

Tesis de Doctorado en Geología

ESTUDIO DE LA FRACTURACIÓN ASOCIADA A LA DIAGÉNESIS ESTRUCTURAL:

*Su aplicación en el análisis de la deformación de elementos
del sistema petrolero dentro del ámbito de las Sierras
Australes-Cuenca de Claromecó*

Lic. en Ciencias Geológicas Giselle Choque

Directoras: Dra. Renata Nela Tomezzoli / Dra. Natalia Beatriz Fortunatti

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctora en Geología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Departamento de Geología durante el período comprendido entre el 27 de Septiembre de 2019 y el 8 de Julio de 2025, bajo la dirección de la Dra. Renata Nela Tomezzoli, Profesor Adjunto del Departamento de Geología de la Universidad Nacional de La Pampa e Investigador Principal del CONICET; y la Dra. Natalia Beatriz Fortunatti, Profesor Adjunto del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur.

Lic. Giselle Choque

Bahía Blanca, 8 de Julio de 2025

Departamento de Geología

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

Choque Giselle



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

Subsecretaría de Posgrado

La presente tesis ha sido aprobada el 29/08/25 mereciendo la calificación de 10 (Diez).

La presentación de la versión final de la tesis deberá estar acompañada por una licencia de depósito en el Repositorio Institucional Digital y un documento en soporte digital, según las normas que establezca la Subsecretaría de Posgrado, que contenga las siguientes declaraciones:

La versión final digital de tesis presentada se entrega como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctora en Geología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Departamento de Geología durante el período comprendido entre el 27/09/2019 y el 08/07/2025, bajo la dirección de la Dra. Renata Nela Tomezzoli del Instituto de Geociencias Basicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires y la Dra. Natalia Fortunatti.

Choque Giselle

Lic. Giselle Choque

Certifico/amos que en la versión final digital de tesis presentada fueron incluidos los cambios y correcciones sugeridas por los jurados.

Dra. Natalia Fortunatti

Dra. Rena Nela Tomezzoli

Para la suscripción de este documento, en caso de que la/el tesista y/o las/os directoras/es no cuenten con firma digital, será de aplicación el procedimiento establecido en la resolución CSU- 666/22.

Dedico este trabajo a mis padres.

A mi papá, de quien aprendí la constancia y la perseverancia en cada paso que doy.

Y a mi mamá, por su valentía, su convicción y, sobre todo, por la fuerza con la que siempre nos sostuvo.

Agradecimientos

A lo largo de este camino que hoy concluye, muchas personas y espacios fueron fundamentales para que esta tesis doctoral pudiera realizarse. A todas ellas, mi gratitud más profunda.

En primer lugar, deseo agradecer a mis directoras: **Dra. Natalia Fortunatti** y **Dra. Renata Tomezzoli** por su guía, su paciencia y su compromiso constante. Gracias por acompañarme en cada etapa, por impulsarme a crecer como científica y como persona.

Agradezco a las instituciones **CIC** y **CONICET** por la beca otorgada, y a la **Universidad Nacional del Sur** por brindarme el espacio académico y humano en el cual me formé. Este trabajo es también fruto de la confianza depositada en mí durante estos años.

A mis compañeros del departamento, colegas, amigos de laboratorio y de campo, gracias por las charlas, los debates, las risas en los momentos más inesperados y por hacer que el proceso de investigación sea mucho más liviano. Cada gesto de acompañamiento dejó una huella.

A mi familia, por sostenerme incluso a la distancia, por celebrar cada avance y por recordarme quién soy cuando las exigencias parecían demasiado grandes. Gracias por ser mi base siempre.

A mis amigos, por escucharme, por las palabras de ánimo y por recordarme que detrás de cada esfuerzo había un sueño cumpliéndose. Su compañía hizo que este camino no fuera solitario.

Finalmente, me agradezco a mí misma. Por no soltar, por seguir incluso cuando el cansancio pesaba, por confiar en mí. Este logro también es un acto de crecimiento y de amor propio.

A todos, gracias.

RESUMEN

La Cuenca de Claromecó, localizada geográficamente en el centro-este de la provincia de Buenos Aires, Argentina, es considerada desde el punto de vista petrolero como una cuenca de frontera. Su importancia económica y energética radica en la presencia de niveles de carbón en subsuelo y gas metano asociado, registrados en los pozos exploratorios. En esta cuenca se ha definido un sistema petrolero potencial denominado Tunas-Tunas, fundamentado en la cantidad (contenido de Carbono Orgánico Total), calidad (tipos de macerales del carbón) y madurez (reflectancia de vitrinita) de la materia orgánica. Estos parámetros indican que la Formación Tunas se encuentra en una etapa de mesogénesis intermedia a tardía, favorable para la generación de hidrocarburos. Esta tesis se enfoca en el análisis detallado de la Formación Tunas (Pérmico) a partir de los registros de subsuelo del pozo PANG0003 en la Cuenca de Claromecó. El objetivo principal es caracterizar la fracturación natural presente en esta unidad, aportando un nuevo enfoque al estudio de la formación. Particularmente, se busca describir las fracturas en litologías de interés como roca generadora, reservorio y/o sello: fangolitas carbonosas, areniscas de muy baja permeabilidad y carbón que actúan además como reservorios no convencionales de gas metano.

Los resultados permitieron caracterizar las fracturas naturales cementadas a partir de sus atributos geométricos y petrográficos. Las aperturas cinemáticas presentan una distribución log-normal, con una media de 1,5 mm. Se identificaron sets principales de fracturas según el ángulo de intersección con respecto al eje del pozo (subperpendiculares, horizontales y conjugadas). Las longitudes de las fracturas están condicionadas por el diámetro y la extensión de la muestra recuperada. Se reconocen fracturas parcialmente cementadas, deformadas (*gouge* y *slickensides*), y con distintas configuraciones topológicas: desde aisladas hasta interconectadas.

A partir de la frecuencia de fracturas (fracturas/ metro), el pozo fue dividido en tres secciones para su análisis: basal (900–700 mbbp), media (700–500 mbbp) y superior (500–171 mbbp). Las diferencias entre estas unidades no solo radican en la litología, sino también en el estilo de fracturación. Se identificaron fracturas extensionales, de cizalla y mixtas o híbridas. Asimismo, se reconocieron tres dominios litofaciales principales —areniscas canalizadas y masivas, fangolitas carbonosas y fangolitas tobáceas— que controlan la distribución y densidad de fracturas. La sección basal, dominada por areniscas y fangolitas carbonosas, presenta patrones de fracturación fuertemente clusterizados ($CV > 1$), con densidades de hasta 13 fracturas por metro. La sección media presenta un patrón mixto, mientras que la superior concentra nuevamente fracturas en niveles tobáceos. El análisis petrográfico microscópico reveló que los cementos de las fracturas están dominados por cuarzo y calcita, con laumontita

presente en las secciones media y superior, y en menor proporción, pirita. Se reconocieron morfologías de cementos *blocky*, *elongated blocky* y fibrosas, con sobrecrecimientos sintaxiales exclusivos en el cuarzo y antitaxiales en la calcita. Entre las fracturas cementadas a escala microscópica se identificaron fracturas hidráulicas, *shear veins*, *bedding-parallel fibrous veins (beef)* y fracturas de drenaje.

El estudio de inclusiones fluidas bifásicas fluorescentes en cuarzo y calcita, especialmente en la sección basal, evidenció la presencia de hidrocarburos líquidos y gases dentro de la ventana de generación. Los parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética indican una mayor deformación en las facies basales, en correlación con la frecuencia de fracturas. Por otro lado, los registros de pozo permitieron identificar al menos diez niveles de carbón caracterizados por baja densidad y alta porosidad en la base del pozo, mientras que la parte superior corresponde a una sucesión silicoclástica más compacta. Además, los logs convencionales como el caliper y el registro sísmico funcionarían como una metodología alternativa para identificación de fracturas en subsuelo

Se concluye que la fracturación, circulación de fluidos diagenéticos y orgánicos pueden correlacionarse y enmarcarse en eventos tectónicos a escala regional desde la evolución de la cuenca de Claromecó como su relación siendo un flanco exhumado de la Cuenca del Colorado.

ABSTRACT

Claromecó Basin, located in east-central Buenos Aires Province (Argentina) is considered as a frontier basin from a petroleum perspective. Its economic and energetic interest from coal-seams intervals and associated methane identified in exploration PANG0001 and PANG0003 wells. On the basis of total organic carbon, maceral composition and vitrinite reflectance data, a potential petroleum system, Tunas-Tunas?, has been proposed, which places the Tunas Formation in the late mesogenesis stage, favourable for hydrocarbon generation.

This thesis presents a detailed study of the Permian Tunas Formation in PANG-0003 well, with a particular focus on the characterisation of natural fractures from mesoscopic to microscopic scales. Particular attention is given to the lithologies that have been identified as potential unconventional reservoirs, namely very low-permeability sandstones and organic-rich mudrocks/coals, which could serve as coal-bed methane reservoirs. Fracture apertures follow a log-normal distribution (mean \approx 1.5 mm, with outliers up to 5 cm) and three principal fracture sets (sub-perpendicular, horizontal, and conjugate) were identified based on their intersection angles relative to the borehole axis. The fractures range from isolated to interconnected networks and include partially cemented and deformed varieties, such as gouge and slickensides.

Based on fracture frequency (fractures per meter), the well was divided into three sections: basal (900–700 m bbp), middle (700–500 m bbp) and upper (500–171 m bbp). Each interval differs not only in lithology but also in fracture style, with extensional, shear and hybrid fractures. Three major lithofacies domains—channeled and massive sandstones, carbonaceous mudrocks and tuffaceous mudrocks—control fracture distribution and density. The basal interval, dominated by sandstones and carbonaceous mudrocks, exhibits strongly clustered fracturing ($CV > 1$) with densities up to 13 fractures per meter. The middle interval displays a mixed pattern, while the upper interval again concentrates fractures within tuffaceous layers.

Microscopic petrographic analysis shows that the fracture cements are dominated by quartz and calcite. Laumontite is present in the middle and upper sections, along with minor amounts of pyrite. The cement morphologies include blocky, elongated-blocky and fibrous forms. Quartz displays syntaxial overgrowths, whereas calcite exhibits antitaxial growth. Microscopically, the following fractures and veins were identified: hydraulic fractures, shear veins, bedding-parallel fibrous veins ('beef') and drainage fractures. Biphasic fluorescent fluid inclusions in quartz and calcite, especially in the basal section, record pulses of liquid hydrocarbons and gas within the generation window. Magnetic-susceptibility anisotropy parameters indicate higher deformation in the basal facies, which correlates with fracture frequency. Conventional logs also reveal at least ten low-

density, high-porosity coal seams at the base, whereas the upper interval comprises a compact siliciclastic succession. Caliper and sonic logs are useful additional methods for detecting open fractures. In conclusion, fracturing, diagenetic and organic fluid circulation, and magnetic fabric can all be linked to the regional tectonic events that shaped the evolution of the exhumed Claromecó Basin flank of the adjacent Colorado Basin.

Tabla de contenido

Capítulo 1	: INTRODUCCIÓN	13
1.1	Introducción	14
1.1.1	Ubicación del área de estudio	15
Capítulo 2	: OBJETIVOS	17
2.1	Objetivos.....	18
Capítulo 3	: MARCO GEOLÓGICO	19
3.1	Antecedentes y marco geológico	20
3.1.1	Evolución tectónica	21
3.1.2	Estratigrafía.....	23
3.1.3	Registros de subsuelo de la Cuenca de Claromecó.....	25
3.1.4	Deformación.....	26
3.1.5	Estructura.....	26
Capítulo 4	: ANTECEDENTES EXPLORATORIOS	30
4.1	Antecedentes exploratorios en la Cuenca de Claromecó.....	31
Capítulo 5	: METODOLOGÍA	36
5.1	Metodología	37
5.2	Caracterización de atributos de las fracturas	39
5.2.1	Intensidad de fracturas o frecuencia de fracturas.....	42
5.2.2	Relaciones entre fracturas	42
5.2.3	Organización espacial de las fracturas.....	42
5.2.3.1	Espaciamiento	42
5.2.4	Relación espesor vs. número de fracturas	44
5.2.5	Microscopía óptica convencional.....	45
5.2.6	Microscopía por catodoluminiscencia (CL).....	47
5.2.7	Difractometría de rayos X (DRX).....	48
5.2.8	Microanálisis de rayos X por energía dispersada (SEM-EDS)	49
5.2.9	Petrografía de inclusiones fluidas.....	50
5.2.10	Relación entre parámetros Anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) y frecuencia de fracturas	52
5.2.11	Análisis de registros de pozos.....	52
Capítulo 6	: RESULTADOS.....	54
6.1	Geología de la Formación Tunas en afloramiento: SE de la Sierra de Pillahuincó.....	55
6.1.1	Perfiles sedimentarios	57
6.1.2	Descripción petrográfica de las litofacies reconocidas	57

6.1.3	Descripción de fracturas.....	60
6.2	Geología de la Formación Tunas en subsuelo.	66
6.2.1	Pozo PANG0003.....	66
6.2.2	Caracterización de fracturas	84
6.3	Descripción petrográfica de fracturas cementadas	113
6.3.1	Descripción petrográfica macroscópica.....	113
6.3.2	Descripción petrográfica microscópica	118
6.4	Análisis de los cementos en fracturas	157
6.4.1	Cátodoluminiscencia (CL)	157
6.4.2	Paragénesis	165
6.4.3	Difractometría de rayos x (DRX)	168
6.4.4	Microanálisis de rayos X por energía dispersada (SEM-EDS) bajo microscopio electrónico de barrido.....	173
6.5	Petrografía de inclusiones fluidas	178
6.5.1	Sección basal (900 mbbp-700 mbbp).....	178
6.6	Relación entre parámetros Anisotropía de Susceptibilidad magnética (ASM) y frecuencia de fracturas	190
6.6.1	Frecuencia de fracturas	194
6.6.2	Parámetros ASM y frecuencia de fracturas	197
6.7	Análisis de registros de pozos.....	202
6.7.1	Identificación de litologías	202
6.7.2	Fracturas en subsuelo.....	209
Capítulo 7	: INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS Y DISCUSIONES	217
7.1	Geología de la Formación Tunas en afloramiento: SE de la Sierra de Pillahuincó.....	218
7.2	Geología y muestreo del subsuelo de la Formación Tunas	219
7.2.1	Pozo PANG0003.....	219
7.2.2	Caracterización de fracturas	221
7.3	Descripción petrográfica de fracturas cementadas	232
7.4	Análisis de cementos de fracturas	233
7.4.1	Paragénesis	237
7.5	Petrografía de inclusiones fluidas	238
7.6	ASM (Anisotropía de susceptibilidad magnética)	240
7.7	Análisis de registros de pozos.....	242
7.8	Modelo predictivo de fracturación natural en subsuelo basado en registros de pozo	250

7.9	Modelo de contexto termotectónico regional para la fracturación presente en la Formación Tunas	253
Capítulo 8	: CONCLUSIONES.....	257
8.1	Conclusiones finales	258
Capítulo 9	: BIBLIOGRAFÍA.....	264

Capítulo 1 :

INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción

La Cuenca de Claromecó se localiza en el centro-este de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Es considerada una cuenca de antepaís de edad carbonífera-pérmica, desarrollada durante la orogenia Gondwanides en el margen suroeste de Gondwana. Desde un punto de vista petrolero es un ejemplo de cuenca de "frontera exploratoria" (Zilli et al. 2005), donde el actual conocimiento del subsuelo es a partir de estudios geofísicos, sísmica, gravimetría, magnetismo y al menos 10 perforaciones, en las cuales se menciona para el subsuelo el hallazgo de carbón y manifestaciones de hidrocarburos líquidos y gaseosos (Lesta y Sylwan 2005). La unidad formacional que contiene los potenciales recursos energéticos es la Formación Tunas (Pérmico), perteneciente al Grupo Pillahuincó (Paleozoico Superior) y aflorante en el flanco oriental de las Sierras Australes (Harrington 1947). El descubrimiento de los horizontes carbonosos impuso la necesidad de realizar estudios con énfasis en la presencia de hidrocarburos en la cuenca de Claromecó. Bonacorso et al. (2001) plantearon el interrogante acerca de la existencia de un sistema de petróleo-gas-carbón en la Formación Tunas. Estudios posteriores permitieron identificar algunos de los diferentes elementos que constituyen un sistema petrolero potencial (Magoon 1988). Estos análisis demostraron la presencia de hidrocarburos en distintos estadios, desde gases húmedos a condensados y gas de carbón (GDC) (Arzadún 2015; Arzadún et al. 2013, 2014, 2016, Febbo et al. 2023). Además, se definieron niveles con potencial como generadora (Febbo et al. 2024a, b) y reservorio (Febbo et al. 2017, 2018a, 2023) tanto en subsuelo como en afloramientos vinculados a la cuenca en el de área de Gonzales Cháves (Febbo et al. 2018b). Es en este contexto que se propone en la presente tesis la incorporación de un análisis exhaustivo de la fracturación para las rocas presentes en el subsuelo vinculadas a la generación, expulsión y transmisión de fluidos, entre ellos, orgánicos.

Es importante introducir aquí a las fracturas y la razón de su importancia. Las fracturas constituyen uno de los elementos más presentes en los cuerpos rocosos, desde la escala planetaria hasta la microscópica. Por tal motivo, son objeto de análisis de numerosos estudios interdisciplinarios e integrados, con el fin de evaluar y predecir sus efectos sobre las propiedades físicas y químicas de las rocas. El resultado más notorio de la presencia de sistemas de fracturas en rocas es su impacto sobre la permeabilidad y, en consecuencia, sobre la migración de fluidos de importancia económica o no. Por tal motivo, se presenta la caracterización de los sistemas de fracturas a distintas escalas y a través de múltiples técnicas en afloramiento y en subsuelo del pozo PANG0003 de la Formación Tunas.

La hipótesis de trabajo de esta Tesis Doctoral se basa en el comportamiento diferencial de las rocas frente a los esfuerzos tectónicos aplicados sobre las mismas en el ámbito de la

diagénesis y su influencia en los elementos de un sistema petrolero (roca generadora, roca reservorio y roca sello). La definición de unidades litológicas con idénticos atributos de fracturación en intervalos litológicos de potencial comportamiento mecánico similar (fracturación estratigráfica) posee una implicancia directa en el almacenamiento y movilización de fluidos, asociados tanto a recursos renovables como no renovables. Para la caracterización de fracturas en subsuelo se aplican diferentes metodologías basadas en datos suministrados por distintos recursos (perfilaje, material rocoso a escala meso, micro y mesoscópica, luminiscencia y parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética a través de su análisis descriptivo y estadístico). Mediante la integración de los resultados obtenidos, se propone realizar un análisis integral de las fracturas en la Cuenca de Claromecó para un modelo de fracturación en subsuelo y descifrar tipo y características de los fluidos diagenéticos circulantes, incluyendo los fluidos orgánicos, que pudieron haberse almacenado y movilizado en la cuenca asociados al proceso de diagénesis estructural.

1.1.1 Ubicación del área de estudio

El área de estudio está constituida por la Cuenca de Claromecó, localizada en el centro este de la Prov. de Buenos Aires, Argentina. Se ubica entre el Sistema de Ventania, también conocido como la faja plegada y corrida de las Sierras Australes, y el Sistema de Tandilia, delimitada por las coordenadas $35^{\circ}57'31.09''\text{S}$ - $62^{\circ}39'27.37''\text{O}$ y $38^{\circ}59'19.01''\text{S}$ - $61^{\circ}21'41.32''\text{O}$. Este depocentro posee una extensión total de alrededor de 65000 km^2 de los cuales 45000 km^2 se encuentran sobre el continente y los restantes 20000 km^2 costa afuera, sobre la plataforma continental del Mar Argentino (Fig.1.1a).

El relleno sedimentario de la cuenca representa la continuidad en profundidad de la secuencia aflorante en las Sierras Australes. En el área continental de la cuenca los afloramientos son escasos, aislados y de reducida extensión. Sin embargo, registros de subsuelo, provenientes de los pozos exploratorios PANG0001 ($37^{\circ} 40' 17.0'' \text{ S}$, $61^{\circ} 11' 06'' \text{ O}$) y PANG 0003 ($37^{\circ} 34.0' 44' \text{ S}$, $61^{\circ} 22' 12.56'' \text{ O}$) realizados en las cercanías de localidad de Laprida contienen a las sedimentitas pertenecientes a la Formación Tunas, la unidad litológica más joven del Grupo Pillahuincó (Harrington 1947, Fig. 1.1b).

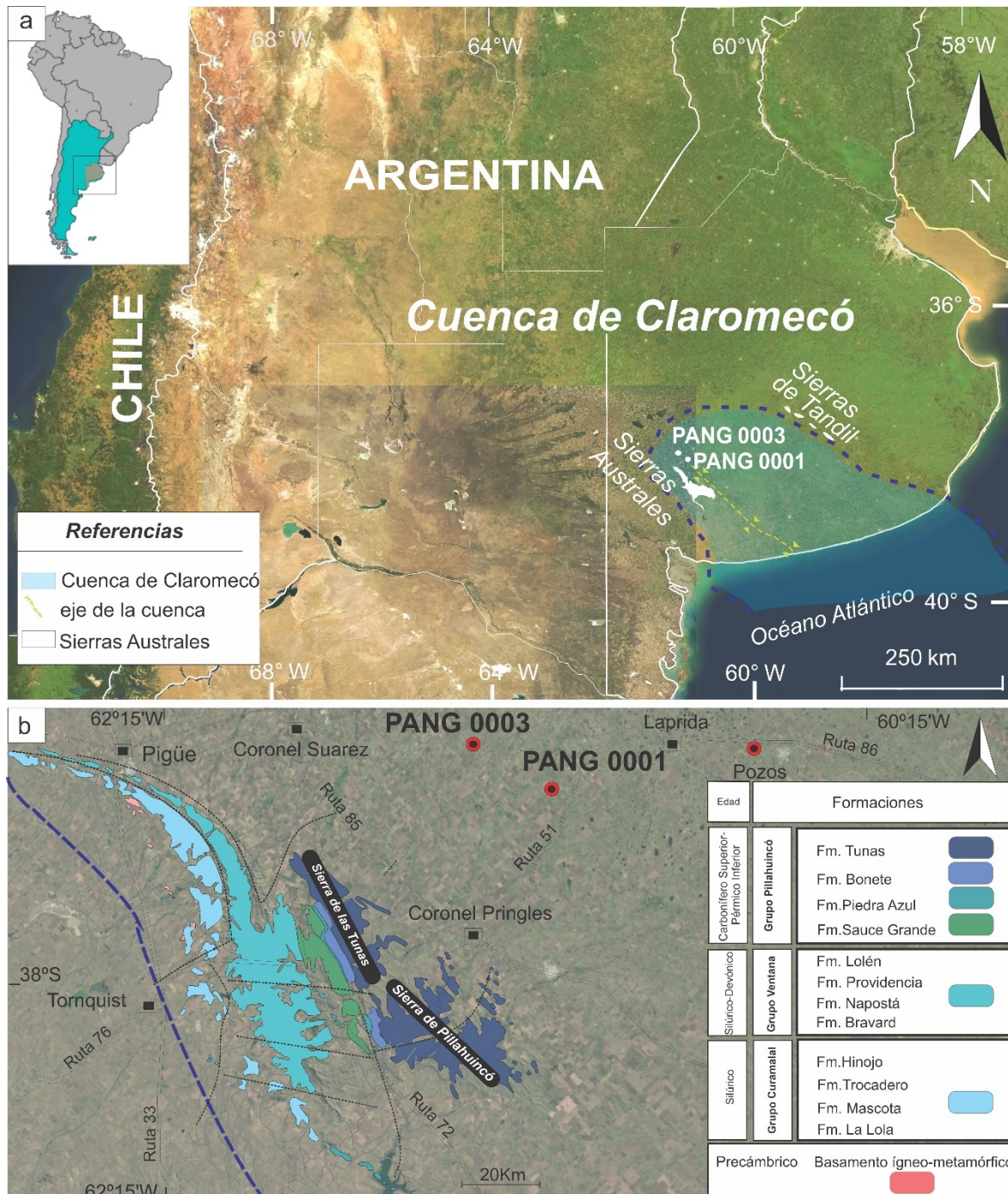


Figura 1.1: a) Localización geográfica de la Cuenca de Claromecó en la provincia de Buenos Aires y su extensión en el Mar Argentino, con las perforaciones mencionadas en el texto; b) Mapa geológico con la ubicación regional de los pozos PANG0001 y PANG0003 respecto a los afloramientos paleozoicos en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires y columna estratigráfica para el sector de estudio. Adaptada de Lesta y Sylwan (2005) y Suero (1972).

Capítulo 2: OBJETIVOS

2.1 Objetivos

El **objetivo general** de la tesis es realizar un modelo tridimensional predictivo de la fracturación para el subsuelo de la Cuenca de Claromecó a partir de datos de coronas, perforaciones, geofísica (sísmica, gravimetría) y su analogía con las Sierras Australes. Este modelo reviste importancia tanto en el avance del conocimiento de la evolución geológica del subsuelo de un sector de la provincia de Buenos Aires como en la exploración y potencial explotación racional y conservación de recursos no renovables (hidrocarburos) como renovables (hidrogeología).

Con el propósito de alcanzar el objetivo principal, se establecieron diversos **objetivos específicos**:

- i. Descripción de litofacies fracturadas de la Formación Tunas registradas en subsuelo (pozo PANG0003) a partir del estudio petrográfico mesoscópico y microscópico de la roca de caja de las fracturas.
- ii. Relevamiento de las fracturas en subsuelo, sumado a la información de perforaciones disponible en legajos.
- iii. Relevamiento de fracturas de la Formación Tunas en afloramiento.
- iv. Caracterización y descripción estadística de los atributos de las fracturas.
- v. Identificación de horizontes con atributos de fracturación similares.
- vi. Caracterización detallada de los cementos de las fracturas en subsuelo a partir de diferentes técnicas y metodologías ópticas.
- vii. Evaluación de la posible existencia de fluidos diagenéticos en sectores estratégicos de la columna estudiada. Determinación de su composición. Análisis de los mismos con el objetivo de considerar la generación, expulsión y migración de hidrocarburos líquidos y/o gaseosos.
- viii. Caracterización de la fracturación en subsuelo a partir de métodos indirectos como registros petrofísicos y parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM).

Capítulo 3 : MARCO GEOLÓGICO

3.1 Antecedentes y marco geológico

Las primeras menciones a cerca de la existencia y caracterización de afloramientos en la zona interserrana ubicada entre el Sistema Ventania y el Sistema Tandilia corresponden a Monteverde (1937) y Amos y Urien (1968). Posteriormente Zambrano (1974) sugiere la existencia de una cuenca paleozoica conectada por el sur con la Cuenca de Colorado y al Norte con la Cuenca Chacoparense. Posteriormente, Kostadinoff y Font de Affolter (1982), Introcaso (1982), Kostadinoff y Prozzi (1998) delimitan a la Cuenca de Claromecó, también denominada "Antefosa de Claromecó" o "Cuenca Interserrana", en base a registros sísmicos y gravimétricos. Sus límites involucran el Sistema de Ventania al sureste y el Sistema Tandilia al noreste (Fig. 3.1), extendiéndose hacia la plataforma continental por debajo de la Cuenca de Colorado (Fryklund et al.1996).

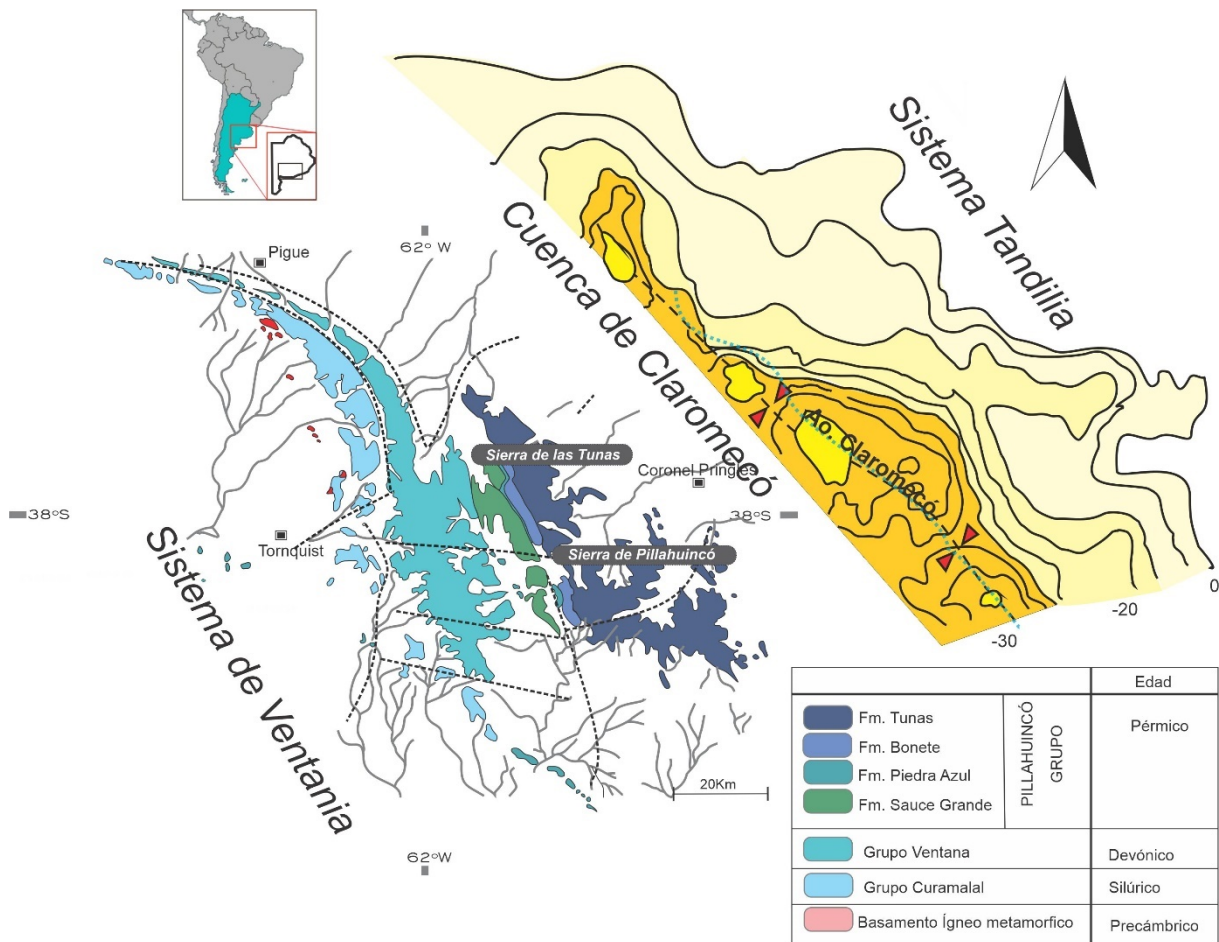


Figura 3.1: Mapa de ubicación y anomalías de Bouguer (mGal) de la Cuenca de Claromecó, entre el Sistema de Ventania y el Sistema Tandilia. Mapa Geológico de las Sierras Australes/Sistema Ventania representando a los tres grupos formacionales: Curamalal, Ventana y Pillahuincó. Modificado Harrington (1947) y Suero (1972).

3.1.1 Evolución tectónica

Ramos y Kostadinoff (2005) resumen la configuración tectónica de la cuenca de Claromecó en tres etapas o estadios durante la era Paleozoica (Fig.3.2). El primer estadio se inicia alrededor de los 530 Ma. durante el Cámbrico, con el desarrollo de un sistema de rift. En un segundo estadio, entre los 460-360 Ma, desde el Ordovícico hasta el Devónico se produce el enfriamiento del sistema de rift donde predomina un margen pasivo y la depositación de una secuencia de plataforma con sedimentos provenientes desde el sistema Tandilia. En un último estadio, durante el Carbonífero-Pérmico, cambia la polaridad de la proveniencia de los sedimentos producto del desarrollo de un margen activo ubicado al sudoeste de la plataforma sudamericana que conformaba el límite occidental de Gondwana. Este cinturón móvil se conoce como cordón de Gondwanides (Keidel 1916; Urien y Zambrano 1996) y se habría constituido a lo largo de uno o varios eventos colisionales (Ramos 1988). En este contexto, la Cuenca de Claromecó surge y evoluciona como una cuenca de antepaís o *foreland basin* (Ramos 1984; López-Gamundi; Rosello 1992; Tomezzoli et al. 2023) como el resultado de la carga flexural producida durante el levantamiento de la faja plegada y corrida de las Sierras Australes. La evolución de la Cuenca de Claromecó como parte integral de Gondwana durante el Paleozoico tardío- Pérmico temprano y la deformación que dio origen a las Sierras Australes se encuentran íntimamente relacionadas y han sido estudiadas y analizadas por Ramos (1984, 2008), Tomezzoli (2012), Pángaro y Ramos (2012), Ramos et al. (2014) y Pángaro et al. (2015), entre otros. Estos autores relacionan la deformación tectónica de las Sierras Australes a la historia de Patagonia como un bloque alóctono (Ramos 1984; Chernicoff et al. 2013; Tomezzoli et al. 2023) o autóctono (Dalla Salda et al. 1992; Kostadinoff 1993; Gregori et al. 2008, 2013; Rapalini et al. 2013; Pankhurst et al. 2014, entre otros).

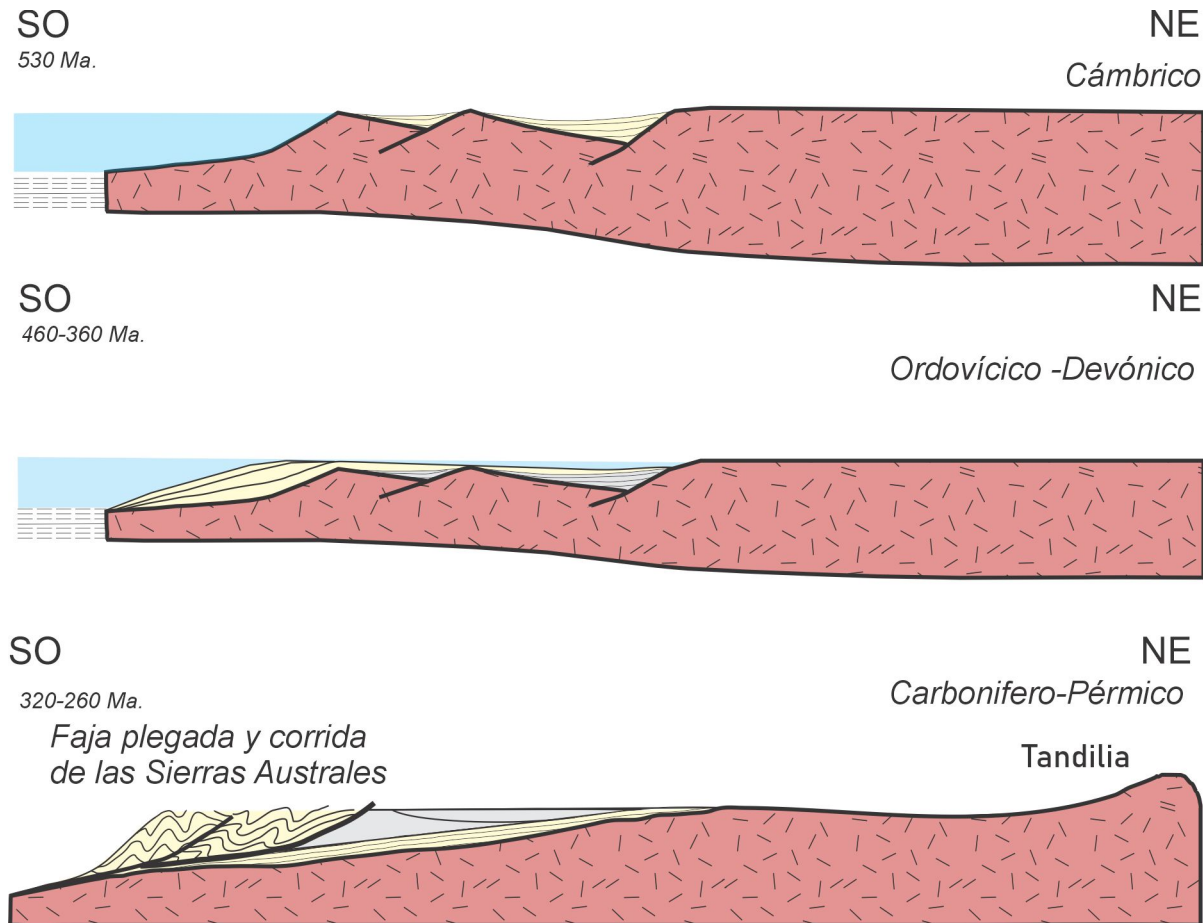


Figura 3.2: Evolución tectónica de la Cuenca de Claromecó según Ramos y Kostadinoff (2005), en un contexto de evolución geodinámica de una cuenca de antepaís.

La deformación de los sedimentos depositados durante la etapa de un margen continental pasivo de la cuenca es explicada por Ramos (1984), quien propuso la colisión de Patagonia como un bloque alóctono contra el margen suroccidental de Gondwana durante el Paleozoico tardío. Ramos (2008), Tomezzoli (2012), Pángaro y Ramos (2012), Ramos et al. (2014), Chernicoff et al. (2004), entre otros, han planteado otras posibles variantes a la hipótesis y mecanismos que involucran posibles escenarios tectónicos asociados al modelo colisional mencionado. Autores, como Dalla Salda et al. (1992), Rapalini et al. (2013), Pankhurst et al. (2014), entre otros, sugirieron que Patagonia siempre ha sido parte integral de Gondwana, al menos como un terreno parautóctono. Distintos autores sugirieron un régimen de esfuerzos transpresivos como responsable de la configuración actual de las Sierras Australes (Japas 1989; Rossello y Massabie 1992; Von Gosen et al. 1990; Cobbold et al. 1991; Rossello et al. 1997).

3.1.2 Estratigrafía

La estratigrafía paleozoica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (Fig. 3.3) se apoya sobre un basamento ígneo-metamórfico precámbrico. Está formada por los grupos Curamalal, Ventana y Pillahuincó, descritos por Harrington (1947).

Los afloramientos del basamento, dispersos en el sector occidental de las Sierras Australes desde Pigué (Estancia La Mascota) pasando por La Ermita y Aguas Blancas hasta los Cerros del Corral y Pan de Azúcar están formados por rocas ígneas ácidas intrusivas, efusivas y sus derivados dinamometamórficos (Dimieri et al. 2005).

El Grupo Curamalal se constituye de 4 unidades litológicas: Fm. Conglomerado La Lola (base), Fm. La Mascota, Fm. Trocadero y Fm. Hinojo (techo). Este grupo de edad Silúrica está compuesto por cuarcitas tradicionalmente consideradas de plataforma, pero que han sido reinterpretadas, al menos en sus niveles basales, como sistemas deltaicos (Harrington 1947; Zavala et al. 2000). Por otra parte, el Grupo Ventana de edad Devónica está constituido por la Fm. Bravard, Fm. Napostá, Fm. Providencia y Fm. Lolén. Este grupo litológico se desarrolla en relación transgresiva sobre el anterior y se constituye como una secuencia predominantemente cuarcítica con variaciones litológicas características (Harrington 1947; Sellés-Martínez 2001). Por último, el Grupo Pillahuincó correspondiente al Paleozoico Superior se subdivide en cuatro formaciones: Fm. Sauce Grande, Fm. Piedra Azul, Fm. Bonete y Fm. Tunas (Harrington 1947). Este grupo se compone de una sucesión sedimentaria glacio-marina con una caracterización petrográfica distinta de los grupos Curamalal y Ventana, marcado por un cambio en la proveniencia de los sedimentos. Los tres grupos formacionales se pueden encontrar aflorantes lo largo de las Sierras Australes (Fig.1.1 y Fig.3.1) y también se encuentran debajo de la cubierta sedimentaria cenozoica hacia el este-noreste. Son adyacentes al Sistema Tandilia, con algunos afloramientos aislados y de extensión reducida (Monteverde 1937; Furque 1973; Harrington 1970; Febbo et al. 2018a).

En cuanto al relleno sedimentario de la cuenca de Claromecó, Introcaso (1982) estima 10,5 km de espesor de sedimentos a partir de la presencia de anomalías gravimétricas negativas (-33 mGal) que se alinean de forma paralela al arroyo Claromecó (Fig.3.1). La estratigrafía en subsuelo fue descrita por Lesta y Sylwan (2005) a partir de líneas sísmicas y del registro litológico presente en los pozos Paragüil x-1 y San Cayetano, de 3380 m y 2050 m de profundidad respectivamente (Fig. 3.3a). Estos autores definieron 3 ciclos sedimentarios (Fig. 3.3b) equivalentes al Grupo Curamalal (Silúrico), Grupo Ventana (Silúrico-Devónico) y Grupo Pillahuincó (Carbonífero-Pérmico), junto con un ciclo sedimentario terciario-cuaternario (Harrington 1947).

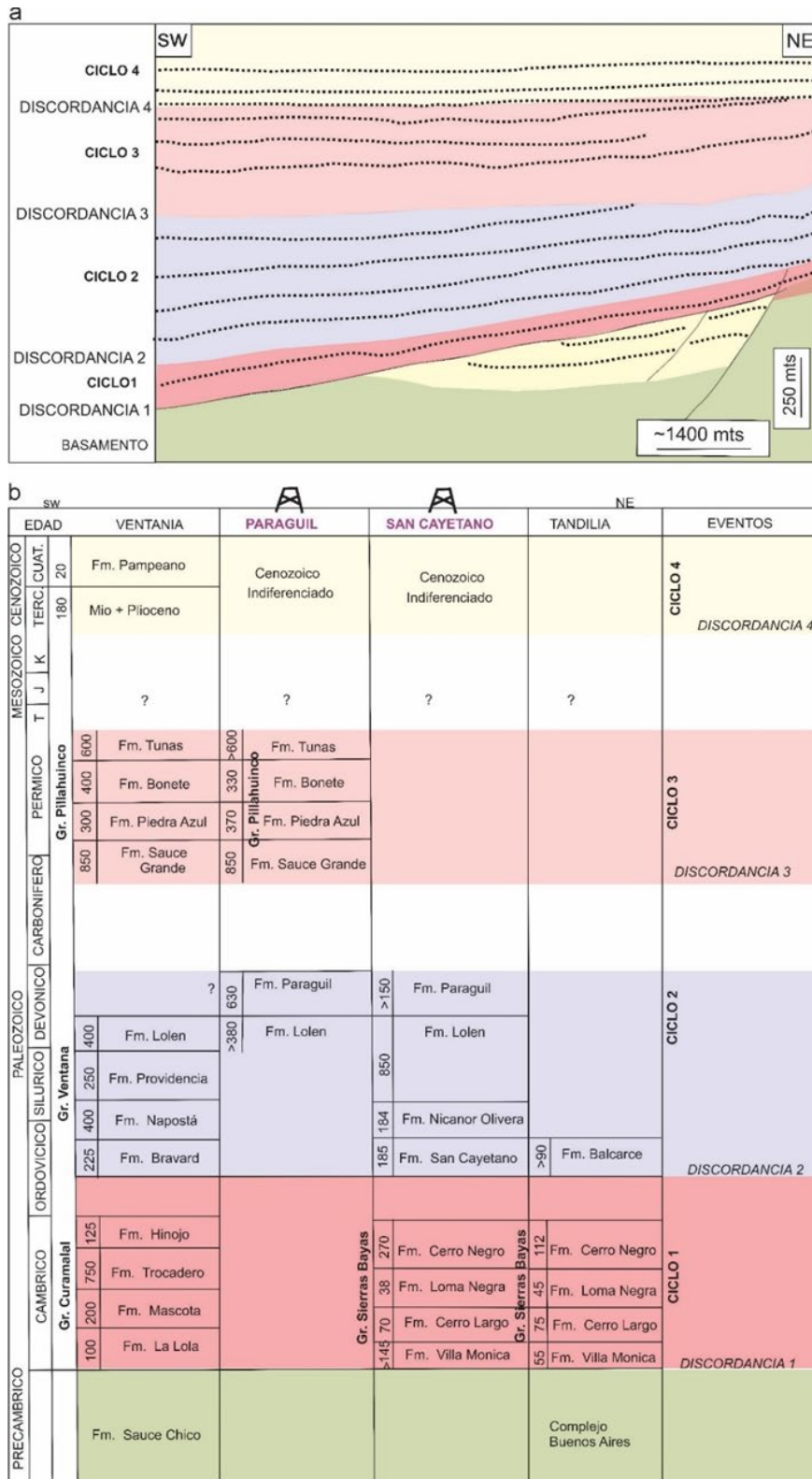


Figura 3.3: a) Línea sísmica interpretada en sentido SW-NE diferenciando los ciclos sedimentarios; b) Cuadro cronoestratigráfico de la Cuenca de Claromecó mostrando la relación entre las unidades aflorantes en Ventania y Tandilia; y las unidades perforadas en los pozos Paraguil x-1 y San Cayetano (espesores en metros). Tomado y modificado de Lesta y Sylwan (2005).

3.1.3 Registros de subsuelo de la Cuenca de Claromecó

Los pozos exploratorios PANG0001 (37°40'S - 61° 6'57O) y PANG0003 (37°34'S - 61°22'O) realizados en el ámbito de la cuenca poseen 950 y 901 metros de espesor penetrado, respectivamente. Estas perforaciones atravesaron un registro litológico constituido por areniscas finas a medias, intercaladas con fangolitas grises, fangolitas carbonosas, arcilitas verdes con aportes tobáceos y niveles de carbón asignables a los afloramientos de la Formación Tunas (Arzadún et al. 2014a, 2015, 2016a, 2018; Febbo et al. 2017, 2018a, 2021, 2022a, 2022b, 2023, 2024a,b) de edad Pérmica temprana, de acuerdo al hallazgo de palinomorfos como *Cristatesporites*, *Granulosporites*, *Punctatisporites*, *Acnthotriletes*, *Leiotriletes* (Lesta y Sylwan 2015, Di Pasquo et al. 2018). Alessandretti et al. (2010) y Arzadún et al. (2018) obtuvieron las edades 291.7 ± 2.9 Ma y 284 ± 15 Ma (Pérmico inferior) en base dataciones absolutas de U-Pb realizadas en niveles de tobas correlacionando los depósitos sobre la base de estudios palinológicos con la microflora de América del Sur del Cisuraliano-Guadalupiano (di Pasquo et al. 2018).

En superficie, la Formación Tunas se encuentra ampliamente representada en la Sierra de Pillahuincó y Sierra de las Tunas (Fig.3.1) mientras que, hacia el este, en el ámbito de la cuenca de Claromecó, posee afloramientos reducidos (Lesta y Sylwan 2005). Su descripción litológica abarca areniscas finas de color verde claro, con laminación entrecruzada, que alternan con estratos tabulares de limolitas finamente laminadas de color morado y areniscas de grano medio de colores claros con estratificación cruzada (Harrington 1947, Andreis et al. 1979, Andreis y Cladera 1992, López Gamundi 1996, entre muchos otros). La flora de *Glossopteris* sugiere para la Formación Tunas en superficie las edades de Sakmario a Artinskiano (Archangelsky y Cúneo 1984).

El espesor de la Formación Tunas es sumamente variable, debido a la ausencia buenos niveles guía, plegamiento y a su desaparición debajo de la cubierta sedimentaria moderna (Rossello 2016). Los valores medidos registran 710 metros de espesor al oeste de las sierras (Andreis et al. 1979) con variaciones que alcanzan desde 910 metros hasta 2400 metros en el sector sureste (Suero 1957, Japas 1986).

De acuerdo con Andreis y Japas (1991) el paleoambiente de la Formación Tunas correspondería a una planicie mareal o estuario próximo a un área continental, mientras que Zavala et al. (1993) proponen para el techo de la secuencia aflorante, un ambiente fluvial de tipo meandriforme en la localidad de Las Mostazas. Zorzano et al. (2011) reconocieron 4 secuencias elementales de facies correspondientes a un pantano interdistributivo a llanura aluvial en base a la correlación entre los afloramientos y datos de subsuelo (PANG0001 y PANG0003). El análisis sedimentológico y estratigráfico de las coronas de la Formación Tunas

en la Cuenca de Claromecó sustenta la interpretación previa e indica un ambiente deltaico de tipo fluvio-dominado (Zavala et al. 2019).

3.1.4 Deformación

El grado de deformación alcanzado en la Cuenca de Claromecó se considera bajo, en base a la presencia de reflectores sísmicos casi horizontales que indican una escasa perturbación en el relleno sedimentario (Tomezzoli, 1999; Ramos y Kostadinoff, 2005; Arzadún et al. 2016b).

En cuanto a la deformación de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, Cobbold et al. (1986) y Buggisch et al. (1987) reconocen dos extremos en cuanto el estilo de deformación y el grado de metamorfismo alcanzado desde facies de esquistos verdes en el Grupo Curamalal hasta el rango de diagénesis en el Grupo Pillahuincó, que presenta además características estructurales que difieren del resto de los grupos (Tomezzoli 1999). La edad de la deformación en las Sierras Australes fue asignada al Pérmico en base a análisis de resultados de magnetización remanente adquirida (Tomezzoli y Vilas 1999, Tomezzoli 2001), edad de recristalización de la illita (Buggisch 1987) y la presencia de estratos de crecimiento (López Gamundi et al. 1995). Nuevos aportes de análisis de estudios de magnetización remanente sugieren que la deformación habría comenzado en el Devónico-Carbonífero y continuaría hasta el Pérmico (Tomezzoli 2012). El grado de deformación tectónico alcanzado en las Sierras Australes muestra una gradual atenuación hacia el antepaís, corroborado por las evidencias geológicas y estructurales (Harrington 1947; Cobbold et al. 1986; Buggisch 1987; Japas 1989; von Gosen et al. 1991; Tomezzoli y Cristallini 1998), compactación (Arzadún et al. 2016b) y estudios paleomagnéticos (Tomezzoli 1997, 1999, 2001; Tomezzoli y Vilas 1997; Febbo et al. 2021).

3.1.5 Estructura

La estructura de las Sierras Australes inicialmente se enmarcó dentro de un sistema intensamente deformado, en el cual se reconocen hasta ocho órdenes de plegamiento (Harrington, 1947). Posteriormente Von Gosen et al. (1991) consideraron a las Sierras Australes como una faja plegada y corrida con importantes fallas inversas subaflorantes, paralelas al rumbo de las sierras.

Para organizar la complejidad estructural de las Sierras Australes se sigue el esquema propuesto por Dimieri et al. (2005), quienes diferencian estructuras presentes en el basamento y en la cubierta sedimentaria.

En el basamento de las Sierras Australes conformado por granitos con diferenciados pegmatíticos (Cerros Colorados, Aguas Blancas, Pan de Azúcar–Cerro del Corral y San Mario), riolitas (La Mascota, La Ermita) y paragneises intruidos (Pan de Azúcar) se distinguen diferentes elementos estructurales: plegamiento de primer orden, en el cual las rocas del basamento conforman el núcleo de anticlinales volcados al noreste. Este plegamiento se distingue por presentar longitudes de onda de 4 a 5 km, con limbos normales que muestran suaves buzamientos de 20 a 30° hacia el suroeste, así como limbos invertidos que alcanzan buzamientos del orden de 60 a 80° en la misma dirección

En segundo lugar, se distinguen fallamiento inverso y corrimientos, especialmente evidentes en San Mario y Cerro del Corral, donde estructuras de rumbo NNO y buzamiento al SO ponen en contacto el basamento sobre la cubierta sedimentaria. Así mismo, se ha propuesto un corrimiento de bajo ángulo en el contacto basamento–Formación La Lola (base del Grupo Curamalal). Finalmente, la característica estructural más conspicua en el basamento a escala mesoscópica está dada por una foliación milonítica penetrativa que afecta a casi la totalidad del complejo ígneo-metamórfico, a veces enmascarando su fábrica ígnea. Las zonas de cizalla dúctil y foliación milonítica se manifiestan en bandas de protomilonitas a filonitas que recorren los contactos basamento-cubierta sedimentaria.

Respecto a la cubierta sedimentaria, Dimieri et al. (2005) describen como elementos tectónicos notables presentes en las formaciones del Grupo Curamalal, Ventana y Pillahuincó los sistemas de diaclasas, pliegues, fallas y foliaciones.

Las diaclasas dominantes en la cubierta sedimentaria son perpendiculares a los ejes de los pliegues, de tipo extensionales, y también se describen juegos conjugados de cizalla que forman un ángulo obtuso bisectado por el eje del plegamiento (Dimieri et al. 2005). La deformación frágil en el SW de las Sierras Australes, extrapolable a la Cuenca Claromecó, incluye cuatro tipos principales de fracturas: (1) paralelas a la estratificación; (2) coincidentes con el clivaje de plano axial; (3) dilatantes rellenas por cuarzo; y (4) subverticales de cizallamiento asociadas al plegamiento regional, con orientación preferente N 40° (Rossello, 2016).

El plegamiento en los Grupos Curamalal y Ventana se caracteriza por ser asimétrico y de tipo “chevron”, con longitudes de onda de 4–5 km y ejes orientados NO–SE, rotando progresivamente hacia ENE en el sector NW. Los limbos normales de estos pliegues presentan buzamientos moderados, mientras que los limbos invertidos suelen ser más cortos y verticales/subverticales. En el Abra de la Ventana y Abra de la Rivera, las envolventes primarias son subhorizontales o ligeramente inclinadas al SO, lo que denota una fase de deformación tardía de carácter flexional (Dimieri et al. 2005).

Particularmente para el Grupo Pillahuincó, Harrington (1947) y posteriormente Suero (1957) lograron caracterizar en un corte geológico transversal las unidades litológicas que lo integran, estableciendo que en el sector estructural occidental de Ventania la Fm. Sauce Grande esta caracterizada por una disposición subhomoclinal con suaves alabeos, particularmente en la Sierra de Pillahuincó.

Un área intermedia que incluye a las formaciones Piedra Azul, Bonete y el tramo inferior de la Fm. Tunas está caracterizada por un plegamiento de elevada intensidad (longitud de onda \approx 500 m; amplitud \approx 150 m), con geometrías que oscilan entre simétricas y asimétricas. En contraste, el tramo superior de la Formación Tunas presenta un decrecimiento en la intensidad del plegamiento, dando lugar a pliegues de tipo paralelo con longitudes de onda de \approx 4,5 km y amplitudes del orden de 1,5 km.

Dimieri et al. (2005) describen al plegamiento de la Fm. Tunas como cilíndrico, de longitud de onda corta (metros) y con una vergencia poco definida. En la base de la unidad, los limbos registran buzamientos de 30° – 40° hacia el NE o SO y hacia el techo, la inclinación decrece hasta disposiciones casi subhorizontales y ángulos de limbo obtusos.

Con respecto al fallamiento, se reconocen fallamiento inverso y/o corrimientos, documentados desde Cucchi (1966) en San Mario y Cerro del Corral y confirmados por Varela et al. (1986), Cobbold et al. (1986) y von Gosen et al. (1990), que ponen contacto sedimentos paleozoicos sobre el basamento y controlan la exhumación de los núcleos anticlinales.

También se reconocen fallas de rumbo, subverticales y con evidencias de cataclasis, con escaso desplazamiento pero amplias zonas brechadas, localizadas en el Abra de la Ventana (Amos y Urien 1968; Massabie y Rossello 1984), Sierra Colorada–Chasicó–Cortapié (Varela et al. 1985) y Abra de la Rivera (Massabie y Rossello 1990); y fallas directas, verticales/subverticales, descritas por Di Nardo y Dimieri (1988) en el Abra de la Ventana, que actuarían como fallas de acomodación durante el ascenso de la cadena.

La cubierta sedimentaria de las Sierras Australes está atravesada por una foliación de plano axial que se desarrolló simultáneamente con el plegamiento regional (Cobbold et al, 1989,1991; von Gosen y Buggisch, 1989; von Gosen et al., 1990) y posee según el tipo litológico diferentes características. En los Grupos Curamalal y Ventana, la cubierta sedimentaria desarrolla un clivaje disyuntivo moderado vinculado al plegamiento regional, con planos de foliación paralelos a los ejes de los pliegues y que, en ocasiones, adopta patrones radiales o romboidales en las charnelas de los mismos. Localmente, este clivaje se transforma en un clivaje disyuntivo grueso, sinuoso y anastomosado, conferiendo a la roca un aspecto esquistoso o milonítico en afloramiento, especialmente notable en la Formación Napostá debido a su intensa bioturbación. Las lutitas de la Formación Lolén presentan esquistosidad, definida por la alineación de granos minerales y la formación de microlitones en planos de

clivaje. En el caso del Grupo Pillahuincó, la Formación Sauce Grande posee un clivaje de plano axial o foliación distintiva, que adopta una fisonomía pizarreña, con foliación muy desarrollada de acuerdo a sus componentes litológicos originales (diamictitas).

Capítulo 4: ANTECEDENTES EXPLORATORIOS

4.1 Antecedentes exploratorios en la Cuenca de Claromecó

En el territorio argentino se desarrollan cinco (6) cuencas desde el continente hacia el Mar Argentino. Estas son la Cuenca del Salado, la Cuenca de Claromecó, la Cuenca del Colorado, Cuenca de Península Valdés -Rawson, la Cuenca del Golfo de San Jorge y la Cuenca Austral. Actualmente, esta última es la única productora de hidrocarburos en el área marítima (Fig.4.1).

En este capítulo, nos enfocaremos en describir la historia exploratoria y estudios en la Cuenca de Claromecó. Las campañas exploratorias hidrocarburíferas en el depocentro comenzaron en el año 1995 y comprendieron relevamientos aerogravimagnéticos en una superficie de 26500 km², 1270 km de sísmica 2D y 7 perforaciones (cuatro de los cuales superan los 2000 metros y los tres restantes no superaron los 700 metros de profundidad final, Lesta y Sylwan 2005). Si bien estos pozos resultaron estériles, interceptaron niveles carbonosos de 8,5 a 16 metros de potencia intercalados en secuencias litológicas equivalentes a la Formación Tunas. Por este motivo, durante el año 2008, la empresa minera Pangea S.A realizó 3 sondeos al oeste de la localidad de Laprida con el objetivo de definir el potencial económico de estos horizontes carbonosos. El pozo PANG 0003 intersectó, entre los 618 y 889 mbbp, 32 niveles de entre 0.1 y 7 m de potencia con contenidos de azufre inferiores al 1%, que representan un espesor acumulado de 16.23 m. El pozo PANG 0001 interceptó 17 niveles (el mayor con 2 m) con una potencia acumulada de casi 6 m en unos 68 m de secuencia, localizada entre los 790 y 858 mbbp (Rossello, 2016). La información geológica recolectada de las actividades exploratorias, en particular, aquella de carácter estratigráfico proveniente de los pozos de exploración, fue dada a conocer por las autoridades directivas de la Empresa Barranca Sur S.A.; a partir de la misma, Lesta y Sylwan (2005) realiza la primera columna estratigráfica preliminar de la cuenca. En el año 2012, los registros de los pozos exploratorios PANG0001 y PANG0003 fueron donados al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur (Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires, Argentina). Actualmente, estos registros son objeto de estudio de tesis doctorales de diversas disciplinas y han formado parte de diferentes proyectos, como el Proyecto de Innovación y Transferencia en Áreas Prioritarias de la Provincia de Buenos Aires (PIT-AP-BA): "Análisis geofísicos de superficie y de los registros de subsuelo de la Cuenca de Claromecó: potencialidad de uso en la exploración por recursos energéticos" (Resolución N° 428,2016-2018). El registro de subsuelo más estudiado corresponde a el pozo PANG0001. Los estudios incluyen petrografía y fluorescencia de inclusiones fluidas (Arzadún et al. 2013), estudios diagenéticos y estructurales (Arzadún et al. 2014), índice de compactación y empaquetamiento (Arzadún 2015), análisis de la materia orgánica de los niveles de carbón (Arzadún et al. 2016; Arzadún

et al. 2017a; Febbo et al. 2017), análisis de facies y potencial oleogénico (Febbo et al. 2017), diagenéticos (Febbo et al. 2018), estudios palinológicos (Di Pasquo et al. 2018) e icnológicos (Alonso Muruaga et al. 2018) y análisis sedimentológico y estratigráfico (Zavala et al. 2019). El pozo PANG 0003, posee su historial en investigación, con temáticas abarcadas que incluyen sedimentología y estratigrafía (Zavala et al. 2019), análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (Febbo et al. 2021a), estudios de porosidad (Febbo et al. 2021b), fracturación estratigráfica (Choque et al. 2022), petrografía y proveniencia (Febbo et al. 2022a) y potencial oleogénico en base a la roca madre (Febbo et al. 2022b). Todos los tópicos comprendidos tienen como objetivo a las litologías pérmicas correspondientes a la Formación Tunas.

