



FaIn·UNCo
Facultad de Ingeniería

Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas

*Estratigrafía de las unidades paleozoicas
aflorantes en los alrededores del arroyo
Chenque Malal, ladera occidental de la
Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén*



Alumno: Devoto, Luis Alberto

Directora: de la Puente, Graciela Susana

Co-director: Danieli, Juan Carlos

Resumen

En el tramo inferior de la quebrada del arroyo Chenque Malal, sobre el flanco sudoccidental de la Cordillera del Viento en el noroeste neuquino, se identificaron y analizaron unidades carboníferas correspondientes al Grupo Andacollo y unidades pérmicas del Complejo Volcánico-Plutónico Huigancó. Las unidades aflorantes asignadas al Grupo Andacollo son las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco de edad carbonífera temprana y tardía respectivamente. La Formación Arroyo del Torreón está compuesta en el área por una intercalación de ortoconglomerados cuarcíticos, ignimbritas latíticas-andesíticas, delgadas capas de grauvacas líticas de origen marino, pelitas con clivaje y tobas lapillíticas cristalinas dacíticas y riolíticas. Esta unidad es cubierta en discordancia angular (D_1) por La Formación Huaraco que se compone principalmente por sedimentitas, que van desde lentes conglomerádicos y arcilitas bandeadas y deformadas en la base, a limolitas y cuarzograuvacas granostratocrecientes. La unidad contiene fragmentos de braquiópodos (*Orbiculoidea* sp.), bivalvos (*Palaeoneilo* sp.) y de plantas fósiles, probablemente correspondientes a registro de equisetales (*Cordaites* y *Calamites*) además de un molde de semilla, lo que confirma un ambiente marino próximo a la costa para la unidad. La Formación La Premio se caracteriza por contener brechas sedimentarias depositadas mediante la discordancia sanrafaélica (D_2) sobre la Formación Huaraco y brechas piroclásticas sobre la Formación Arroyo del Torreón. Los intrusivos, menos expuestos, se asocian a cuerpos menores (diques, filones capas) vinculados al Granito Huigancó. El análisis litológico, petrográfico, estratigráfico y estructural del área permitió relevar al detalle las unidades paleozoicas redeterminando sus afloramientos y límites estratigráficos. El análisis estructural evidencia una deformación compleja desarrollada en distintos periodos e involucrando distintas cinemáticas. En el Carbonífero temprano, el diastrofismo de la Formación Arroyo del Torreón se ve reflejado en las pelitas con clivaje y en la discordancia angular que la separa de la Formación Huaraco. Durante el Pérmico basal, la fase orogénica sanrafaélica afectó al Grupo Andacollo y generó la discordancia sanrafaélica (D_2). Posteriormente, a finales del Pérmico temprano, el Grupo Andacollo es afectado por un sistema de fallas normales con componente de rumbo asignado al colapso orogénico postectónico y emplazamiento de intrusivos. Todas las estructuras mencionadas están relacionadas en el área a las distintas fases de deformación gondwánicas. Las fallas transcurrentes que afectan en el área a la Formación La Premio, son probablemente

resultado de la deformación andina. De comprobarse el hallazgo de equisetales y semillas fósiles en la Formación Huaraco, éstos constituirían los primeros registros de los grupos en el área.

PALABRAS CLAVE: estratigrafía, Carbonífero, Pérmico, deformación gondwánica, invertebrados marinos, plantas fósiles, Cordillera del Viento, Huíngancó, Neuquén.

Abstract

In the lower course of the Chenque Malal Creek, in the southwestern flank of the Cordillera del Viento in the northwest of Neuquén Province, stratigraphic units of the Carboniferous Andacollo Group and the Permian Volcanic-Plutonic Huíngancó Complex have been identified and analyzed. The Andacollo Group includes the Arroyo del Torreón (early Carboniferous) and Huaraco (late Carboniferous) formations. In the area, the Arroyo del Torreón Formation is composed of quartz-rich orthoconglomerate, latite-andesite ignimbrites, thin layers of marine lithic greywackes, shale with cleavage and dacitic and rhyolitic crystalline lapilli tuff. The Arroyo del Torreón Formation is overlain by the Huaraco Formation through an angular discordance (D₁). The Huaraco Formation is mainly composed of sedimentary rocks, including conglomeratic lenses and banded shale with deformed bases, siltstone and quartz-rich greywackes in a coarsening-upward succession. It contains remains of brachiopods (*Orbiculoidea* sp.), bivalves (*Palaeoneilo* sp.) and fossil plants, which probably correspond to the Equisetales order (*Cordaites* and *Calamites*), including a seed impression. These records confirm a coastal marine palaeoenvironment for this unit. The La Premia Formation, deposited above the San Rafael discordance (D₂), is characterized by sedimentary breccias, overlying the Huaraco Formation, and pyroclastic breccias, overlying the Arroyo del Torreón Formation. Intrusives are less represented in outcrops and associated to smaller bodies (dykes, sills) linked to the Huíngancó Granite. Lithologic, petrographic, stratigraphic and structural analyses in the area, allowed to precise the Palaeozoic units redetermining their outcrops and stratigraphic limits. The structural analysis evidence a complex deformation developed in different periods and involving different kinematics. In the early Carboniferous, the diastrophism of the Arroyo del Torreón Formation is observed in

the cleavage of shales and the angular discordance that separate it from the Huaraco Formation. During the early Permian, the orogenic San Rafael phase affected the Andacollo Group and originates the San Rafael discordance (D₂). At the end of the early Permian, the Andacollo Group is deformed by a direct-fault system with a strike-slip component, which is assigned to the postorogenic collapse and the occurrence of intrusives. These structures are related to different phases of the Gondwanan deformation. Strike-slip faults affecting to the La Premia Formation in the area, are probably related to the Andean deformation. If the finding of Equisetales and fossil seeds in the Huaraco Formation are confirmed, these will constitute the first records of the groups in the area.

KAYWORDS: stratigraphy, Carboniferous, Permian, Gondwanan deformation, marine invertebrates, fossil plants, Cordillera del Viento, Huingancó, Neuquén.

Reconocimientos y dedicatorias

En primer lugar, quiero agradecer a mi directora Susana de la Puente y co-director Carlos Danieli, del presente trabajo final de la Licenciatura en Ciencias Geológicas. Al profesor Danieli por su acompañamiento y enseñanzas en el primer viaje y que lamentablemente por la situación sanitaria particular (Covid-19), no fue posible que nos acompañe en los siguientes viajes. Le agradezco principalmente a Susana por aceptar dirigirme, a pesar de tener una agenda más que apretada, por sus observaciones y explicaciones en el campo, laboratorio y redacción del texto, observaciones y sugerencias que fueron imprescindibles y siempre devueltas en el menor tiempo posible. Al Técnico Eduardo Canales (responsable del Laboratorio Petrocalcográfico, AUZa) por su rápida y eficaz colaboración en la elaboración de las secciones delgadas. A la Dra. Georgina del Fueyo (CONICET, Museo Argentino de Ciencias Naturales “Bernardino Rivadavia”) por su valioso y fundamental aporte como guía en el análisis paleobotánico.

Al jurado, conformado por el Geól. Alberto Garrido, el Dr. Luis Mas y el Dr. E. Vaccari, por aceptar formar parte él y por sus oportunas correcciones, las cuales mejoraron mi trabajo.

A todos los profesores y profesoras de la Universidad Nacional del Comahue, por su profesionalismo y vocación. En especial a Jimena Soleño, qué sin su tiempo y ayuda al inicio de la carrera, quizá hubiese bajado los brazos. A mis compañeros y compañeras de clase, con los que también aprendí y pasé buenos momentos, en las clases, pasillos y viajes.

Al Estado Nación por brindar universidades públicas y gratuitas que contribuyen a la igualdad mediante el acceso a una educación a toda persona, sin importar su nacionalidad ni clase social, dando la oportunidad a los alumnos a un futuro con una mejor calidad de vida.

A mi madre, padre y hermana por su amor, paciencia e incentivar me siempre a estudiar y por estar siempre en los tiempos difíciles.

A mi mujer Paola, por su amor, por ser un ejemplo de perseverancia, responsabilidad y por sostenerme cuando el camino se me hacía largo. Sin ella no hubiese cambiado el rumbo y no hubiese conocido esta carrera que estudié con placer. A mis hijos Luca y Maite, con los que jugué menos por estudiar y espero en el futuro poder compensar ese tiempo un poco ausente.

A mis amigos de siempre, por esperarme.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN.....	i
ABSTRACT	ii
RECONOCIMIENTO Y DEDICATORIAS	iv
CAPÍTULO I	1
I.1. Introducción	1
I.1.a. Ubicación del área de estudio.....	2
I.2. Objetivos	2
I.2.a. Objetivo general	2
I.2.b. Objetivos específicos.....	3
I.3. Metodología	4
CAPÍTULO II	6
II.1. Marco geológico	6
II.2. Antecedentes	7
II.2.a. Estratigrafía.....	7
II.2.b. Contexto geodinámico.....	16
II.2.c. Estructura	19
CAPÍTULO III	23
III.1. Litología y estratigrafía.....	23
III.1.a. Síntesis estratigráfica.....	40
III.1.b. Contenido fosilífero de la Formación Huaraco.....	43
III.2. Consideraciones estructurales.....	49
CAPÍTULO IV	54
IV. Conclusiones	54
Bibliografía.....	58
Anexo.....	63
Petrografía.....	63

Capítulo I

I.1. Introducción

La geología del Distrito Minero Andacollo, ubicado en la ladera sudoccidental de la Cordillera del Viento, ha sido particularmente estudiada en el marco del interés metalífero del área. El conocimiento mineral data de épocas prehispánicas y la actividad minera ha sido reactivada en distintos períodos desde el siglo XVIII (ver síntesis en Danieli *et al.*, 1999; Zanettini, 2018). Esta actividad ha consistido desde laboreos en búsqueda de oro aluvional hasta la explotación subterránea. La mineralización metalífera es asociada principalmente a eventos relacionados con el Ciclo Ándico (por ejemplo, Stoll, 1957; Danieli *et al.*, 1999) aunque algunos autores proponen además mineralizaciones más antiguas vinculadas probablemente al Ciclo Gondwánico (por ejemplo, Pons *et al.*, 2019). La roca de caja del distrito minero está constituida por sedimentitas, metasedimentitas, vulcanitas y piroclastitas así como por intrusivos paleozoicos. Estas unidades se engloban en las formaciones carboníferas de Arroyo del Torreón (Méndez *et al.*, 1995) y Huaraco (Zöllner y Amos, 1955) que constituyen el Grupo Andacollo (Llambías *et al.*, 2007) y las pérmico-triásicas inferiores de la Formación La Premia (Méndez *et al.*, 1995) y el Granito Huigancó (Digregorio, 1972) que conforman el Complejo Volcánico-Plutónico Huigancó (Llambías *et al.*, 2007). En el área, el Grupo Andacollo es asignado al Carbonífero según las dataciones realizadas en vulcanitas correspondientes a la Formación Arroyo del Torreón (Misisipiano; Suárez *et al.*, 2008; Hervé *et al.*, 2013) y en función del contenido paleontológico de la Formación Huaraco que incluye braquiópodos y flora fósil (Pensilvaniano; Zöllner y Amos, 1955, 1973). El Complejo Volcánico-Plutónico Huigancó es considerado equivalente estratigráfico del Grupo Choiyoi (Rolleri y Criado Roqué, 1970). El contacto superior del Grupo Andacollo está dado por una ligera discordancia erosiva (Stoll, 1957) sobre la que se desarrolla la Formación La Premia. En algunos sectores, el Grupo Andacollo es sucedido por la Formación Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2005), ya sea representada por su

conglomerado basal o las series de vulcanitas características de esta unidad triásica (Stoll, 1957).

El área de Huingancó corresponde a la zona norte del distrito minero (Stoll, 1957) y en ella afloran rocas asignadas al Grupo Andacollo e intrusivos graníticos. Las unidades carboníferas, las más antiguas registradas en el área, han sido estudiadas con mayor detalle en los alrededores del Cerro Minas. En el área de Huingancó se encuentran profusamente intruidas por stocks asignados al Granito Huingancó y afectadas por corrimientos que repiten en sus escamas la estratigrafía (Stoll, 1957; Giacosa *et al.*, 2014).

Así los estudios geológicos se centran en su relación con la explotación minera. Este trabajo pretende aportar al conocimiento de las unidades paleozoicas de la región, en particular las carboníferas de la zona norte del distrito, desde un punto de vista estratigráfico para contribuir al conocimiento de parte de la litología que caracteriza al distrito minero, así como de la geología regional.

I.1.a. Ubicación del área de estudio

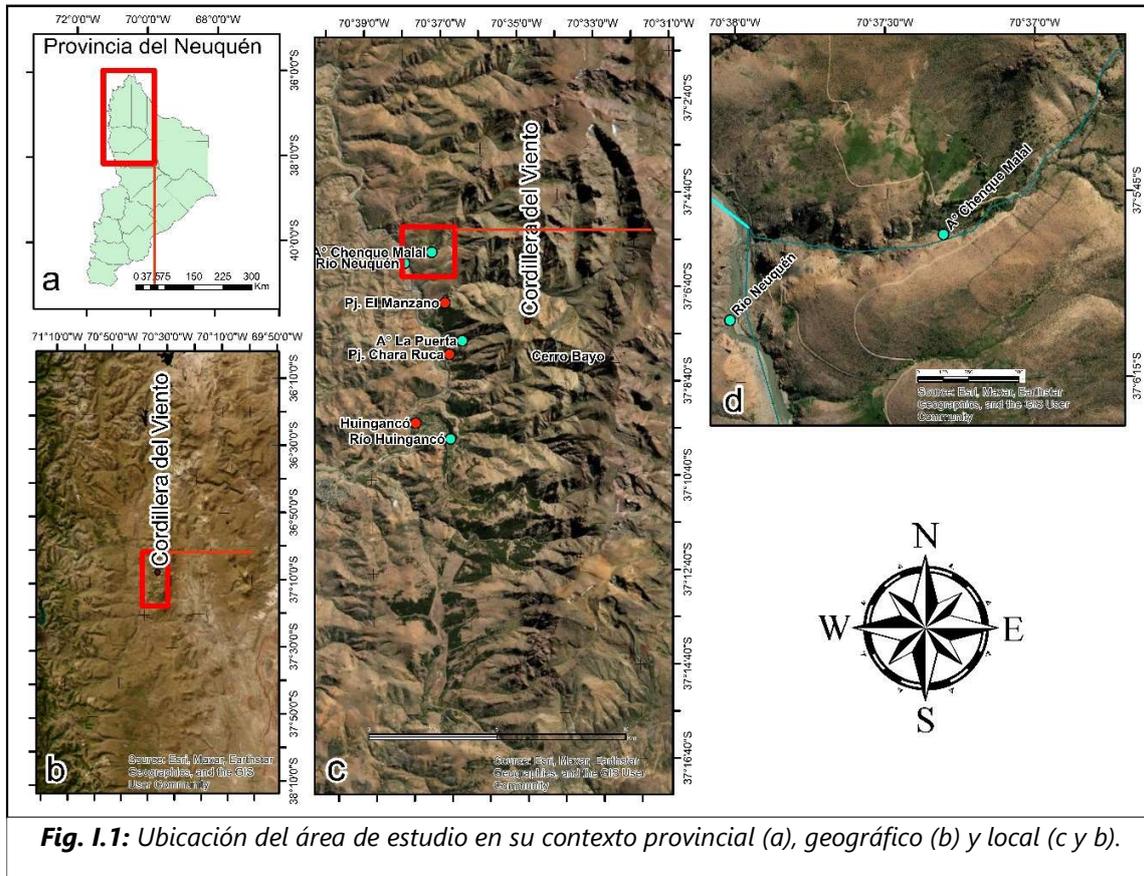
La zona de estudio está ubicada en el noroeste neuquino, en la ladera occidental de la Cordillera del Viento, abarcando el tramo inferior del arroyo Chenque Malal ubicado entre su desembocadura en el río Neuquén y la ruta provincial 39 (RP39) (Fig. I a-d). Se encuentra a 11 km al norte de la localidad de Huingancó, por la RP39.

I.2. Objetivos

Los objetivos en los cuáles se basó este trabajo se detallan a continuación.

I.2.a. Objetivo general

El objetivo principal ha sido el estudio estratigráfico de las unidades paleozoicas aflorantes en los alrededores del arroyo Chenque Malal, al norte de Huingancó, Cordillera del Viento, noroeste neuquino.



I.2.b. Objetivos específicos

Dentro de los objetivos particulares de este estudio se establecieron:

- Reconocer a nivel estratigráfico las unidades aflorantes en el arroyo Chenque Malal y alrededores.
- Llevar a cabo el estudio litológico/petrográfico de las unidades paleozoicas reconocidas.
- Analizar el contenido paleontológico, en el caso de hallazgos.
- Realizar el análisis estratigráfico de las unidades estudiadas, lo que involucra el reconocimiento de límites estratales y discontinuidades.
- Elaborar un mapa geológico (escala aproximada 1: 7.000) con la síntesis de los datos recolectados.
- Inferir correlaciones estratigráficas a nivel local y regional.

I.3. Metodología

La búsqueda y análisis de antecedentes bibliográficos y cartográficos, fotografías aéreas e imágenes satelitales se realizó utilizando como fuentes la bibliografía y material disponible en la cátedra de Geología Regional Argentina, bibliotecas universitarias y electrónicas y los aportados por los directores.

Las determinaciones estratigráficas y estructurales asociadas se realizaron mediante el relevamiento de campo del afloramiento en estudio con la utilización de GPS y brújula geológica.

Los mapas geológicos se realizaron a partir de imágenes satelitales de la zona de estudio y mediante el uso de programas de Sistema de Información Geográfica SIG (ArcGIS 10,5).

Las muestras litológicas se almacenaron en bolsas de muestreo resistentes y debidamente rotuladas. La cantidad de muestra a extraer fue la adecuada para hacer observaciones en gabinete a simple vista y microscópicas.

El estudio litológico de las unidades se realizó mediante el análisis bajo microscopio binocular (lupa). El estudio petrográfico se realizó en las rocas de grano fino mediante el análisis de secciones delgadas bajo microscopio binocular y petrográfico. Para la determinación de las rocas sedimentarias clásticas se utilizaron las clasificaciones basadas en Folk (1974). Las rocas ígneas se determinaron sobre la base de las clasificaciones de la IUGS y sus actualizaciones (Le Bas y Streckeisen, 1991; Le Maitre *et al.*, 2005). Las secciones delgadas para microscopía se elaboraron en el Laboratorio Petrocalcográfico del Asentamiento Zapala, Fain-UNCO. Las observaciones petrográficas se realizaron en el Aula de Microscopía del Departamento de Geología y Petróleo (microscopios petrográficos Biotraza XP-607 LPT).

El muestreo paleontológico implicó el almacenamiento adecuado de los fósiles para su transporte, registro y declaración. El material recolectado fue almacenado en el Museo Provincial de Ciencias Naturales “Dr. Prof. Juan A. Olsacher” de la ciudad de Zapala (MOZ). El número de registro en la colección MOZ se indica en la descripción de cada espécimen. Las muestras palinológicas se recolectaron en bolsas de muestreo resistente (baja densidad), rotuladas y almacenadas apropiadamente, extrayendo alrededor de 300 g por muestra. Las muestras estudiadas no arrojaron material paleopalínológico.

Los esquemas geológicos y columnas estratigráficas resultantes se ilustraron con programas de diseño (Corel Draw) y edición de imágenes (Paint 3D).

Capítulo II

II.1. Marco geológico

La Cordillera del Viento, Choiyoi Mahuida en araucano, o Sierra de la Llaretta (Groeber, 1946), es un alto estructural (Bracachini, 1970) que está ubicado en el noroeste neuquino, entre las latitudes $36^{\circ}43'S$ y $37^{\circ}17'65'' S$ (Casé *et al.*, 1998; Zanettini, 2001), y es parte de la subprovincia geológica de la Precordillera Neuquina Norte (*sensu* Ramos *et al.*, 2011a), comprendiendo la subdivisión oriental de la Cordillera Principal (Yrigoyen, 1979). Corresponde a la estructura de mayor altura de la unidad morfoestructural denominada faja plegada y corrida de Chos Malal, incluso mayor que la Cordillera Principal (*sensu stricto*) argentina a la misma latitud (Ramos *et al.*, 2011a), con alturas que rondan los 3000 msnm. Hacia el norte se encuentra el Cerro Domuyo de 4704 msnm, formado en el Neógeno (Miranda *et al.*, 2006), siendo este el más alto de la Patagonia Argentina (Giacosa *et al.*, 2014). Las dimensiones de la Cordillera del Viento, como un alto estructural continuo en sentido N-S, es de unos 65 km de largo y 25 km de ancho aproximadamente. Si se incluyen áreas al norte del Cerro Domuyo, su extensión longitudinal podría ser de unos 90 km como sugieren algunos autores, quizá basados en la continuidad hacia el norte de estructuras anticlinales o de la prolongación de la “Falla Cordillera del Viento” de carácter regional (Giacosa *et al.*, 2014). En ese caso, la extensión correspondería a la del Anticlinal Cordillera del Viento y no a la del alto estructural que se conserva actualmente. La Cordillera del Viento es un braquianticlinal (Zöllner y Amos, 1973) asimétrico que se hunde suavemente al sur, a la altura de la desembocadura del río Guañacos (Casé *et al.*, 1998), con vergencia al oeste y pendiente abrupta en el flanco oeste. El flanco este es de pendiente suave y posee áreas locales con deformación de piel fina (Sagripanti *et al.*, 2014; Giacosa *et al.*, 2014).

El régimen tectónico compresivo del Ciclo Ándico generó la faja plegada y corrida Chos Malal mediante el fracturamiento del basamento y la reactivación de fallas preexistentes con rumbo N-S. Esta configuración tectónica generó un acortamiento en sentido E-O, controlado

por sistemas de fallas con rumbo NO-SE y su conjugado NE-SO que actuaron como fallas de transferencia, las cuales seccionaron los esfuerzos y los afloramientos de las rocas del basamento, que son escasos y se encuentran de manera aislada (Giacosa, 2011).

La erosión glacial fue muy importante, creó grandes valles en “U” en las zonas más altas de la Cordillera del Viento, mayormente enmascarados por procesos fluvio-glaciares y fluviales, como por grandes depósitos de escombros aplanados por soliflucción (Zöllner y Amos, 1973).

II.2 Antecedentes

A continuación se sintetizan antecedentes de estudio de los diferentes autores a lo largo de la historia resaltando los principales datos estratigráficos, geodinámicos y estructurales, característicos de las unidades estratigráficas aflorantes en la Cordillera del Viento.

II.2.a Estratigrafía

Formación Guaraco Norte

Las rocas más antiguas que afloran en la Cordillera del Viento fueron descritas por primera vez en la horqueta de los dos brazos septentrionales de la Laguna Varvarco-Campos (Groeber, 1929), en este caso descritas como esquistos metamórficos, cubiertas por la Formación Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2005) (“Serie Porfirítica Supratríasica” en Groeber, 1929 o “Choiyolitense” en Groeber, 1946). Esta unidad fue definida como Formación Guaraco Norte (Zappettini *et al.*, 1987), también denominada “Ectinitas Guaraco Norte” (Zanettini, 2001) en los alrededores de la localidad de Varvarco. Ha sido datada como devónica (Zappettini *et al.*, 2012) y corresponde a metasedimentitas marinas formadas por capas de pizarras y metareniscas ricas en cuarzo y de cuarcita finamente laminada, cortada por numerosas venas de cuarzo y graníticas. El protolito sedimentario muestra una alternancia rítmica de capas de pelitas y areniscas con estratificación cruzada de pequeño a mediano tamaño, con capas tractivas de flujos diluidos unidireccionales desarrollados en ambiente subácueo y condiciones de baja energía (Giacosa *et al.*, 2014). El techo de la unidad está cubierto, pero se infiere que está separada del Grupo Andacollo por una discordancia

(Zappettini *et al.*, 2012; Giacosa *et al.*, 2014). El afloramiento ubicado en el arroyo Guaraco Norte, próximo a su desembocadura en el río Neuquén, tiene un espesor aproximado de 800 m y es dividido en dos secciones en base a su litología y coloración, una inferior y otra superior (Zappettini *et al.*, 1987). La inferior integrada por filitas de color gris oscuro casi negro, esquistosa y compuesta por muscovita, cuarzo y clorita verde, con piritita xenomorfa en la superficie de esquistosidad. La sección superior de color gris verdoso por meteorización, compuesta por pizarra gris oscura, con fisilidad generada por sus componentes y formada por cuarzo, mica y minerales de hierro. Hacia arriba se presentan esquistos cuarzosos de estructura granosa muy fina y color gris oscuro (Zappettini *et al.*, 1987).

Grupo Andacollo

Las dos formaciones que integran el Grupo Andacollo (Digregorio, 1972, *emend.* Llambías *et al.*, 2007), la Formación Arroyo del Torreón (Méndez *et al.*, 1995) y la Formación Huaraco (Zöllner y Amos, 1955), y la denominada actualmente Formación La Premia (Méndez *et al.*, 1995) del Complejo Volcánico-Plutónico Huigancó (Llambías *et al.*, 2007), fueron primeramente integradas en la “Serie Andacollo” por Zöllner y Amos (1973), descriptas como tres unidades discordantes y denominadas respectivamente como “Tobas inferiores o Basamento Carbónico”, “Formación Huaraco” y “Tobas Superiores”. Digregorio (1972) y Digregorio y Uliana (1980) agruparon las formaciones bajo la denominación Grupo Andacollo. Por último, Llambías *et al.* (2007) basados en evidencias magmáticas y tectónicas incluyen a la Formación La Premia en el Complejo Volcánico-Plutónico Huigancó.

Formación Arroyo del Torreón

Zöllner y Amos (1955) describieron a la Formación Arroyo del Torreón (“Tobas inferiores o Basamento Carbónico”) destacando sus tobas de riolitas de tono blanquecino, masivas, sin estratificación, a lo sumo en bancos gruesos. También describieron una intercalación de mantos de riolita y areniscas cuarcíticas de color gris blanquecino, y sedimentos de carácter marino de reducido espesor. Se destacan en el campo por su alteración baya y aspecto masivo y color blanquecino en fractura fresca (Zöllner y Amos, 1955). Para Stoll (1957) son de color variado, predominando el gris, que varía de oscuro a claro, con tintes verdosos, pardos y

rojizos. Las tobas están compuestas por plagioclasa, cuarzo, pirita, epidoto y fragmentos líticos oscuros de areniscas y andesitas, angulosos, en una matriz de grano fino, y son de composición principalmente dacítica, con fases riódacíticas y andesíticas (Stoll, 1957). Estas tobas presentan fracturas bien marcadas que no pasan en forma nítida a las sedimentitas sobrepuestas en discordancia angular de la Formación Huaraco (Zöllner y Amos, 1973). Las areniscas y lutitas negras son más abundantes hacia el techo (Giacosa *et al.*, 2014). Las tufitas, ignimbritas, flujos riolíticos–dacíticos y domos están interestratificados con conglomerados clasto-soportados, con clastos bien redondeados, y todas las rocas volcánicas tienen una significativa alteración silícica (Giacosa *et al.*, 2014). En el techo de la unidad, en contacto con la Formación Huaraco, se encuentra de manera local sobre un relieve elaborado, un complejo de tobas conglomerádicas redepositadas, de color gris verdoso con fajas o fragmentos de sedimentitas (Zöllner y Amos, 1955). Debido a que su base está oculta, no se conoce un espesor exacto. Se estima, sin embargo, un espesor de unos 1500 a 1800 m (Zöllner y Amos, 1955). La edad obtenida para esta unidad por Suárez *et al.* (2008), mediante datación de circones ígneos en riódacitas con textura fluidal interestratificadas en la Formación Arroyo del Torreón, corresponde al Carbonífero medio. Esta edad es coincidente con la obtenida, también en riódacitas, por Taboada *et al.* (2014). En el área de Varvarco, esta unidad ha sido reconocida compuesta por metareniscas y metatufitas y datada como misisipiana-pensilvaniana inferior (Zappettini *et al.*, 2012) y, en otro afloramiento de esta misma área, como integrada por pelitas fisiles, brechas sedimentarias, brechas volcánicas y tobas (Suarez, 2020; Suarez *et al.*, 2022).

Formación Huaraco

La Formación Huaraco fue definida por Zöllner y Amos (1955) y descrita como compuesta por lutitas y limolitas de color verde oscuro a negro. En su parte inferior se intercalan bancos de areniscas cuarcíticas de alteración baya con las lutitas, indicando un pasaje transicional a la sedimentación con fósiles de invertebrados marinos encontrados en el Cerro Minas (*Orbiculoidea* sp., *Spirifer pericoensis*, *Chonetes* sp., Productidae gen. et sp. indet., *Allorisma* sp.). En la parte superior la unidad contiene restos de plantas, *Rhacopteris ovata* Walk., *Rhacopteris* sp. nov. y *Lepidodendron* sp., que indican cercanía a la costa (Zöllner y

Amos, 1973). Hacia la parte superior la proporción de arenas es mayor, pasando paulatinamente a areniscas oscuras bituminosas. Otra característica descripta es una estratificación nítida de arcilitas bandeadas, resultante de una sedimentación rítmica. En el área del Cerro Minas la unidad alcanza los 700 m de espesor (Zöllner y Amos, 1955). Taboada *et al.* (2014) litológicamente también la describieron formada principalmente por arcilitas, fangolitas y areniscas finas a medias con escasos niveles de areniscas gruesas y conglomerados. Basados en análisis estratigráficos los autores también identificaron cuatro secuencias depositacionales (DS₁₋₄) limitadas por superficies de incisión y tres horizontes fosilíferos. La asociación inferior está dominada por una baja diversidad de braquiópodos, mayormente *Linipalus* sp. nov. asociada con *Neochonetes granulifer* (Owen), *Leiorhynchus* sp., *Reticularia* sp., *Orbiculoidea* sp. y escasos bivalvos *Nuculidea*. Para esta asociación señalaron elementos en común con la asociación faunística de clima templado Marginovatia-Maemia de la base del Carbonífero tardío (eo a meso-pensilvaniano). El segundo horizonte fosilífero tiene una ocurrencia coquinoide de *Tivertonia jachalensis* (Amos), y escasos braquiópodos como *Rhynchopora* sp., *Orbiculoidea* sp., *Lanipustula patagoniensis* (Simanaukas) y, diversos bivalvos como *Phetia* sp., *Palaeolima* sp., *Nuculopsis* sp., *Palaeoneilo* sp., *Streblopteria* sp. y *Sueroa* sp., y el gastropodo *Glabrocingulum* Thomas. El tercer horizonte fosilífero contiene restos de *Septosyringothyris* sp. La mayoría de los elementos de estos dos últimos horizontes, ya fueron reconocidos en las cuencas neopaleozoicas del oeste de Argentina (San Rafael, Calingasta-Uspallata y Río Blanco) como taxas relacionadas a las faunas *Tivertonia-Streptorhynchus* de edad moscoviana. *Lanipustula patagoniensis* (Serpukhoviano-Moscoviano), de aguas marinas frías, ha sido registrado en la Formación Pampa de Tepuel, hacia el sur, en la cuenca de Tepuel Genoa (Taboada *et al.*, 2014). En Zappettini *et al.* (2012) describieron para esta unidad, en los alrededores de Varvarco, una parte inferior con una incipiente matriz recristalizada con sericita y clorita. Hacia el techo, describieron la presencia de litoclastos sedimentarios y volcánicos. El cemento está formado por clorita, sericita y calcita. Las tufitas forman finos lentes compuestos por cristaloclastos de cuarzo, oligoclasa, ortoclasa y, en menor medida, biotitas. La matriz y cristaloclastos están alterados a sericita, calcita, ankerita, clorita y arcillas. En estudios más recientes Suarez (2020) registra unos 66 m de espesor de pelitas y

limolitas finamente laminadas que pasan a limolitas, areniscas con ondulitas y tobas en su parte superior asignados a esta unidad en el tramo inferior a medio de la quebrada Guaraco Norte, en los alrededores de Varvarco. La unidad está repetida a través de corrimientos (Suarez, 2020; Suarez *et al.*, 2022).

Complejo Volcánico – Plutónico Huigancó

El Complejo Volcánico–Plutónico Huigancó está compuesto por el agrupamiento de una facies intrusiva y otra extrusiva relacionadas cogenéticamente. El intrusivo está formado por un grupo de plutones de morfología circular, Granito Huigancó (Digregorio, 1972), y la facies extrusiva, Formación La Premia, consiste principalmente de ignimbritas dacíticas – riolíticas de sílice oscura (Méndez *et al.*, 1995; Giacosa *et al.*, 2014).

Formación La Premia

Zöllner y Amos (1955, 1973) describieron a la Formación La Premia (“Tobas Superiores”) como un conjunto de tobas porfíricas de composición andesítica, gris verdosas o negras con diques y stocks pequeños de porfiritas intrusivas. Estas se apoyan en discordancia angular (discordancia sanrafaélica) sobre las sedimentitas de la Formación Huaraco. Los autores sugirieron un posible sincronismo, entre los diques y las tobas, basado en las relaciones de corte entre los diques y el stock granítico-granodiorítico supracarbonífero el cual no es atravesado por los diques. A esta formación los autores le asignaron una edad carbonífera. Llambías *et al.* (2007) dieron para la unidad un espesor de 500 m aguas arriba de la quebrada del arroyo Huemules, sobre la margen izquierda del río Neuquén, y le asignaron una edad pérmica-triásica temprana. La edad es restringida luego al Pérmico temprano, según dataciones realizadas a una ignimbrita de la base de la Formación que arrojó una edad de 282 ± 2 Ma (U/Pb zircón SHRIMP Suárez *et al.*, 2008). En áreas al norte de la Cordillera del Viento las edades obtenidas fueron 259 ± 13 Ma (JICA, 1983), pudiendo alcanzar el Triásico Inferior. En el área de Andacollo la base de la Formación presenta una facies conglomerádica con clastos de rocas sedimentarias que posiblemente pertenezcan al Grupo Andacollo (Dicaro *et al.*, 2020).

