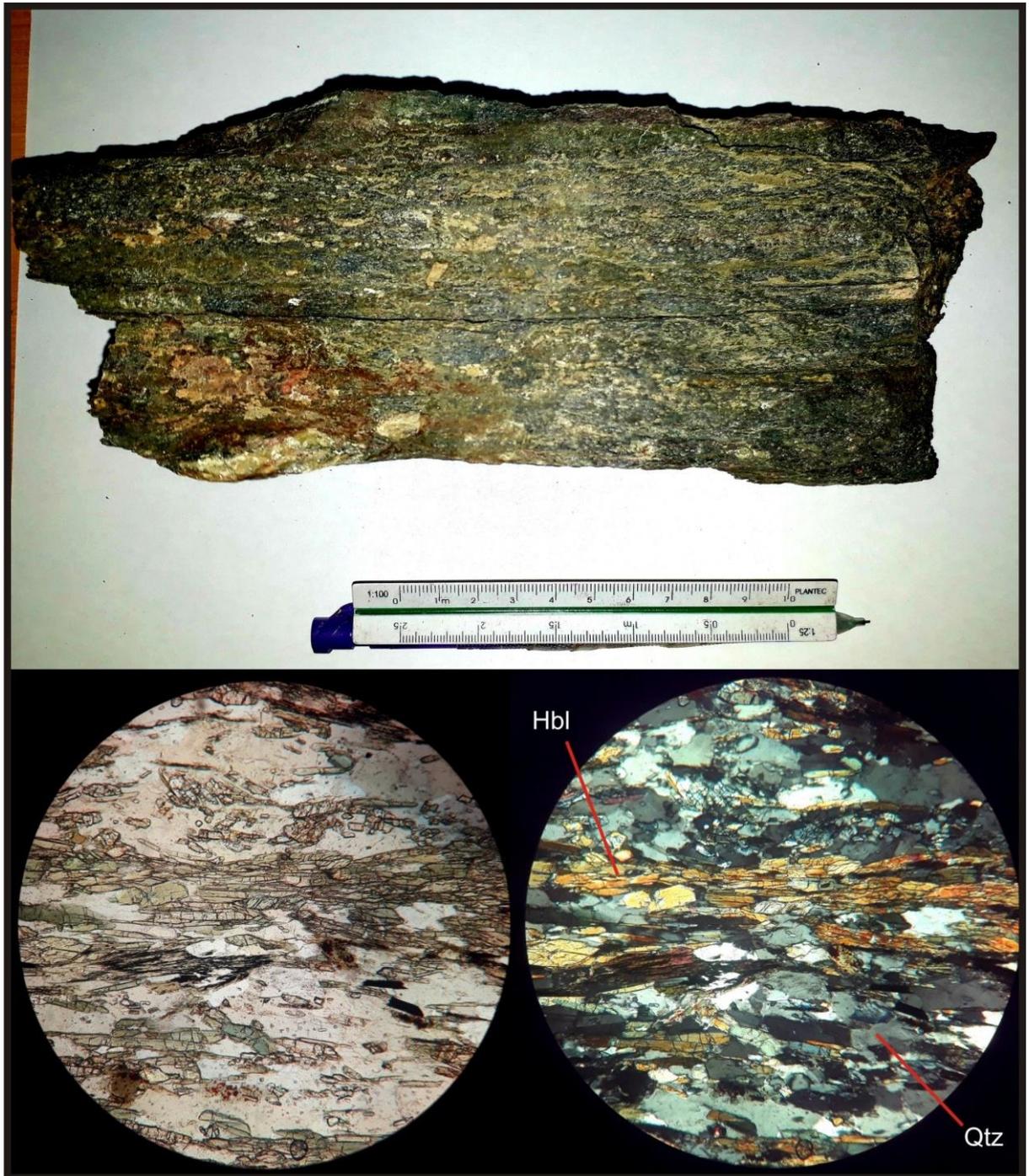


Figura N°30: En la parte superior muestra de mano del esquistos cuarzo – biotítico – hornbléndico con estructura planar esquistosa y en la parte inferior vista en lámina delgada donde se pueden observar algunos de los componentes principales como Hornblenda (Hbl) y cuarzo (Qtz).