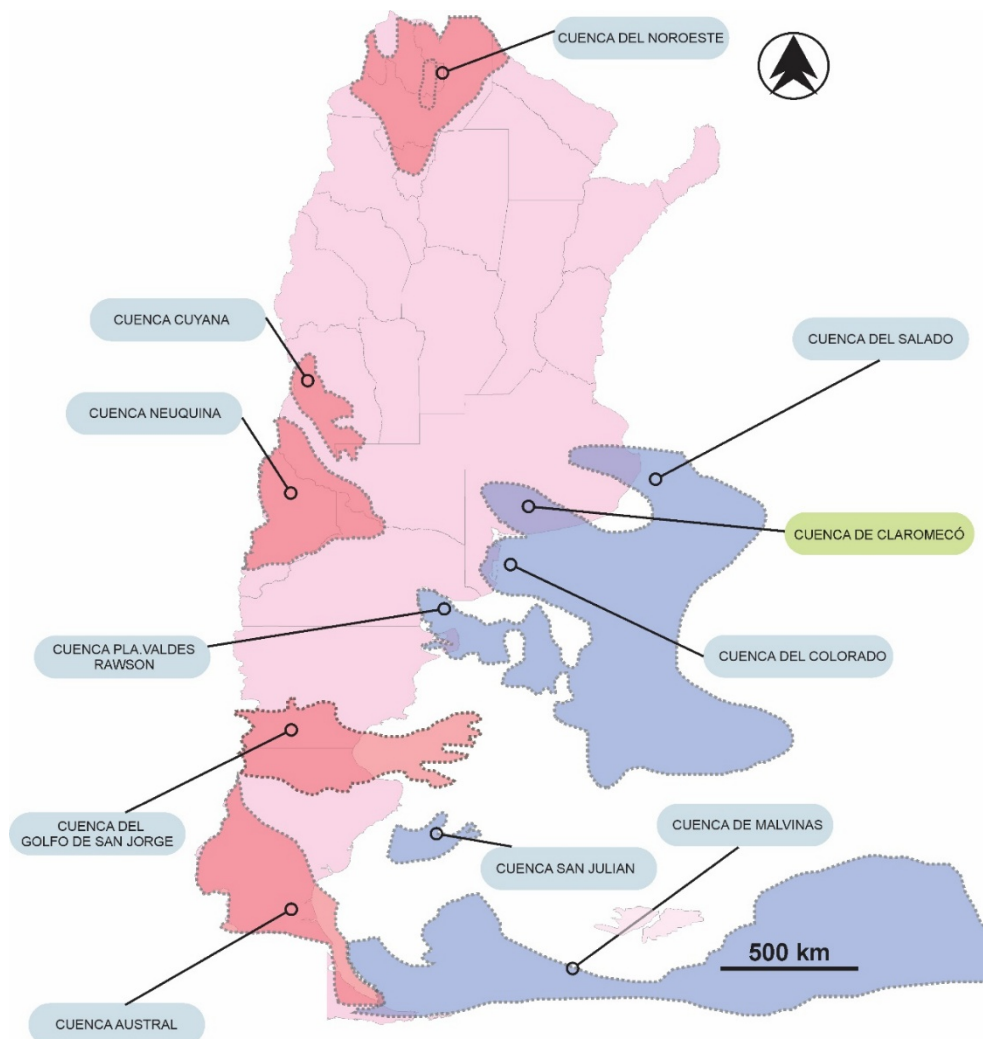


Figura 4.1: Mapa de ubicación de las cuencas productoras de hidrocarburos en el territorio argentino (en rojo) y cuencas no productoras de hidrocarburos (en celeste). Las cuencas del Salado, Claromecó,

Colorado, Península Valdés, San Jorge y Austral se desarrollan en el continente hacia el Mar argentino. Mapa tomado y modificado del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

Los estudios realizados en las litologías de los pozos exploratorios demuestran que la Formación Tunas se encuentra en un estadio de catagénesis avanzada a metagénesis, en ventana de generación de gases húmedos a condensados, determinado a partir de estudios de inclusiones fluidas y valores de reflectancia de la vitrinita obtenidos en el pozo PANG 0001 (Arzadún et al. 2016, 2017). En cuanto al rol de la roca reservorio, López-Gamundi y Rossello (2021) caracterizan a la Formación Tunas en superficie como un potencial reservorio naturalmente fracturado. Estos autores destacan la potencialidad de las capas carbonosas intercaladas en la Formación Tunas como posibles reservorios no convencionales de tipo GDC (gas de carbón). Los registros pérmicos en el subsuelo no se limitan a la Cuenca de Claromecó. En el offshore, forman parte del estadio pre-rift de la Cuenca del Colorado.

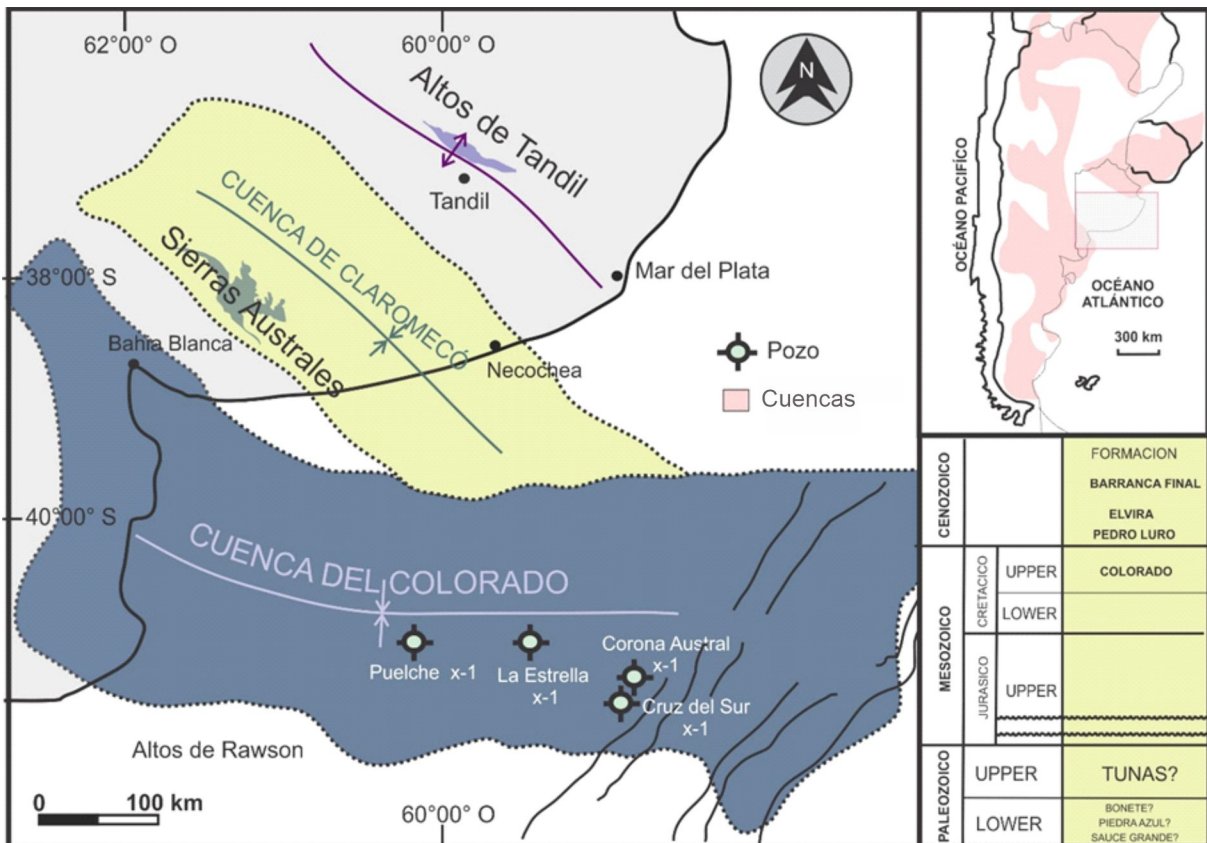


Figura 4.2: Mapa de Ubicación de la Cuenca del Colorado y de la Cuenca de Claromecó. Localización de pozos ubicados en el offshore y columna estratigráfica de la Cuenca del Colorado. Tomado y modificado de Balarino (2012).

La Cuenca del Colorado es una cuenca de rift de margen atlántico, que comprenden tres unidades tectono-estratigráficas: rift, hundimiento térmico (sag) y deriva (Fig.4.2). Los

sedimentos paleozoicos del estadio pre-rift están notablemente más compactados que la sección mesozoica sobrepuesta, por lo tanto, fueron fácilmente identificables en las perforaciones (Fryklund et al.1996). Unión Texas, Pérez Compac e YPF fueron las primeras empresas en obtener una licencia en el bloque Cuenca Colorado Marina -1 (CCM-1) para una primera fase de exploración. En esta etapa exploratoria, diez pozos offshore interceptaron parcialmente la sección paleozoica; entre los más estudiados se encuentran el Pozo Puelche, Corona Austral, Estrella, y el pozo Cruz del Sur (Fig.4.2). El pozo Puelche x-1 registró un máximo 1600 metros de rocas de edad paleozoica. Entre ellos las sedimentitas más antiguas correspondiente a la Formación Sauce Grande (carbónico-pérmica).

La perforación Estrella x-1 (Fig.4.2) penetra una secuencia potente de lutitas no marinas que se extienden en la mayoría de la columna pérmica. Esta sección junto con la parte superior pérmica del pozo Puelche YPF se correlacionan preliminarmente con las Formaciones Piedra Azul, Bonete y Tunas. Por otra parte, el pozo Cruz del Sur x-1 y Corona Austral perforaron areniscas cuarzosas macizas, las cuales tienen una rica microflora perteneciente al Pérmico inferior y superior, separadas por un hiato o disconformidad. Las areniscas macizas del pozo Cruz del Sur y Corona son equivalentes a la Sección Estrella y a la parte superior de la sección Puelche. Fryklund et al. (1996) postula dos sistemas petroleros potenciales en la Cuenca del Colorado, basado en los registros y estudios de los pozos exploratorios: uno pérmico y otro, cretácico. Para el sistema pérmico describe una potencial roca madre a partir de análisis geoquímicos en las pelitas del pozo Puelche x-1 de YPF. También presentan buenas características como roca madre las litologías registradas en el pozo Estrella x-1, el cual intercepta un intervalo de 50 m de roca petrolífera a 3100 m de profundidad con un COT promedio de 3,4% y un IH no corregido de 200-300. Los datos de madurez indican que los sedimentos varían de inmaduros a marginalmente maduros con una conversión de querogéno únicamente de 10-15%. Un modelo bidimensional a través del pozo Estrella x-1 indica que la sección pérmica sería una roca productiva de petróleo de regular a buena a mayor profundidad.

Las areniscas de los pozos Corona Austral y Cruz del Sur (Fig.4.2) representan las rocas reservorio más viables dentro del potencial sistema petrolero pérmico. Estas areniscas son limpias, bien clasificadas y de grano grueso a medio, con porosidades que oscilan entre el 5 y el 11%. Sin embargo, la porosidad efectiva y la permeabilidad son bajas debido a la compactación y a la presencia de grandes volúmenes de cemento intragranular y arcillas autigénicas. Según Fryklund et al. (1996), la porosidad promedio en rocas pérmicas es de apenas 6%, principalmente por el sobrecrecimiento de cuarzo, que supera el 20% del espacio poral. Las rocas del sistema petrolero pérmico presentan características favorables y son comparables con las litologías registradas en pozos exploratorios de la Cuenca de Claromecó.

Sin embargo, las litologías mesozoicas y cretácicas, asociadas a los sedimentos del rift, muestran un mayor potencial como roca madre para la Cuenca del Colorado. Muestras de petróleo con una gravedad API de 39° en el pozo Cruz del Sur x-1 indican la presencia de un sistema petrolero activo del Jurásico Superior y Cretácico Inferior (Pucci 2006).

Las campañas exploratorias, investigaciones y resultados preliminares en las rocas pérmicas de la Cuenca de Claromecó y en el offshore de la Cuenca del Colorado resultan de suma importancia para ampliar el actual conocimiento que se tiene de estas cuencas en la frontera del conocimiento (Lesta y Sylwan 2005). Estas serán de ayuda para una futura búsqueda de yacimientos hidrocarburíferos en el offshore nacional, con un fin último de ampliar la matriz energética argentina.

Capítulo 5 :

METODOLOGÍA

5.1 Metodología

El trabajo involucrado en esta tesis se fundamentó en un meticuloso reconocimiento previo del área de estudio a través de la recopilación y revisión bibliográfica. Este proceso se centró en el área Cuenca de Claromecó-Sierras Australes, con especial énfasis en las formaciones litológicas del Grupo Pillahuincó. Se indagaron y analizaron imágenes satelitales, mapas, cartas geológicas, investigaciones en tesis doctorales, revistas y resúmenes en reuniones-congresos científicos. El flujo metodológico para la caracterización de fracturas se presenta en la figura 5.1.

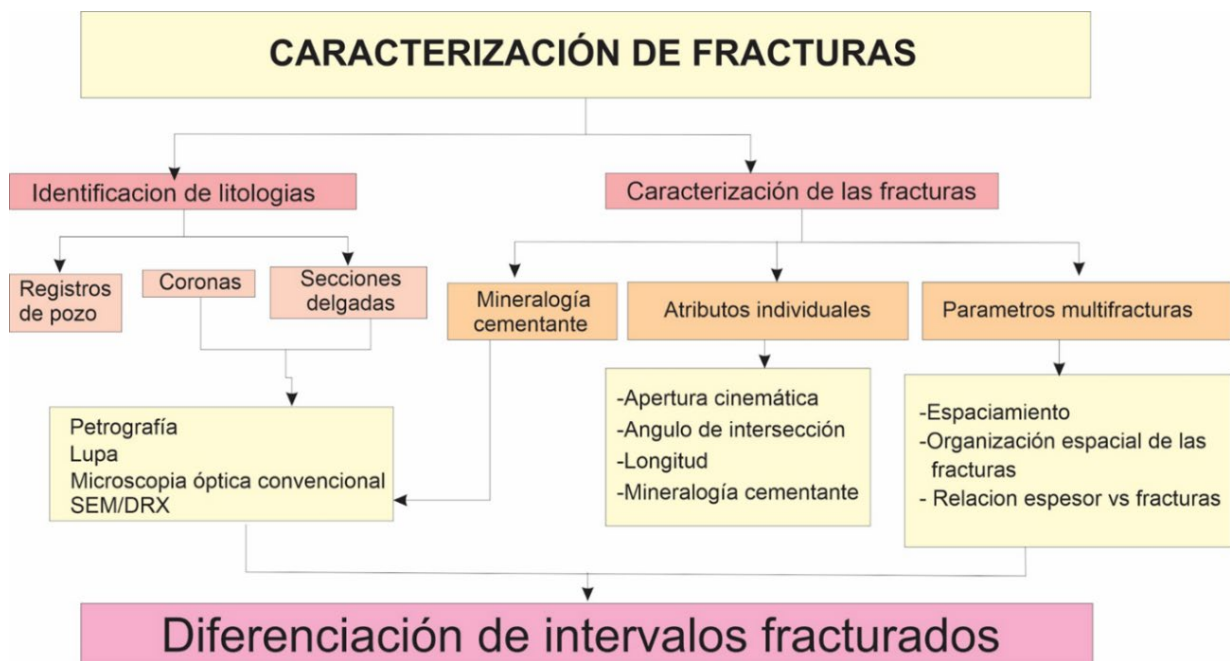


Figura 5.1: Flujo metodológico para la caracterización de fracturas.

El material de estudio de la presente tesis lo constituyen de manera dominante las coronas del pozo exploratorio PANG0003 de diámetro HQ (63 mm) asignadas a la Formación Tunas (Arzadún 2015, Febbo 2023), preservadas y almacenadas en cajas de 1m de longitud x 0.20 m de ancho. Una parte fundamental de su estudio lo constituyó el despliegue y acondicionamiento de los mencionados registros rocosos (Fig.5.2). Este proceso incluyó la búsqueda de espacio, movilización de las cajas y la señalización de las muestras: i) una línea verde de referencia; ii) una línea roja a la izquierda y una línea azul a la derecha respecto a la base del registro, siguiendo la normativa de la convención internacional de observación de núcleos (*AAPG Sample Preservation Manual*), para luego finalizar con el corte longitudinal de las mismas. Esta labor preliminar estableció las bases para proceder al relevamiento de datos con dos objetivos principales de esta tesis: descripción litológica y caracterización de las

fracturas. En la primera etapa, se recopilaron datos involucrando litofacies, contactos, estructuras sedimentarias y diagenéticas, presencia de materia orgánica (restos vegetales), icnitas, entre otros, con el fin de elaborar un perfil sedimentológico. Posteriormente, se centró en la caracterización de fracturas y la fracturación estratigráfica.

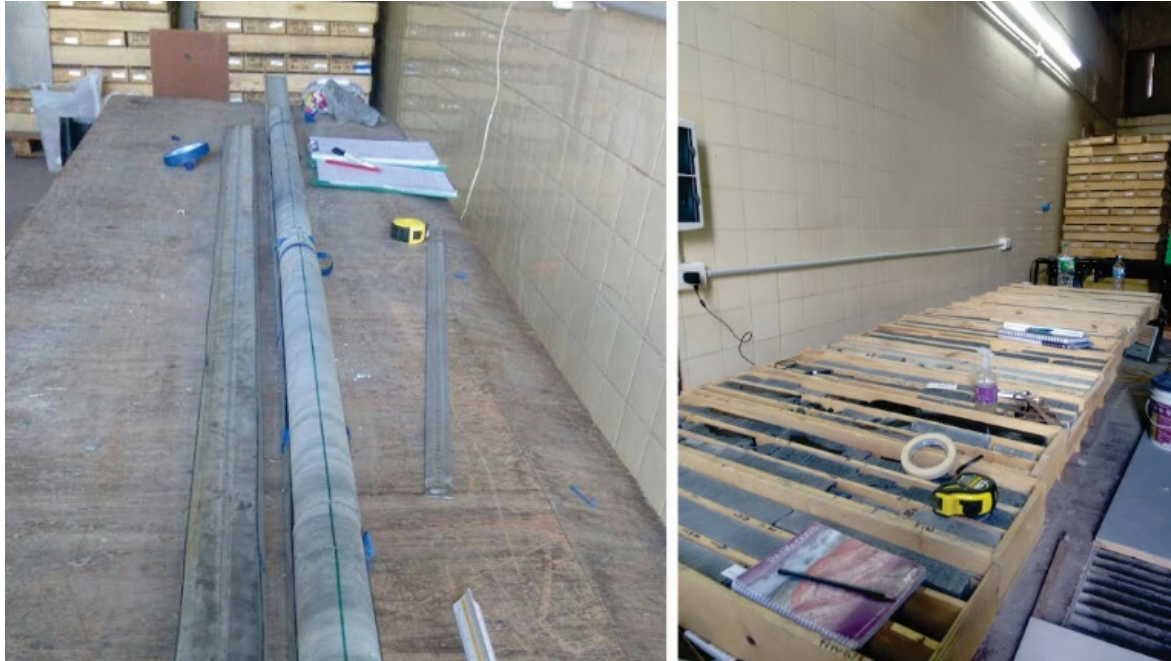


Figura 5.2: Despliegue y acondicionamiento de registros coronas.

El muestreo estudiado en el pozo PANG0003 comprende desde los 901,88 mbbp hasta 171,85 mbbp con un total de 729,84 m de muestras recuperadas mientras que en el pozo PANG0001 el registro abarca desde los 902,1 mbbp hasta los 182,77 mbbp con una recuperación aproximada de 729 m. Del total recuperado en el pozo PANG0003 se tomaron 57 muestras macroscópicas, de las cuales 20 se tomaron para la confección de sus respectivos cortes delgados; dicho procedimiento fue realizado por el Laboratorio de Petrotomía INGEOSUR-Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur (UNS).

A fin de realizar una correlación entre las litologías fracturadas en afloramiento y las de subsuelo, se relevaron perfiles sedimentológicos de la Formación Tunas en el ámbito de la faja plegada y corrida de las Sierras Australes, precisamente en las Sierras de Pillahuincó. Allí, se levantaron perfiles sedimentológicos, relevaron fracturas y se extrajeron un total de 6 muestras para su estudio.

Cada una de las secciones delgadas obtenidas del muestreo en afloramiento y subsuelo fueron descriptas utilizando microscopio petrográfico convencional, con el fin de conocer la petrografía de la roca de caja y las características microscópicas de algunos atributos de las

fracturas. El cemento de las fracturas en subsuelo tuvo como foco el análisis a través de diversas técnicas metodológicas. Además del uso de la microscopía óptica convencional, se realizaron ensayos de catodoluminiscencia (CL), difracción de rayos X (DRX) y microscopía de barrido electrónico y energía dispersada (SEM-EDS). Aumentando la escala de detalle, el análisis petrográfico de las inclusiones fluidas incluyó ensayos de fluorescencia y microtermometría.

El desarrollo del estudio de los testigos corona fue complementado a escala regional y local con la interpretación perfilaje (registros petrofísicos del subsuelo, a fin de sustentar el contexto regional de las perforaciones. Además del análisis e interpretación de fracturas en subsuelo a partir métodos indirectos como registros petrofísicos, se desarrolló una metodología alternativa basada en la relación entre los parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) del pozo PANG0003, presentados en el trabajo de Febbo et al. (2021) y vinculado con la frecuencia de fracturas relevadas en los testigos coronas.

Cada una de las metodologías mencionadas serán descritas con detalle a continuación.

5.2 Caracterización de atributos de las fracturas

Para caracterizar de forma adecuada a litologías con fracturas naturales fue necesario estudiar con sistemática los parámetros que los constituyen, es decir, sus atributos. Para esta tarea se siguieron las metodologías propuestas y desarrolladas por Narr y Suppe (1991), Nelson (2001), Ortega et al. (2006), Gale (2014) y Peacock et al. (2017)

Los atributos de fracturas descriptos fueron (Fig. 5.3):

i) Apertura cinemática: Es la distancia perpendicular entre los límites de la fractura, incluye el cemento y poros (Gale et al. 2014) (Fig. 5.3a). Para la medición de este atributo se utilizó un comparador con una colección de aperturas de 0,05 a 5 mm (0,002 a 0,2 pulg.) (Fig. 5.3b) (Ortega et al. 2006). Se definió un rango de jerarquía para las aperturas medidas, identificando las aperturas máximas de entre: 30-10 mm con la jerarquía 1, 10-7 mm con la jerarquía 2, 7-5 mm jerarquía 3, 3-1 mm con jerarquía 4 y menos de 1mm con jerarquía 5.

ii) Altura y longitud: La altura de la fractura ($H=Height$) es la dimensión longitudinal de la fractura, medida paralela al eje del núcleo, mientras que la longitud ($L=Lenght$) constituye la dimensión restringida al diámetro del testigo corona, medido paralelo a la fractura (Narr 1996). Por lo general, la altura de la fractura está limitada y contenida dentro de la dimensión longitudinal de la muestra recuperada. Al ser el pozo vertical, las fracturas subverticales pueden ser medidas a lo largo del registro.

iii) Ángulo: Dado que los testigos de corona recuperados en el pozo no cuentan con orientación magnética respecto al norte geográfico, no es posible determinar directamente el buzamiento real (δ). De acuerdo con Holcombe (2023), la determinación del buzamiento real (δ) en testigos de corona orientados exige medir dos parámetros: el ángulo alfa (α) y el ángulo beta (β) (Fig. 5.3b). En los testigos solo fue posible medir el ángulo alfa de los planos de fractura.

Se realizaron mediciones del ángulo de las fracturas en un 20%, hasta que los testigos corona se intervinieron a través de su corte original (1/3 para intervenir y muestrear, 2/3 material permanente de consulta). Posteriormente se midieron ángulos aparentes referidos al eje vertical del pozo, con transportador convencional (Workshop Natural Fractures –Ytec).

iv) Cemento: El cemento de las fracturas corresponde a la mineralogía que rellena las fracturas. Se determinó la presencia sellante total, parcial o ausencia del mismo en las muestras estudiadas. Los minerales cementantes se determinaron bajo lupa binocular Schonfeld Optic en base a sus propiedades físicas (hábito cristalino, color y dureza) y químicas (reacción al ácido clorhídrico: HCl). Su caracterización a escala micrométrica se realizó mediante microscopía óptica convencional, catodoluminiscencia y SEM-EDS.

v) Morfología de los planos de fractura: Según Nelson (2001) hay 4 tipos básicos: fracturas abiertas, fracturas cementadas, fracturas deformadas (fractura *gouge* y fractura *slickensided*) y fracturas *vuggy*.

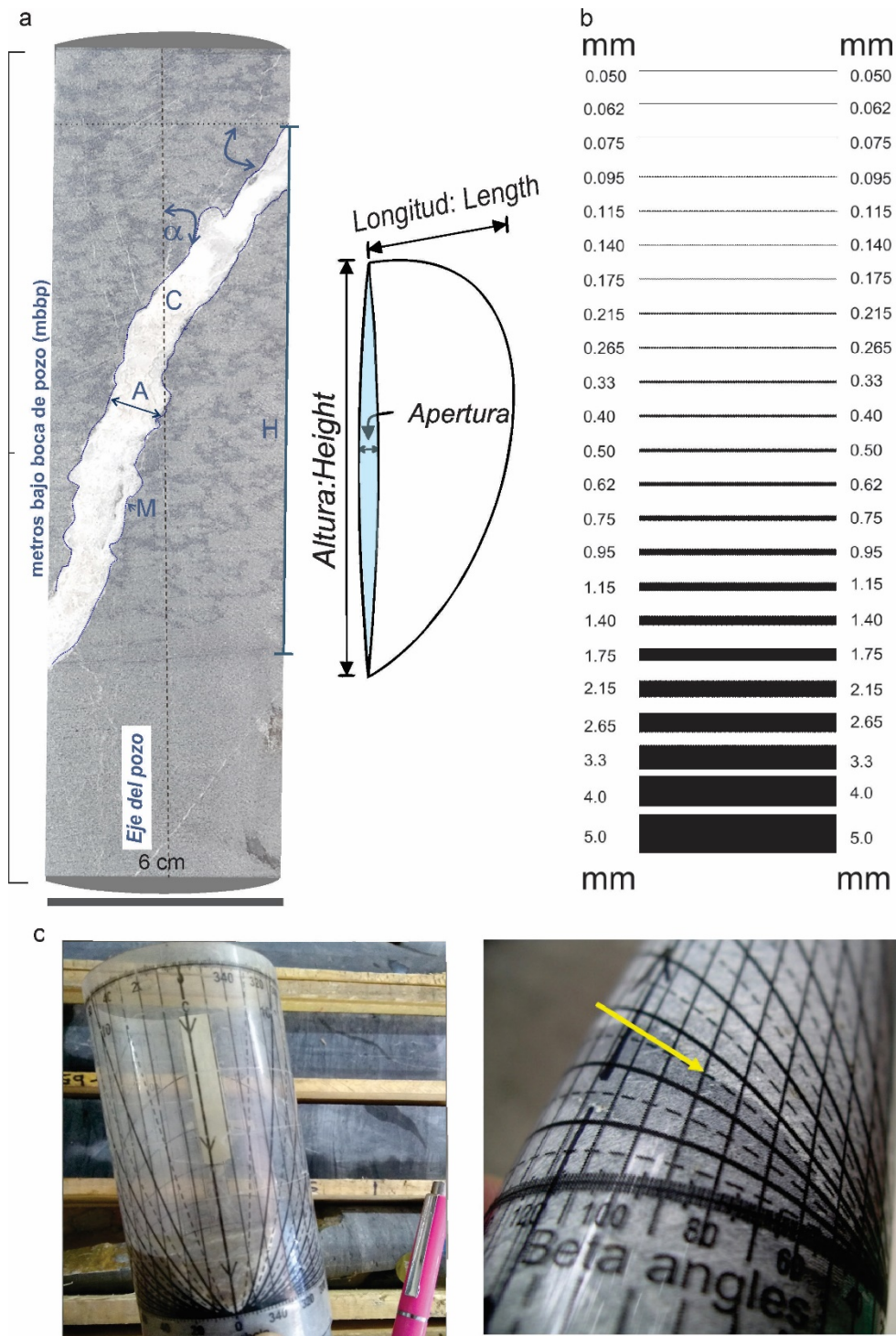


Figura 5.3: a) Parámetros básicos de una fractura individual. Apertura cinemática (A), ángulo de inclinación de la fractura (α), altura (H), cemento (C) y morfología de las fracturas (M), modificado de Narr (1996); b) Regla comparativa de apertura de fracturas, tomado de Ortega et al. (2006); c) Medición del ángulo alfa con la regla transportador propuesta Holcombe (2023).

5.2.1 Intensidad de fracturas o frecuencia de fracturas

La intensidad de fracturas (I) representa el número de fracturas interceptadas a lo largo de una línea por unidad de longitud (Ortega et al. 2006). La técnica esencial de medición fue la línea de exploración o *scanline*, una metodología rápida y relativamente sencilla para recopilar sistemáticamente datos de fracturas (Priest 1993; Ortega et al. 2006). Este método se desarrolló inicialmente para estudios ingenieriles con el fin de realizar una descripción cuantitativa de las discontinuidades presentes en masas rocosas (Priest 1993). Posteriormente se adoptó para caracterizar fracturas naturales con el objetivo de cuantificar el número de fracturas visibles y los atributos de los mismos al interceptar la línea de relevamiento.

5.2.2 Relaciones entre fracturas

El análisis de la relación entre las fracturas se realizó siguiendo el modelo propuesto por Peacock et al. (2017) quienes integran para su realización el tipo de fracturas, su geometría, y las relaciones topológicas (Fig.5.4).

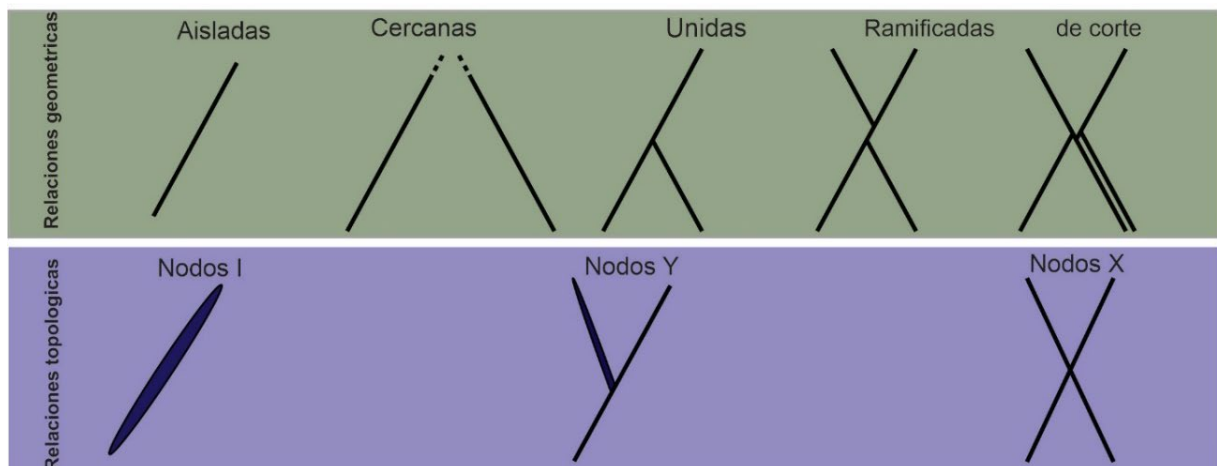


Figura 5.4: Relación entre fracturas: relaciones geométricas y relaciones topológicas. Modificado y tomado de Peacock et al. (2017).

5.2.3 Organización espacial de las fracturas

5.2.3.1 Espaciamiento

Un parámetro que se determinó para caracterizar disposición espacial de las fracturas fue el espaciamiento, es decir la distancia perpendicular entre fracturas de un mismo set. Para caracterizar el espaciamiento se utilizó el coeficiente de variación (CV) definido como la relación entre la desviación estándar y valor medio de los datos de espaciamiento, $CV=\sigma/\mu$. El CV expresa el grado de agrupamiento a lo largo de muestras lineales (Cox y Lewis 1966; Gillespie et al. 1999). Para fracturas con una distribución Poisson, la media y la desviación

estándar son iguales, por lo tanto, $Cv = 1$ (Cox y Lewis 1966). Si las fracturas son *clustered* el Cv sera >1 , mientras que si son *anti-clustered* (es decir, las fracturas tienen un espaciamiento regular) el Cv sera < 1 (Gillespie et al. 1999). Sin embargo, este método no tiene en cuenta secuencias de espaciamientos a lo largo de la línea de relevamiento o *scanline*, queda implícito la suposición de que las fracturas están espaciadas regularmente, es decir no diferencia entre el espaciamiento en fracturas distribuidas en forma *random* (aleatoria), *clustered* (agrupadas), o regulares (con espaciamiento uniforme) (Fig.5.5a). Por esta razón se complementa la metodología siguiendo a Marret et al. (2018).

Se utilizó el programa informático CorrCount, NCC (Marrett et al. 2018) para establecer y cuantificar la organización espacial de fracturas en diferentes escalas. Este software utiliza la función de correlación de dos puntos cuyo fin es estimar un número dentro de una distancia (λ_k , comúnmente representada en la literatura estadística por la variable r). Las curvas resultantes siempre están entre cero y uno y tienen como característica que se asemeja a una función de densidad acumulativa. De esta manera, el software proporciona un análisis cuantitativo del grado en el que se agrupan las fracturas a lo largo de una línea de relevamiento o *scanline* y permite distinguir entre un agrupamiento de fracturas con una disposición aleatoria y un agrupamiento con sistemática (Laubach et al. 2018, Marrett et al. 2018) (Fig.5.5b). Además, proporciona soluciones analíticas como Monte Carlo para espacios de entrada aleatorios y permite construir un intervalo de confianza del 95 % para secuencias aleatorias. Si la intensidad de la fractura cae por encima o por debajo de los límites de confianza superior o inferior, el correspondiente espaciamiento entre fracturas es estadísticamente significativo. En esta tesis se plotea la intensidad de fracturas y su correlación normalizada (NCC). El NCC cuantifica el coeficiente de variación (CV) de la población de espaciamientos entre fracturas, $CV = \sigma/\mu$, donde σ es la desviación estándar de la población de espaciamientos y μ es la media aritmética.

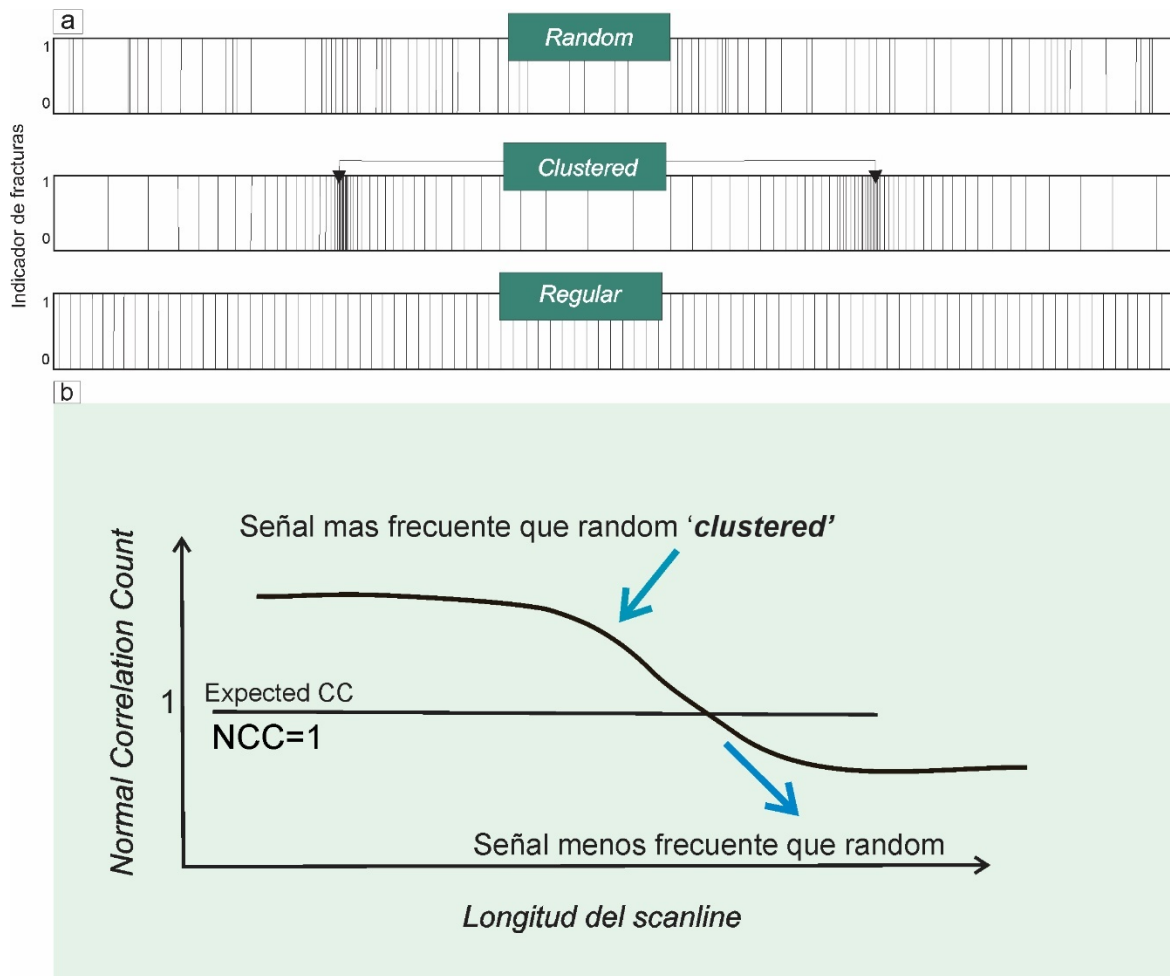


Figura 5.5: Se presentan tres conjuntos de datos de fracturas, cada uno con un total de 100 fracturas y una longitud de línea de exploración de igual valor. El indicador de fracturas denota la presencia (1) o ausencia (0) de fracturas a lo largo de la línea de exploración. El primer conjunto de datos muestra fracturas distribuidas aleatoriamente, aunque se observa algún agrupamiento de discontinuidades, estos *clusters* no son estadísticamente significativos. El segundo conjunto de datos contiene fracturas con el mismo espaciamiento que el primero, pero dispuestas de tal manera que forman dos grupos con espaciamiento agrupado estadísticamente significativo. El tercer conjunto de datos muestra fracturas espaciadas regularmente con un espaciamiento constante entre ellas; b) Se utiliza un gráfico esquemático NCC - longitud de línea de exploración para diferenciar secuencias con espaciamiento agrupado estadísticamente significativo. Modificado de Laubach et al. (2018) y Marrett et al. (2018).

5.2.4 Relación espesor vs. número de fracturas

Para determinar si existe una correlación entre las litologías y la cantidad de fracturas presentes, se realizaron mediciones de los espesores de las litologías en las coronas y se contabilizó el número de fracturas (Ladeira y Price 1981). A partir de los datos obtenidos se aplicó un modelo de regresión lineal en el que la variable independiente corresponde al espesor y la variable dependiente representa el número de fracturas. La evaluación de la viabilidad de este modelo de regresión se realizó mediante el coeficiente de determinación R^2 .

Dicho parámetro adquiere valores en el rango de 0 a 1, de tal forma que aquellos cercanos a 1 proporcionan una mayor confiabilidad en relación al vínculo entre ambas variables involucradas.

5.2.5 Microscopía óptica convencional

La descripción petrográfica se realizó con microscopía óptica bajo luz transmitida y polarizada. Para tal fin, se utilizó el equipo Nikon eclipse 50i POL perteneciente al Laboratorio de Luminiscencia del depto. de Geología de la Universidad Nacional del Sur (UNS) (Fig.5.6). En principio se caracterizó la roca de caja y, en segundo lugar, los rasgos microtexturales del cemento en las venillas. En la roca de caja se realizó una descripción de la textura general de la roca hospedante, granos constituyentes, presencia o ausencia de matriz/cemento de la roca y conteo de granos para la clasificación de areniscas, si corresponde, de acuerdo Folk et al. (1970). En las venillas se identificaron los cementos en base a sus características ópticas como formas cristalinas, el color, relieve, birrefringencia y presencia o ausencia de maclas características para minerales translúcidos. Con respecto a los minerales opacos se utilizó microscopía óptica con luz reflejada para reconocimiento y descripción. En cuanto a los atributos de las microfracturas referidos en 5.1 se describió apertura, microtextura presente y tamaño de los cristales del mineral cementante.



Figura 5.6: Microscopio Nikon eclipse 50i POL perteneciente al Laboratorio de Luminiscencia del depto. de Geología de la Universidad Nacional del Sur.

La caracterización de las microtexturas en el cemento se realizó mediante la caracterización de la mecánica de las fracturas, identificación de la cinemática de crecimiento y morfología de los minerales, siguiendo el marco conceptual establecido por Ramsay y Huber (1987), Bons et al. (2005, 2012) y Passchier y Trouw (2006).

En cuanto a la morfología se diferencian en *blocky* (Fig.5.7a), *elongated blocky* (Fig.5.7b), *fibrous* (Fig. 5.7c) y *stretched* (Fig.5.7d) mientras que en la cinemática del crecimiento de los cristales en *syntaxial* (Fig.5.7e), *antitaxial* (Fig.5.7f) y *stretching* (Fig.5.7g).

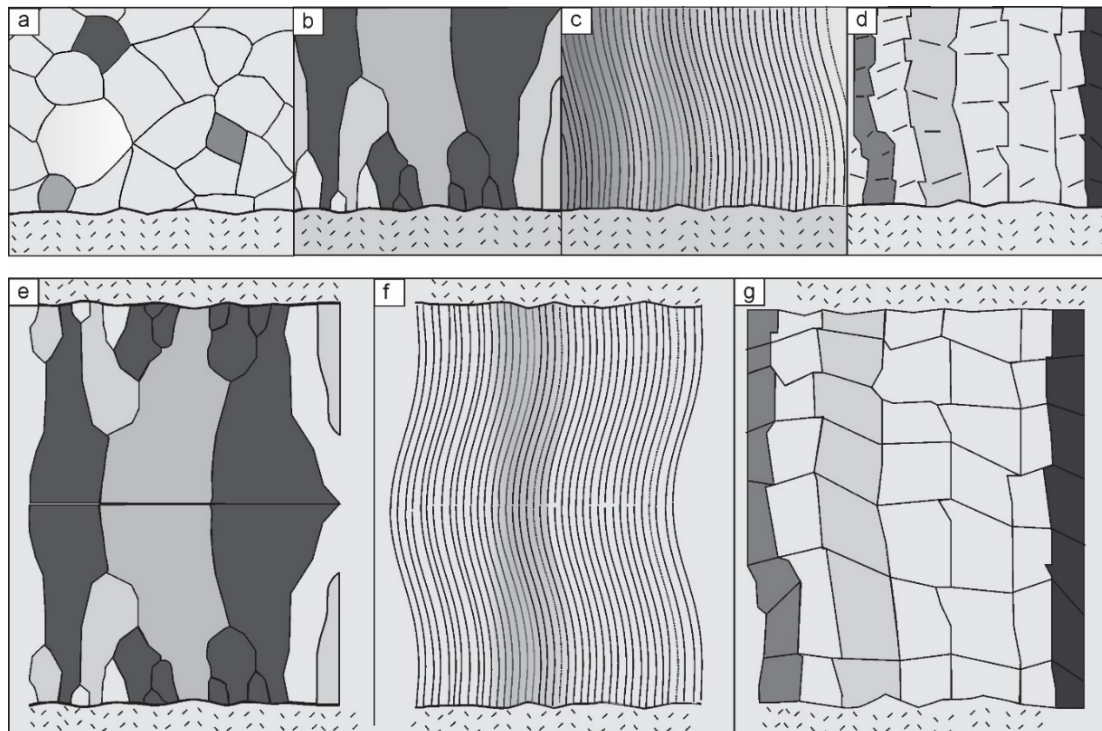


Figura 5.7: Morfología de los cristales en a) *blocky* b) *elongated blocky* c) *fibrous* y d) *stretched*. Cinemática de crecimiento de los cristales en e) *syntaxial* f) *antitaxial* y g) *stretching*. según Ramsay y Huber (1987) Bons et al. (2005, 2012) y Passchier y Trouw (2006).

Las descripciones bajo el microscopio óptico se complementaron con la captura fotomicrografías y escaneo de las secciones delgadas para obtener imágenes de alta resolución. La toma de fotomicrografías se realizó con el sustento de dos softwares: *Micrometric* e *ImageJ*. El primero, instalado en la computadora del Laboratorio de Luminiscencia, se utilizó para la captura de imágenes de forma directa desde el microscopio óptico mientras que el segundo programa, instalado en una notebook personal, se utilizó para la visualización, edición y caracterización de la roca de caja y cementos. ImageJ es un programa de procesamiento de imágenes diseñado para imágenes científicas, desarrollado por Wayne Rasband en el U.S. National Institutes of Health (NIH) que está en continuo desarrollo desde 1997 (Schneider et al. 2012). Se utilizaron las herramientas del programa

para la medición del tamaño de la granulometría de la roca de caja y clasificar las areniscas como roca de caja de acuerdo a el método de Gazzi-Dickinson (Fig.5.8a). También se midieron con este programa el tamaño de los minerales cementantes y la apertura cinemática de microfracturas (Fig. 5.8b).

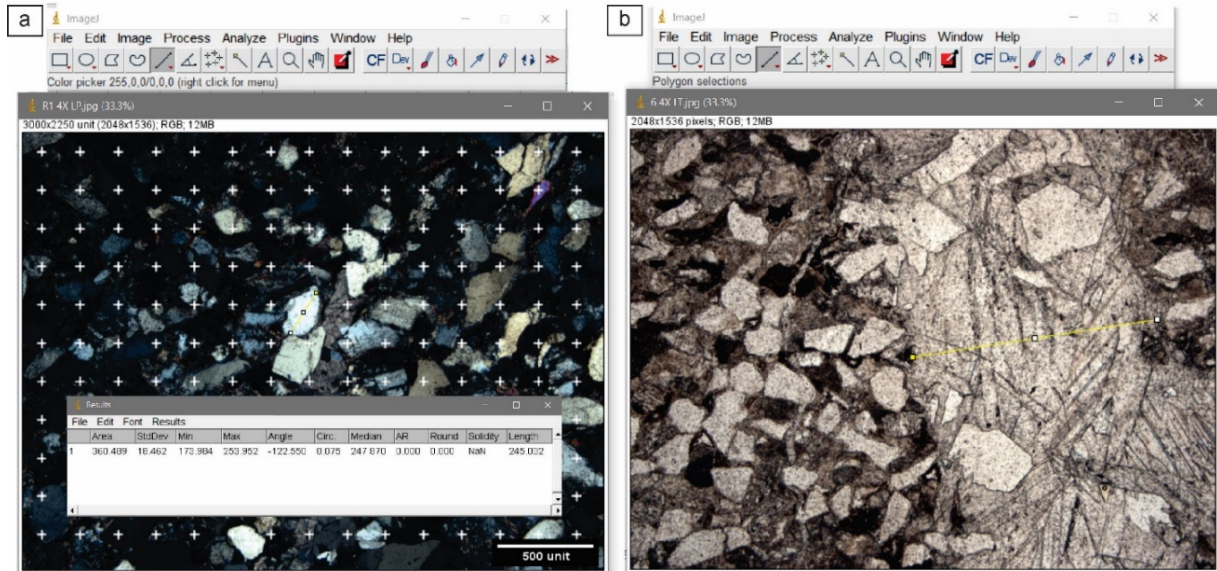


Figura 5.8: a) Medición del tamaño de grano en una arenisca mediante la herramienta línea y en detalle el resultado, en el parámetro *length*; b) Medición de la apertura cinemática de una venilla.

5.2.6 Microscopía por catodoluminiscencia (CL)

La catodoluminiscencia es el fenómeno por el cual los minerales emiten luz visible cuando son bombardeados con un haz de electrones (Götze y Kempe 2009). La luminiscencia resultante posee diferentes intensidades (longitudes de onda) que son propias de cada material, generándose únicamente en el caso de que la estructura cristalina mineral presente algún tipo de irregularidad. El objetivo de esta metodología fue conocer el origen de la respuesta luminiscente en los minerales cementantes de las fracturas. La diferencia entre las respuestas luminiscentes puede estar dadas por razones no estequiométricas, imperfecciones estructurales, destrucción por radiación, destrucción por impacto e impurezas sustitucionales o intersticiales que distorsionan la red cristalina (Marshall y Mariano 1988). Los carbonatos son especialmente receptivos a este estímulo, cuando contienen manganeso (Mn^{+2}) su respuesta se intensifica, siendo este un activador. Mientras que el contenido en hierro (Fe^{+2}) atenúa la respuesta luminiscente, siendo considerado un supresor de este fenómeno (Marshall y Mariano 1988).

Los distintos colores luminiscentes que se producen en respuesta a la interacción del haz de electrones sobre la superficie de la muestra varían para los carbonatos en general

entre el amarillo, anaranjado y rojo y su intensidad se describe como no luminiscente (*dull*), luminiscencia moderada o luminiscencia elevada.

La implementación de la CL como metodología requiere de un equipo especial que puede ser montado en un microscopio electrónico o microscopio óptico. En este caso en particular, el equipo utilizado fue una platina de cátodoluminiscencia MK5- 2 (CITL CL5) anexada al microscopio óptico del Laboratorio de Luminiscencia del depto. de Geología de la UNS (Fig.5.9a). Los ensayos de cátodoluminiscencia se realizaron sobre muestras petrocalcográficas sin pulido y las condiciones rutinarias de trabajo fueron: tensión del haz electrónico: 10 kv., intensidad: 250 microamperios y presión 0.005 mB (Fig.5.9b). El tiempo de exposición aproximado de cada una de las muestras fue de 10 minutos. Cada ensayo constó de dos etapas bien diferenciadas, tareas de laboratorio y de gabinete. Las tareas de laboratorio consistieron en realizar transectas perpendiculares a la apertura de las fracturas cementadas. En cada muestra se realizaba 1 o más transectas constituidas por 14 fotomicrografías aproximadamente. Las tareas de gabinete comprendieron el ensamble de las fotomicrografías obtenidas durante cada ensayo realizado. El mosaico final generado contribuye a distinguir y caracterizar a las fases minerales presentes en base a su respuesta luminiscente.

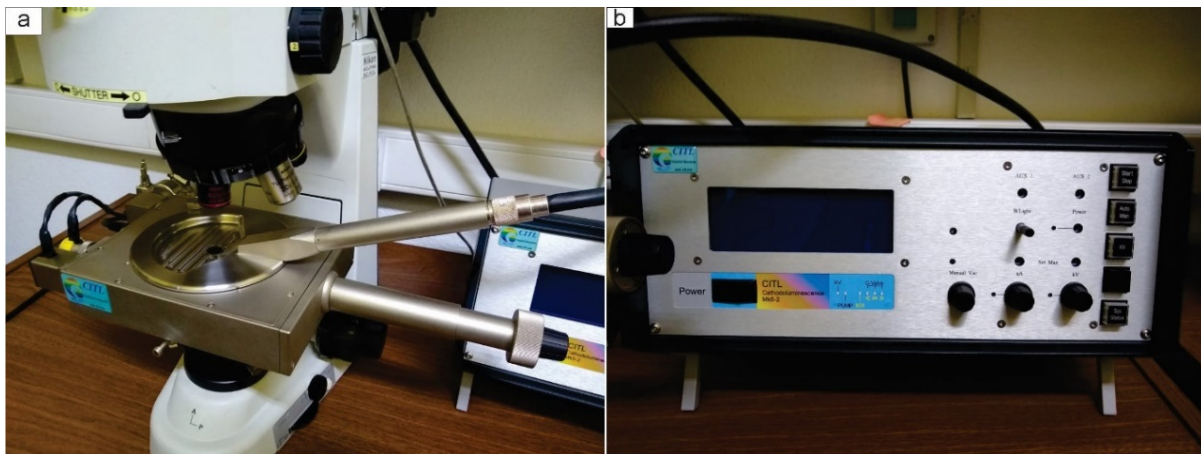


Figura 5.9: a) Platina anexada MK5- 2 (CITL CL5) al microscopio óptico; b) Equipo monitor de las condiciones de trabajo de la platina.

5.2.7 Difractometría de rayos X (DRX)

La difractometría de rayos X es una metodología que consiste en irradiar una muestra pulverizada con rayos X y registrar los patrones de difracción resultantes para determinar los ángulos y las intensidades de difracción, lo que proporciona información sobre los espaciamientos interatómicos y la estructura cristalina mineral (Emery y Robinson 1993). La aplicación de esta metodología tuvo como fin confirmar e identificar los minerales presentes

en el cemento de las fracturas que no pudieron ser distinguidas bajo el microscopio petrográfico. Los ensayos de difracción de rayos X fueron realizados por el personal técnico especializado del Laboratorio de Rayos X del Depto. de Geología de la UNS. El equipo utilizado fue el difractómetro equipo Rigaku Geigerflex Max III C con monocromador grafito con un voltaje de 30 Kv, una corriente de 15 Ma y un escaneo de 2° por minuto.

Los ensayos se realizaron en muestras de cemento obtenidas de venillas con aperturas mayor a 5 mm, cada una de ellas fue reducida a polvo con la ayuda de un mortero de cuarzo o porcelana (Fig.5.10a). El material obtenido fue posteriormente almacenado en recipientes plásticos para evitar su contaminación (Fig.5.10b). Los difractogramas resultantes junto con los parámetros obtenidos como el $d(\text{Å})$ permitieron identificar la mineralogía cementante.

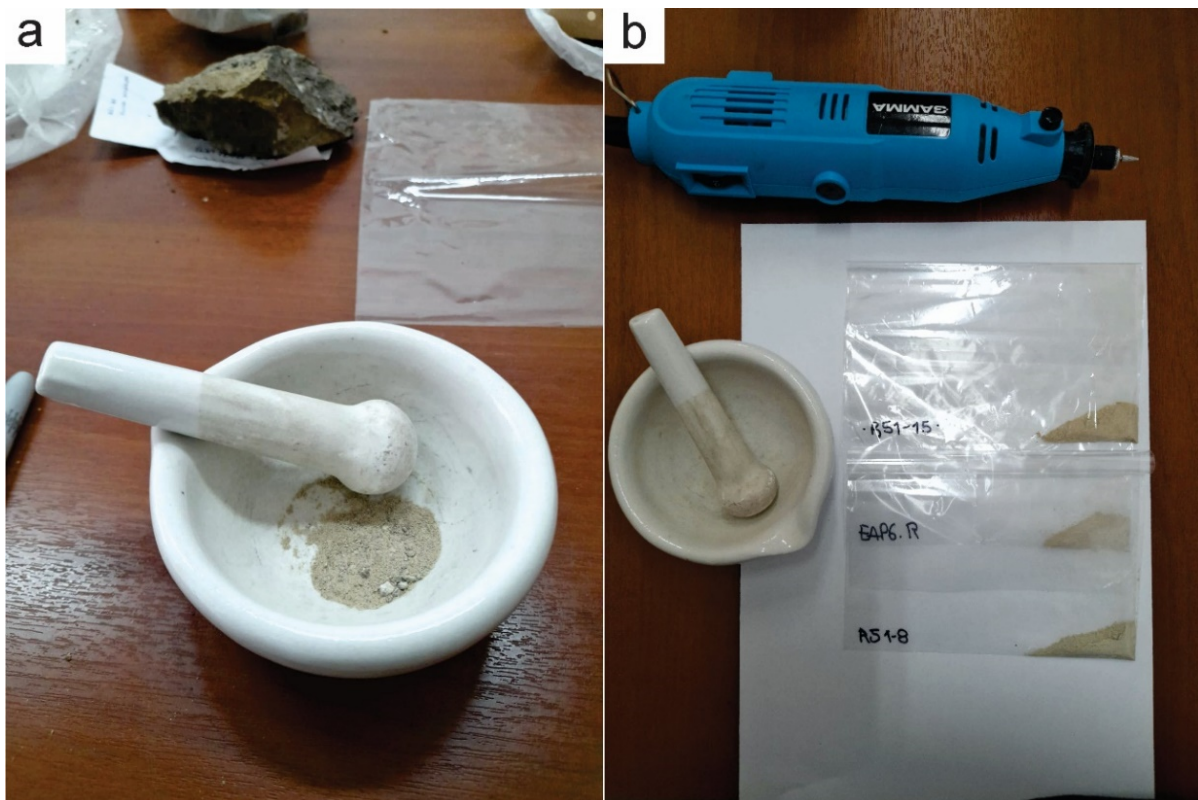


Figura 5.10: a) Mortero de porcelana para la preparación de muestras DRX; b) Recipientes plásticos etiquetados con más 2 gramos de material fino pulverizado.

5.2.8 Microanálisis de rayos X por energía dispersada (SEM-EDS)

La espectrometría de energía dispersiva (EDS) es una técnica analítica que se utiliza para determinar la composición química elemental de una muestra sólida. El proceso implica la excitación de la muestra mediante un haz de electrones, lo que resulta en la emisión de un espectro de rayos X característico (Emery y Robinson 1993). Dado que cada elemento emite rayos X a una energía específica, el análisis del espectro permite la identificación de los elementos presentes en la muestra. La EDS se emplea comúnmente en conjunción con un

microscopio electrónico de barrido (SEM) para examinar la morfología de la muestra y determinar su composición a nivel local. El propósito inicial de esta metodología fue la identificación de elementos traza en minerales que presentaban diferencias en su respuesta luminiscente. Estos ensayos se llevaron a cabo en el Centro Científico Tecnológico (CCT) donde se emplearon equipos de última generación como el microscopio electrónico de barrido (SEM-VP) LEO EVO 40-XVP de presión variable y el equipo de microanálisis por energía dispersiva Oxford X-max 50.

Se llevaron a cabo tres tipos de ensayos en muestras de cemento: puntuales, lineales y por área en secciones de interés con el fin de obtener información detallada sobre la composición elemental de las muestras analizadas.

5.2.9 Petrografía de inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas (IF) son pequeñas burbujas atrapadas en el interior de los cristales por lo general desde un 1 μm hasta 20 μm (Goldstein y Reynolds 1994; Goldstein 2003; Van den Kerkhof 2000). El objetivo del análisis petrográfico de las inclusiones fluidas fue caracterizar a los diferentes grupos de inclusiones presentes y determinar el momento del entrapamiento relativo a la formación del mineral que las contiene. El empleo de la descripción petrográfica de las inclusiones fluidas proporciona información valiosa sobre las condiciones de formación, los procesos geológicos asociados y la composición de los fluidos. El análisis de la petrografía de las inclusiones fluidas se realizó mediante microscopía óptica convencional utilizando un microscopio Nikon del Laboratorio de Luminiscencia del Departamento de Geología. Para tal fin se confeccionaron cortes doblemente pulidos de 90 a 100 micrones de espesor de muestras de cementos de fracturas previamente seleccionadas.

La clasificación de las inclusiones fluidas de acuerdo a su origen se realizó siguiendo los criterios genéticos de Roedder (1979,1989). Según este autor, las inclusiones pueden ser primarias, pseudosecundarias y secundarias (Fig.5.11) La clasificación de las IF según su fase puede ser líquidas (L), gaseosas (G) o mixtas según la propuesto por Nash (1976). Las inclusiones líquidas contienen solo líquido, las inclusiones gaseosas contienen solo gas y las inclusiones mixtas contienen una combinación de líquido y gas. Las inclusiones fluidas también se pueden clasificar según su forma y geometría. Algunas formas comunes incluyen inclusiones redondas, elongadas, irregulares o en forma de gota clasificadas como euhedrales, subhedrales y anhedrales respectivamente. Cada una de los datos petrográficos de las inclusiones fluidas se tomaron en tablas organizadas en base a la muestra analizada (Fig. 5.12).