Granito Huingancó

Zöllner y Amos (1973) describieron para el Granito Huingancó facies granodioríticas, graníticas y porfíricas pérmicas, cuerpos de no muy gran extensión y una acidificación hacia el norte, pasando a un granito rico en mica y ortosa en cercanías del arroyo Huaraco. Por intruir a la Formación La Premia, consideraron al intrusivo posterior a esta unidad pero previo a la discordancia huárpica. Es cubierto en no-conformidad por la Formación Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2005). Llambías (1986) describió al Granito Huingancó como un grupo de stocks graníticos, granodioríticos y riolíticos. Posteriormente los describió como plutones de granodiorita y de monzogranito con domos riolíticos asociados (Llambías *et al.*, 2007). Dataciones radiométricas K-Ar del Granito Huingancó indican una edad pérmica temprana a media de 260 ± 10 Ma (domo riolítico, Llambías, 1986) y 287 ± 9 Ma (granodiorita, Suárez y de la Cruz, 1997). La mineralogía de la granodiorita que aflora al este de Andacollo está compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, anfíbol, biotita y cuarzo. Contiene abundantes inclusiones microgranulares máficas y es atravesada por diques máficos integrados por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, escasa biotita, apatita acicular y mineral opaco. Los diques no afectan a la Formación Cordillera del Viento, por lo cual se los relaciona con la intrusión de la granodiorita. Los monzogranitos también intruyen al Grupo Andacollo, previamente deformado, y contienen *pendants* de esta unidad. El monzogranito es leucocrático con escasa biotita y muscovita, y está atravesado por diques sin-magmáticos aplíticos con núcleos pegmatíticos (Llambías *et al.*, 2007). Los domos de riolita también intruyen al Grupo Andacollo, se encuentran alojados en la Formación Arroyo del Torreón y en los niveles psamíticos de la Formación Huaraco; son de color pardo amarillento grisáceo en superficie meteorizada y gris azulado muy claro en superficie fresca. Su composición es leucocrática con escasa biotita. La pasta es esferulítica por desvitrificación (Llambías, 1986).

Ciclo Precuyano

Formación Cordillera del Viento

La Formación Cordillera del Viento definida por Leanza *et al.* (2005) integra las vulcanitas descritas originalmente como Serie Porfírica Triásica y luego como Choiyolitense por Groeber (1929) y (1946), respectivamente. Se apoya en discordancia sobre el Complejo Volcánico – Plutónico Huingancó, como también en rocas más antiguas, por ejemplo, sobre las metamorfitas de la Laguna Varvarcó – Campos descritas por Groeber (1929). El espesor medido por Leanza *et al.* (2005) es de 1300 m quienes destacan la abundancia de brechas y lavas andesíticas, con escasas intercalaciones de ignimbritas riolíticas. Zöllner y Amos (1955, 1973) incluyeron en esta unidad los conglomerados y fanglomerados apoyados en discordancia que alcanzan los niveles inferiores del Carbonífero hasta el granito (granodioritas pérmicas). Llambías *et al.* (2007) definieron formalmente la Formación Cordillera del Viento describiéndola como constituida en su mayor parte por mantos andesíticos a basálticos, escasos filones capa/lacolitos e ignimbritas riolíticas. En su base describieron delgados mantos discontinuos de conglomerados y areniscas gruesas arcósicas, de carácter lenticular y espesores variables de hasta 15 m. Los clastos son bien redondeados y alcanzan hasta 20 cm de diámetro, predominan los clastos de chert gris blanquecino y, en menor proporción, de cuarzo de origen hidrotermal, areniscas con piritita y vulcanitas afaníticas silíceas. Zöllner y Amos (1973) también describieron otros pórfidos cuarcíferos dentro de la Formación Cordillera del Viento, algunos de los cuales se ubican en la base de la formación, y es difícil distinguirlos de la unidad suprayacente (Formación Milla Michicó). Estos pórfidos, según los autores, yacen en discordancia sobre la Formación Arroyo del Torreón, sobre la margen izquierda del río Neuquén, en afloramientos que parten desde el arroyo Chenque Malal (cercano al área de estudio del presente trabajo) hacia el norte. En el área de Varvarco la Formación Cordillera del Viento ha sido asignada a vulcanitas de amplio desarrollo datadas como permotriásicas (Zappettini *et al.*, 2012, 2015). La Formación Cordillera del Viento se asigna al Triásico Medio a Superior en base a sus relaciones estratigráficas. La unidad está limitada en la base por la discordancia huárpica y en el techo por la Formación Milla Michicó (Freytes, 1969 en Digregorio, 1972), que subyace a la Formación La Primavera (Suarez y De la Cruz, 1997), asignada al Pliensbachiano de acuerdo a su registro fósil (Groeber, 1946; Llambías *et al.*, 2007). La discordancia erosiva y la

Formación Cordillera del Viento son producto de la etapa de *rift* que dio origen al desmembramiento de Gondwana (Leanza *et al.*, 2005; Llambías *et al.*, 2007).

Formación Milla Michicó

La Formación Milla Michicó fue definida por Freytes (1969) en Digregorio (1972). Groeber (1929) incluía esta unidad en la “Serie Porfírica Supratriásica y otros Ciclos Eruptivos” y la denominó “Pórfidos Cuarcíferos”, y, según él, en sus últimos estadios como tobas o tufitas su edad podría alcanzar el Jurásico Inferior bajo. También mencionó que los “Pórfidos Cuarcíferos” atraviesan la “Serie Porfírica Supratriásica” (Formación Cordillera del Viento) para apoyarse en discordancia sobre esta última. Zöllner y Amos (1973) la nombraron “Pórfidos Cuarcíferos Superiores” e indicaron que comienzan parcialmente con transición de porfiritas a efusiones ácidas. Estos autores la describieron como mantos delgados de colores abigarrados, de color blanco en fractura fresca y alteración baya con granos y fenocristales grandes de cuarzo. Identificaron un punto de efusión en el Cerro Bayo y, hacia el este, filones de pórfiros cuarcíferos que fueron ascendiendo hasta alcanzar y componer la Formación Milla Michicó.

Formación La Primavera

La Formación La Primavera fue definida por Suárez y De la Cruz (1997). Ha sido descrita por Llambías *et al.* (2007) como una sucesión volcánicoclástica con niveles con fósiles marinos e intercalaciones de basaltos tabulares, concordantes con la estratificación. De acuerdo a Llambías *et al.* (2007), se apoya en discordancia (discordancia rioatuélica) sobre la Formación Milla Michicó, a su vez, es cubierta en concordancia por la Formación Los Molles. Por otro lado, Leanza *et al.* (2013) consideraron su límite superior como discordante de carácter regional (discordancia rioatuélica). Alcanza los 400 m de espesor en la región de la cabecera del arroyo Chacay Melehue, área considerada como centro de la paleocuenca por Zöllner y Amos (1973), quienes le asignaron un espesor de 300 m y la denominaron “Serie del Cerro Bigú” o “Liásico Tobáceo”. Las vulcanitas que integran la Formación son de composición bimodal, la mitad inferior formada por barras marinas conglomerádicas con intercalaciones de basalto olivínico, y la mitad superior de composición dacítica y riolítica,

asociadas a vulcanismo explosivo, ignimbritas y depósitos posiblemente generados por oleadas piroclásticas (Llambías *et al.*, 2007). Hacia el sur y al norte se correlaciona con la Formación Lapa (Lambert, 1946; Groeber, 1956; Leanza, 1992), en la sierra del Chachil y al sur del Cerro Domuyo respectivamente (Zanettini, 2001).

Formación Cayanta

La Formación Cayanta fue identificada como “Serie andesítica infraterciaria” por Zöllner y Amos (1973) y denominada Formación Cayanta por Rapela y Llambías (1985). Según los primeros autores, fue generada a partir de un ciclo eruptivo con efusiones de manto y tobas andesíticas, conglomerádicas en la base, con intercalaciones de andesitas basálticas y basaltos olivínicos en todos los niveles. La serie está cruzada por diques basálticos, andesíticos, liparíticos y riolíticos que no pasan a las formaciones suprayacentes. Estas rocas volcánicas se depositaron luego de una profunda deformación y erosión en el Eoceno (Groeber, 1929) que llegó a las rocas carboníferas. El gran ángulo de la discordancia hace que la Formación esté en contacto con rocas desde paleozoicas a eozurásicas. Groeber (1929, 1946) le asignó una edad oligocena, aunque posteriormente el mismo Groeber (1954) le da una edad eocena. Jordan *et al.* (2001) dataron piroclastitas y obtuvieron edades entre $50,3 \pm 0,6$ Ma y $56,9 \pm 0,6$ Ma, medidas con el método Ar/Ar, y una edad de $48,9 \pm 2,7$ Ma, medida por trazas de fisión de circón, confirmando una edad eocena temprana. La Formación aflora al pie del flanco oeste de la Cordillera del Viento hacia el sur, hasta Andacollo, y está circunscripta por los cauces de los ríos Neuquén y Nahueve. Al sur de Andacollo se conservan afloramientos aislados al este del río Neuquén (Groeber, 1929; Zöllner y Amos, 1973).

Cuerpos Intrusivos

Dacita Sofía

Rovere *et al.* (2004) propusieron este nombre para designar una serie de cuerpos intrusivos dacíticos que afloran en los arroyos Huaraco y del Torreón. Anteriormente fueron descriptos

por Stoll (1957), quien los denominó “pórpidos dacíticos eocenos”, y por Zöllner y Amos (1973) que los llamaron “intrusiones dacíticas terciarias”. Llambías (1986) asignó los intrusivos al Pérmico inferior y los nombró “Cuerpos subvolcánicos riolíticos”, clasificándolos como riolitas de alta sílice. Las describió como rocas porfíricas con pasta afanítica, leucocráticas con escasa biotita. Los fenocristales (40%) están constituidos por plagioclasa (An_{20}) euhedral y tamaños entre 2 y 5 mm y cuarzo, entre 2 y 6 mm, fuertemente reabsorbido por la pasta. La pasta está constituida por esferulitas de hasta 1 mm de diámetro. Los cuerpos se encuentran emplazados en las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco, y están cubiertos por la Formación La Premio, por lo tanto, fueron considerados de edad pérmica temprana tardía a tardía (Rovere *et al.*, 2004).

Intrusiones de diabasas

Se trata de pequeños stocks identificados por Stoll (1957) en la zona minera de Andacollo. Zöllner y Amos (1973) destacaron dos afloramientos principales, en el arroyo Torreón superior y en el Cajón de los Caballos, al sureste y sur respectivamente de Andacollo. También observaron diques y filones de 1-2 m de espesor. La formación más joven afectada por las intrusiones es la Formación Cordillera del Viento.

II.2.b. Contexto geodinámico

En este apartado se realiza una síntesis de los ciclos orogénicos y sus registros, que a través del tiempo configuraron el margen occidental de Gondwana Occidental, donde se encuentra el área de estudio (Fig. II.2.1).

Según Giacosa *et al.* (2014) el sustrato paleozoico pre-andino que aflora en la Cordillera del Viento es poliorogénico y está compuesto por dos conjuntos de rocas preorogénicas con estratigrafía y condiciones de deformación diferentes. El primer ciclo orogénico registrado en las rocas de la Cordillera del Viento corresponde a la fase chánica del Ciclo Famatiniano, de tipo colisional entre los terrenos de Chilenia y Cuyania ya adosado previamente al oeste de Gondwana (Davis *et al.*, 1999; Giacosa *et al.* 2014; Heredia *et al.*, 2016). Durante este ciclo, en el Silúrico tardío–Devónico temprano, se desarrolla una subducción hacia el oeste,

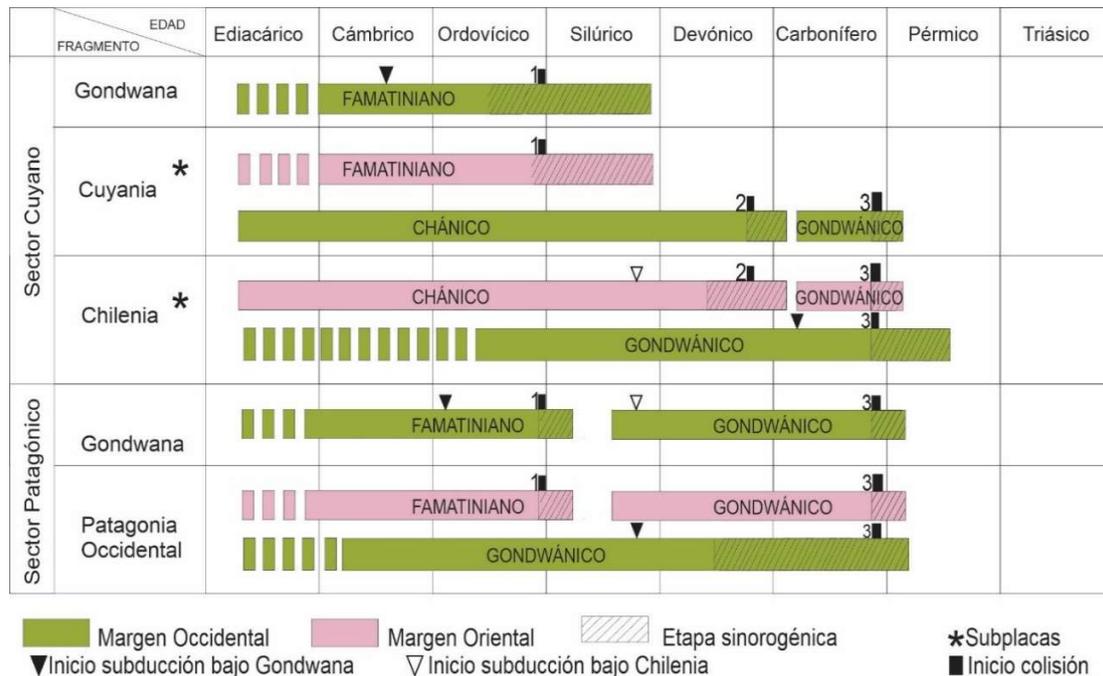


Fig. II.2.1. Esquema mostrando la extensión temporal de los diferentes ciclos orogénicos y sus principales acontecimientos tectónicos en los fragmentos continentales/terrenos involucrados en los tres sectores en que se divide el basamento paleozoico de los Andes para la descripción de su evolución geodinámica. (1) inicio de la colisión Cuyania-Gondwana y Patagonia Occidental-Gondwana, (2) inicio de la colisión Gondwana-Chilena, (3) inicio de la colisión Patagonia Occidental-Gondwana (basado en Heredia *et al.*, 2014).

por debajo de Chilena, y un arco magmático sobre el margen oriental de este terreno (Zappettini *et al.*, 2012). La subducción provocó el cierre de la cuenca marina con márgenes pasivo al oeste de Gondwana (oeste de Cuyania) y activo al este de Chilena. En el Devónico tardío comenzó la colisión entre Chilena y Cuyania/Gondwana que deformó las sedimentitas marinas de margen pasivo (Zappettini *et al.*, 2012) o de cuenca de antearco (Giacosa *et al.*, 2014) de la Formación Guaraco Norte. En el Carbonífero temprano el margen activo se trasladó al oeste de Chilena, transformándose en el nuevo margen activo de Gondwana, e inició al segundo ciclo orogénico correspondiente al Ciclo Gondwánico (Giacosa *et al.*, 2014). En él se desarrolló un arco volcánico y cuencas de retrocuña en el área del prisma de acreción. En la zona norte de la Cordillera del Viento se registran fallas normales con rumbo N-S y al sur NNE-SSO a E-O, evidenciando etapas extensivas detrás del arco las que originaron depocentros localizados de *rifts* asociados a la dinámica del arco volcánico,

caracterizados por abundantes intercalaciones de rocas volcánicas y depósitos sinsedimentarios (Giacosa *et al.*, 2014). Entre el Carbonífero tardío y el Pérmico temprano la extensión se atenúa y el vulcanismo disminuye debido a un régimen compresivo generador de pliegues y corrimientos correspondientes a la fase orogénica sanrafaélica, de tipo andino. Al norte de la Cordillera del Viento, en la Cordillera Frontal, se registra una deformación mayor que en la Cordillera del Viento. Se interpreta que la placa oceánica que subdujo era más densa al sur que en el norte, con lo cual mantuvo un ángulo de subducción mayor en la Cordillera del Viento y una somerización al norte (Giacosa *et al.*, 2014). Posteriormente, en el área de la Cordillera del Viento, ocurre un colapso orogénico que permitió la intrusión del Granito Huingancó con su facies extrusiva, Formación La Premio (Ramos *et al.*, 2011b; Giacosa *et al.*, 2014), proceso que se mantuvo activo hasta el Triásico Temprano donde tiene inicio una etapa de *rifting* (Llambías *et al.*, 2007). Desde el colapso orogénico hasta la etapa de *rifting* se generó un gran hiato conocido como discordancia huárpica (Azcu y Caminos, 1987) que llegó a exhumar las cúpulas de los intrusivos del Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó (Llambías *et al.*, 2007). La etapa del colapso orogénico se caracteriza por un vulcanismo y magmatismo félsico de cámaras magmáticas superficiales, mientras en la etapa de *rift* el vulcanismo es andesítico a basáltico o silíceo poco evolucionado originado en el manto, intercalado con ignimbritas riolíticas, indicando un cambio en los campos de esfuerzos (Llambías *et al.*, 2007). Esta etapa de *rifting* (sin subducción o subducción restringida) generó un sistema de fallas transcurrentes (Howell *et al.*, 2005) que dio origen a un conjunto de hemigrábenes alargados e inconexos. La etapa culmina con la discordancia rioatuélica, el inicio de la subducción en el margen de Gondwana a los 183 Ma (Ramos, 1999) y una etapa de subsidencia generalizada por enfriamiento térmico (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1999; Llambías *et al.*, 2007; Pángaro *et al.*, 2009). Sobre el margen oeste, en el norte de la actual Cordillera del Viento, se desarrolla una cuenca de retroarco (Ramos *et al.*, 2011b) y se deposita la Formación Colomichicó (Zappettini y Dalponte, 2009; Zappettini *et al.*, 2018) con sus hierros bandeados tipo Algoma. Para Groeber (1946), el Ciclo Ándico inicia en el Jurásico Medio, aunque el principal desarrollo de la orogenia en la Cordillera del Viento se da entre fines del Cretácico y el Mioceno. Para Giacosa *et al.* (2014), el Ciclo Ándico comienza a fines del Pérmico temprano. La

subsistencia jurásica es rellenada por sucesivas intercalaciones de sedimentitas marinas y continentales hasta el Cretácico Tardío, momento en el cual el Atlántico Sur empieza a expandirse (por ej., ver síntesis en Arregui *et al.*, 2011). Mosquera y Ramos (2005) observaron que la subducción sobre el margen occidental pasa de ser oblicua en el Jurásico Temprano a ortogonal en el Cretácico Tardío dando inicio, mediante la fase patagónica (Zanettini, 2001), a un engrosamiento de la corteza, subsidencia flexural, reactivación, inversión y mineralización de fallas normales previas (Giacosa *et al.*, 2014). Esto generó una protocordillera y una cuenca de antepaís, representada por los depósitos sinorogénicos del Grupo Neuquén (por ej., ver síntesis en Ramos *et al.*, 2011b). Posteriormente se suceden distintos eventos compresivos que deforman el área hasta alcanzar la configuración estructural actual. De los eventos diastróficos registrados en el área de la Cordillera del Viento, Zanettini (2001) mencionó distintas fases del Ciclo Ándico; la fase mapúchica, del Neopaleoceno, que dio origen al anticlinal de la Cordillera del Viento; la fase incaica del Neoeoceno, proceso compresivo relacionado al evento efusivo del Grupo Molle; la fase pehuénchica del Mioceno medio, que acentuó la estructura de la Cordillera del Viento, al igual que las fases quéchuica y diagútica de fines del Mioceno e inicios del Plioceno respectivamente, que dieron a la Cordillera del Viento la estructura actual.

II.2.c. Estructura

El braquianticlinal asimétrico, de orientación N-S y vergencia al oeste, limitado al sur por el río Guañacos (Casé *et al.*, 1998) y al norte por el arroyo Atreuco (Groeber, 1946), es junto a la Falla Cordillera del Viento una de las estructuras compresivas principales que forman la Cordillera del Viento (Giacosa *et al.*, 2014). La falla Cordillera del Viento de carácter regional, originalmente de tipo normal con buzamiento al este, puede relacionarse con el sistema de fallas Andacollo/Loncopué (Cobbold y Rossello, 2003; Giacosa *et al.*, 2014) y controló los depósitos permotriásicos y jurásicos (Giacosa *et al.*, 2014). La Falla Cordillera del Viento es incluida en el sistema Tres Chorros – Cordillera del Viento, el cual controló la depositación de la etapa de *rift* del Triásico Tardío al Jurásico Temprano (Vergani *et al.*, 1995; Giacosa *et al.*, 2014). El braquianticlinal es resultado de la inversión de la Falla

Cordillera del Viento durante el Ciclo Ándico, levantamiento que provocó corrimientos y pliegues asociados (Giacosa *et al.*, 2014). Según Zanettini (2001) el origen del braquianticlinal se encontraría en el fracturamiento del basamento paleozoico por un esfuerzo vertical, el cual plegó las rocas mesozoicas ubicadas sobre el flanco oriental del actual braquianticlinal. Kozlowski *et al.* (1997) describieron un modelo estructural semejante dividiendo la deformación en una de primer orden, el cual es un anticlinal de rampa con buzamiento al oeste, causado por el fracturamiento del basamento junto a las sedimentitas adosadas a él, y deformaciones de segundo orden, originadas en superficies de despegue, en niveles incompetentes de las sedimentitas mesozoicas. Para Sagripanti *et al.* (2014) el alto estructural es resultado de la inversión de fallas normales de rumbo O-NO a NO triásicas, limitadas por estructuras menores de transferencia de orientación NE, que limitan depocentros, formación de fallas inversas primarias y formación de corrimientos de rumbo N-S sin estructuras previas que los controlen. La última actividad de la Falla Cordillera del Viento es pre-eocena debido a que está cubierta por rocas volcánicas del Eoceno (Giacosa *et al.*, 2014). Otra gran estructura del área es el Lineamiento Cortaderas, una estructura cortical de rumbo O-NO, que es el límite sur de la faja plegada y corrida de Chos Malal y la separa de la faja plegada y corrida del Agrio (Giacosa *et al.*, 2014). Turienzo *et al.* (2020), basados en estudios de campo y subsuelo, determinaron que el estilo estructural, que involucra el basamento, es controlado por anticlinales con rumbo N-S y corrimientos desde el primer orden con niveles de despegue en unidades incompetentes, con vergencia general al este. Las rocas paleozoicas fueron deformadas en primer lugar por el ciclo Chánico, según la deformación sufrida por la Formación Guaraco Norte en la parte centro-occidental de la Cordillera del Viento (Giacosa *et al.*, 2014). Giacosa *et al.* (2014) observaron una foliación pervasiva S_1 de orientación N-S a NNO y hundimiento al E de 50° a 70° y un clivaje de crenulación disyuntivo S_2 formado en condiciones metamórficas de bajo grado. A escala de afloramiento, el clivaje localizado en el limbo de pliegues con vergencia al oeste está deformado por pliegues verticales a vergentes al oeste (Giacosa *et al.*, 2014). En las unidades carboníferas, Stoll (1957) observó un clivaje tectónico de rumbo NO y que corta casi perpendicularmente a la estratificación en la Formación Arroyo del Torreón, así como la discordancia angular en su contacto con la Formación Huaraco y ausencia de clivaje en la

Formación Huaraco estableciendo la deformación como intracarbonífera a precarbonífera. Giacosa *et al.* (2014) sugirieron que los eventos que deforman las unidades Guaraco Norte y Arroyo del Torreón son distintos, debido a las diferentes estructuras y grado metamórfico, e interpretaron la etapa sinorogénica desde el Devónico tardío al Carbonífero temprano. Las estructuras del Ciclo Gondwánico, identificadas por Giacosa *et al.* (2014) en las rocas carboníferas, son fallas normales sinsedimentarias sincrónicas con actividad volcánica como también corrimientos y pliegues relacionados, correspondientes a la orogenia sanrafaélica. En la zona norte de la Cordillera del Viento las fallas normales tienen rumbo N-S, mientras que, al sur pasan de NNE-SSO a E-O. La Formación Arroyo del Torreón presenta un plano de clivaje axial rugoso y las rocas competentes como riolitas están budinadas. La Formación Huaraco solo presenta lineación axial. Al norte del arroyo Huaraco se registran abanicos sin-extensionales en las capas de sedimentos de la Formación Huaraco, mientras que las estructuras de deformación compresivas son corrimientos y pliegues desarrollados en condiciones no metamórficas o de muy bajo grado (Giacosa *et al.*, 2014). Las rocas paleozoicas no afectadas por fallas tienen un rumbo N-NE y buzamiento entre 15° y 40° al SE (Stoll, 1957). Las fallas normales que afectaron a la Formación Huaraco y controlaron la depositación de la Formación La Premia, relacionadas a la etapa postorogénica con respecto a la orogenia sanrafaélica, son de rumbo E-O a ENE-OSO en la zona sur de la Cordillera del Viento (Giacosa *et al.*, 2014). Para Sagripanti *et al.* (2014), en áreas del Cerro Domuyo, la orientación de las fallas normales es N-S y la etapa de *sinrift* está evidenciada en estructuras de abanico de la Formación Cordillera del Viento, con espesores mayores en la zona de contacto con las fallas normales, por ejemplo, en áreas del arroyo Butalón, al norte de Andacollo. Las estructuras desarrolladas en el área durante el Ciclo Orogénico Ándico, entre el Cretácico Tardío y el Paleógeno, produjeron la reactivación y mineralización de las fallas normales pérmicas con rumbo E-O a ENE-OSO, convirtiéndolas en fallas transpresivas – transtensivas (Giacosa *et al.*, 2014). Las fallas con rumbo N-S son las menos abundantes (Zanettini, 2001). Para Giacosa *et al.* (2014), la Falla Cordillera del Viento, de rumbo N-S, que originalmente fue una falla normal con buzamiento al este y controló la depositación en la cuenca hasta el Jurásico Temprano, fue invertida durante la fase quéchuica formando el Anticlinal Cordillera del Viento. Por otro lado, Stoll (1957) destacó la gran cantidad de fallas



gravitacionales post-jurásicas y pre-oligocenas que cortan las rocas paleozoicas y mesozoicas, también originadas bajo los regímenes compresivos del Ciclo Ándico.

Capítulo III

III.1. Litología y estratigrafía

A continuación se detalla la información litológica y estratigráfica obtenida del trabajo de campo, laboratorio y gabinete en el área de estudio. El trabajo de campo consistió en el reconocimiento litológico de los afloramientos y de las unidades estratigráficas paleozoicas correspondientes a las formaciones Arroyo del Torreón, Huaraco y La Premio, las relaciones de contacto entre unidades y el registro de datos estructurales. Los resultados se representan en dos mapas geológicos de escala 1:7500, un mapa detallando la litología (Fig. III.1a) y otro la estratigrafía inferida y estructuras identificadas (Fig. III.1b). Estas interpretaciones se esquematizan además en columnas estratigráficas de cada afloramiento (Fig. III.2), las que son correlacionadas y sintetizadas en una columna estratigráfica generalizada. Por último se presenta una breve descripción de los fósiles de invertebrados marinos y restos de plantas fósiles recolectados de la Formación Huaraco.

El afloramiento ubicado al oeste, sobre la margen sur del arroyo Chenque Malal y cerca de su desembocadura en el río Neuquén, es un gran paquete de brecha piroclástica de color verde oscuro a gris oscuro (Bp, en la Fig. III.1a). Está compuesto por clastos de gran tamaño y bloques que alcanzan los 0,5 m de largo, de formas angulosas, de origen volcánico y sedimentario (areniscas y pelitas verdosas). La matriz está compuesta por litoclastos angulosos de vulcanitas porfíricas violáceas, cuarcita rosada, cristaloclastos de feldespato potásico, pero principalmente cristaloclastos de plagioclasa y vidrio volcánico verdoso, epidotizado, que le da el color característico a la roca (muestra RCHM25). El espesor es de unos 150 m aproximadamente y su relieve es contrastante, estando aproximadamente 25 m más elevado que las rocas aledañas. En dirección al SE, la brecha piroclástica se encuentra en contacto con 4 m de espesor de tobas lapillíticas negras (Tln, Fig. III.1a). De acuerdo a sus características litológicas esta sucesión es asignada a la Formación La Premio (C1 en Figs. III.2 y III.3). Al este, las tobas lapillíticas negras se encuentran en contacto con una toba lapillítica cristalina riolítica (Anexo muestra RCHM10; Tcr, Fig. III.1a) que, en fractura fresca, tiene tonos verdes y negros pero altera a colores blanquecinos con tonos rosa. La toba lapillítica cristalina riolítica contiene

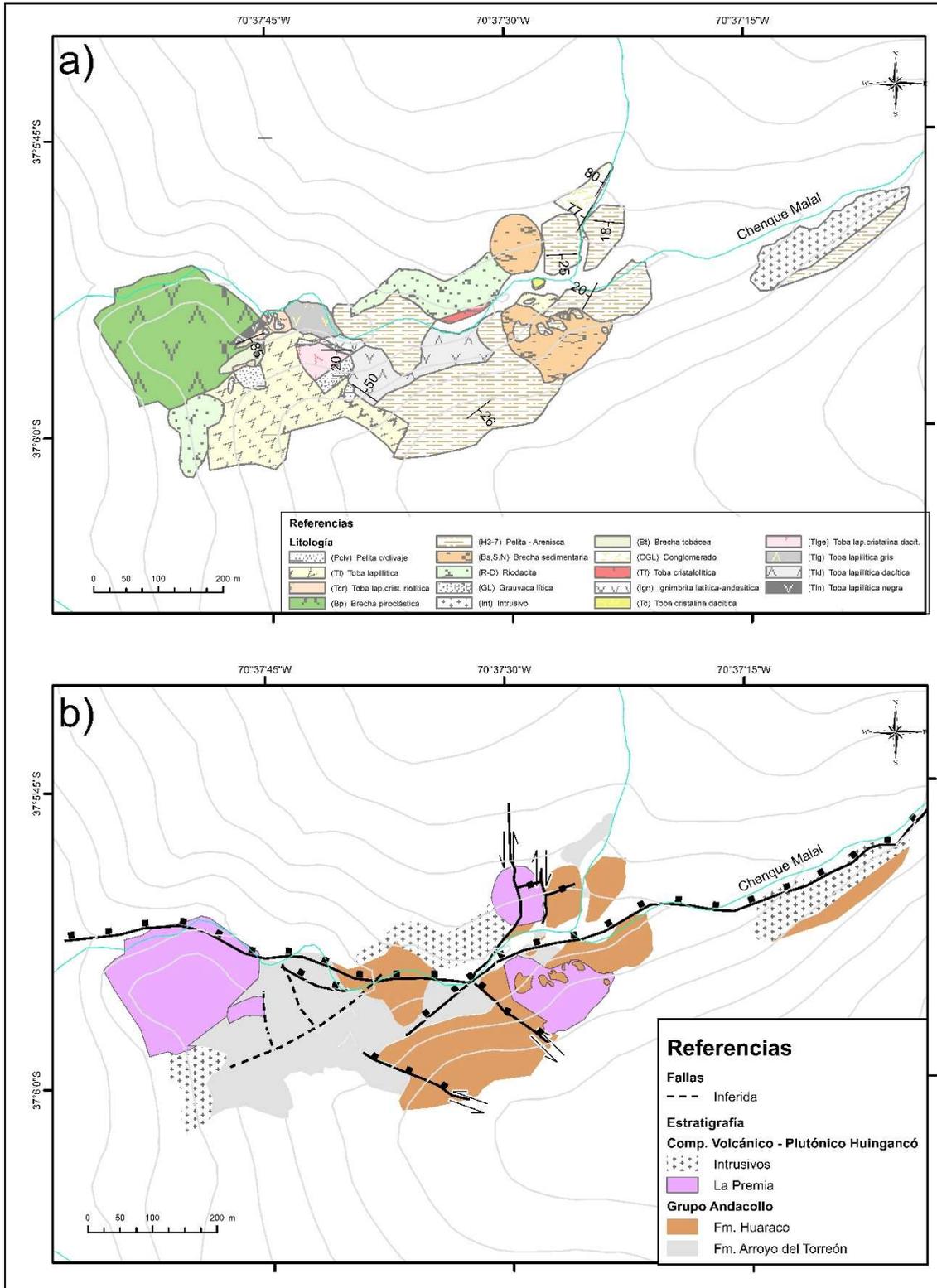


Figura III.1- a) Litología; b) Estratigrafía y estructuras.