- **MUESTRA M6:**

Descripción macroscópica:

La roca presenta color pardo grisáceo, con estructura planar esquistosa y se observan indicadores cinemáticos. Está compuesta por cuarzo, biotita, feldespato potásico y máficos (Fig.31).

Descripción microscópica:

En lámina delgada se observa que la muestra está compuesta por cuarzo (Qz), biotita (Bt), biotita alterada a clorita, feldespato potásico (Fsp) y plagioclasa (Plg) como componentes principales, y como minerales accesorios epidotos (Ep) y titanitas (Fig.32).

El cuarzo se presenta con extinción ondulante y en menor medida extingue en láminas de Böhm, también se observa cuarzo lamelar, formación de subgranos, maclas en peine y tablero de ajedrez. Los ejemplares de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa en conjunto conforman una textura granoblástica poligonal.

Las micas son de pequeño tamaño y se presentan como folias orientadas formando una textura lepidoblástica.

Si bien la muestra presenta gran variedad de texturas deformacionales, no presenta matriz, por lo cual no es posible clasificarla como metamorfismo dinámico.

De acuerdo a las zonas definidas según Grubenmann y Niggli (1924), y teniendo en cuenta las asociaciones minerales que se pueden observar en la muestras, las mismas corresponderían a una secuencia de tipo orto cuyo protolito sería una roca ígnea básica o a una secuencia de tipo para cuyo protolito sería una roca calcárea pelítica que ha sufrido un metamorfismo regional intermedio que según el cuadro de facies metamórficas (Eskola, 1915) se la puede asignar a la facies de anfibolita.

Nombre: ESQUISTO CUARZO – BIOTITICO.



Figura N°31: Muestra de mano del esquistos cuarzo – biotítico con estructura planar esquistosa.