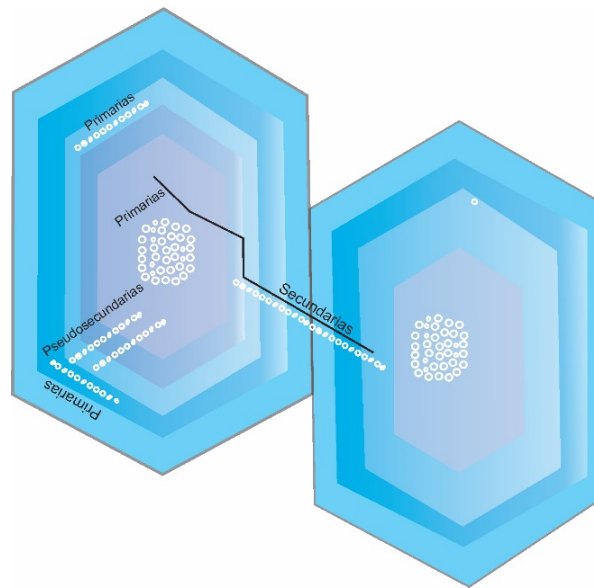


Figura 5.11: Esquema de inclusiones fluidas primarias, secundarias y pseudosecundarias.

Venilla	Mineral	Origen	Tamaño (μm)	Forma	Fases (%)		Fluorescencia	Th°
					L	B		

Figura 5.12: Tabla de datos petrográficos de inclusiones fluidas.

5.2.9.1 Microscopia por fluorescencia

La microscopia por fluorescencia consiste en un tipo específico de luminiscencia en el que la fuente de excitación son rayos de una determinada longitud de onda (Emery y Robinson 1993). La metodología utilizada es la denominada epifluorescencia, es decir, fluorescencia acoplada a un microscopio tradicional. El objetivo de esta metodología es conocer la respuesta luminiscente de las inclusiones fluidas en los minerales cementantes cuando son irradiados con rayos de diferentes longitudes de onda. Las inclusiones fluidas con hidrocarburos líquidos poseen la propiedad de emitir fluorescencia desde verdoso (hidrocarburos inmaduros), amarillo - amarillo dorado (hidrocarburos en su punto óptimo de maduración) y celeste (hidrocarburos en estado gaseoso) cuando son irradiados con rayos ultravioleta (UV), mientras que con fluorescencia con filtro azul los hidrocarburos no tienen respuesta luminiscente (Riecker 1962). Las inclusiones acuosas, carbónicas y con contenido de gas no tienen la propiedad de emitir luminiscencia.

Los ensayos de fluorescencia se realizaron con una lámpara de mercurio de 100W (halógena) junto con el microscopio Nikon del Laboratorio de Luminiscencia del Depto. de

Geología de la UNS. Las muestras petrográficas se irradiaron con un filtro ultravioleta (con longitudes de onda que va desde 334 a 365 nm), filtro azul (con longitudes de onda con un rango desde 435 a 490 nm) y filtro verde (con longitudes de onda de 546 nm). La caracterización del contenido de las inclusiones fluidas en acuosas y orgánicas se realizó mediante la observación visual del color de la luz fluorescente.

5.2.10 Relación entre parámetros Anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) y frecuencia de fracturas

La frecuencia de fractura o intensidad de fractura representa el número de fracturas por unidad de longitud en las coronas. Este parámetro se contabilizó para cada metro de núcleo recuperado en todo el pozo (Ladeira y Price 1981, Narr y Supe 1991, Wu y Pollard 1995, Narr 1996). La fábrica magnética de las rocas fue analizada por Febbo et al. (2021). Los parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) determinados fueron el grado de anisotropía corregida (PJ; Jelínek 1978), parámetro de forma (T), foliación ($F = K_{int}/K_{min}$) y lineación ($L = K_{max}/K_{int}$). Estos datos fueron visualizados y reprocesados en una interfaz gráfica realizado en lenguaje de programación Python mediante el uso de las bibliotecas Matplotlib, Numpy y Seaborn. El objetivo de esta metodología es establecer si existe o no una correlación entre la frecuencia de fracturas y los parámetros AMS del pozo PANG0003.

5.2.11 Análisis de registros de pozos

Un registro de pozo, también conocido como *well log*, es una representación gráfica de las características de las formaciones litológicas a lo largo de la columna de perforación (Asquith y Gibson 1982). Estos registros se obtienen mediante herramientas específicas mientras se desarrolla el pozo. Además de su uso en la exploración para conocimiento del sustrato rocoso, correlación de zonas de interés, los registros de pozo son fundamentales para definir las características petrofísicas de las rocas, porosidad y permeabilidad. Los registros de pozos se clasifican en convencionales y no convencionales. Los convencionales, como los rayos gamma (GR), densidad (DEN), sínico (DT), caliper (CAL) y resistividad (RES), se realizan de rutina en casi todos los pozos, mientras que los no convencionales se utilizan para propósitos específicos. El objetivo del análisis de los registros de la perforación PANG0003 es la evaluación y detección de fracturas a partir de los registros convencionales, siguiendo el enfoque de Nelson (2001). Este autor estableció dos técnicas básicas para identificar intervalos fracturados: directas (mediante coronas, imágenes de paredes de pozo y cámaras de fondo) e indirectas (combinando la respuesta de los registros eléctricos con análisis directos de coronas y/o afloramientos). Además de identificar intervalos fracturados, el análisis de los registros de pozo de las perforaciones en estudio busca caracterizar la

litología en función de la respuesta de los diferentes registros convencionales y compararla con las descripciones de las coronas correspondientes.

Capítulo 6 : RESULTADOS

6.1 Geología de la Formación Tunas en afloramiento: SE de la Sierra de Pillahuincó.

El área de estudio corresponde a los afloramientos geológicos ubicados en el SE de las Sierras de Pillahuincó. Se localiza en las cercanías del sector conocido como Abra del Despeñadero ($38^{\circ}12'32.05''S$, $61^{\circ}29'9.76''O$) sobre la ruta provincial 51. La unidad litológica aflorante corresponde al techo de la Formación Tunas (Pérmico, Harrington 1947) del Grupo Pillahuincó (Fig.6.1).

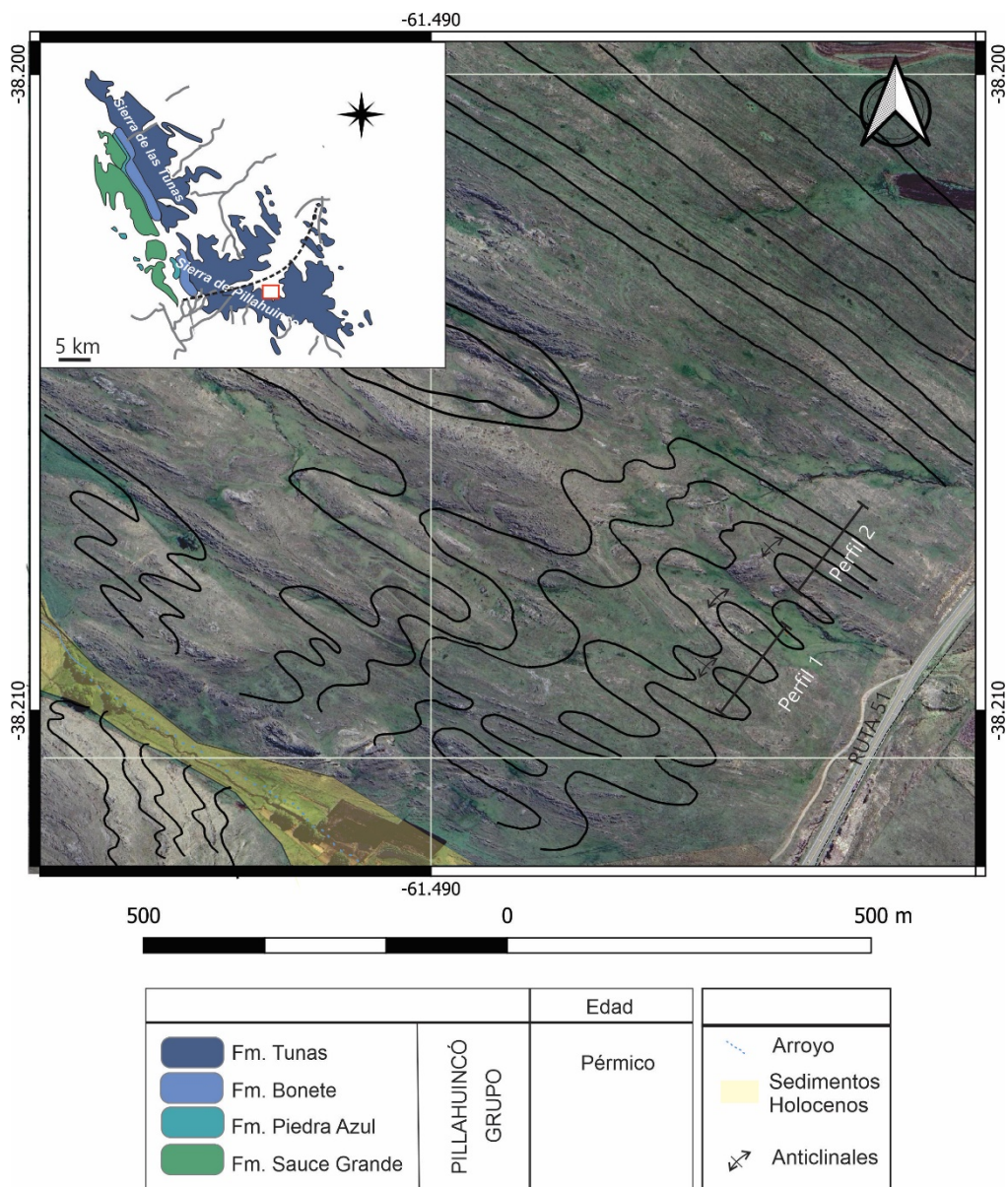


Figura 6.1.1: Mapa de ubicación de los afloramientos de la Formación Tunas en el SE de las Sierras de Pillahuincó (en azul). En línea negra se identifican los cortes a partir de los cuales se realizaron los perfiles estratigráficos.

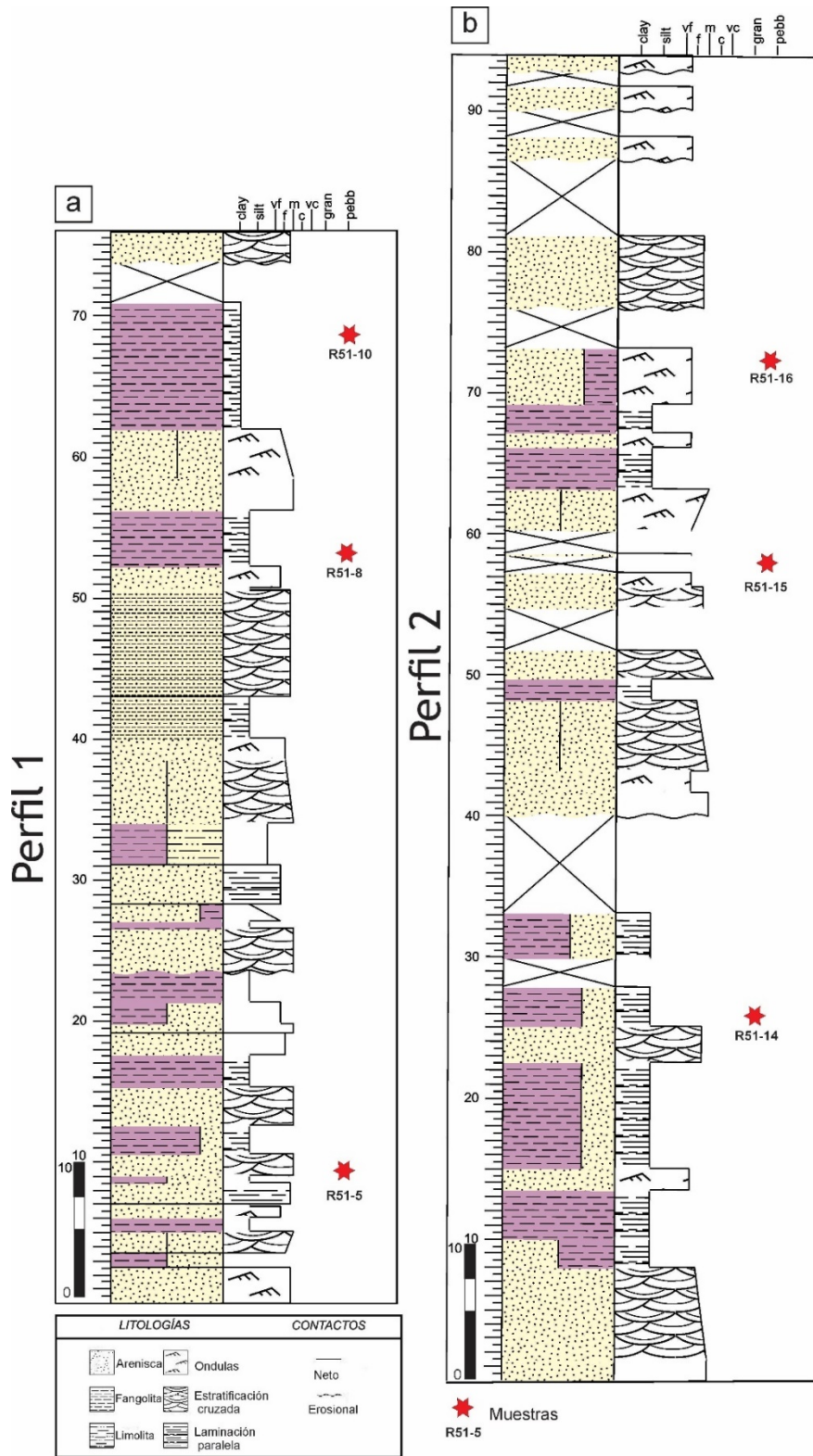


Figura 6.1.2: a) Perfil sedimentario 1; b) Perfil sedimentario 2.

6.1.1 Perfiles sedimentarios

Los afloramientos de la formación sedimentaria en estudio fueron analizados a partir de dos perfiles sedimentarios, con espesores aproximados de 75 metros (Fig. 6.1.2a) y 93 metros (Fig. 6.1.2b). Estos perfiles se encuentran en los flancos de los pliegues que afectan la secuencia y están orientados perpendicularmente al rumbo de los estratos (eje de plegamiento).

El sector de estudio se encuentra fuertemente meteorizado y la intensidad de plegamiento da lugar a una interrumpida continuidad lateral y vertical. Los perfiles sedimentarios se conforman por ciclos grano-decrecientes que se inician con estratos tabulares de areniscas amarillas (Hue 10 YR 8/4) finas con estratificación cruzada y culminan con intercalaciones de areniscas finas amarillas verdosas con óndulas (Hue 10 YR 8/4) y fangolitas moradas laminadas (Hue 10 R 4/3). Los estratos tabulares de areniscas predominan sobre las fangolitas en ambos perfiles sedimentarios. Las fangolitas laminadas se encuentran comúnmente meteorizadas y deformadas, que desarrollan clivaje del plano axial. En cuanto a los elementos estructurales, el eje de plegamiento conserva el carácter regional con orientación NO-SE y los estratos buzcan al SO o NE. La fracturación en los perfiles se encuentra representada por diaclasas (fracturas abiertas) y venillas (fracturas cementadas).

6.1.2 Descripción petrográfica de las litofacies reconocidas

Las litologías reconocidas macroscópicamente se agruparon en dos (2) grupos: litofacies de areniscas finas y litofacies de fangolitas laminadas moradas. Las muestras macroscópicas y microscópicas para su estudio petrográfico se presentan en la Tabla 6.1.1. Al poseer únicamente la litofacies de areniscas finas desarrollo de fracturas no han sido considerada la litofacies de fangolitas laminadas moradas para su estudio.

En base a su composición modal, contenido de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos, recalculados al 100%, la litofacies de areniscas se clasificó según Folk et al. (1970) como litoarenitas feldespáticas.

Nombre	Litología	Muestra	
R51-5	Arenisca fina	Roca de caja y venilla de cuarzo	Muestra macroscópica
R51-8	Arenisca fina	Roca de caja y venilla de cuarzo	Muestra macroscópica
R51-10	Fangolita	Roca	Muestra macroscópica
R51-14	Arenisca fina	Roca de caja y venillas de cuarzo	SD (Sección delgada) Muestra macroscópica

R51-15	Arenisca fina	Roca de caja y venilla de cuarzo	SD (Sección delgada) Muestra macroscópica
R51-16	Arenisca fina	Roca de caja y venillas de cuarzo	SD (Sección delgada) Muestra macroscópica

Tabla 6.1.1: Muestras correspondientes a las dos (2) litofacies reconocidas en los afloramientos ubicados en el área SE de la Sierra de Pillahuincó.

6.1.2.1 Descripción de litofacies de areniscas amarillas finas

En las muestras **R51-5**, **R51-8**, **R51-14**, **R51-15**, **R51-16** están representadas areniscas de grano fino clasto-soportadas, con porcentajes de matriz arcillosa y cemento silíceo que no supera el 5% de la roca, que clasificadan como litoarenita feldespática según Folk et al. (1970).

Los granos constituyentes son subredondeados y subangulosos con contactos cóncavos-convexos y suturados, presentan una buena a moderada selección y están constituidos por cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos (Fk), plagioclasa (Pl) y fragmentos líticos (Fl) (Fig.6.1 3a-b). Los granos de feldespatos presentan alteración a arcillas (Fig. 6.1.3c-d). Localmente el cemento está representado por arcillas, en proporciones ínfimas (5%). Como minerales accesorios se identificaron biotitas (Bt) y muscovitas (Ms), comúnmente flexuradas, en menos de 5%. La presencia de óxidos, microfracturas y planos de laminación marcados son característicos en esta litofacies (Fig. 6.3e-f).

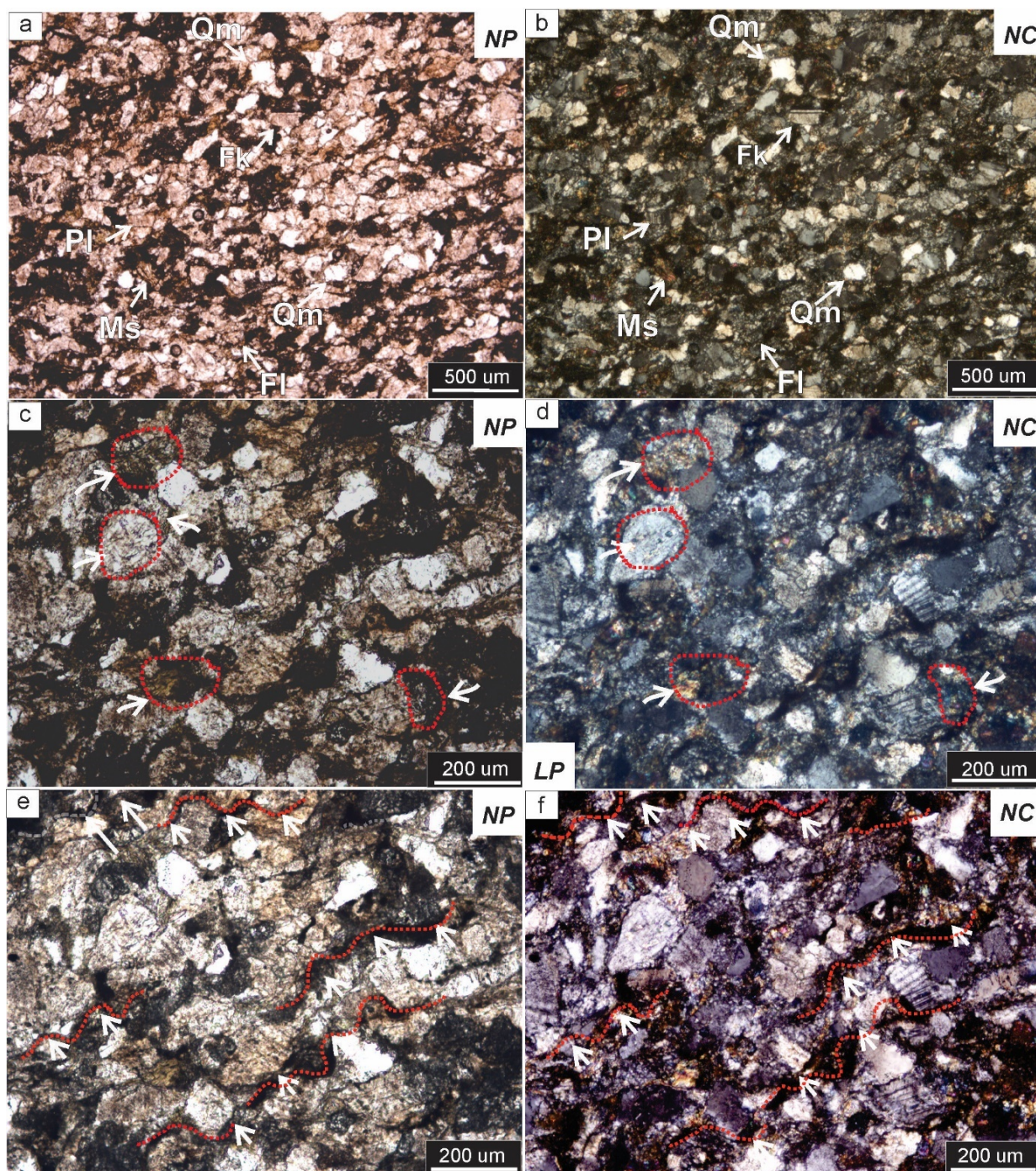


Figura 6.1.3: a-b) Microtextura de una arenisca (R51-16) con granos de cuarzo (Qm), feldespato potásico (Fk), plagioclasa (Pl), fragmentos líticos (Fl) y muscovita (Ms); c-d) Arcillas reemplazando granos de feldespato y como cemento entre los granos; e-f) Plano de laminación con minerales arcillosos. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

Los difractogramas RX de las muestras estudiadas indican que los componentes mayoritarios de la roca están representados por cuarzo (Qz), la presencia de feldespato identificado como albita (Ab) e illita (Ite) como representante del grupo de los minerales de arcilla (Fig.6.1. 4).

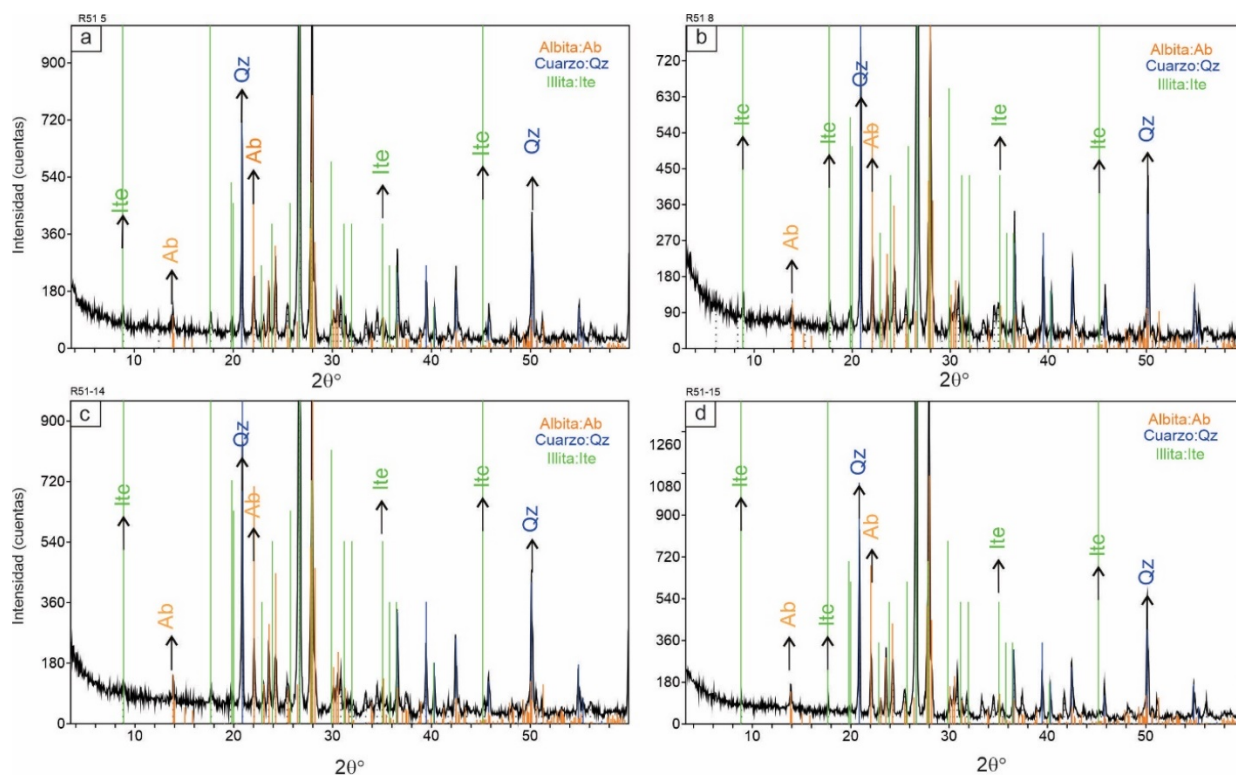


Figura 6.1.4: Difractogramas de RX correspondiente a la litofacies de areniscas amarillas finas. Se observa la presencia cuarzo (Qz), feldespato/albita (Ab) e illita (Ite).

6.1.3 Descripción de fracturas

A partir de este capítulo, las fracturas abiertas serán referidas como diaclasas, mientras que los términos fracturas cementadas y venillas se utilizarán indistintamente para la descripción de fracturas.

6.1.3.1 Diaclasas

En afloramiento fue posible reconocer y medir diaclasas conjugadas, conspicuas en los flancos de los anticlinales y sinclinales. Un primer set J1 con orientación N45° con alto ángulo de buzamiento (70°) (Fig.6.5a) se relaciona con el segundo set J2, con orientación N 300°, verticales (Fig.6.1.5b) presente en cantidad significativamente mayor.

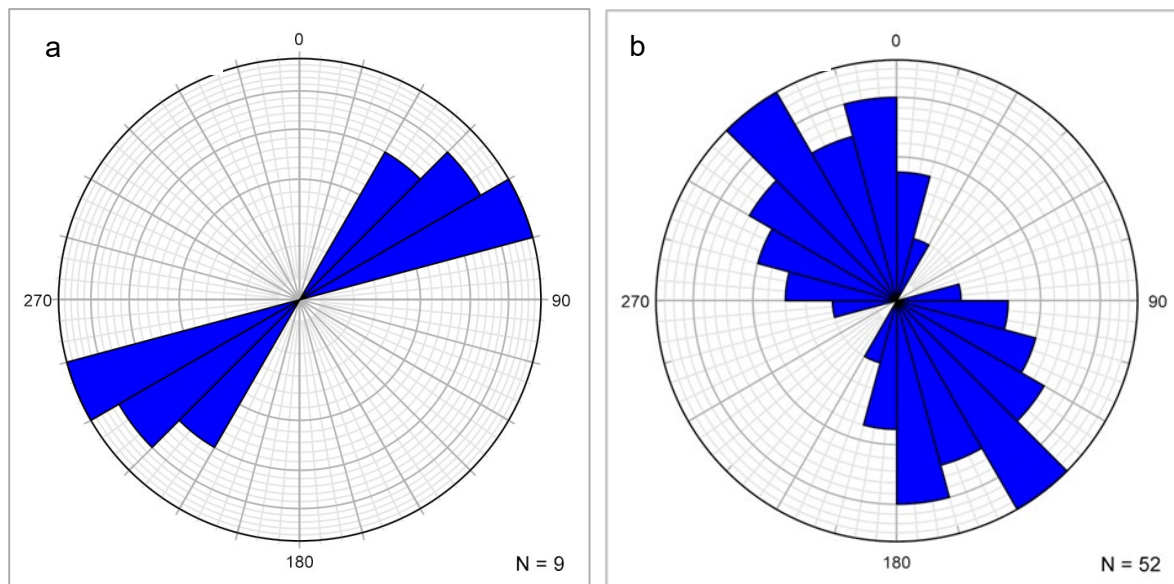


Figura 6.1.5: a) Set J1 con orientación N45°E; b) Set J2 con orientación N300°.

6.1.3.2 Descripción petrográfica macroscópica de fracturas cementadas o venillas

En afloramiento se reconocen dos tipos, aquellas que se encuentran paralelas (Fig.6.1.6 a-b-c) y perpendiculares a la estratificación (Fig. 6.1.6d). Las venillas paralelas a la estratificación tienen una apertura mínima de 2,15 mm y máximas del orden de 80 mm-100 mm, siendo común encontrarlas con bifurcaciones e interceptadas por venillas de menor ángulo con respecto a la estratificación. Presentan continuidad lateral del orden de metros a lo largo de los flancos de los pliegues (Fig. 6.1.6b). Por su parte, las venillas perpendiculares tienen una apertura promedio de 0,5 mm y están acotadas al techo y piso del estrato en la mayoría de los casos. El cemento es exclusivamente cuarzo en ambos tipos de venillas (Fig. 6.1.6d).



Figura 6.1.6: a-b-c) Fracturas cementadas o venillas paralelas/bajo ángulo respecto a la estratificación; d) Fracturas cementadas perpendiculares a la estratificación. Ambas presentes en la litofacies de areniscas amarillas finas, con cemento de cuarzo como único mineral cementante.

6.1.3.3 Descripción petrográfica microscópica de fracturas cementadas

i) Fracturas paralelas a la estratificación

Este tipo de fracturas se identifica en las muestras **R51-16** y **R51-15A**. Poseen una apertura máxima de 10,5 mm. El cemento es principalmente cuarzo con morfologías tipo *blocky* y textura de tipo *sintaxial/crack-seal*. Presenta extinción ondulante y contactos

lobulados (en adelante, *bulging*). El tamaño de los cristales de cuarzo en el cemento oscila entre 160 μm y 400 μm . Se diferencian planos de disolución por presión pseudoparalelos a los límites de la fractura con la roca de caja (Fig. 6.1.7a-b). También se identifica como cemento en las fracturas (representando un 1%) un mineral de hábito fibroso, con alto relieve y colores de interferencia elevados, dispuesto en agregados radiales. Este mineral podría corresponder a una arcilla autigénica, posiblemente illita (Fig.6.1.7c-d).

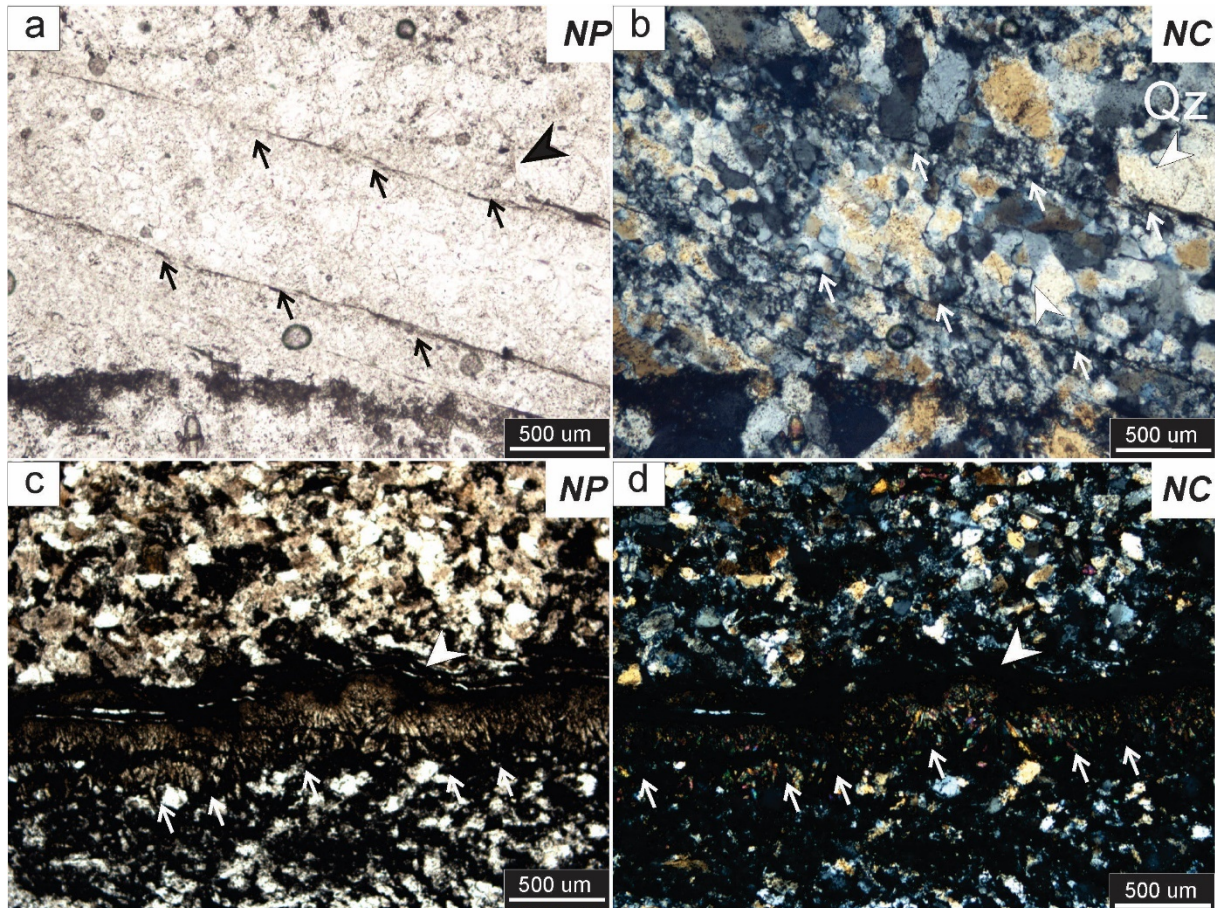


Figura 6.1.7: a-b) Fractura paralela a la estratificación cementada con cuarzo. Se indican planos de disolución (indicado en flechas); c-d) Potenciales agregados radiales de illita? de hábito fibroso. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

En las muestras **R51-14** y **R51-16** es común observar fracturas paralelas y en bajo ángulo con respecto a la estratificación (A, Fig. 6.1.8a-b) cementadas por cuarzo con morfologías *elongated blocky* (Fig.6.1.8c-d). Estas últimas son interceptadas por fracturas con aperturas que varían entre 1 mm y 3 mm, sigmoidales y en *echelon* (B, Fig.6.1.8c-d-e-f). Su

mineralogía cementante constituida por cuarzo con morfologías *blocky* con evidencias de recristalización dinámica (Fig.6.1.8e-f).

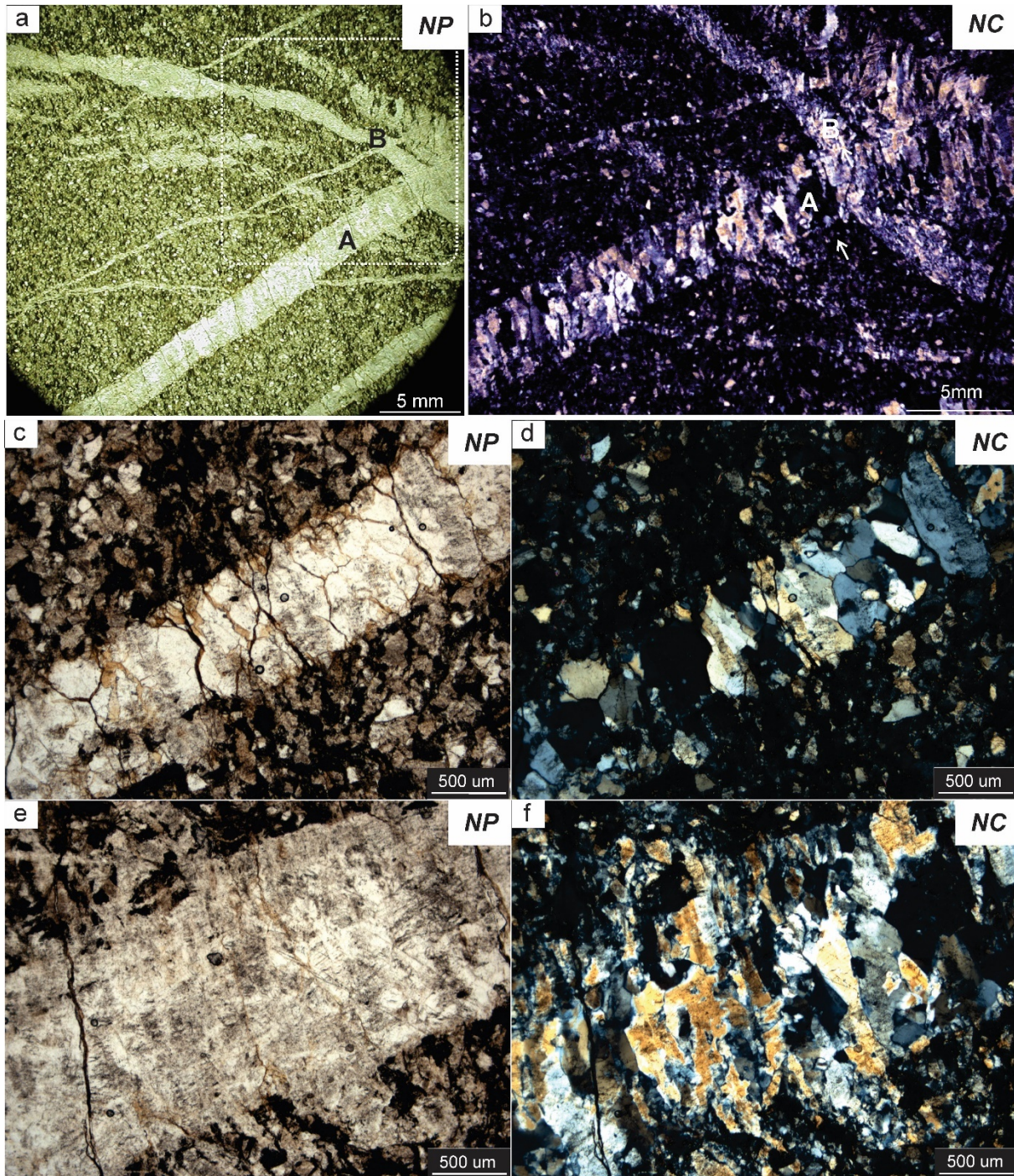


Figura 6.1.8: a-b) Fracturas en bajo ángulo con respecto a la estratificación (indicados en A) y sigmoidales (indicados en B); c-d) Cemento *elongated blocky* en A; e-f) Fractura con diseño sigmoidal (B) interceptando a fracturas en bajo ángulo con respecto a la estratificación (B). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

ii) Fracturas perpendiculares a la estratificación

Este tipo de fracturas identificadas en la muestra **R51-15 A** tienen una apertura cinemática entre 20 μm y 1000 μm (Fig.6.1.9a-b). Estas últimas cortan perpendicularmente y en alto ángulo a los estratos de areniscas y a las fracturas paralelas a la estratificación (Fig.6.1.9c).

El cemento es principalmente cuarzo con morfologías *blocky* y crecimiento sintaxial. Las morfologías cristalinas se observan obliteradas por recristalización evidenciadas por *bulging*. El tamaño de los cristales de cuarzo se encuentra en el rango comprendido entre 54 μm y 39 μm (Fig.6.1.9d)

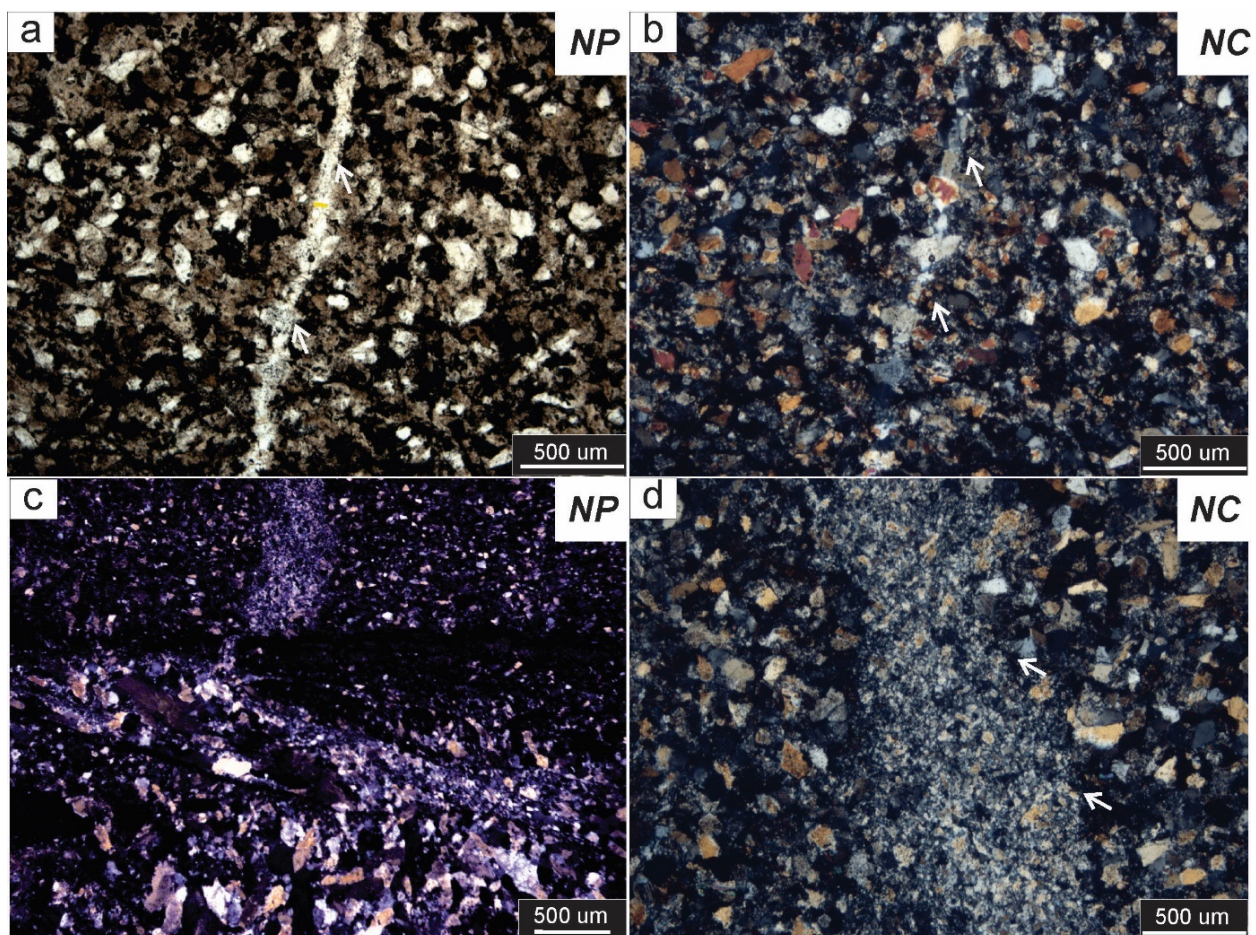


Figura 6.1.9: a-b) Fracturas perpendiculares a la estratificación; c) Fracturas perpendiculares interceptando a fracturas paralelas a la estratificación; d) Cuarzo morfologías *blocky* cementando con recristalización. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

En la muestra **R51-16** se reconocen episodios repetitivos de fracturamiento y cementación, dando lugar a la típica textura *crack seal* (Fig. 6.10 a-b). La mineralogía dominante es cuarzo, aunque es posible reconocer en menor cantidad epidoto y zeolitas (Fig. 6.1.10 c-d).

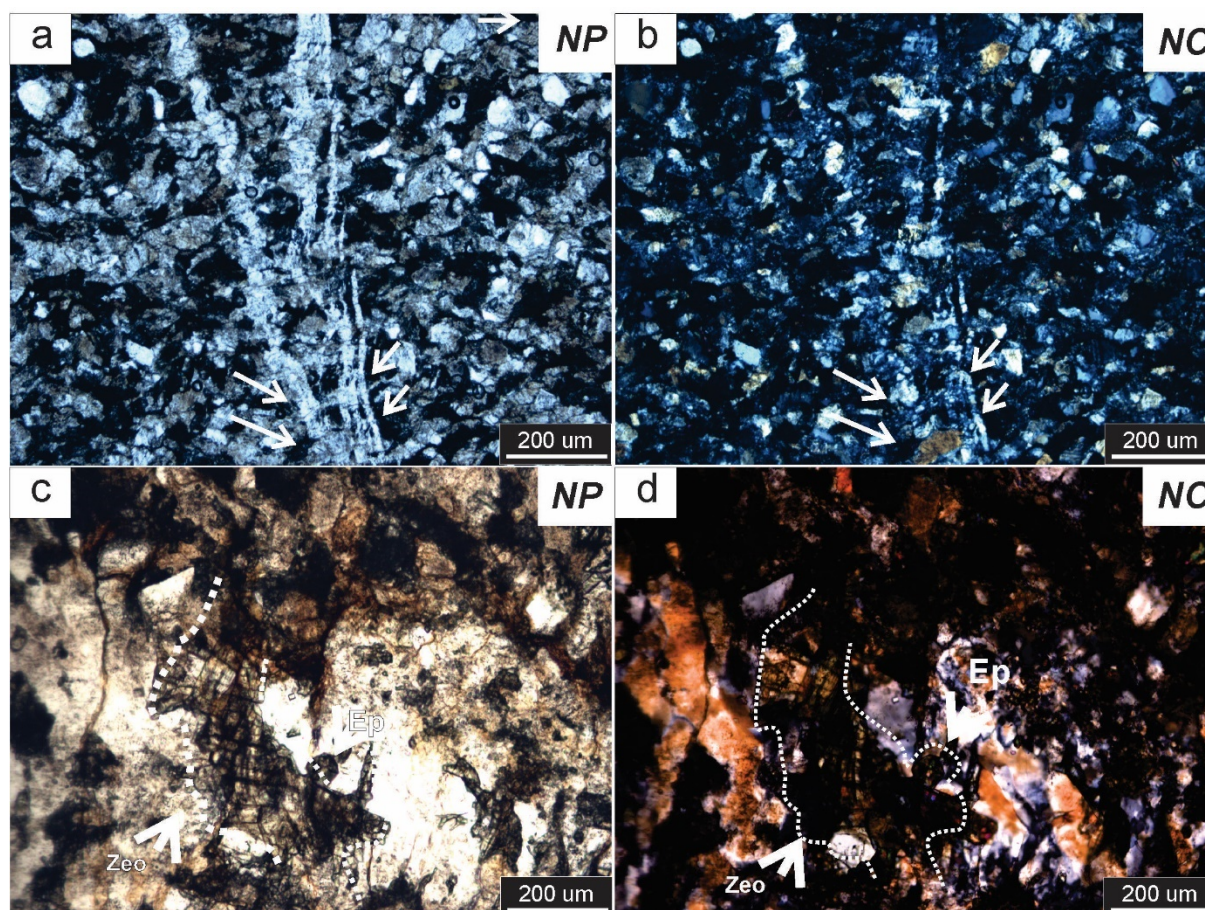


Figura 6.1.10: a-b) Eventos de *crack-seal*; c-d) Zeolitas (Zeo) y epidoto (Ep) en el cemento de las fracturas cementadas. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

6.2 Geología de la Formación Tunas en subsuelo.

6.2.1 Pozo PANG0003

El pozo exploratorio **PANG0003** (37°33'45.82"S; 61°19'56.47"O) se realizó 50 km al oeste de la localidad de Laprida (Provincia de Buenos Aires) sobre la ruta provincial 76 en el ámbito de la Cuenca de Claromecó (Fig.6.2.1).

La empresa responsable de la operación fue Rio Tinto Mining SA, la misma extrajo un total de 264 cajas con 3 metros de testigos coronas con un diámetro HQ (63 mm), correspondientes a la Fm. Tunas. El intervalo muestreado abarca desde una profundidad final

de 901 mbbp hasta 171,85 mbbp con un total de 729,84 metros de muestras recuperadas, sobre los que se realiza el trabajo de descripción, muestreo y análisis multiescalar.

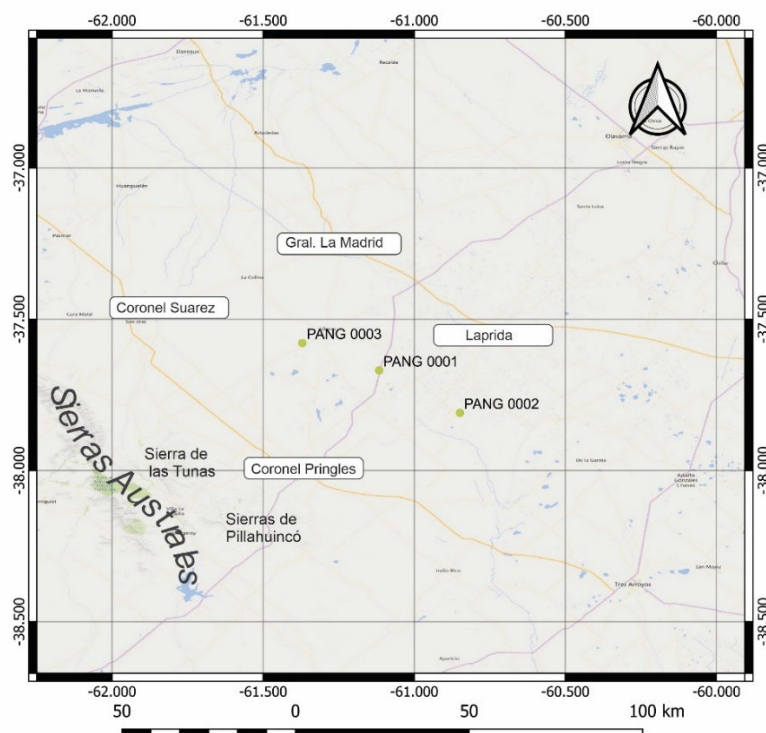


Figura 6.2.1: Mapa de ubicación del pozo exploratorio **PANG003** en el ámbito de la Cuenca de Claromecó al NE de las Sierras Australes. En la figura también se identifica la ubicación geográfica de los pozos PANG0001 y PANG0002.

6.2.1.1 Columna estratigráfica

El perfil sedimentológico relevado presenta una secuencia alternante de fangolitas, fangolitas carbonosas, tobas/fangolitas tobáceas y heterolitas, con niveles arenosos de espesor y distribución variables (Fig. 6.2.2).

De acuerdo con la distribución de litologías dominantes es posible su división en tres secciones: la sección basal, que abarca desde los 901,85 mbbp hasta los 700 mbbp; la sección media, comprendida entre los 700 mbbp hasta los 500 mbbp; y la sección superior, que se extiende desde los 500 mbbp hasta los 171,85 mbbp (Fig.6.2.2).

La sección basal del perfil (900-700 mbbp) está compuesta por ciclos granodecrecientes que inician con areniscas medias de base a techo con estratificación cruzada, ondulas y laminación paralela con escasa bioturbación que culminan con fangolitas masivas negras y carbonosas. Esta sección se caracteriza por tener la mayor cantidad de niveles de carbón intercaladas entre las fangolitas carbonosas y litofacies que llegan a tener más 3 metros de

espesor. Hacia el techo de esta sección se visualizan las primeras tobas y limolitas tobáceas (Fig.6.2.2a).

La sección media (700-500 mbbp) está conformada por ciclos granocrecientes que se inician con fangolitas y hacia el techo culminan espesos estratos de areniscas masivas y laminadas. En las areniscas es característico la presencia de restos de materia orgánica, trazas fósiles y elevada bioturbación. Los niveles de carbón poseen menor representación en comparación con la sección basal (Fig.6.2.2b)

La sección superior (500-171 mbbp) se inicia con una alternancia entre diferentes facies, que incluyen areniscas, limolitas verdosas, fangolitas bioturbadas y heterolitas. Los niveles de tobáceos son característicos de esta sección, con mayor/menor participación silicoclástica de granulometría tamaño limo/arcilla. Hacia el techo predominan las areniscas con estratificación cruzada, laminación paralela y textura moteada (Fig.6.2.2c)

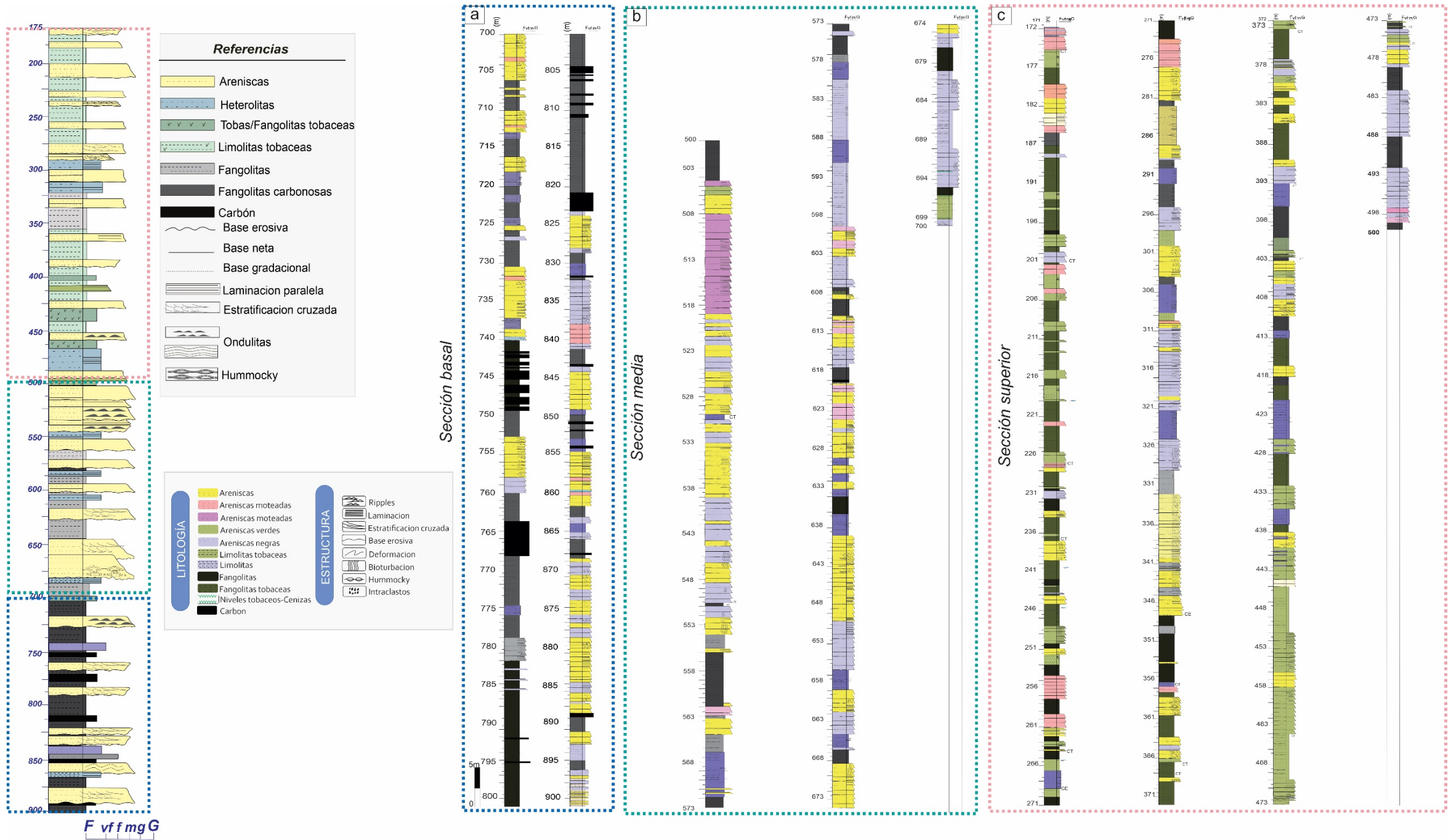


Figura 6.2.2: Perfil sedimentológico del pozo PANG003. a) Sección basal; b) Sección media; c) Sección superior.

6.2.1.2 Geología y muestreo del subsuelo del pozo PANG003

Se distinguen 12 litofacies:

- **Litofacies Ssx:** Areniscas medias a gruesas de color gris claro (Hue N 8/0) y negras (Hue N 5/0) con estratificación cruzada, estratificación tipo *hummocky* con contenido micáceo y pirita diseminada (Fig.6.2.3a). Se disponen sobre bases erosivas.
- **Litofacies Ssr:** Areniscas finas a medias de color grises (Hue N 7/1) y tonalidades verdosas (Hue 10G 6/1) con ondulitas de corriente. Se encuentran en alternancia con las diferentes litofacies arenosas reconocidas (Fig. 6.2.3b).
- **Litofacies Ssl:** Areniscas finas a medias color gris oscuro (Hue N 6/0) y claro (Hue N 7/1) con laminación paralela con contenido micáceo (biotita y muscovita), restos de materia orgánica y trazas de raíces (Fig. 6.2.3c). Se disponen en contacto neto y transicional sobre las litofacies arenosas Ssr y Ssl.
- **Litofacies Ssm:** Areniscas finas a medias masivas de color gris (Hue N 8/0 y Hue N 6/0) con contenido micáceo (biotita y muscovita). Poseen clastos de carbón, lutitas y pirita diseminada (Fig. 6.2.3d). Se disponen sobre bases netas.
- **Litofacies Ssb:** Areniscas finas a medias con abundantes restos de materia orgánica de color gris (Hue N 6/0) y bioturbación que obliteran las estructuras sedimentarias presentes en contacto transicional con las demás litofacies arenosas (Fig. 6.2.3e).
- **Litofacies Ssm:** Areniscas moteadas de grano de grano fino a medio con contenido micáceo presente sobre bases netas y transicionales (Hue N 6/0). Ocasionalmente se pueden encontrar un importante venilleo de cuarzo y calcita (Fig. 6.2.3f).
- **Litofacies Het:** Heterolitas constituida por intercalaciones de areniscas y fangolitas. Presentan laminación flasher y lenticular. Se disponen sobre bases netas y transicionales y es común que presenten estructuras de deformación sinsedimentaria (Fig. 6.2.3g).
- **Litofacies Fm:** Fangolitas de color negro masivas sin bioturbación presente (Hue N 2/0). Presentan nódulos de pirita. Se disponen sobre bases netas a erosivas (Fig.6.2.3h).
- **Litofacies Fl:** Fangolitas de color negro (Hue N 3/0) con laminación paralela. Presentan bioturbación y nódulos de pirita. Se disponen sobre bases netas y transicionales (Fig. 6.2.3i).
- **Litofacies F Y litofacies L:** Limolitas y fangolitas de color verde oliva (Hue 5GY 6/1) tobáceas, masivas y con intraclastos. Presencia de venilleo de calcita. (Fig.6.2.3j).
- **Litofacies T:** Tobas verdes (Hue 7.5GY 6/1) con abundantes clastos líticos. (Fig.6.2.3k).

- **Litofacies Fc:** Fangolitas carbonosas con restos vegetales y material carbonoso intercalado. Se disponen sobre bases netas. Presentan venilleo de calcita principalmente Altamente frágiles (Fig.6.2.3l).
- **Litofacies C:** Carbón de aspecto terroso y vítreo con abundantes improntas vegetales. Presentan venilleo de calcita (Fig. 6.2.3m).