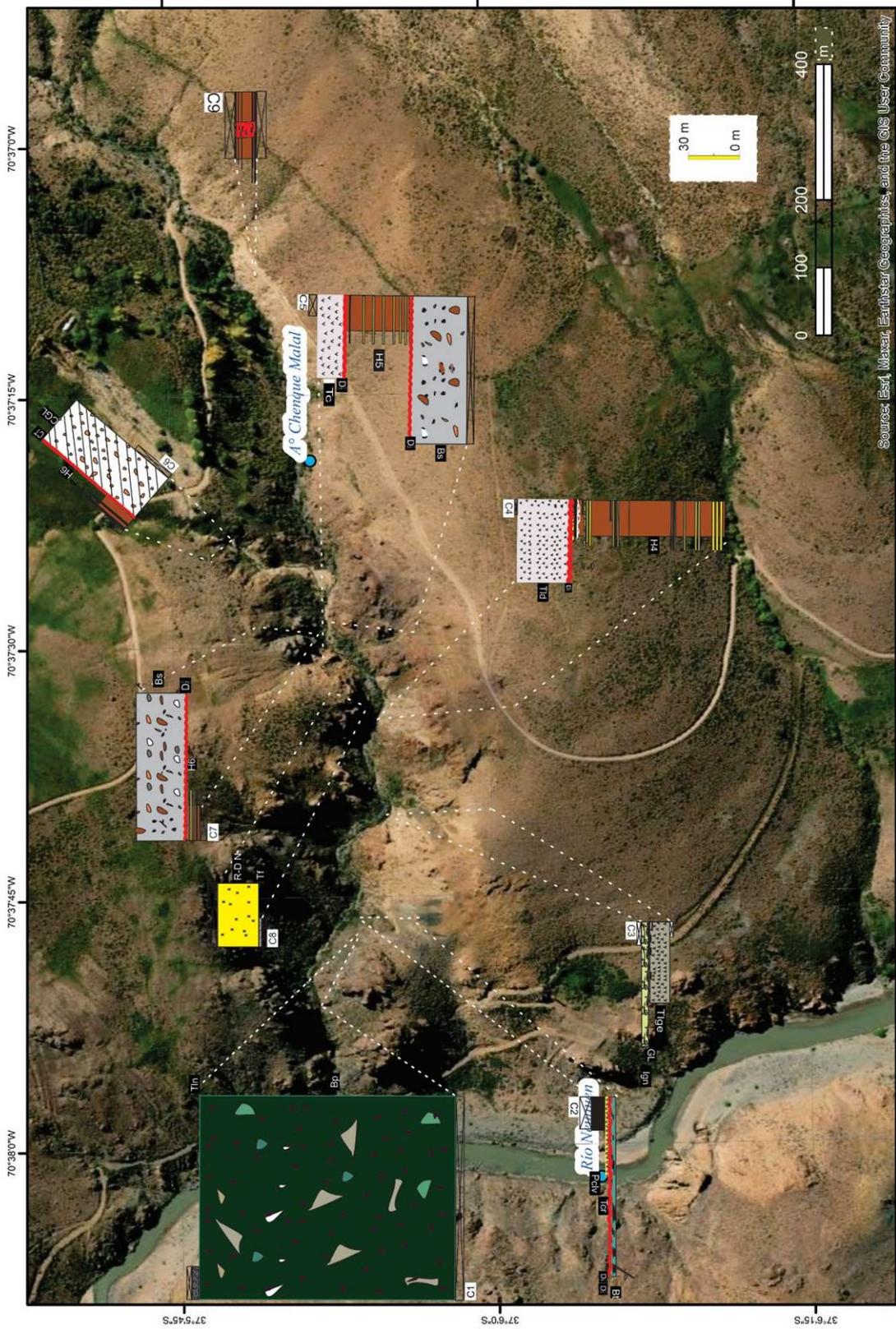


Figura. III.2- Ubicación de los afloramientos descritos y las secciones estratigráficas realizadas.

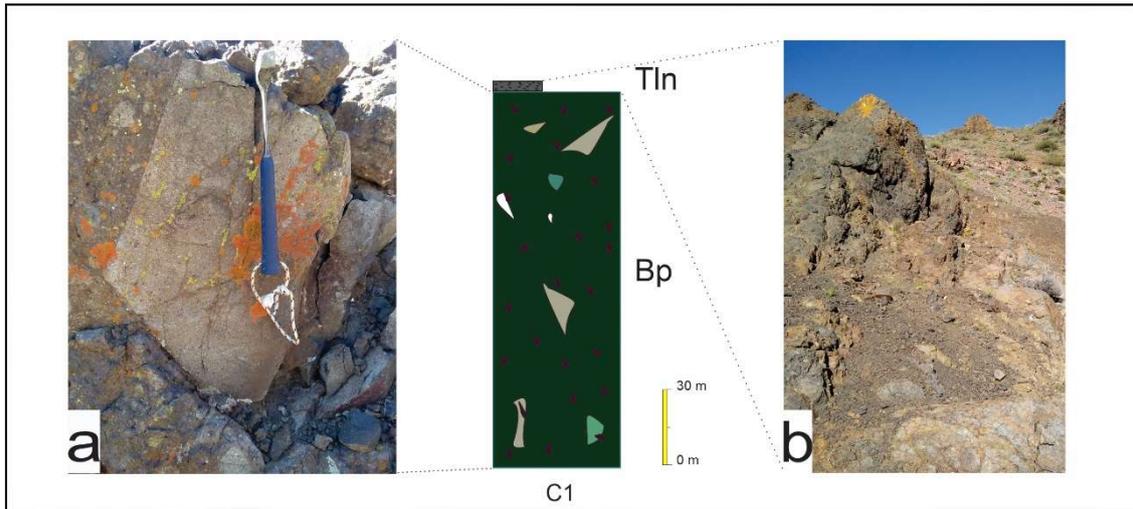


Figura III.3- Fm. La Premio, Columna estratigráfica N°1 (C1); a) Brecha piroclástica (Bp); b) Toba lapillítica negra (Tln).

cuarzo, predominante con engolfamientos y corrosión, de hasta 4 mm, feldespato (ortoclasa), plagioclasa alterada, biotita reléctica y oxidada, escasos fragmentos líticos y esferulitas. La pirita ocupa cavidades y como minerales accesorios contiene circón y apatito. Este afloramiento presenta ventanas erosivas en las que afloran pelitas negras de la unidad inferior (Pclv, Fig.III.1a). Sobre la toba lapillítica cristalina riolítica (Tcr) aflora una brecha tobácea (Bt, Fig. III.1a) masiva, de color gris verdoso, muy alterada, que se encuentra diaclasada y fallada. Está compuesta de clastos y bloques oligomórficos cuyos componentes de menor tamaño son redondeados a subredondeados y los de mayor tamaño son subangulosos. Los componentes son principalmente fragmentos líticos volcánicos y pelíticos, como también bloques de brechas sedimentarias, que incluyen pequeños moldes de fragmentos leñosos (muestra RCHM24). Los fragmentos con restos leñosos indican que estos depósitos son posteriores a la depositación de la Formación Huaraco, considerando que una de las características de las pelitas de la Formación Arroyo del Torreón es la ausencia de fósiles, no así de la Formación Huaraco. Por lo tanto, la brecha tobácea es asignada a la Formación La Premio, mientras que, las pelitas negras y la toba lapillítica cristalina riolítica subyacentes son asignadas a la Formación Arroyo del Torreón. Se infiere entonces una discordancia (D_2) entre la brecha tobácea y las tobas lapillíticas cristalinas riolíticas subyacentes. Al sur y topográficamente más arriba, afloran nuevamente las tobas lapillíticas cristalinas y las pelitas negras a través de otra ventana

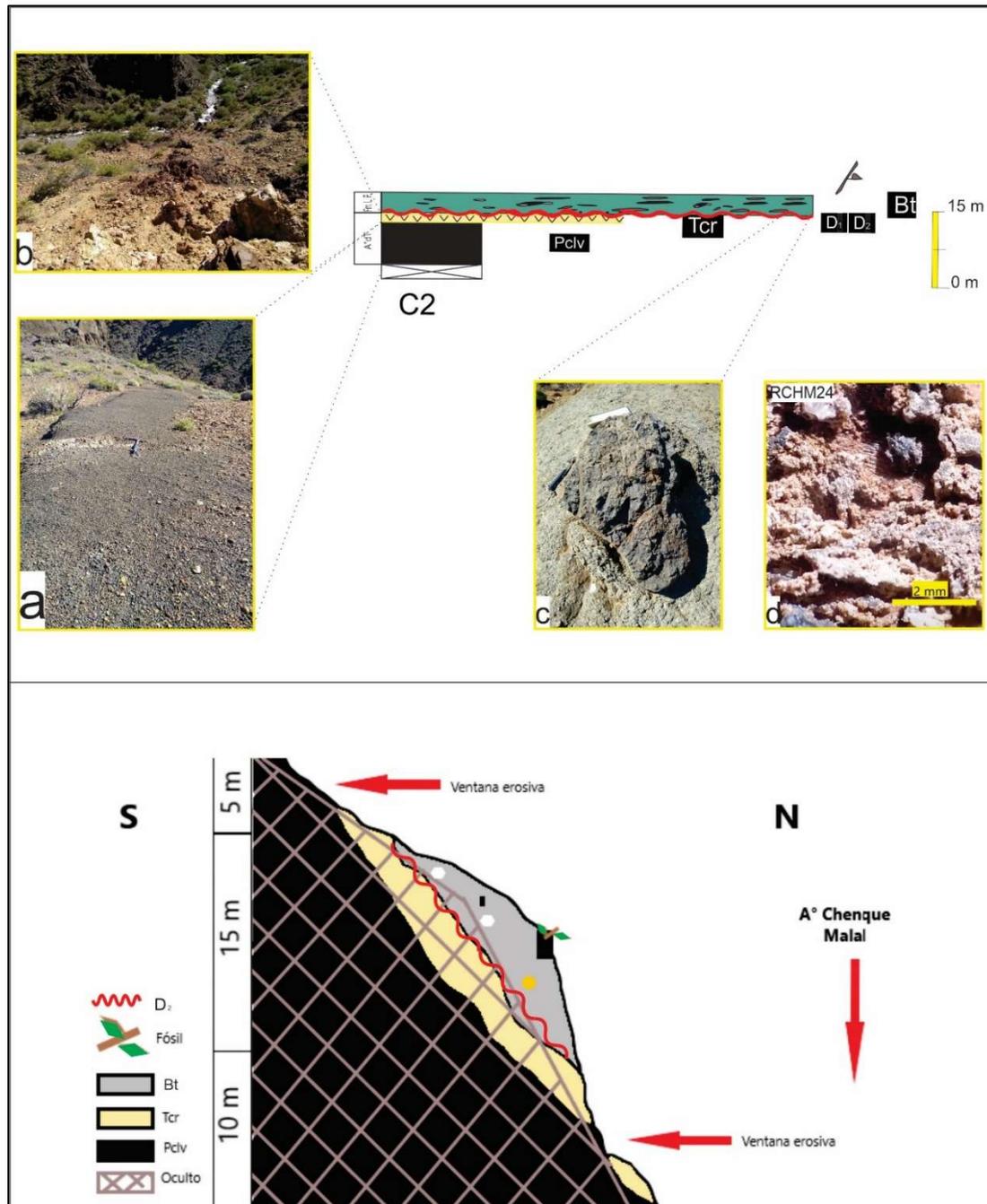


Figura III.4- Arriba: Columna estratigráfica N°2 (C2); a) Pelitas con clivaje (Pclv); Tobas lapillíticas cristalinas riolíticas (Tcr); c) Bloque de brecha sedimentaria en brecha tobácea (Bt); d) Detalle de molde fósil dentro del bloque de brecha sedimentaria. Abajo: Corte esquemático del afloramiento en la margen sur del A° Chenque Malal, donde se interpretan los afloramientos de pelitas a través de ventanas erosivas y la discordancia (D₂).

erosiva. Las pelitas presentan clivaje con rumbo N300° (Pclv, Fig. III.1a; C2 en Fig. III.4). Aproximadamente 140 m en dirección al SO, con un área de 6300 m², aflora una riocacita (R-DS, en la Fig. III.1a) con un relieve elevado, forma tabular y rumbo N-S, de color

verde claro en fractura fresca y de color blanco debido a la alteración del vidrio volcánico y feldespatos (muestra RCHM27). Está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y biotita en una pasta afanítica de color verde claro. En observaciones en la imagen satelital puede inferirse que la roca es la continuación de un dique que aflora de manera continua al sur del afloramiento. Al NE del afloramiento (R-DS), donde intruye el dique, hay venas de cuarzo que alcanzan 1,5 cm de espesor. Hacia el este de las brechas, tobas y riódacita mencionadas, aguas arriba del arroyo, aflora un gran bloque de tobas brechosas grises (Tlg) asignado a la Formación Arroyo del Torreón. Este bloque se encuentra al este en contacto tectónico con una ignimbrita latítica-andesítica (Ign), mediante una falla normal con rumbo y buzamiento N280/70° (Fig. III.5). La ignimbrita latítica-andesítica (Anexo muestra RCHM7; Ign, Figs. III.1a y III.5c) aflora a orillas del arroyo, es masiva, color gris oscuro con tonos verdosos, presenta piroclastos angulosos de hasta 8 cm, fiammes y una textura fluidal eutaxítica. La

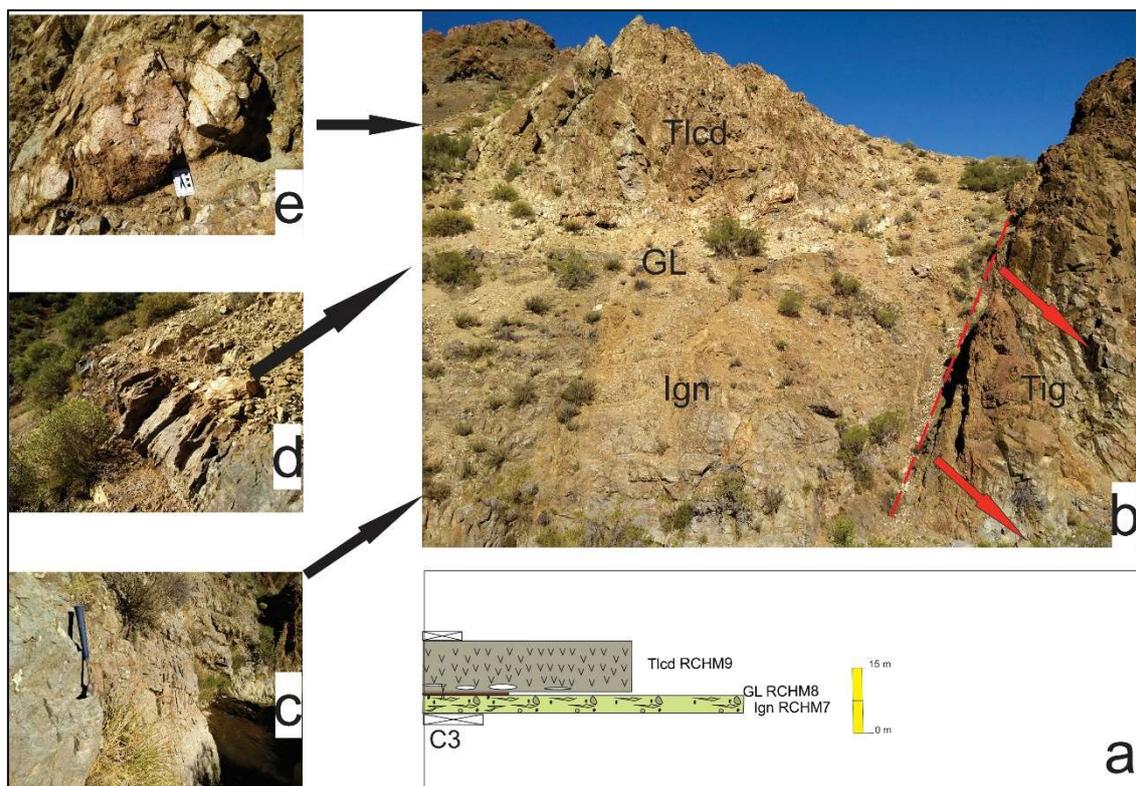


Figura III.5- Fm. Arroyo del Torreón; a) Columna estratigráfica N°3 (C3); b) vista hacia el S, margen sur del A° Chenque Malal; afloramiento y contacto tectónico (línea de guiones rojos) con tobas lapillíticas grises (Tlg); c) Ignimbrita latítica-andesítica (Ign); d) Grauvaca lítica (GL) de 0,5 m de espesor; e) Tobas lapillíticas cristalinas dacíticas (Tlcd); e) Detalle de lentes arenosos, cuarcíticos interestratificados en las tobas.

matriz está desvitrificada y los cristaloclastos son principalmente plagioclasas caolinitizadas de hasta 1,6 mm. Los cristaloclastos de feldespato, también muy alterados, alcanzan los 0,6 mm; el cuarzo, de hasta 0,25 mm es muy escaso y contiene cubos de piritita diseminados y rellenando cavidades. Esta roca contiene además calcita como mineral secundario, de reemplazo y relleno, y apatito como accesorio. Los fiammes están desvitrificados y los vitroclastos compuestos por tabiques fracturados y trizas vítreas. No aflora su base y el espesor del afloramiento es de 4 m. Por encima, en contacto neto, se encuentra una capa de grauvaca lítica (Anexo muestra RCHM8) de color negro, 0,5 m de espesor, buzante al sur (GL, Fig. III.1a). La roca presenta una muy mala selección, con clastos angulosos de distinto grado de esfericidad que alcanzan los 12 mm de longitud, y empaquetamiento flotante siendo matriz soportada. Los clastos están compuestos predominantemente de cuarzo monocristalino y entre los fragmentos líticos se encuentran rocas pelíticas y metamórficas, evidenciados por fragmentos de cuarzo microcristalino. Los clastos de plagioclasa son finos, los de feldespato están muy alterados, la muscovita es escasa y los minerales opacos están diseminados y rellenando fracturas. La matriz, de tamaño arcilla y limo, contiene biotita laminar cloritizada. La inmadurez textural y composicional de la roca da indicios de la cercanía del área de aporte. Estratigráficamente hacia arriba, y en contacto neto, continúa un paquete de tobas lapillíticas cristalinas de composición dacítica, blancas (Anexo muestra RCHM9) (Tlcd, Figs. III.1a y III.5e), con tono marrón claro, muy fracturadas. Estas tobas están compuestas por cristaloclastos de cuarzo, feldespato, plagioclasa, biotita y escasa muscovita, en una matriz afanítica felsítica por desvitrificación. Los cristales de cuarzo son euhedrales a subhedrales y presentan engolfamientos, también se encuentran en forma de clastos angulosos de hasta 5 mm. Las plagioclasas, euhedrales, también alcanzan este tamaño. Los cristaloclastos de biotita, de hasta 0,5 mm están cloritizados y contienen rutilo. La alteración sericítica es importante en plagioclasas, feldespatos y matriz. La porosidad secundaria de la roca (alrededor del 1%) está asociada a disolución y los poros están rellenos parcialmente de cuarzo microcristalino y calcita. En ellas se observa microfallas inversas rellenas por cuarzo microcristalino. Estas tobas contienen lentes de aproximadamente 0,5 m de largo por 0,15 m de espesor de areniscas cuarzosas y matriz blanca, probablemente piroclástica, que permite observar su estratificación (Fig.III.5e). La estratificación también se ve claramente en fractura fresca cuando se encuentran tobas interestratificadas de distintos tonos. La estratificación entre tobas y sedimentitas pelíticas con clivaje, al igual que las

lentes de areniscas dentro de las tobas, es característica de la Formación Arroyo del Torreón según registros de la misma hacia el sur, Andacollo, y norte, Varvarco, del área de estudio respectivamente (Figs. III.4 y III.5). En una posición topográficamente más elevada aflora un bloque de forma rectangular en planta, de grano muy fino, correspondiente a una grauvaca lítica (Anexo muestra RCHM11) con predominio de clastos de cuarzo y fragmentos líticos, semejante a la anteriormente descrita (Anexo muestra RCHM8) por lo que, tentativamente, se asigna también a la Formación Arroyo del Torreón. Unos 170 m aguas arriba del arroyo, se encuentra el afloramiento menos deformado del área (Tld/H4, Figs. III.1a y III.6). En él se observan unos 30 m de la Formación Arroyo del Torreón en contacto con las sedimentitas de la Formación Huaraco. Ambas formaciones son identificadas principalmente por la presencia, en las sedimentitas suprayacentes, de fósiles de invertebrados y fragmentos de plantas fósiles. En este afloramiento, la Formación Arroyo del Torreón está compuesta por una toba lapillítica dacítica de color gris oscuro a negro en fractura fresca y de color blanco en las exposiciones; presenta una estratificación difusa, y se encuentra muy fracturada y deformada (Fig. III.6a). Esta toba lapillítica está compuesta principalmente por cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa, más biotita y litoclastos angulosos andesíticos. Estos litoclastos, de grano más fino, están compuestos por una mayor proporción de mafitos (muestra RCHM22; Fig. III.6b-c). Hacia arriba, topográfica y estratigráficamente, se encuentran en discordancia (D_1), los primeros 90 m aproximadamente de una secuencia sedimentaria (H4, Fig. III.1a, III.6a y III.7) que continúa a partir de la RP39 en propiedad privada. Debido a la alteración por exposición su color es pardo amarronado; la unidad comienza con lentes conglomerádicas, que pueden alcanzar los 0,4 m de espesor, son matriz-sostén (paraconglomerádicas) y están compuestas por clastos redondeados con esfericidad variable, principalmente de cuarcita, con tamaños que alcanzan los 4 cm de diámetro. La matriz es limo-arenosa (Fig. III.7a). En áreas de la base, enmascaradas por la alteración, hay pelitas (muestra RCHM26) que en fractura fresca exponen ritmitas, intercalando arcilitas blanquecinas y negras, y tienen clastos aislados redondeados de hasta 1 cm. Esta secuencia está deformada por fallas inversas locales. En ciertos sectores, las ritmitas están muy deformadas, quizá producto de deslizamientos gravitacionales que deforman plásticamente los sedimentos saturados en agua (sismitas) (Fig. III.7b). Estas estructuras son consideradas intraestratales. En la base de la unidad, pero 160 m al oeste, contiene nódulos microscópicos circulares y

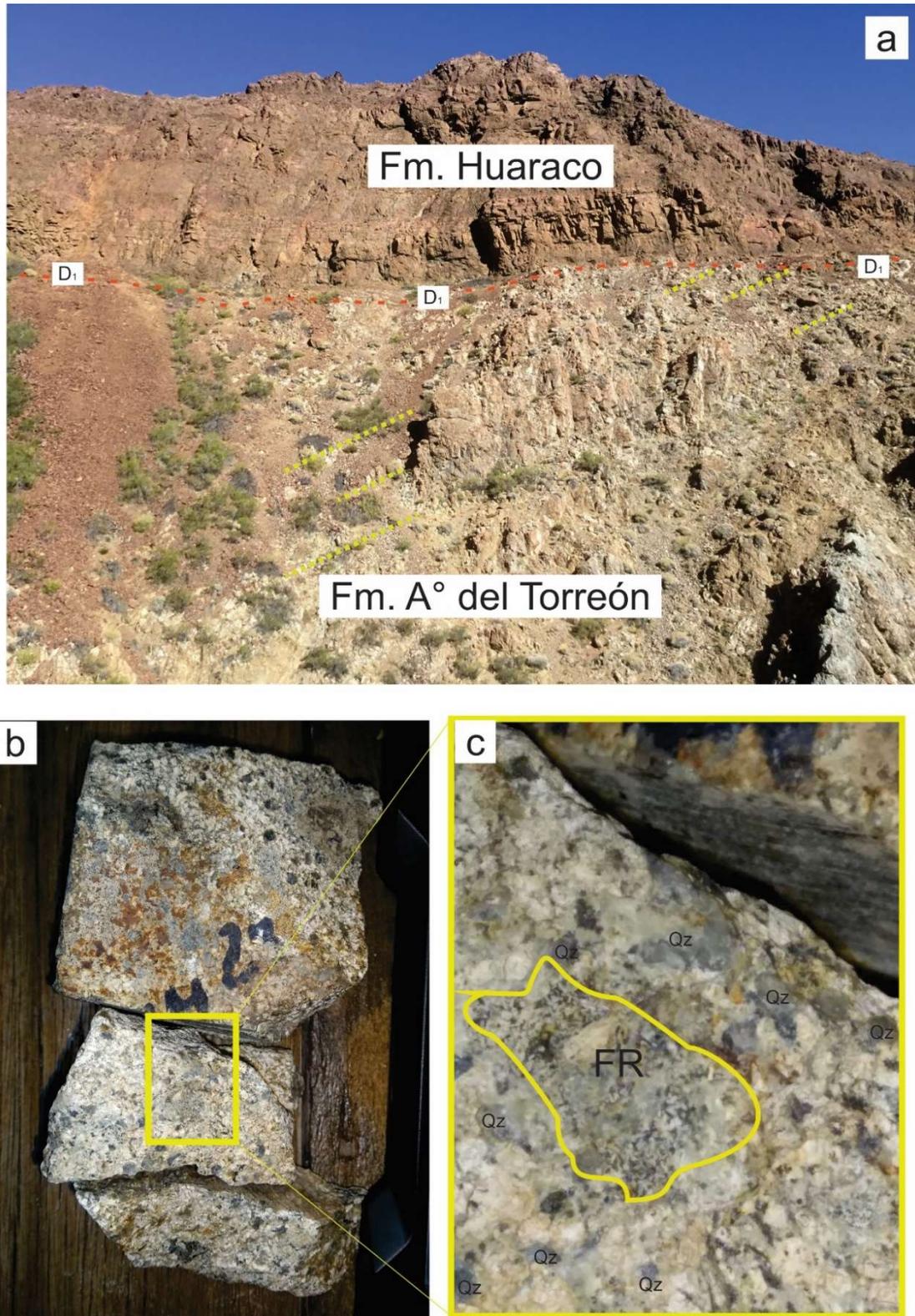


Fig. III.6- a) Vista hacia el S; afloramiento del contacto entre las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco (estratificación: líneas punteadas amarillas; discordancia (D₁) líneas punteadas rojas); b) Muestra de mano de la Fm. Arroyo del Torreón, toba lapillítica dacítica (RCHM22); c) detalle de fragmento de roca andesítica; Qz (cuarzo); FR (Fragmento de roca).

ovalados en las zonas foliadas (Anexo muestra RCHM12), relativamente alineados evidenciando deformación. La arcilita (Anexo muestra RCHM12), microscópicamente, evidencia alta fracturación, fracturas rellenas con cuarzo y minerales opacos, y presenta venillas de 0,025 mm de espesor con cuarzo y óxidos. Los nódulos se interpretan como producto de metamorfismo térmico, probablemente causado por la intrusión del Granito Huingancó que aflora 2 km al sur o por cuerpos intrusivos de menor tamaño, como el que aflora a unos 500 m al este de la roca muestreada (Int, Fig. III.1a). Aproximadamente 8 m por encima de la base hay cuerpos tabulares de areniscas gruesas con continuidad lateral, intercalados con capas de pelitas y delgados horizontes conglomerádicos. Este paquete tiene unos 6 m de espesor y en los conglomerados se registra un sistema de fallas verticales de rumbo E-O. La secuencia continúa con unos 25 m de espesor de pelitas verdosas y negras, masivas, con moldes de conchillas de braquiópodos y bivalvos. Esta última litología permite inferir un paleoambiente deposicional de mayor profundidad en relación al resto del afloramiento. Sobre estas pelitas se encuentran, con un espesor de 45 a 50 m, intercalaciones de delgadas capas de areniscas (cuarzograuvaca, Anexo RCHM15), pelitas (limolitas y limolitas arcillosas, Anexo RCHM16 y RCHM14), a veces con restos de plantas fósiles, invertebrados como por ejemplo braquiópodos *Orbiculoidea* sp. y bivalvos *Paleoneilos* sp. en un arreglo granocreciente. Las areniscas corresponden a cuarzograuvacas (Anexo RCHM15), blancas que alteran a color rojizo, con un 20 % de contenido de matriz. El tamaño de grano es de arena fina a media, la selección es regular y el empaquetamiento no homogéneo. Están compuestas por clastos de cuarzo monocristalino, subanguloso a redondeado, fragmentos vítreos desvitrificados, escasa muscovita y circones detríticos de hasta 0,17 mm en una matriz de sericita y arcillas. Las limolitas, grises oscuras a negras que alteran a marrón claro y verde claro, contienen cuarzo, muscovita y material arcilloso y minerales opacos de tamaño limo muy fino a fino. Éstas presentan microscópicamente lentes de arena fina de hasta 1,5 mm de espesor. Las limolitas arcillosas son grises oscuras y, alteradas, varían de marrón claro a un tono violáceo. Estas rocas presentan clastos tabulares orientados, evidenciando una leve laminación, y una estructura nodular, que las caracteriza en un 50 %, con nódulos que alcanzan el tamaño arena fina. La mayor frecuencia de areniscas hacia el techo evidencia un descenso relativo del nivel del mar en forma paulatina, con mayor aporte de sedimentos continentales (Fig. III.7c). La secuencia continúa con una capa continua de areniscas limosas amarillas que pasan a areniscas de granulometría fina a media y

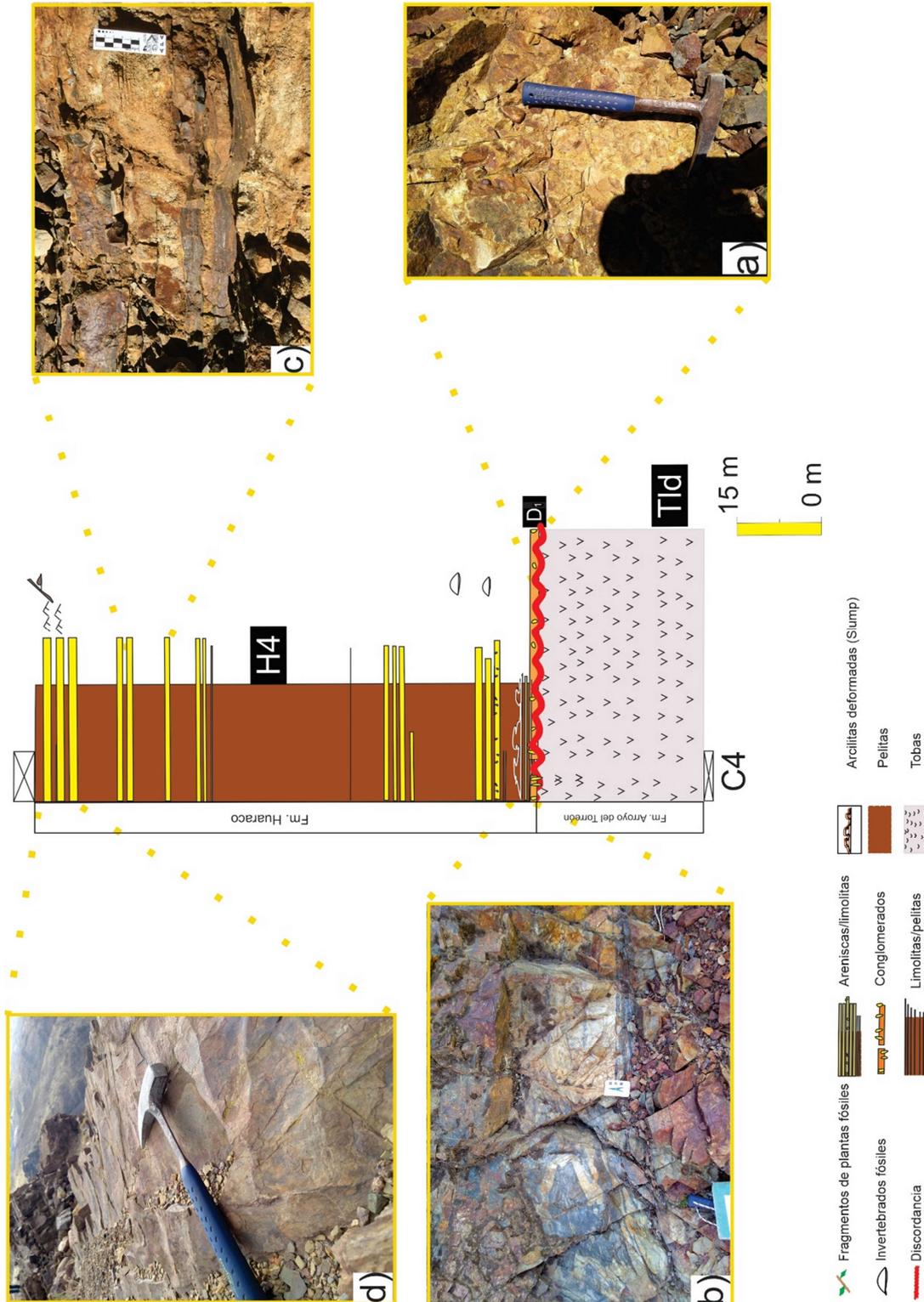


Figura III.7- Columna estratigráfica N°4 (C4); compuestas por tobas lapillítica dacítica (Tld; muestra RCHM22) de la Formación Arroyo del Torreón, en discordancia con las sedimentitas (H4) de la Formación Huaraco; a) Conglomerado basal; b) arcillitas (ritmitas) deformadas (sismitas); c) Intercalación de pelitas y areniscas; d) Areniscas limosas con trenes de ondulitas.