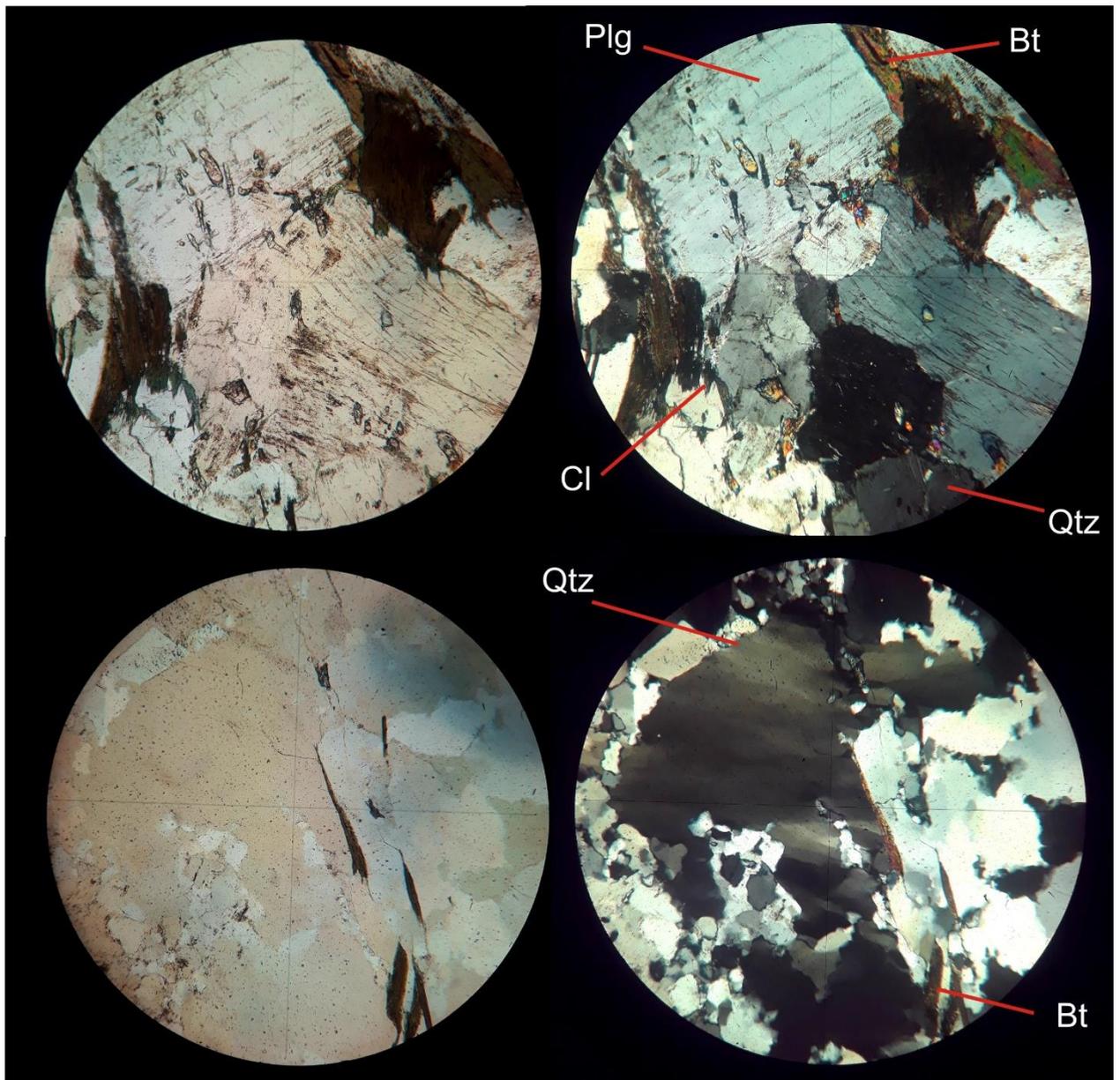


Figura N°32: Vista en lámina delgada del esquistu cuarzo – biotítico donde se pueden observar los componentes principales como biotita (Bt), plagioclasa (Plg), clorita (Chl) y cuarzo (Qtz).

- **MUESTRA M7:**

Descripción macroscópica:

La roca presenta color gris verdoso, con estructura planar esquistosa. Está compuesta por cuarzo, moscovita y algunos otros máficos indiferenciados (Fig.33).

Descripción microscópica:

En lámina delgada se observa que la muestra está compuesta principalmente por cuarzo (Qz), y en menor proporción moscovita (Ms) (Fig.34).

Se puede observar que los ejemplares de cuarzo tienen extinción ondulante y en algunos casos con laminación Böhm, además de extinguir en lamelas. Se presentan formando subgranos con textura granoblástica poligonal generalmente y suturada en algunos casos.

La textura de la moscovita es lepidoblástica ya que está dispuesta en una dirección preferencial. Se presenta en folias de menor tamaño y por sectores se observa mica *fish*, son de bajo relieve y con nicoles cruzados presentan colores de interferencia altos.

La muestra presenta mucha matriz, pero pocas texturas deformacionales por lo que no se la puede clasificar como metamorfismo dinámico.

De acuerdo a las zonas definidas según Grubenmann y Niggli (1924), y teniendo en cuenta las asociaciones minerales que se pueden observar en

la muestras, las mismas corresponderían a una secuencia de tipo orto cuyo protolito sería una roca ígnea básica o a una secuencia de tipo para cuyo protolito sería una roca calcárea pelítica que ha sufrido un metamorfismo regional intermedio que según el cuadro de facies metamórficas (Eskola, 1915) se la puede asignar a la facies de anfibolita.

Nombre: ESQUISTO CUARZO-MOSCOVÍTICO.



Figura N°33: Muestra de mano del esquistos cuarzo – moscovítico con estructura planar esquistosa.