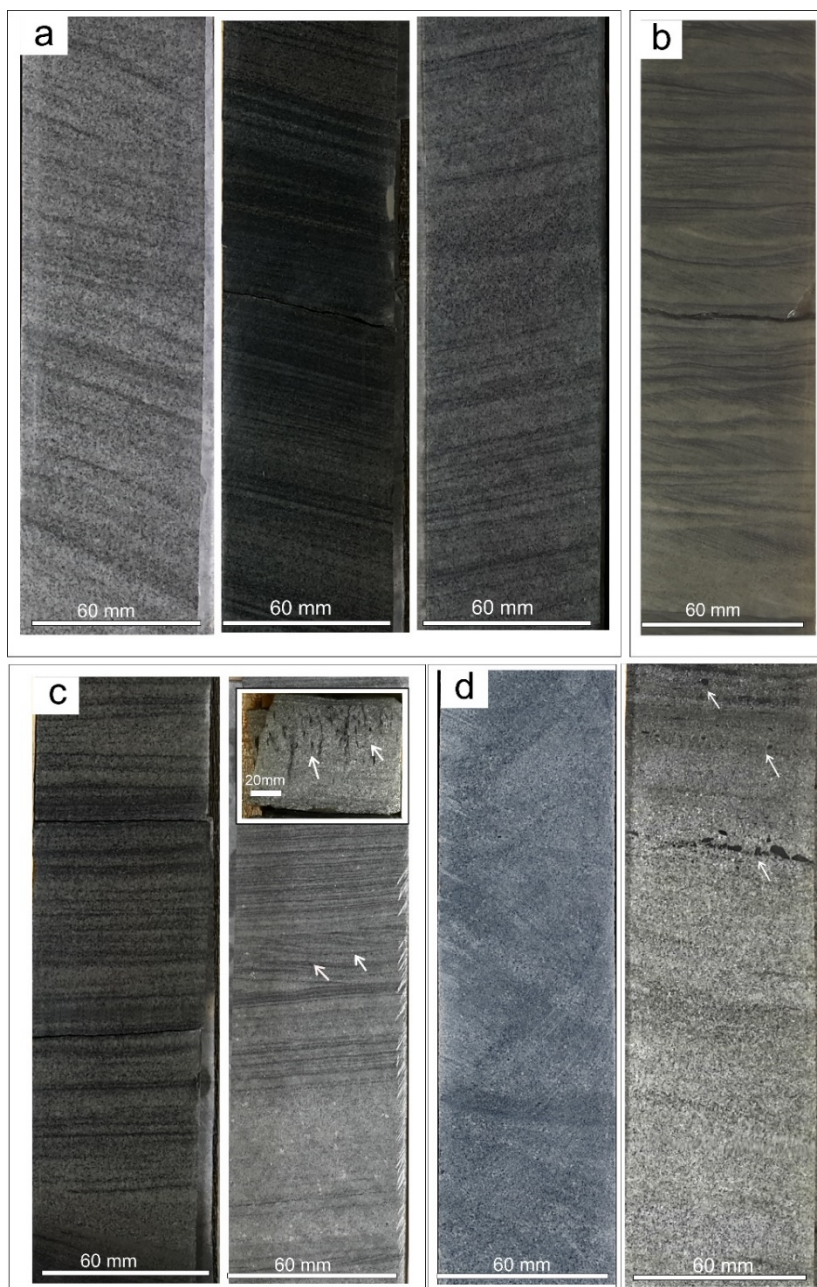
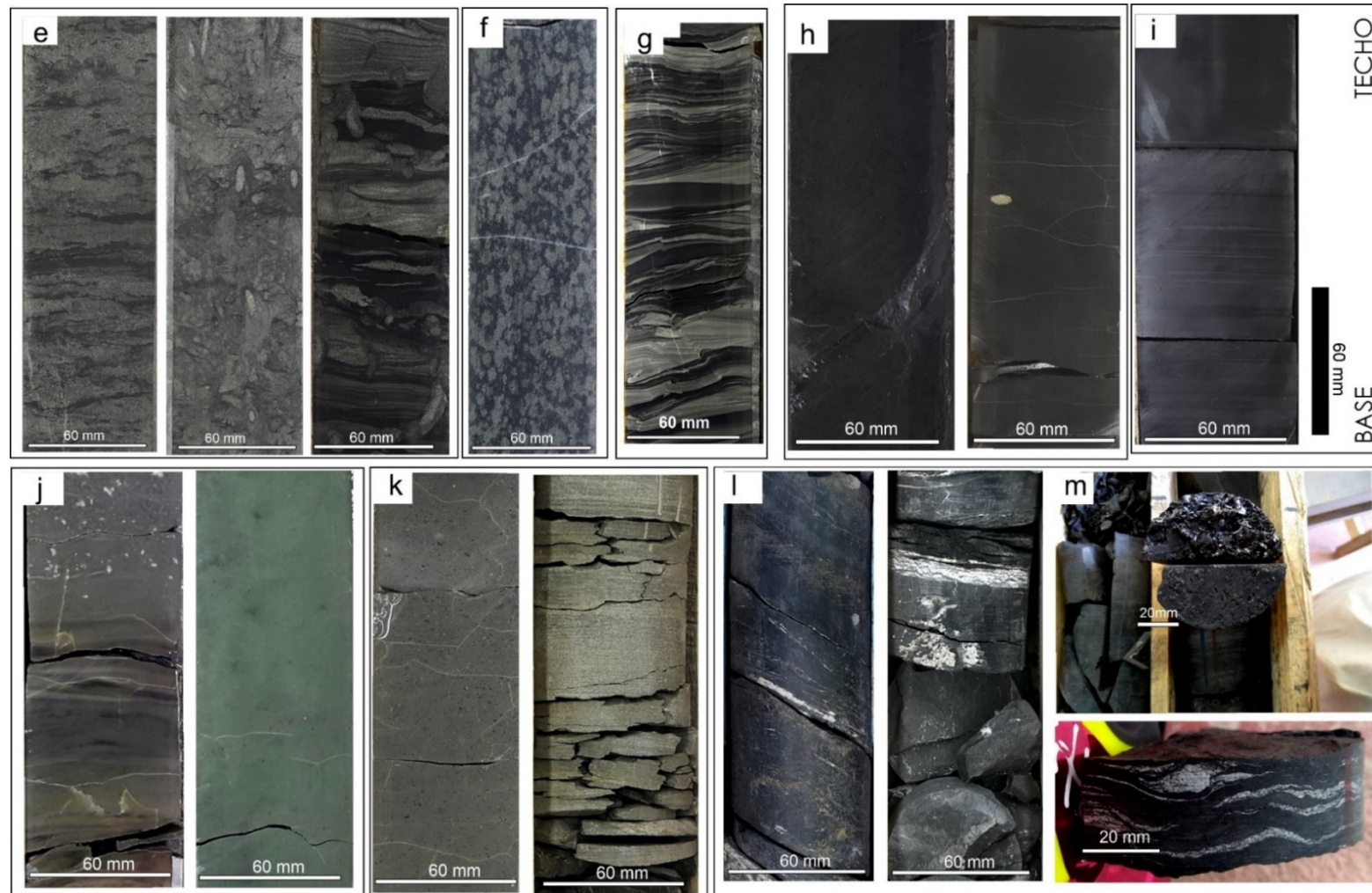


Figura 6.2.3: Detalle de las principales características de las litofacies identificadas. a) Litofacies SsX: Areniscas medias a gruesas con estratificación cruzada; b) Ssr: Areniscas finas con ondulitas de corriente; c) Ssl: Areniscas finas laminadas con ondulitas de corriente y marcas de raíces (flechas); d) SSm: Areniscas medias a finas masivas con presencia de intraclastos (flechas).



* **Fig. 6.2.3 (continuación):** Detalle de las principales características de facies litológicas identificadas. e) Ssb: Areniscas finas bioturbadas con restos orgánicos e icnitas); f) Ssm: Areniscas finas a medias moteadas; g) Heterolitas (Het); h) Fangolitas masivas con nódulos de pirita (Fm); i) Fangolitas laminadas (FI); j) fangolitas tobáceas verdosas (FL); k) Tobas (T); l) Fangolitas carbonosas (Fc); m) Carbón (C).

6.2.1.3 Petrografía de las litofacies reconocidas

Se realizó la descripción petrográfica de las litofacies fracturadas presentes en subsuelo a partir del análisis detallado de 31 secciones delgadas, observadas bajo microscopio petrográfico convencional. Las litofacies corresponden a las presentadas en la sección 6.2.1.2 y se ofrece en este apartado un detalle a escala micrométrica de los componentes texturales (granos y matriz), fábrica, mineralogía de los granos y del cemento, así como de los aspectos diagenéticos/tectónicos.

En la tabla 6.2.1 se presenta el nombre de las muestras analizadas en esta tesis; se incluyeron además las muestras descritas y analizadas previamente por Febbo et al. (2023) detallando su nombre, profundidad de extracción, litofacies correspondiente y clasificación granulométrica, a fin de complementar el estudio.

La totalidad de todos los cortes petrocalcográficos (secciones delgadas) corresponden a rocas sedimentarias y volcánicas. Las primeras presentan texturas clásticas, clasificadas como areniscas o psamitas y pelitas (fangolitas y limolitas), de acuerdo con la escala Granulométrica de Udden-Wentworth (Wentworth, 1922).

Nombre	Profundidad	Litofacies	Clasificación según Folk et al. (1970)
M377	182,40	Areniscas medias verdosas	Litoarenita feldespática
M368	198,90	Areniscas medias verdosas	Litoarenita feldespática
M351	239,55	Areniscas medias verdosas	Litoarenita feldespática
M343	251,50	Areniscas medias verdosas	Litoarenita feldespática
M315	311,45	Areniscas medias	Litoarenita feldespática
M261	492,55	Areniscas carbonáticas	Litoarenita feldespática
M248	516,30	Areniscas finas	Litoarenita feldespática
M212	601	Areniscas moteadas	Litoarenita feldespática
M186	648,85	Areniscas moteadas	Litoarenita feldespática
M4	898,70	Areniscas medias	Litoarenita feldespática
M15	886,10	Areniscas medias	Litoarenita feldespática
M30	867,47	Fangolitas carbonosas	
M84	799,90	Fangolitas masivas	

SN	768,80	Areniscas finas	Litoarenita feldespática
M105	774	Fangolita carbonosa	
M122	750	Fangolita	
M126	744,85	Fangolita carbonosa	
M166	693,22	Resto carbonoso	
M233	544,70	Arenisca fina	Litoarenita feldespática
M237	535,85	Arenisca fina	Litoarenita feldespática
M238	535,77	Litofacies de areniscas finas y limolitas	Litoarenita feldespática
M240	533,15	Arenisca media	Litoarenita feldespática
M272	478,24	Arenisca media	Litoarenita feldespática
M288	434,30	Arenisca fina	Litoarenita feldespática
M303	366,90	Fangolita tobácea	
M12A	695,45		
M14A	645,65		
M11	696,8	Fangolita tobácea	
M13A	648,89		
M15A		Areniscas medias	Litoarenita feldespática

Tabla 6.2.1. Nombre de las muestras, incluyendo las muestras descritas y analizadas en esta tesis en color negro y previamente por Febbo et al. (2023) en color azul. Se indica además profundidad de extracción, litofacies correspondiente y clasificación granulométrica.

En el análisis a escala micrométrica fue posible reconocer para el pozo **PANG0003** las siguientes litofacies:

1. **Litofacies Ssx**

Areniscas de grano medio constituidas por granos de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos, clastosoportadas (Fig.6.2.4). Presenta buena selección con granos subredondeados a subangulosos con contacto rectos a cóncavos-convexos, y una moderada madurez textural y mineralógica.

El cuarzo se presenta en sus variedades monocristalino (Qm) y policristalino (Qp). Los granos de feldespatos (Fk), plagioclasas (Pl) y fragmentos líticos de origen metamórfico y volcánico se encuentran en su mayoría alterados a arcillas (Fig.6.2.4c-d). Los minerales accesorios incluyen biotitas (Bt) flexuradas y muscovitas (Ms). En sectores localizados de las muestras analizadas se reconoce la presencia de cemento con distinta mineralogía, representado, en orden de abundancia, por cemento carbonático poikilotópico (Fig. 6.2.5a-b),

el cual también se aloja en espacios intergranulares, y en menor proporción, por cemento zeolítico (Fig. 6.2.5c-d).

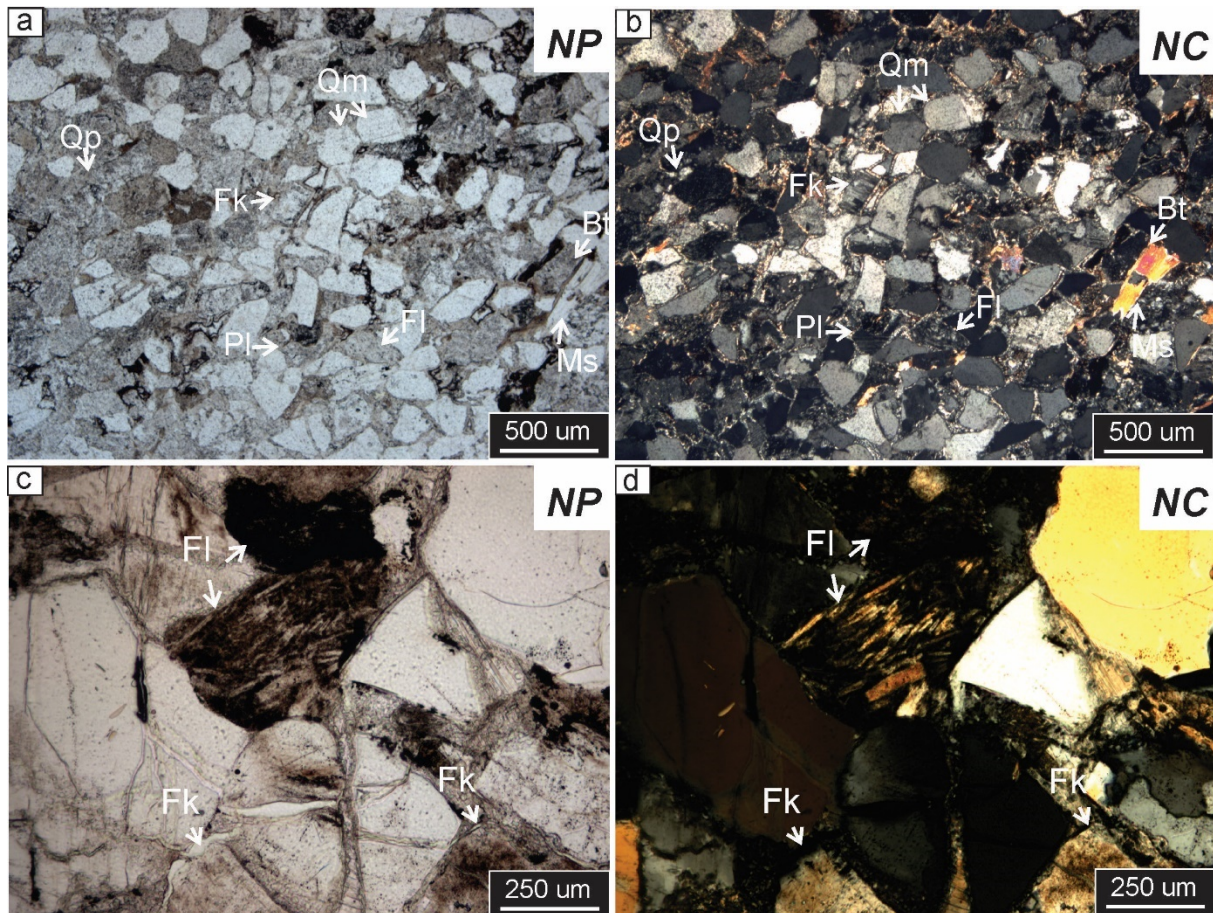


Figura 6.2.4: a-b) Microtextura general de litofacies de areniscas medias en la muestra M4 con granos de cuarzo monocristalino (Qm), policristalino (Qp), feldspatos (Fk), fragmentos líticos (FI), muscovita (Ms) y biotita (Bt); c-d) Fragmento líticos (FI) de origen volcánico y feldspatos (Fk) alterados a arcillas. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

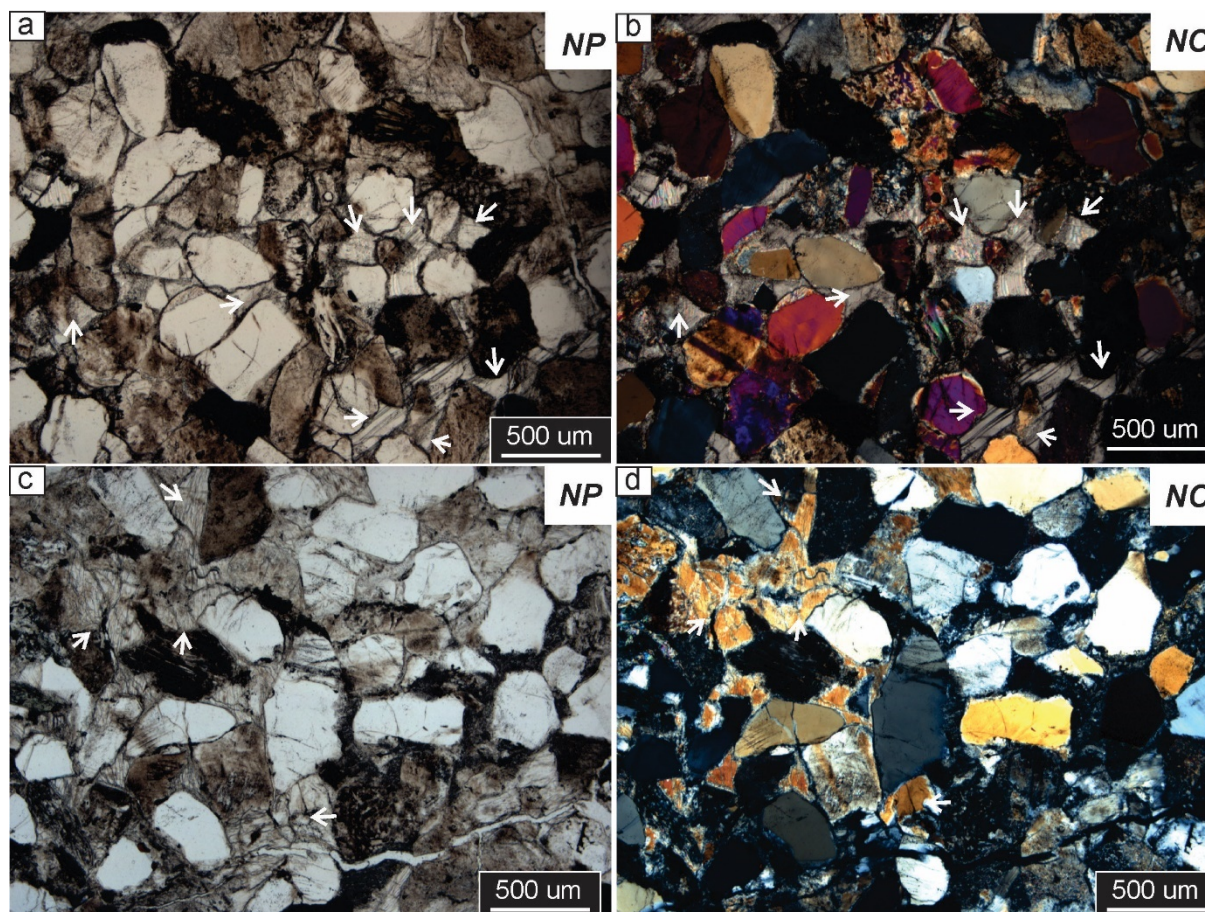


Figura 6.2.5: a-b). Cemento carbonatico en la muestra M15A; c-d) Cemento zeolítico en la muestra M15A. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

2. *Litofacies Ssr*

Areniscas de grano medio a fino constituidas por cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos. (Fig.6.2.6). Presenta buena selección con granos subredondeados a subangulosos con contacto rectos a cóncavos-convexos, y una moderada madurez textural y mineralógica. El cuarzo presente es mayoritariamente monocristalino (Qm). Los feldespatos (Fk) y plagioclasas (Pl) se encuentran alterados a arcillas y zeolitas. Los fragmentos líticos (FI) corresponden mayoritariamente a rocas volcánicas y entre los minerales accesorios se reconocen biotita (Bt), muscovita (Ms), clorita (Cl) y epidoto (Ep) (Fig.6.2.6c-d). El cemento predominante en esta litofacies corresponde a zeolitas, distribuida en mosaico (poikilitópico) y en menor proporción por calcita.

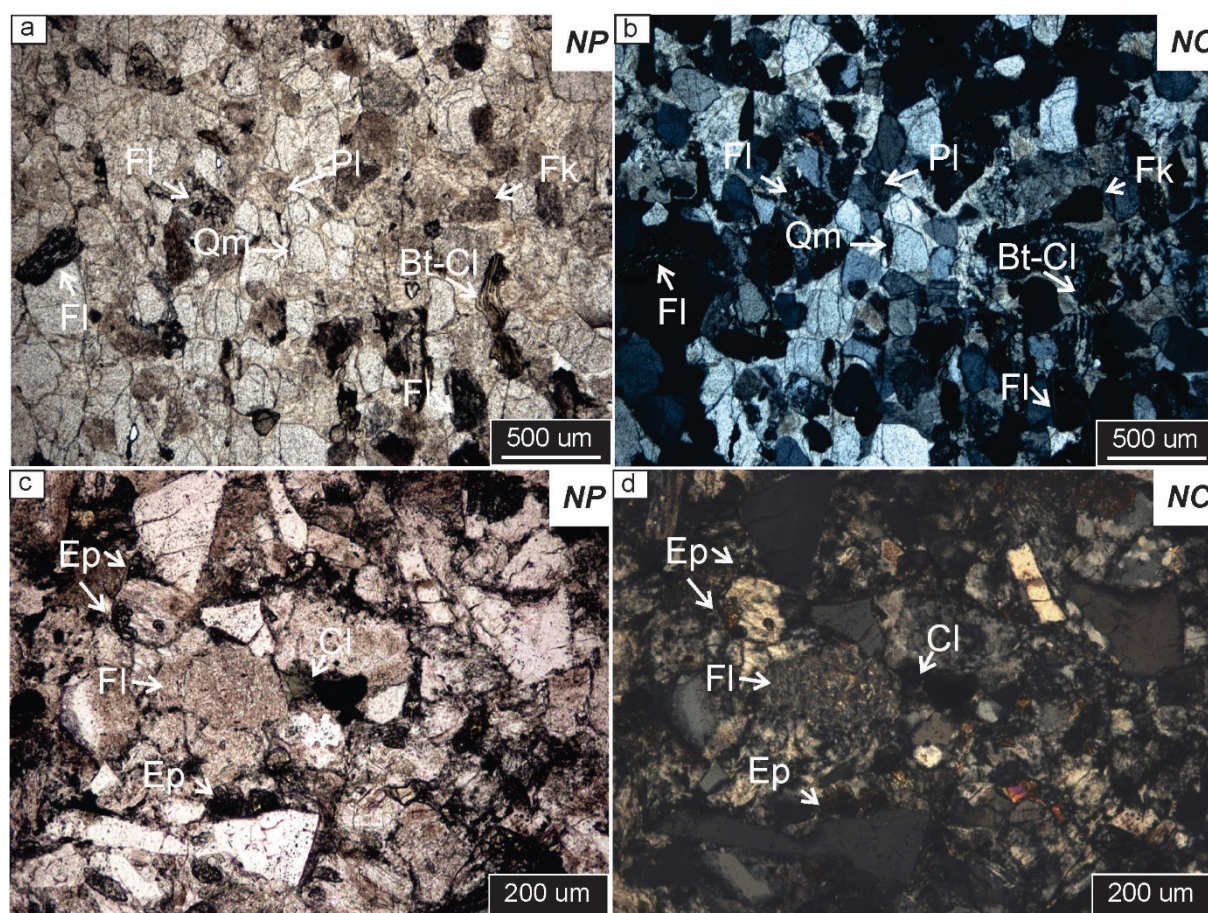


Figura 6.2.6: a-b) Microtextura general de litofacies de areniscas medias verdosas de la muestra M377 con granos de cuarzo (Qz), feldespato potásico (Fk), fragmentos líticos (Fl), biotita (Bt) y clorita (Cl) con cemento zeolítico; c-d) Detalle de fragmentos líticos volcánicos (Fl), clorita (Cl) y epidoto (Ep) de la muestra M368. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

3. Litofacies Ss

Se incluyen en esta litofacies a las areniscas finas masivas (**Ssm**) (Fig.6.2.7a), laminadas (**Ssl**) (Fig.6.2.7b) y bioturbadas con restos orgánicos (**Ssb**) (Fig.6.2.7c). La selección es buena con granos subredondeados a subangulosos con contactos rectos a cóncavos-convexos, y una moderada madurez textural y mineralógica.

Se trata de areniscas de grano fino a muy fino constituidas por granos de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos. Los minerales accesorios incluyen micas principalmente, muscovita (Ms) y cloritas (Cl) flexuradas (Fig. 6.2.7a). Es común encontrar superficies de disolución con biotitas alineadas paralelas a los planos de laminación (Fig.6.2.7b). Presentan contenido de materia orgánica dispersas entre la matriz cuando presentan bioturbación, donde asociadas a ellas se distingue pirita framboidal (Fig.6.2.7c). El cemento en estas facies es arcilloso y carbonatico intergranular (Fig.6.2.7d)

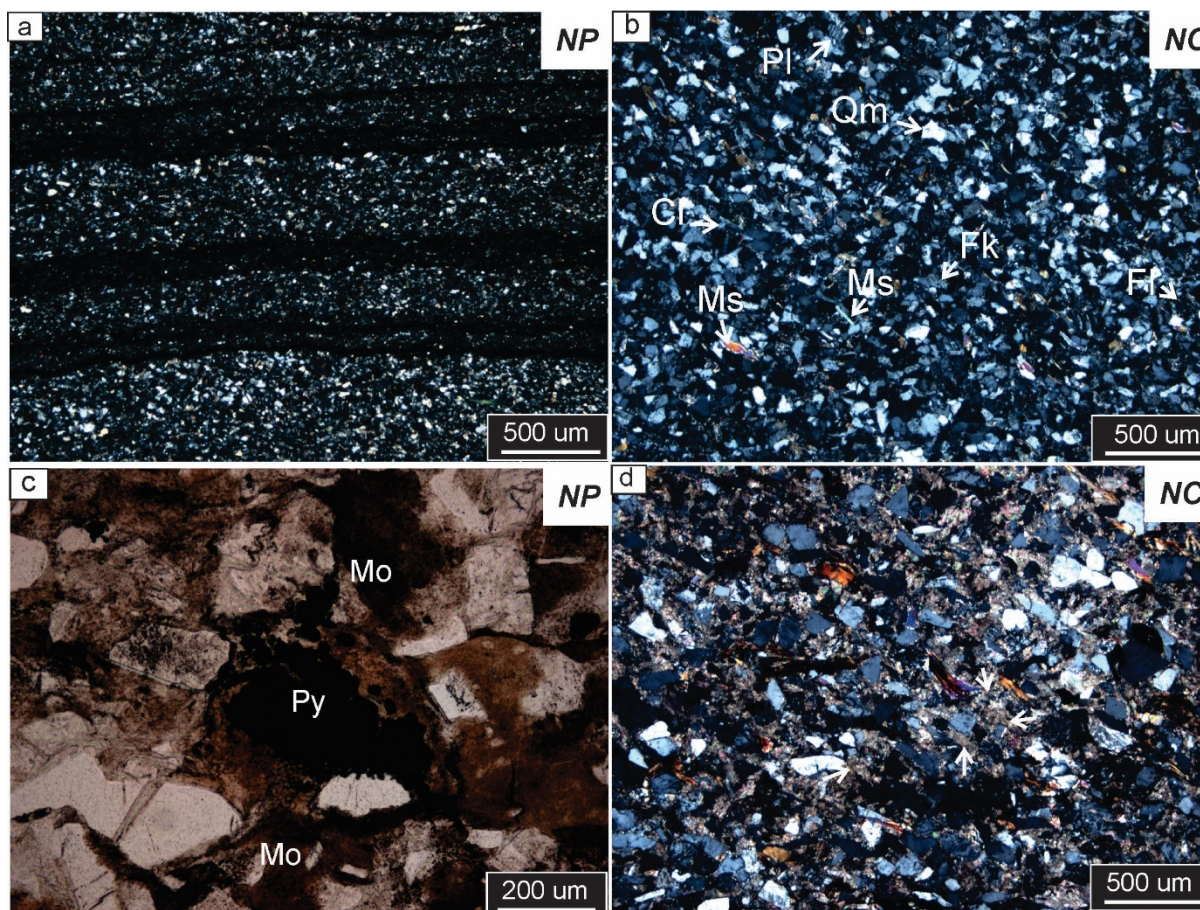


Figura 6.2.7: a) Microtextura general de litofacies de areniscas finas de la muestra M248 con granos de cuarzo (Qz), feldespato potásico (Fk), fragmentos líticos (Fl), muscovita (Ms) y clorita (Cl); b) Microtextura de la litofacies de areniscas finas laminadas; c) Detalle de areniscas con materia orgánica (Mo) y pirita framboidal (Py); d) Cemento carbonatico intergranular. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

4. *Litofacies SsM*

Areniscas de grano fino a medio constituidas por granos de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos. Presentan una buena selección granulométrica con granos subredondeados a subangulosos con contactos rectos a cóncavos-convexos, y una moderada madurez textural y mineralógica (Fig.6.2. 8a-b).

El cuarzo presente es monocristalino (Qm). Los feldespatos (Fk), plagioclasas (Pl) y fragmentos líticos (Fl) se encuentran alterados a arcillas y zeolitas. Los minerales accesorios incluyen biotita (Bt), muscovita (Cl) y epidoto (Ep) (Fig.6.2. 8a-b). Las areniscas de esta litofacies presentan cemento zeolítico y carbonatico de tipo intergranular, silíceo en menor proporción. Se caracterizan por una cementación diferencial de aspecto “moteado” formado por zonas de distinta mineralogía y distribución irregular en la microtextura de la roca.

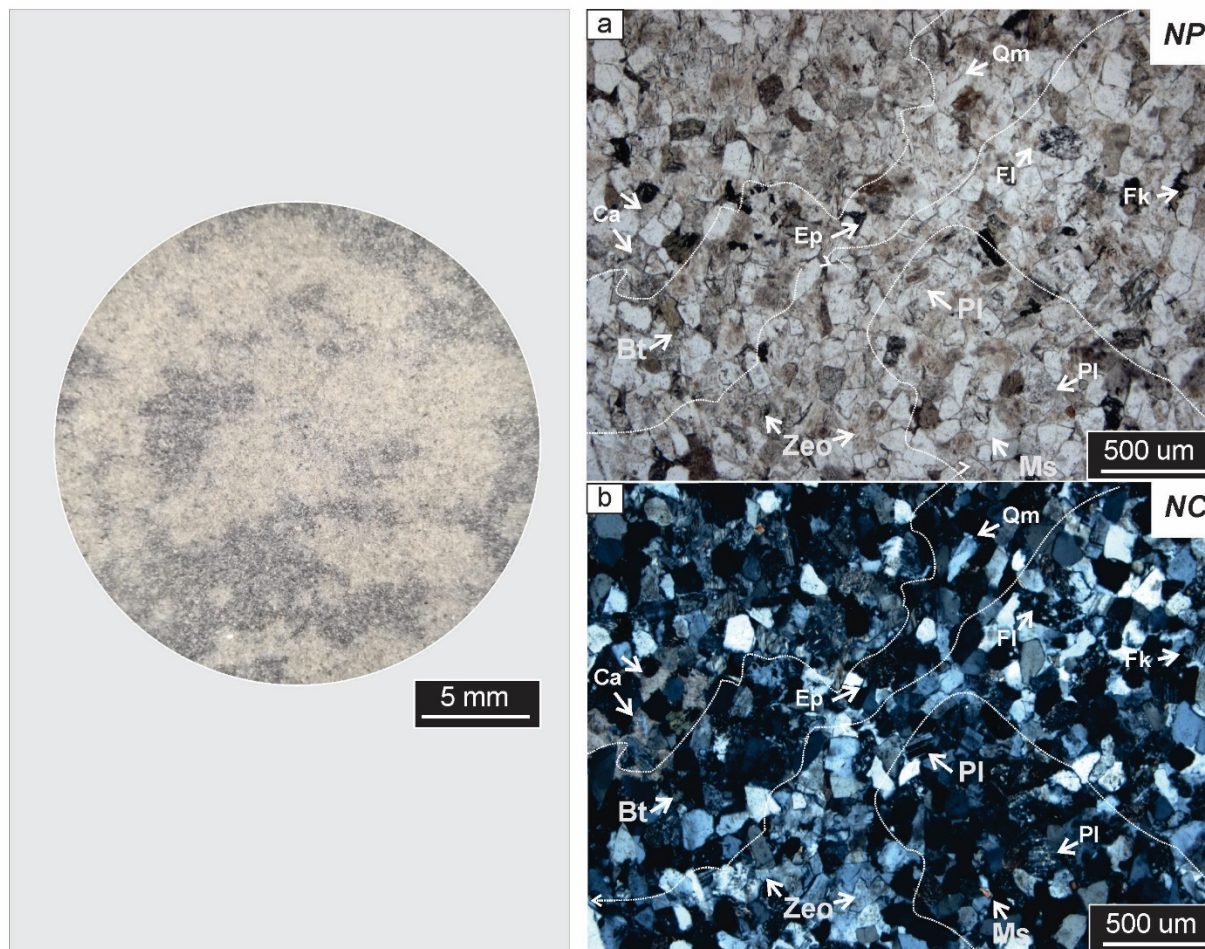


Figura 6.2.8: a-b) Microtextura de litofacies de areniscas moteadas de la muestra M212 con granos cuarzo (Qm), feldespato (Fk), plagioclasa (Pl), fragmentos líticos (Fl), biotita (Bt), muscovita (Ms) y epidoto (Ep) Cementación diferencial delimitada por líneas punteadas. Ca: carbonático; Zeo: zeolitas. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

5. Litofacies Fm

Fangolitas constituidas principalmente por partículas tamaño arcilla menor a 3,9 µm (Escala de Udden-Wentworth). En sectores localizados suele encontrarse granos de cuarzo (Qm) y biotita (Bt) inmersos en la matriz arcillosa de la roca. Se distingue la presencia de restos orgánicos (Mo) (Fig.6.2.9).

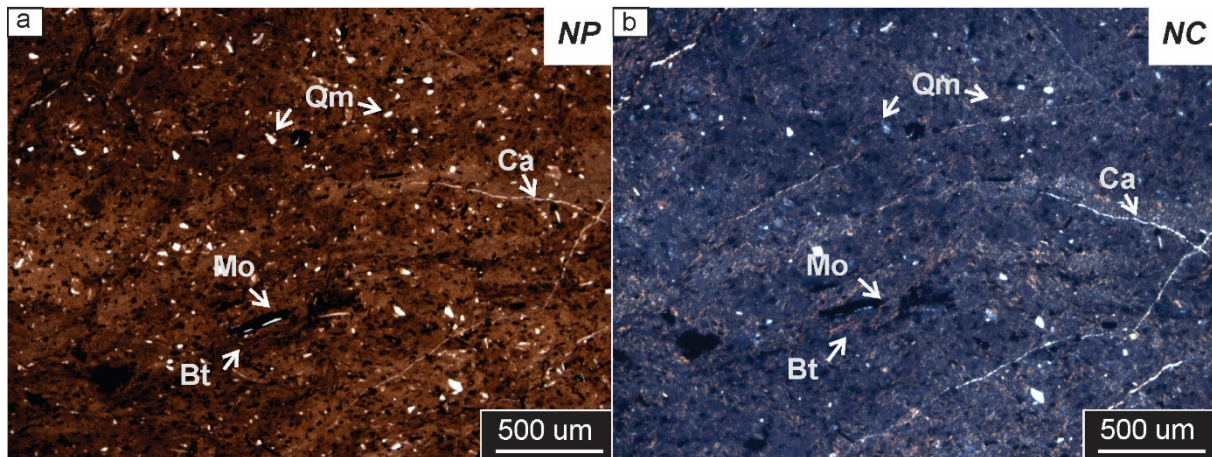


Figura 6.2.9: a-b) Microtextura de litofacies de fangolitas masivas de la muestra M126 con granos de cuarzo (Qz), biotita (Bt) y restos de materia orgánica (Mo). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

6. Litofacies Fc

Fangolitas constituidas principalmente por partículas tamaño arcilla menor a $3,9 \mu\text{m}$. (Escala de Udden-Wentworth). Se distinguen granos de cuarzo (Qm) y moscovita (Ms) (Fig.6.2.10 a-b). El contenido orgánico de esta facies es abundante tornándose a la muestra de un color intenso y homogéneo. Es común encontrar restos de tejidos orgánicos vegetales conservando su microestructura original. Asociada a la materia orgánica, se observa pirita framboidal diseminada y venilleo con cemento de calcita y cuarzo (Fig.6.2. 10c-d).

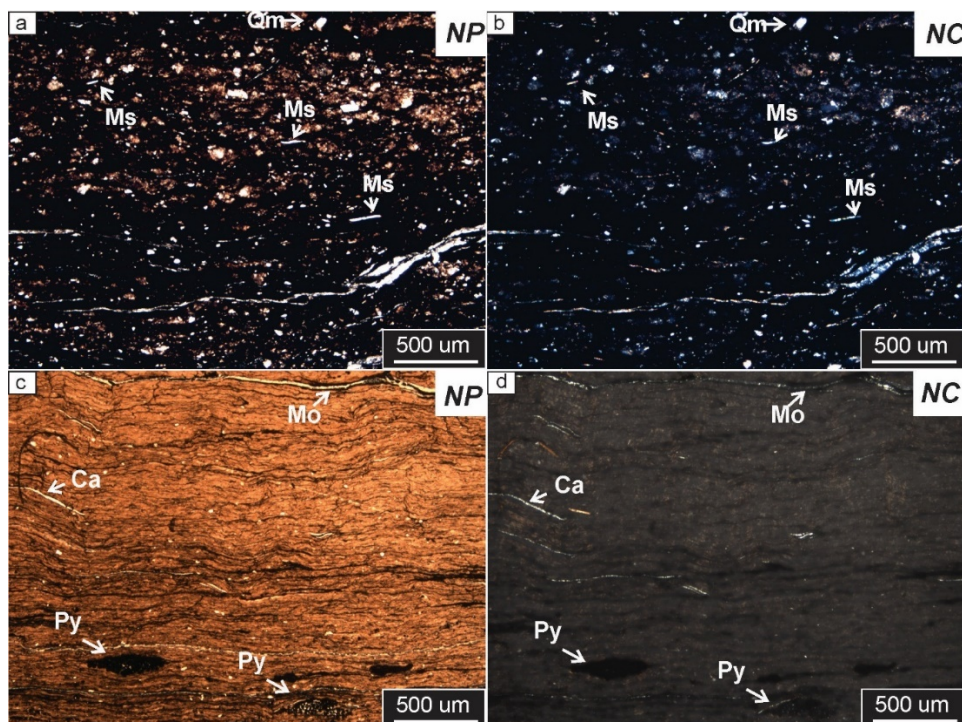


Figura 6.2.10: a-b) Microtextura de litofacies de fangolitas carbonosas de la Muestra M30 con granos de cuarzo (Qm) y muscovita (Ms); c-d) Microtextura de litofacies de fangolitas masivas de la muestra

M166 con pirita (Py), restos de materia orgánica (Mo) y venilleo de calcita (Ca). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

La mineralogía de esta litofacies fue determinada mediante un análisis de rayos X, el cual revela en el difractograma la presencia de cuarzo (Qz), illita (Ite), clorita (Cl) y calcita (Ca) (Fig. 6.2.11).

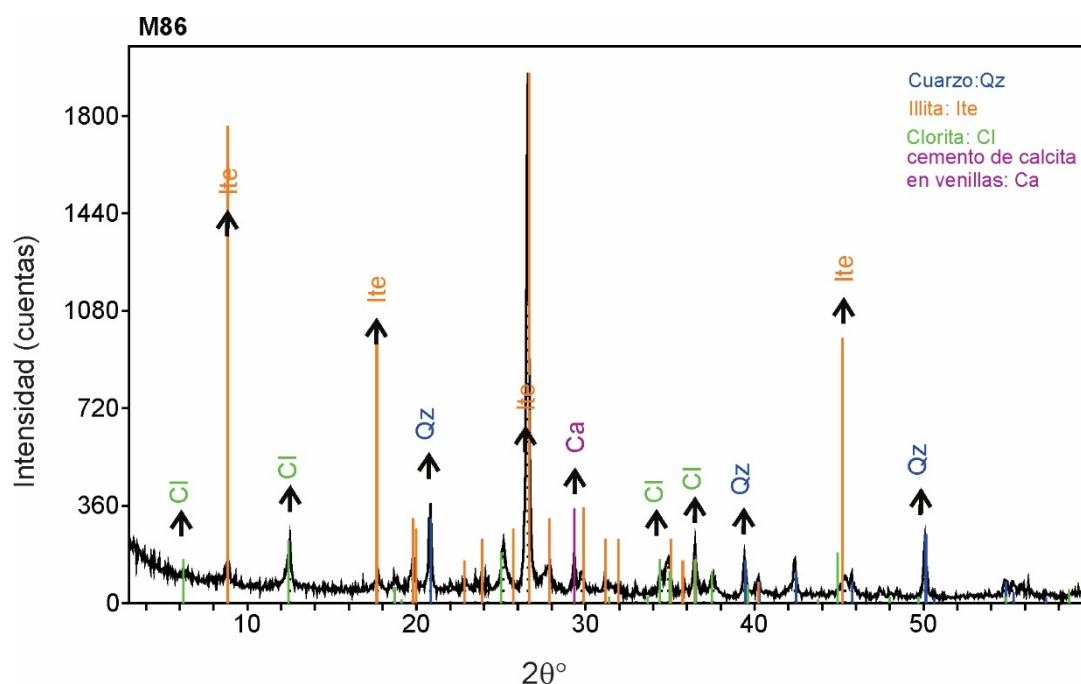


Fig.6.2.11: Difractograma de RX correspondiente a la litofacies de fangolitas carbonosas de la muestra M86. Se observa la presencia cuarzo (Qz), illita (Ite), clorita (Cl) y calcita (Ca, mineral presente en venillas).

7. Litofacies F y L intercaladas con T

Las fangolitas y limolitas tobáceas con tonalidades verdosas con tamaño de grano menor a $31\ \mu\text{m}$ se caracterizan por estar laminadas (Fig.6.2.12a) y con cementación diferencial (Fig.6.2.12b). El cemento es carbonático y localmente se observan superficies con estilolitización en la microtextura de la roca (Fig.6.2.12c-d). Las tobas presentan una textura fragmental compuestas por fragmentos líticos inmersos en una matriz microcristalina. Los fragmentos líticos son principalmente de rocas volcánicas y pelíticas. Su matriz microcristalina se conforma por partículas tamaño arcilla, cuarzo y muscovita y posiblemente trizas de vidrio, muy alteradas a arcillas y de identificación dudosa (Fig.6.2.12e-f).

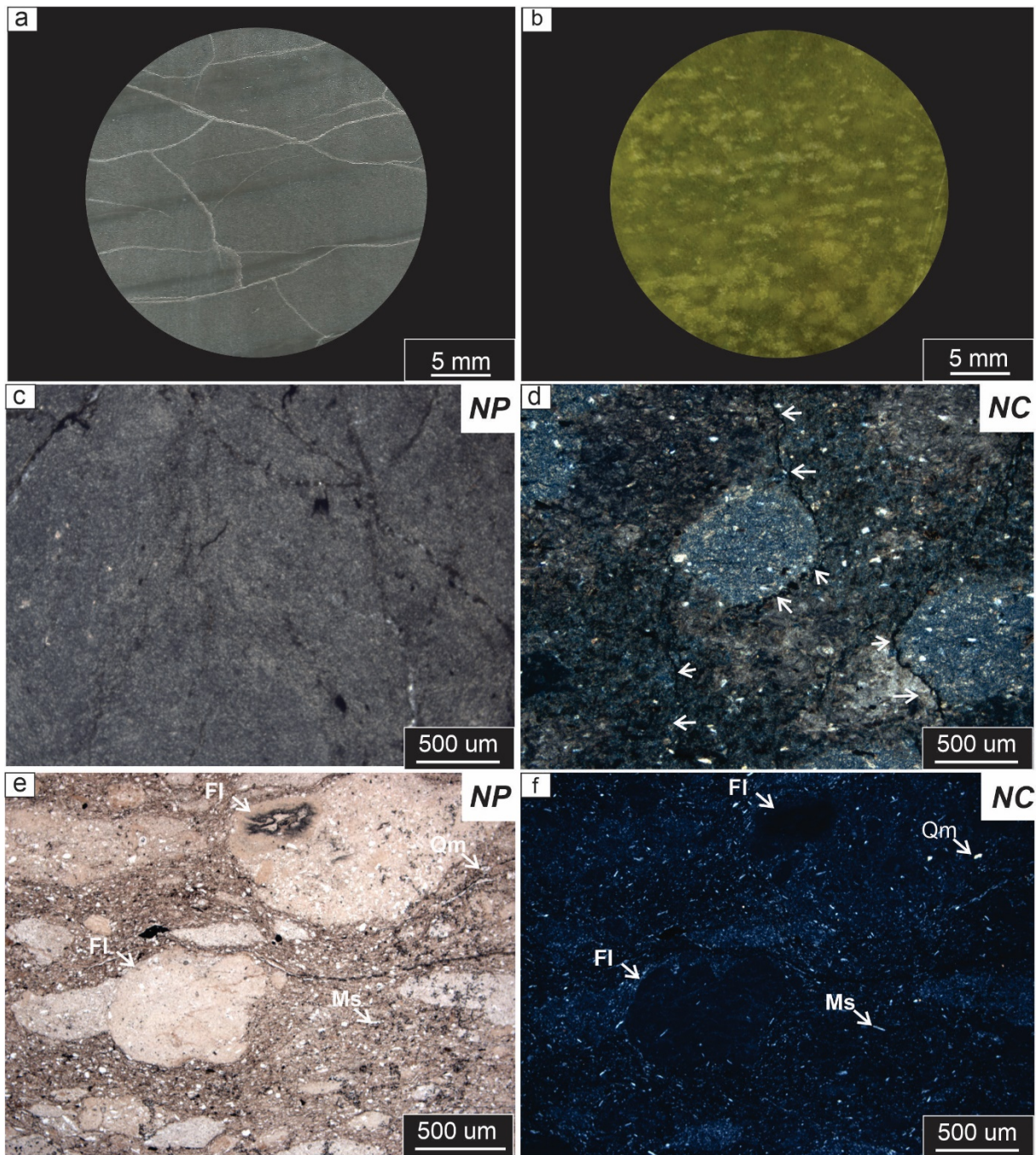


Figura 6.2.12: a-b) Microtextura de litofacies de fangolitas tobáceas laminadas y con cementación diferencial de la muestra M240 y M11A respectivamente; c-d) Fangolitas tobáceas masivas y cementación diferencial de calcita. Se identifica con flechas superficies de estilolitización; e-f) Tobas con fragmentos líticos (FI) y cuarzo (Qm) inmersos dentro de una matriz cristalina (muestra M30). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Los análisis DRX permiten complementar la mineralogía presente en esta litofacies. Los difractogramas identifican la presencia de cuarzo (Qz) y abundantes minerales arcillosos como illita (Ite) y arcillas del grupo de las cloritas (Cl) (Fig.6.2.13).

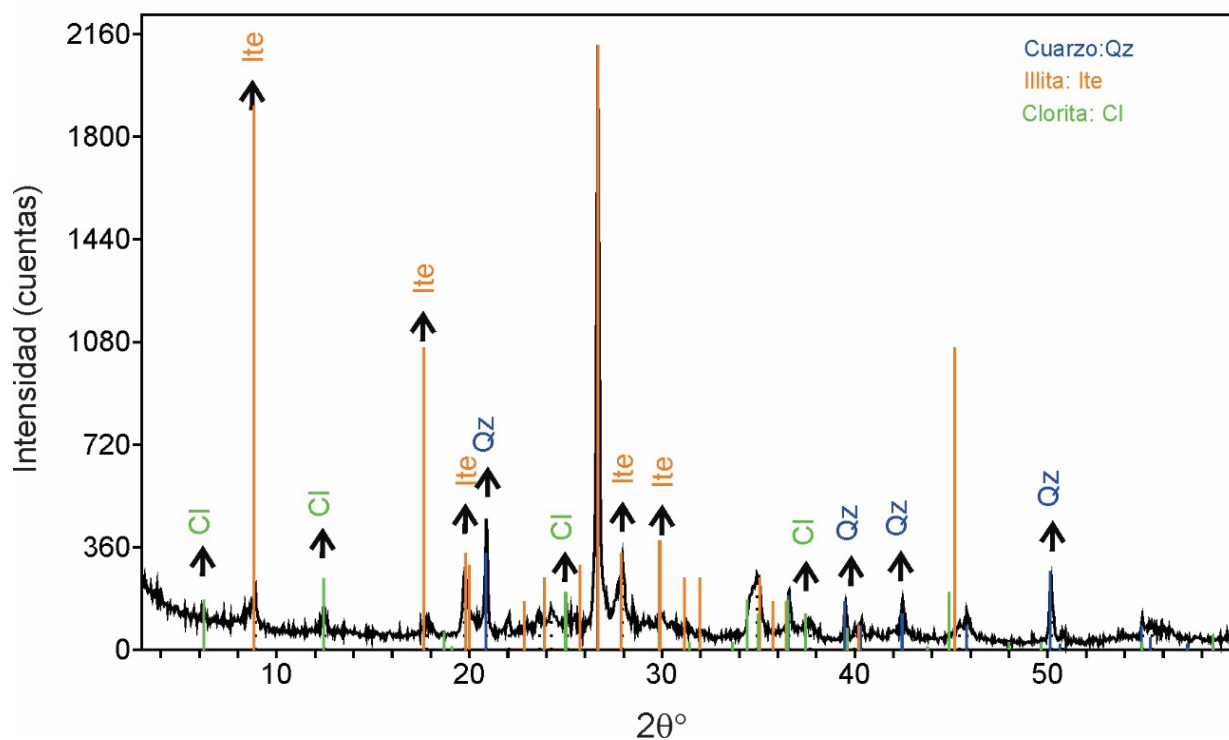


Figura 6.2.13: Difractograma de RX correspondiente a la litofacies de fangolitas tobáceas de la muestra M270. Se observa la presencia cuarzo (Qz), illita (Ite) y arcillas del grupo de las cloritas (Cl).

6.2.2 Caracterización de fracturas

6.2.2.1 Parámetros o atributos de las fracturas

– Apertura cinemática

La apertura cinemática es una forma de cuantificar el tamaño de la fractura. Representa la distancia perpendicular entre los planos de fracturas, que se puede encontrar total o parcialmente rellena de mineral.

Se relevaron 280 datos de apertura de fracturas cementadas a lo largo del registro litológico (Fig.6.2.14).

En el histograma de este parámetro se utiliza una escala log-normal donde se observa que las mediciones de apertura presentan valores anómalos de 5 cm. Estos valores superan la media o norma establecida para este parámetro. La presencia de estas mediciones anómalas sugiere características inusuales en el registro litológico. El análisis estadístico descriptivo muestra que el valor promedio de apertura es de 1,5 mm, lo que indica la tendencia central de los datos. Por otro lado, el valor modal de 0,215 mm señala que esta apertura es la más frecuente en las mediciones de las fracturas cementadas.

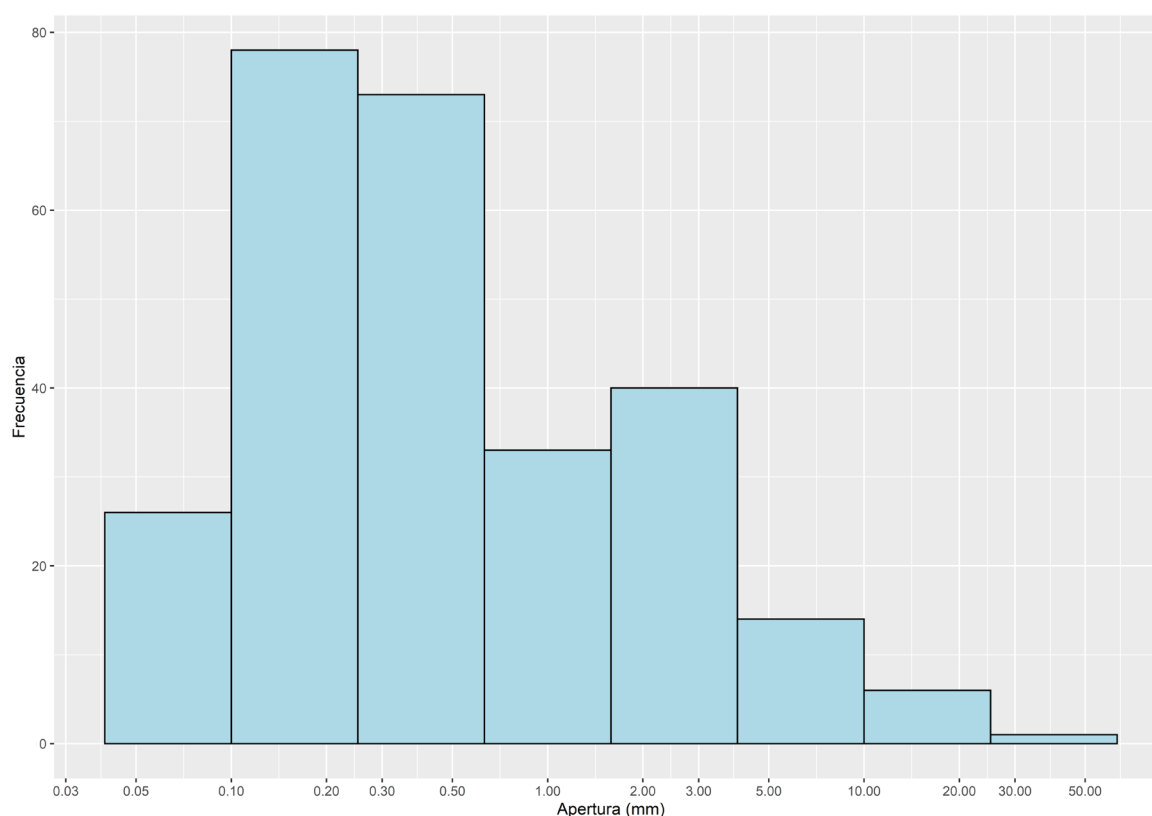


Figura 6.2.14: Histograma de los valores de apertura donde se observa que las mediciones de apertura presentan valores anómalos de 5 cm, superando la media o norma establecida para este parámetro.

– **Angulo α (°)**

Se relevaron 217 datos de valores angulares aparentes resultantes de la medición de la intersección de los planos de fractura con el eje del pozo (Fig.6.2.15). La distribución de datos muestra que las fracturas verticales y de bajo ángulo entre 0°y 30° y las de alto ángulo entre 50°y 90°están proporcionalmente distribuidas. No se observan datos con mayor frecuencia que sean representativos para el total de fracturas relevadas.

En base al relevamiento de los datos se puede diferenciar 4 sets o grupo de fracturas con respecto a la orientación del pozo (Fig.6.2.16a) :1) Fracturas verticales, con planos subperpendiculares a la estratificación, paralelas al eje del pozo (Set I, $\alpha=0^\circ$, Fig.6.2.16b); 2) Fracturas horizontales, subparalelas al plano de estratificación y a 90°aproximadamente del eje del pozo (Set II, $\alpha=90^\circ$, Fig. 6.2.16c) y 3) Fracturas conjugadas, que interceptan el eje vertical del pozo en ángulos conjugados (Set III, $\alpha: \pm 30^\circ$, Fig. 6.2.16d y Set IV, $\alpha: \pm 70^\circ$, Fig.6.2.16e).

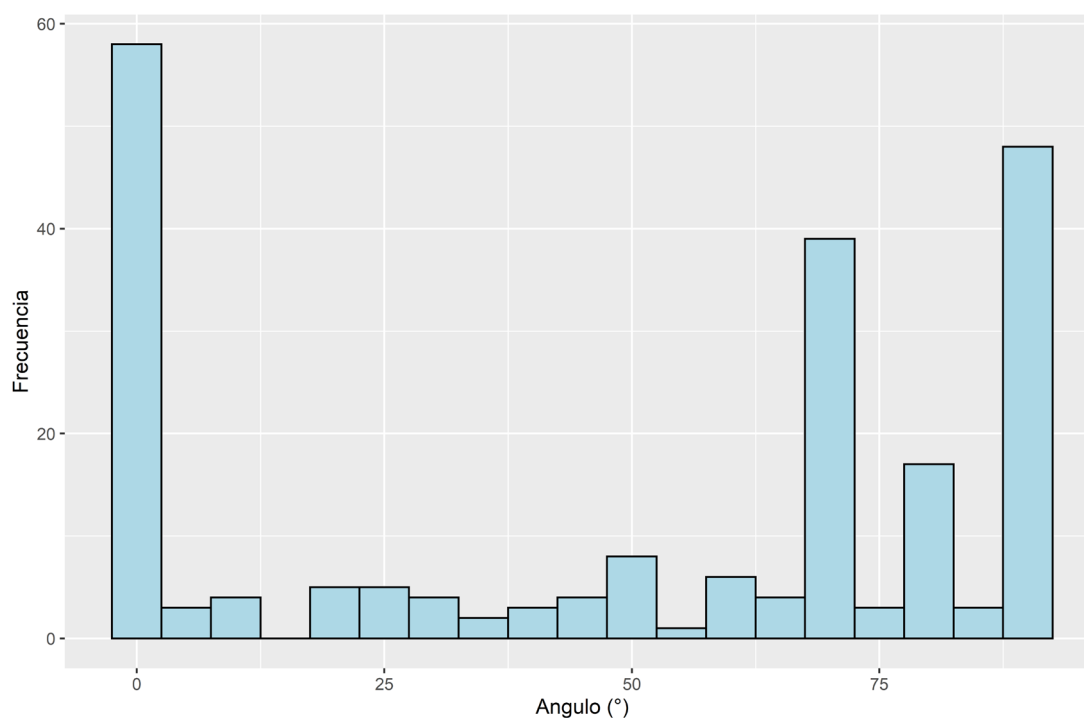


Figura 6.2.15: Histograma de los valores angulares. La distribución de datos muestra que las fracturas verticales y de bajo ángulo entre 0°y 30° y las de alto ángulo entre 50°y 90°están proporcionalmente distribuidas.

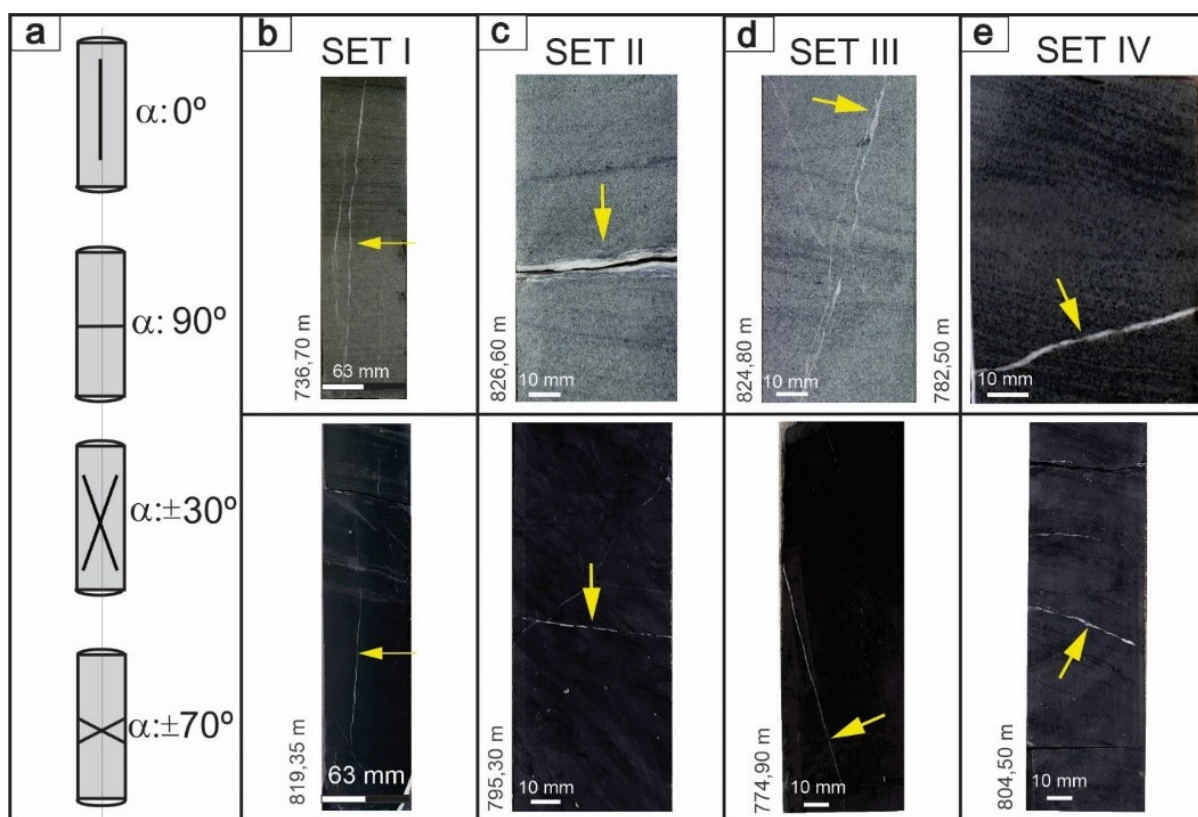


Figura 6.2.16: a) Sets de fracturas de acuerdo al ángulo respecto al eje vertical del pozo; b) Set I; c) Set II; d) set III; e) Set IV: Fracturas verticales, Fracturas horizontales, Fracturas conjugadas.