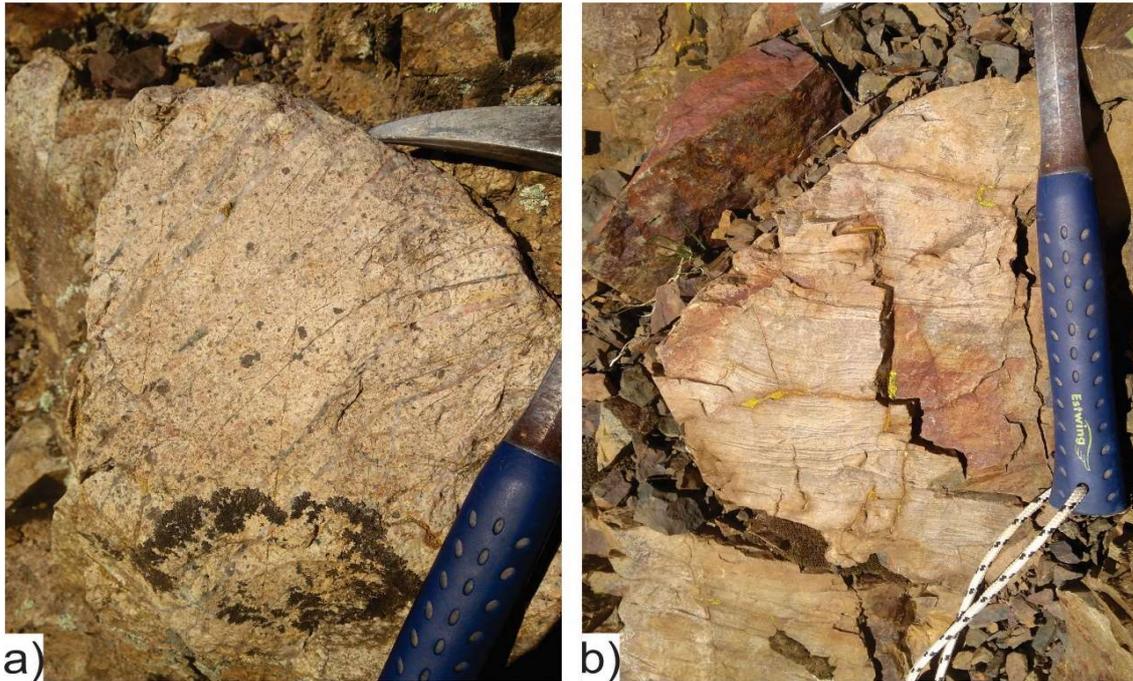


Figura III.8- a) Toba de la Fm. Arroyo del Torreón atravesada por venas de cuarzo rectas, semiparalelas; b) Sedimentitas silicificadas de la Fm. Huaraco.

limolitas con trenes de ondulitas (Fig. III.7d). El gran espesor de la unidad sedimentaria sin intercalación de tobas evidencia una disminución de la actividad volcánica o un alejamiento de los centros de emisiones en relación al resto de los afloramientos del área, donde las proporciones de tobas son mayores a las sedimentitas. Este afloramiento relativamente continuo (C4 en Figs. III.2 y III.7), tanto en sentido lateral como vertical, es un bloque limitado por un sistema de fallas normales con una componente de cizalla con cinemática sinistral. Hacia el SO y NE, el bloque pone en contacto tectónico a las formaciones Huaraco y Arroyo del Torreón. La cara norte del bloque posiblemente sea la escarpa de una falla normal. Al NE, en la zona de fallas, el bloque techo (H5, Fig. III.1a) se encuentra muy fracturado. La Formación Arroyo del Torreón está representada aquí por tobas lapillíticas cristalinas dacíticas (Anexo RCHM5), gris clara a rojiza. Entre los cristaloclastos contienen cuarzo, generalmente anhedral a subhedral con engolfamientos donde la matriz está desvitrificada, feldespatos subhedrales y biotitas, estos últimos alterados y generalmente en cúmulos. Entre los minerales accesorios contienen apatito y circón. La Formación Huaraco está compuesta aquí por cuarzograuvacas (Anexo RCHM6), gris oscuras que alteran a marrón claro y ocre, de tamaño de grano arena muy fino a fino, con clastos angulosos a subredondeados, tanto de alta como de baja

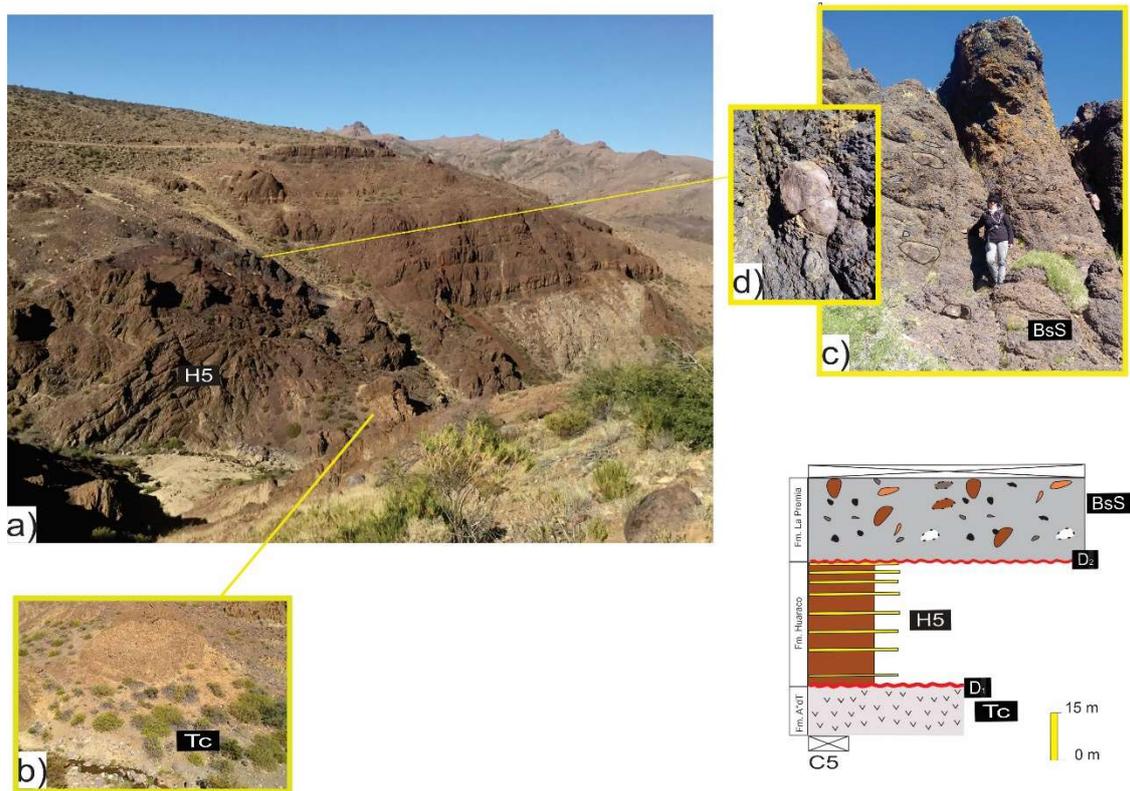


Figura III.9- Columna estratigráfica N°5 (C5); a) Vista hacia el SO de zona de fallas que corta al Grupo Andacollo cubierto en discordancia por una brecha sedimentaria (BsS); b) Fm. Arroyo del Torreón (toba lapillítica cristalina dacítica (Tc, Anexo RCHM5) en contacto con la Fm. Huaraco (H5); c) Brecha sedimentaria donde se resaltan los bloques pelíticos de la Fm. Huaraco; d) Detalle de un bloque pelítico con slickenside en una de sus caras.

esfericidad y buena selección, en una matriz de minerales hojosos que constituye el 60 % de la roca. Los clastos corresponden en mayor medida a cuarzo microcristalino, con menor contenido de muscovita y plagioclasa, circones detríticos y abundante pirita. Tanto las tobas de la Formación Arroyo del Torreón como las sedimentitas de la Formación Huaraco están silicificadas y atravesadas por venas de cuarzo (muestras RCHM20 y RCHM21; Fig. III.8). En la zona de fallas, donde se ubican los bloques H5, se apoya en discordancia (D₂) una brecha sedimentaria compacta de color negro (BsS en Figs. III.1a y III.9). Los componentes de la brecha sedimentaria son clastos de amplio rango de tamaños que incluye, como bloques de mayor tamaño, pelitas muy semejantes a la Formación Huaraco; en tamaños menores contiene clastos redondeados de rocas volcánicas de composición latítica y textura traquítica (Anexo muestras RCHM13; RCHM18), como fragmentos de piroclastos. Por la disposición de esta brecha sedimentaria, rodeando y conteniendo bloques del Grupo Andacollo, probablemente

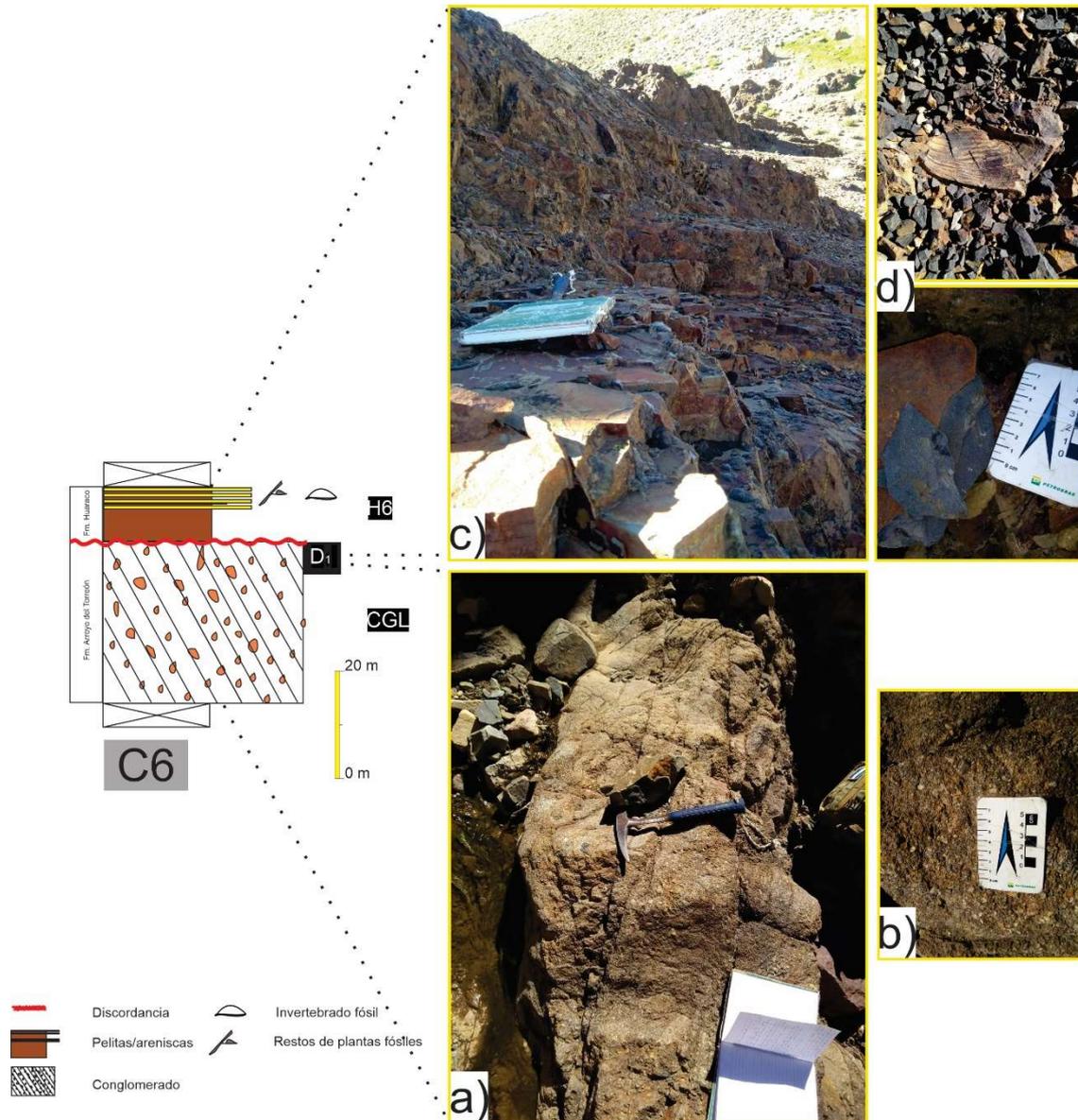


Figura III.10- Columna estratigráfica N° 6 (C6); a) Afloramiento de conglomerado de la Fm. Arroyo del Torreón (CGL); b) detalle del conglomerado; c) Vista hacia el S; afloramiento pelítico de la Fm. Huaraco (H6); d) Ejemplos de moldes fósiles en H6.

corresponda a la base de la suprayacente Formación La Premia (Fig. III.9). Unos 70 m al norte, sobre la margen norte del arroyo Chenque Malal (H6, Figs. III.1a y III.10c), hay un afloramiento de grauvacas feldespáticas (Anexo RCHM1) gris claro con intercalación de areniscas gruesas y delgadas capas de conglomerados. Las grauvacas tienen tamaño de grano arena mayormente fino, con clastos angulosos a subredondeados, predominantemente subesféricos, matriz limo-arcillosa y localmente cemento ferruginoso. Los clastos de cuarzo son en general monocristalinos y contienen minerales opacos diseminados o relleno de fracturas. Estas rocas presentan muy buena selección y

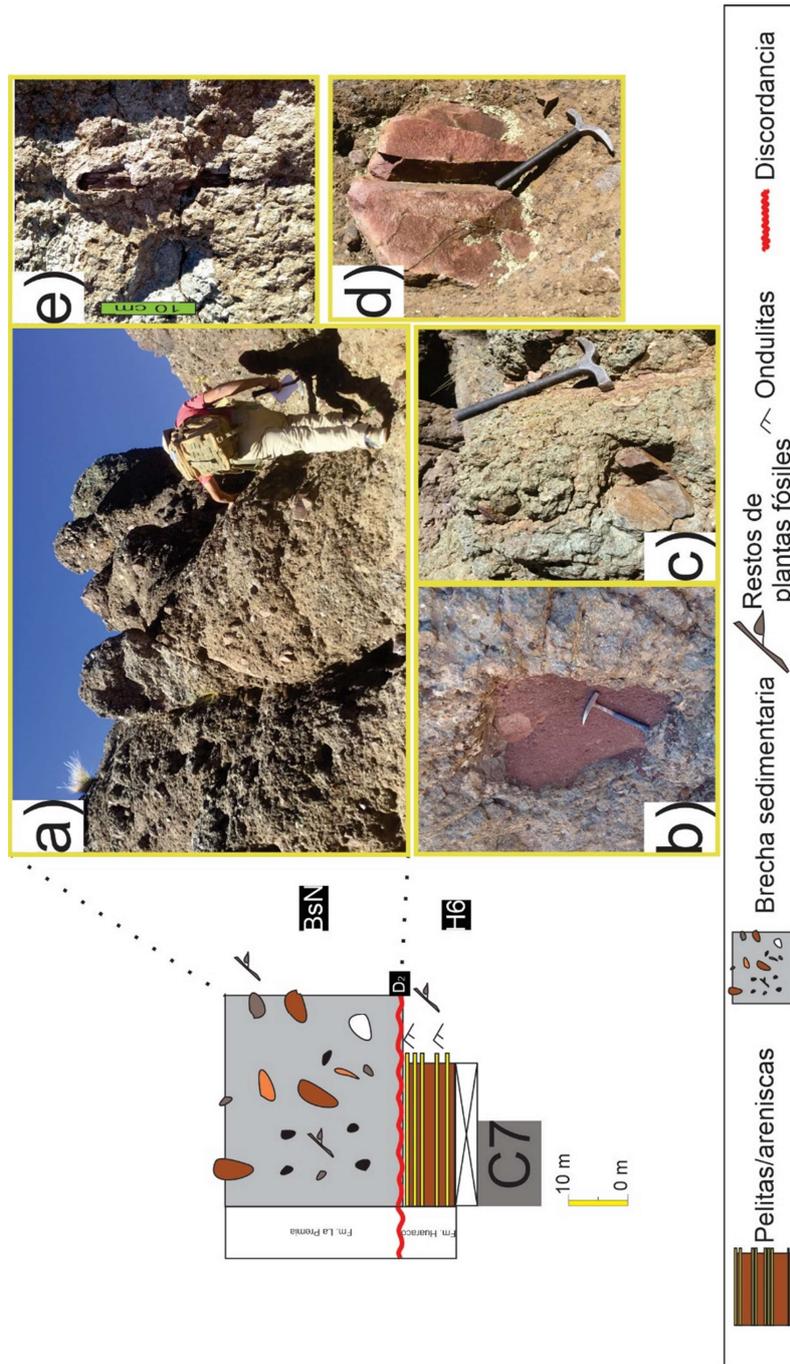


Figura III.11- Columna estratigráfica N°7 (C7); a) Vista hacia el N; afloramiento de Brecha sedimentaria (BsN); b) Bloque de brecha monomítica de grano más fino, alterada; c) Bloque pelítico semejante a la Fm. Huaraco; d) Bloque de riolita; e) Fragmento leñoso.

empaquetamiento no homogéneo con predominio de contactos lineales. Esta unidad también contiene fósiles de invertebrados y restos de vegetales (Fig. III.10d), por lo que se asigna a la Formación Huaraco. Este paquete se apoya en discordancia angular sobre un conglomerado clastosoportado (ortoconglomerado) (CGL, Figs. III.1a, III.10a-b) con clastos redondeados, de forma esférica a subsférica, con predominio de cuarcita tamaño

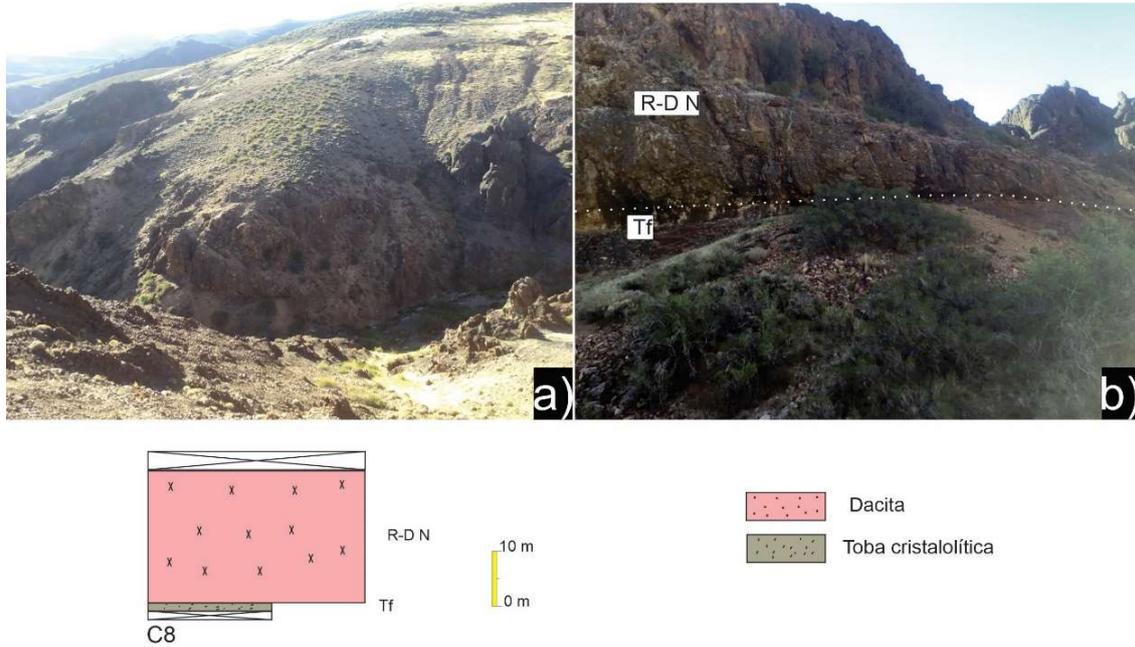


Figura III.12- a) Columna estratigráfica N°8 (C8) con vista del contacto entre las tobas cristalolíticas y la dacita (R-D-N); b) Detalle del contacto entre las unidades.

grava fina y menor proporción de clastos que alcanzan tamaños de 1,5 a 2 cm. Este conglomerado aflora en la quebrada de un arroyo tributario del arroyo Chenque Malal y está expuesto, por la misma quebrada, nuevamente unos 100 m al NE. Conglomerados semejantes son descriptos por Giacosa *et al.* (2014) en el área del Cerro Minas, Andacollo, como pertenecientes a la Formación Arroyo del Torreón. De acuerdo a sus características y posición estratigráfica, se asigna aquí esta capa conglomerádica a la Formación Arroyo del Torreón y se infiere un contacto tectónico entre ésta y la Formación Huaraco.

Hacia el oeste, sobre la margen norte del arroyo Chenque Malal, corta a la Formación Huaraco una brecha sedimentaria (BsN, Figs. III.1a, III.11a) sin continuidad lateral, de forma subcircular en planta, con un diámetro de unos 90 m, de color gris claro, composición polimíctica y con bloques que superan los 60 cm. Estos bloques están generalmente constituidos, a su vez, por brechas de clastos más finos, muy alterados en una matriz fina, monomíctica, de color violeta, probablemente también por alteración (Fig. III.11b), y bloques de pelitas semejantes a la Formación Huaraco (Fig. III.11c). Posee también clastos de menor tamaño de pelitas y limolitas negras, piroclastos además de escasos fragmentos leñosos (Fig. III.11e). Al oeste del afloramiento la base de la brecha sedimentaria se apoya sobre sedimentitas de la Formación Huaraco. La posición

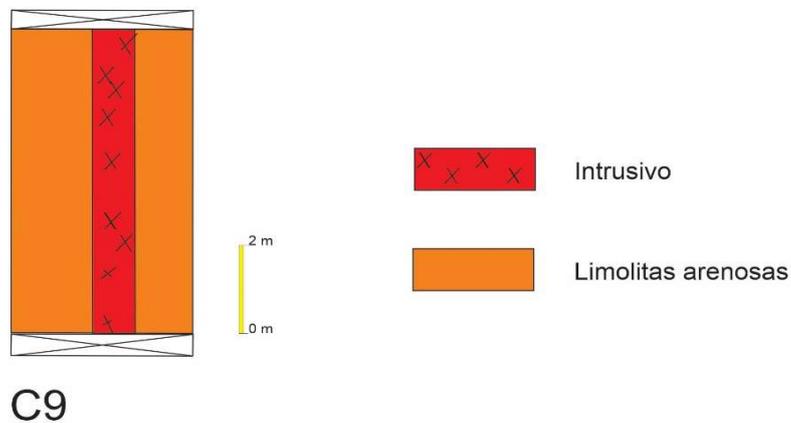
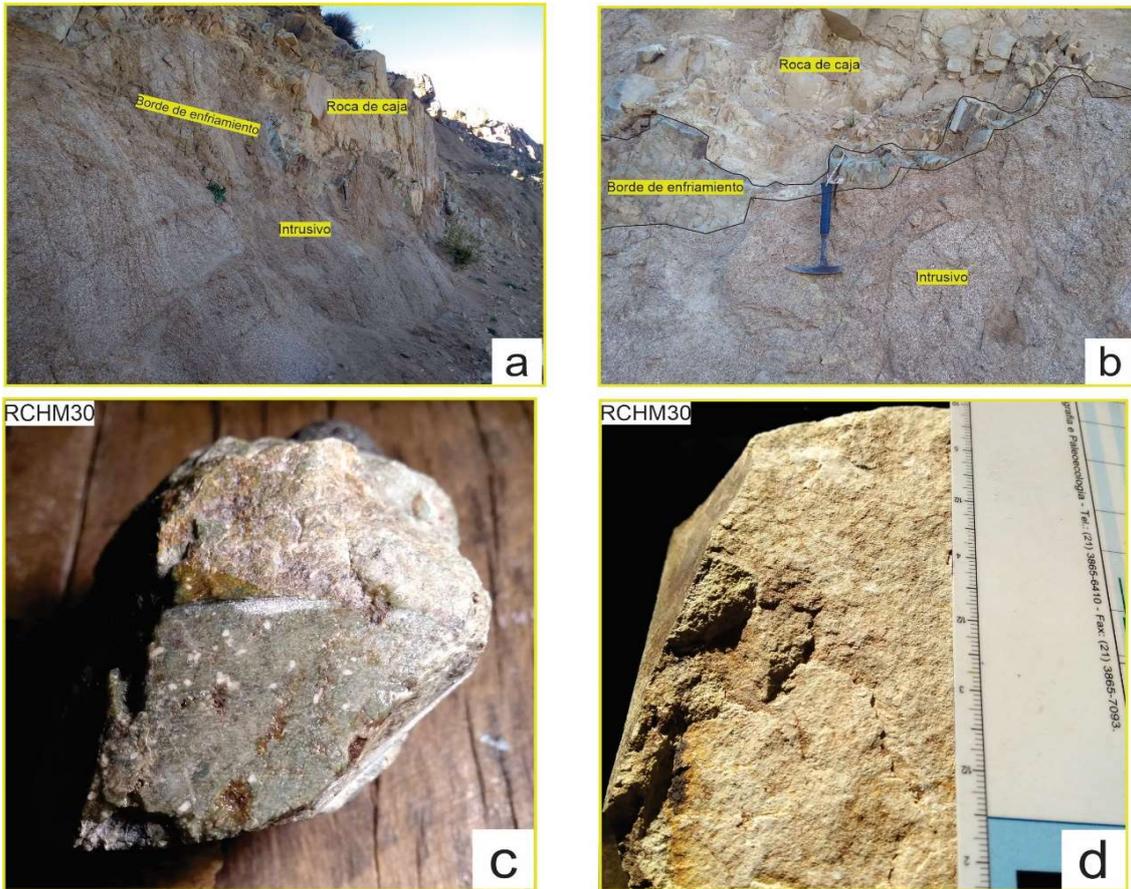


Figura III.13- Columna estratigráfica C9; a) vista hacia el SO del contacto subvertical entre el intrusivo con borde de enfriado y las sedimentitas de la Fm. Huaraco; b) Vista hacia el S del contacto entre el intrusivo y las sedimentitas; c) Muestra de mano del borde de enfriado; d) Muestra de mano de sedimentita.

estratigráfica, la inclusión de bloques de la Formación Huaraco y la cercanía con respecto a la brecha sedimentaria de la margen sur, permiten correlacionarlos.

Al oeste de la brecha sedimentaria aflora una dacita de origen volcánico o subvolcánico (Anexo muestra RCHM2 y 3), de color blanco con tonos rosados y textura porfírica (R-

D N, Figs. III.1a, III.12), compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita. Los fenocristales de plagioclasa alcanzan los 6 mm y algunos exhiben textura mirmequítica. El cuarzo, anhedral a subhedral, alcanza los 5 mm y suele presentar engolfamientos donde la matriz está desvitrificada. La biotita promedia los 2 mm y suele contener rutilo, evidenciando el contenido en titanio, y circones. La desvitrificación y las fracturas en los cristales son comunes. La matriz es afanítica y contiene esferulitas. Las diferentes texturas (porfírica, esferulítica), el cuarzo con engolfamientos y la matriz microcristalina felsítica dan indicios de una cristalización en más de una etapa, característico de rocas volcánicas y subvolcánicas. En base a las descripciones realizadas por Llambías (1986) en el área de Andacollo, el cuerpo puede estar relacionado al emplazamiento de stocks dacíticos renombrados por Rovere *et al.* (2004) como “Dacita Sofía”. Hacia el sur la dacita se encuentra rodeando bloques de pelitas de la Formación Huaraco y al este su base apoya, en contacto neto, sobre una toba cristalolítica (Anexo muestra RCHM4; Tf, Figs. III.1a, III.12), gris clara a verdosa, de grano fino, muy dura, afanítica, cuya base, a su vez, no está expuesta. Esta toba cristalolítica contiene cristaloclastos de cuarzo angulosos que raramente alcanzan los 3,5 mm, de muscovita que alcanzan los 0,3 mm de largo, litoclastos entre los que se encuentran fragmentos levemente foliados de hasta 1 mm y trizas desvitrificadas.

Al SE del arroyo Chenque Malal, sobre la RP39, puede observarse el contacto entre un intrusivo alterado a regolito y limolitas arenosas de la Formación Huaraco (Fig. III.13; Int y H7, Fig. III.1a). En el contacto se formó un borde de enfriamiento color verde, porfírico, con escasos cristales de feldespatos y cuarzo, silicificado y epidotizado (Fig. III.13a-c). Por la disposición vertical del borde de enfriamiento entre el intrusivo y las limolitas, y la ausencia de metamorfismo de contacto en las limolitas, se interpreta como un dique o un cuerpo de poca dimensión (Fig. III.13, muestra RCHM30).

III.1.a Síntesis estratigráfica

Los resultados de las observaciones estratigráficas realizadas se ilustran en la figura III.2, donde se indica la ubicación de cada sección estratigráfica relevada, y en la figura III.14, donde se indican las correlaciones interpretadas. Las interpretaciones estratigráficas se sintetizan en la columna estratigráfica generalizada de la figura III.15.

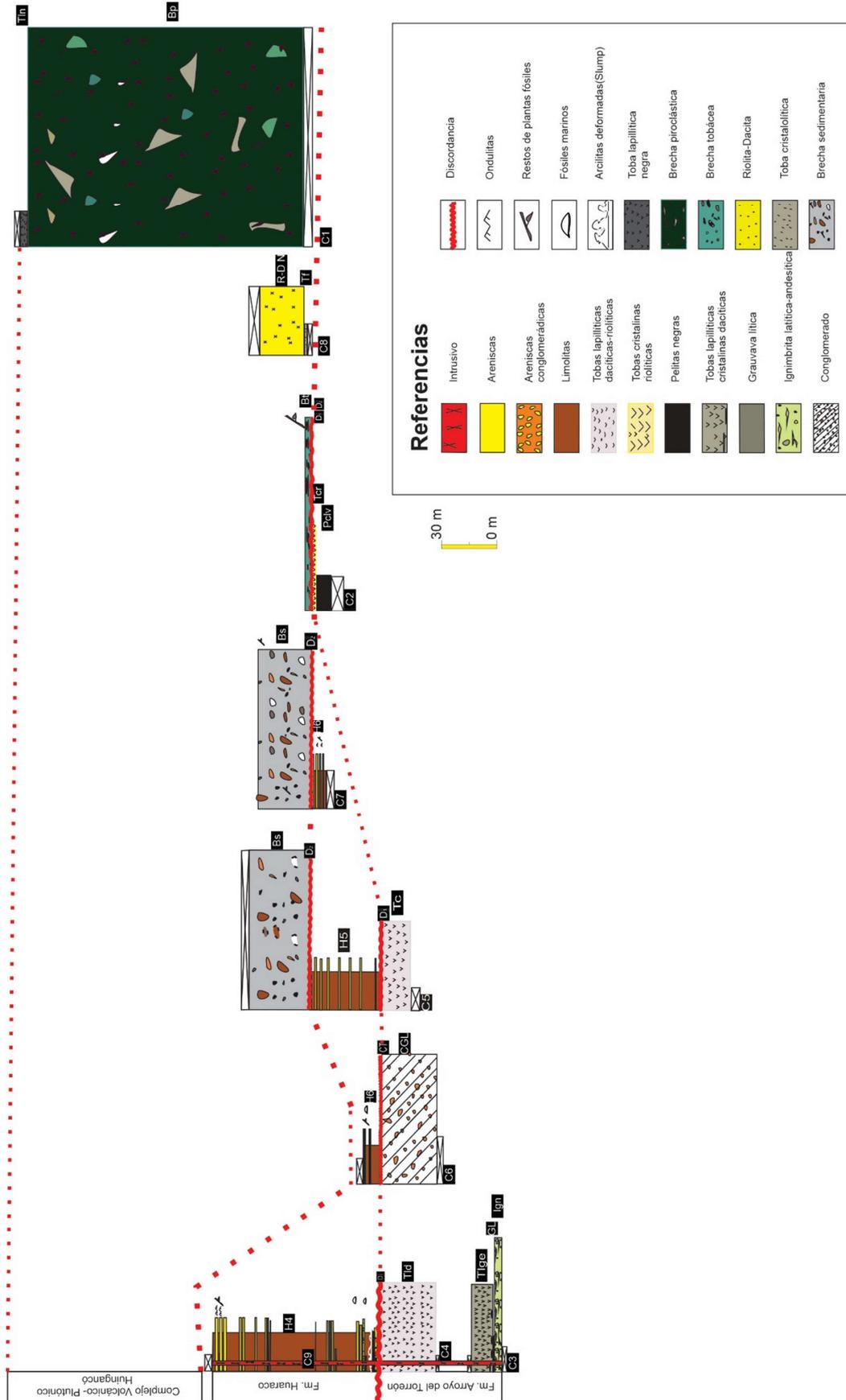


Figura III.14 Correlación estratigráfica entre las distintas secciones relevadas.

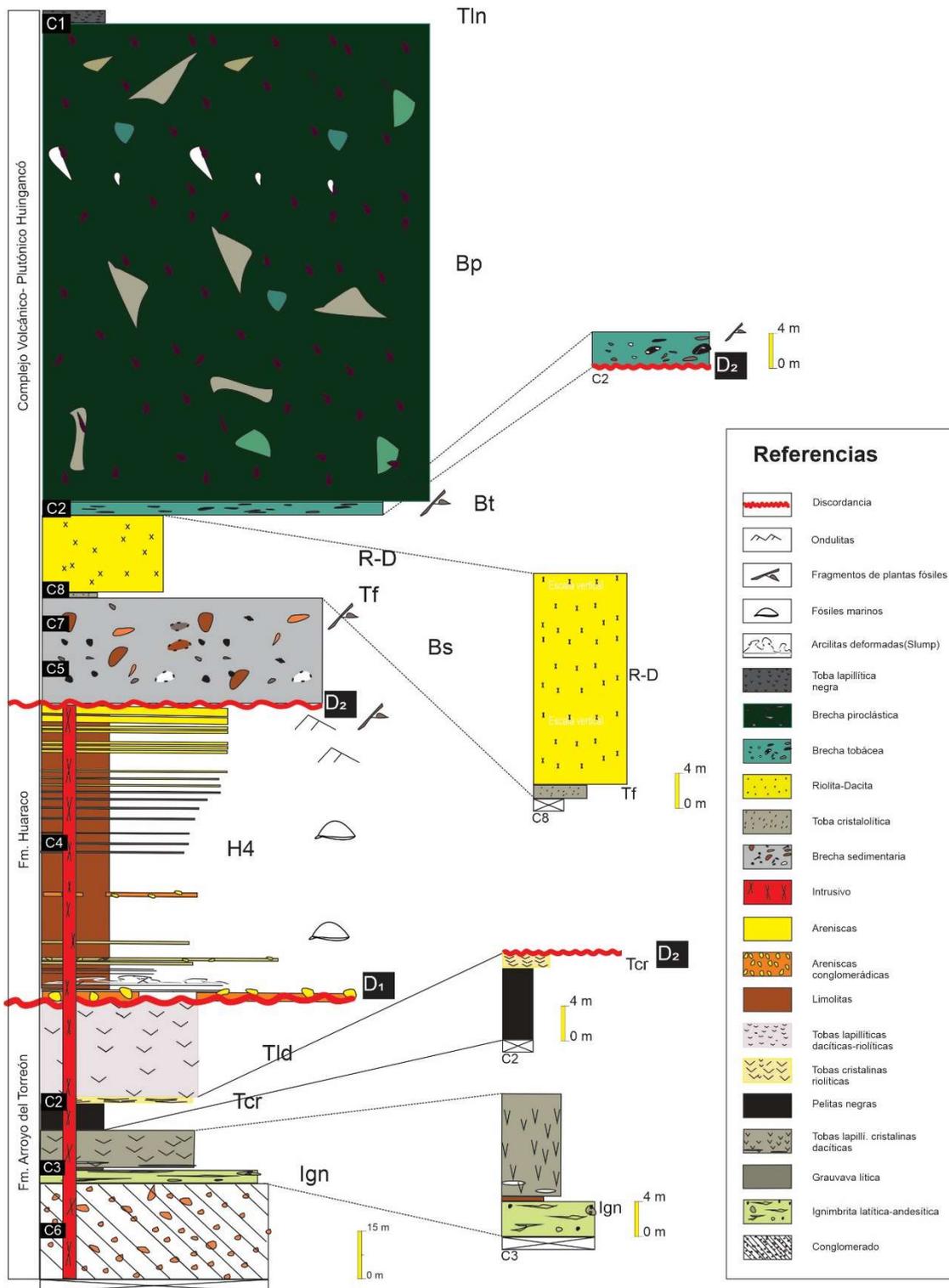


Figura III.15- Columna estratigráfica generalizada propuesta para el área de estudio.