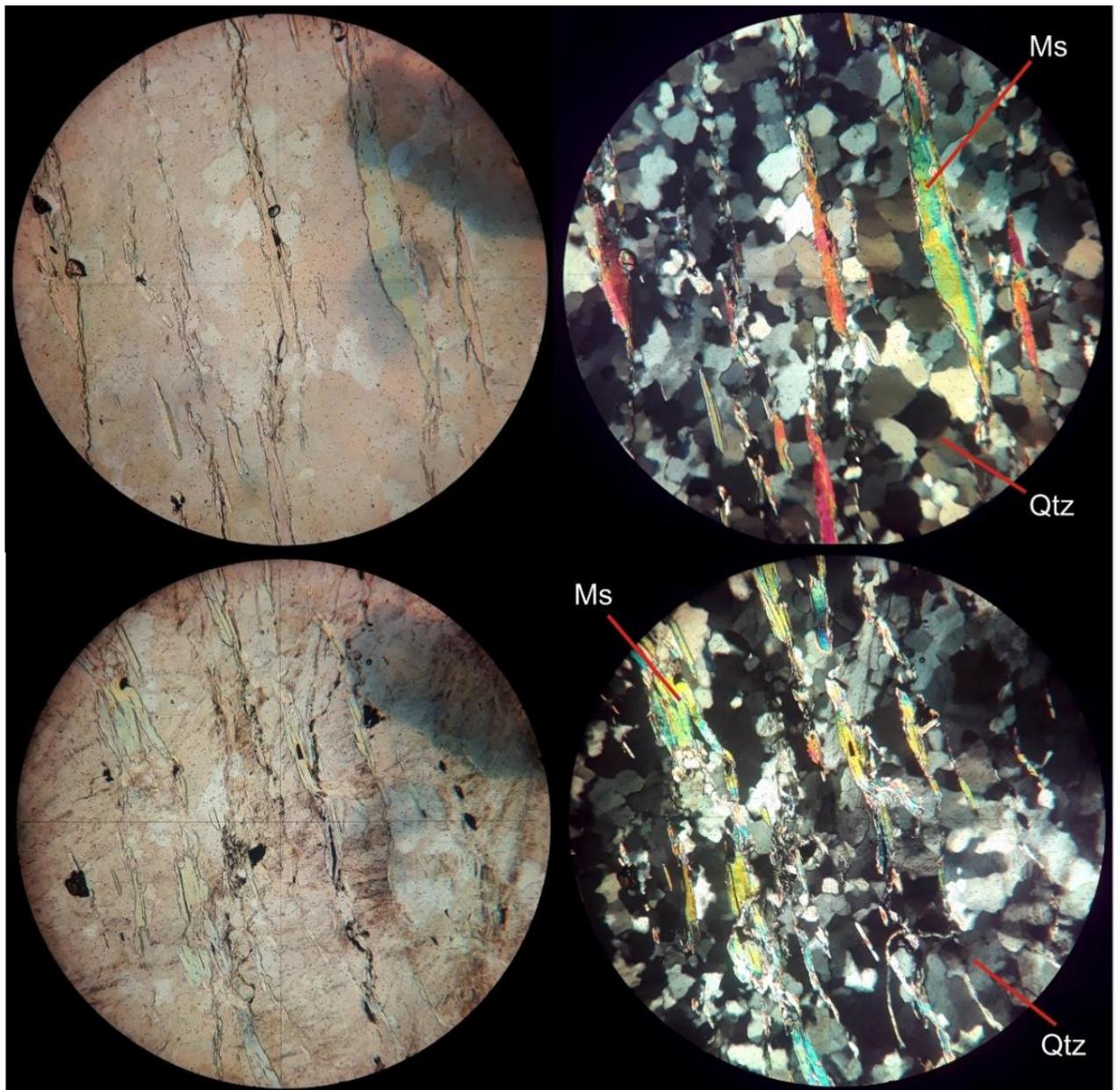


Figura N°34: Vista en lámina delgada del esquistu cuarzo – moscovítico donde se pueden observar los componentes principales como cuarzo (Qtz) y moscovita (Ms).

- **MUESTRA M8:**

Descripción macroscópica:

La roca presenta color gris oscuro, con estructura planar esquistosa. Está compuesta por cuarzo, moscovita y algunos máficos indiferenciados (Fig.35).

Descripción microscópica:

En lámina delgada se observa que la muestra está compuesta por cuarzo (Qz), biotita (Bt), y biotitas alteradas a clorita (Chl), hornblenda (Hbl) como componentes principales, y como minerales accesorios epidotos (Ep: zoisita y clinozoisita), y titanita (Fig.35).