– *Altura*

Se relevaron un total de 215 datos de altura de las fracturas medidas sobre la cara pulida de las coronas del pozo PANG0003 (Fig.6.2.17). El histograma de distribución de estos datos indica que la mayoría se concentran en el rango de 50 a 100 mm, con un pico marcado a 80 mm.

Los valores menores a 100 mm corresponderían a los conjuntos II y IV, no son datos representativos porque los mismos están limitados por la dimensión de las coronas. En contraste, los conjuntos I y III presentan alturas mayores, superiores a 200 mm ya que estas fracturas se desarrollan de forma paralela o con ángulos menores respecto al eje del pozo.

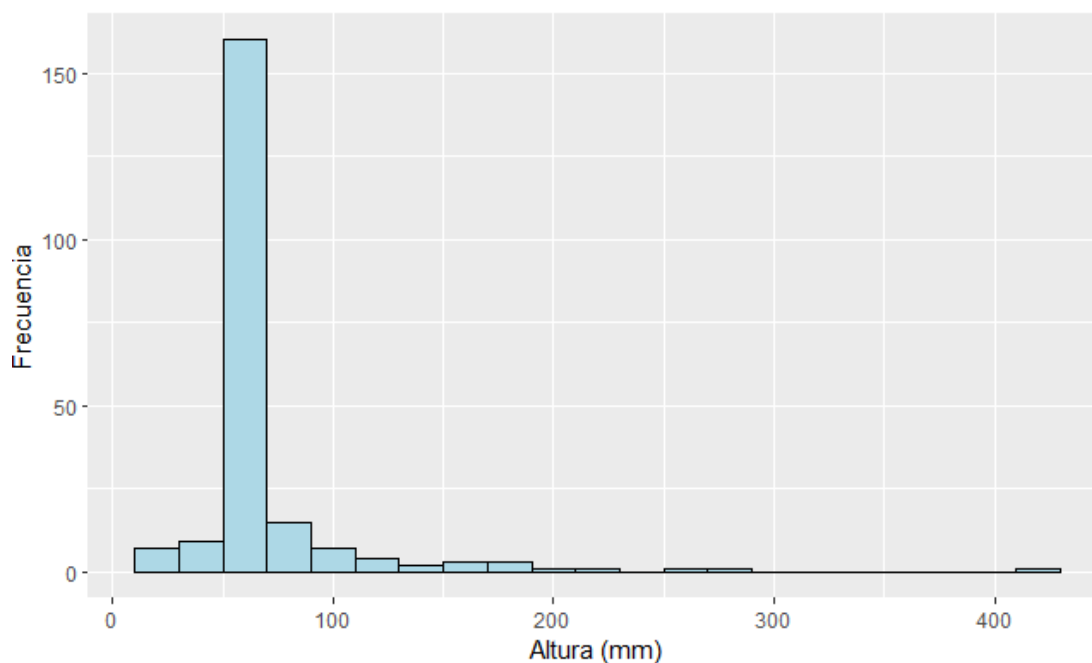


Figura 6.2.17: Histograma de la altura de las fracturas; la mayoría se concentran en el rango de 50 a 100 mm, con un pico marcado a 80 mm.

– **Mineralogía cementante**

Los minerales que se encuentran rellenando total o parcialmente las fracturas están representados por cuarzo y calcita, y en menor proporción por sulfuros (Pirita) y óxidos de hierro (Hematita). En las muestras macroscópicas, el cuarzo se diferencia de la calcita por su dureza, su propiedad translúcida y la reacción ausente frente al ácido clorhídrico (HCL). Los sulfuros se identifican por su brillo metálico y los óxidos de hierro por su color rojizo.

El cuarzo suele presentarse en agregados con hábito cristalino (Fig.6.2.18a) y la calcita en láminas dispuestas en hojas (Fig.6.2.18b), mientras que los óxidos de hierro (He, Fig. 6.2.18c) y sulfuros (Py, Fig.6.2.18d) se encuentran rellenando masivamente las fracturas sin hábito cristalino diferenciable a simple vista.

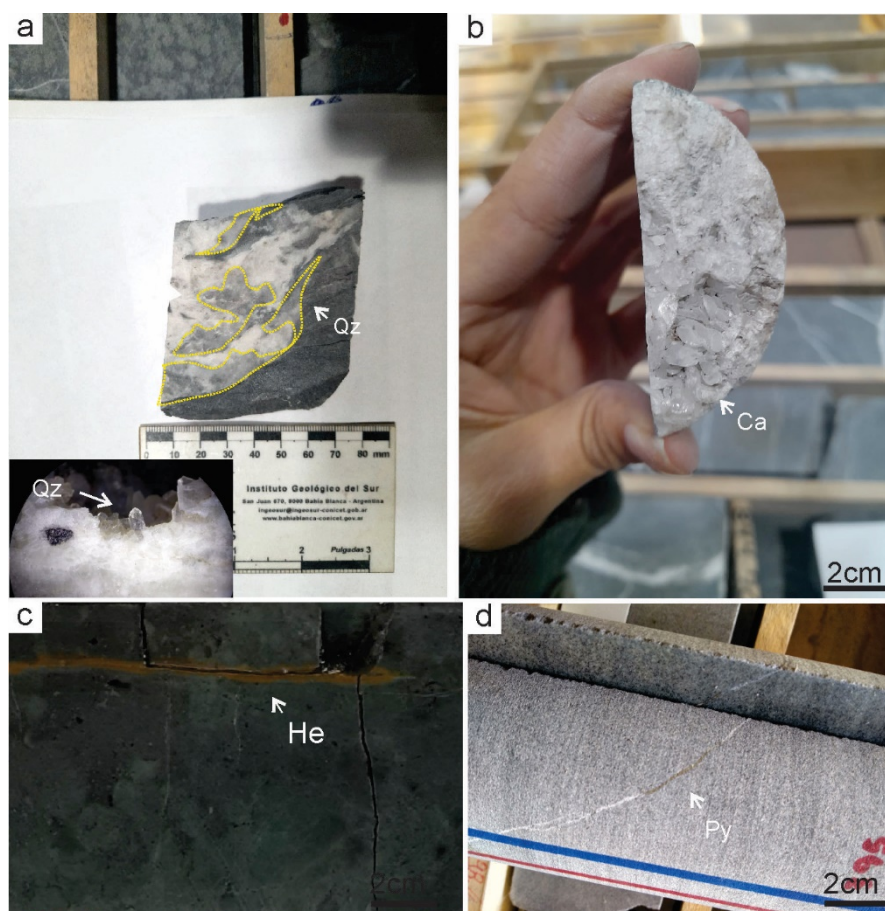


Figura 6.2.18: Cementos de fracturas. a) Qz: cuarzo; b) Ca: calcita; c) He: Hematita; d) Py: pirita.

– **Morfología de fracturas**

Existen 4 tipos de morfología de fracturas (*fracture morphology*, Nelson 2001): fracturas abiertas, fracturas cementadas (Fig. 6.2.19a), fracturas deformadas (*gouge* y *slickensides*) (Fig. 6.2.19b) y fracturas *vuggy*. (Fig. 6.2.19c).

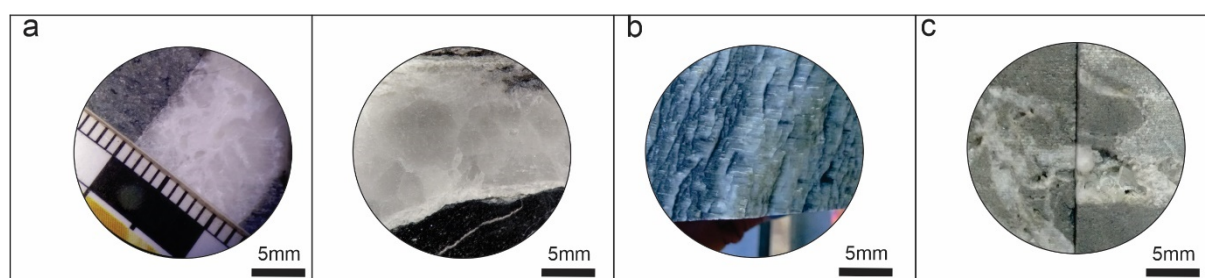


Figura 6.2.19: a) Fracturas cementadas. b) fracturas deformadas (*slickensides*).c) fracturas *vuggy*.

– **Relación topológica entre las fracturas**

En cuanto a la relación geométrica y topológica entre las fracturas se reconocen de acuerdo a Peacock et al. (2017) fracturas aisladas sin relación de corte (sin conexión entre sí,

al menos en el plano en el que están siendo observadas) (Fig. 6.2.20a) o fracturas de distintos sets que se intersectan con relación de corte mutua (Fig.6.2.20 b-c-d-e). Las relaciones de corte entre las fracturas pueden presentarse cercanas, mostrando desplazamiento relativo asociado a la intersección (Fig. 6.2.20b); unidas, vinculadas a otra fractura para formar un nodo en forma de T o Y, con ángulos de corte en la mayoría de los casos $\geq 60^\circ$ y mostrando comúnmente geometría curvada (Fig. 6.2.20c); ramificadas o en arreglo abierto tipo *splaying*, que conectan en nodos en forma de Y, generalmente en ángulos de corte $< 30^\circ$ (Fig. 6.2.20d) y con relación de corte mutua (*cross cutting*), conectando nodos en forma de X (Fig.6.2.20e).

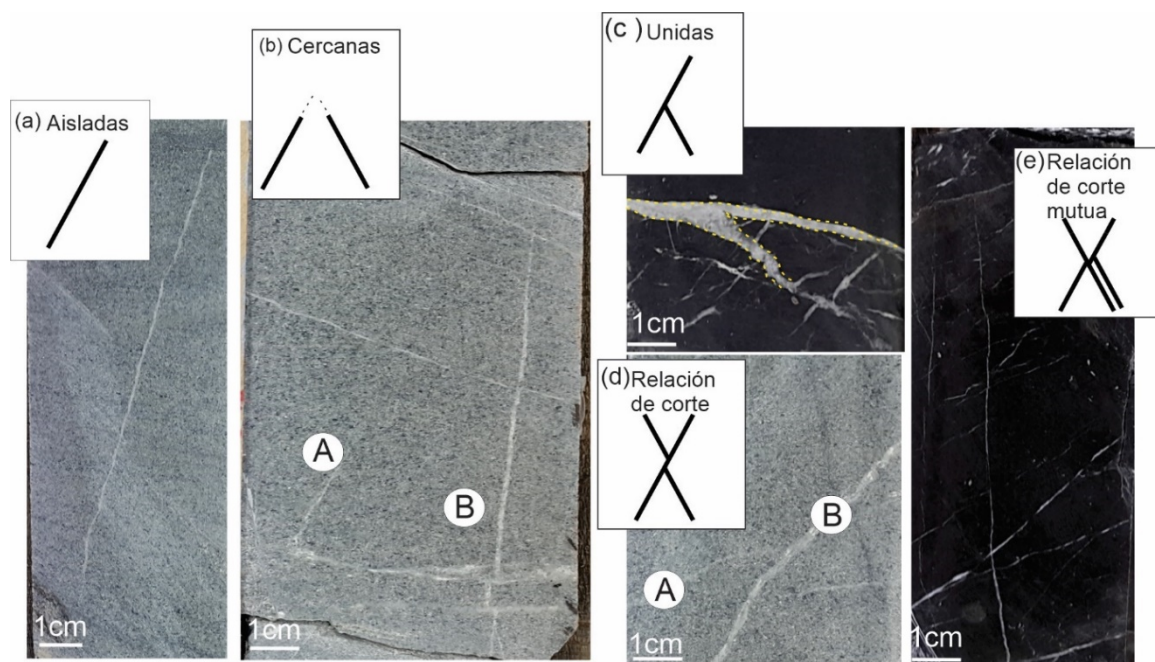


Figura 6.2.20: Relación topológica observada entre las fracturas. a) Aisladas. b) Cercanas. c) Unidas. d) Relación de corte. e) Relación de corte mutua.

– Tipo de fracturas

Los tipos de fracturas reconocidos de acuerdo a su cinemática se presentan de manera común, independientemente de las litofacies reconocidas. Se reconocieron tres tipos de fracturas: de extensión (tensión), de cizalla e híbridas o combinadas de acuerdo a Hancock (1985) y Twiss y Moores (2006).

Las fracturas sin y con desplazamiento de cizalla se observaron en todos los sets de fracturas. Se define el desplazamiento relativo de cizalla en la fractura a partir de la presencia de indicadores cinemáticos, como *slickensides* en el material cementante o indicados por la geometría de la fractura (Fig. 6.2.21a). Fracturas híbridas han podido observarse desarrollando una morfología similar a un diseño de tipo *pull-apart* a mesoescala (Fig.

6.2.21b), mostrando desplazamiento milimétrico a centimétrico a lo largo del plano de fractura, donde por sectores se observa un aumento de espesor del material cementante (Fig. 6.2.21c-d).

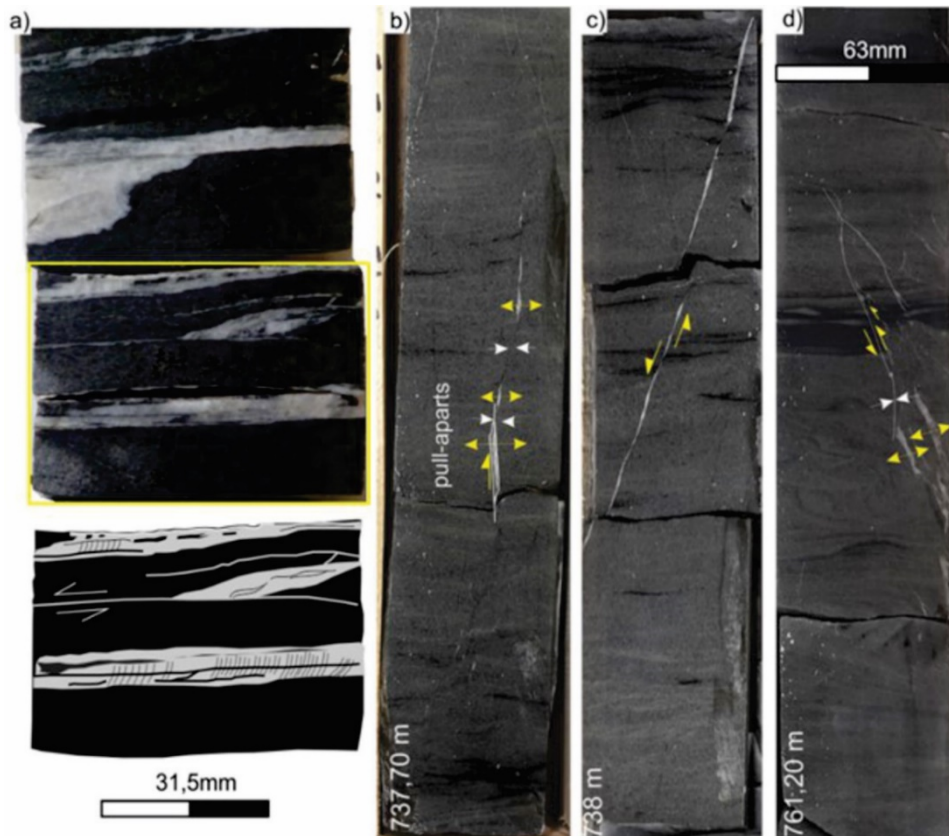


Figura 6.2.21: Fracturas con desplazamiento de cizalla, a) definido a partir de la geometría de la fractura y crecimiento cristalino; b) geometría de tipo *pull-apart*; c) y d) desplazamiento milimétrico relativo a ambos lados del plano de fractura, en el último caso con aumento de espesor del material cementante.

6.2.2.2 Intensidad de fracturas o frecuencia de fracturas

El relevamiento de fracturas a lo largo de todo el pozo se puede ver reflejado en la figura 6.2.22. El eje vertical del pozo es considerado una línea continua a partir del cual se contabilizó el número de fracturas interceptadas. A partir del número de fracturas por metro relevado se puede analizar al registro en tres (3) secciones: basal (Fig. 6.2.23a), media (Fig.6.2.23b), superior (Fig.6.2.23c).

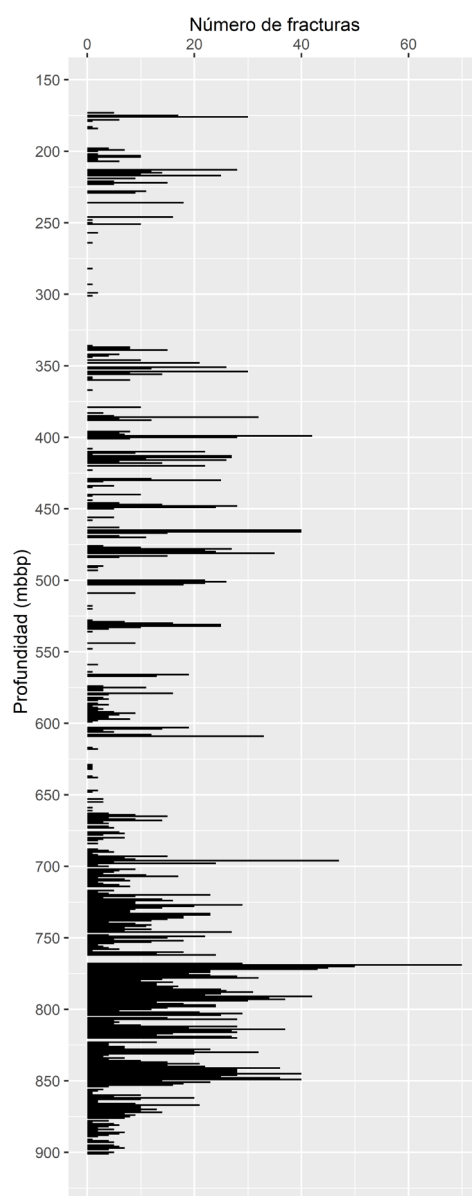


Figura 6.2.22: Según la Intensidad de fracturación dada por el número de fracturas por metro a lo largo del pozo PANG0003, se dividió en tres (3) secciones: basal, media, superior.

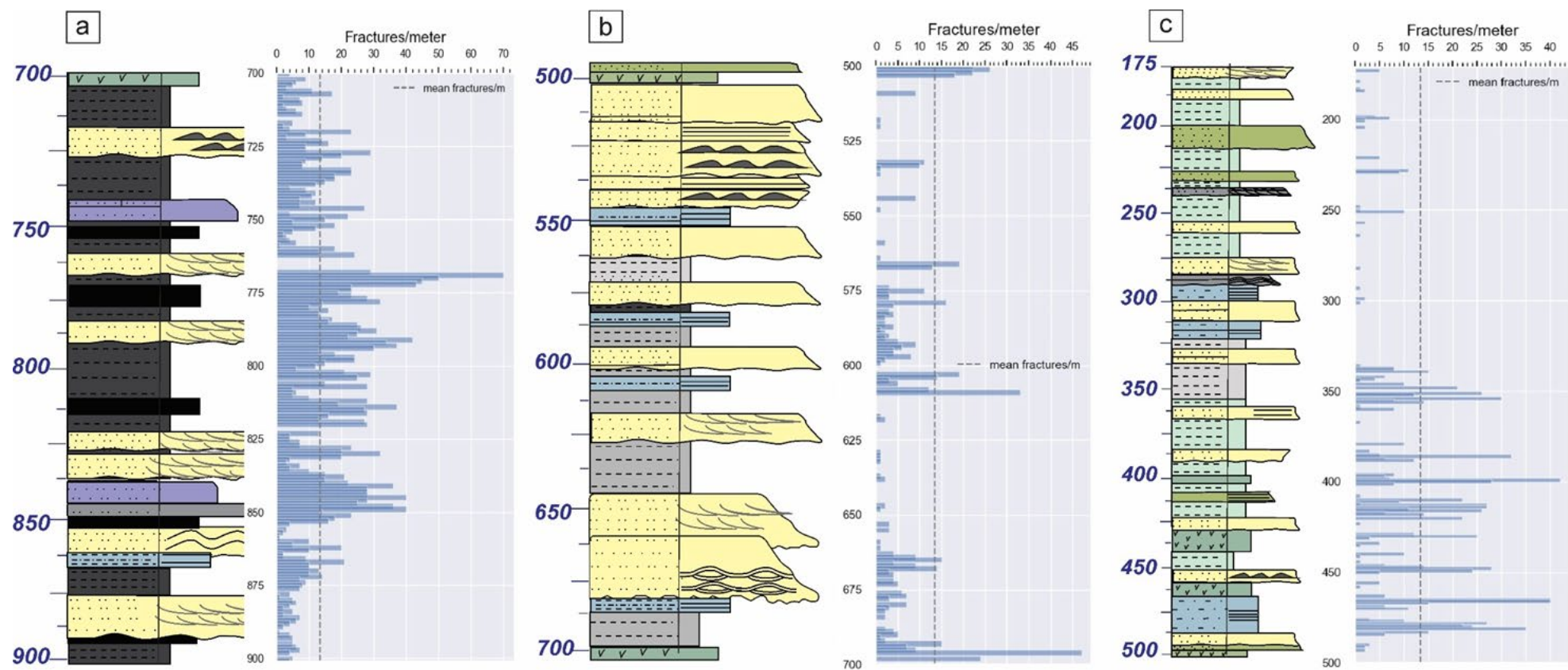


Figura 6.2.23: Intensidad de fracturación en la sección basal, media y superior del pozo PANG0003. a) Sección basal o inferior (900 mbbp-700 mbbp); b) Sección media (700 mbbp-500 mbbp); c) Sección superior (500 mbbp -171 mbbp).

La sección inferior o basal del pozo exhibe una distribución notablemente elevada de fracturas, con valores promedio de alrededor de 13 fracturas por metro (13 fracturas/metro). En las fangolitas carbonosas (Fc) se registra un máximo de hasta 60 fracturas por metro, a una profundidad de 789,3 mbbp. Adyacente a estas litologías altamente frágiles se encuentran las litofacies de areniscas masivas (Ssm), que generalmente muestran una intensidad de fracturación entre 15 y 20 fracturas por metro. Un ejemplo representativo de este desarrollo de fracturación se puede observar en el intervalo comprendido entre 851,93 mbbp y 846,70 mbbp (Fig.6.2.24)

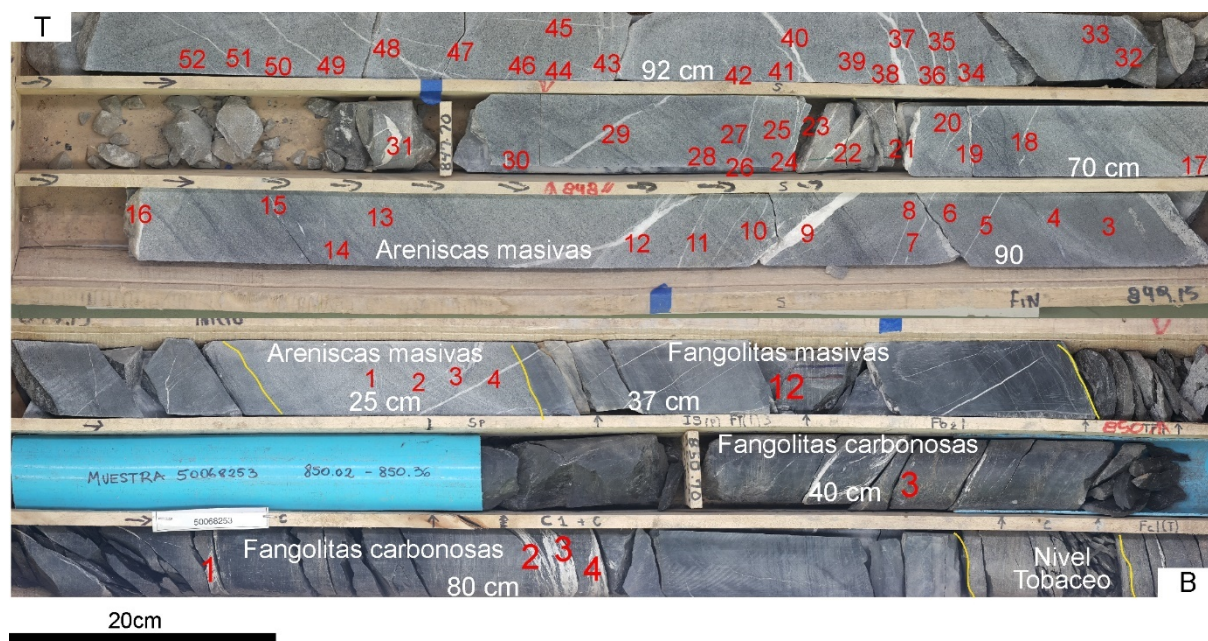


Figura 6.2.24: Intervalo fracturado entre 851,93 mbbp y 846,70 mbbp perteneciente a la sección basal del pozo PANG0003. La enumeración en rojo indica la cantidad de fracturas contabilizadas.

La sección media exhibe una disminución en el número de fracturas registradas en comparación con la sección basal. El registro sedimentario en esta sección muestra una disminución de fracturación, con un mínimo de 2-3 fracturas por metro en litofacies de areniscas estratificadas (SSx), masivas (Ssm) y laminadas (Ssl). Esta sección se caracteriza por presentar dos niveles con un alto número de fracturas por metro: el primero corresponde a litofacies de areniscas finas laminadas (Ssl) con intercalaciones de heterolitas deformadas entre los 534,40 mbbp y 529,30 mbbp (Fig. 6.2.25a). El segundo nivel de fracturas está representado por facies de limolitas (L) y fangolitas tobáceas (F) entre los 700,52 mbbp y 694,94 mbbp (Fig. 6.2.25b).

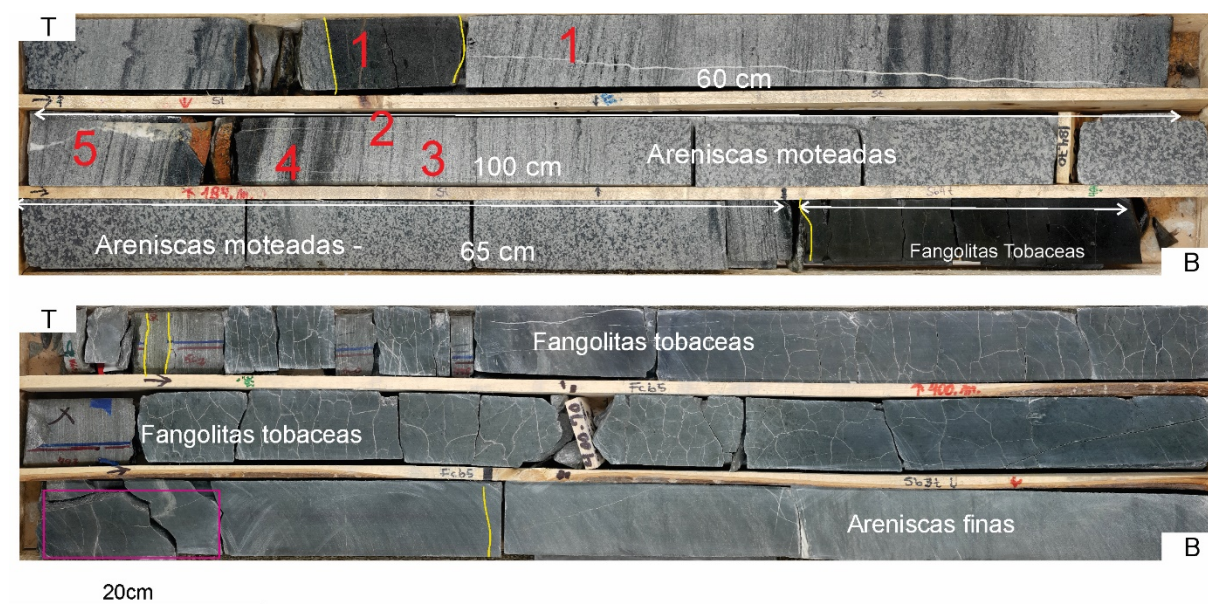


Figura 6.2.26: a) Intervalo fracturado entre 85,74 mbbp y 182,93 mbbp en litofacies de areniscas moteadas (SsM). La enumeración en rojo indica la cantidad de fracturas contabilizadas; b) Intervalo fracturado entre los 402,16 mbbp y 399,30 mbbp en fangolitas tobáceas (F).

6.2.2.3 Scanline

Se realizaron *scanline* en registros litológicos característicos en cada sección del pozo a fin de determinar la organización espacial de las fracturas a partir de datos relevados a través de líneas de exploración en las coronas, por su línea media y paralelas al eje del pozo.

Sección basal

El primer *scanline* se realizó en el **Box 262** (898,78-896,04). El registro litológico consta de 2,40 metros de espesor de litofacies de areniscas finas laminadas en contacto neto con litofacies de fangolitas carbonosas de 0,30 metros de espesor. El *scanline* interceptó un total de 26 fracturas, 12 presentes en litofacies de areniscas medias y 14 en litofacies de fangolitas carbonosas (Fig.6.2.27).

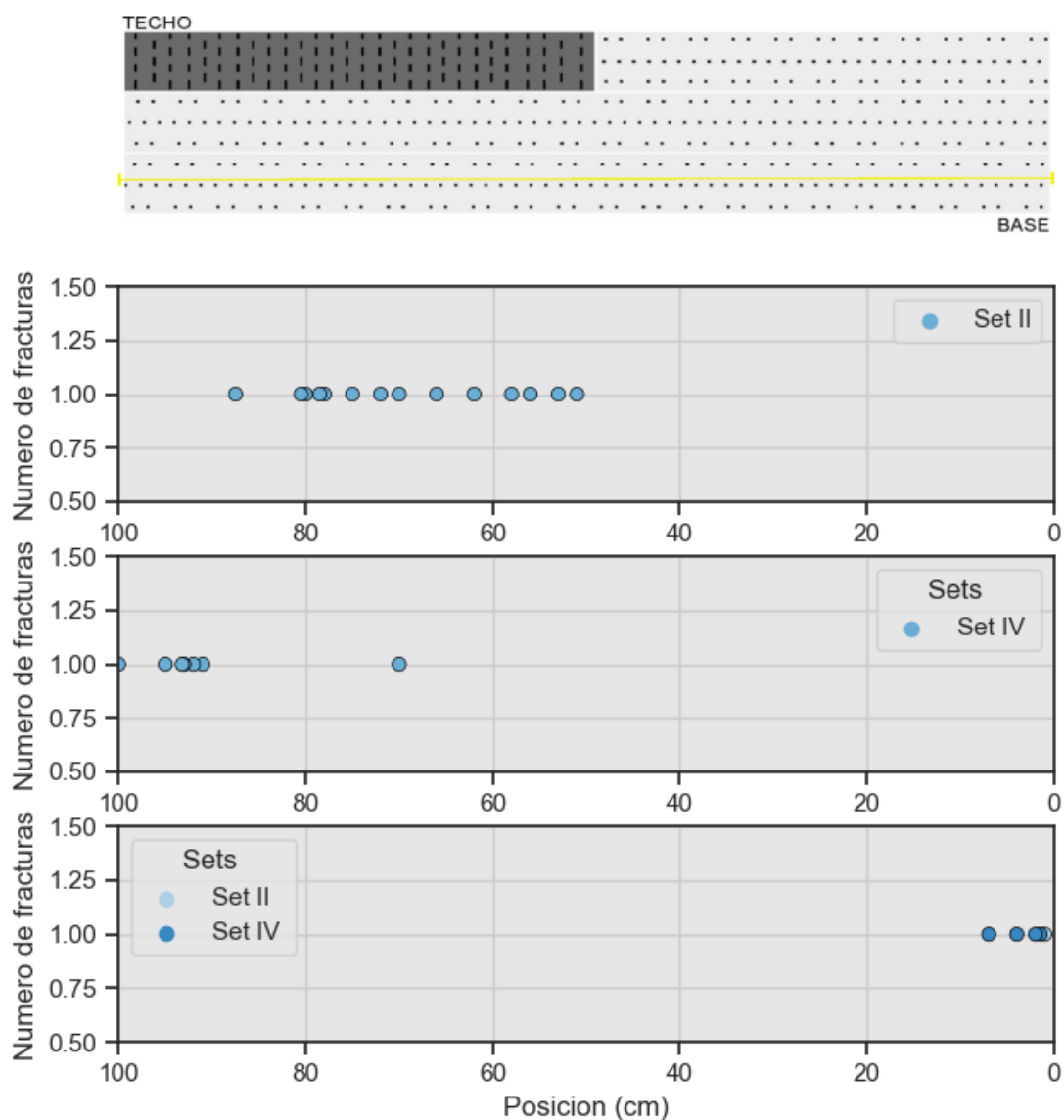


Figura 6.2.27: Indicador de fracturas de Laubach et al. (2018) en el **Box 262** correspondiente a la sección basal del pozo PANG0003. Las fracturas se representan con puntos.

El segundo *scanline* se realizó en el **Box 245** (851,93-849,15). El registro consta de 2,50 metros de espesor de litofacies de fangolitas carbonosas con un nivel de carbón intercalado de 0,40 metros. Hacia de techo, la secuencia termina con un nivel de areniscas de 0,30 metros. El *scanline* relevó un total de 73 fracturas, 68 presentes en litofacies de fangolitas carbonosas y 5 fracturas en litofacies de areniscas (Fig.6.2.28).

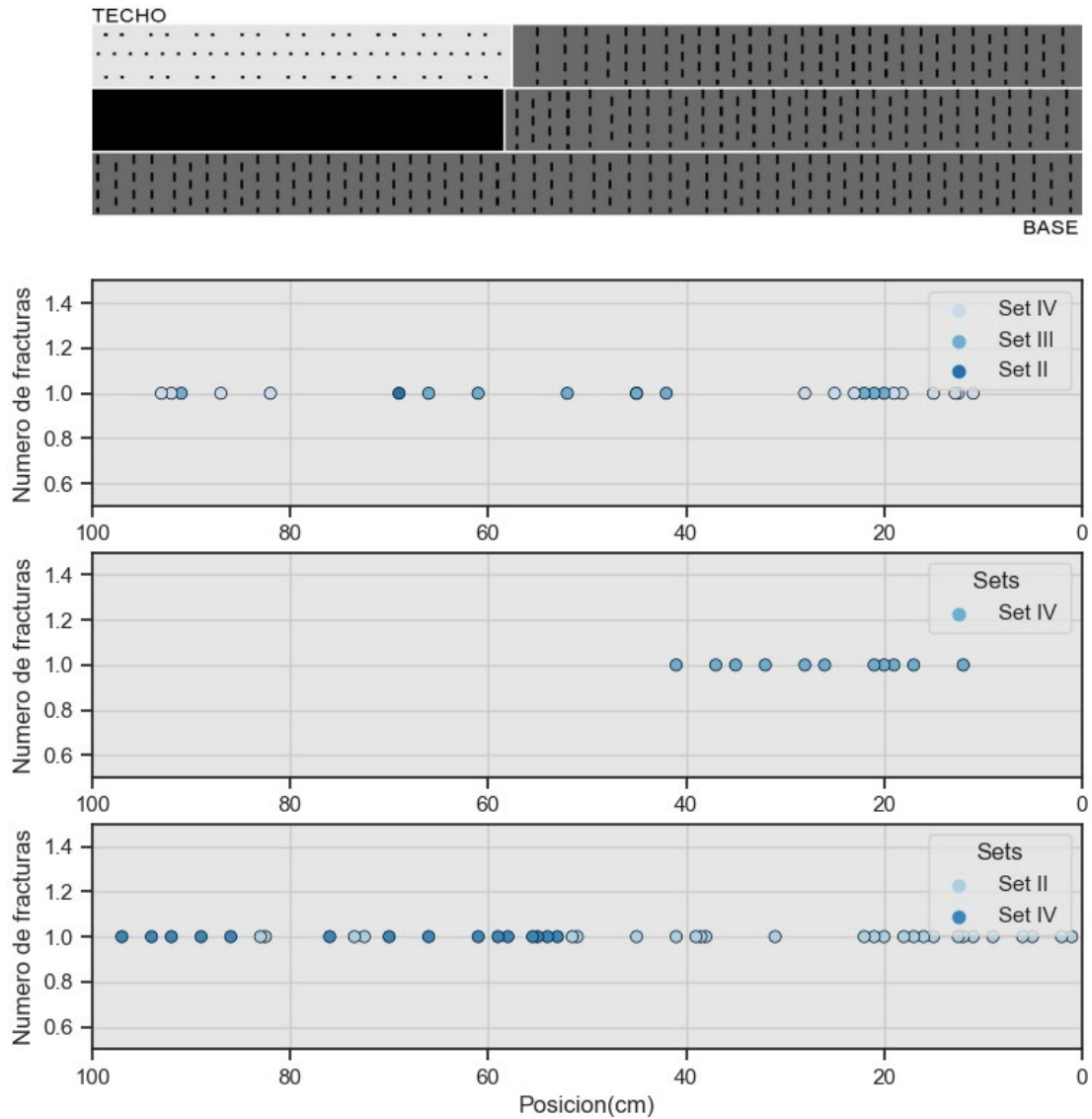


Figura 6.2.28: Indicador de fracturas de Laubach et al. (2018) en el **Box 245** correspondiente a la sección basal del pozo PANG0003. Las fracturas se representan con puntos.

El tercer *scanline* se realizó en el **Box 244** (849,15-846,70). El registro litológico corresponde únicamente a litofacies de areniscas medias masivas en el cual se puede observar un cambio abrupto en el ángulo de buzamiento a los 847, 70 mbbp. En este tramo el *scanline* intercepto un total de 54 fracturas (Fig.6.2.29).

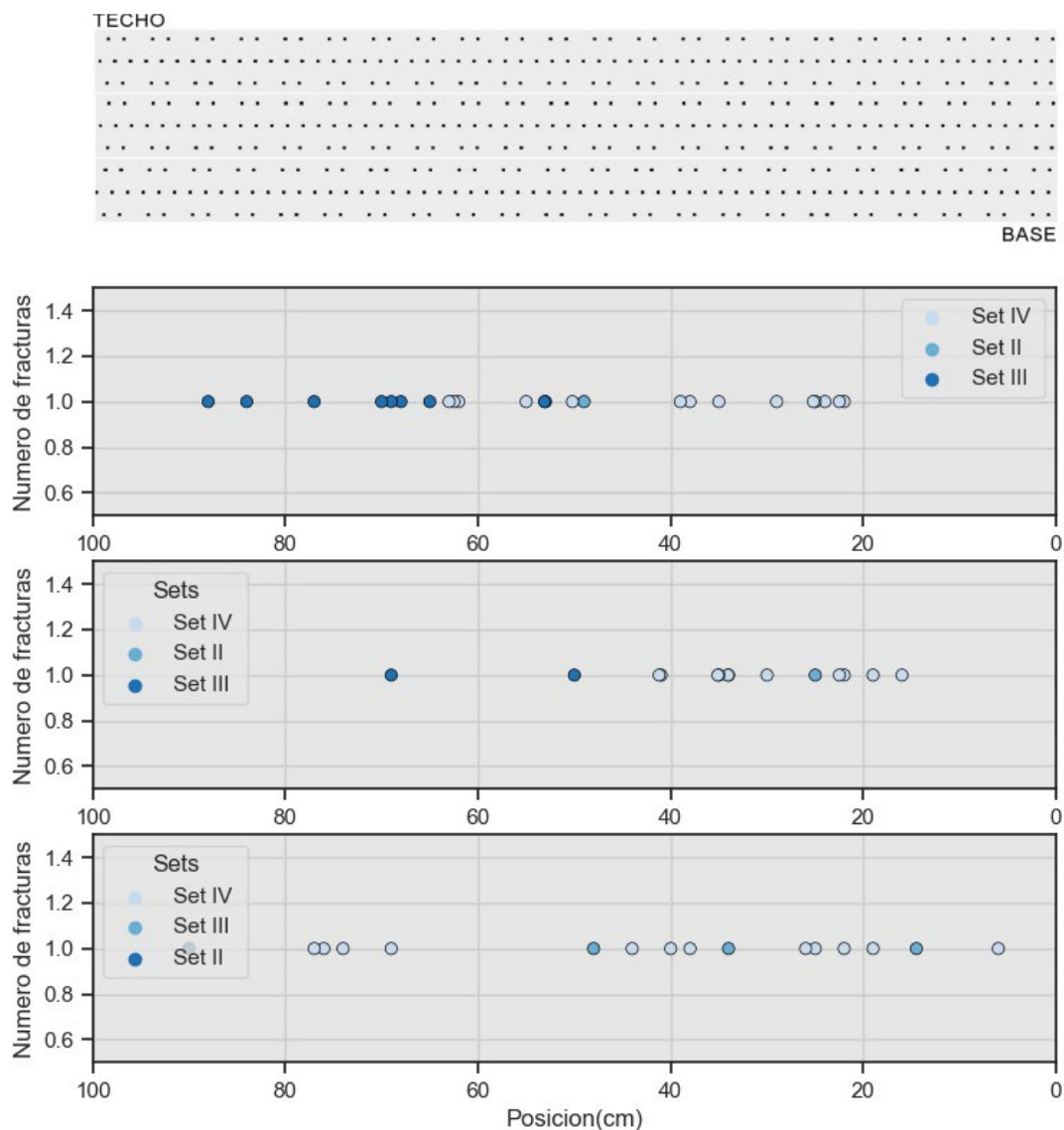


Figura 6.2.29: a) Indicador de fracturas de Laubach et al. (2018) en el **Box 244** correspondiente a la sección basal del pozo PANG0003. Las fracturas se representan con puntos.

El cuarto *scanline* se realizó en el **Box 220** (785,22-782,60). El registro litológico corresponde únicamente a litofacies de areniscas finas a medias con onduladas en el cual se relevaron un total de 23 fracturas (Fig.6.2.30).

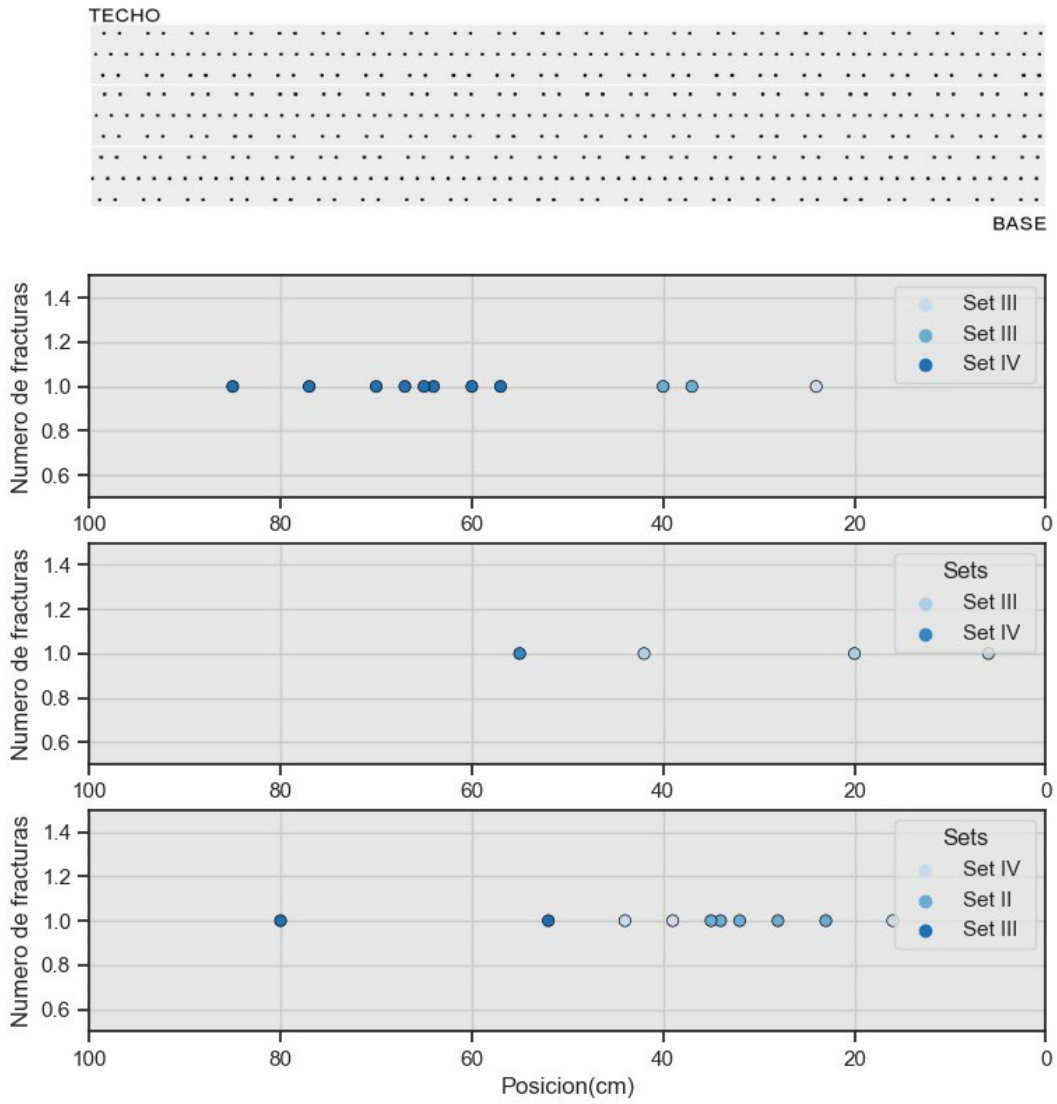


Figura 6.2.30: a) Indicador de fracturas de Laubach et al. (2018) en el **Box 220** correspondiente a la sección basal del pozo PANG0003. Las fracturas se representan con puntos.

Sección media:

El quinto *scanline* se realizó en el **Box 169** (644,48-641,70). El registro litológico corresponde únicamente a litofacies de areniscas medias con laminación cruzada y paralela en el cual se relevaron un total de 3 fracturas (Fig.6.2.31)

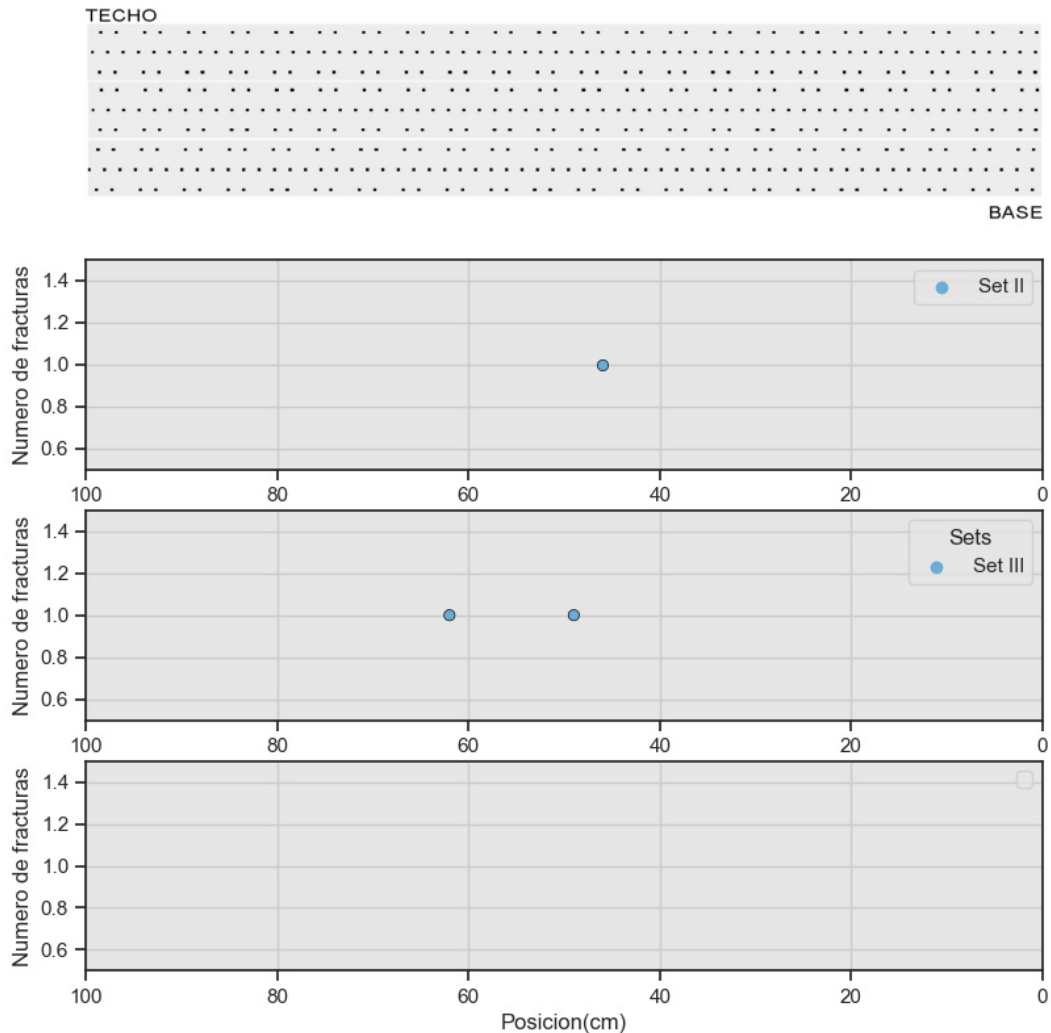


Figura 6.2.31: Indicador de fracturas de Laubach et al. (2018) en el **Box 169** correspondiente a la sección media del pozo PANG0003. Las fracturas se representan con puntos.

El sexto *scanline* se realizó en el **Box 134** (546,63-543,80). El registro litológico consta de 1,55 metros de litofacies de areniscas finas masivas bioturbadas y 1,28 metros de espesor de litofacies de areniscas finas laminadas y levemente bioturbadas. Se contabilizaron un total de 10 fracturas en esta última litofacies (Fig.6.2.32).

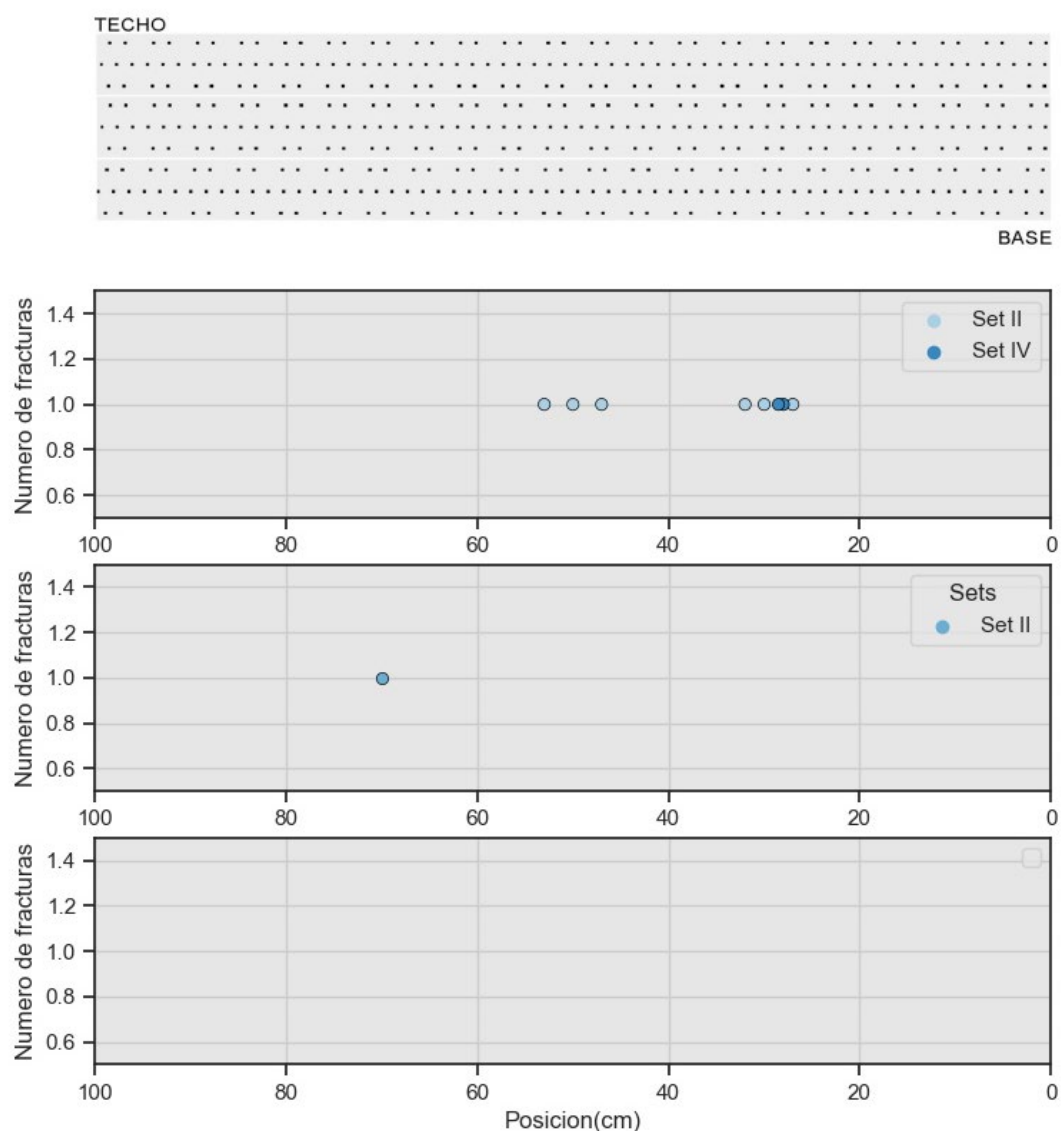


Figura 6.2.32: Indicador de fracturas de Laubach et al. (2018) en el **Box 134** correspondiente a la sección media del pozo PANG0003. Las fracturas se representan con puntos.

El séptimo *scanline* se realizó en el **Box 122** (512,90-510,12). El registro litológico corresponde a litofacies de areniscas medias moteadas y laminadas. No se interceptaron fracturas.

Sección superior

El octavo *scanline* se realizó en el **Box 87** (416,00-413,20). El registro litológico consta con 2,50 metros de litofacies de limolitas tobáceas con abundantes líticos volcánicos y 0,30 metros de litofacies de limolitas. El *scanline* interceptó un total de 87 fracturas, 86 en limolitas tobáceas y 1 en litofacies de limolitas masivas (Fig.6.2.33).

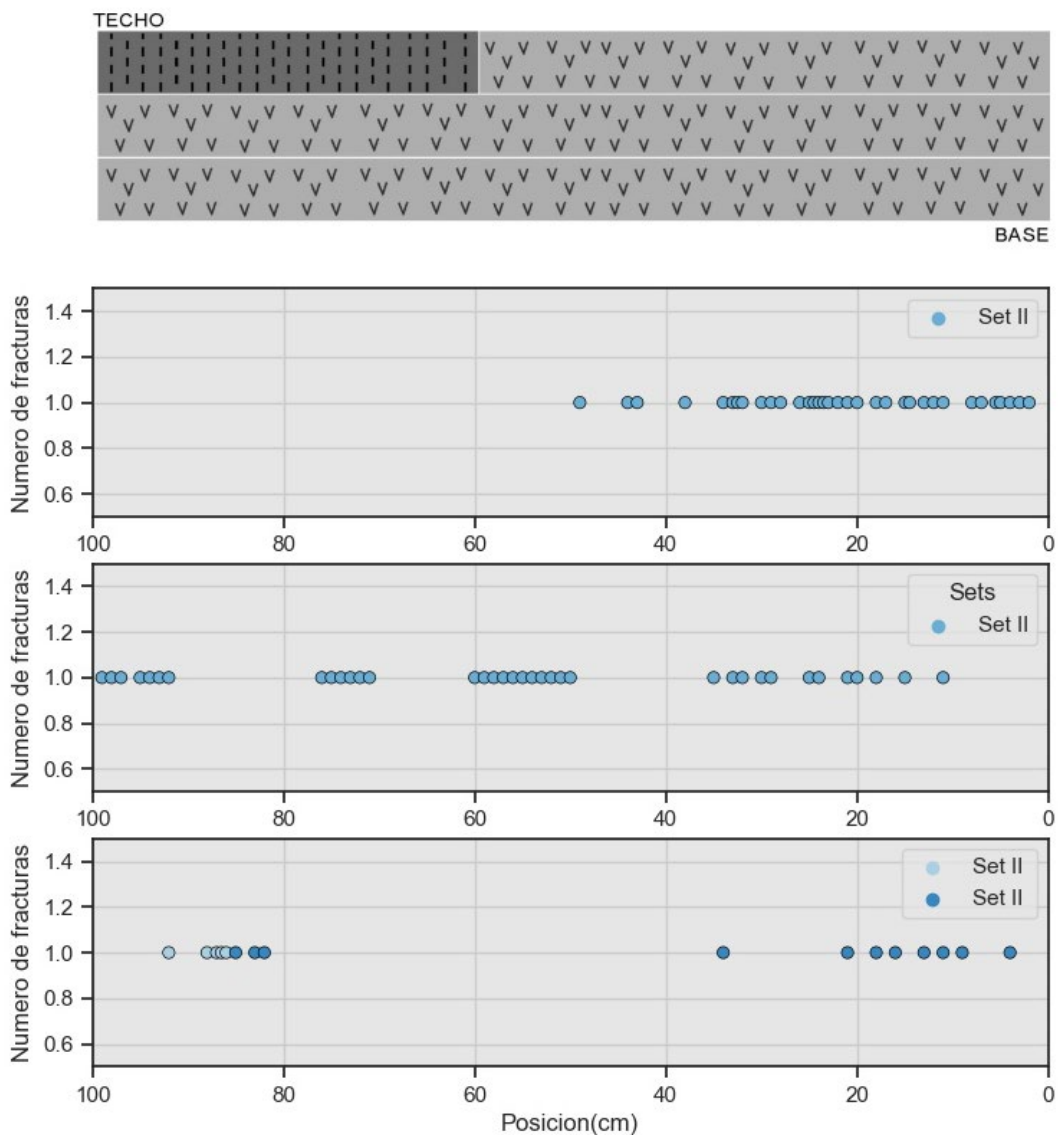


Figura 6.2.33: Indicador de fracturas de Laubach et al. (2018) en el **Box 87** correspondiente a la sección superior del pozo PANG0003. Las fracturas se representan con puntos.

El noveno *scanline* se realizó en el **Box 82** (402,16-399,30). El registro litológico corresponde a 0,96 metros de litofacies de areniscas finas y 1,90 metros de litofacies limolitas tobáceas. El *scanline* interceptó un total de 70 fracturas, 69 en la última litofacies (Fig.6.2.34)

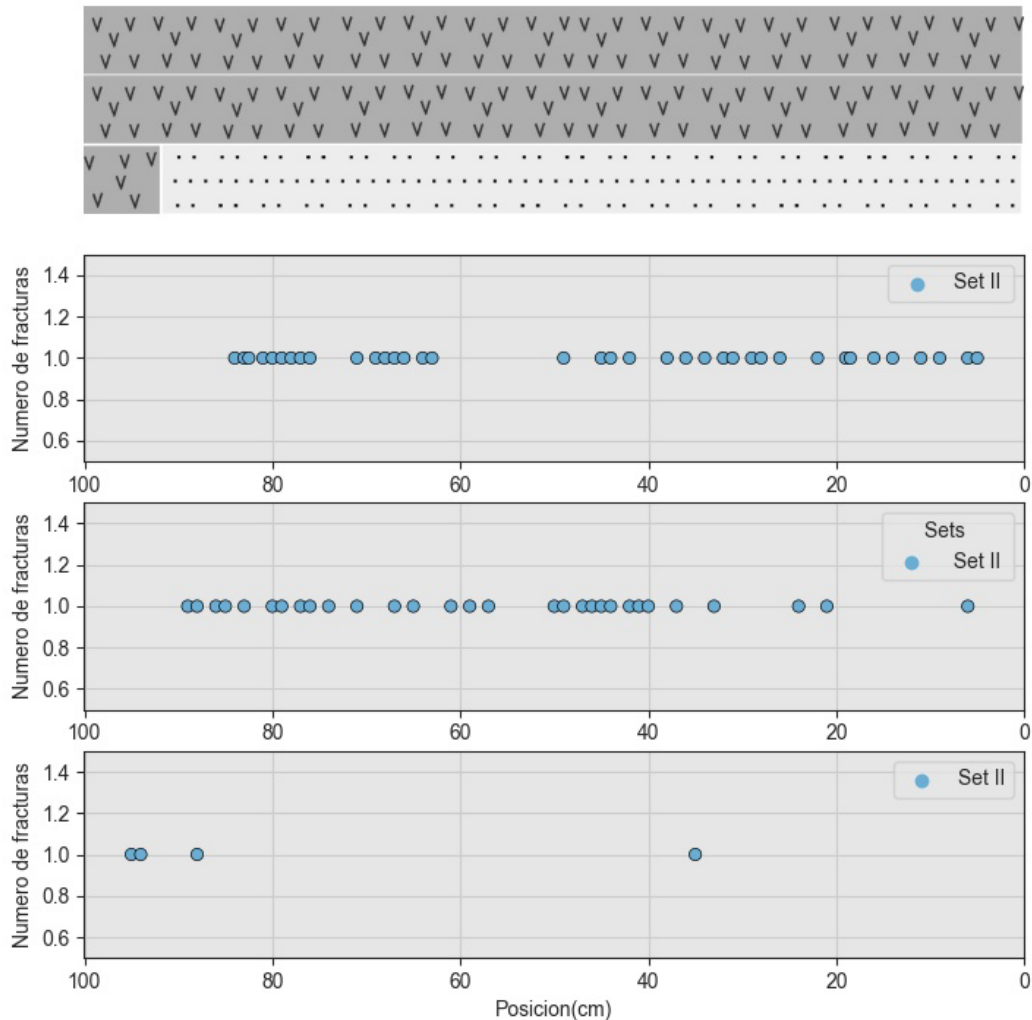


Figura 6.2.34: Indicador de fracturas de Laubach et al. (2018) en el **Box 82** correspondiente a la sección superior del pozo PANG0003. Las fracturas se representan con puntos.