III.1.b Contenido fosilífero de la Formación Huaraco

Los niveles pelíticos fosilíferos son asignados aquí a la Formación Huaraco en base a su contenido paleontológico. Entre ellos son abundantes los restos de plantas fósiles que, debido a su pobre preservación además de su estado muy fragmentario, no permiten identificación taxonómica (ausencia de detalles de venación, ápice, base, etc.), al igual que los de paleoinvertebrados marinos. Se ilustran, sin embargo, para registrar su presencia que, si bien ha sido mencionada desde los trabajos pioneros, no ha sido estudiada aún en detalle ni ilustrado el material mencionado. A continuación, se detallan algunas observaciones generales, mayormente inferidas, e ilustran los restos fragmentarios recolectados. En cada espécimen se detalla el número de registro de colección paleontológica correspondiente al Museo Provincial de Ciencias Naturales “Dr. Prof. Juan A. Olsacher” de la ciudad de Zapala (MOZ).

F1 (MOZ-Pb-01039)

Ejemplar incompleto de impresión de hoja de 8,5 cm de largo, de bordes rectos subparalelos (Fig. III.16.1a-1b). El lado más angosto es de 1 cm y el más ancho alcanza los 2 cm. Posee delgadas venas paralelas y no presenta venación central o una vena más prominente que las otras. Estas características son comunes, por ejemplo, en las hojas del género *Cordaites*, aunque la pobre preservación no permite asignar el hallazgo a este taxón.

F2 (MOZ-Pb-01040)

Ejemplar incompleto de impresión de hoja de 7 cm de largo por 5,5 cm en el sector más ancho. Posee delgadas venas paralelas (Fig. III.16.2).

F3 (MOZ-Pb-01041)

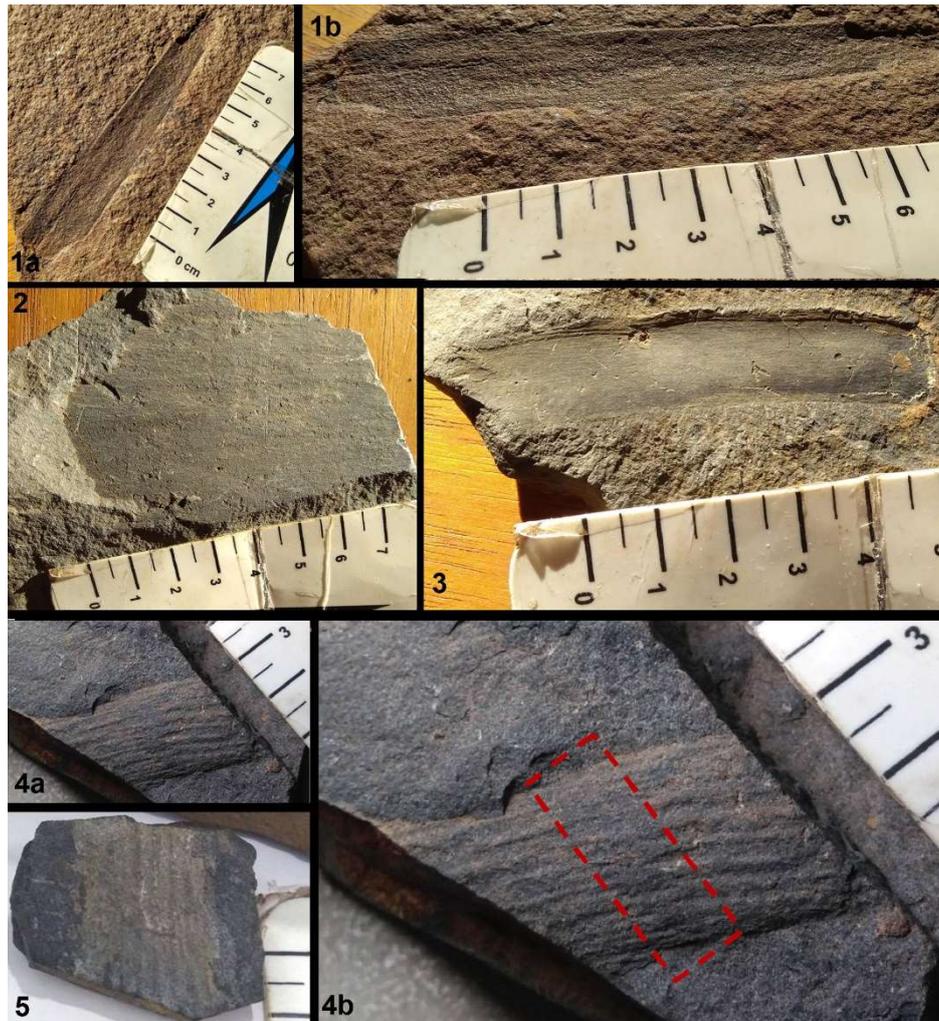


Figura III.16- Restos de plantas fósiles. **1a-1b.** Impresión de hoja con delgadas venas paralelas sin venación central. **2.** Impresión de hoja incompleta con delgadas venas paralelas. **3.** Impresión de hoja rectangular a levemente curva con delgadas venas paralelas finamente espaciadas. **4a.** Impresión probablemente de tallo con surcos longitudinales y probablemente un nodo; **4b.** Detalle del nodo?. **5.** Fragmento indeterminado. Escala: 1 cm (división mayor).

Ejemplar incompleto de impresión de hoja de 7 cm de largo por 1,3 cm de ancho, de forma rectangular, levemente curvada (Fig. III.16.3). Posee delgadas venas paralelas, finamente espaciadas.

F4 (MOZ-Pb-01042)

Ejemplar incompleto de impresión probablemente de tallo de 2 cm de ancho; la superficie posee surcos longitudinales de 1 mm de ancho con una separación entre ellos de 2 mm y un surco transversal a los anteriores pudiendo constituir un nodo (Fig. III.16.4a-4b). Estas

características son indicativas de *Calamites*, impresiones fósiles correspondientes al grupo de las Equisetales.

F5 (MOZ-Pb-01043)

Fragmento leñoso fósil indeterminado (Fig. III.16.5).

F6 (MOZ-Pb-01044)

Ejemplar incompleto de impresión de semilla de 1,75 cm de largo por 1 cm en su sector más ancho, plana, bilateralmente simétrica (palispérmica) y de forma ovoide sobre su plano de simetría (Fig. III.17.6a). El ápice es acuminado (Figs. III.17.6a, 6f) y la base cordada (Fig. III.17.6a). Un lado es convexo y el otro es cóncavo-convexo, siendo cóncava la mitad próxima al ápice y convexa la mitad próxima a la base. Preserva la sarcotesta de color negro en la zona media (Fig. III.17.6a), y expone la esclerotesta fibrosa (estrías) en la base y ápice (Figs. III.17.6.b, 6c, 6f). Presenta un contorno de 1,5 mm de ancho y levemente más grueso (Figs. III.17.6d – f). Las semillas con simetría palispérmica son clasificadas en el grupo de los *Cordiacarpus*, vinculadas a los *Cordaitales* (Archangelsky, 1997).

F7 (MOZ-Pi 12097)

Molde interno de valva dorsal de braquiópodo *Orbiculoidea* sp., de forma convexa en vista lateral y ovalada en vista transversal; tiene 10 mm de largo por 8 mm de ancho, con escasas y suaves líneas de crecimiento. Posee, como ornamentación, cuatro costillas en la zona central que nacen desde la primera línea de crecimiento hasta la periferia (Figs. III.18.7a-7b). La valva es de forma conoide con crecimiento hemiperiférico. El ápice se encuentra ubicado cerca de la zona dorsal.

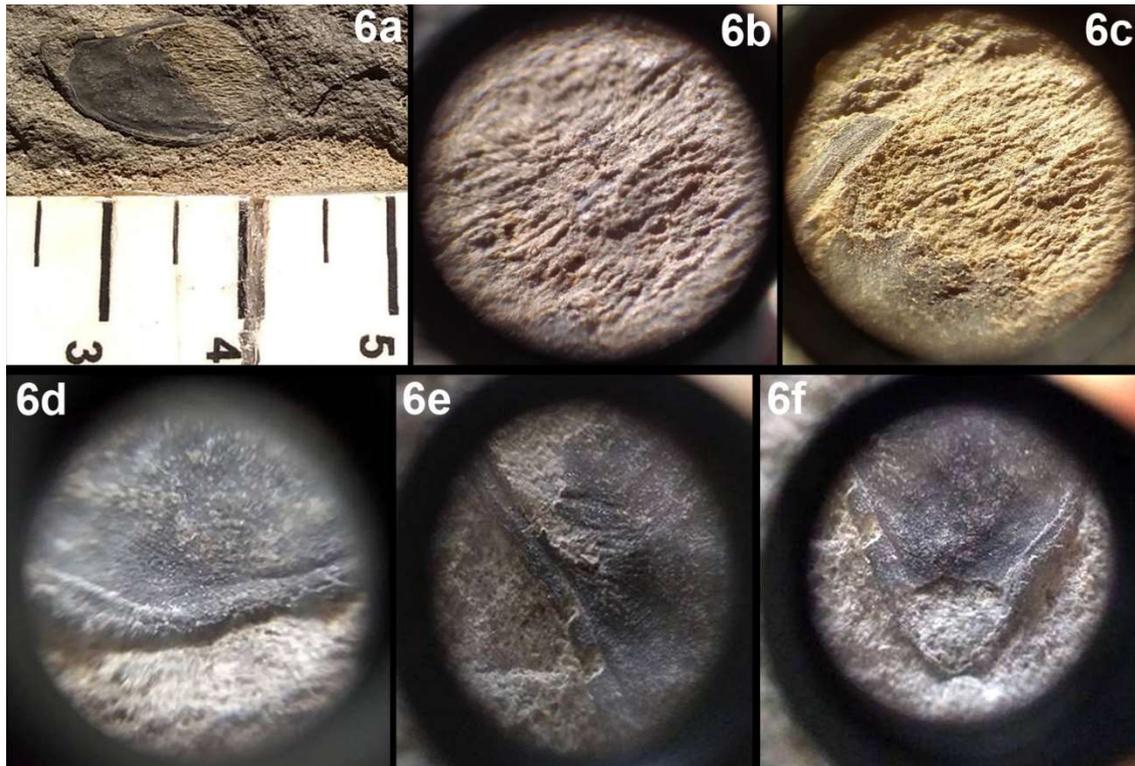


Figura III.17- Semilla fósil. 6a. Impresión de semilla plana, palispérmica y ovoide. 6b. Sarcotesta de la base. 6c. Esclerotesta (color negro), sarcotesta (color blanquecino). 6d-6e. Detalles del contorno. f. Detalle del ápice. Escala: 1 cm (división mayor).

F8 (MOZ-Pi 12098)

Molde interno de valva dorsal de braquiópodo, de 10 mm de largo por 6 mm de ancho con crecimiento hemiperiférico y forma semicircular, espatulada, con ápice en posición póstero-mediana y líneas de crecimiento concéntricas (Fig. III.18.8).

F9 (MOZ-Pi 12101) Ejemplares incompletos y muy erodados de molde interno, probablemente de braquiópodo linguliforme *Orbiculoidea* sp. (Fig. III.18.9).

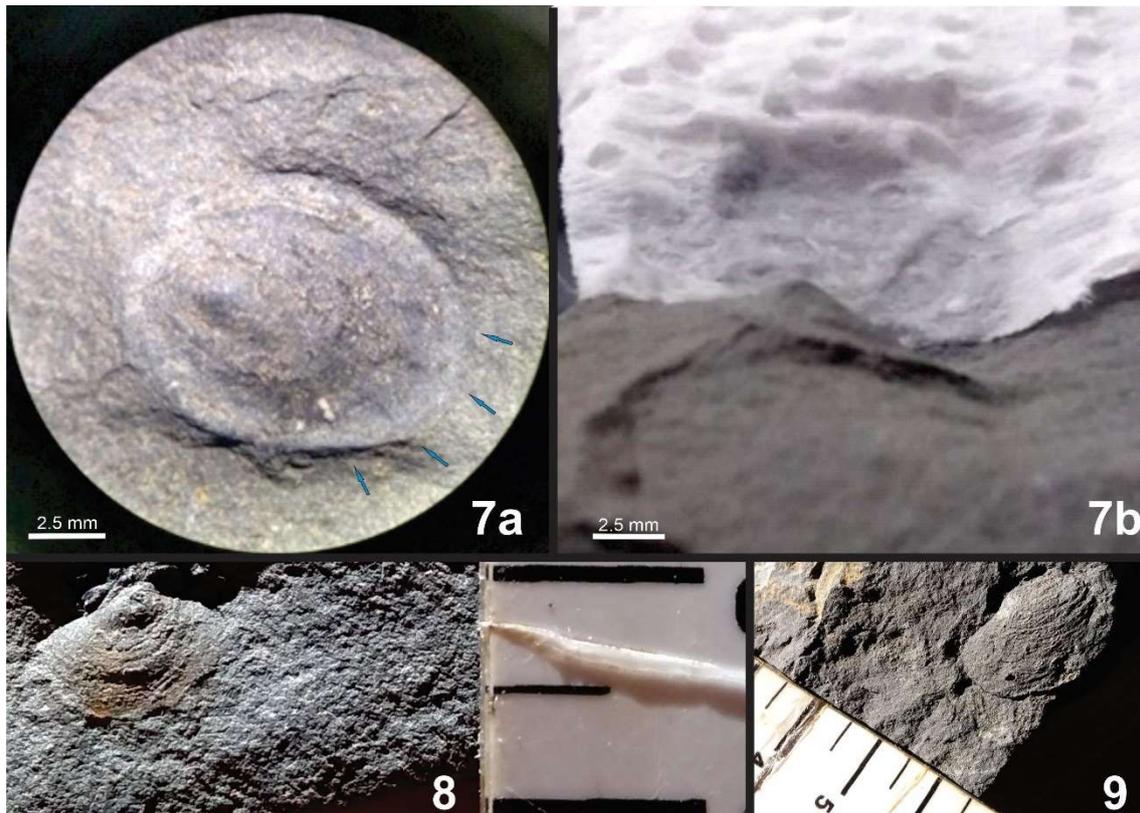


Figura III.18- Braquiópodos. 7a. Molde interno de valva dorsal de *Orbiculoidea* sp.; ornamentación de cuatro costillas que nacen desde la primera línea de crecimiento hasta la periferia (flechas azules). 7b. Vista lateral. 8. Molde interno de valva dorsal de *Orbiculoidea* sp. semicircular, espatulada, con ápice en posición póstero-mediana y líneas de crecimiento concéntricas. 9. Impresión de valva muy erodada, posiblemente izquierda y ornamentación comarginal que probablemente corresponda a *Orbiculoidea* sp. 8 y 9. Escala: 1 cm (división mayor).

F10 (MOZ-Pi 12099) y F11 (MOZ-Pi 12100)

Ejemplares incompletos y muy erodados de moldes internos de bivalvos *Paleoneilo* sp. (Figs. III.19.10-11).



Figura III.19- Bivalvos. *Paleoneilos* sp.; 10a-10b. Molde interno incompleto de valva. 11a. Molde interno incompleto. 11b-11d. Detalles de la ornamentación y el umbón probablemente opistogiro. Incompleto. Escala: 1 cm (división mayor).

Estos hallazgos confirman la presencia de fósiles marinos y de restos vegetales en la unidad. Se registra e ilustra aquí, por primera vez para la región, un fragmento de impresión de semilla. Las semillas son fósiles comunes en el Neopaleozoico de Argentina (Archangelsky, 1999, 2000) pero no han sido descritas en la región de estudio hasta el momento. De confirmarse, en futuros hallazgos, la presencia de *Cordaites* y *Calamites* (Equisetales), estos serían los primeros registros en el área donde hasta el momento ha sido mencionada solo la presencia de *Notorhacopteris* sp. y *Lepidodendron* sp. (Zöllner y Amos, 1955). Dada la naturaleza del material recolectado, su muy pobre preservación y su estado de fragmentación, la depositación para estos niveles se sugiere en un paleoambiente marino relativamente cercano a la costa.

III.2. Consideraciones estructurales

En este apartado se describen las estructuras observadas en el campo, como también las identificadas en trabajo de gabinete mediante imágenes satelitales. Se analizan a su vez estructuras mayores formadas por el conjunto de los distintos sistemas de fallas y las observaciones estratigráficas realizadas.

El área de estudio presenta una gran complejidad estructural que dificulta establecer un orden estratigráfico entre los afloramientos de la Formación Arroyo del Torreón. Estas rocas, debido a su meteorización y color uniforme, impiden distinguir fácilmente cambios composicionales y texturales, tanto en sentido lateral como vertical. En el campo, las estructuras que afectan las tobas son difíciles de observar. Las delgadas unidades sedimentarias, cuando existen intercaladas entre las tobas, favorecen la observación tanto de la estratificación como de las estructuras. Otro problema que se presenta es la discontinuidad lateral de los afloramientos que, salvo excepciones, pueden seguirse lateralmente por no más de 40 m. Sobre la margen sur del arroyo Chenque Malal aflora un gran bloque no deformado, que se extiende lateralmente por unos 200 m y contiene el contacto entre las tobas y las sedimentitas de las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco respectivamente. Esta última se apoya en discordancia angular (D_1) sobre la Formación Arroyo del Torreón (Fig. III.20). El evento que deformó las tobas del Carbonífero inferior, fue previo a la depositación de la Formación Huaraco. Debido a la

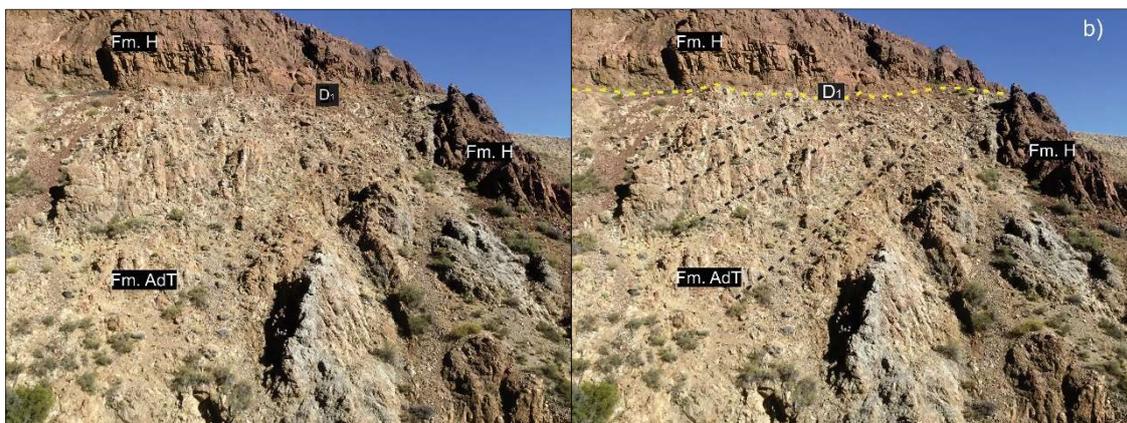


Figura III.20- Vista hacia el SO de la ladera sur (margen izquierda) de la quebrada Chenque Malal. a) Imagen del contacto angular (D_1) entre las formaciones Arroyo del Torreón (Fm. AdT) y Huaraco (Fm. H); b) Indicación de la estratificación en la Fm. AdT (línea discontinua negra) y de la discordancia angular (D_1) entre la Fm. AdT y la Fm. H (línea discontinua amarilla).

complejidad explicada anteriormente, en la zona es difícil identificar estructuras mayores que expliquen la disposición de las tobas en el afloramiento. El bloque está limitado al E y O por fallas normales de rumbo O a NO y buzamiento N a NE, que afectan a ambas formaciones y tienen una componente de rumbo en sentido sinistral. Son interpretadas como un sistema de fallas que constituyen una estructura local de tipo hemigraben (Fig. III.21) conformado por tres bloques denominados bloque este (BE), bloque central (BC) y bloque oeste (BO), según su ubicación (Figs. III.21 y III.22). En el BE (bloque techo con respecto al BC) aflora la Formación Huaraco, en parte erosionada y cubierta, mediante la discordancia sanrafaélica (D_2) de la fase compresiva carbonífera-pérmica del Ciclo Gondwánico, por una lente de brecha sedimentaria de 140 m de extensión lateral asignada aquí a la base de la Formación La Premio. Las sedimentitas del BE, debido al desplazamiento, se disponen con rumbo NE y buzamiento NO y en contacto tectónico con las tobas de la Formación Arroyo del Torreón del BC. Al oeste del BC, una falla pone en contacto tectónico las sedimentitas de la Formación Huaraco del BC (bloque techo con



Figura III.21- Vista hacia el SO del afloramiento y diagrama esquematizando la cinemática de los bloques interpretados. Indicación de los planos de fallas normales buzantes al E-NE, con componente lateral sinistral (líneas discontinuas amarillas). Rotación del bloque este (BE) evidenciado en la estratificación (líneas continuas negras), con respecto al bloque central (BC).

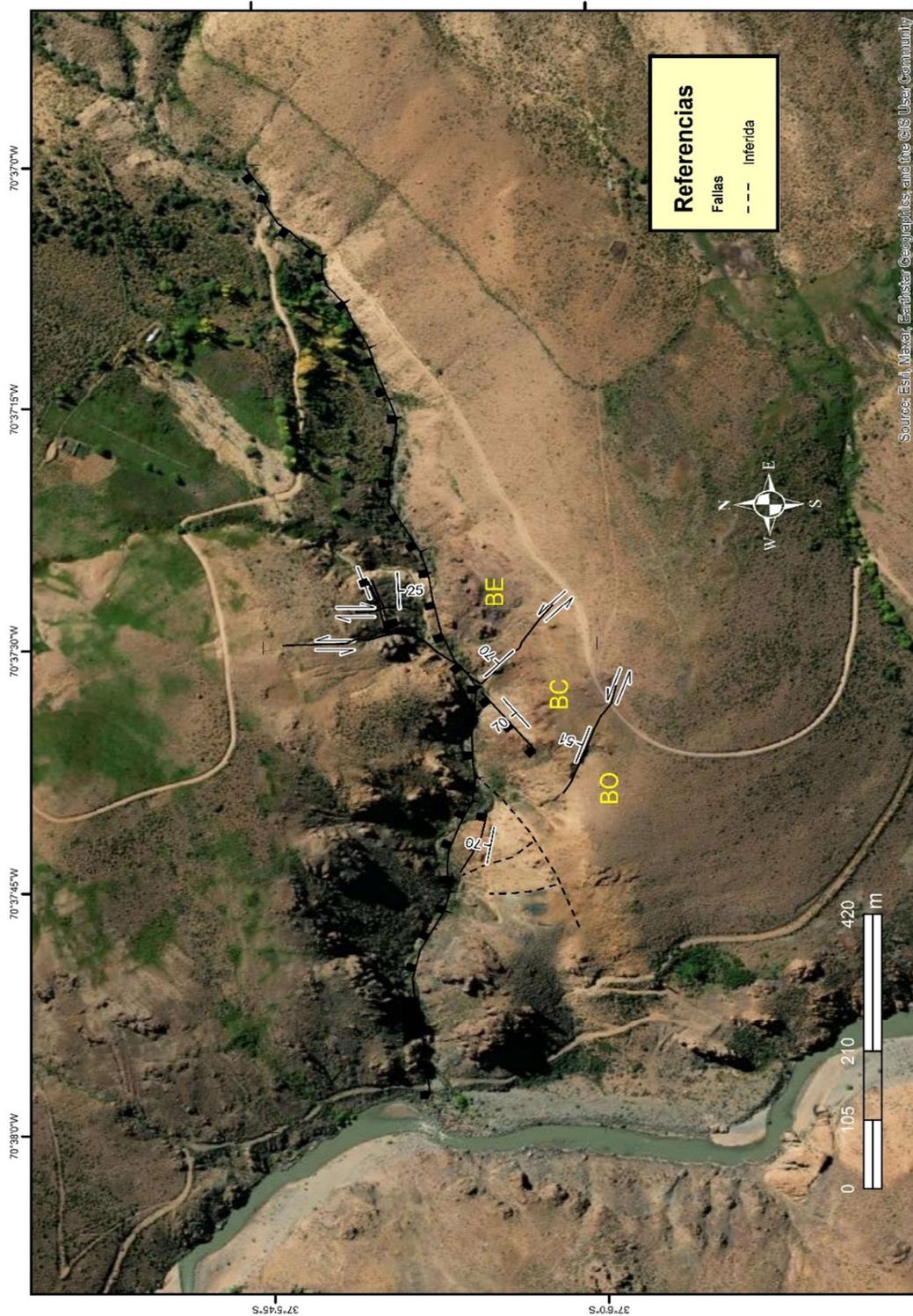


Figura III.22- Detalle de las estructuras, sobre imagen satelital, del área de estudio.

respecto al BO) con las tobas de la Formación Arroyo del Torreón del BO. Los afloramientos del BO corresponden principalmente a tobas y sedimentitas de la Formación Arroyo del Torreón y unos escasos 5 m de la Formación Huaraco. En el BO,

mediante imágenes satelitales, es posible observar un sistema de fallas ortogonales que seccionan la roca y generan contactos tectónicos que dificultan el ordenamiento estratigráfico de los distintos perfiles levantados (Fig. III.22; fallas inferidas). Por lo tanto, para el reconocimiento estratigráfico se consideró la descripción realizada por Giacosa *et al.* (2014) en el área de Andacollo, resaltando una mayor proporción de sedimentitas finas en los depósitos más cercanos al techo de la Formación Arroyo del Torreón. En la margen norte del arroyo Chenque Malal

aflora la Formación Huaraco con rumbo E-O y buzamiento al S. El afloramiento se encuentra afectado por fallas verticales de rumbo E-O y por fallas normales con escalones

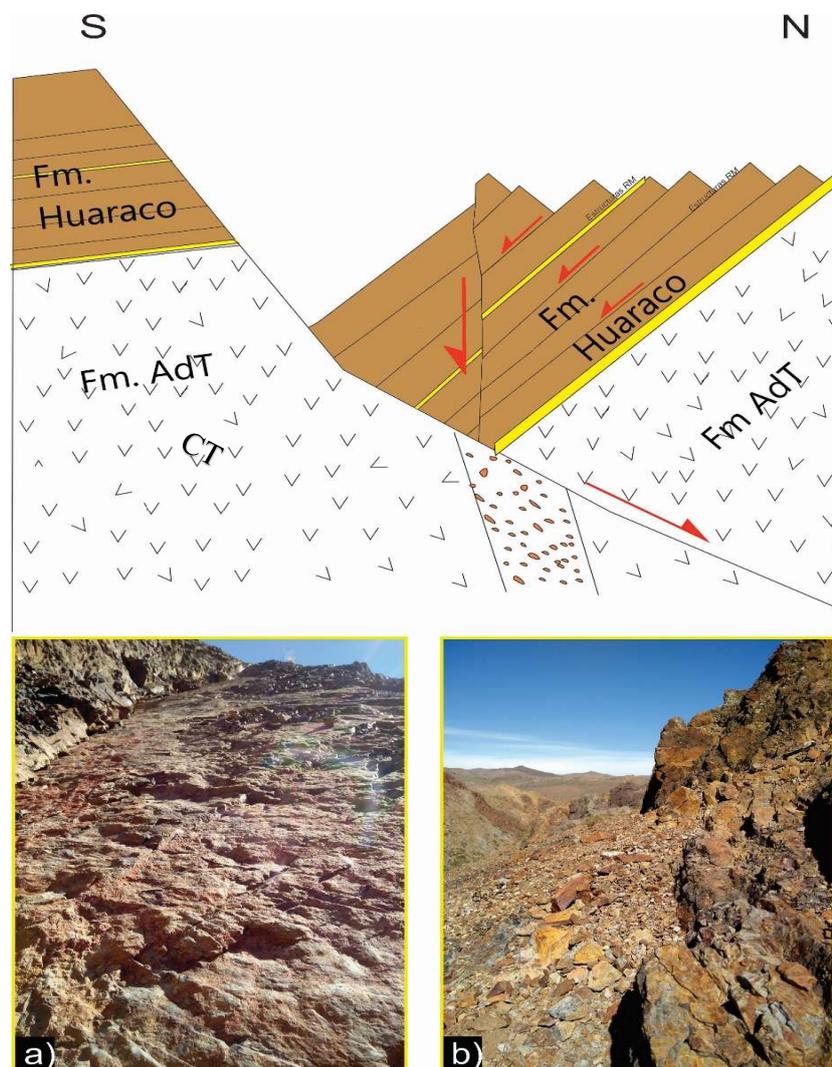


Figura III.23- Esquema interpretativo del contacto tectónico (CT) entre las formaciones Arroyo del Torreón (Fm. AdT) y Huaraco; a) Estructuras tipo RM en plano de falla; b) Vista hacia el O de escarpe de falla vertical, en las sedimentitas de la Fm. Huaraco.

tipo RM en planos paralelos a la estratificación, con sentido del desplazamiento hacia la dirección de buzamiento del estrato. Se apoya en discordancia angular sobre un conglomerado (Fig. III.23). Esta disposición de los afloramientos, a un lado y otro del arroyo Chenque Malal, se interpreta como resultado de una falla normal con rumbo aproximado E-O buzante al N, con un basculamiento al sur del bloque colgante que se encuentra en la margen norte del arroyo Chenque Malal (Fig. III.24). Sobre la margen norte de este arroyo también afloran fallas transcurrentes, con rumbo N-S, que afectan a una brecha sedimentaria superpuesta a la Formación Huaraco y asignada a la Formación La Premio (Fig. III.22).



Figura III.24- Vista hacia el O desde el arroyo Chenque Malal; falla normal, con bloque techo al N y piso al S, e indicación de la estratificación (línea continua blanca).

El sistema de fallas normales con componente de rumbo (Fig. III.21) es interpretado como relacionado al colapso orogénico gondwánico al que se asocia el magmatismo posorogénico del Complejo Huigancó en la zona. De la misma manera es interpretada la falla normal que sigue el rumbo del arroyo Chenque Malal (Figs. III.22; 24). Las fallas de rumbo en la margen norte del arroyo Chenque Malal son pospérmicas, por lo que probablemente se vinculen al Ciclo Ándico.

Capítulo IV

IV. Conclusiones

En el tramo inferior de la quebrada del arroyo Chenque Malal se identificaron y caracterizaron geológicamente las unidades paleozoicas reconocidas en la región: formaciones Arroyo del Torreón (Carbonífero temprano), Huaraco (Carbonífero tardío) y La Premia (Pérmico), así como cuerpos intrusivos que posiblemente se relacionen al Granito Huingacó (Pérmico).

Debido al importante nivel de deformación, que involucra fallamiento compuesto, los afloramientos generalmente carecen de continuidad lateral y vertical. El más conservado, en cuanto a continuidad, es el ubicado en la margen sur de la quebrada y que alcanza aproximadamente los 120 m de espesor extendiéndose hacia el sur del área de estudio. En este afloramiento se identificó el contacto entre la Formación Arroyo del Torreón y los primeros 90 m de la suprayacente Formación Huaraco, denominado aquí como discordancia (D_1), de carácter angular, y asignada a la deformación generada durante la fase extensiva del Ciclo Gondwánico. Al este, a través de una nueva discordancia (D_2), sobre un sistema de fallas normales con componente de rumbo siniestral que afectó a ambas formaciones, la Formación Huaraco es cubierta por una brecha sedimentaria (BsS) y, al oeste, la Formación Arroyo del Torreón compuesta por pelitas con clivaje y tobas lapillíticas, es cubierta a través de la misma discordancia (D_2) por piroclastitas (Bt). Esta discordancia (D_2) está relacionada a la fase compresiva carbonífera-pérmica del Ciclo Gondwánico y, la brecha sedimentaria como las piroclastitas suprayacentes son asignadas a la Formación La Premia. Los intrusivos menores y rocas volcánicas o subvolcánicas registradas se vinculan al Granito Huingancó en función de sus características composicionales y de yacencia.

La Formación Arroyo del Torreón se identificó en base a su litología, compuesta en este afloramiento por tobas lapillíticas dacíticas de color gris oscuro a negro en fractura fresca y de color blanco en las exposiciones. En otros afloramientos del área, la unidad se presenta como interestratificaciones de tobas lapillíticas riolíticas, tobas brechosas, ignimbritas latíticas-andesíticas y sedimentitas, desde pelitas afectadas por clivaje,

incluyendo grauvacas líticas finas hasta ortoconglomerados cuarcíticos. Esta litología y la presencia de clivaje característico de la Formación Arroyo del Torreón permite correlacionarla al sur, cerca de la boca del arroyo Huaraco y, con los afloramientos registrados hacia el norte, también en el flanco occidental de la Cordillera del Viento, al SE del área de Varvarco, en la quebrada del arroyo Guaraco Norte, y confirmar su edad misisipiana-pensilvaniana temprana datada en esa área, en el arroyo Chacay o misisipiana (Serpukhoviano) datada en el área de Andacollo.