El cuarzo tiene extinción ondulante y se presentan formando subgranos, conformando una textura granoblástica poligonal generalmente.

Los ejemplares de biotitas y cloritas se presentan en folias de menor tamaño orientadas, con incipiente clivaje de crenulación, formando una textura lepidoblástica. Mientras que la hornblenda presenta textura nematoblástica.

De acuerdo a las zonas definidas según Grubenmann y Niggli (1924), y teniendo en cuenta las asociaciones minerales que se pueden observar en las muestras, las mismas corresponderían a una secuencia de tipo orto cuyo protolito sería una roca ígnea básica o a una secuencia de tipo para cuyo protolito sería una roca calcárea pelítica que ha sufrido un metamorfismo

regional intermedio que según el cuadro de facies metamórficas (Eskola, 1915) se la puede asignar a la facies de anfibolita.

Nombre: ESQUISTO CUARZOSO - BIOTÍTICO - HORNBLÉNDICO.

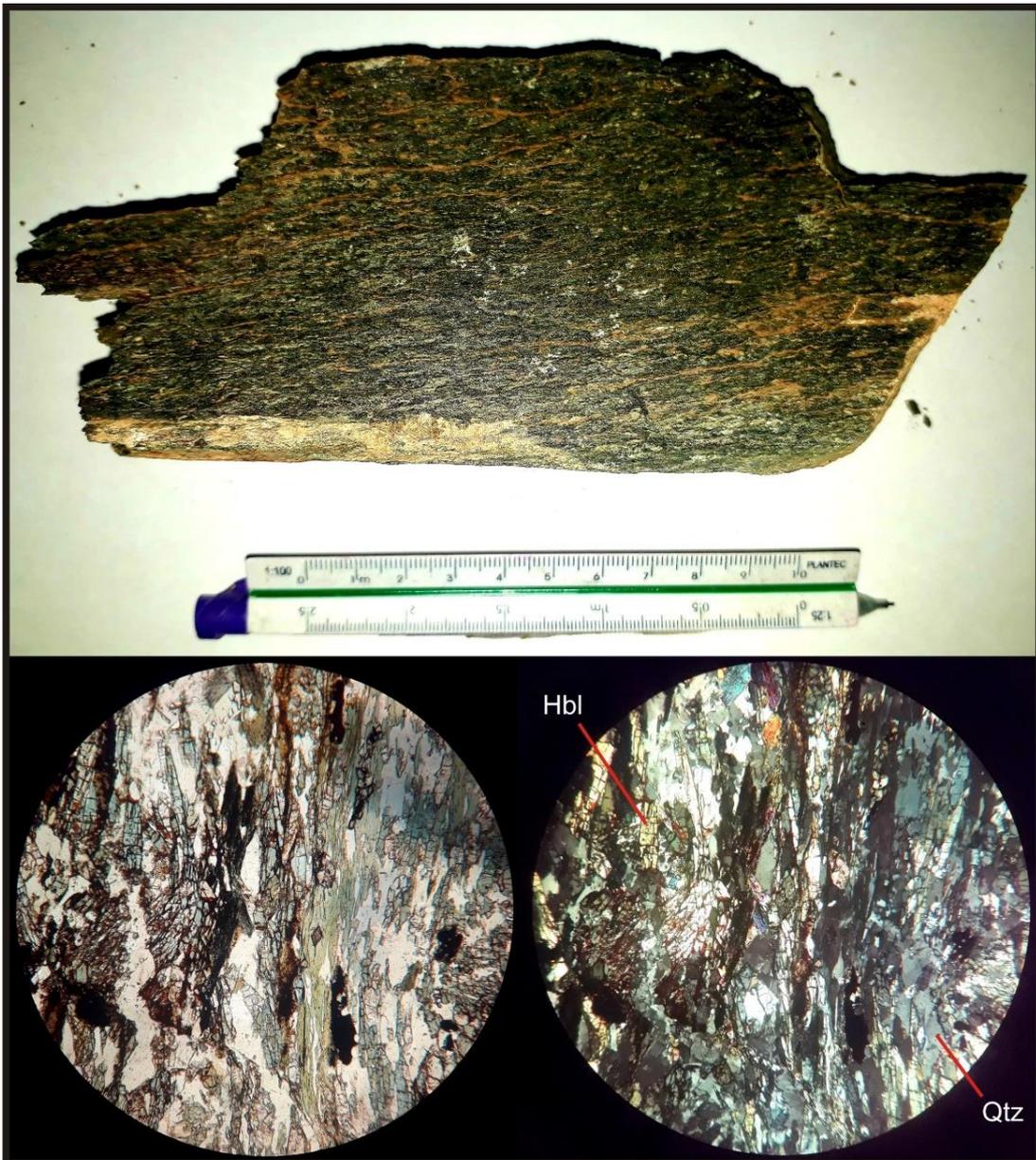


Figura N°35: En la parte superior muestra de mano del esquistos cuarzo – biotítico – hornbléndico con estructura planar esquistosa y en la parte inferior vista en lámina delgada donde se pueden observar algunos de los componentes principales como Hornblenda (Hbl) y cuarzo (Qtz).

- **MUESTRA M9:**

Descripción macroscópica:

La roca presenta color gris oscuro, con estructura planar esquistosa. Está compuesta por cuarzo, moscovita y algunos máficos indiferenciados (Fig.36).