El décimo *scanline* se realizó en el **Box 5** (185,74-182,93). El registro litológico consta de 0,20 metros de litofacies de limolitas tobáceas y continúa con 2,70 metros de litofacies de areniscas medias moteadas y laminadas. El *scanline* interceptó un total de 19 fracturas, 14 en litofacies de limolitas tobáceas con clastos volcánicos y 5 en litofacies de areniscas medias (Fig. 6.2.35)

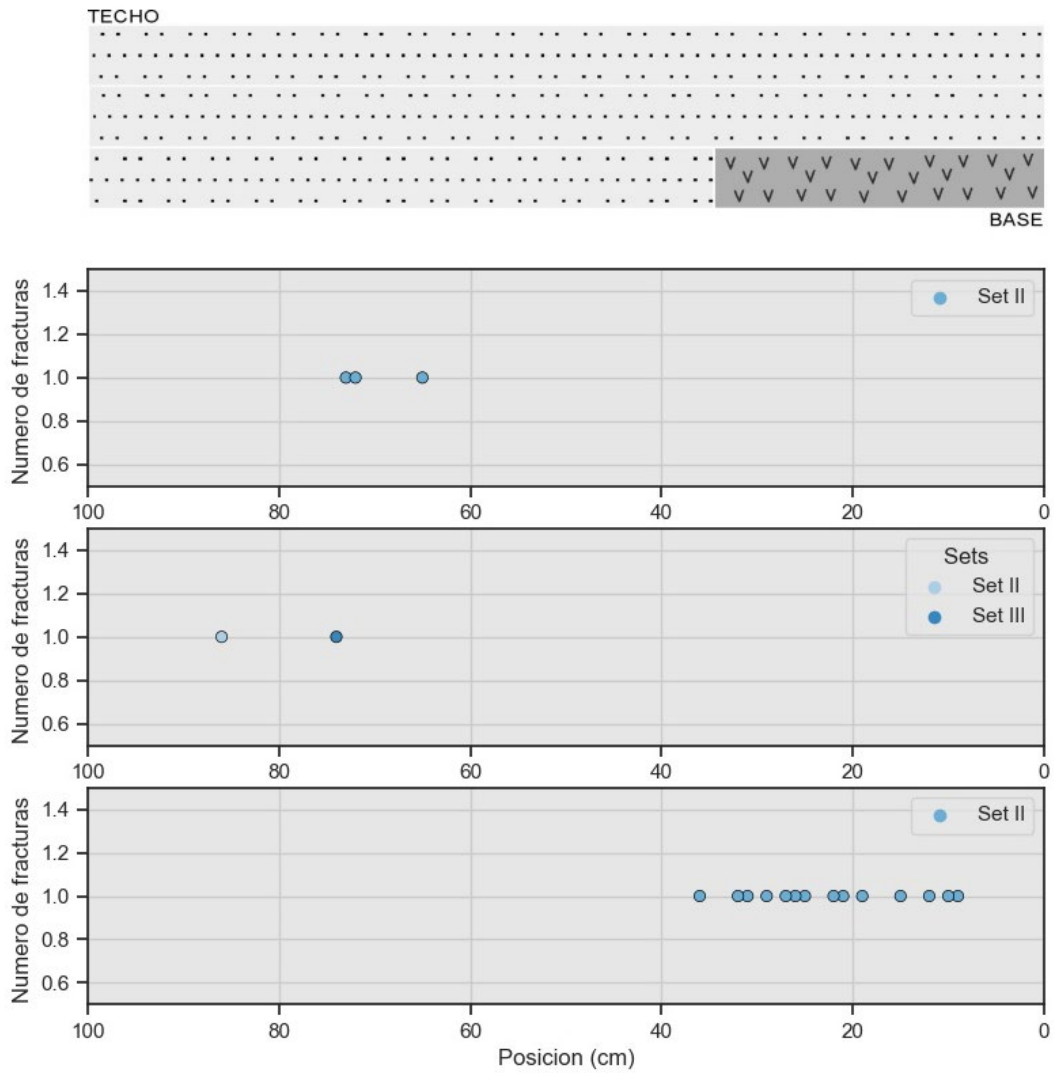


Figura 6.2.35: Indicador de fracturas de Laubach et al. (2018) en el **Box 05** correspondiente a la sección superior del pozo PANG0003. Las fracturas se representan con puntos.

6.2.2.4 Organización espacial entre las fracturas

-Espaciamiento

El espaciamiento de fracturas determinado a partir del coeficiente de variación (Cv) se presenta en la tabla 6.2.2

Box	Cv	Box	Cv
262	2,7	134	2.0
245	2.1	122	
244	1.5	87	2.1
220	1.2	82	2.0
169	0.8	05	2.4

Tabla 6.2.2: Coeficiente de variación (Cv).

A través del uso del software *CorrCount* de uso libre (Marret et al. 2018) se obtienen dos resultados: el gráfico de intensidad de fracturas normalizada (NFI) y el diagrama de correlación normalizada (NCC). El primer método identifica de manera fiable áreas con una alta concentración de fracturas, aunque de forma cualitativa. Por otro lado, el diagrama NCC facilita un análisis cuantitativo del grado de agrupamiento de fracturas.

-Intensidad de fracturas normalizada (NFI)

En el gráfico de intensidad de fracturas normalizada el eje horizontal representa la distancia en centímetros a lo largo de la línea de exploración, mientras que el eje vertical representa la intensidad de fracturación normalizada. Estos valores se normalizan para manejar datos de fracturas generados aleatoriamente. El límite de confianza del 95%, resaltado en los gráficos, indica que cualquier intensidad por encima de este nivel es significativamente mayor que lo esperado bajo la hipótesis de una disposición espacial de fracturas aleatoria.

La figura 6.2.36 presenta los gráficos de intensidad de fracturas normalizada (NFI) para la sección basal del pozo. El primer gráfico corresponde al **Box 262**, muestra un pico significativo a los 5 cm para el set IV, y dos picos a los 190 cm y 280 cm para el set II, todos superando el límite de confianza del 95% (Fig.6.2.36a).

En el gráfico NFI para el **Box 245** se observan 2 picos significativos a los 22 cm y 38 cm para el set II. Para el set IV se distinguen picos a los 60 cm y 125 cm; y se diferencia un pico a los 220 cm para el set III (Fig.6.2.36b).

Para el **Box 244**, el gráfico NFI muestra dos picos a los 120 cm y 220 cm que superan el límite de confianza del 95% para el set IV, y un pico menor a los 245 cm (Fig.6.2.36c). En el gráfico NFI del **Box 220** (Fig.6.2.36d) se pueden distinguir dos picos significativos que

superan el límite de confianza del 95%, uno a los 20 cm para el set II y otro a los 270cm para el set IV.

Para la sección media del pozo, los gráficos NFI de los Boxes 169 y 134 se presentan en la figura 6.2.37. En el gráfico NFI correspondiente al **Box 169** (Fig.6.2.37a) se distinguen dos picos a los 150 cm y 160 cm para el set III y II respectivamente. Mientras que el gráfico NFI del **Box 134** (Fig.6.2.37b) exhibe un pico significativo a los 230 cm para el set IV y dos picos menores a los 170 cm y 260 cm para el set II.

Finalmente, en la sección superior del pozo, los gráficos NFI de los Boxes 87, 82 y 05 muestran diferentes patrones: el **Box 87** (Fig.6.2.38a) tiene un pico a los 200 cm para el set II, el **Box 82** (Fig.6.2.38b) presenta picos a los 280 cm y 290 cm para el set II y el **Box 05** (Fig.6.2.38c) muestra un único pico significativo a los 25 cm para el set II.

Estos resultados indican que existen intervalos específicos a lo largo del pozo donde las fracturas están agrupadas, proporcionando una visión clara sobre la distribución espacial de las fracturas en las diferentes secciones del pozo.

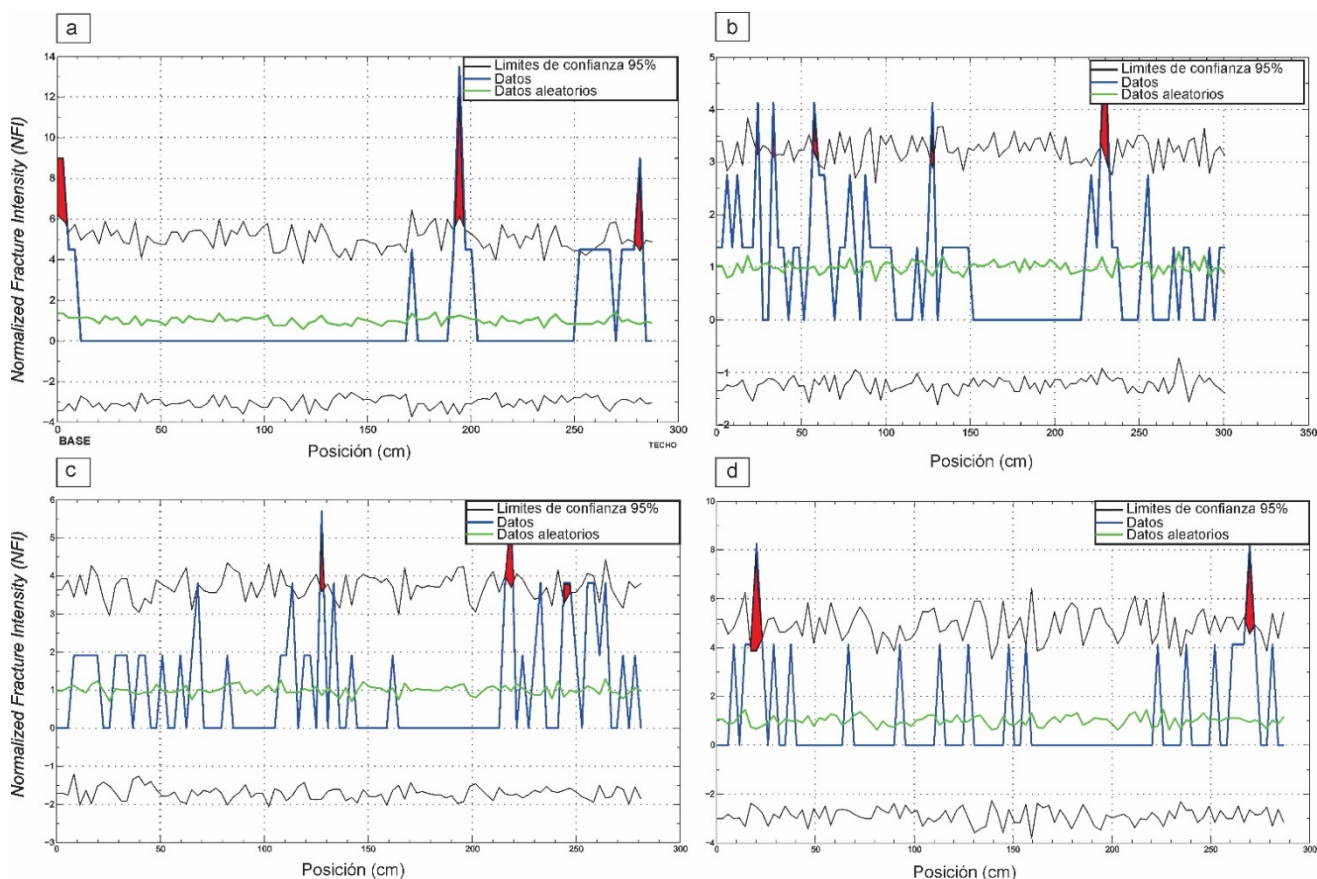


Figura 6.2.36: Gráficos de intensidad de fracturas normalizada (NFI) para los boxes de la sección basal del pozo PANG0003. a) NFI para el Box 262; b) NFI para el Box 245; c) NFI para el Box 244; d) NFI para el Box 220.

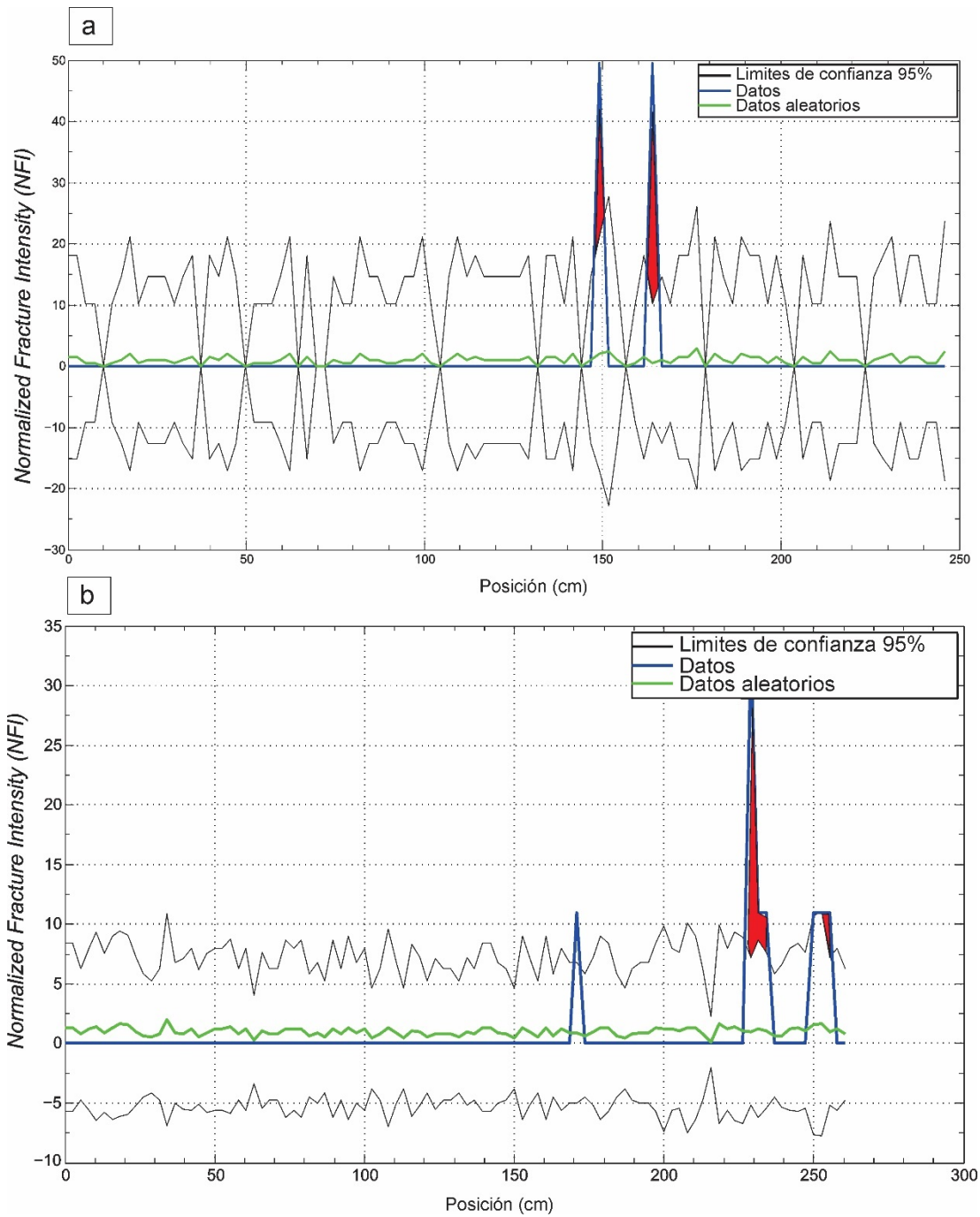


Figura 6.2.37: Gráficos de intensidad de fracturas normalizada (NFI) para los boxes de la sección media del pozo PANG0003. a) NFI para el Box 169; b) NFI para el Box 134.

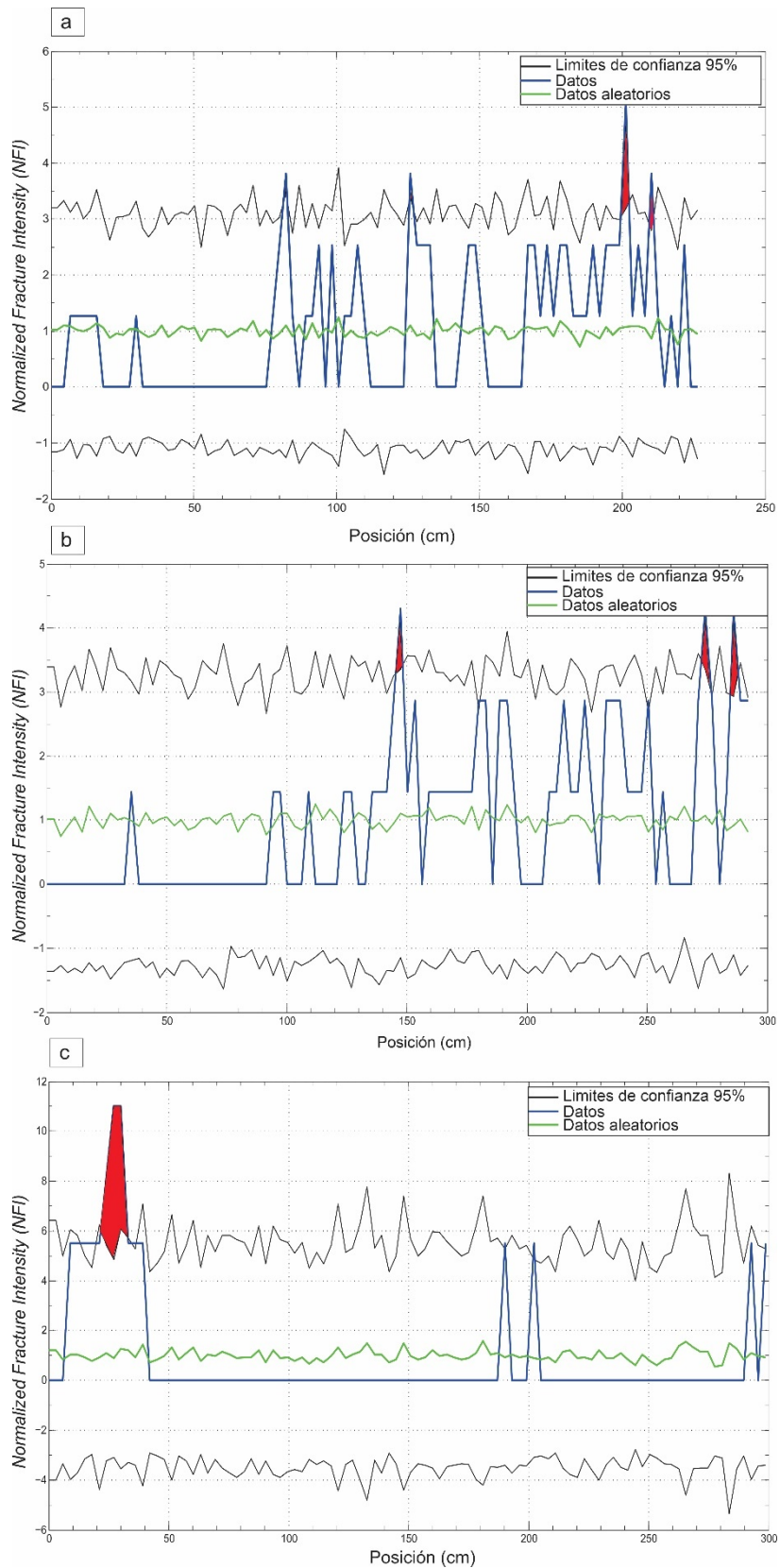


Figura 6.2.38: Gráficos de intensidad de fracturas normalizada (NFI) para los boxes de la sección superior del pozo PANG0003. a) NFI para el Box 87; b) NFI para el Box 82; c) NFI para el Box 05.

-Correlación normalizada (NCC)

En el gráfico de correlación normalizada, el eje vertical representa el grado el que agrupan las fracturas, diferenciando entre espaciamientos uniformes, agrupaciones de fracturas aleatorias y agrupaciones que exceden los patrones aleatorios. Por otro lado, el eje horizontal, expresado en unidades logarítmicas, facilita una observación detallada para discernir estos últimos patrones.

Al analizar la curva NCC del gráfico **Box 262** (Fig.6.2.39a) según Marrett et al. (2018), se puede distinguir que la curva resultante comparte similitudes con los grupos fractales (*fractal cluster*). A partir del patrón de curva obtenida se interpreta que, en agrupaciones de fracturas cercanas, los patrones de espaciado muestran auto-similitud a una escala menor. El tamaño del *cluster* estimado a partir de lectura de la curva resultante es de 20 cm.

Al examinar las curvas de los gráficos NCC de los **Box 245** (Fig. 6.2.39b), **Box 244** (Fig.6.2.39c) y **Box 220** (Fig.6.2.39d), se aprecian patrones de agrupamiento de fracturas que son indistinguibles de la aleatoriedad. Por encima de la línea de confianza del 95%, la pendiente del patrón de ley de potencias (es decir, el exponente de la ley de potencias) proporciona una medida independiente de la escala del grado de agrupamiento (Marret et al. 2018). Aunque se observa una pendiente negativa en estas curvas (línea violeta en los gráficos), esta no es lo suficientemente pronunciada como para sugerir un patrón *fractal cluster*.

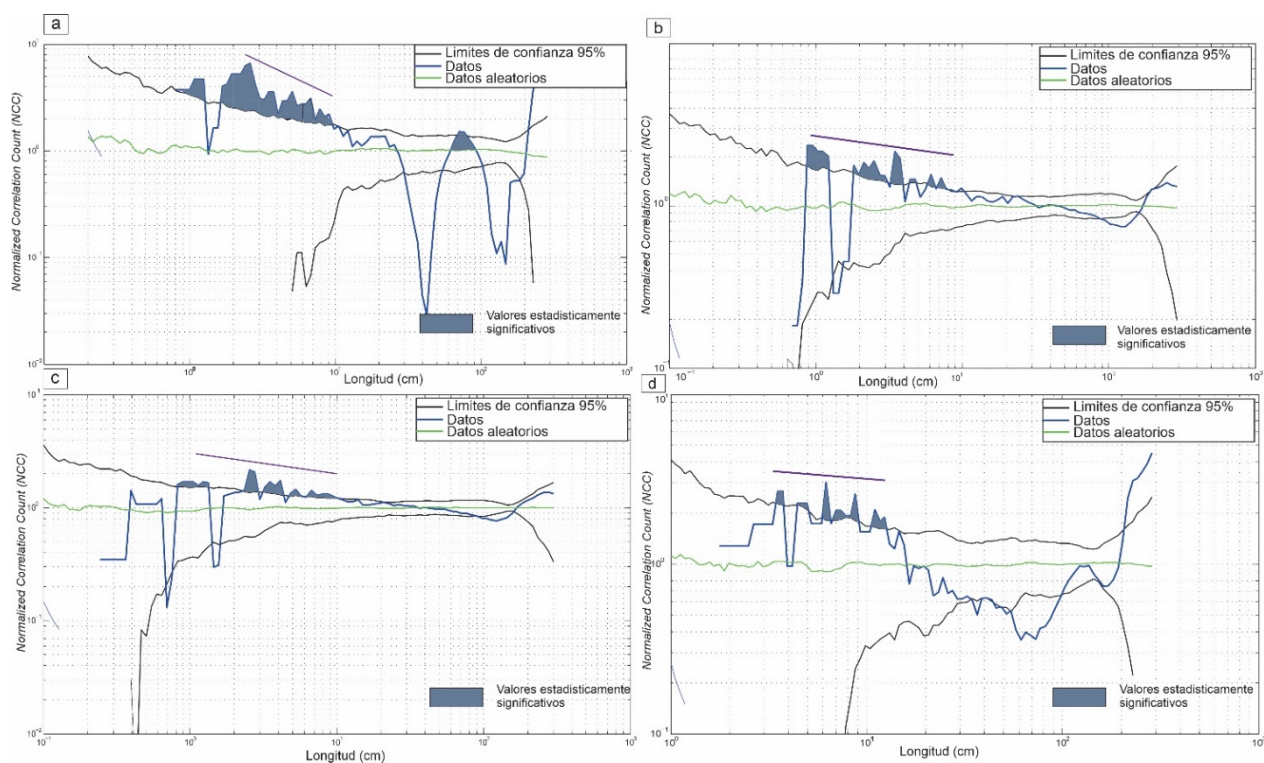


Figura 6.2.39: Grafico de Correlación normalizada (NCC) para la sección basal del pozo PANG003. a) NCC para el Box 262; b) NCC para el Box 245; c) NCC para el Box 244; d) NCC para el Box 220.

El gráfico NCC de la sección media que corresponde al **Box 169** no arroja resultados correctos debido a la muy baja intensidad de fracturación. La curva NCC para el **Box 134** (Fig. 6.2.40) posee una pendiente de curva negativa que indica un agrupamiento del tipo *fractal cluster*. Si bien, también existe una baja intensidad de fracturas en este registro, se pudo interpretar el posible patrón de agrupamiento de fracturas utilizando la función *windowing* facilitada por el software *CorrCount*.

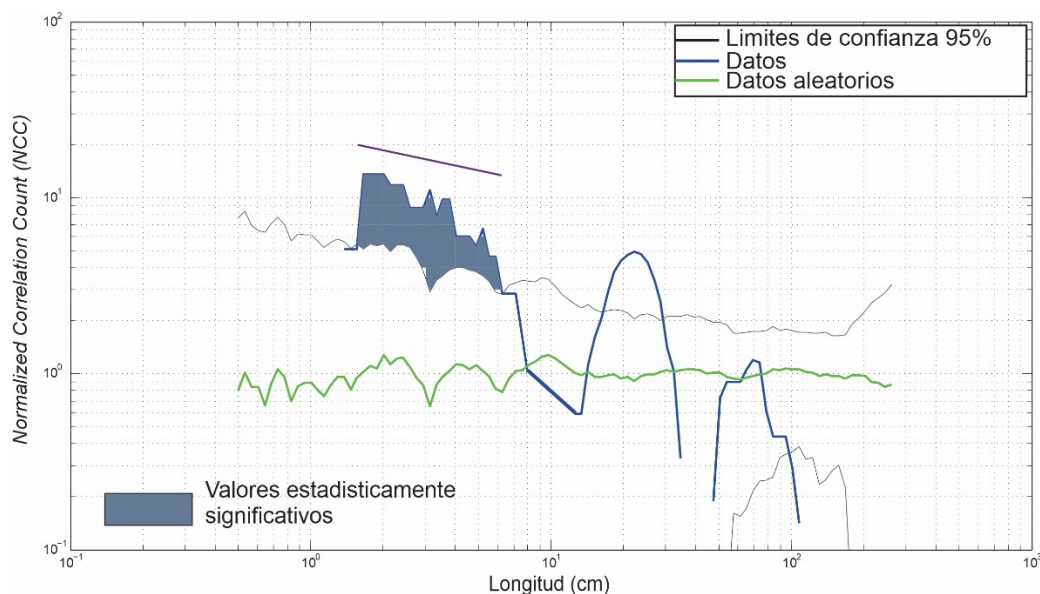


Figura 6.2.40: Gráfico de Correlación normalizada (NCC) para la sección media del pozo PANG003. NCC para el Box 134.

Los gráficos NCC de la sección superior para los **Box 87**, **82**, y **05** se muestran en la figura 6.2.41. Las tres curvas resultantes indican un agrupamiento de fracturas del tipo *fractal cluster* con diferencias entre sí. La curva resultante para el **Box 87** (Fig. 6.2.41a) se diferencia de las obtenidas para el Box 82 (Fig. 6.2.41b) y 05 (Fig. 6.2.41c) porque presenta patrones similares a un agrupamiento de fracturas con una característica de log-periodicidad, es decir picos y depresiones alternadas en forma periódica superpuestas a una ley de potencia (ver Fig. 12g de Marret et al. 2018).

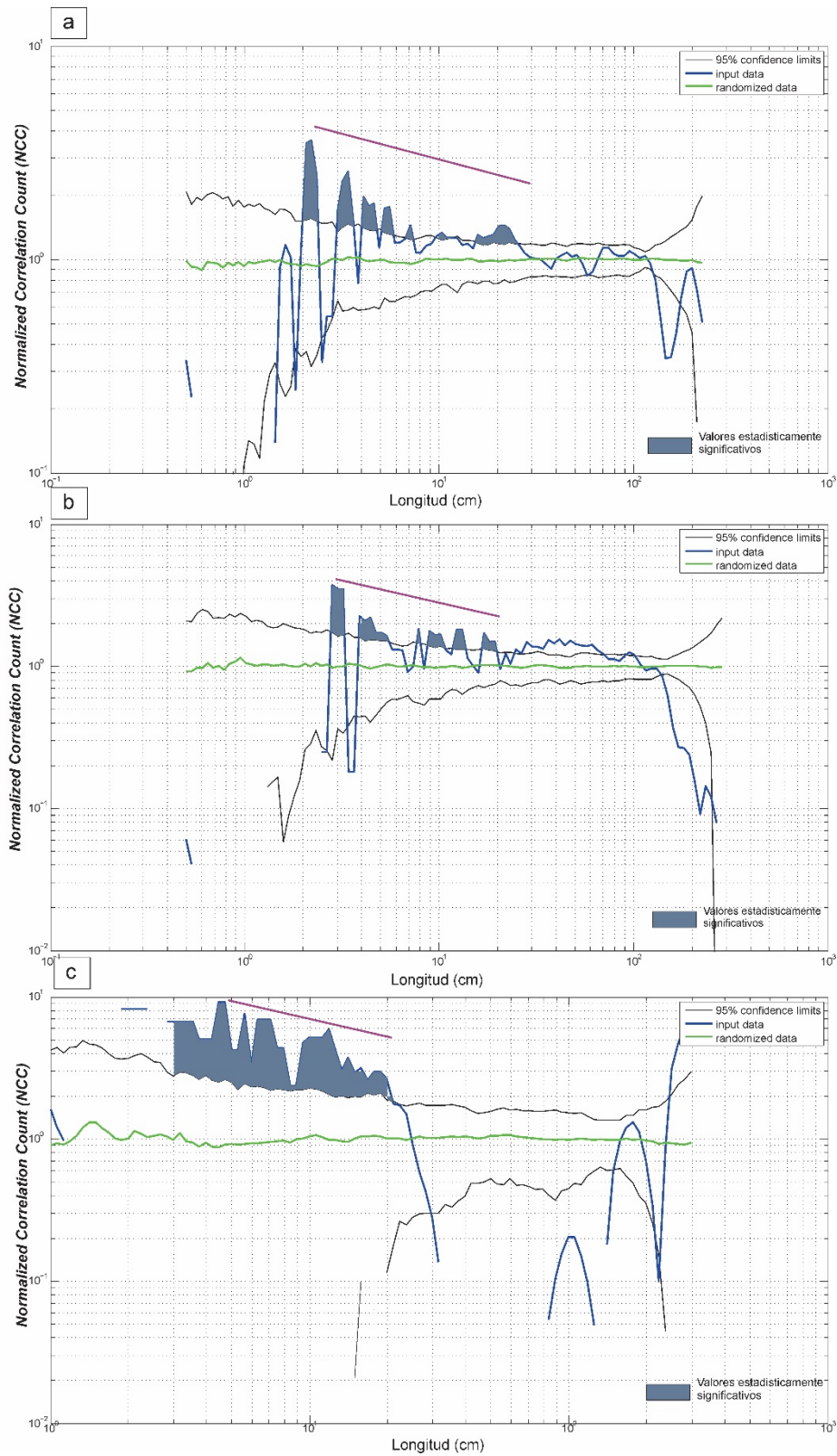


Figura 6.2.41: Grafico de Correlación normalizada (NCC) para la sección superior del pozo PANG003.a) NCC Para el Box 87. b) NCC para el Box 82. c) NCC para el Box 05.

6.2.2.5 Relación espesor vs. fracturas

Se relevaron un total de 207 datos de espesores litológicos a lo largo de todo el pozo PANG 0003, 114 corresponden a litofacies de areniscas, 24 corresponden a litofacies tobáceas, 16 a litofacies de fangolitas masivas, 6 espesores de litofacies de fangolitas laminadas, 30 espesores de litofacies de fangolitas carbonosas y 9 espesores de litofacies de limolitas. En la figura 6.2.42 se expone la relación entre el espesor representado en el eje de las ordenadas y el número de fracturas representada en el eje de las x o abscisas.

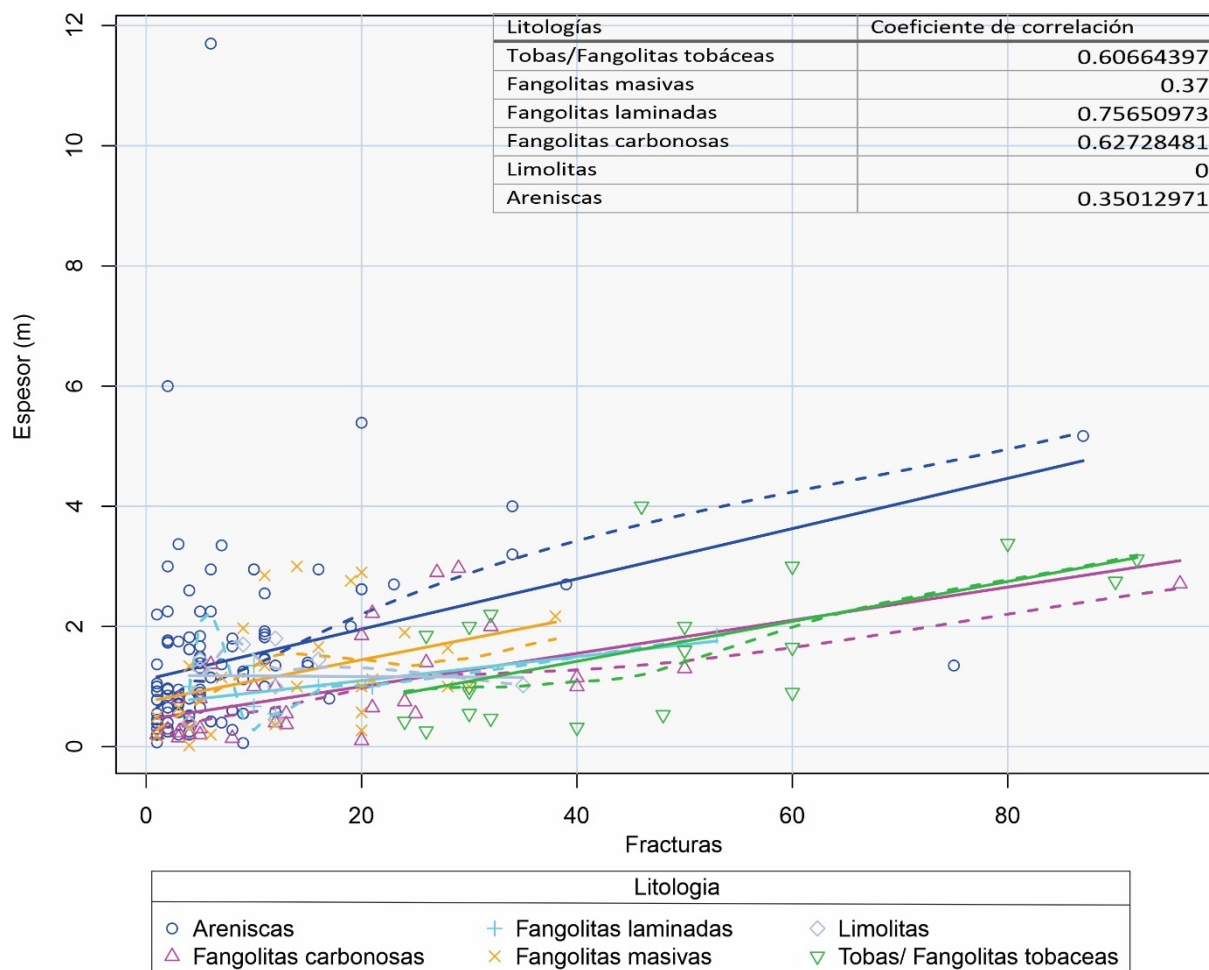


Figura 6.2.42: Espesor vs. fracturas.

En la tabla de la figura 6.2.42 se muestran los coeficientes de correlación (r) según la litología. Entre las litofacies evaluadas, las fangolitas tobáceas, laminadas y carbonosas se destacan por presentar relaciones más consistentes. En estos casos, se observa una tendencia lineal entre el número de fracturas y el espesor.

6.3 Descripción petrográfica de fracturas cementadas

La descripción petrográfica a escala macroscópica se realizó sobre 20 muestras pertenecientes a distintas rocas de caja y profundidades, con el propósito de caracterizar los atributos de las fracturas cementadas en las diferentes litofacies de los testigos corona del pozo PANG0003.

La descripción petrográfica microscópica se llevó a cabo en 10 secciones delgadas correspondientes a las muestras previamente analizadas a escala macroscópica. Esta caracterización incluyó la clasificación de las venillas según las características microtexturales del cemento, su apertura, la identificación y morfología de los minerales cementantes, así como el tamaño cristalino de los mismos. Además, se incorporó la petrografía de la roca de caja con el objetivo de contextualizar el ambiente de mineralización de las fracturas.

6.3.1 Descripción petrográfica macroscópica

En la Tabla 6.3.1 se indica el nombre de la muestra, profundidad, litofacies y clasificación Folk et al. (1970) para las litofacies de areniscas. La distribución de las muestras en el perfil de fracturación del pozo PANG0003 se puede ver en la Figura 6.3.1.

Muestra	Profundidad	Litofacies	Clasificación según Folk et al. (1970)
M4	898,70	Areniscas medias	Litoarenita feldespática
M15	886,10	Areniscas medias	Litoarenita feldespática
M30	867,47	Fangolitas carbonosas	
M84	799,90	Fangolitas masivas	
SN	768,80	Areniscas muy finas	Litoarenita feldespática
M105	774,00	Fangolitas carbonosas	
M122	750,00	Fangolitas masivas	
M126	744,85	Fangolitas masivas	
M129	741,50	Fangolitas carbonosas	
M166 (Resto de tejido orgánico vegetal)	693,22	Fangolitas carbonosas	
M233	544,70	Areniscas finas	Litoarenita feldespática
M237	535,85	Areniscas finas	Litoarenita feldespática
M238	535,77	Areniscas finas y limolitas	Litoarenita feldespática
M240	533,15	Areniscas medias	Litoarenita feldespática

M272	478,24	Areniscas medias	Litoarenita feldespática
M288	434,30	Areniscas finas	Litoarenita feldespática
M303	366,90	Fangolitas tobáceas	

Tabla 6.3.1: Muestras estudiadas de fracturas y roca de caja del pozo PANG0003.

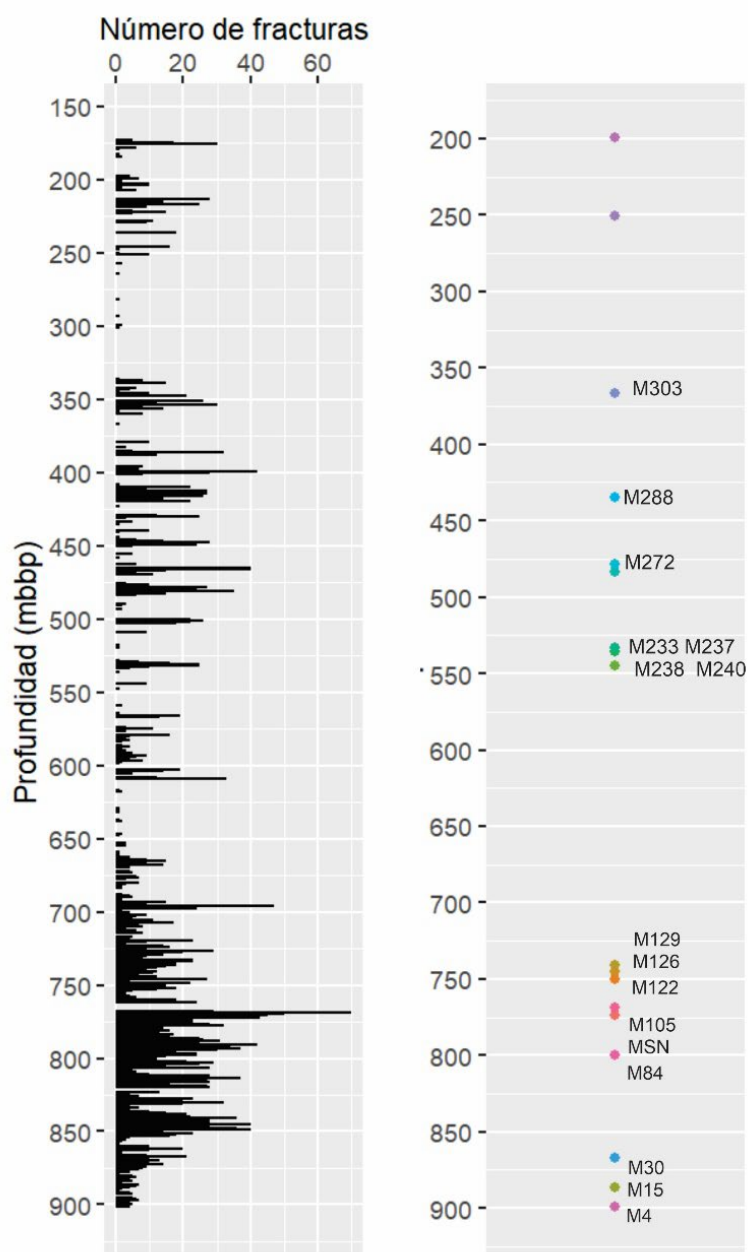


Figura 6.3.1: Ubicación de muestras macroscópicas en el perfil fracturas por metro del **Pozo PANG0003**.

A continuación, se presenta la descripción de las fracturas y sus atributos a escala macroscópica:

La **muestra M4** presenta un sistema de fracturas interconectadas de bordes rectos a sinuosos con aperturas cinemáticas en el rango de 835 a 1960 μm . El sistema se compone de fracturas con ángulos aparentes de $+70^\circ$ y -45° respecto al eje del pozo, conectadas por una red de fracturas de menor expresión y orientación errática, cuyas longitudes están acotadas a las dimensiones del testigo. La intersección entre las mismas es a partir de nodos x e y. El cemento de las fracturas es principalmente cuarzo subhedral y calcita tipo *bladed* (Fig.6.3.2a). En la **muestra M15** se observa una fractura de bordes rectos con una apertura de 2950 μm y en ángulo de $+70^\circ$ respecto al eje del pozo con cemento de cuarzo y calcita subhedral y anhedral. Asociadas a esta fractura, se desarrollan fracturas subsidiarias de bordes sinuosos en contacto con la roca de caja, cementadas con calcita, apertura micrométrica (Fig.6.3.2b). En la **muestra M30** se observan fracturas de bordes levemente sinuosos, subhorizontales y concordantes a la estratificación, con 3000 μm apertura a 20 μm , cemento carbonático y en menor proporción, cuarzo (Fig.6.3.2c). La **muestra M84** se caracteriza por estar constituida por un sistema de fracturas de bordes marcadamente sinuosos sin geometría planar, orientación dominante pseudovertical y perpendiculares a la estratificación. Tienen aperturas en el rango de los 100 μm -500 μm . Se observan dos poblaciones de fracturas, unas perpendiculares y otras con arreglo tipo en échelon, de menor apertura (Fig.6.3.2d). El cemento de las mismas se compone mayoritariamente por calcita y en forma subordinada, por cuarzo. En la **muestra SN** se observan fracturas de bordes rectos y en ángulo de $+30^\circ$ con respecto al eje del pozo, concentradas en el sector superior de la muestra (límite litológico). Su apertura máxima es 2000 μm , con calcita y cuarzo como minerales cementantes (Fig.6.3.2e). La muestra **M105** se observan fracturas paralelas a la estratificación de bordes sinuosos, y con una apertura máxima de 2900 μm , cementadas principalmente por calcita. En los límites de la misma se observan múltiples fracturas, subparalelas a la fractura principal, con 30 μm de apertura (Fig.6.3.2f).

La **muestra M122** está constituida por una fractura con una apertura de 8000 μm de bordes rectos a levemente sinuosos, paralela a la estratificación con una longitud limitada a la extensión de material del subsuelo (testigo corona). Se presenta interconectada por medio de nodo tipo Y con una fractura de 2500 μm de espesor y en ángulo de $+70^\circ$ con respecto al eje del pozo. Fracturas de menor apertura entre 48 μm y 30 μm en ángulo de $+30^\circ$ se encuentran interceptando a la fractura de mayor apertura. El cuarzo y calcita son los minerales cementantes para todas las fracturas presentes en la muestra (Fig.6.3.2g). En la **muestra M126** se describe una fractura de 2500 μm de apertura de bordes rectos a levemente sinuosos, discordante con la estratificación (ángulo aparente $+45^\circ$) que se presenta interceptada en X por una fractura 2500 μm de apertura y ángulo de $+70^\circ$ con respecto al eje del pozo. Asociada a la fractura principal y de mayor apertura se encuentran fracturas de 50 μm , paralelas y de sinuosidad marcada con cambios abruptos de apertura a lo largo de su

extensión. La mineralogía del cemento es mayoritariamente calcita (Fig.6.3.2h). En la muestra **M129** se observan fracturas subhorizontales, paralelas a la estratificación, con bordes levemente sinuosos. La apertura de las fracturas es de 1500 μm y el cemento es calcita (Fig.6.3.2i).

La muestra **M166** es principalmente un resto orgánico fosilizado interceptado por fracturas subperpendiculares de bordes rectos con una apertura máxima de 300 μm y cementadas por calcita (Fig. 6.3.2j); localmente, se observa cementación asociada a materia orgánica. En la muestra **M233** se observan fracturas paralelas a la estratificación con aperturas máximas de 5000 μm , bordes rectos a levemente sinuosos. Bajo la lupa, se distingue como minerales cementantes en los límites de con la roca de caja, calcita tipo *bladed* y cuarzo en el interior de la fractura (Fig.6.3.2k). En las muestras **M237** y **M238** (Fig. 6.3.2l), se observan fracturas subparalelas a la estratificación que se intercalan entre los planos de laminación de la roca de caja, con aperturas máximas de hasta 900 μm . Estas fracturas, de bordes rectos, presentan un acuñamiento y variación en su apertura a lo largo de su extensión. La mineralogía identificada incluye cuarzo y calcita. Además, se observan fracturas perpendiculares, con aperturas de 50 μm , cementadas por pirita y/o material fino. Las muestras **M240** (Fig. 6.3.2m) y **M272** (Fig. 6.3.2n) contienen fracturas interconectadas sin geometría definida, ramificadas y con aperturas máximas de 5000 μm . La mineralogía en ambas muestras corresponde a calcita y cuarzo. La muestra **M272** se diferencia de la **M240** por la presencia de fragmentos de la roca de caja en el cemento.

La muestra **M288** (Fig. 6.3.2ñ) se caracteriza por presentar fracturas de bordes rectos con aperturas máximas 3000 μm , concordantes a la estratificación. El cemento reconocido es cuarzo. En la muestra se observa la relación con fracturas perpendiculares, que interceptan perpendicularmente a las fracturas en nodos tipo X, con aperturas menores a 100 μm y cementadas por calcita. Por último, la muestra **M303** presenta fracturas con bordes marcadamente sinuosos sin geometría planar, y aperturas máximas de 3000 μm . Son interceptadas por fracturas en ángulo de 30° de bordes rectos y con 50 μm de apertura. La mineralogía cementante reconocida bajo lupa es cuarzo y calcita (Fig.6.3.2o).

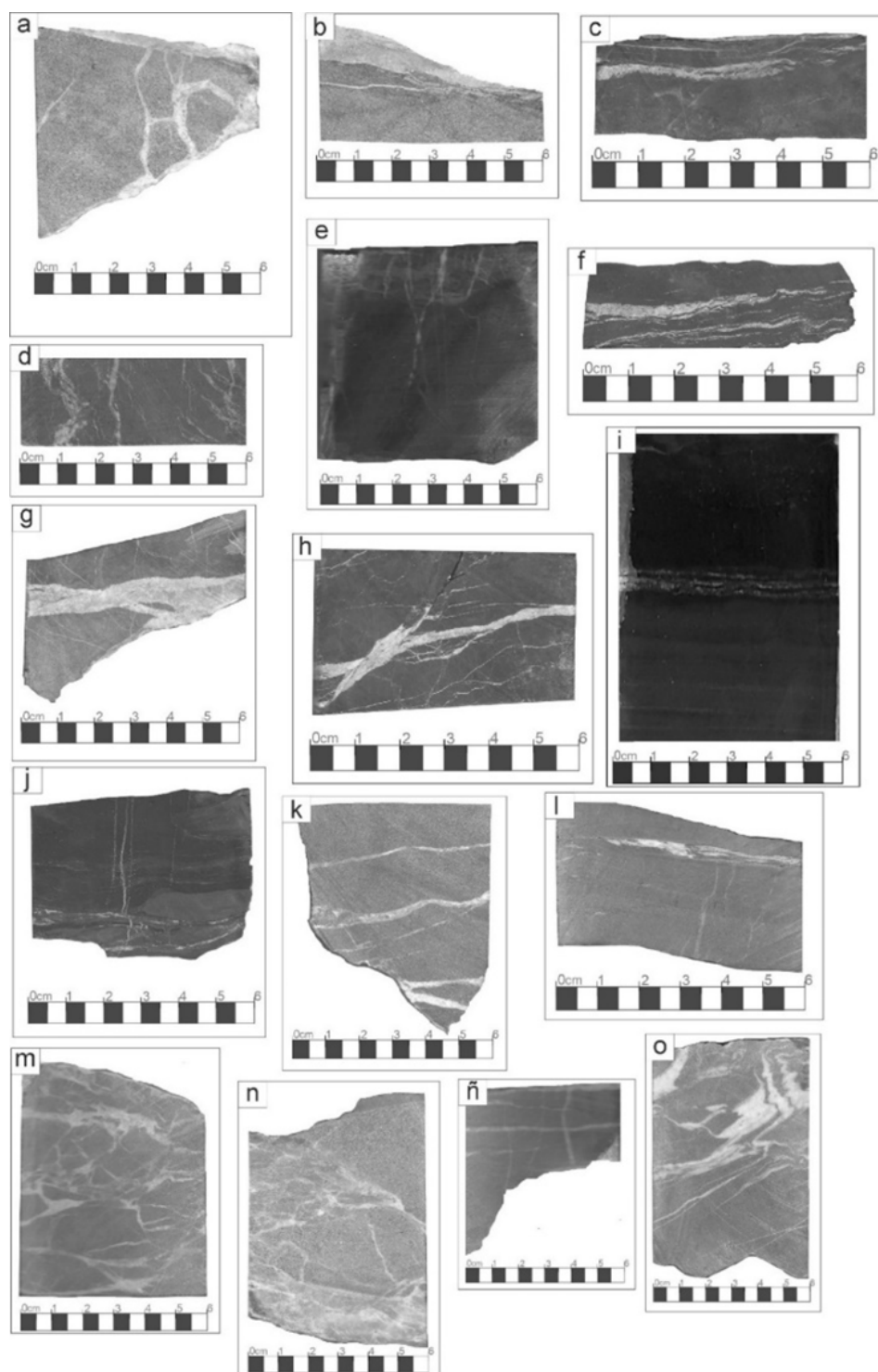


Figura 6.3.2: a) Muestra **M4**; b) Muestra **M15**; c) Muestra **M30**; d) Muestra **M84**; e) Muestra **SN** ; f) Muestra **M105**; g) Muestra **M122**; h) Muestra **M126**; i) Muestra **M129**; j) Muestra **M166**; k) Muestra **M233**; l) Muestra **M237**; m) Muestra **M240**; n) Muestra **M272**; ñ) **M288**; o) Muestra **M303**.

6.3.2 Descripción petrográfica microscópica

Se realiza la descripción de acuerdo a las diferencias observadas a lo largo del registro entre la base, la porción media y la superior.

6.3.2.1 Sección Basal (901,70 mbbp- 700 mbbp)

Las muestras que corresponden a la sección basal son: **M4** (Fig. 6.3.3–Fig. 6.3.4), **M15** (Fig. 6.3.5–Fig. 6.3.6–Fig.6.3.7), **M30** (Fig. 6.3.8–Fig. 6.3.9), **M84** (Fig. 6.3.10–Fig. 6.3.11), **MSN** (Fig. 6.3.12–Fig. 6.3.13), **M105** (Fig. 6.3.14–Fig. 6.3.15), **M122** (Fig. 6.3.16–Fig. 6.3.17), **M126** (Fig. 6.3.18–Fig. 6.3.19) y **M129** (Fig. 6.3.20–Fig. 6.3.21).

Muestra M4

Descripción petrográfica de la roca de caja

La muestra M4 es una litoarenita feldespática (Q:43,8, F:22,4 L:31,6) según Folk et al. (1970) de grano medio con porcentajes de cemento arcilloso y carbonático que no supera el 5% de la roca. Los granos constituyentes presentan contactos rectos a cóncavos-convexos, y una moderada madurez textural y mineralógica (Fig. 6.3.3a-b).

Está constituida por granos de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp) (Fig. 6.3.3c), siendo el primero más abundante que el cuarzo policristalino. Los feldespatos presentes son plagioclasas (Pl) (maclas polisintéticas características) y feldespatos potásicos (Fk) (Fig. 6.3.3d) alterados a arcillas de grano fino de alto color de birrefringencia. Se identificaron fragmentos líticos (Fl) (Fig. 6.3.3e) y entre los minerales accesorios se reconocieron biotitas (Bt) y muscovitas (Ms) comúnmente flexuradas (Fig. 6.3.3f). El cemento arcilloso forma *coating* recubiertos por óxidos de hierro alrededor de los granos de feldespato y cuarzo. Por su parte el cemento carbonático se encuentra presente en los márgenes de las fracturas cementadas (Fig. 6.3.3g-h).

Descripción de fracturas cementadas

Fractura hidráulica en base a la ausencia de sistemática respecto al eje del pozo, de 0,5 cm de apertura máxima cementadas por calcita (Ca) y cuarzo (Qz) (Fig. 6.3.4a-b). Se reconocen una calcita tipo *lattice bladed* y otra con morfologías *blocky* (Fig. 6.3.4c-d). La primera tiene una longitud 1363 μm de longitud y 127 μm de amplitud, en las cuales se reconocen maclas tipo I y II según Ferrill et al. (2004). Las maclas tipo I son finas menores a 1 μm , rectas y continuas mientras que el segundo tipo de maclas presentes son las denominadas de tipo II, con maclas de mayor espesor (mayor a 1 μm) (Fig. 6.3.4e-f). La calcita *blocky* tiene un tamaño de 600 μm y presenta maclas tipo II. El segundo mineral cementante, cuarzo (Qz) se presenta con morfologías *blocky* con 772 μm de tamaño y reemplazado por la

calcita *lattice bladed* a lo largo de sus límites. Es coetáneo con la calcita *blocky* (Fig. 6.3.4g-h).

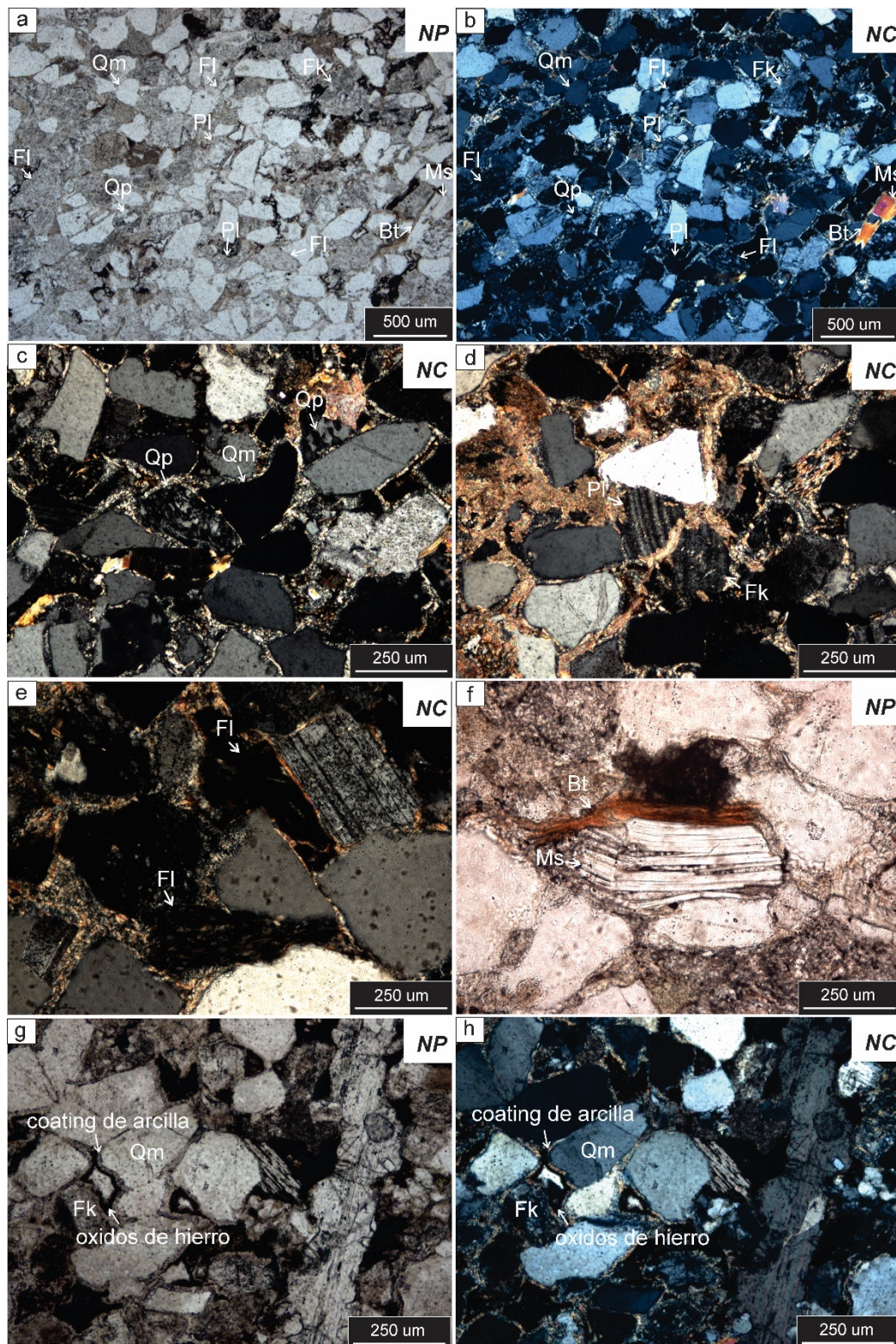


Figura 6.3.3: a-b) Microtextura de una litoarenita feldespática con clastos de cuarzo monocristalino (Qm), policristalino (Qp), feldespato potásico (Fk), plagioclasa (Pl), fragmentos líticos (Fl), biotita (Bt) y muscovita (Ms); c) Granos de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp); d) Granos de feldespato potásico (Fk) y plagioclasa (Pl). e) Fragmentos líticos (Fl). f) Granos de muscovita (Ms) y biotita (Bt); g- h) *coating de arcilla* y *óxidos de hierro* en los límites de los granos de cuarzo.

h) *Coating* de arcillas delimitando granos de feldespato (Fk) y cuarzo (Qm) cubierta por óxidos de hierro. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

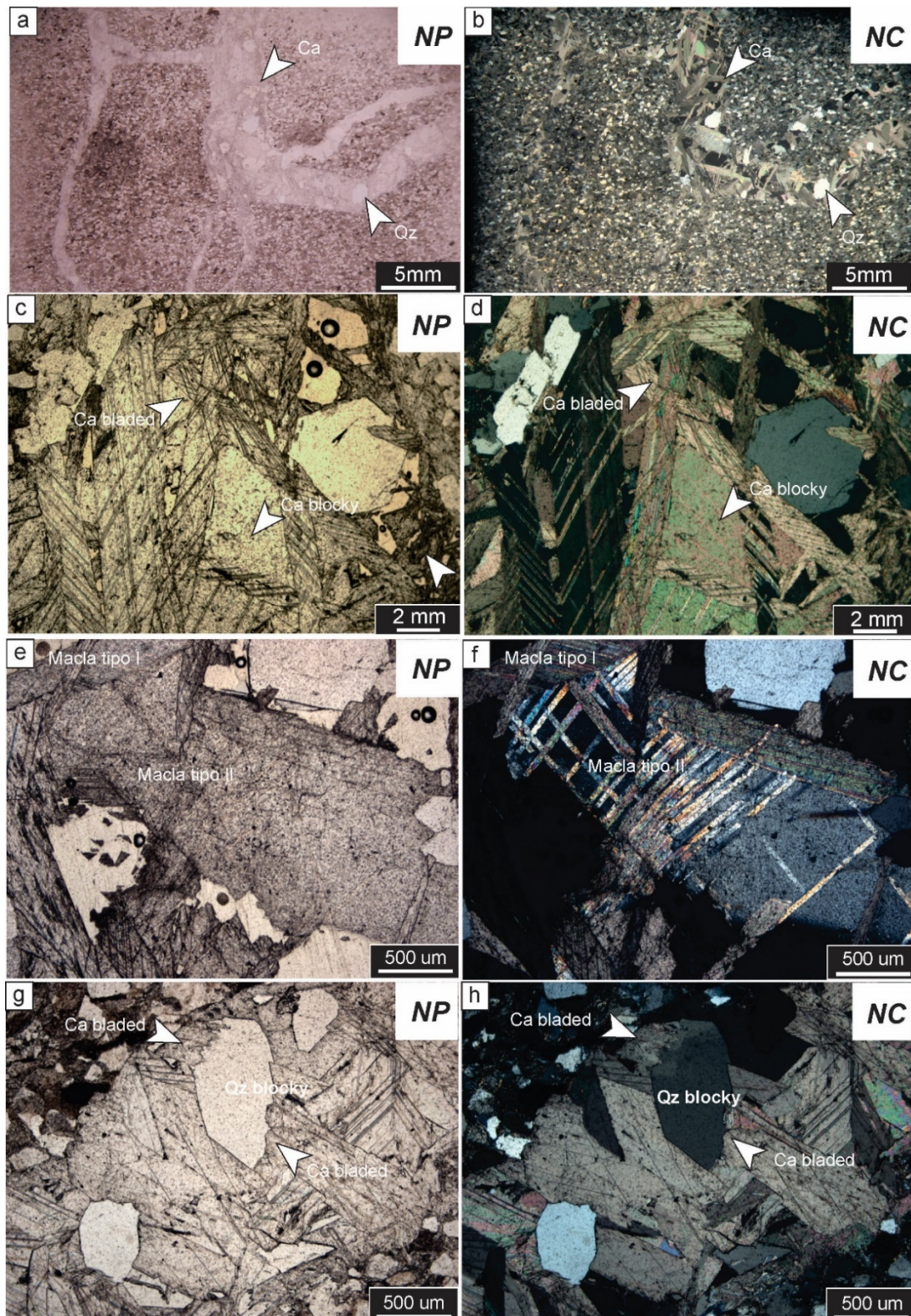


Figura 6.3.4: a-b) Fractura hidráulica con cemento de cuarzo (Qz) y calcita (Ca); c-d) Calcita tipo *lattice banded* y *blocky*; e-f) Maclas tipo I y II en calcita; g-h) Relación de contacto entre la calcita tipo *lattice*

bladed y el cuarzo *blocky*. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Clasificación de venilla: Fractura hidráulica

Morfología de cristales: *blocky* y *bladed*

Mineralogía: Qz+Ca

Muestra: M15

Descripción petrográfica de roca de caja

La muestra M15 es una litoarenita feldespática (Q:44,1, F:20,4 L:35,5) según Folk et al. (1970) de grano medio con porcentajes de cemento arcilloso y carbonático que no supera el 5% de la roca. Los granos son subredondeados a subangulosos con contactos rectos a cóncavos-convexos y una moderada madurez textural y mineralógica (Fig. 6.3.5a-b).