En cuanto a la Formación Huaraco se identifica por su litología y contenido fosilífero, este último solo mencionado en trabajos previos hacia el sur, en el área de Andacollo. La unidad está compuesta por una secuencia que comienza con lentes conglomerádicos y arcilitas grises y negras interestratificadas (ritmitas), en algunos sectores con deformación intraestratal, fallas y deslizamientos. Hacia arriba, estratigráficamente, contiene intercalaciones de areniscas (cuarzograuvacas), limolitas, limolitas arcillosas y hasta delgadas capas conglomerádicas. Las capas de areniscas evidencian su arreglo estratocreciente. El afloramiento culmina con trenes de ondulitas en grauvacas feldespáticas y limolitas arenosas. Esta litología y sus estructuras sedimentarias mecánicas también permiten correlacionar esta unidad con los afloramientos de la Formación Huaraco registrados en la quebrada del arroyo Guaraco Norte. El contenido fosilífero está representado por fragmentos de moldes de invertebrados marinos, braquiópodos linguliformes *Orbiculoidea* sp. y bivalvos *Paleoneilo* sp., como otros restos fragmentarios mal conservados que no permiten identificación taxonómica. Dentro de los restos de plantas fósiles, se observaron moldes correspondientes a leños y hojas, probablemente pertenecientes a *Cordaites* y *Calamites*, y un fragmento de molde de semilla. De confirmarse estas afinidades taxonómicas, éstos constituirían los primeros registros del grupo de equisetales en la zona así como el primer hallazgo de una semilla para la región. La asociación analizada, dada la naturaleza del material recolectado, su muy pobre preservación y su estado de fragmentación, permite interpretar para estos niveles un paleoambiente de depositación marino no muy alejado de la costa. La ausencia de piroclastitas en la unidad posiblemente indica un alejamiento de las fuentes emisoras y/o un cambio mayor en el régimen tectónico que se caracteriza por extensión durante el Carbonífero temprano y es de tipo compresivo durante la fase comprendida entre el carbonífero tardío-pérmico medio que registra al final de la fase la deformación sanrafaélica.

El Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó está representado por depósitos de brechas tobáceas, brechas piroclásticas y brechas sedimentarias asignados a la base de la Formación La Premio, desarrollados en posibles bajos de paleorrelieves. La unidad es identificada por su posición estratigráfica y por contener bloques litológicamente semejantes a la subyacente Formación Huaraco y moldes de fragmentos de plantas fosilizadas, tanto en la matriz de la brecha sedimentaria como en bloques piroclásticos de origen sedimentario de la toba brechosa. Los bajos de paleorrelieves se ubican en zonas de fallas normales con componente de rumbo. Sobre el flanco norte de la quebrada Chenque Malal, el afloramiento de tobas finas y rocas dacíticas (C8), correspondería también al Complejo Volcánico y Plutónico Huingancó. En este último afloramiento, las dacitas yacen en contacto neto sobre una toba cristalolítica y el resto de sus límites están cubiertos, por lo cual no se puede determinar la forma del cuerpo pudiendo ser de origen volcánico (lava) o subvolcánico (filón capa). En la parte occidental del área se encuentra, además, un dique riódacítico cuya extensión continúa hacia el suroeste.

Las pelitas con clivaje solo observadas en la Formación Arroyo del Torreón y la discordancia angular entre ésta y la Formación Huaraco, indican una deformación previa a la depositación de esta última. Estructuras similares observadas en cercanías de la boca del arroyo Huaraco, fueron previamente interpretadas como relacionadas a la fase orogénica sanrafaélica. El sistema de fallas normales con componente de rumbo que afecta a las unidades carboníferas del margen sur del arroyo Chenque Malal y la falla normal que sigue el rumbo de este arroyo, se interpretan como relacionados al colapso orogénico gondwánico al que se asocia el emplazamiento del Granito Huingancó que tiene gran exposición unos 2000 m al sur del área, e intrusivos menores como el que aflora sobre la RP39 (C9) a escasos 500 m de la zona de fallas. Los desplazamientos de rumbo pospérmicos registrados en la margen norte del arroyo Chenque Malal se vinculan probablemente a la deformación andina.

Estos resultados permiten ampliar el conocimiento estratigráfico y estructural del área correspondiente al tramo inferior del arroyo Chenque Malal precisando los límites estratigráficos y estructurales de las unidades paleozoicas e intrusivos asociados los que han sido representados en mapas geológicos de escala 1:7.000. El estudio de detalle a esta escala contribuye a redelimitar las unidades paleozoicas cuyo relevamiento en la zona ha sido desarrollado hasta el momento a escalas más regionales. Un estudio paleontológico de detalle, en el área de estudio así como en los alrededores, permitiría corroborar la presencia de plantas fósiles neopaleozoicas característica de otras regiones del país y que

aún no ha sido reconocida a nivel local. Esto constituiría asimismo un avance bioestratigráfico importante en el conocimiento de la región.

BIBLIOGRAFÍA

- Archangelsky, A., 1997.** Semillas fósiles del paleozoico superior de Argentina: Sistemática, bioestratigrafía y paleoecología. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 01-181 pp. (Inédito)
- Archangelsky, A., 1999.** Semillas del Paleozoico superior de Argentina: su utilización bioestratigráfica. *Ameghiniana* 36 (4), 465-476.
- Archangelsky, A., 2000.** Estudio sobre semillas neopaleozoicas de Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 79-115.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H., 2011.** Contexto Tectosedimentario. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.M. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 29-36.
- Azcuy, C.L. y Caminos, R., 1987.** Diastrofismo. En Archangelsky, S. (ed.) *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 239-251.
- Braccacini, I.O., 1970.** Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (2), 275-282.
- Casé, A., Giusiano, A. y Schalamuck, I., 1998.** Geología y geoquímica de Au y Ag del Grupo Choiyoi, flanco oeste de la Cordillera del Viento, Neuquén Argentina. IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional del Sur. MINMET'98 – EDIUNS, 33-41.
- Cobbold, P.R. y Rossello, E.A., 2003.** Aptian to recent compressional deformation of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20, 429-443.
- Danieli, J.C., Casé, A.M. y Deza, M.A., 1999.** El distrito minero de Andacollo, Neuquén. En: Zappettini, E.O. (Ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35, 1349-1364.
- Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C., y Snee, L.W., 1999.** Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chileña: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. In: Ramos V.A. and Keppie J.D. (eds.), *Laurentia- Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper 336, 115-138.
- Dicaro, S., Giacosa, R.E., Greco, G.A., Pons, M.J., y Gonzalez, S.N., 2020.** Nuevas evidencias sobre la evolución tectónica del sistema de vetas de Ag-Au San Pedro, Distrito Minero Andacollo, Neuquén. Universidad Nacional de Río Negro. Instituto de Investigación de Paleobiología y Geología, 10-17.
- Digregorio, J.H., 1972.** Neuquén. En Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 439-505.
- Digregorio J.H. y Uliana, M.A., 1980.** Cuenca Neuquina. En J.C.M. Turner (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 2, 985-1032.
- Folk, R.L., 1974.** *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co., 170 pp.
- Freytes, E., 1969.** Estratigrafía y relaciones de contacto de los afloramientos del Grupo Choiyoi (Serie Porfírica) en el sur de Mendoza, norte de Neuquén y sudoeste de La Pampa. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales* (inédito), 79 pp.
- Giacosa, R. 2011.** Geología Estructural en los depósitos vetiformes del cerro Las Minas, Distrito Minero Andacollo,

Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas: Recursos Minerales 33, 30 pp.

- Giacosa, R., Allard, J., Foix, F. y Heredia, N., 2014.** Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in the Cordillera del Viento (37° S latitude, Andes of Neuquén, Argentina). *Journal of Iberian Geology*, 40, 331-348.
- Groeber, P., 1929.** Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. *Boletín* 58, 109 pp.
- Groeber, P., 1946.** Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1, 177-208.
- Groeber, P., 1954.** La serie "Andesítica" Patagónica. Sus relaciones, posición y edad. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9(1), 39-42.
- Groeber, P., 1956.** Acerca de la edad del Sañicolitense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11(4), 281-292.
- Heredia N., García-Sansegundo J., Gallastegui G., Farias P., Giacosa R., Alonso J.L., Busquets P., Charrier R., Clariana P., Colombo F., Cuesta A., Gallastegui J., Giambiagi L., González-Menéndez L., Limarino C.O., Martín-González F., Méndez-Bedia I., Pedreira D., Quintana L., Rodríguez-Fernández L.R., Rubio-Ordóñez A., Seggiaro R., Serra-Varela S., Spalletti L., Cardó R. y Ramos V.A., 2016.** Evolución Geodinámica de los Andes argentinochilenos y la Península Antártica durante el Neoproterozoico tardío y el Paleozoico. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 36, 237-278.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R. y Godoy, E., 2013.** Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research* 23, 1122–1135.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., y Veiga, G.D., 2005.** The Neuquén Basin: an overview. *Geological Society Special Publications* 252, 1-14.
- JICA, 1983.** Interim report on the northern Neuquén geothermal development project. First Second Phase Survey. Japan International Cooperation Agency, Tokio y Gobierno de la Provincia del Neuquén, 214 pp.
- Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., y Mpodozis, C. 2001.** Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*. 20 (3), 308-324.
- Kozłowski, E., Cruz C.E. y Silwan C.A. 1997.** Modelo exploratorio en la faja plegada y corrida de la Cuenca Neuquina, Argentina. 6° Simposio Bolivariano "Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas". 1, 15-31.
- Lambert, L.R., 1946.** Contribución al conocimiento de la sierra del Chacay-Có (Neuquén). *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1(4), 231-252.
- Leanza, H.A., 1992.** Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4), 272-299.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O., 2005.** Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaicó durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 13 pp.
- Leanza H.A., Mazzini A., Corfu F., Llambías E.J., Svensen H., Planke S., y Galland O., 2013.** The Chachil Limestone (Pliensbachianearliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina: U-Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 42, 171-185.
- Le Bas, M.J. y Streckeisen, A.L., 1991.** The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society* 148, 825-833.

- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B. y Bateman, P., 2005.** Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Le Maitre, R.W. (ed.), Cambridge University Press, 2° edición, 256 pp.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989.** Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior Terciario inferior). En Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.), Cuenas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6, 221-243.
- Legarreta, L y Uliana M.A. 1999.** El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En: Caminos R. (ed.), Geología Argentina, Servicio Geológico Mínero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (16), 399-432.
- Llambías, E., 1986.** Intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41 (1-2), 22-32.
- Llambías, E., Leanza, H. y Carbone, O., 2007.** Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37° 05' S – 37° 15' S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (2), 217-235.
- Méndez, V., Zanettini, J.C. y Zappettini, E.O., 1995.** Geología y metalogénesis del orógeno andino central, República Argentina. Anales de la Secretaría de Minería de la Nación, 23, 190 pp.
- Miranda, F., Folguera, A., Leal, P., Naranjo, J. y Pesce, A. 2006.** Upper Pliocene to Lower Pleistocene volcanic complexes and Upper Neogene deformation in the south-central Andes (36°30'–38°S). Geological Society of America Special Paper 407, 287–298.
- Mosquera, A. y Ramos V.A. 2005.** Intraplate foreland deformation in the Neuquén embayment. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD, 28 pp.
- Pángaro, F., Pereira, D.M. y Micucci, E. 2009.** El sinrift del ámbito de la dorsal de Huinul, Cuenca Neuquina: su evolución y control sobre el registro estratigráfico del Jurásico y la evolución estructural del área. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (2), 265-277.
- Pons, A., D'annunzio, M.C., Strazzere, L. y Cocola, M.A., 2019.** Características metalogénicas de la veta Buena Vista, distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 76 (3), 254-262.
- Ramos, V.A. 1999.** Rasgos estructurales del Territorio Argentino 1. Evolución Tectónica de la Argentina. En R. Caminos (ed.) Geología Argentina, Servicio Geológico Mínero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(24), 715-784.
- Ramos, V.A., Folguera, A. y García Morabito, E., 2011(a).** Las Provincias Geológicas del Neuquén. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.M. & Vallés J.M. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 317-326.
- Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito E., 2011(b).** Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.M. & Vallés J.M. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 335-348.
- Rapela, C.W. y Lambías, E.J., 1985.** La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. Actas 4° Congreso Geológico Chileno, 3(4), 458-488.
- Rolleri, E. y Criado Roqué, P., 1970.** Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2, 1-60.
- Rovere, E.I., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H.A., Hugo, C.A., Folguera, A., Escosteguy, L. y Geuna, S., Gonzalez R., Colombino J. y Danieli J., 2004.** Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo, Provincia del Neuquén., Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Mínero Argentino, Boletín 298, 104 pp.

- Sagripani, L., Folguera, A., Gimenez, M., Rojas Vera, E.A., Fabiano, J.J., Molnar, N., Fennell, L. y Ramos, V.A., 2014.** Geometry of Middle to Late Triassic extensional deformation pattern in the Cordillera del Viento (Southern Central Andes): A combined field and geophysical study. *Journal of Iberian Geology* 40, 349-366.
- Stoll, W.C., 1957.** Geología y depósitos minerales de Andacollo, Provincia de Neuquén. Ministerio de Comercio e Industria de la Nación. Dirección Nacional de Minería, Anales VI, 36 pp.
- Suarez, G.M., 2020.** Estratigrafía de las unidades paleozoicas aflorantes en la quebrada del arroyo Huaraco Norte, Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén. Trabajo Final de Grado. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, 113 pp. (inédito).
- Suarez, G.M., de la Puente, G.S. y Danieli, J.C., 2022.** Estratigrafía paleozóica en la quebrada del arroyo Guaraco Norte, ladera noroccidental de la Cordillera del Viento (Neuquén). XXI Congreso Geológico Argentino. Actas ST1-34, 86-87.
- Suárez, M. y De la Cruz, R., 1997.** Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1, 266-270.
- Suárez M., De la Cruz, R., Fanning, M. y Etchart, H., 2008.** Carboniferous, Permian and Toarcian magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: First U–Pb Shrimp dates and tectonic implications. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas, 906-907.
- Taboada A.C., Pagani M.A. y Limarino C.O., 2014.** The Carboniferous Faunas of the Huaraco Formation at Cordillera del Viento, Neuquén Basin. 4th International Paleontological Congress, The History of life: A view from the Southern Hemisphere; 1, 625.
- Turienzo M., Sanchez N., Lebinson F., Peralta F., Araujo V, Irastorza A., y Dimieri L., 2020:** Basement-cover interaction in the mountain front of the Northern Neuquen fold and thrust belt (37°10' – 37°40' S), Argentina; Pergamon-Elsevier Science Ltd; *Journal of South American Earth Sciences*; 100, 1-19.
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H., y Welsink, H., 1995:** Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: A. Tankard, S. Suárez and H. Welsink (eds.), *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 383-402.
- Yrigoyen, M.R., 1979.** Cordillera Principal. En: Turner, J.C.M. (Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias. 1, 651-694.
- Zanettini, J.C.M., 2001.** Hoja Geológica 3772-II Las Ovejas, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 263, 61 pp.
- Zanettini, J.C.M., 2018.** Recursos Minerales Metalíferos y Metalogénesis de la Provincia del Neuquén. República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 55, 252 pp.
- Zappettini, E.O., Méndez, V. y Zanettini J.C.M., 1987.** Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (1-2), 206-207.
- Zappettini, E. y Dalponte, M., 2009.** Hallazgo de Hierro bandeado en el basamento del sector noroccidental de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: Aspectos estratigáficis y metalogenéticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (3), 550-554.
- Zappettini, E.O., Chernicoff, C., Santos, S., Dalponte, M., Belousova, E. y Mc Naughton, N., 2012.** Retrowedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the northwestern Neuquén province, Argentina. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 101, 2083-2104.
- Zappettini, E.O., Dalponte, M., Lagorio, S., Segal, S., Cozzi, G., Santos, J.O. y Belousova, E., 2015.** Mineralizaciones de hierro y manganeso bandeado (BIFM) vinculados al magmatismo Precuyano en la provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas Recursos Minerales N° 38, 67 pp.

Zappettini, E.O., Lagorio, S.L., Dalponte, M., Santos, J.O. y Belousova, E., 2018. Evidencias de magmatismo Precuciano (Pleisbachiano – Toarciano) en el norte de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: geoquímica, caracterización isotópica e implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75 (4), 533-558.

Zöllner, W. y Amos, A.J., 1955. Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina* 10 (2), 127-135.

Zöllner, W. y Amos, A.J., 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 143, 91 pp.

Anexo

Petrografía

En este apartado se describen las muestras seleccionadas del área de estudio (Fig. 1) para descripciones petrográficas. Como se detalló en la Introducción de este trabajo, las clasificaciones utilizadas para las rocas ígneas son en base a las sugeridas por la IUGS y sus actualizaciones (Le Bas y Streckeisen, 1991; Le Maitre *et al.*, 2005) y para las rocas clásticas las propuestas por Folk (1974). Las abreviaturas utilizadas en las figuras corresponden a: Qz = Cuarzo; Fl = Feldespato; Fk = Feldespato potásico; Pl = Plagioclasa; Ser = Sericita; Msc = Muscovita; Bt = Biotita; Cta = Calcita; Py = Pirita; Op = Opacos; Zr = Zircón; Rt = Rutilo; Ox = Óxido; Esf = Esferulitas; FR = Fragmento de roca; Cc = Cristaloclasto; Tr = Trizas.

Muestra RCHM1: Grauvaca feldespática (Formación Huaraco)

La roca tiene textura clástica, es de color gris claro, con clastos de tamaño arena fina y, en menor proporción, de tamaño arena muy fina. La matriz es limo-arcillosa.

La mayoría de los clastos, un 25% aproximadamente, corresponde a cuarzo con tamaño promedio de 0,125 mm (arena muy fina – arena fina), son monocristalinos, siendo muy escasos los de extinción ondulosa. Los siguientes clastos más abundantes son los feldespatos, con un 18% aproximadamente. Los granos de muscovita no alcanzan el 1% de la composición de los detritos (Fig. 2). Los minerales opacos constituyen un 10% del contenido de la roca, alcanzan tamaños de 0,125 mm, están diseminados o rellenando fracturas.

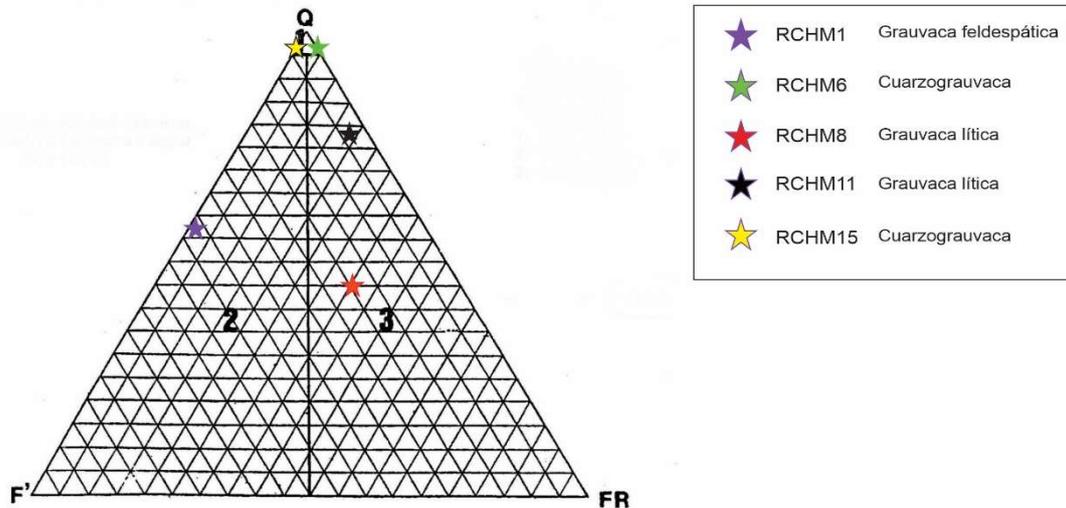
El grado de selección de la muestra es muy bueno. Los clastos son angulosos a subredondeados, predominando los de forma subsférica sobre los alargados. El grado de empaquetamiento no es homogéneo; los contactos son, en su mayoría, lineales y, en menor medida, tangenciales (Fig. 3.A-B). La roca tiene un 1% de poros de hasta 2 mm de diámetro y estructuras de disolución con una película de óxido que los recubre. También tiene delgadas fracturas ocupadas por óxidos de hierro, el cual también actúa como cemento (Fig. 3.B).



Source: Esri, Maxar, Earthstar Geographics, and the CNES User Community

Figura 1- Ubicación de muestras estudiadas.

Clasificación composicional de grauvacas



Grauvaca feldespática				
RCHM1	Σ/n	Folk	%	% Folk
Plagioclasa	0.5	0.5	1.16	41.86
Feldespato	17.5	17.5	40.70	
Cuarzo	25	25	58.14	58.14
Muscovita	0.5			
biotita	4			
Matriz	42.5			
opacos	10			
FR				
	100	43	100	100.00

Cuarzograuvaca				
RCHM6	Σ/n	Folk	%	% Folk
Plagioclasa				4.76
Feldespato	1.5	1.5	4.76	
Cuarzo	30	30	95.24	95.24
Moscovita	3.5			
Biotita				
Matriz	59.5			
opacos	5.5			
FR				
	100	31.5	100	100

Grauvaca lítica				
RCHM8	Σ/n	Folk	%	%Folk
Plagioclasa	2.00	2.00	3.64	18.19
Feldespato	8.00	8.00	14.55	
Cuarzo	25.00	25.00	45.45	45.45
Muscovita				
Biotita	6.67			
Matriz	37.33			
opacos	4.33			
FR	20.00	20.00	36.36	36.36
	100	55.00	100.00	100.00

Grauvaca lítica				
RCHM11	Σ/n	Folk	%	% Folk
Plagioclasa	1.5	1.5	2.26	3.76
Feldespato	1	1	1.50	
Cuarzo	51.5	51.5	77.44	77.44
Biotita	2.5			
Muscovita	2.5			
Matriz	26			
opacos	2.5			
FR	12.5	12.5	18.80	18.80
	100	67	100	100

Figura 2 – Distribución modal.

De acuerdo a la composición, forma de clastos y proporción de matriz es clasificada como texturalmente inmadura. El porcentaje de matriz y la predominancia de cuarzo sobre feldespato y la ausencia de fragmentos de roca permiten clasificar la roca como grauvaca feldespática.

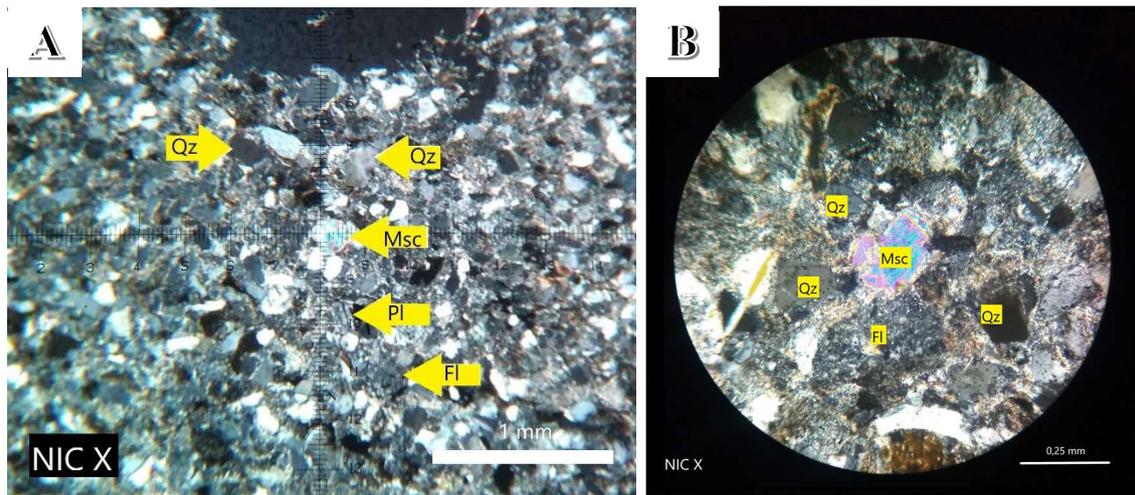


Figura 3- *Grauvaca feldespática (RCHM1).* **A.** *Minerales componentes en textura clástica de muy buena selección.* **B.** *Detalle de la composición mineral clástica y la matriz limo-arcillosa.*

Muestra RCHM6: Cuarzograuvaca (Formación Huaraco)

Debido a la gran proporción de matriz y componentes de cuarzo la roca es clasificada como una cuarzograuvaca (Fig. 2). La roca es de color gris oscuro y tiene un color de alteración marrón claro y ocre. Tiene textura clástica, los clastos son angulosos a subredondeados, el nivel de esfericidad no es homogéneo existiendo clastos tanto de alta como de baja esfericidad; el nivel de selección es bueno (Fig. 4.A). Los clastos son de tamaño arena muy fina a fina, en una matriz formada principalmente por minerales de hábito hojoso y tamaño limo fino. Principalmente está compuesta por clastos monocristalinos de cuarzo, representando un 30% de la composición, seguido de muscovita y plagioclasa, en menor medida (Figs. 2 y 4). La roca es matriz soportada, ocupando la matriz aproximadamente un 60% de la composición de la roca. Tiene circones detríticos (Fig. 4.B) y una gran cantidad de pirita (Fig. 4.A), aproximadamente un 5,5% de la roca. Los minerales opacos están diseminados y también relleno de fracturas y poros, alcanzan tamaños de cristal de 1 mm de largo.

En base a la forma de clastos y proporción de matriz la roca es clasificada como texturalmente inmadura.

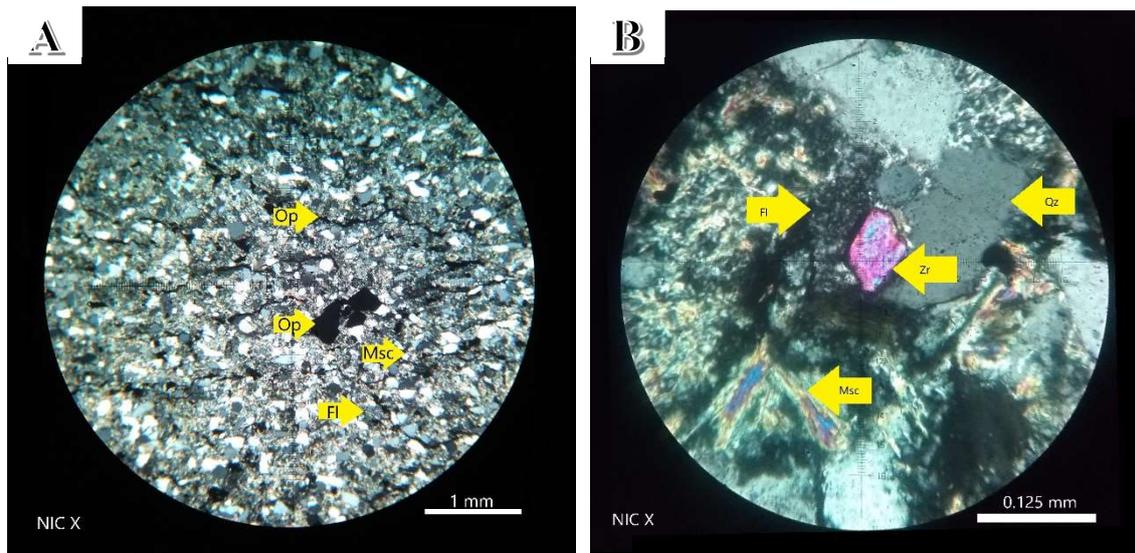


Figura 4- Cuarzograuvaca (RCHM6). **A.** Detalle de los diferentes componentes minerales y textura clástica. **B.** Detalle de los diferentes componentes minerales y la matriz.

Muestra RCHM8: Grauvaca lítica (Formación Arroyo del Torreón)

En base a la proporción de matriz, mayor al 15%, y la preponderancia de los fragmentos rocosos sobre los feldespatos, esta sedimentita es clasificada como una grauvaca lítica (Fig. 2). La roca tiene textura clástica, es de color negro, de selección muy mala (Fig. 5), con clastos que alcanzan un tamaño de 12 mm en su eje mayor. Los clastos son angulosos, con distintos grados de esfericidad. El empaquetamiento es de tipo flotante, matriz soportada (Fig. 5. A-D). La mayoría de los clastos son de cuarzo, ocupando un 25% de la composición de la roca, principalmente del tipo monocristalino, en muy pocos casos con extinción ondulosa. También contiene fragmentos de roca de cuarzo microcristalino, de rocas metamórficas y pelíticos (Fig. 5. A-D). Los clastos de plagioclasa son del tipo monocristalinos, alcanzando los 0,2 mm de largo sobre su eje mayor. Los clastos de feldespato se encuentran muy alterados. La muscovita es escasa. Los minerales opacos se encuentran diseminados, pero principalmente relleno de fracturas.

La matriz está compuesta por clastos de tamaño arcilla y limo; contiene láminas de biotita cloritizada.

De acuerdo a la proporción de matriz, composición de los clastos y angulosidad de los mismos, se determina que la roca es textural y composicionalmente inmadura.

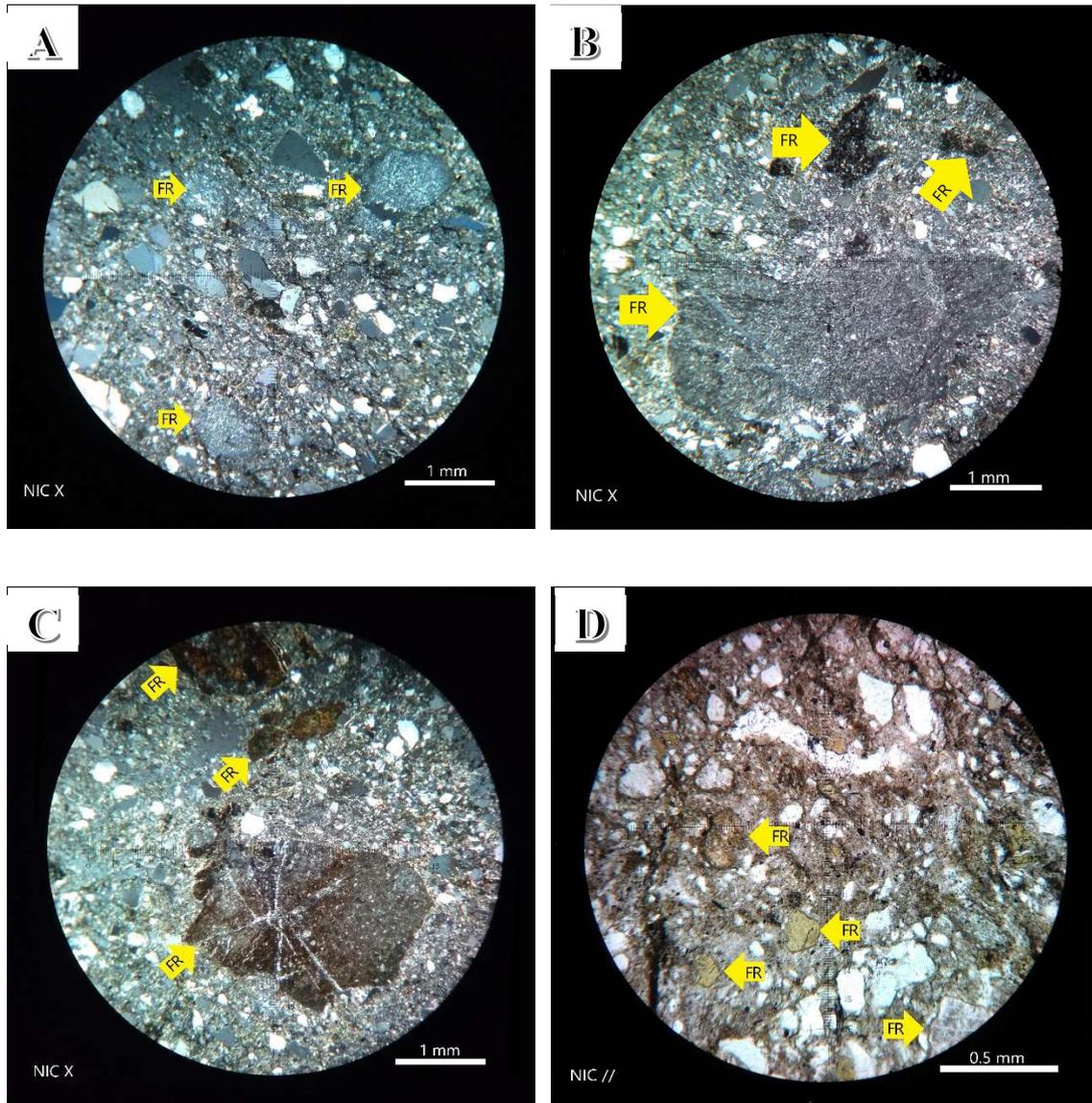


Figura 5- *Grauvaca lítica (RCHM8). A-D. Detalle de los diferentes componentes clásticos y la abundante matriz. C-D. Diferentes fragmentos líticos, en tamaño y composición.*

Muestra RCHM11: Grauvaca lítica (Formación Arroyo del Torreón)

El porcentaje de matriz y la predominancia de fragmentos de roca sobre feldespatos permiten clasificar la sedimentita como grauvaca lítica (Fig. 2). La roca es de grano fino, color pardo-verdoso, matriz soportada. Con lupa de mano pueden distinguirse clastos de cuarzo, fragmentos de roca y muscovita en una matriz fango-limosa. Al microscopio se observa una textura clástica, de pobre selección, escasos clastos que superan los 2 mm, y

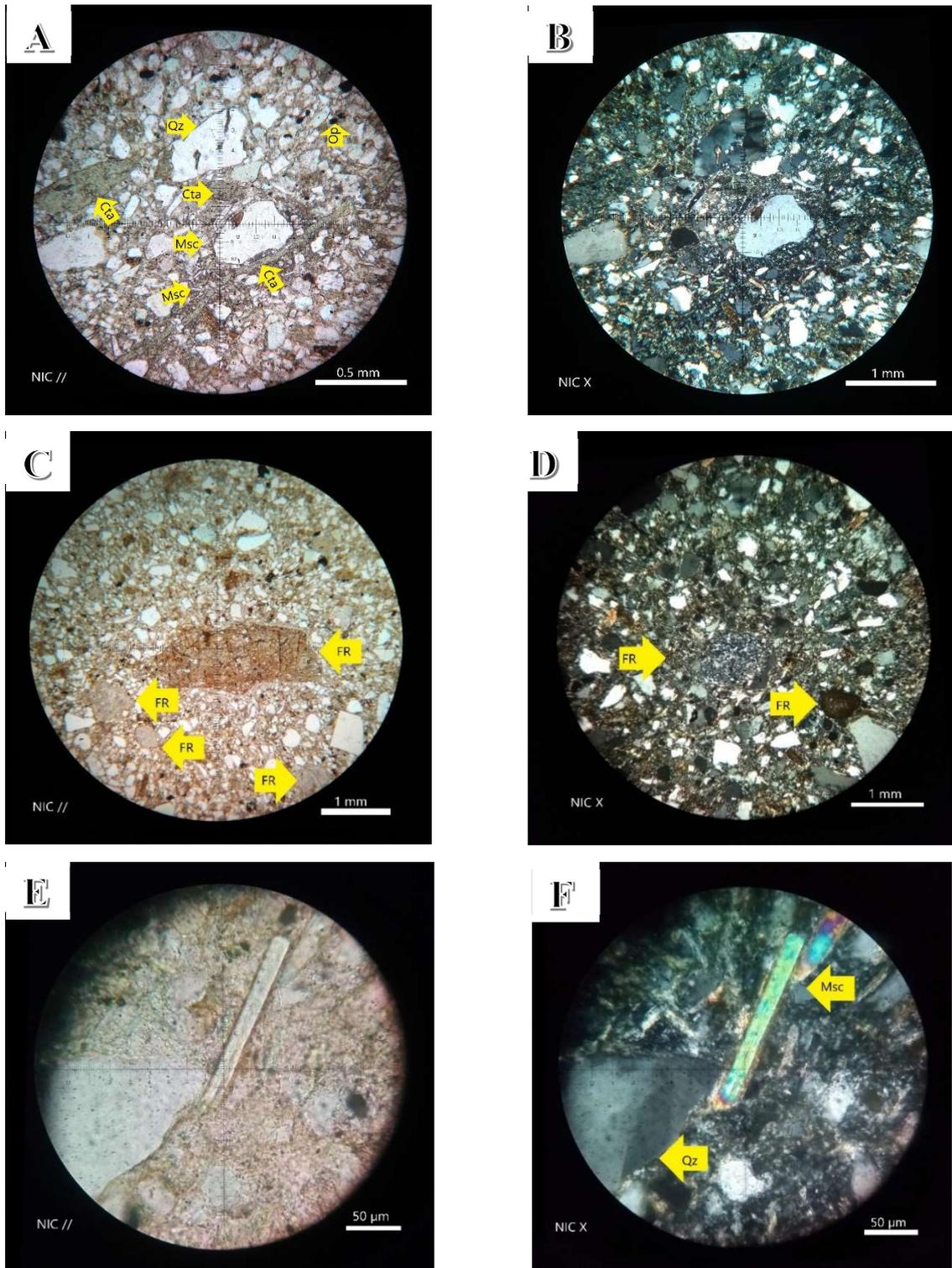


Figura 6- Grauvaca lítica (RCHM11). **A-B.** Detalle de los diferentes componentes clásticos y la abundante matriz. **C-D.** Diferentes fragmentos líticos, en composición y tamaños. **E-F.** Detalles de clastos de Msc y Qz con inclusiones fluidas (origen ígneo).

entre un 55% y 60% de clastos de tamaño arena muy fina a fina, en una matriz limosa a arcillosa (Fig. 6. A-D). El cuarzo predomina entre los clastos siendo principalmente

monocristalino y, en muy menor proporción, con extinción ondulosa o policristalino. También contiene fragmentos de roca de cuarzo microcristalino (Fig. 6. D) y fragmentos de pelita. El nivel de alteración de las plagioclasas es variado, de nulo a medio, caolinitizada. El máximo tamaño de las plagioclasas es de 0,375 mm. La muscovita no está muy alterada (Fig. 6 E-F), las biotitas están más alteradas y con sus límites difusos. Los clastos presentan una esfericidad de baja a intermedia, siendo menos esféricos los de mayor tamaño. El grado de redondez va de anguloso a subanguloso. Con respecto al grado de empaquetamiento, va de flotante a puntual, alcanzando un contacto tangencial en menor medida. Los minerales opacos se encuentran diseminados; el tamaño de grano promedio es limo medio, raramente con tamaño de arena fina. Como mineral de alteración, tiene epidota relleno de cavidades y en venillas.