Descripción microscópica:

En lámina delgada se observa que la muestra está compuesta por minerales esenciales como cuarzo (Qz), biotita (Bt), hornblenda (Hbl), y clorita (Chl); y como minerales accesorios epidotos (Ep: zoisita y clinozoisita), y titanita (Fig.37).

El cuarzo tiene extinción ondulante y se presentan formando subgranos, conformando una textura granoblástica poligonal.

Los ejemplares de biotita y clorita se presentan en folias de menor tamaño orientadas conformando una textura lepidoblástica.

Mientras que la hornblenda presenta textura nematoblástica, ya que está dispuesta en una dirección preferencial.

De acuerdo a las zonas definidas según Grubenmann y Niggli (1924), y teniendo en cuenta las asociaciones minerales que se pueden observar en las muestras, las mismas corresponderían a una secuencia de tipo orto cuyo protolito sería una roca ígnea básica o a una secuencia de tipo para cuyo protolito sería una roca calcárea pelítica que ha sufrido un metamorfismo

regional intermedio que según el cuadro de facies metamórficas (Eskola, 1915) se la puede asignar a la facies de anfibolita.

Nombre: ESQUISTO CUARZOSO - BIOTÍTICO - HORNBLÉNDICO.



Figura N°36: Muestra de mano del esquistos cuarzo – biotítico – hornbléndico con estructura planar esquistosa.