Se observan cuarzo monocristalino (Qm) y en menor proporción cuarzo policristalino (Qp) (Fig. 6.3.5c). Los feldespatos presentes son plagioclasas (Pl) con maclas polisintéticas características y feldespatos potásicos (Fk) levemente coloreadas (Fig. 6.3.5d), ambos alterados a arcillas. Se identificaron fragmentos líticos (Fl) (Fig. 6.3.5e), mientras que entre los minerales accesorios se reconocen cloritas (Ms), biotitas (Bt) flexuradas y desferrizadas; y óxidos de hierro (Fig. 6.3.5f). El cemento arcilloso forma *coating* alrededor de los clastos de feldespatos presentes.

Descripción de fracturas cementadas

Fractura en bajo ángulo respecto a la estratificación con una apertura máxima de 1 cm. El cemento está compuesto principalmente por cuarzo (Qz) y calcita (Ca) (Fig. 6.3.6a-b). Se identifican dos poblaciones de minerales de cuarzo: la primera (Qz I) está constituida por cristales de cuarzo *blocky* euhedrales con tamaños entre 500 μm y 1000 μm (Fig. 6.3.6c). La segunda población está constituida por un cuarzo (Qz II) con tamaños menores o iguales a 50 μm , con evidencias de recristalización dinámica (*bulging*, Fig. 6.3.6d). En cuanto a la calcita se observan dos con diferentes morfologías. La primera *bladed* (Ca I) con maclas tipo I, localizada entre los cristales de cuarzo y reemplazando al cuarzo *blocky* (Qz I). En este caso los cristales de calcita *bladed* alcanzan una longitud de 450 μm y una amplitud de 726 μm (Fig. 6.3.6e,f). Un segundo tipo de calcita con morfologías *blocky* con maclas tipo I cementa fracturas paralelas a la estratificación asociadas a la fractura principal de mayor apertura (Fig. 6.3.6g,h).

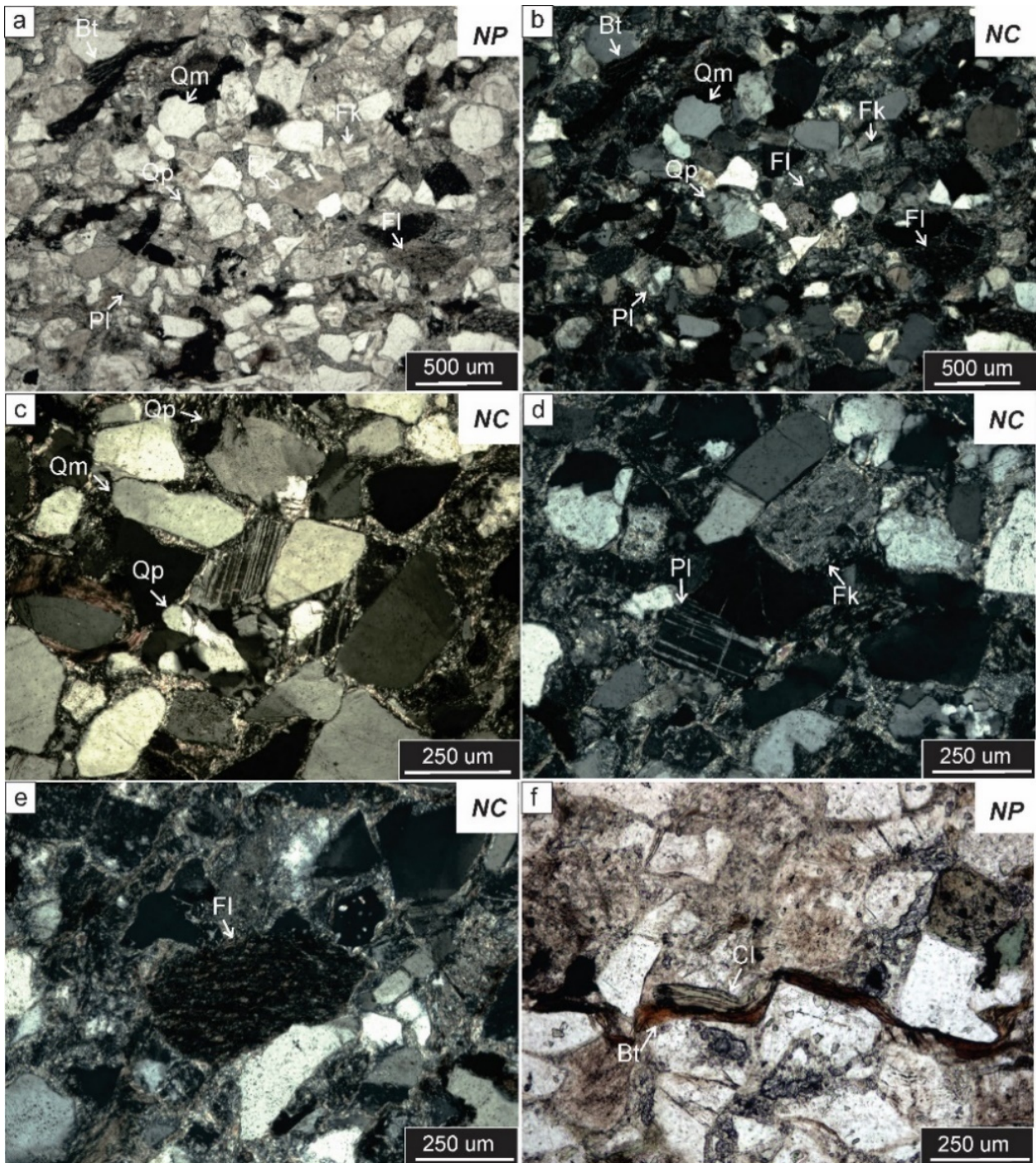


Figura 6.3.5: a-b) Microtextura de una litoarenita feldespática con clastos de cuarzo monocristalino (Qm), policristalino (Qp), feldespato (Fk), plagioclasa (Pl), biotita (Bt) y fragmentos líticos (FI); c) Clastos de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp); d) Clastos de plagioclasa (Pl) y feldespato (Fk); e) Fragmento lítico (FI); f) Biotita (Bt) y clorita (Cl). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

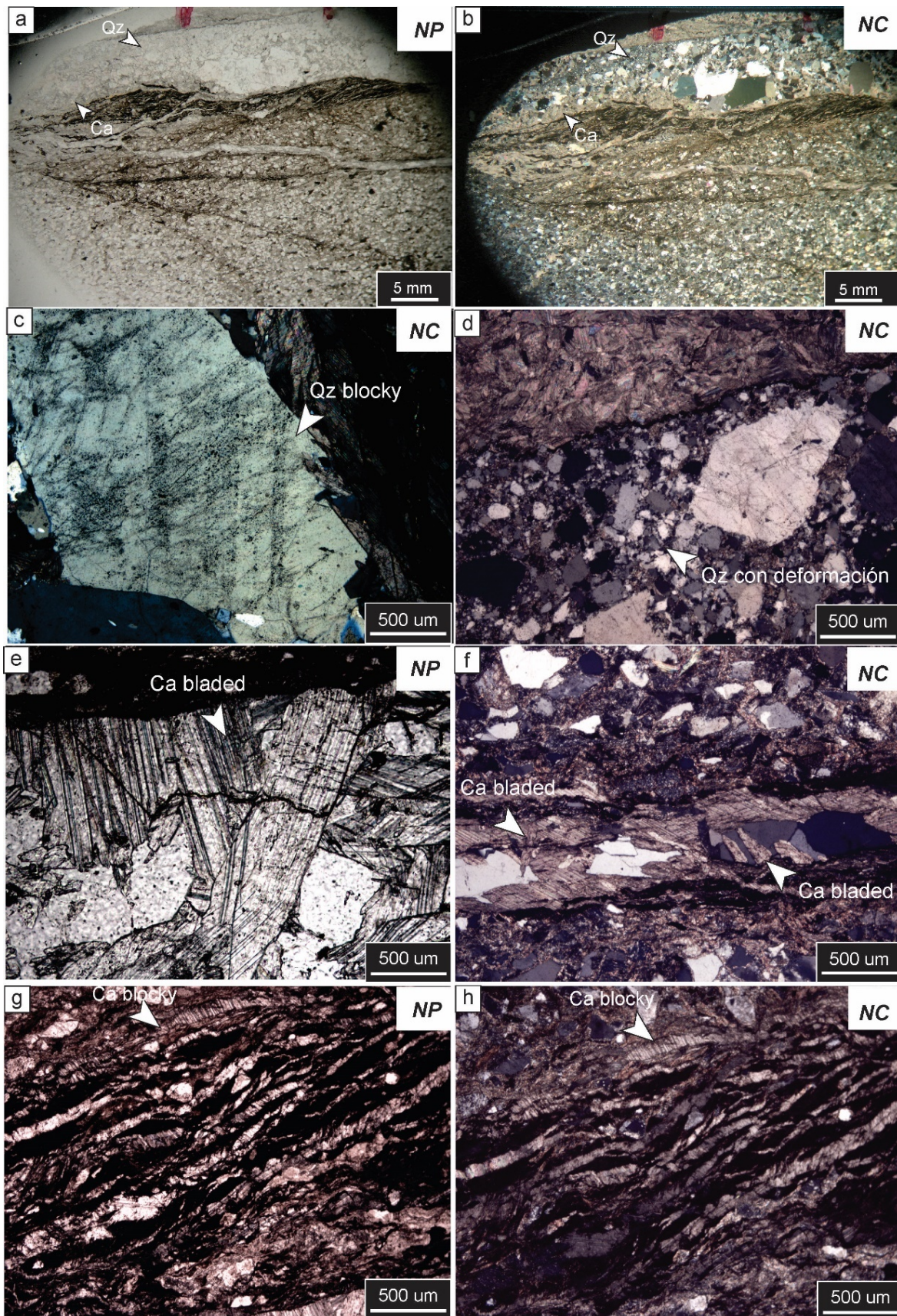


Figura 6.3.6: a-b) Fractura con cemento de cuarzo (Qz) y calcita (Ca); c) Cuarzo *blocky* euhedral (Qz I); d) Cuarzo deformado, con recristalización dinámica (Qz II); e) Calcita con maclas tipo I y relación de contacto entre los minerales cementantes; g-h) Calcita con morfologías *blocky* (Ca II) cementando

fracturas paralelas a la estratificación. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

Clasificación de venilla: Sintaxial

Morfología: *blocky* y *bladed*

Mineralogía: Qz + Ca

Microestructuras

La fractura cementada se desarrolla en una zona de cizalla localizada en el contacto entre dos litologías contrastantes (Fig. 6.3.7a). Los minerales cementantes están representados por cuarzo (Qz) y calcita (Ca), distribuidos por sectores mostrando diferentes texturas, hábitos y procesos. En el caso del cuarzo, es posible reconocer al menos tres mecanismos de deformación que se desarrollan a lo largo del tiempo, dando lugar a microzonas con presencia de *gouge*, microestructura S-C, microsuperficies de estilolitización y pliegue asimétrico. Se observa un cuarzo de primera generación (Qz I) afectado por microfracturación, abrasión, y reducción en el tamaño de los cristales. Se desarrolla como consecuencia una micro zona de *gouge* (Fig.6.3.7b,i), donde existe cuarzo con puntos triples y reducción de tamaño cristalino (Qz II). La roca de caja replica esta característica en los límites con la venilla, donde predominan granos fracturados y material fino de composición arcillosa. Calcita de hábito *bladed* como *blocky* desarrollan microestructuras vinculadas a la zona de cizalla, involucrando a la caja en fábricas en estructuras tipo S-C (Fig. 6.3.7b, ii) y la presencia de un micropliegue asimétrico (Fig. 6.3. 7b,iii), que actúan como indicadores cinemáticos.

Superficies de estilolitización, presentes en ambas generaciones de calcita (Fig. 6.3.7b, iv), indican un episodio de disolución por presión posterior a la formación de la venilla y cementación.

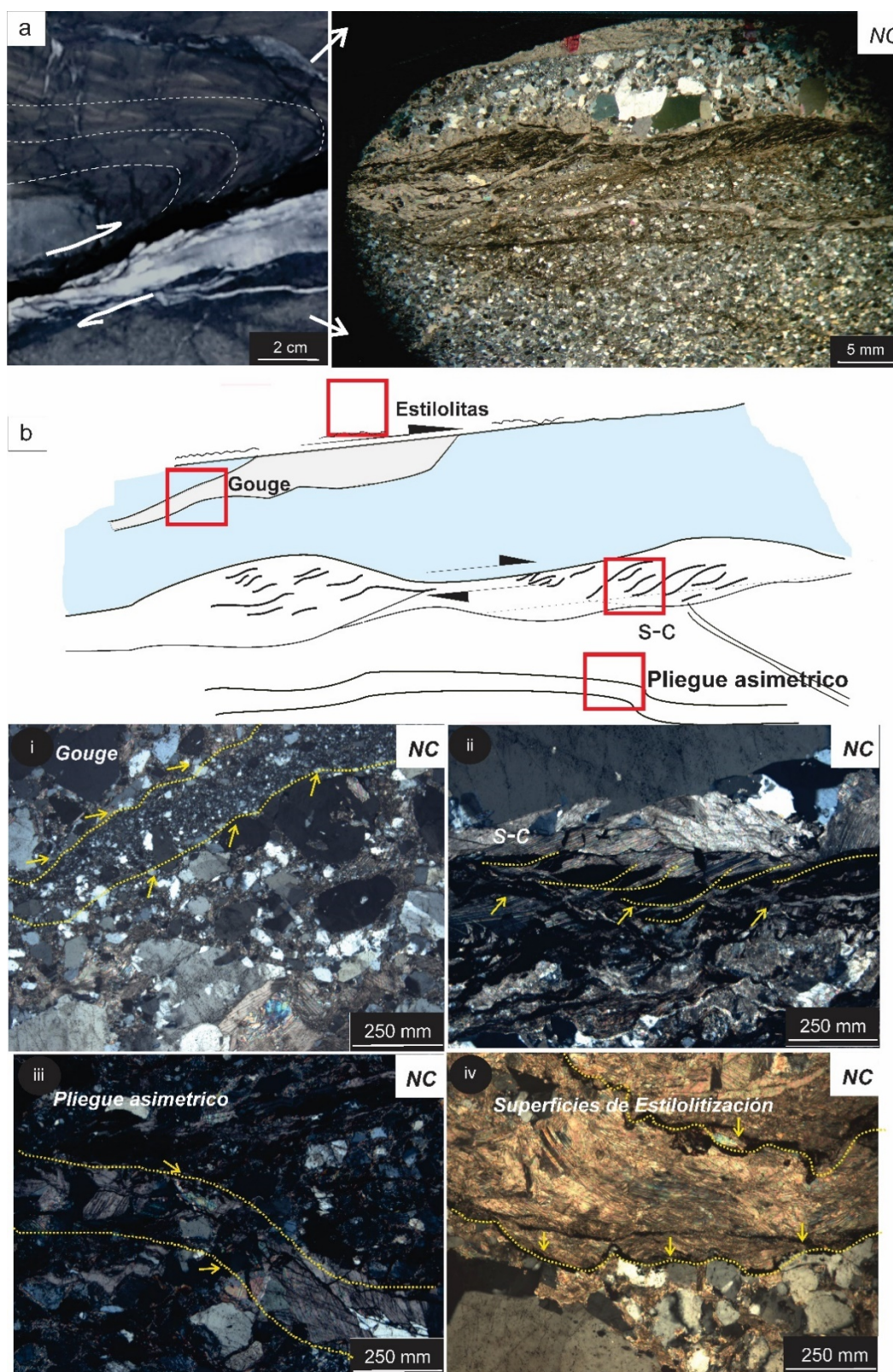


Fig. 6.3.7i: a) Zona de cizalla en el contacto entre dos litologías en una muestra macroscópica y detalle de en sección delgada; b) Microestructuras: i: Zona de *gouge*. ii: estructuras sigmoidales tipo S-C. iii: pliegue simétrico. iv: superficies de estilolitización. Fotomicrografía con luz polarizada con nicoles con nicoles cruzados (NC).

Muestra:M30**Descripción petrográfica de roca de caja**

La fractura se encuentra entre el contacto entre dos litofacies distintas. La litología que suprayace a la venilla corresponde a una toba y la litología infrayacente corresponde a una fangolita carbonosa, con un tamaño de grano menor a 3,9 micrones (Fig. 6.3.8a-b). Los minerales en la matriz microcristalina de la toba son en su mayoría cuarzo y como minerales accesorios se observan micas (muscovita). Se observan fragmentos líticos de 2 mm de diámetro de bordes redondeados y angulosos inmersos en la matriz microcristalina de la litología tobácea (Fig. 6.3.8c-d).

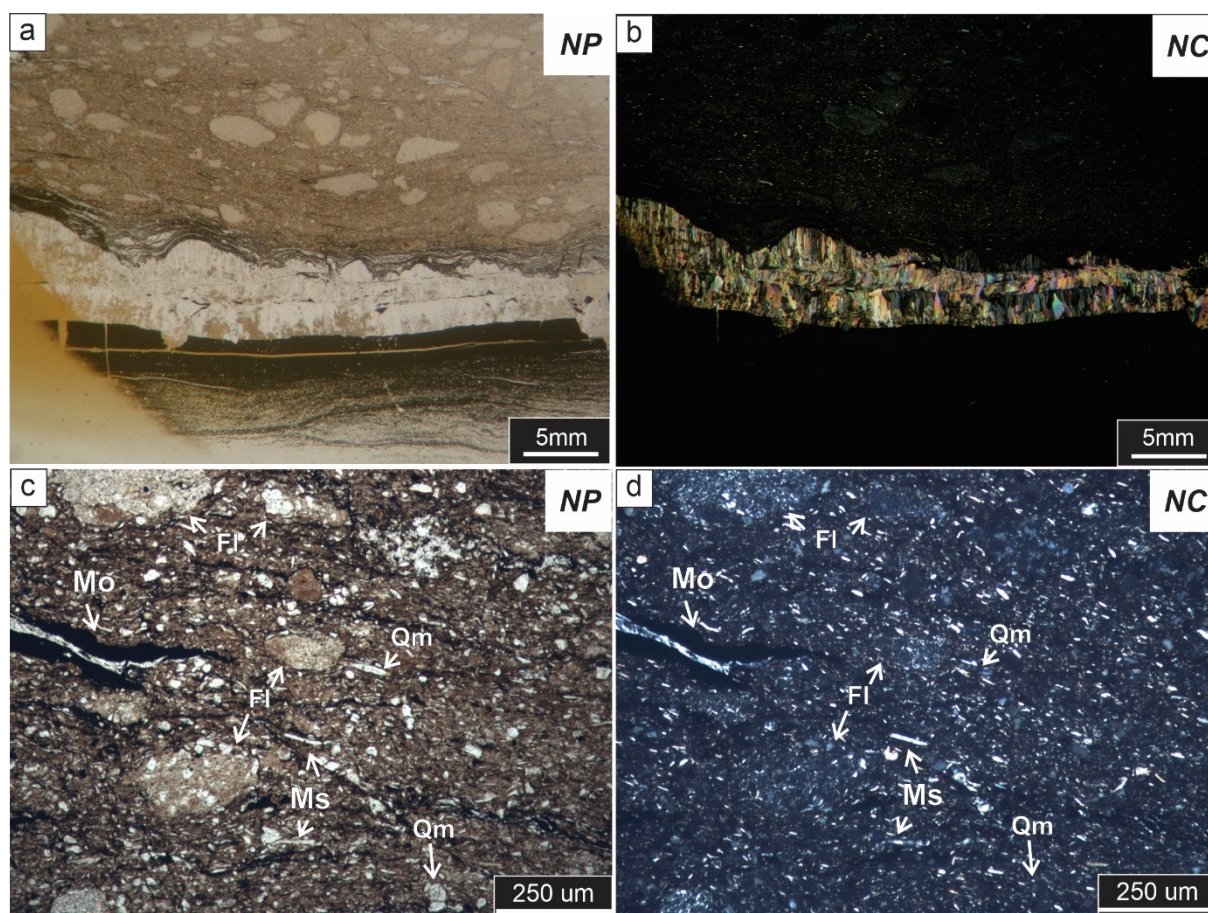


Figura 6.3.8: a-b) Microtextura de una toba y una fangolita carbonosa; c-d) Microtextura de la toba con restos de materia orgánica (Mo), cristales de cuarzo (Qz), fragmentos líticos (FI), muscovita (Ms). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicóles paralelos (NP) y con nicóles cruzados (NC).

Descripción de fracturas cementadas

Se reconocen texturas tipo *Beef* (*Bedding-parallel fibrous veins*) con aperturas entre 990 μm y 50 μm cementadas por calcita (Ca) y cuarzo fibroso (Qz) (Fig. 6.3.9a-b). En la muestra se identifican dos generaciones de calcita fibrosa que crecen antitaxialmente desde una línea media delimitada por restos de roca de caja. En la primera generación, la calcita fibrosa de 30

μm de amplitud y $600 \mu\text{m}$ de longitud presenta evidencias de deformación al disponerse en ángulos aproximado de 45° respecto de la línea media (Fig.6.3.9c). En la segunda generación, la calcita fibrosa de $31 \mu\text{m}$ de amplitud y $504 \mu\text{m}$ de longitud no muestra evidencias de deformación y en forma localizada se encuentra reemplazada por cuarzo (Fig. 6.3.9d). Se observa una variación en la orientación de las fibras cristalinas respecto a la línea media de la fractura, que varía de perpendicular a 45° ; un esquema simplificado del desarrollo del *beef* se muestra en la Fig.6.3.9e.

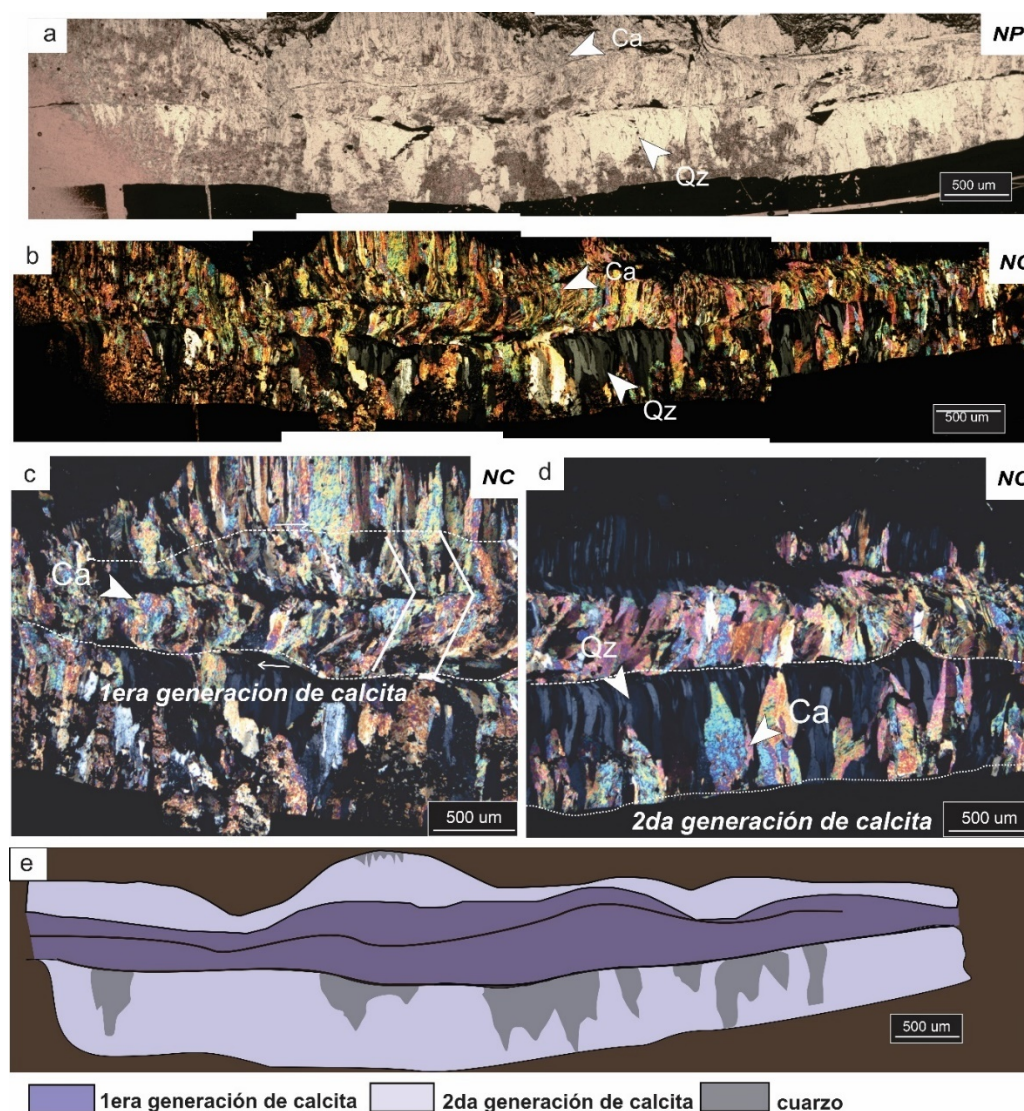


Figura 6.3.9: a-b) *Beef* con cemento de calcita (Ca) y cuarzo (Qz) fibroso; c) 1era generación de calcita con cizalla en los *beef*; d) 2da generación de calcita reemplazada por cuarzo (Qz); e) Generaciones de calcita fibrosa (Ca) y reemplazo por cuarzo (Qz). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

Clasificación de venilla: Antitaxial. *Beef:* *Bedding-parallel fibrous veins.*

Morfología: fibrosa

Mineralogía: Ca + Qz

Muestra: M84**Descripción petrográfica de la roca de caja**

La roca de caja corresponde a la litofacies de fangolitas tobáceas con un tamaño de grano arcilla, menor a $3,9 \mu\text{m}$ (Fig. 6.3.10a-b). Contiene restos de materia orgánica vegetales inmersos en la matriz de la roca (Fig. 6.3.10c) y notable desarrollo de venillas verticales y pseudovericales interconectadas (Fig. 6.3.10d).

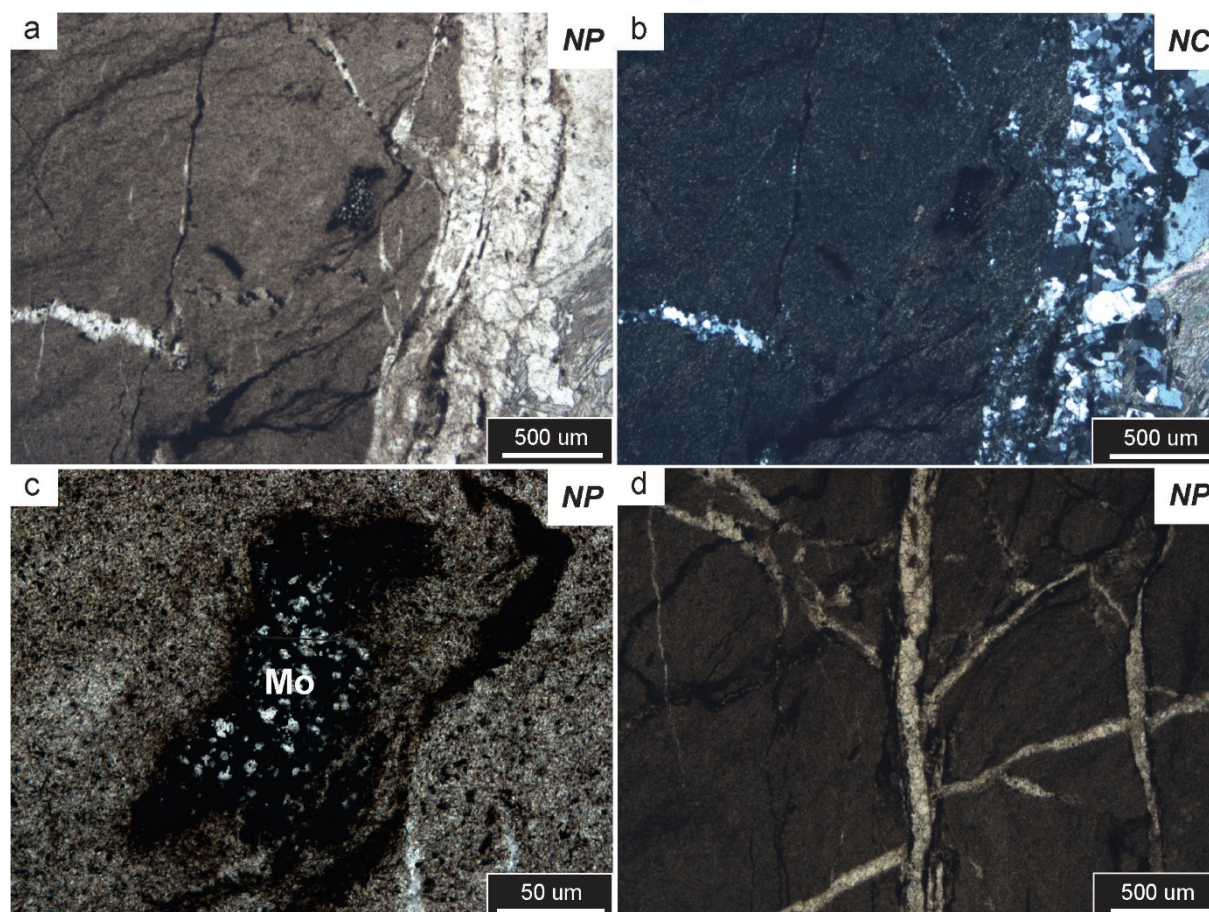


Figura 6.3.10: a-b) Microtextura de una fangolita tobácea; c) Restos de materia orgánica (Mo); d) Venilleo en la roca de caja. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

Descripción de fracturas cementadas

Fracturas perpendiculares y en alto ángulo con respecto a la estratificación interconectados entre sí con aperturas que varían entre $50 \mu\text{m}$ y $3000 \mu\text{m}$. El cemento está constituido por cuarzo (Qz) y calcita (Ca; Fig. 6.3.11a-b). La calcita presenta morfologías tipo *blocky* y *bladed* con maclas tipo I, esta última tiene una longitud de $827 \mu\text{m}$ (Fig. 6.3.11c) mientras que la calcita *blocky* tiene tamaño entre 200 y $1000 \mu\text{m}$ (Fig. 6.3.11d). El cuarzo se presenta con morfologías *blocky* con un tamaño de $272 \mu\text{m}$ y con evidencias de deformación

como recristalización dinámica, *bulging* (BLG; Fig.6.3.11d), a la vez, se puede encontrar reemplazado por la calcita *blocky* y *bladed* (Fig. 6.3.11e-f).

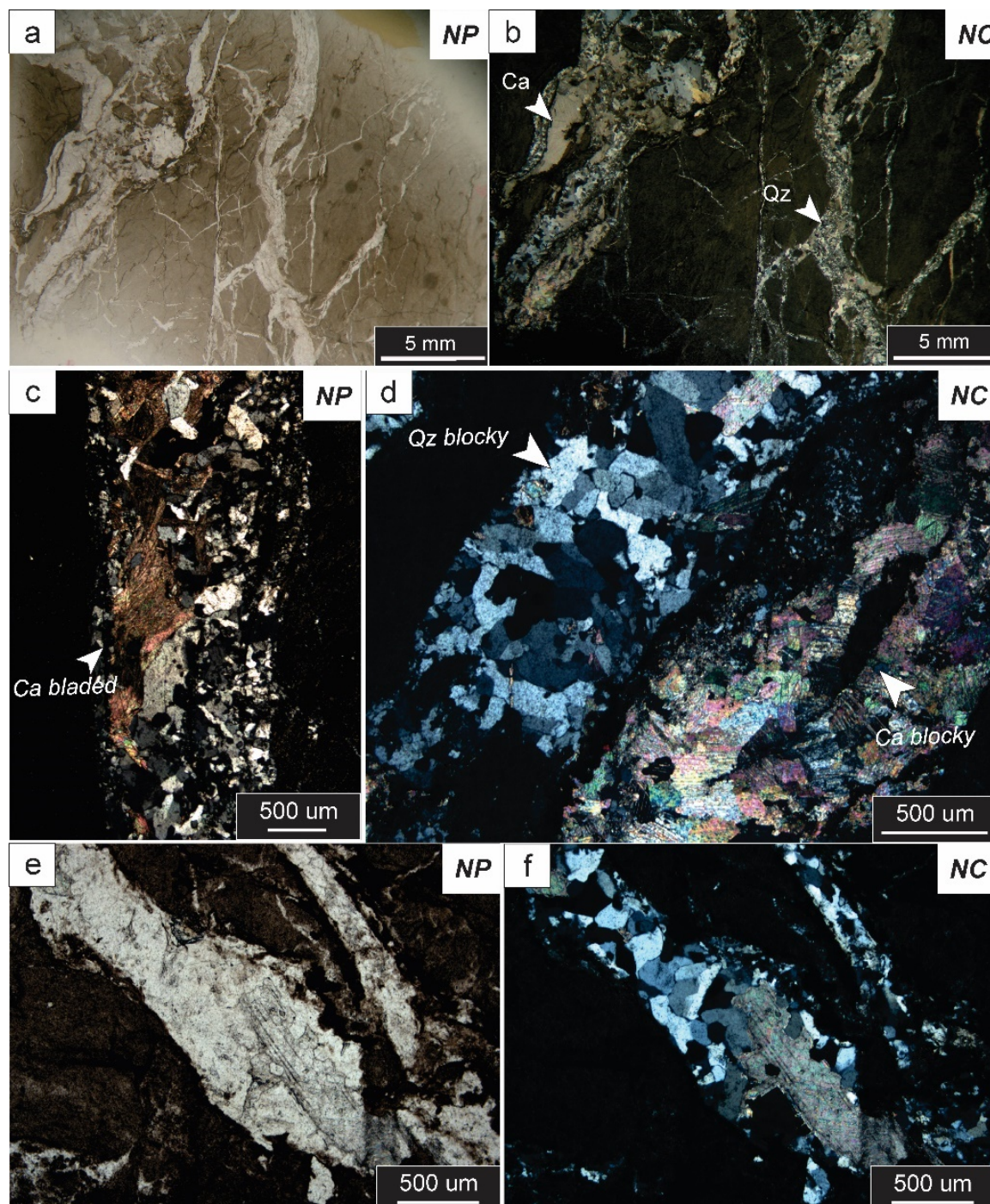


Figura 6.3.11: a-b) Fracturas perpendiculares y en alto ángulo con respecto a la estratificación; c) Calcita tipo *bladed* en el cemento de las fracturas; d) Calcita (Ca) *blocky* y cuarzo *blocky* (Qz); e-f) Remplazo del cuarzo *blocky* por la calcita *bladed*. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Clasificación de venilla: *Sintaxial*

Morfología: *blocky* y *bladed*

Mineralogía: Ca +Qz

Muestra: SN

Descripción petrográfica de la roca de caja

En la muestra MSN se identifican dos litologías distintas: una limolita (Fig. 6.3.12a-b) interdigitada con una litoarenita feldespática (Fig. 6.3.12c-d). Esta última presenta una matriz arcillosa del 20%, granos con contactos puntuales y una selección granulométrica moderada a buena. Solo se observa cuarzo monocristalino (Qm), limpio y con bordes subangulosos. Los feldespatos identificables están ligeramente coloreados, tienen un aspecto turbio y carecen de maclas polisintéticas (Fig. 6.3.12c-d).

La arenisca contiene numerosos fragmentos líticos (FI) de origen sedimentario. Estos fragmentos, con tamaños superiores a 500 µm, corresponden a pelitas visiblemente compactadas (Fig. 6.3.12e-f). Entre los minerales accesorios se encuentran biotitas (Bt), muscovitas (Ms) generalmente deformadas y cloritas (Cl).

Descripción de fracturas cementadas

En las muestras se diferencian dos sets de fracturas (Fig. 6.3.13a-b), perpendiculares (Fig.6.3.13c) y en alto ángulo con respecto a la estratificación (Fig. 6.3.13d) con relación de corte indicando temporalidad (Fig. 6.3.13e-f).

Las fracturas perpendiculares tienen aperturas entre 29 µm y 750 µm cementadas por cuarzo (Qz) con morfologías *blocky* con un tamaño máximo de 293 µm reemplazadas por una calcita *blocky* con maclas tipo I y II de 150 µm de tamaño (Fig. 6.3.13c).

Las fracturas en alto ángulo tienen aperturas entre 200 µm y 1300 µm cementadas por cristales cuarzo (Qz) y calcita (Ca) con morfologías *blocky*, cuyas dimensiones están limitadas a las aperturas de las fracturas. La calcita *blocky* con maclas tipo I y II reemplaza al cuarzo *blocky* que se encuentran como relictos en el interior de las fracturas (Fig. 6.3.13d).

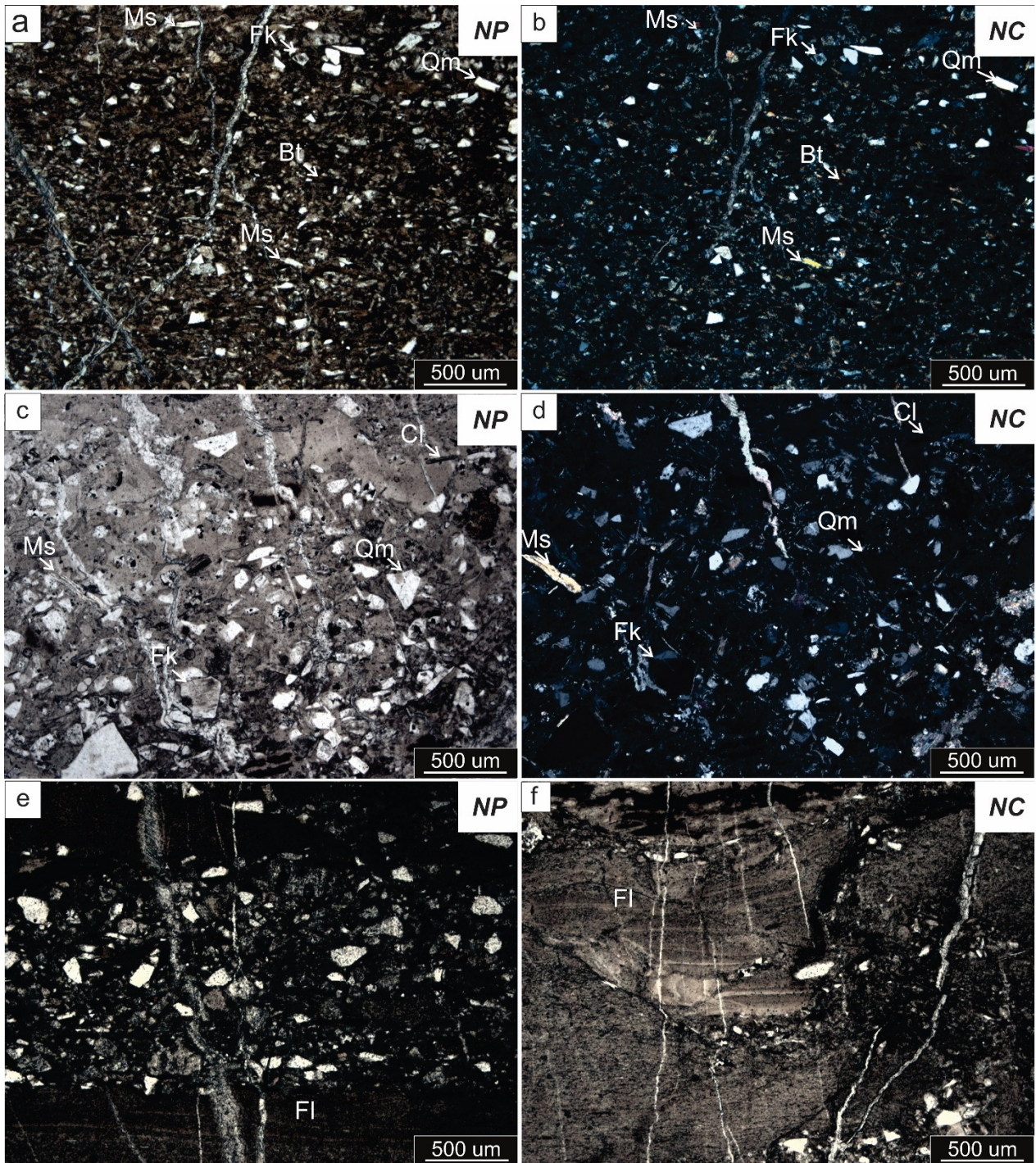


Figura 6.3.12: a-b) Microtextura de una limolita con granos de cuarzo monocristalino (Qm) y feldespato potásico (Fk), biotita (Bt), muscovita (Ms); c-d) Microtextura de una arenisca fina con granos de cuarzo monocristalino (Qm), feldespato potásico (Fk), plagioclasa (Pl) y biotita (Bt); e-f) Fragmentos líticos (FI) sedimentarios pelíticos dentro de la matriz de una arenisca fina. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

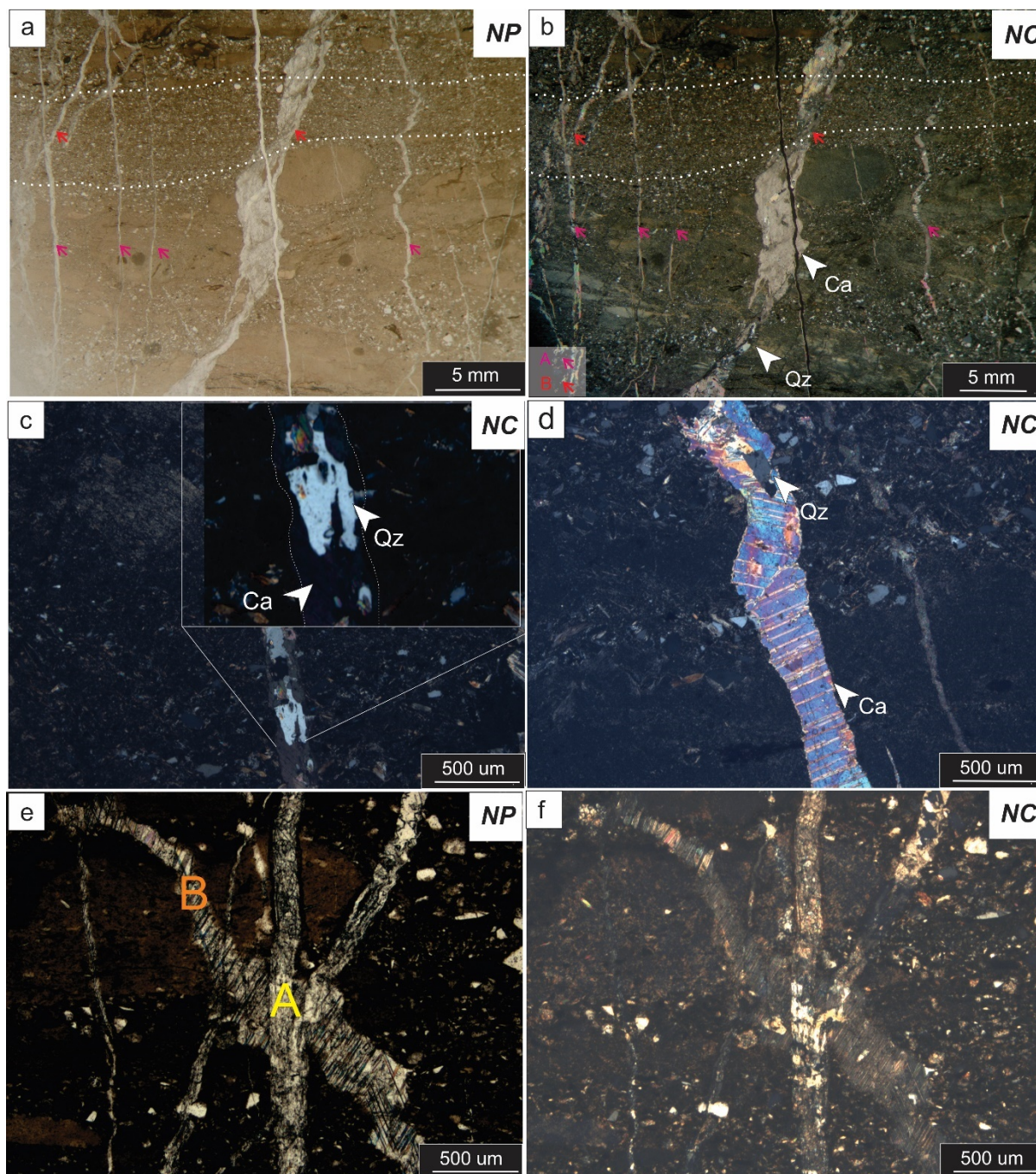


Figura 6.3.13: a-b) Fracturas perpendiculares (A) y en alto ángulo con respecto a la estratificación (B); c) Fracturas perpendiculares a la estratificación cementadas con cuarzo (Qz) y calcita (Ca); d) Fracturas en alto ángulo con respecto a la estratificación cementadas con cuarzo (Qz) y calcita (Ca). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

Clasificación de venilla: Sintaxial

Morfología: *bladed* y *blocky*

Mineralogía: Qz+Ca

Muestra: M105**Descripción de la roca de caja**

La muestra M105 pertenece a la litofacies de fangolitas carbonosas (Fig.6.3.14a-b). La microtextura está constituida por granos de cuarzo monocristalino (Qm), biotita (Bt) y minerales arcillosos. Los granos de cuarzo aislados entre los minerales arcillosos tienen un tamaño que varía de 20 μm a 60 μm (Fig.6.3.14c-d).

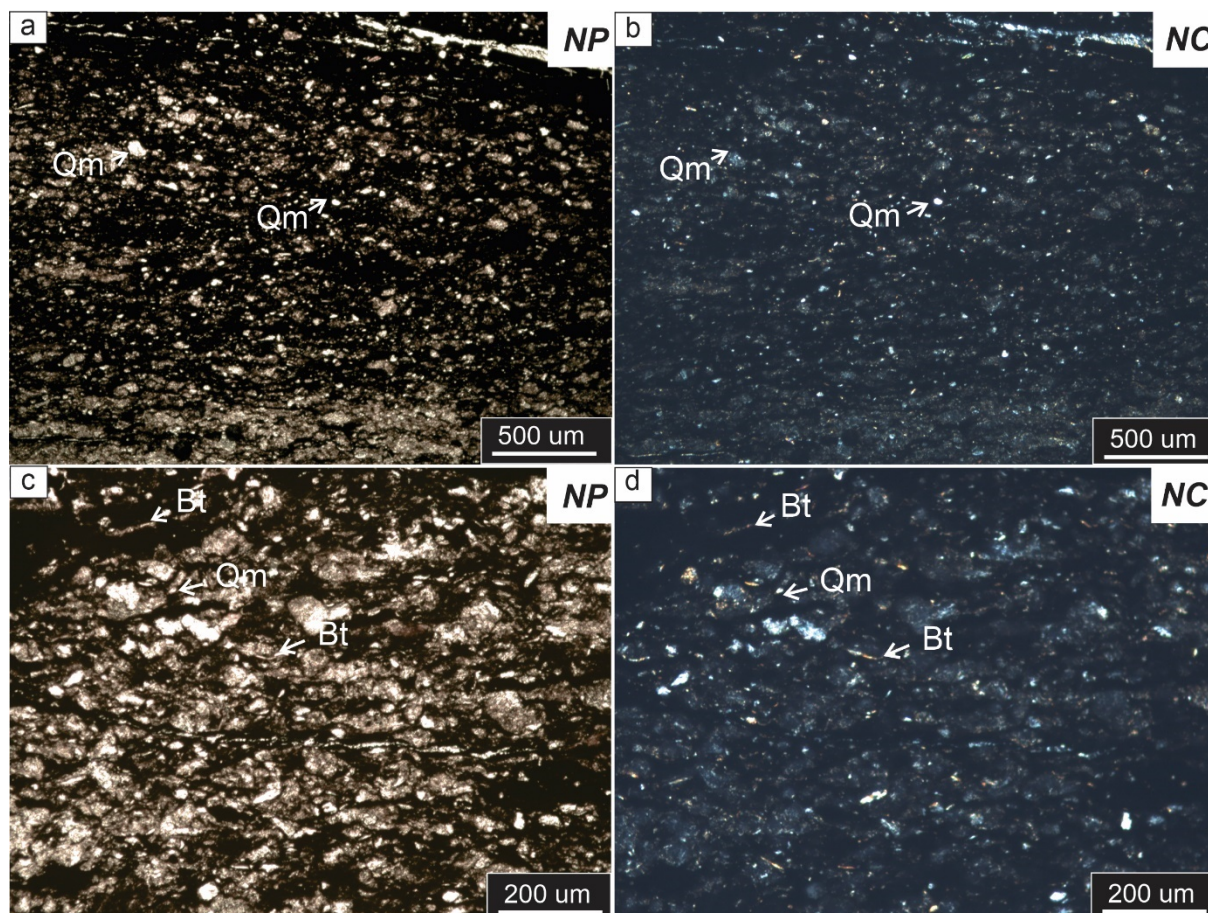


Figura 6.3.14: a-b) Microtextura de una fangolita carbonosa con granos de cuarzo (Qz); c-d) Detalle de la textura de la roca con granos de cuarzo (Qm) y biotita (Bt). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Descripción de la fractura cementadas

Bedding-parallel fibrous veins (beef) con aperturas que varían entre 500 y 2500 μm . Se encuentran cementados por calcita (Ca) de morfología fibrosa con maclas tipo I - II y cuarzo fibroso (Qz) (Fig. 6.3.15a-b). En las muestras se reconocen tres generaciones de calcita fibrosa.

En el *beef* de mayor apertura se distinguieron dos generaciones de calcita. La primera generación tiene un desarrollo longitudinal marcado, alcanzando los 1500 μm , mientras que la segunda generación exhibe cristales con una longitud inferior a 200 μm , reemplazada por cuarzo fibroso (Fig. 6.3.15c-d). Por último, se reconoce una tercera generación de calcita en

beef de menor apertura, con evidencia de cizallamiento, que posteriormente es reemplazada por cuarzo (Fig. 6.3.15e-f). Un esquema simplificado del cemento se muestra en la Fig. 6.3.15g.

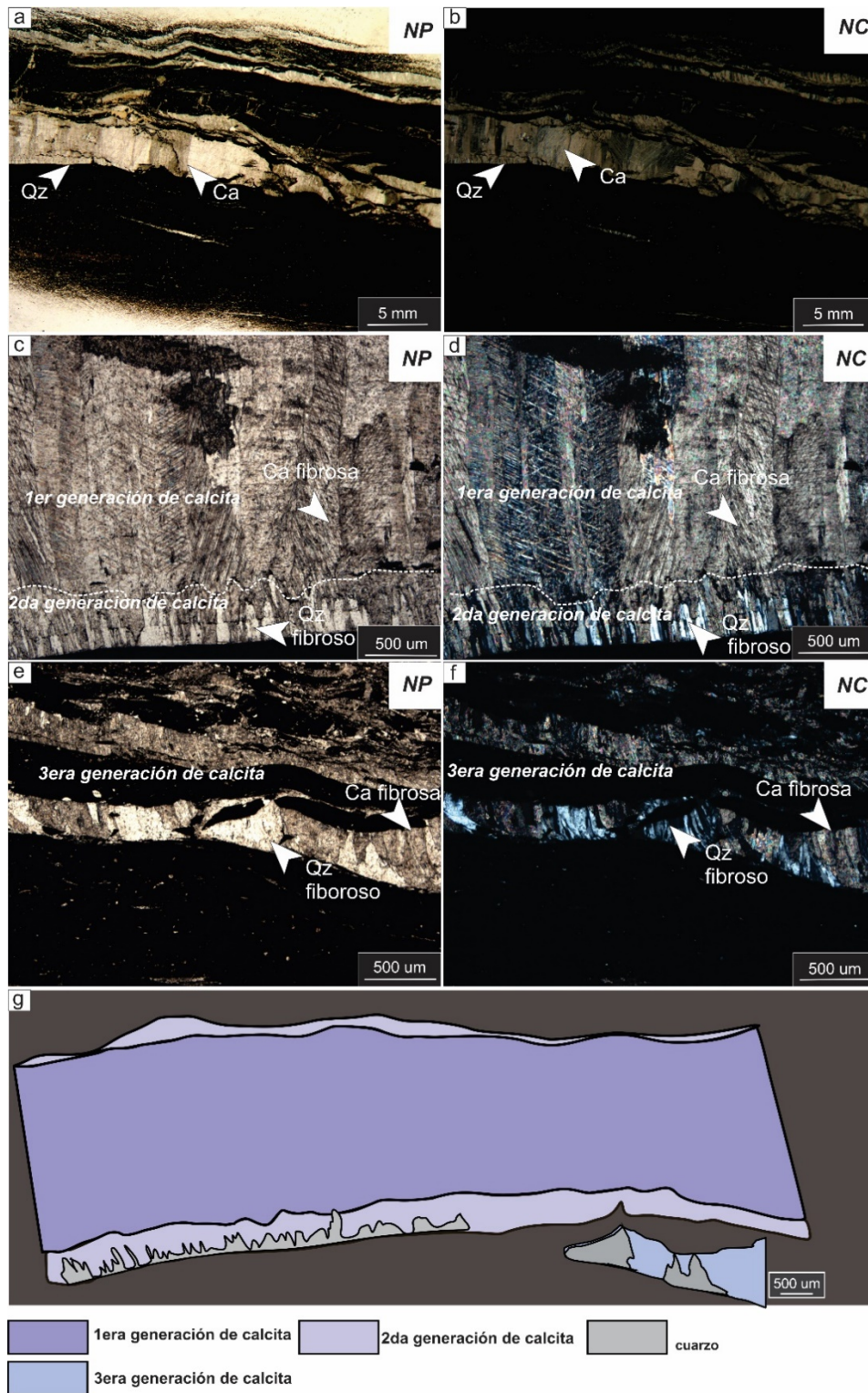


Figura 6.3.15: a-b) *Beef* con cemento de calcita (Ca) y cuarzo (Qz) con morfología fibrosa; c-d) Primera generación de calcita fibrosa (Ca) con reemplazo por cuarzo fibroso (Qz) y una segunda generación de calcita; e-f) 3era generación de calcita por cuarzo; g) Esquema simplificado de generaciones de calcita

fibrosa y reemplazo por cuarzo. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Clasificación de venilla: Antitaxial. *Beef* (*Bedding parallel fibrous veins*)

Morfología: fibrosa

Mineralogía: Ca+Qz

Muestra:M122

Descripción de la roca de caja

La muestra corresponde a la litofacies de fangolitas masivas, con una granulometría de tamaño inferior a $3,9 \mu\text{m}$. Se identifican granos de cuarzo (Qm), muscovita (Ms), biotitas (Bt) y una abundante presencia de arcillas (Fig. 6.3.16a-b).

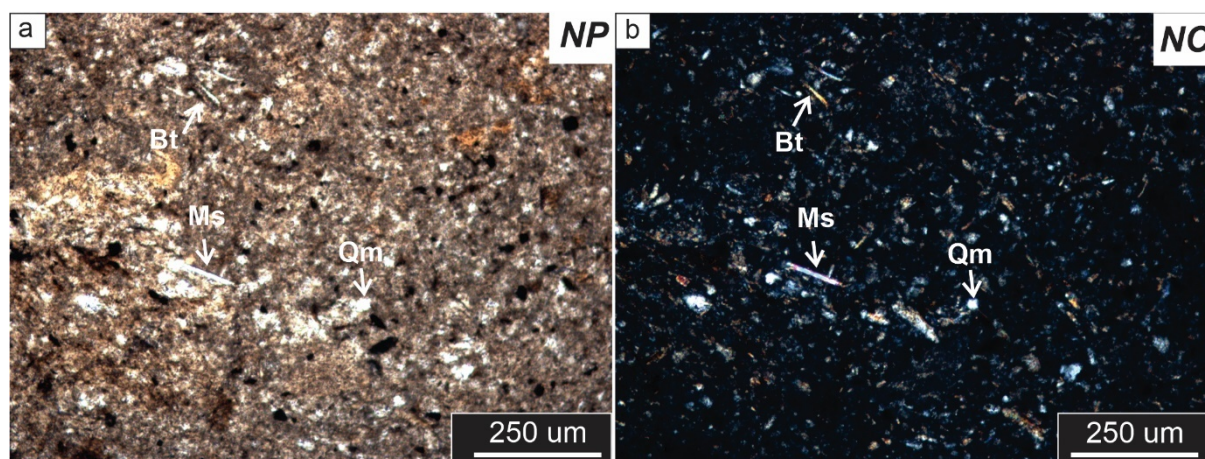


Figura 6.3.16: a-b) Microtextura de una fangolita masiva con granos de cuarzo (Qm), biotita (Bt) y muscovita (Ms). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Descripción de la fractura cementadas

Las fracturas son paralelas y de bajo ángulo con respecto a la estratificación, con una apertura de 1 cm. Los minerales cementantes identificados son cuarzo (Qz) y calcita (Ca; Fig. 6.3.17a-b). Se observa la caja brechada en los límites con la fractura.