Según la dispersión de los tamaños de clastos y el porcentaje de matriz fina (mayor al 5%) puede definirse como una sedimentita texturalmente inmadura.

Muestra RCHM15: Cuarzograuvaca (Formación Huaraco)

De acuerdo a que la matriz representa aproximadamente un 20% de la fracción modal y los clastos son principalmente de cuarzo, la roca es clasificada como una cuarzograuvaca (Fig. 2). La sedimentita tiene textura clástica, es blanca en fractura fresca y de color rojizo por alteración. Está compuesta por clastos de tamaño arena fina a media y la selección es regular, con escasos clastos en el rango de 1 a 1,24 mm. El empaquetamiento no es homogéneo, tiene áreas de contacto completo y áreas con contacto tangencial o lineal y mayor proporción de matriz (Fig. 7. A-C). En base al porcentaje de matriz, la roca es clasificada como texturalmente inmadura.

Los clastos de cuarzo son subesféricos, siendo estos monocristalinos, de forma subangulosa a redondeada (Fig. 7. A-B). Tiene clastos de vidrio desvitrificado. Muy pocos clastos de cuarzo tienen extinción ondulosa. La muscovita representa menos del 1%. Los minerales opacos están relleno de cavidades (Fig. 7. A-B), representan entre un 7% y un 8% de la fracción modal. Posee circones detríticos de 0,17 mm de largo.

La matriz está formada por sericita y arcillas (Fig. 7. A-C).

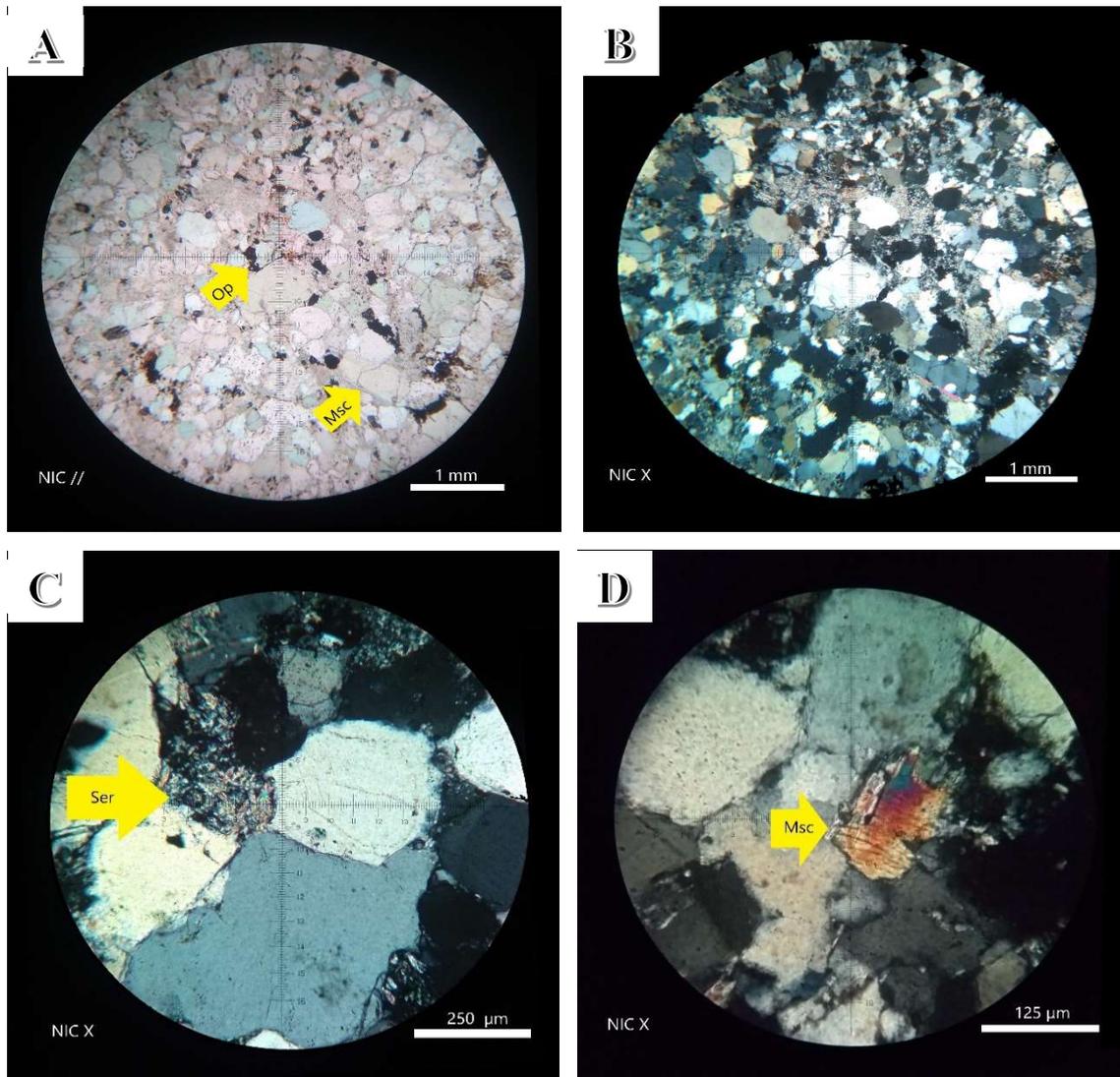


Figura 7- Cuarzograuvaca (RCHM15). A-B. Textura clástica. C-D. Detalle de los componentes clásticos.

Muestra RCHM14: Limolita arcillosa (Formación Huaraco)

La roca es clástica, en fractura fresca es de color gris oscuro y alterada de color marrón claro a violáceo. La roca está compuesta por clastos de tamaños que van principalmente de limo muy fino a limo fino y arcilla. Los clastos tamaño limo medio y grueso son escasos, suman un 2%. La roca presenta una estructura nodulosa, cuyos nódulos alcanzan el tamaño de arena fina y ocupan un 50% de la composición de la roca (Fig. 8. A-D). Los

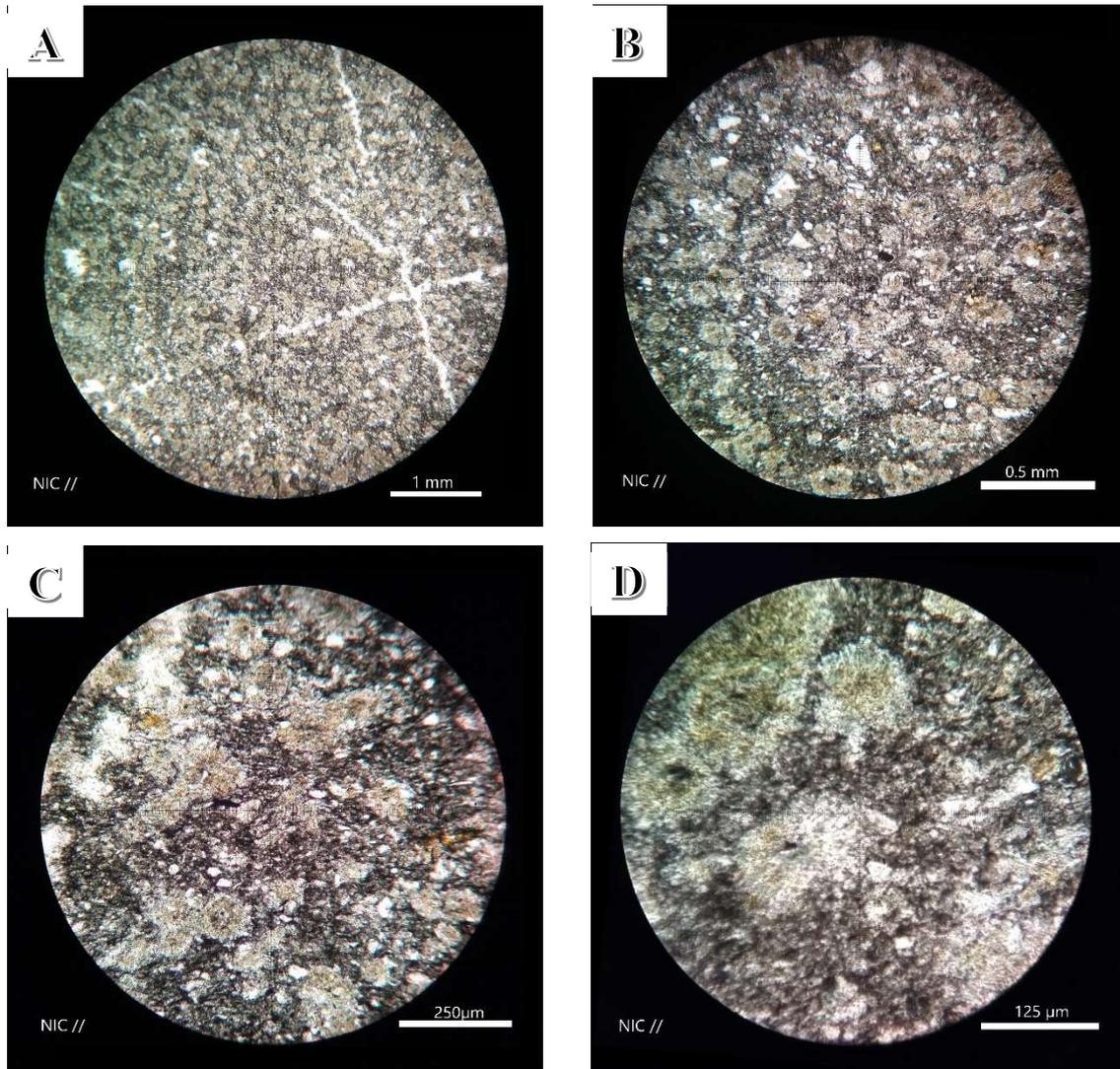


Figura 8- *Limolita arcillosa (RCHM14). A-B. Textura clástica limosa y detalle de la misma. C-D. Detalles de la microestructura nodular.*

clastos con forma tabular están orientados sobre su eje mayor, evidenciando una leve estratificación.

En base al tamaño de clastos, la roca es clasificada como una fangolita o limolita arcillosa.

Muestra RCHM16: Limolita (Formación Huaraco)

La roca es de color gris oscuro a negro en fractura fresca y de color marrón claro a verde claro en las áreas expuestas al intemperismo. La textura es clástica, está formada por clastos de cuarzo, muscovita, material arcilloso y cristales de minerales opacos de tamaño limo muy fino a fino (Fig. 9. A-C). Los minerales opacos están diseminados y representan

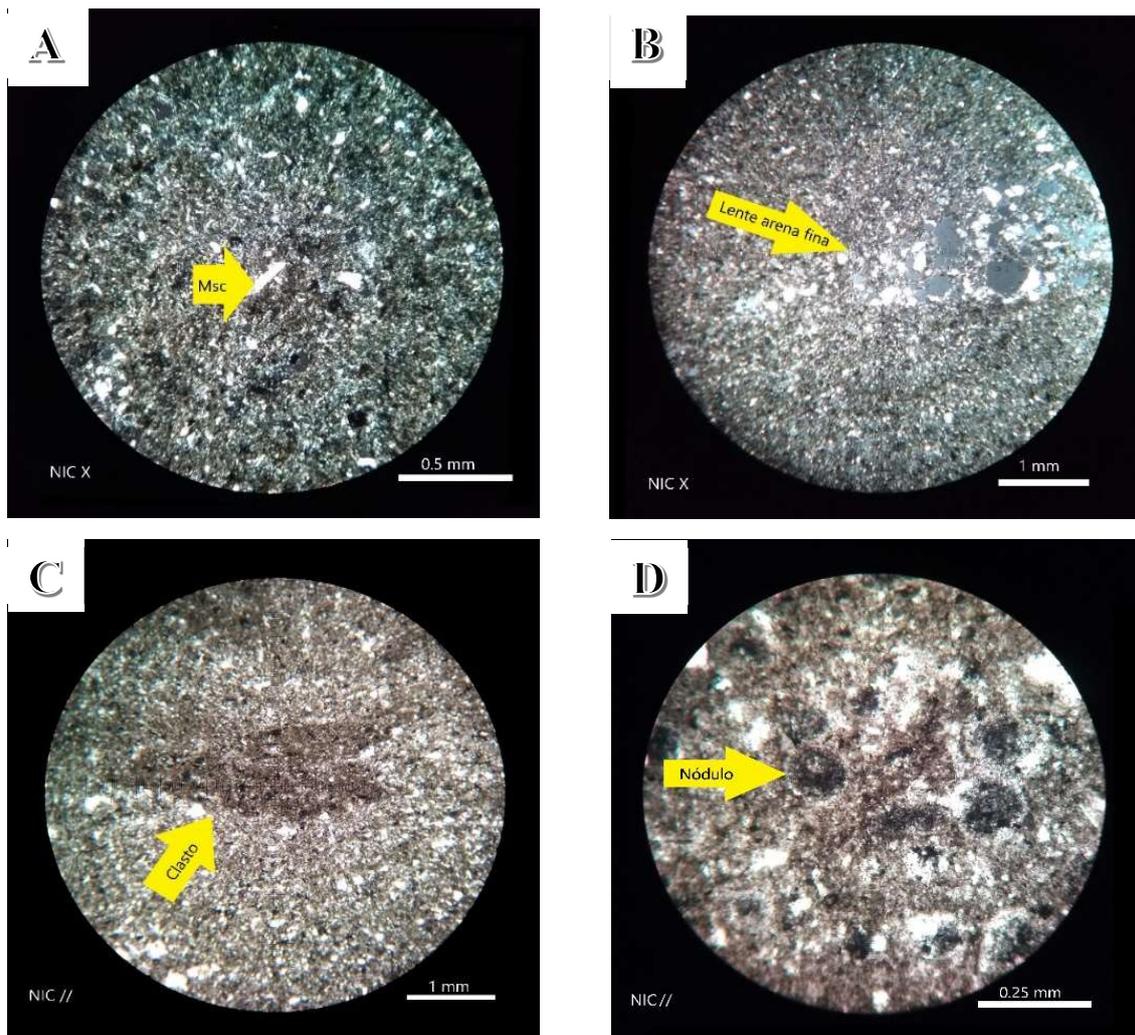


Figura 9- Limolita (RCHM16). **A.** Detalle de la textura clástica fina y su composición mineral. **B.** Microestructura lenticular de clastos de tamaño arena fina. **C.** Fragmento lítico clástico de forma ahusada. **D.** Detalle de nódulos en fragmento lítico (C).

aproximadamente un 2,5% de la fracción modal de la roca. La roca tiene circones con tamaño de 0,0175 mm en su eje mayor.

El tamaño promedio de clastos se encuentra entre limo fino a medio, con clastos aislados que alcanzan el tamaño arena fina 0,175 mm ocupando aproximadamente un 2,5% de la composición de la roca. Al microscopio se puede observar estructuras lenticulares que alcanzan un espesor de 1,5 mm, están formadas por clastos de tamaño arena fina (Fig. 9. B). También posee clastos de tonalidades más oscuras, de forma ahusada, de 1 mm por 3 mm, formados por detritos de menor granulometría (Fig. 9. C); estos clastos están orientados según su eje mayor, y dentro de ellos pueden observarse nódulos de 0,125 mm de diámetro (Fig. 9. D).

En base al tamaño de grano, la roca es clasificada como una limolita.

Muestra RCHM12: Arcilita (Formación Huaraco)

La roca tiene textura clástica con partículas tamaño arcilla (Fig. 10. A-D). En fractura fresca se observa en la roca una mezcla de colores, ocre, marrón, blanco y gris oscuro. El color de alteración es gris oscuro. En lámina delgada se observa que la roca está muy fracturada, con áreas masivas grises y áreas con intercalación de capas finas de color pardo amarillado entre el sedimento gris predominante (Fig. 10. A-D). La roca tiene venillas (Fig. 10.B) de 0,025 mm de espesor con cuarzo y óxidos, otras con un halo de óxido de hierro de 0,033 mm de espesor. Las fracturas tienen minerales opacos y cuarzo. Algunas capas tienen estructuras nodulares con forma semicircular en una matriz foliada, están relativamente alineados y en algunas zonas se ven de forma ovoide, evidenciando deformación (Fig. 10. A, C).

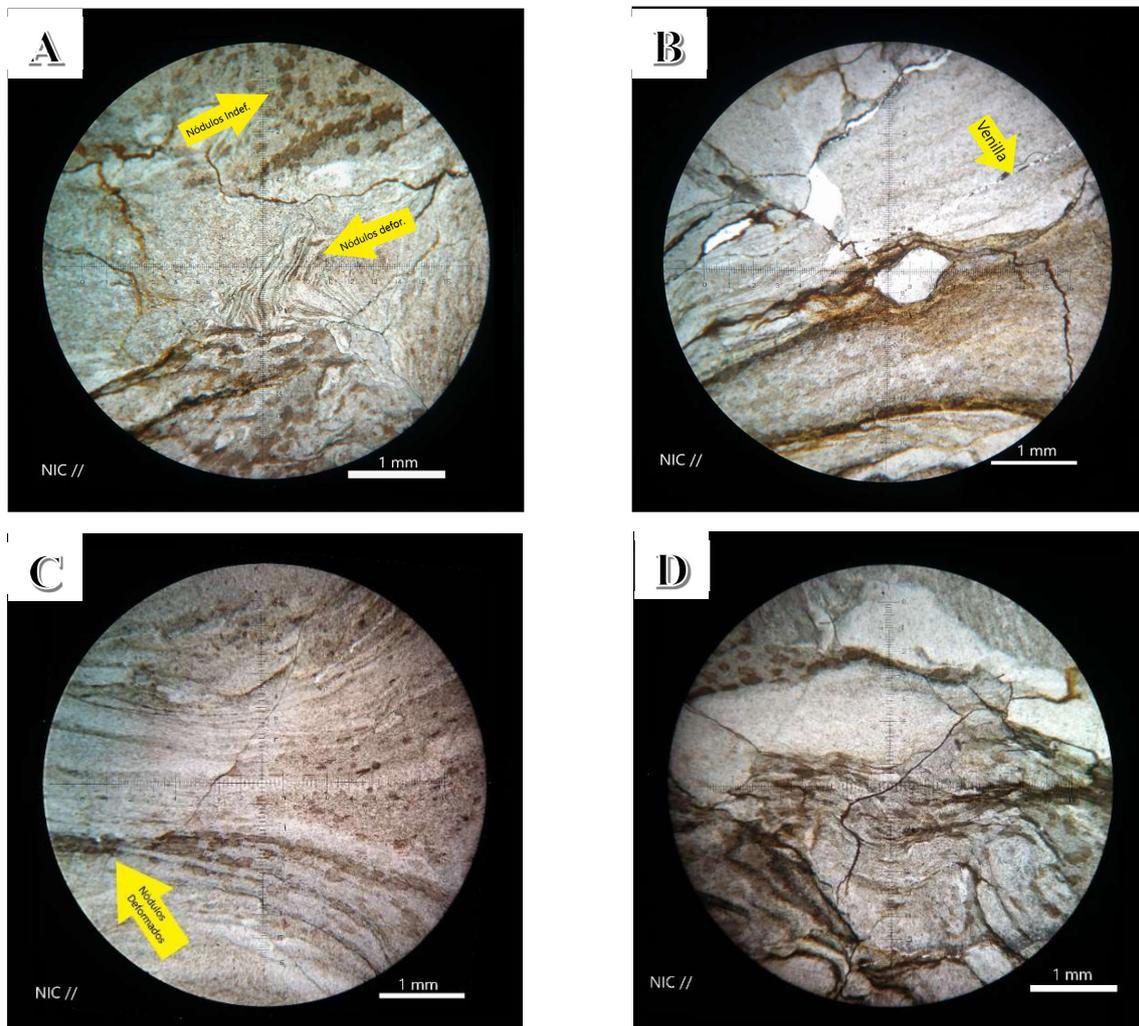


Figura 10- Arcilita (RCHM12). **A, C.** Detalle de la microestructura nodular evidenciando sectores deformados y sectores sin deformación evidente. **B-D.** Detalle de la deformación por fracturas y venillas.

Muestra RCHM4: Toba cristalolítica (Formación Arroyo del Torreón)

La roca tiene textura piroclástica, es de color gris claro con tonos verdosos; está formada principalmente por escasos cristaloclastos y litoclastos de tamaño fino, en una pasta de ceniza fina (Fig. 11. A-D), de color gris con tono verdoso. Los cristaloclastos de cuarzo son angulosos, algunos tienen extinción ondulosa, la mayoría con tamaño menor a 2 mm, siendo escasos los que alcanzan los 3,5 mm. Posee fragmentos de roca, levemente foliadas, de hasta 1 mm de largo en su eje mayor (Fig. 11.B). Presenta cristaloclastos de muscovita que alcanzan los 0,30 mm de largo (Fig. 11.C). Se encuentran además trizas vítreas desvitrificadas. Se observan, en menor proporción, minerales opacos disseminados; cristales micro a criptocristalinos, en parte oxidados. También se encuentran relleno de cavidades, fracturas (Fig. 11.A-D) y reemplazando formas relictuales de biotita. Como mineral accesorio tiene circones (Fig. 11. C-D).

En base a los componentes y tamaños de clastos, la roca es clasificada como una tufita de cenizas o toba cristalolítica.

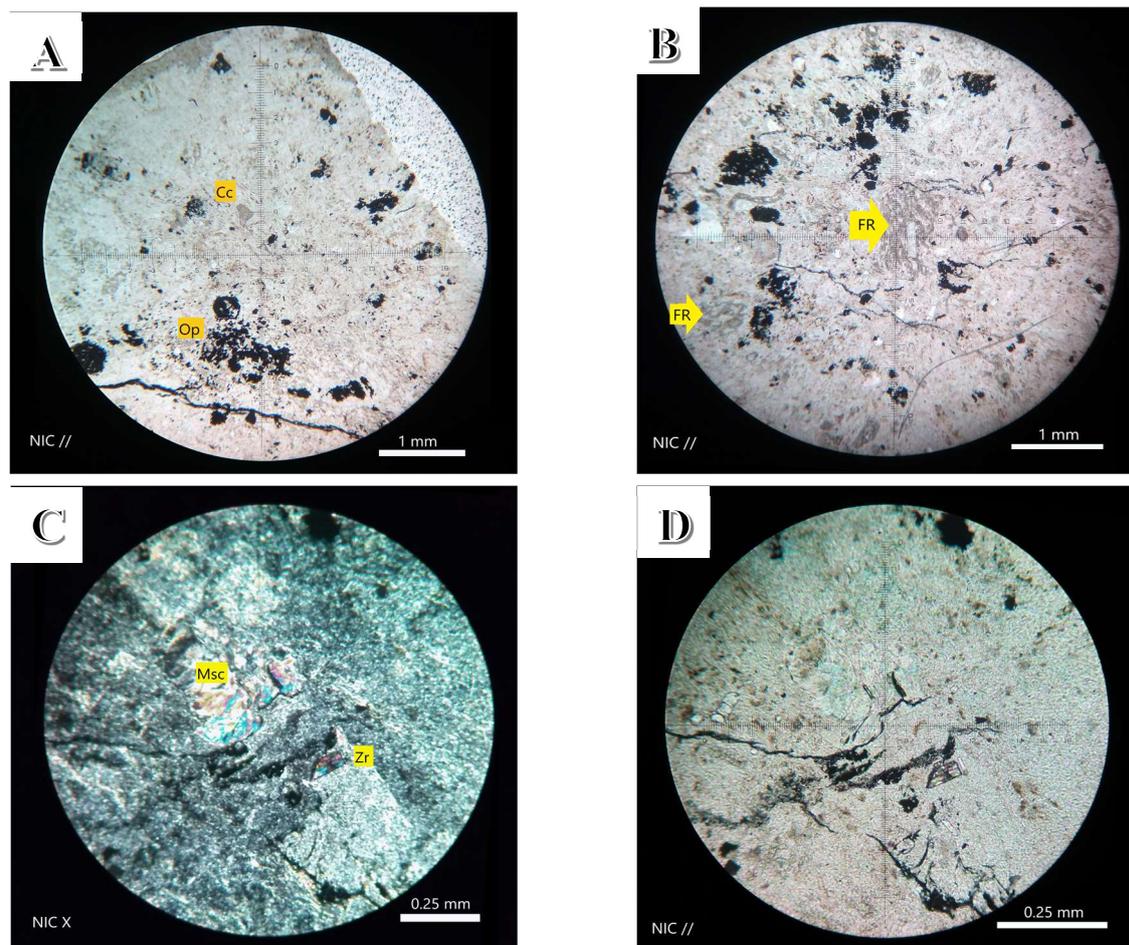
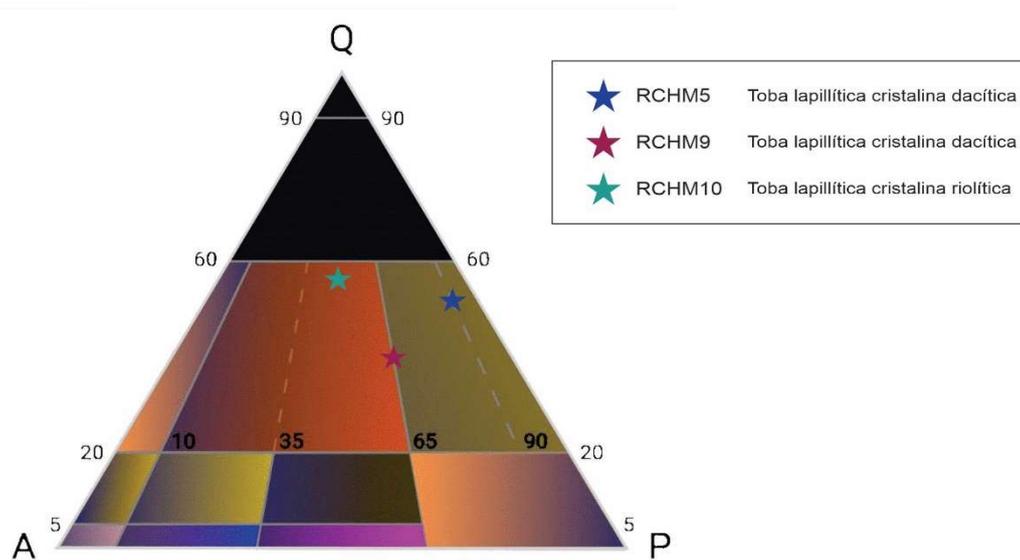


Figura 11 - Toba cristalolítica (RCHM4). **A-D**. Detalle de los diferentes componentes minerales y textura piroclástica. **B**. Cc de Qz y Fr levemente foliados. **C-D**. Cc de Msc, también presente en la matriz (sericita) y Zr como mineral accesorio.

Clasificación composicional de tobas



Toba lapillítica cristalina dacítica			
RCHM5	Σ/n	QAP	% QAP
Plagioclasa	14.29	14.29	41.67
Feldespato	2.14	2.14	6.24
Cuarzo	17.86	17.86	52.09
biotita	6.43		
Matriz	57.71		
opacos	1.57		
	100.00	34.29	100.00

Toba lapillítica cristalina dacítica			
RCHM9	Σ/n	QAP	%QAP
Plagioclasa	6.6	6.6	39.29
Feldespato	3.6	3.6	21.42
Cuarzo	6.6	6.6	39.29
Biotita	0.7	0	0.00
Matriz	82	0	0.00
opacos	0.4	0	0.00
	99.9	16.8	100.00

Toba lapillítica cristalina riolítica			
RCHM10	Σ/n	QAP	% QAP
Plagioclasa	6.00	6.00	20.93
Feldespato	6.67	6.67	23.26
Cuarzo	16.00	16.00	55.81
biotita	3.33		
Matriz	66.00		
opacos	2.00		
	100.00	28.67	100.00

Figura 12- Distribución modal.

Muestra RCHM5: Toba lapillítica cristalina dacítica (Formación Arroyo del Torreón)

En base sus componentes, y a la estimación modal de cristaloclastos, la roca es clasificada como toba cristalina dacítica (Fig. 12). La roca es de color gris claro a rojiza y tiene textura piroclástica, está formada por cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, feldespato y

biotita alterados (Figs. 12 y 13. A-D). También contiene trizas vítreas desvitrificadas y minerales opacos. La matriz está desvitrificada dando una textura felsítica.

El cuarzo generalmente tiene un desarrollo anhedral a subhedral, con engolfamientos rellenos de vidrio desvitrificado (Fig. 13. A), aunque también existen con desarrollo euhedral (Fig. 13. C). Los cristaloclastos de plagioclasa y feldespato están alterados y el desarrollo es subhedral (Fig. 13. B, D). Los cristaloclastos de biotita están muy alterados, algunos contienen inclusión de circones. Los cristales de biotita se encuentran tanto aislados como agrupados, al igual que los de plagioclasa, formando cúmulos. Algunas formas relicticas de biotita están reemplazadas por minerales opacos. Como minerales accesorios contiene cristales euhedrales de apatito y circón (Fig. 13. C).

La roca presenta un sistema de venas de cuarzo, de 0,125 mm de espesor, que se cortan en ángulo recto (Fig. 13. C).