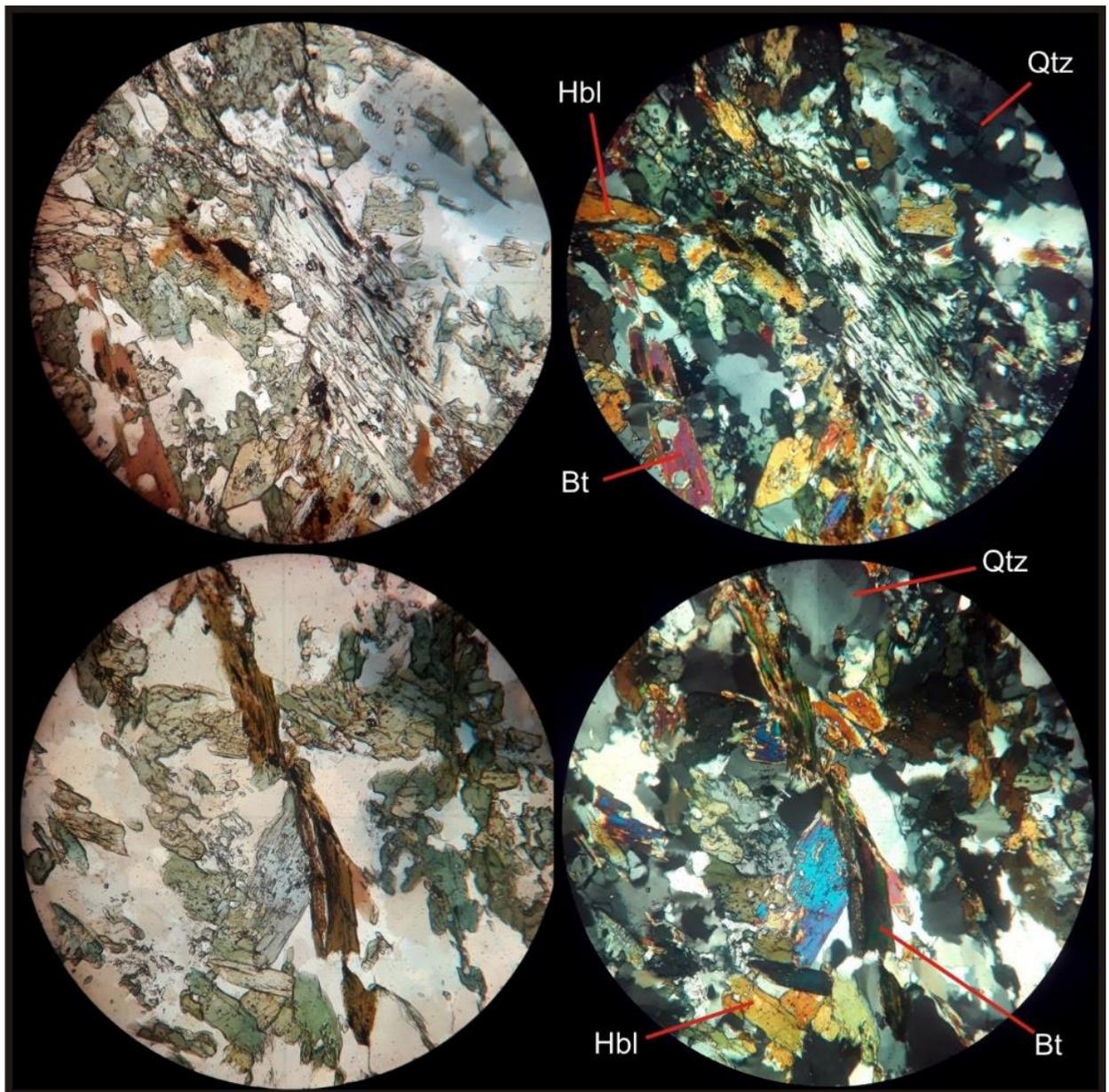


Figura N°37: Vista en lámina delgada del esquistu cuarzo – biotítico – hornbléndico donde se pueden observar los componentes principales como biotita (Bt), Hornblenda (Hbl) y cuarzo (Qtz).

- **MUESTRA M10:**

Descripción macroscópica:

La roca presenta color gris claro, con estructura planar esquistosa. Está compuesta mineralógicamente por cuarzo, moscovita y feldespato potásico (Fig.38).

Descripción microscópica:

En lámina delgada se observa que la muestra está compuesta principalmente por minerales primarios como cuarzo (Qz), y en menor proporción moscovita (Ms); y como minerales accesorios se observan epidotos (Ep) (Fig.39).

Los ejemplares de cuarzo presentan extinción ondulante y forman subgranos, conformando una textura granoblástica poligonal generalmente y suturada en algunos casos.

La moscovita se presenta en folias de menor tamaño formando una textura lepidoblástica.

De acuerdo a las zonas definidas según Grubenmann y Niggli (1924), y teniendo en cuenta las asociaciones minerales que se pueden observar en las muestras, las mismas corresponderían a una secuencia de tipo orto cuyo protolito sería una roca ígnea básica o a una secuencia de tipo para cuyo protolito sería una roca calcárea pelítica que ha sufrido un metamorfismo

regional intermedio que según el cuadro de facies metamórficas (Eskola, 1915) se la puede asignar a la facies de anfibolita.

Nombre: ESQUISTO CUARZO-MOSCOVÍTICO.



Figura N°38: Muestra de mano del esquistos cuarzo – moscovítico con estructura planar esquistosa.

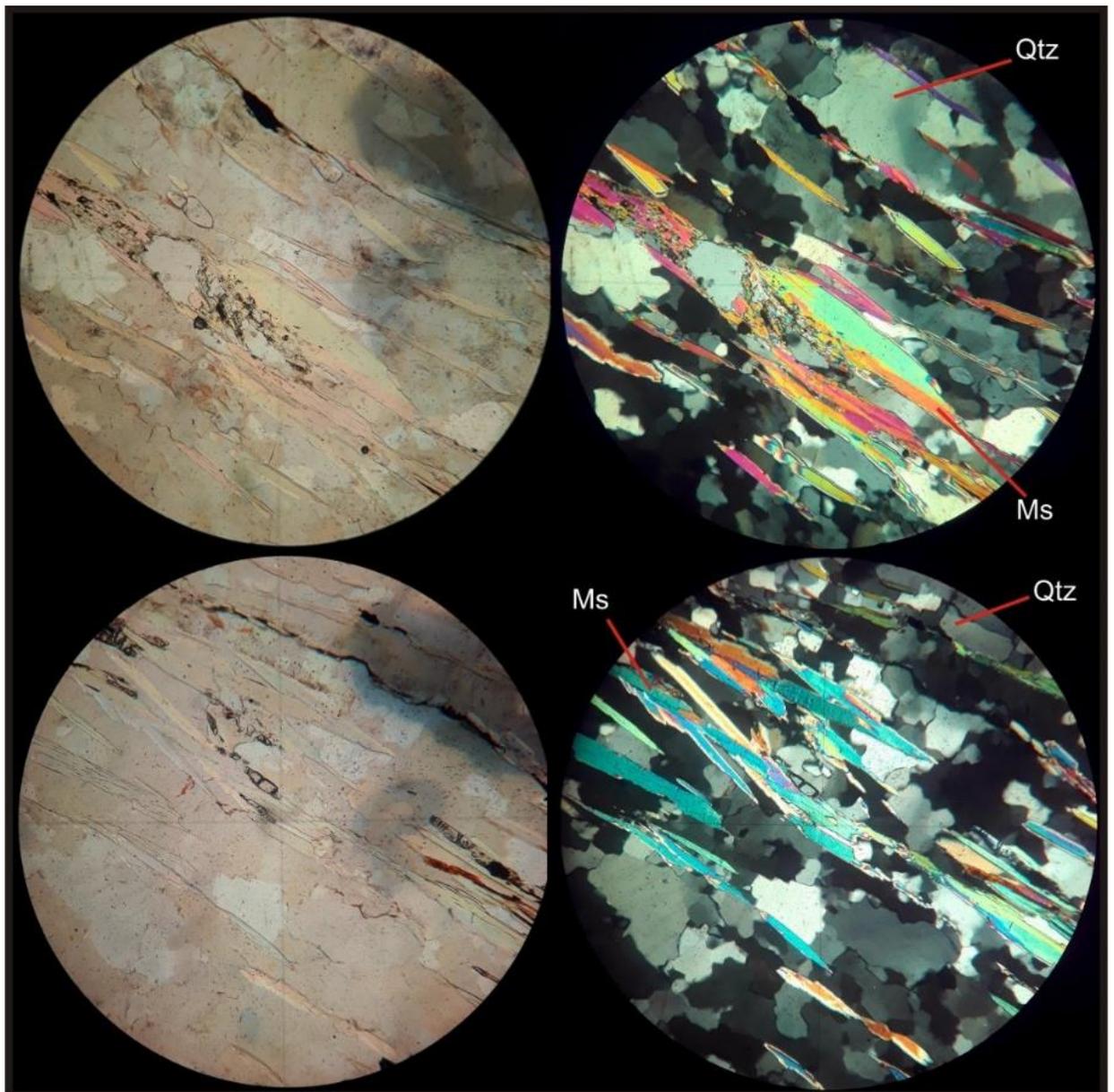


Figura N°39: Vista en lámina delgada del esquisto cuarzo – moscovítico donde se pueden observar los componentes principales como cuarzo (Qtz) y moscovita (Ms).