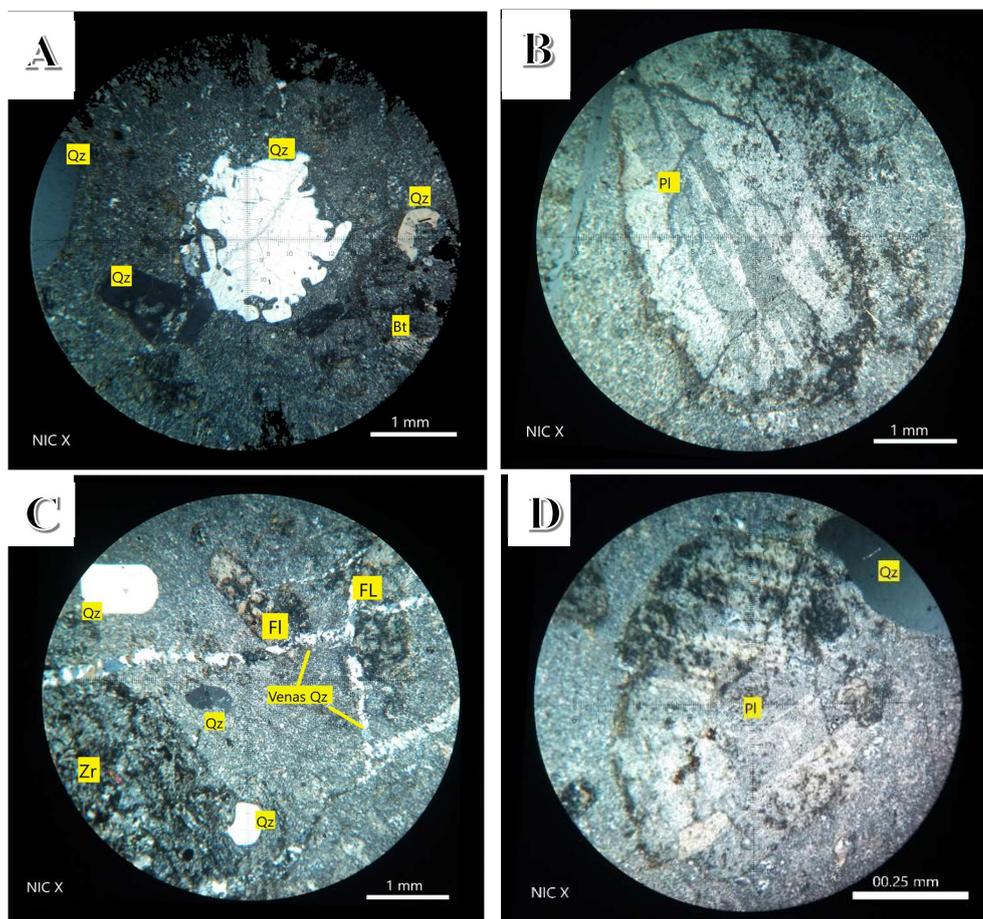


Figura 13 - Toba lapillítica cristalina dacítica (RCHM5). **A.** Detalle de los diferentes componentes minerales y textura piroclástica; en el centro Cc de Qz con engolfamientos y bordes corroídos. **B.** Cc de Pl con maclas, alteración y bordes oxidados en matriz felsítica. **C.** Cc de Qz euhedrales y Zr como mineral accesorio; sistema de venillas de Qz ortogonales. **D.** Cc de Pl alterada.

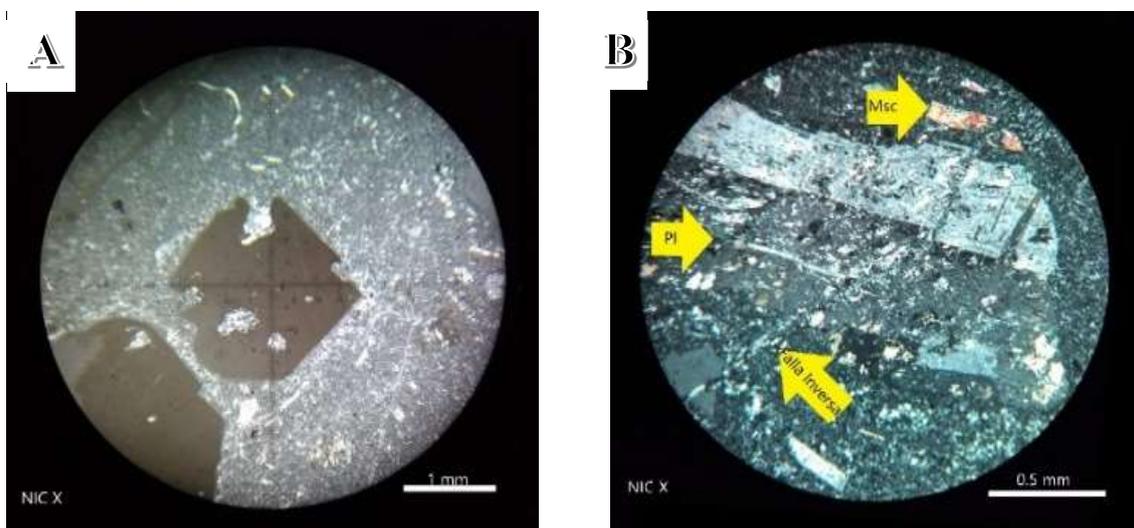
Muestra RCHM9: Toba lapillítica cristalina dacítica (Formación Arroyo del Torreón)

En base a la fracción modal, la roca es clasificada como de composición dacítica (Fig. 12). La roca tiene textura piroclástica (Fig. 14. A-D), es de color marrón muy claro y está compuesta por cristaloclastos de cuarzo, feldespato, plagioclasa, biotita y escasa muscovita, en una matriz afanítica con fragmentos de vidrio desvitrificados. La proporción de matriz es cercana al 80% y está formada por desvitrificación del vidrio volcánico dando a la matriz una textura felsítica (Fig. 14. A-D). Algunos cristaloclastos de cuarzo son euhedrales a subhedrales, tienen engolfamientos con desvitrificación (Fig. 14. A); otros, son angulosos y el tamaño va de 0,1 mm a 5 mm (Fig. 14. A-D). Las plagioclasas son euhedrales, están alteradas y alcanzan tamaños de 5 mm (Fig. 14. B-C). Los cristales de biotita están muy alterados (cloritizados) (Fig. 14. E-F) y alcanzan tamaños de 0,5 mm. Como minerales accesorios presenta circones, en la matriz, y rutilos, como inclusiones en biotitas (Fig. 14. E-F). Los minerales opacos ocupan menos del 1% de la muestra y se encuentran diseminados con tamaños de 0,025 mm (Fig. 14. D).

La alteración sericítica es importante en plagioclasas, feldespatos y matriz.

La roca tiene porosidad secundaria por disolución de minerales, alcanzando el 1% de la muestra. Los poros, a veces, están ocupados por cuarzo microcristalino y calcita. Se puede observar reemplazo parcial de plagioclasa por calcita.

También presenta microfallas inversas (Fig. 14. B) rellenas por cuarzo microcristalino, con espesor y desplazamiento de 0,03 mm.



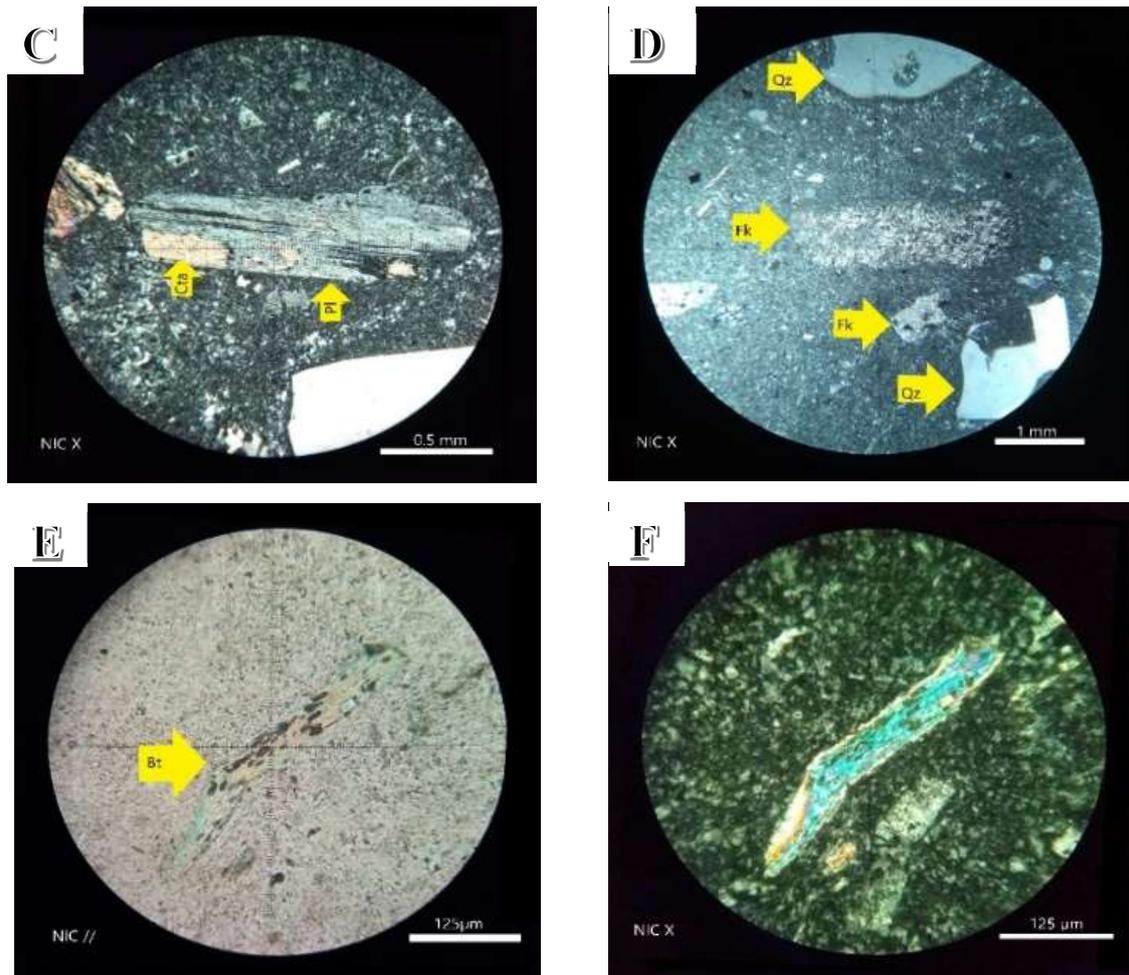


Figura 14 - Toba lapillítica cristalina dacítica (RCHM9). **A.** Piroclastos de Qz engolfados en matriz desvitrificada felsítica. **B.** Piroclastos de Pl y matriz con abundante sericitización; se indica una microfalla inversa. **C.** Piroclastos de Pl alterando a Cta. **D.** Piroclastos de Qz engolfados y con bordes de reacción (arriba) y de Fk muy alterados. **E-F.** Detalle de Bt cloritizada y Rt asociado.

Muestra RCHM10: Toba lapillítica cristalina riolítica (Formación Arroyo del Torreón)

En base a su distribución modal, la composición de la roca es clasificada como riolítica (Fig. 12). La roca es de color predominantemente blanco con tonos verde claro. Tiene textura piroclástica. Está formada por cristaloclastos de cuarzo, feldespato, plagioclasa, biotita y escasos fragmentos de roca. Posee fragmentos de vidrio desvitrificado y áreas con esferulitas (Fig. 15. A-D). Los cristaloclastos más abundantes corresponden a cuarzo, la mayoría tienen desarrollo subhedral en sus caras, con engolfamientos y caras corroídas, aunque también existen con desarrollo euhedral; son angulosos y alcanzan tamaños de 4 mm (Fig. 15 A-D). Los cristaloclastos de plagioclasa están alterados y los feldespatos son

ortoclasa (Fig. 15. C-D). La biotita está alterada, quedando solo formas relicticas ocupadas por óxidos. En las cavidades se desarrollaron primero cristales de cuarzo en forma de drusa y el espacio restante fue ocupado por calcita (Fig. 15 A-B). Los minerales opacos son cristales de pirita y están ocupando pequeñas cavidades de hasta 0,125 mm. Como mineral accesorio se encuentra circón y apatito.

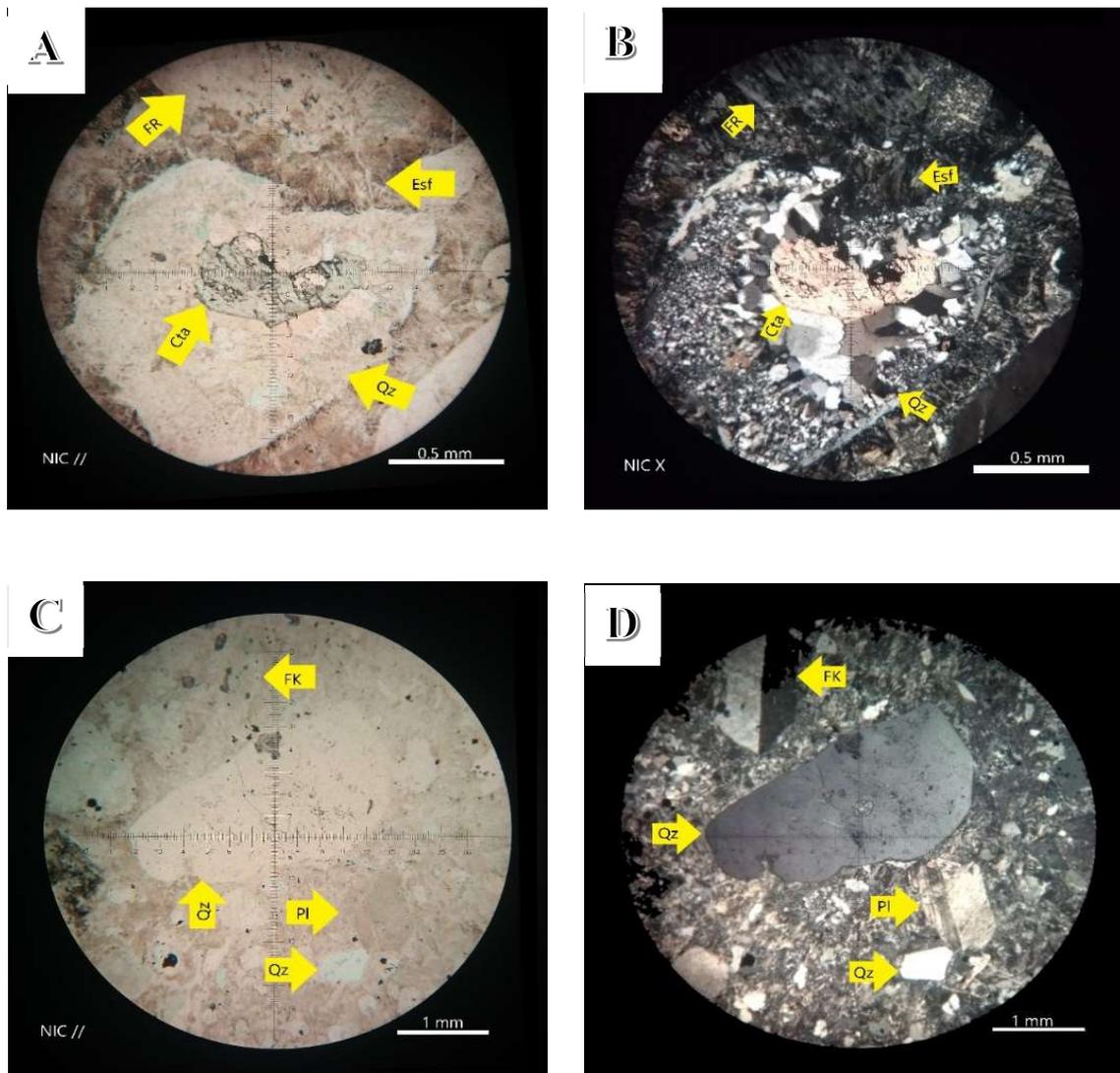
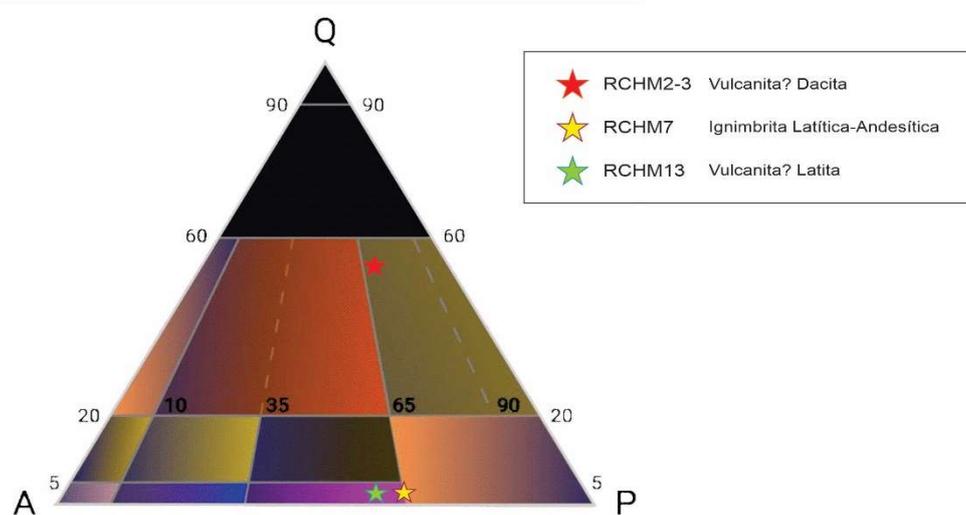


Figura 15- Toba lapillítica cristalina riolítica (RCHM10). A-B. Piroclasto de Qz con cavidades rellenas de Cta y esferulitas. C-D. Detalle de los diferentes cristaloclastos.

Clasificación composicional de vulcanitas



Dacita			
RCHM 2-3	Σ/n	QAP	QAP %
Plagioclasa	12.30	12.3	30.30
Feldespato	5.80	5.8	14.29
Cuarzo	22.50	22.5	55.42
Biotita	6.10		
Muscovita			
Matriz	53.20		
opacos	0.10		
Fragmentos líticos			
	100	41	100

Ignimbrita latítica-andesítica			
RCHM7	Σ/n	QAP	% QAP
Plagioclasa	11.67	11.67	0.64
Feldespato	6.67	6.67	0.36
Cuarzo			
calcita	6.66		
Muscovita			
Matriz	74		
opacos	1		
Fragmentos líticos			
	100	18.34	100.00

Latita			
RCHM13	Σ/n	QAP	% QAP
Plagioclasa	6.40	6.40	55.17
Feldespato	5.20	5.20	44.83
Cuarzo			
Biotita			
Clorita			
Matriz	76.40		
opacos	2.00		
amígdalas	10.00		
	100	11.60	100.00

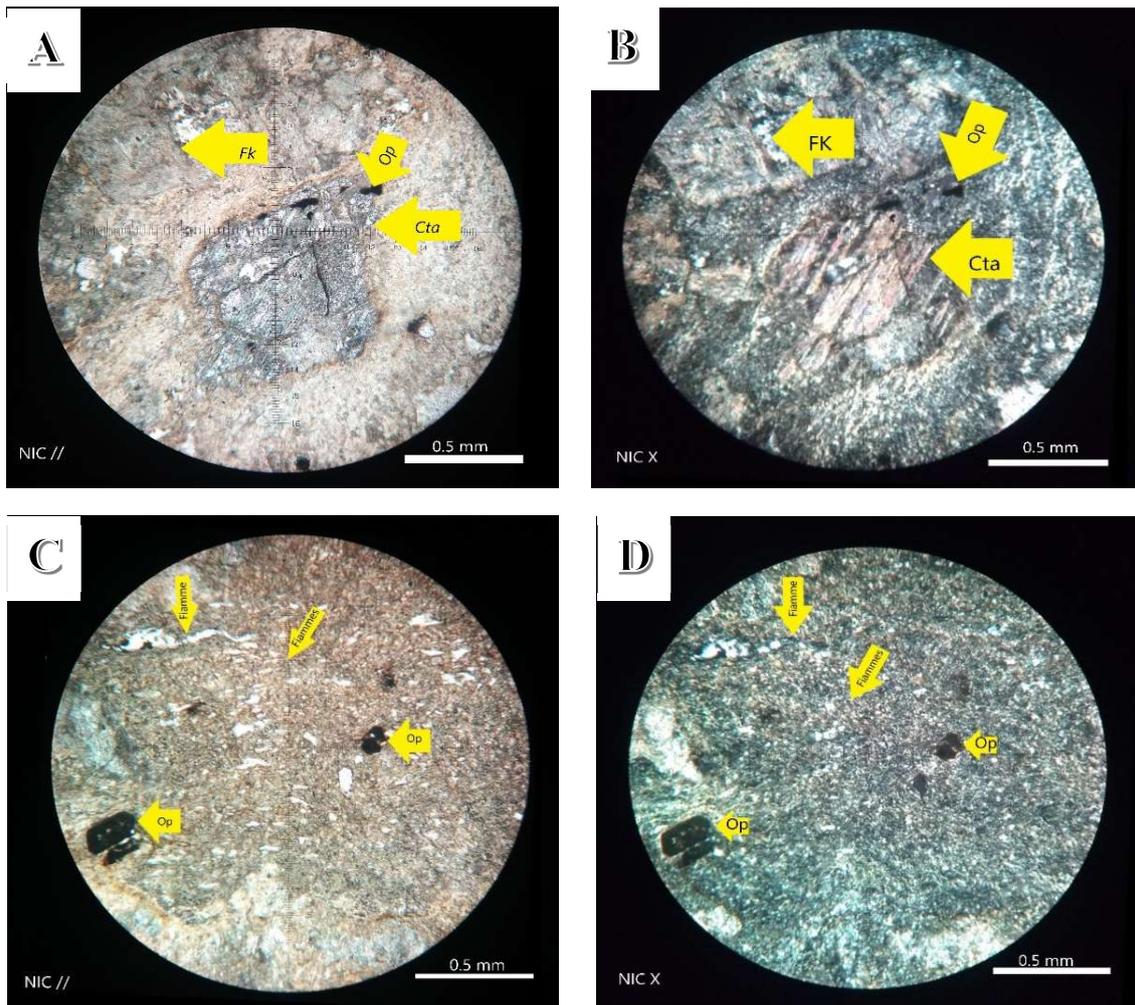
Figura 16- Distribución modal.

Muestra RCHM7: Ignimbrita latítica-andesítica (Formación Arroyo del Torreón)

La roca es color gris verdoso, compuesta por cristaloclastos angulosos y cavidades con minerales opacos en una matriz desvitrificada con una textura fluidal (Fig. 17. A-F).

Al microscopio se observa una alteración general de la roca, los cristaloclastos son principalmente plagioclasa caolinitizadas de hasta 1,6 mm con el maclado polisintético muy enmascarado. Los cristaloclastos de feldespato y plagioclasa, también muy alterados, alcanzan tamaños de hasta 0,6 mm (Fig. 17. A-B, F). Los demás componentes son fiammes desvitrificados, dando a la roca una textura eutaxítica (Fig. 17. C-E), y vitroclastos (tabiques fracturados, trizas, Fig. 17. E). El cuarzo es muy escaso, algunos cristaloclastos euhedrales alcanzan los 0,25 mm. Los minerales opacos representan un 7% aproximadamente, identificándose cristales cúbicos de pirita, tanto diseminados como rellenando cavidades (Fig. 17. A-C, E-F). Posee apatito como mineral accesorio y calcita como mineral secundario como reemplazo y rellenando cavidades (Fig. 17.A-B).

De acuerdo a estas características, la roca es clasificada como una ignimbrita probablemente de composición latítica-andesítica.



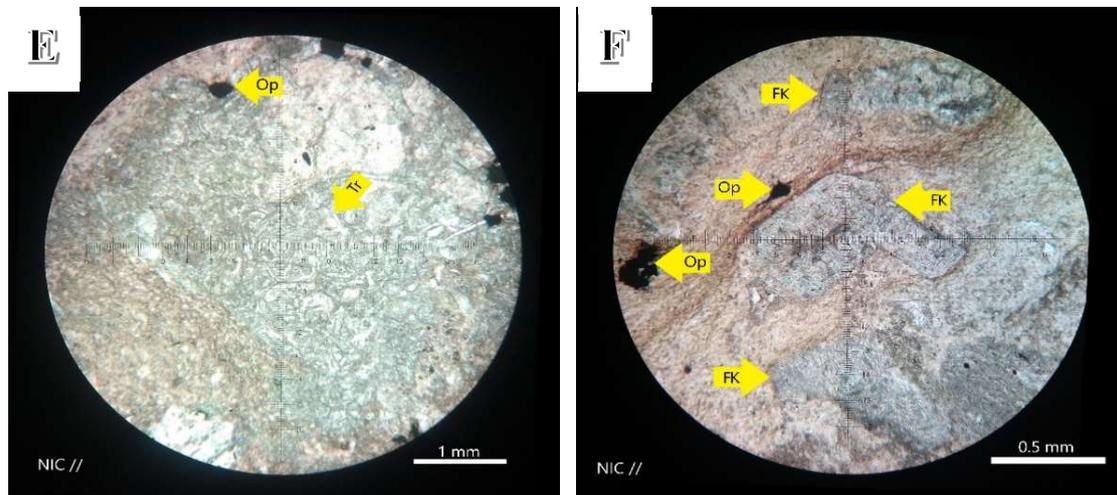


Figura 17- Ignimbrita latítica-andesítica (RCHM7). **A-B.** Detalle de los diferentes componentes piroclásticos y la alteración calcítica. **C-D.** Detalle de la textura eutaxítica. **E.** Detalle de las trizas vítreas. **F.** Detalle de la alteración pronunciada.

Muestra RCHM13: Latita (Formación La Premio)

En base a la estimación modal de fenocristales y a la textura microporfírica y traquítica, la roca es clasificada como volcánica o subvolcánica de composición latítica (Fig. 16). La roca en fractura fresca es de color violáceo y en afloramiento es negra, rugosa y muy compacta; tiene textura microporfírica con fenocristales tabulares de feldespatos, plagioclasas, amígdalas con calcita y sílice, y mafitos en una pasta afanítica microcristalina (Fig. 17. A-D). Los fenocristales de sanidina, ortoclasa y plagioclasa son euhedrales, alcanzan tamaños entre 2 y 3 mm y tienen parches de alteración caolinítica (Fig. 17. C-D). La proporción de fenocristales es del 12,5% y de amígdalas del 8%. La matriz está formada por vidrio volcánico, una gran proporción de minerales opacos, y microlitos de plagioclasa y feldespato orientados sobre su eje mayor, dando a la roca una microtextura traquítica (Fig. 17. A-B). Como mineral accesorio hay cristales de apatito con desarrollo euhedral y un tamaño máximo en sección basal de 0,15 mm.

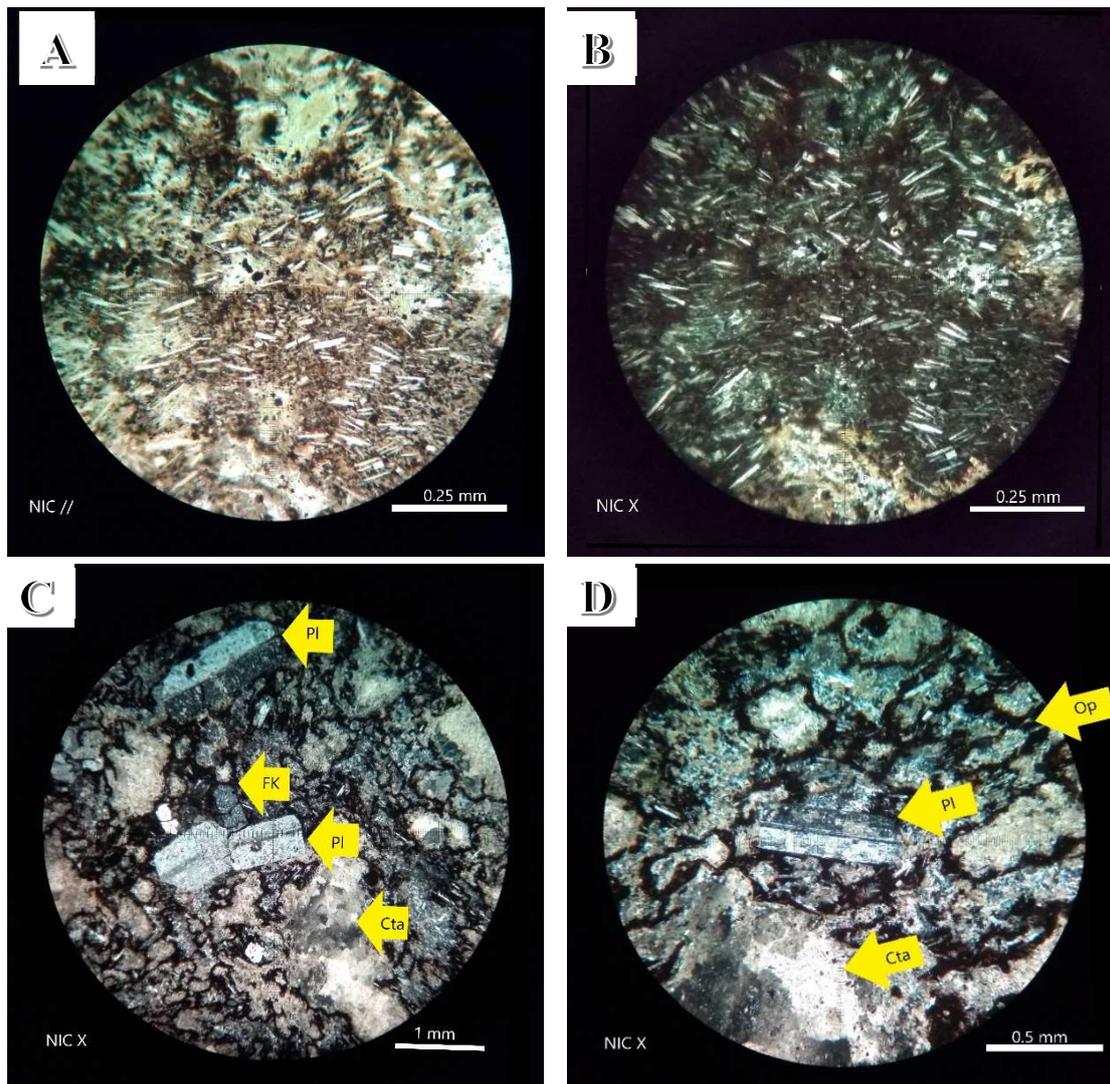


Figura 18 - Latita (RCHM2-RCHM13). **A-B.** Detalle de la microtextura traquítica. **C-D.** Detalle de los fenocristales en textura microporfírica y la profusa alteración calcítica y oxidación.

Muestra RCHM2; RCHM3: Dacita (Formación La Premio)

En base a la estimación modal de fenocristales, la muestra es clasificada como de composición dacítica (Fig. 16). La roca es de color rosado muy claro, inequigranular, de textura porfírica (Fig. 19. A-C), con fenocristales de plagioclasa euhedrales de hasta 6 mm, algunos con microtextura mirmequítica (Fig. 19.D); cuarzo con desarrollo anhedral a euhedral, alcanzando tamaños de aproximadamente 5 mm, la mayoría con

engolfamientos rellenos de vidrio desvitrificado (Fig. 19.A); y biotita con tamaños promedio de 2 mm, algunas biotitas contienen cristales secundarios de rutilo (Fig. 19.E) como también inclusiones de circones. La roca contiene formas relícticas de minerales reemplazados por cuarzo microcristalino. Algunos cristales de cuarzo y feldespato están fracturados (Fig. 19.B-C, F).

La pasta es afanítica y tiene esferulitas, dando una textura felsítica y esferulítica (Fig. 19. A-D, F). Las esferulitas son de color rosa, blanco y, en menor proporción, verde claro.

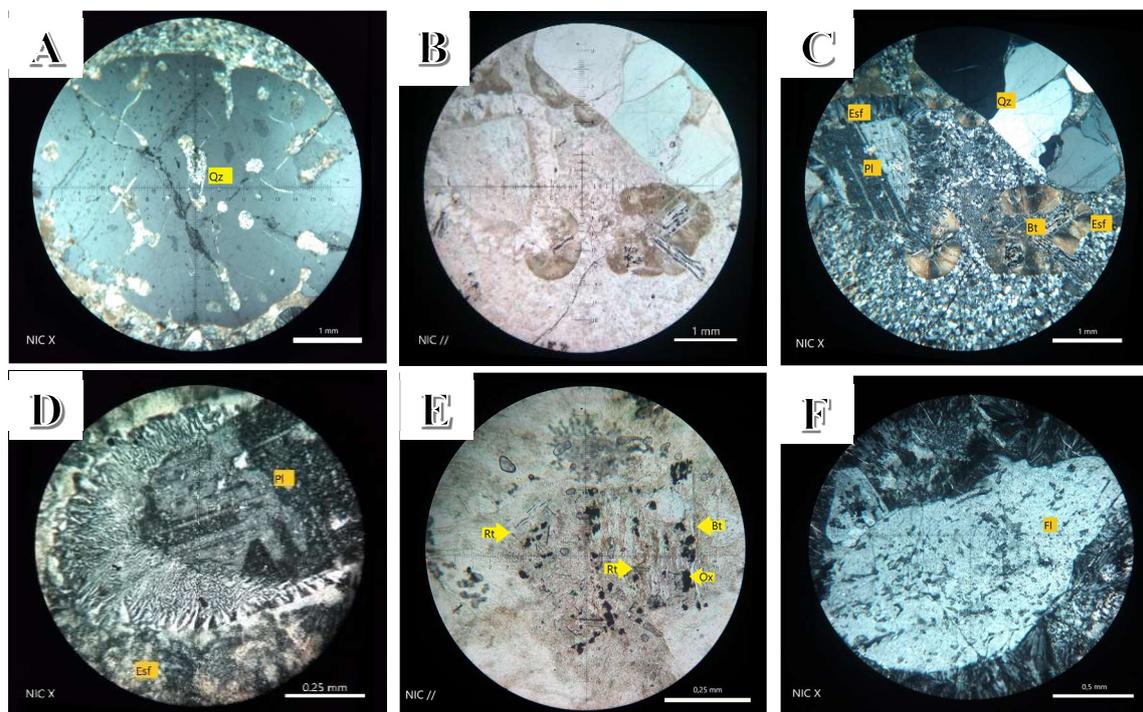


Figura 19 - Dacita (RCHM2-RCHM3). **A.** Engolfamientos en fenocristal de Qz en textura porfírica. **B-C.** Detalle de la composición mineral y texturas porfírica, felsítica y esferulítica. **D.** Microtextura mirmequítica involucrando un cristal de Pl y la matriz vítrea desvitrificada. **E.** Detalle de minerales máficos. **F.** Fenocristal de F en matriz esferulítica.