La calcita presenta morfologías *blocky*, con un tamaño promedio de $625 \mu\text{m}$, ubicándose en los límites con la roca y entre los cristales de cuarzo (Fig. 6.3.17c). Se observan maclas tipo I y II, las cuales se presentan deformadas y curvadas (Fig.6.3.17d).

Por su parte, el cuarzo, con morfologías *blocky* de $675 \mu\text{m}$ de tamaño muestra evidencias de deformación intercrystalina asociada a la reducción de tamaño, con *bulging* (BLG) (Fig.6.3.17e) y es parcialmente reemplazado por la calcita *blocky* a lo largo de sus límites (Fig.6.3.17f).

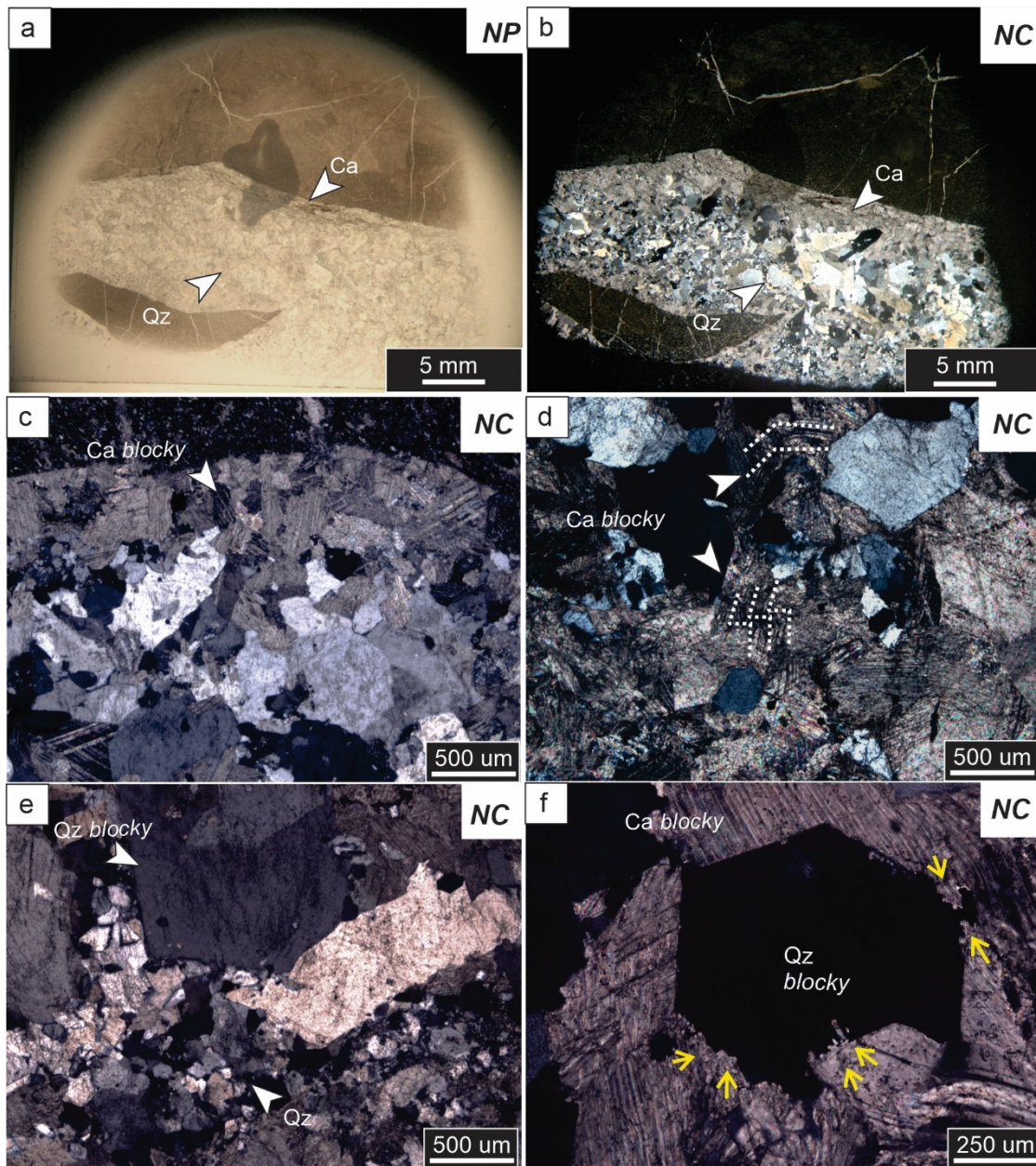


Figura 6.3.17: a-b) Fractura con cemento de cuarzo (Qz) y calcita (Ca); c) Calcita (Ca) *blocky* bajo luz polarizada en los límites de la roca de caja; d) Maclas deformadas de la calcita *blocky*; e) Cuarzo *blocky* mostrando deformación intercrystalina (*bulging*); f) Reemplazo de cuarzo *blocky* por calcita *blocky*. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Clasificación de venilla: Sintaxial

Morfología: *blocky*

Mineralogía: Ca+Qz

Muestra:M126**Descripción petrográfica de la roca de caja**

La roca de caja corresponde a una fangolita masiva con una granulometría de tamaño arcilla, menor a $3,6 \mu\text{m}$. La microtextura está compuesta por granos de cuarzo y minerales arcillosos junto con una abundante cantidad de restos orgánicos carbonizados (fitoclastos) inmersos en la matriz arcillosa de la roca (Fig. 6.3.18a-b).

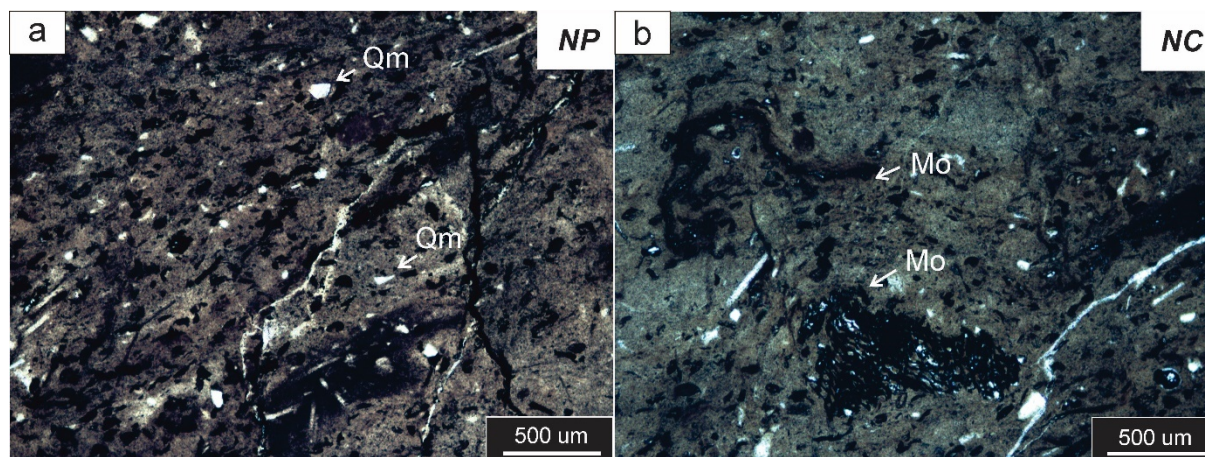


Figura 6.3.18: a-b) Microtextura de una fangolita masiva con granos de cuarzo monocristalino (Qm) y restos de materia orgánica (Mo) carbonizada y deformadas en una matriz arcillosa. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

Descripción de fracturas cementadas

Fracturas de bajo ángulo respecto a la estratificación con una apertura de $0,5 \text{ cm}$. Asociada a la fractura principal se encuentran fracturas subsidiarias de menor apertura y fracturas en ángulo y pseudoverticales cementadas principalmente por calcita que desplazan a las fracturas de bajo ángulo con respecto a la estratificación. El cemento se compone de calcita (Ca) y cuarzo (Qz) (Fig. 6.3.19a-b).

La calcita es el mineral cementante predominante en la muestra, se presenta con morfologías *blocky* con un tamaño promedio de $280 \mu\text{m}$ con maclas tipo I y II. Se observa que la calcita con maclas tipo I es reemplazada por una calcita con maclas tipo II. Ambos tipos de calcita presentan sus maclas deformadas y curvadas. El cuarzo se presenta con bordes anhedrales y con tamaños menores a $100 \mu\text{m}$ (Fig.6.3.19c-d).

En las fracturas de menor apertura además de calcita se observa el cuarzo con formas anhedrales, puntos triples y tamaño cristalino fino, de hasta $20 \mu\text{m}$ (Fig. 6.3.19e-f).

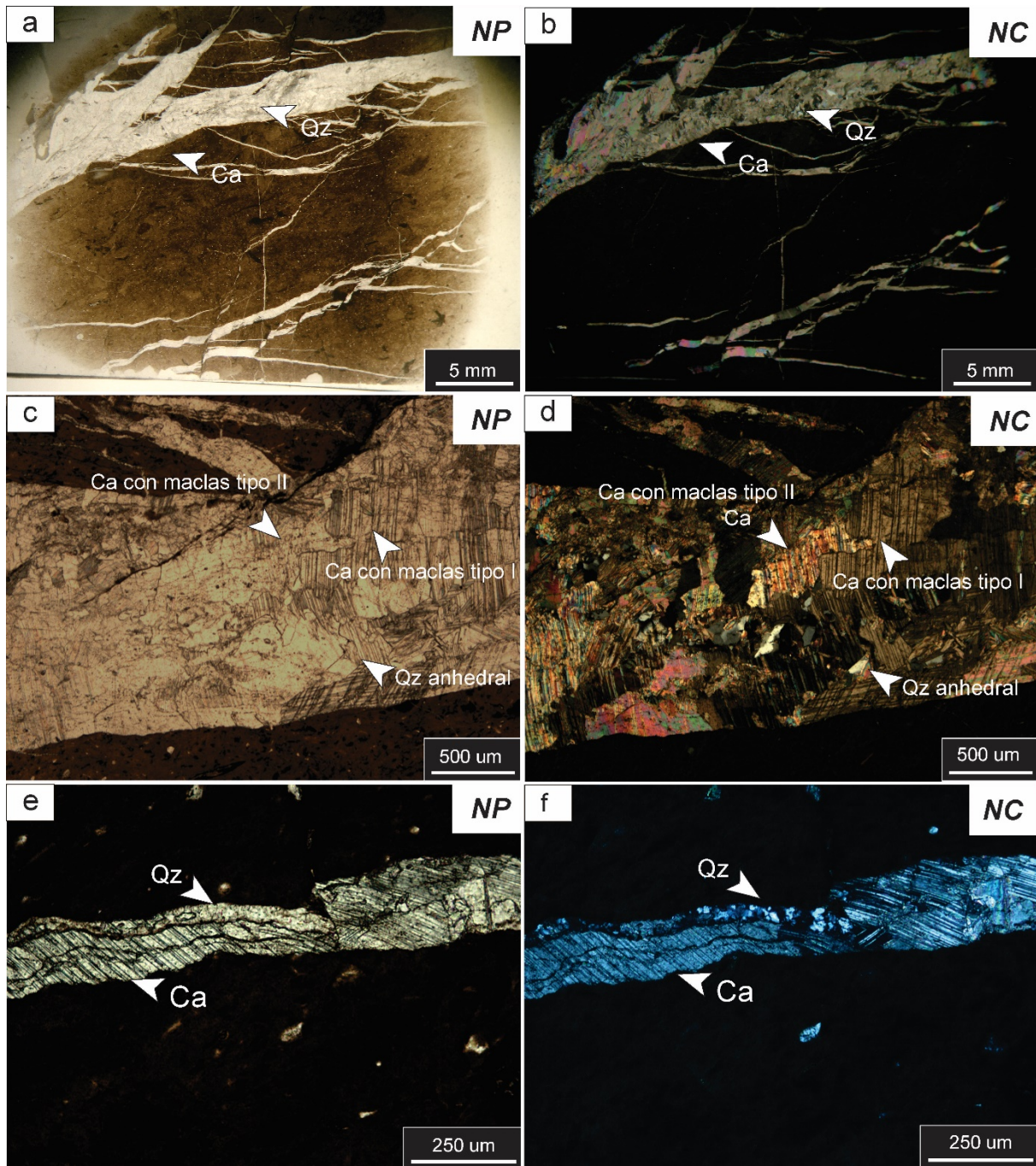


Figura 6.3.19: a-b) Fractura con cemento de cuarzo (Qz) y calcita (Ca); c-d) Cemento de calcita *blocky* en las fracturas; e-f) Cuarzo con tamaño menor a 20 μm y puntos triples reemplazando a la calcita. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Clasificación de venilla: Sintaxial

Morfología: *blocky*

Mineralogía: Ca +Qz

Muestra: M129**Descripción de la roca de caja**

La muestra M129 corresponde a una fangolita carbonosa masiva, la microtextura está constituida por granos de cuarzo (Qz), muscovita (Ms), biotita (Bt), pirita (Py) y fragmentos líticos (Fl) (Fig. 6.3.20). Estos fragmentos líticos tienen un tamaño máximo de 500 μm . En la muestra se reconoce abundante materia orgánica carbonizada.

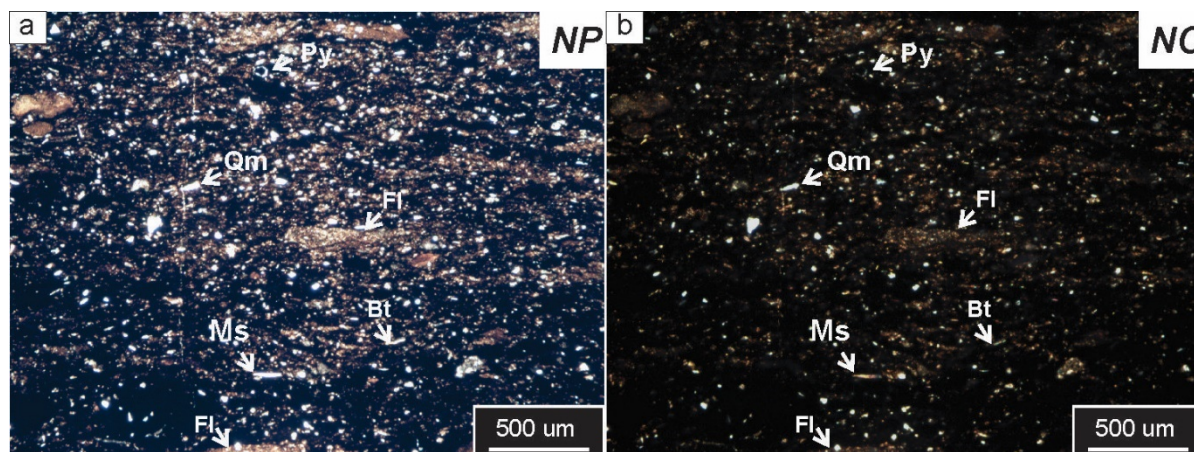


Figura 6.3.20: a-b) Microtextura de una fangolita carbonosa cuarzo (Qz), muscovita (Ms), biotita (Bt), pirita (Py) y fragmentos líticos (Fl). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Descripción de fracturas cementadas

Bedding-parallel fibrous veins (beef) con aperturas que varían entre 2750 μm y 50 μm . El cemento está compuesto principalmente por calcita (Ca) y cuarzo (Qz) fibroso (Fig. 6.3.21a). Se observa una línea media definida por restos de grano fino provenientes de la roca de caja, desde la cual el mineral cementante crece en continuidad óptica. La calcita de hábito fibroso tiene una amplitud entre 10 μm y 50 μm , y longitudes que varían entre 30 μm y 625 μm (Fig. 6.3.21b-c).

En la muestra se identifican tres generaciones de calcita que crecen desde la línea media. La primera generación de calcita reemplazada por cuarzo se dispone en ángulos de 45° con respecto al límite entre la roca de caja, mientras las dos últimas generaciones reemplazadas por cuarzo poseen crecimiento cristalino con desarrollo de sus fibras perpendicular a la línea media. La segunda generación de calcita se diferencia de la tercera por que los cristales fibrosos de calcita tienen mayor desarrollo longitudinal y localmente, en vez de finras los cristales poseen hábito tipo *blocky elongated* (Fig. 6.3.21b).

También se reconocen estructuras cono en cono con abundantes inclusiones sólidas provenientes de la roca de caja, que varían desde unos pocos micrómetros hasta aproximadamente 150 μm , asociadas a la segunda generación de calcita (Fig.6.3.21c). Un esquema simplificado del desarrollo del *beef* se muestra en la Fig.6.3.21d.

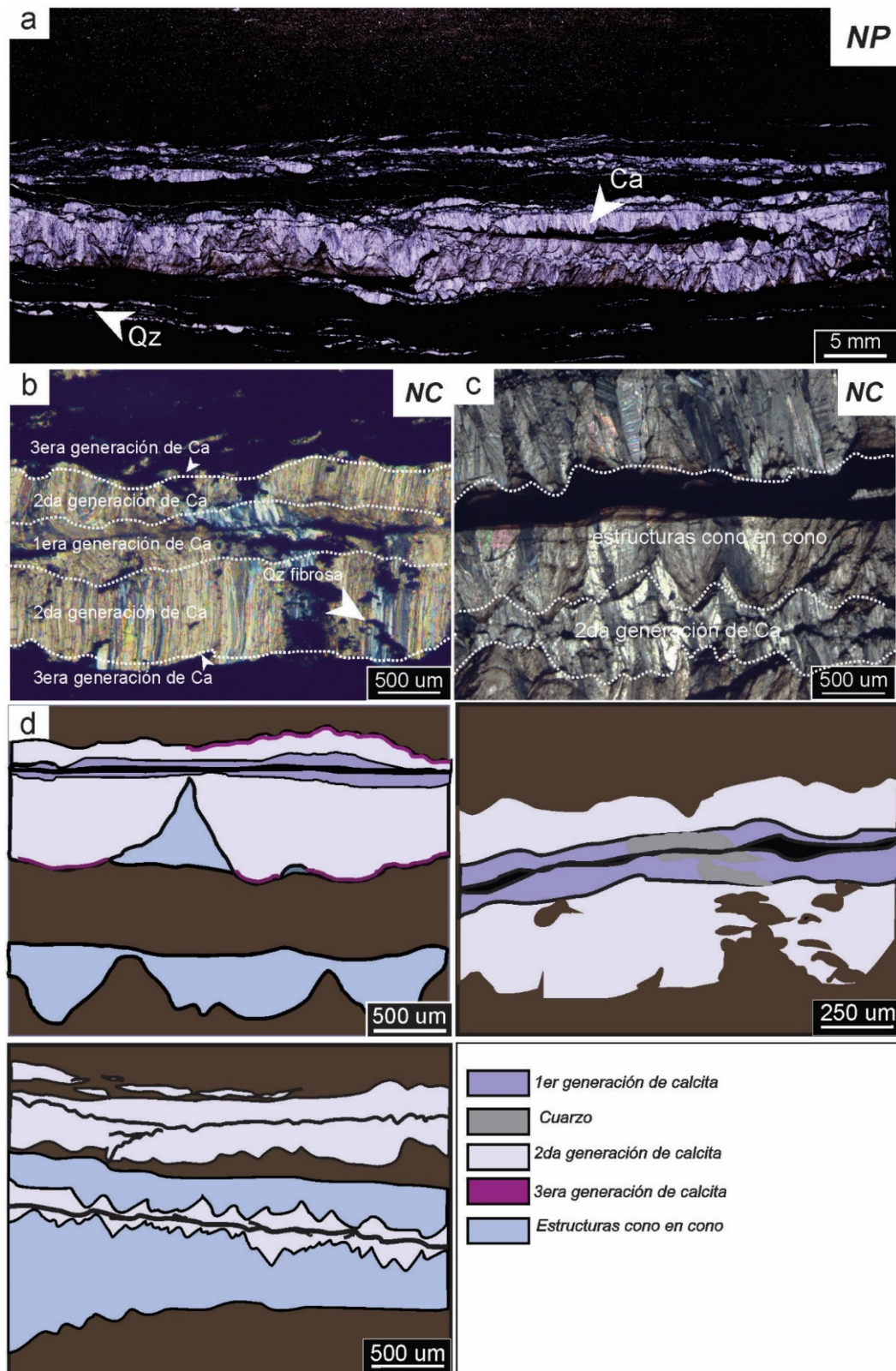


Figura 6.3.21: a) *Beef* con cemento de calcita (Ca) y cuarzo (Qz) de morfología fibrosa; b) Tres generaciones de calcita que crecen desde la línea media; c) Estructuras como en cono asociadas a la segunda generación de calcita; d) Generaciones de calcita y reemplazo por cuarzo. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

Clasificación de venilla: Antitaxial. *Bedding-parallel fibrous veins (beef)*

Morfología: fibrosa

Mineralogía: Ca +Qz

6.3.2.2 Sección media (700 mbbp- 500 mbbp)

Las muestras que corresponden a la sección media son: **M233** (Fig. 6.3.22–Fig. 6.3.23), **M237** (Fig. 6.3.24–Fig. 6.3.25), **M238** (Fig. 6.3.26–Fig. 6.3.27-Fig.6.3.28), **M240** (Fig. 6.3.29–Fig. 6.3.30) y se describen a continuación.

Muestra: M233

Descripción petrográfica de la roca de caja

La muestra corresponde a una limolita gruesa constituida por una granulometría con un tamaño entre 63 μm y 31 μm (Fig.6.3.22a). Se reconocen cuarzo monocristalino (Qm), feldespato (Fk), plagioclasa (Pl), fragmentos líticos (Fl), muscovita (Ms), clorita (Cl) y una matriz arcillosa (Fig. 6.3.22b).

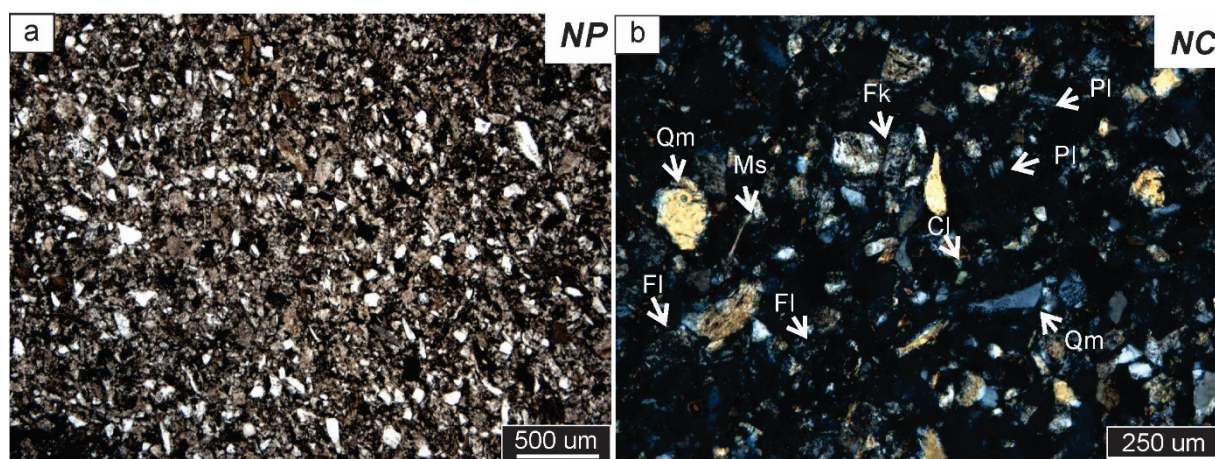


Figura 6.3.22: a) Microtextura de una limolita gruesa; b) Detalle de la microtextura de la roca con granos de cuarzo (Qm), feldespato (Fk), plagioclasa (Pl), fragmentos líticos (Fl), muscovita (Ms) y clorita (Cl). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

Descripción de fracturas cementadas

Fracturas paralelas a la estratificación interconectadas entre si con una apertura máxima de 3000 μm (Fig.6.3.23 a-b). Están selladas por dos minerales cementantes: cuarzo (Qz) y calcita (Ca). El cuarzo presenta morfologías *blocky* con un tamaño promedio de 450 μm (Fig.6.3.23c-d). La calcita forma un entramado laminar tipo *lattice bladed* con longitudes de 770 μm y amplitudes entre 20 μm y 450 μm (Fig.6.3.23e-f).

Clasificación de venilla: Sintaxial

Morfología *blocky* y *bladed*

Mineralogía: Qz +Ca

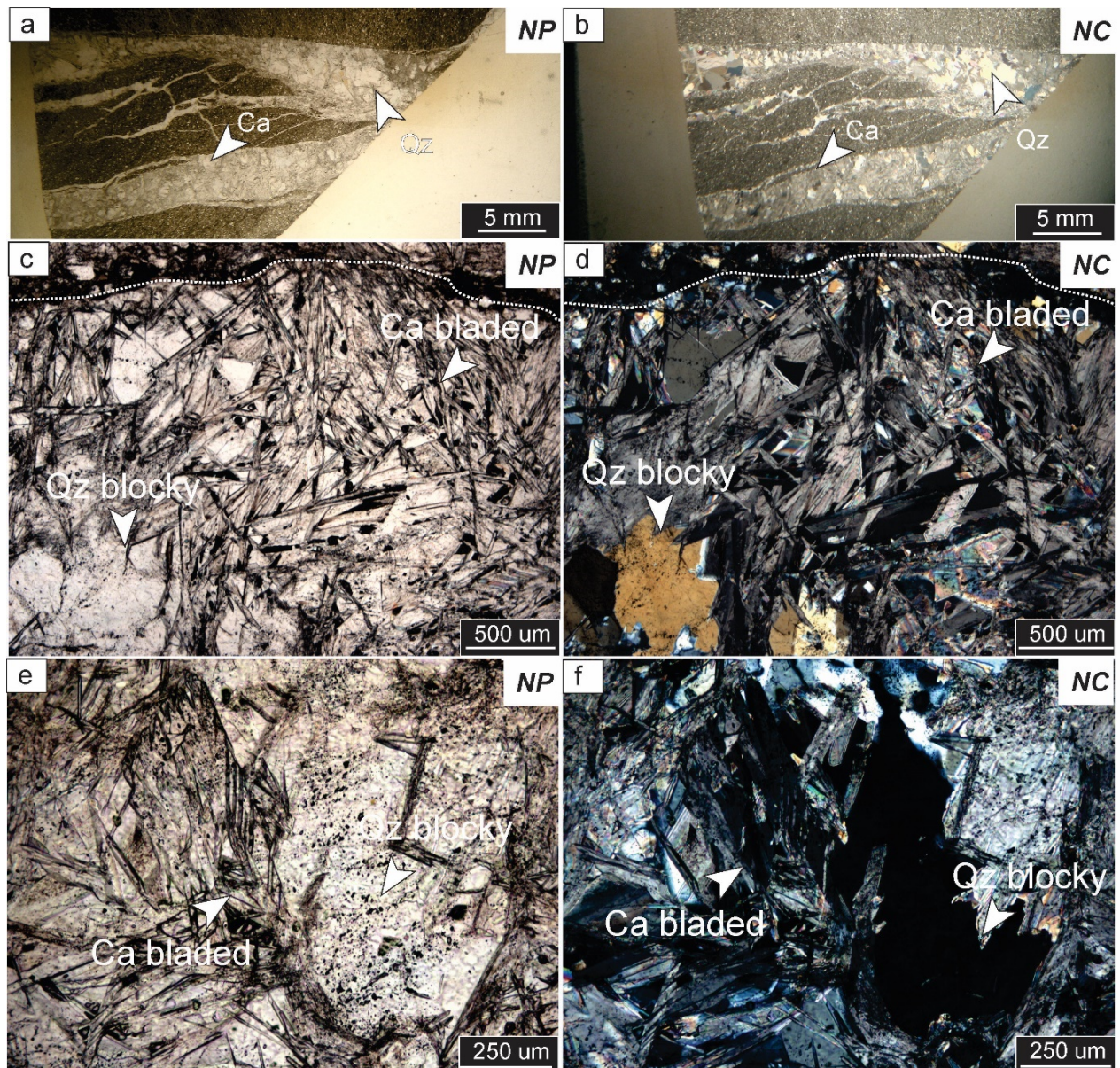


Figura 6.3.23: a-b) Fractura con cemento de cuarzo (Qz) y calcita tipo *lattice bladed* (Ca); c-d) Cuarzo (Qz) con morfologías *blocky* y calcita (Ca) tipo *bladed*; e-f) En detalle, relación de contacto entre los cristales de los minerales cementantes, calcita reemplazando al cuarzo. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Muestra: M237**Descripción petrográfica de la roca de caja**

En la muestra M237 se observa dos litologías diferentes, una fangolita y una arenisca muy fina (Fig. 6.3.24a-b). En la arenisca muy fina se distinguen granos de cuarzo monocristalino (Qm), biotita (Bt), clorita (Cl) y zircón (Zr) (Fig. 6.3.24c-d). La granulometría presenta una selección buena a moderada con contactos rectos y cóncavos-convexos. Se observa masiva y estructura sedimentaria como laminación, en particular en la fangolita (Fig. 6.3.24e-f).

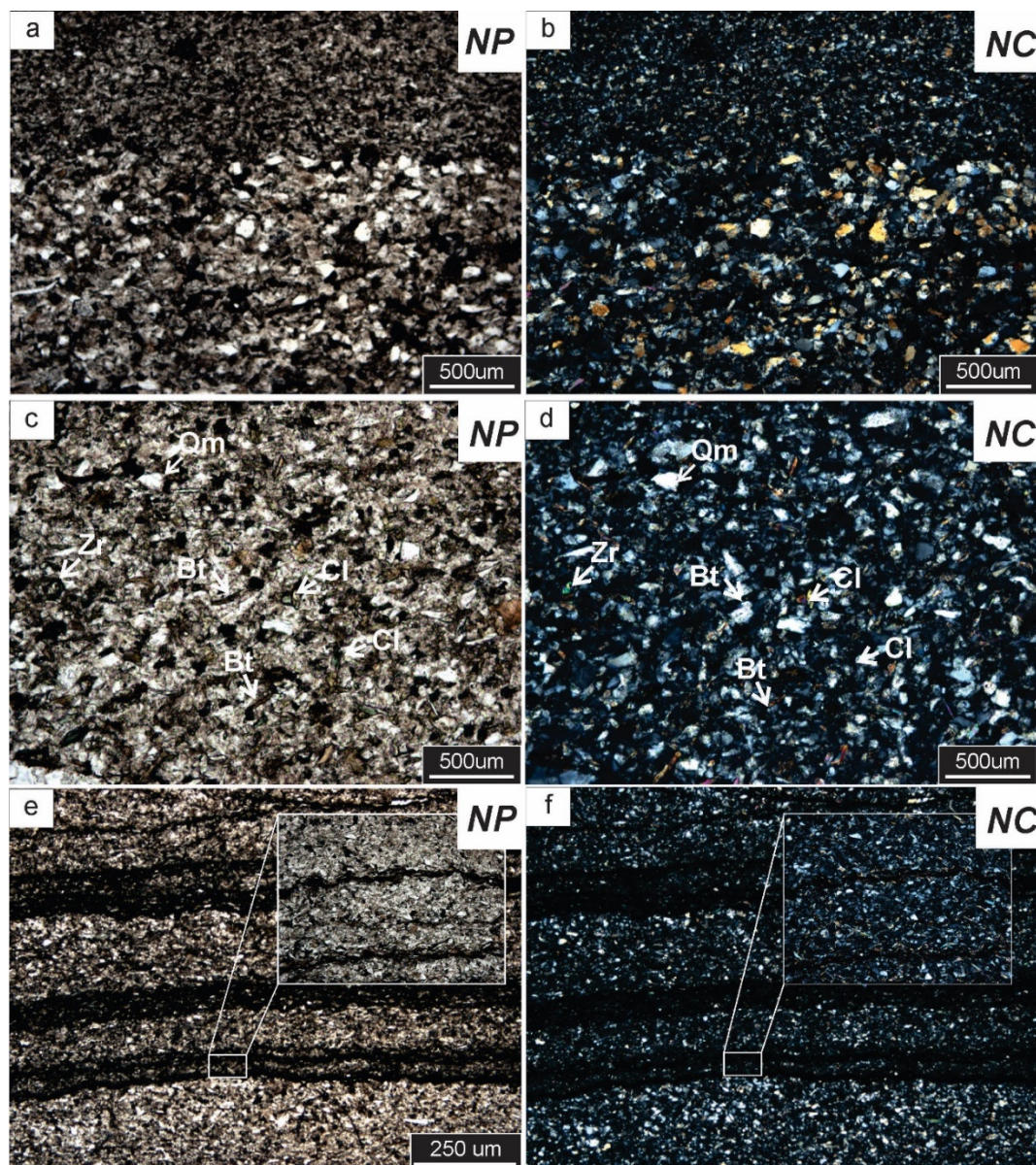


Figura 6.3.24: a-b) Contacto entre una fangolita y una arenisca muy fina; c-d) Microtextura de una arenisca muy fina, detalle de granos de cuarzo (Qz), biotita (Bt), clorita (Cl) y zircón (Zr); e-f) Laminación paralela. En detalle, láminas de biotita. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

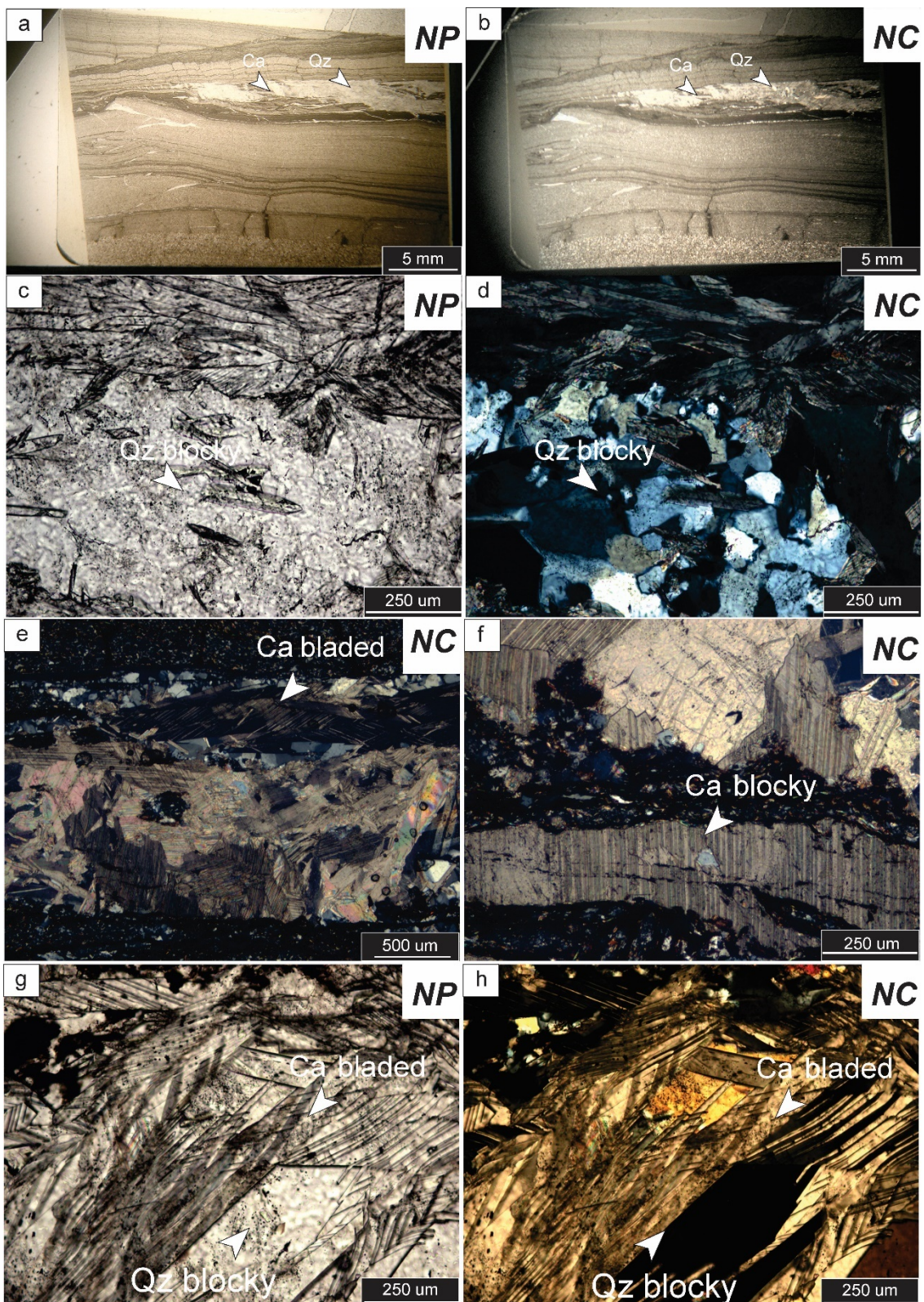


Figura 6.3.25: a-b) Fractura con cemento de cuarzo (Qz) y calcita (Ca); c-d) Cuarzo (Qz) de morfología *blocky*; e) Calcita (Ca) tipo *lattice bladed* bajo luz polarizada (LP) f) Calcita (Ca) *blocky*; g-h) Calcita (Ca) *bladed* reemplazando al cuarzo (Qz). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Descripción de fracturas cementadas

Shear veins con 3000 μm de apertura (Fig.6.3.25 a-b). El cemento de la misma se compone por cuarzo (Qz) con morfologías *blocky* subhdedrales y anhdrales con un tamaño de hasta 250 μm ; se observan evidencias de deformación intercrystalina (*bulging*).

La calcita (Ca) presenta dos morfologías: *lattice bladed* con maclas tipo I y II, con una longitud de 940 μm y 50 μm de ancho (Fig.6.3.25c) y una segunda calcita con morfologías *blocky*, maclas tipo II y un tamaño de hasta 300 μm (Fig.6.3.25d). Esta última se encuentra reemplazando al cuarzo.

Clasificación de venilla: *Shear veins*. Sintaxial

Morfología: *Blocky* y *bladed*

Mineralogía: Qz +Ca

Muestra: M238

Descripción petrográfica de la roca de caja

En la muestra M238 se observan dos litologías: una limolita gruesa constituida por una granulometría promedio de 34 μm y una fangolita, compuesta por una granulometría menor 3,9 μm (Fig.6.3.26 a-b). Esta última litología se encuentra laminada y corresponde a la roca de caja de la fractura (Fig.6.3.26 c-d). En la limolita gruesa se reconoce cuarzo monocristalino (Qm) de bordes subangulosos y subredondeados, feldespatos (Fk) ligeramente coloreados y entre los minerales accesorios se encuentran muscovita (Ms), biotita (Bt), clorita (Cl) y zircón (Zr) (Fig.6.3.26 a-b).

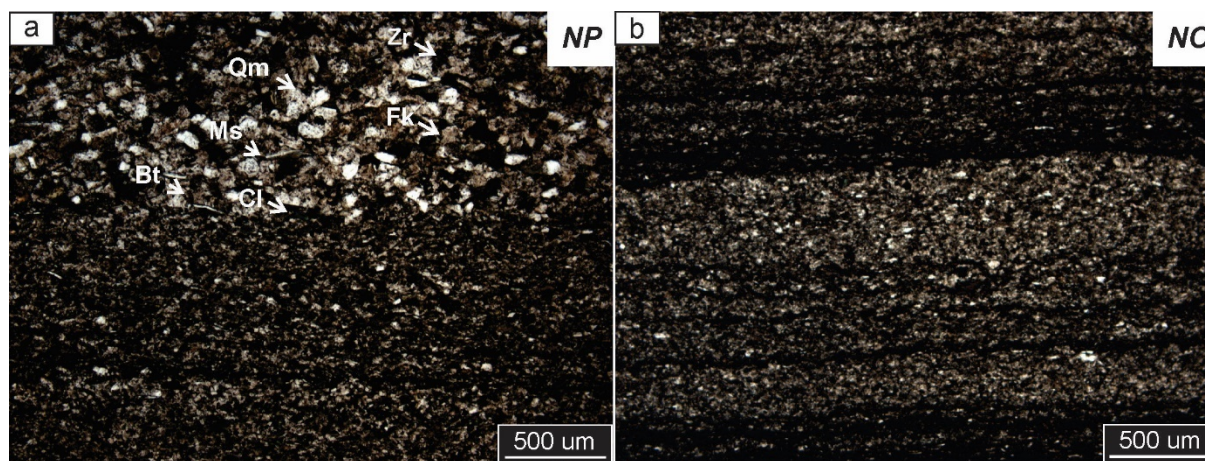


Figura 6.3.26: a) Contacto entre una fangolita laminada y una limolita gruesa con granos de cuarzo (Qm), biotita (Bt), muscovita (Ms), clorita (Cl) y zircón (Zr); b) Laminación en la fangolita. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

Descripción de fracturas cementadas

Shear veins de 2000 μm de apertura localizada entre los planos de laminación de la fangolita (Fig. 6.3.27 a-b). La mineralogía cementante se integra por cuarzo (Qz) y calcita (Ca). El cuarzo tipo *blocky* subhedral se presenta en el interior de la venilla mientras que el cuarzo anhedral en los límites con la roca de caja, con un tamaño máximo de 250 μm y un mínimo de 50 μm , respectivamente (Fig.6.3.27c). Por su parte, la calcita de tipo *lattice bladed* alcanza longitudes de 700 μm y anchos de 100 μm (Fig. 6.3.27d), presenta maclas tipo I y II y una orientación preferencial, paralela a los planos de las fracturas; los planos de macla se encuentran comúnmente deformados (en reja o curvados), reemplazando al cuarzo *blocky* (Fig. 6.3.27 e-f).

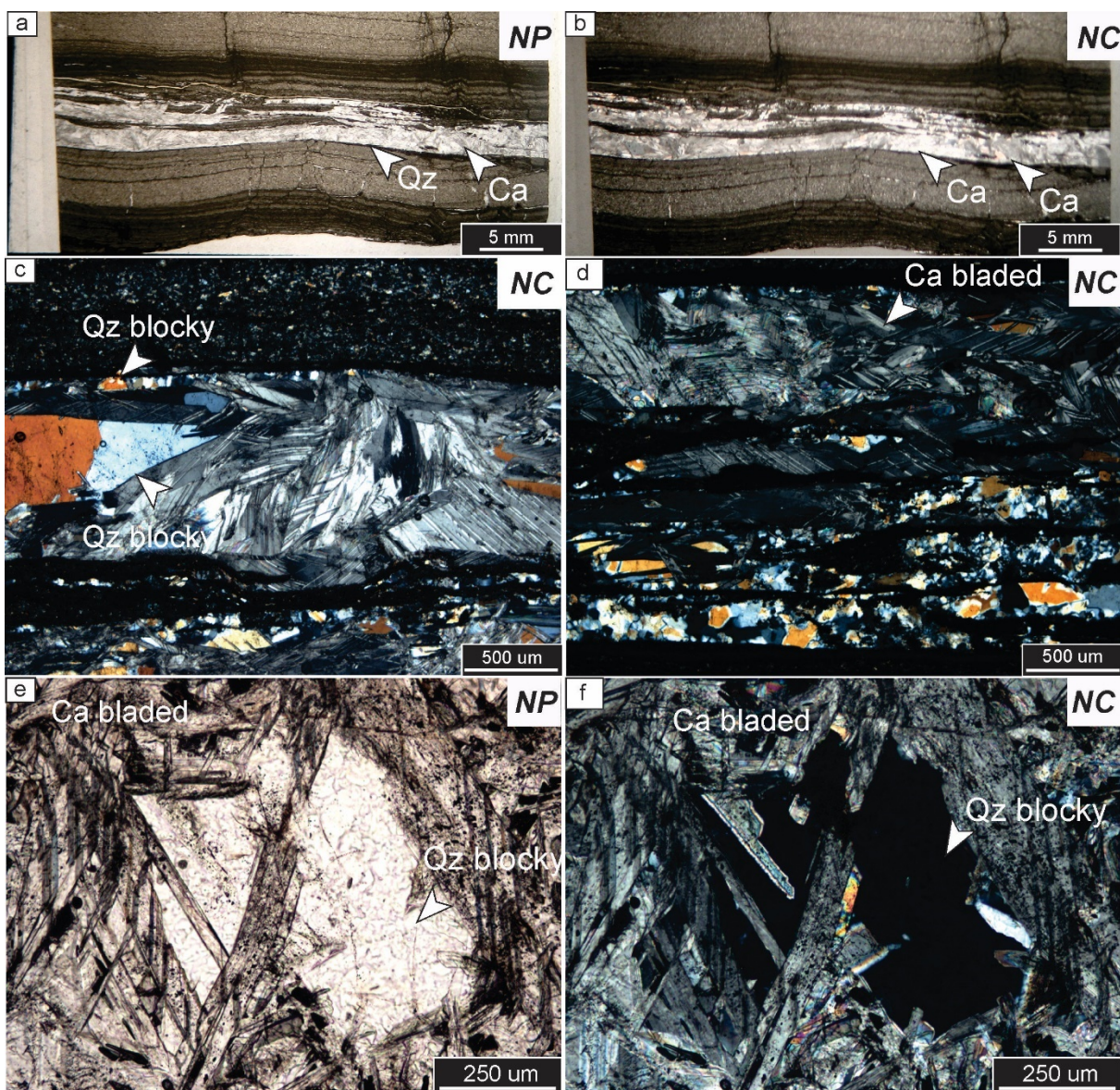


Figura 6.3.27: a-b) *Shear veins* con cemento de cuarzo (Qz) y calcita (Ca); c) Cuarzo tipo *blocky* euhedral y anhedral; d) Calcita tipo *bladed*; e-f) Cuarzo *blocky* de borde subhedral en el interior de la

venilla reemplazado por la calcita *bladed*. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Clasificación de venilla: *Shear veins*. Sintaxial.

Morfología: *blocky* y *bladed*

Mineralogía: Qz +Ca

En la misma muestra se reconocen fracturas de drenaje en la fangolita laminada. Estas últimas son perpendiculares a la laminación y se reconocen por diseño meandriforme, disposición vertical y por presentar bifurcaciones al intersectarse con los planos de laminación (Cunfei et al. 2016). Tienen un diseño subvertical con límites sinuosos y aperturas entre 20 μm y 50 μm . El cemento se compone principalmente por pirita y material fino tamaño arcilloso.

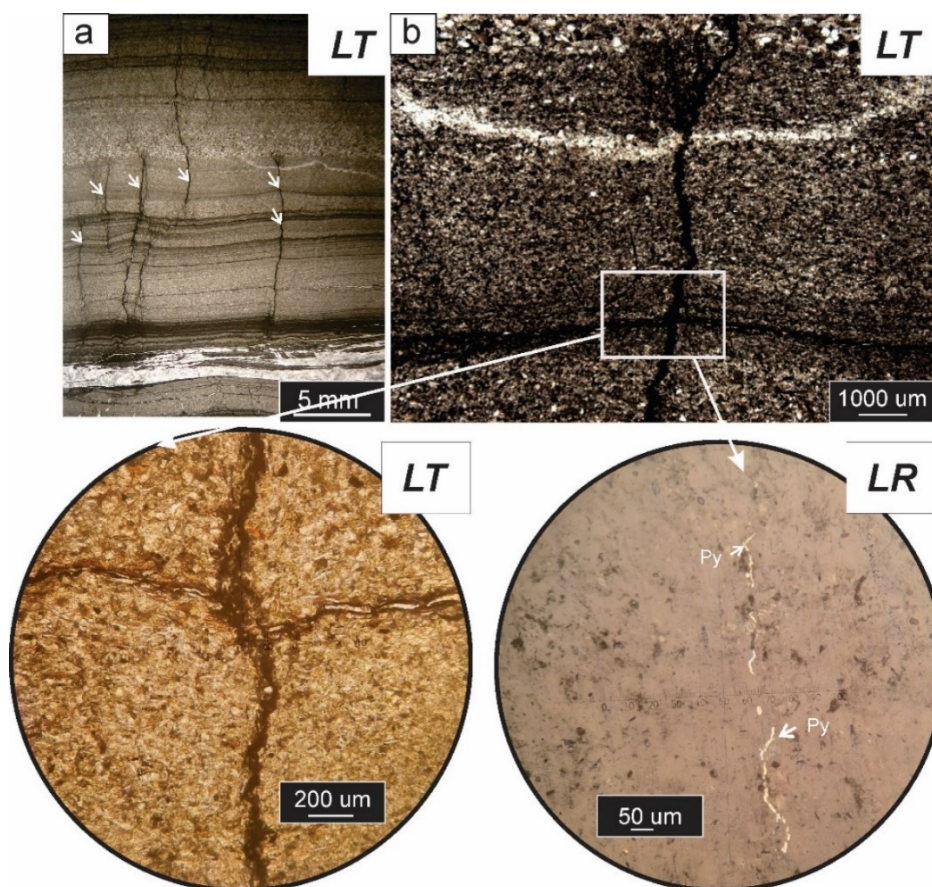


Figura 6.3.28: a) Fracturas de drenaje presentes en la fangolita laminada; b) Detalle de (a) donde se observa el material arcilloso y cemento de pirita (Py). Luz transmitida: (LT); reflejada (LR).

Muestra: M240**Descripción petrográfica de la roca de caja**

La roca de caja es una limolita gruesa. En la granulometría se identifican granos de cuarzo monocristalino (Qm), mientras que los feldespatos presentes están representados por plagioclasa (Pl). También se observan fragmentos líticos (Fl) y, como minerales accesorios, se reconocen muscovita (Ms) y biotita (Bt) (Fig. 6.3.29 a-b).

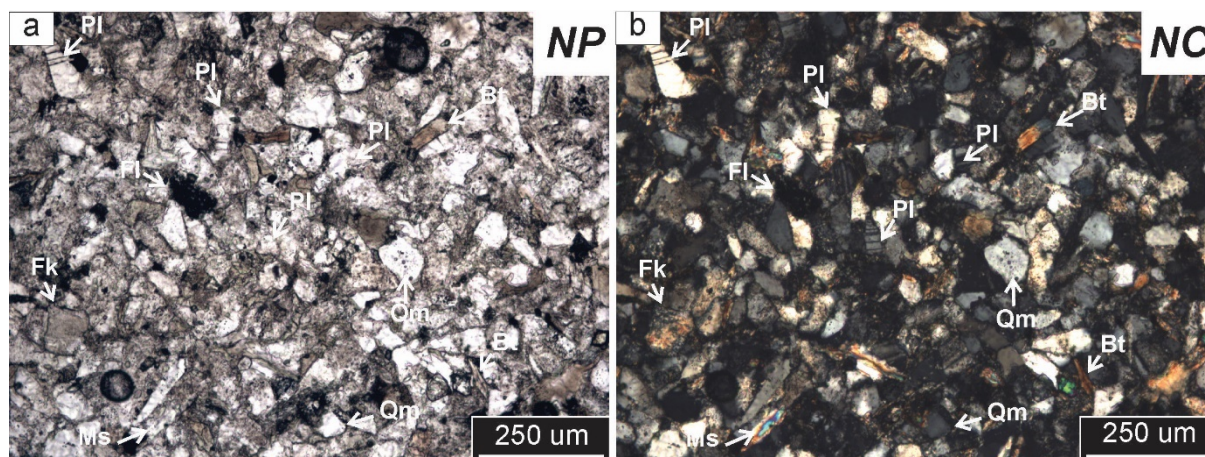


Figura 6.3.29: a-b) Microtextura de una limolita gruesa. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Descripción de fracturas cementadas

El sistema de fracturas es interconectado y ramificado sin geometría planar y una apertura máxima de 500 μm (Fig. 6.3.30 a-b). El cemento de estas fracturas se compone de tres minerales. Cuarzo (Qz) con morfologías *blocky* con un tamaño de 260 μm , es el mineral cementante que rellena masivamente las venillas ramificadas (Fig. 6.3.30c-d). Suele encontrarse asociado con calcita con morfologías *blocky* (Fig. 30e) y con un mineral de alto relieve y elevado color de interferencia, asignado a un mineral del grupo de las zeolitas (Fig. 6.3.30f), presentes en menos del 10%. Los cristales de cuarzo se presentan anhedrales o subhedrales difusos y muestran procesos de deformación intracristalina (Fig. 6.3.30).

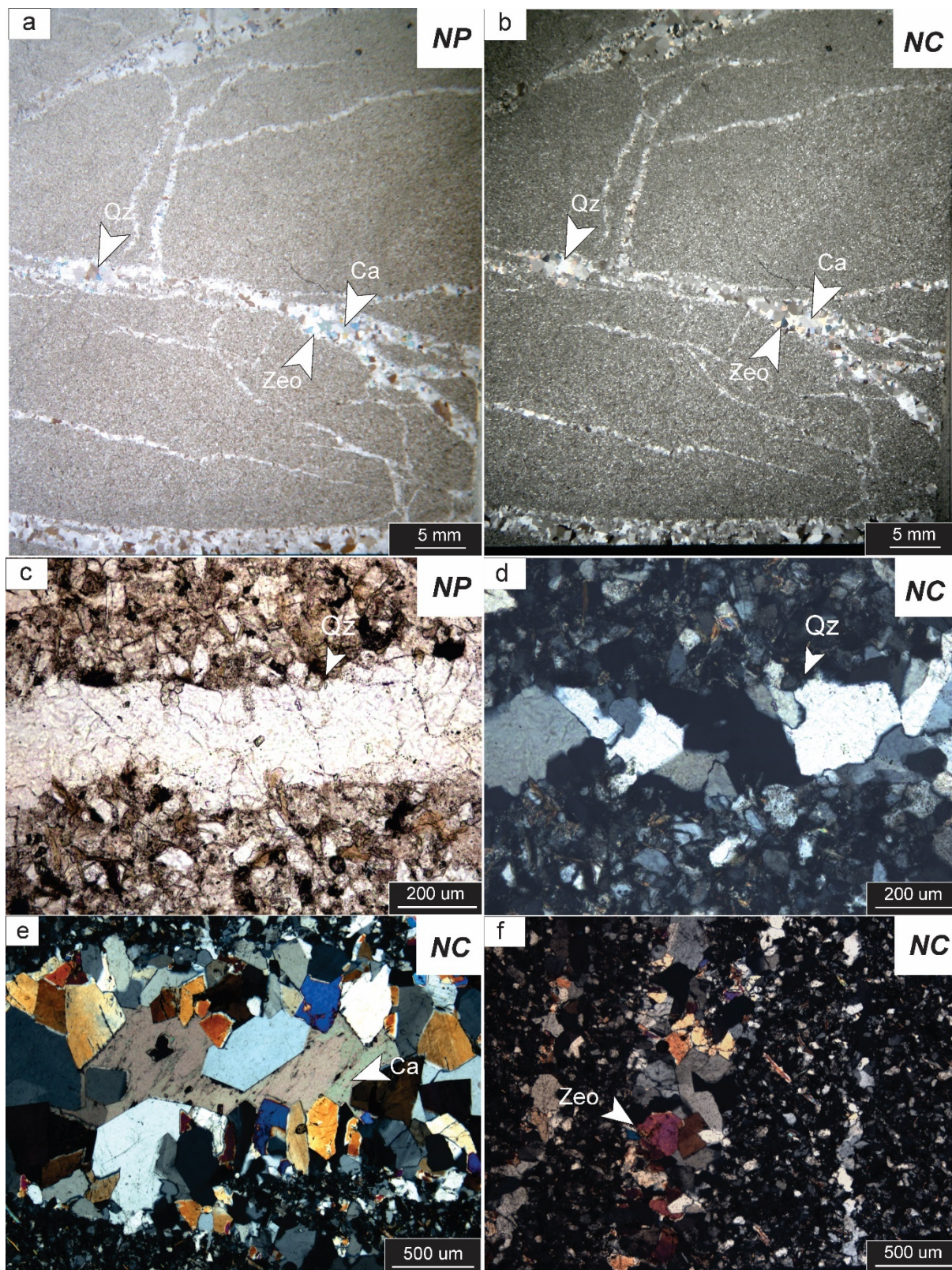


Figura 6.3.30: a-b) Fractura con cemento de cuarzo (Qz), calcita (Ca) y zeolita (Zeo); c-d) Fractura con cemento de cuarzo con morfologías *blocky*; e) Mineral cementante calcita (Ca) con morfologías *blocky*. f) Mineral cementante del grupo de las zeolitas. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

Clasificación de venilla: Sintaxial

Morfología: *blocky* y *bladed*

Mineralogía: Qz +Ca+ Zeo

6.3.2.3 Sección superior (500 mbbp -171,4 mbbp)

Las muestras que corresponden a la sección superior son: **M272** (Fig. 6.3.31–Fig. 6.3.32–Fig. 6.3.33), **M288** (Fig. 6.3.34–Fig. 6.3.35), **M303** (Fig. 6.3.36–Fig. 6.3.37) y se describen a continuación.

Muestra: M272

Descripción petrográfica de roca de caja

La muestra es clasificada como una litoarenita feldespática (Q:42, F:23,4 L:33,6) según Folk et al. (1970). Es una arenisca con un tamaño de grano medio entre 500 μm y 250 μm con porcentajes de matriz y cemento arcilloso que no supera el 15% de la roca (Fig. 6.3.31a-b).

Presenta una buena selección granulométrica con granos subangulosos y subredondeados con contactos que varían entre rectos, cóncavo-convexos y suturados.

Está constituida por cuarzo mono (Qm), policristalino (Fig.6.3.32a-b), plagioclasas (Pl), feldespatos potásicos (Fk) y fragmentos líticos (Fl) (Fig. 6.3.32c). Estos últimos tienen un origen volcánico (Fig. 6.3.32d). Los minerales accesorios presentes son muscovita (Ms) y biotita (Bt) (Fig. 6.3.32d). El cemento entre los granos es de tipo arcilloso y silíceo (Fig. 6.3.32e-f).

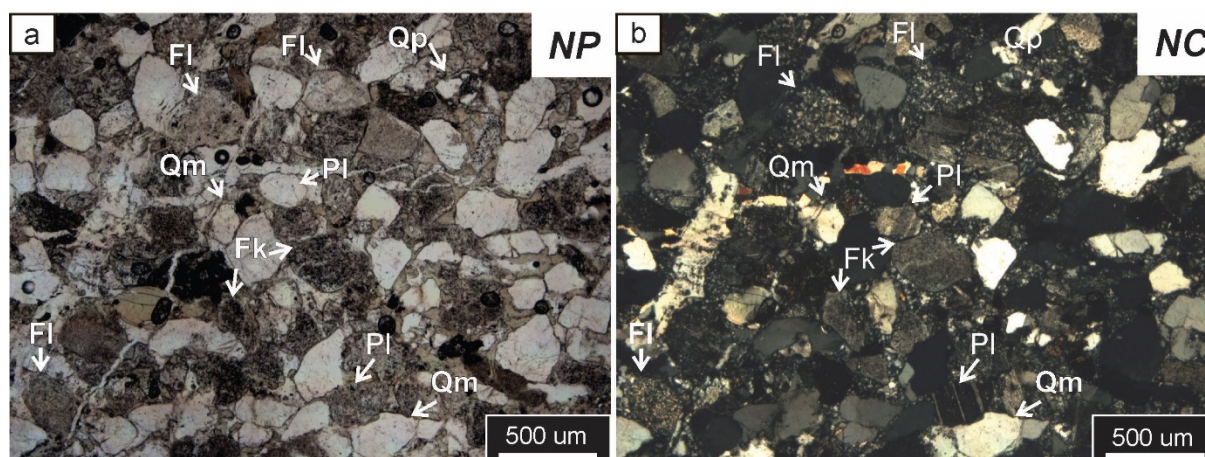


Figura 6.3.31: a-b) Microtextura de una litoarenisca de tamaño de grano medio. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

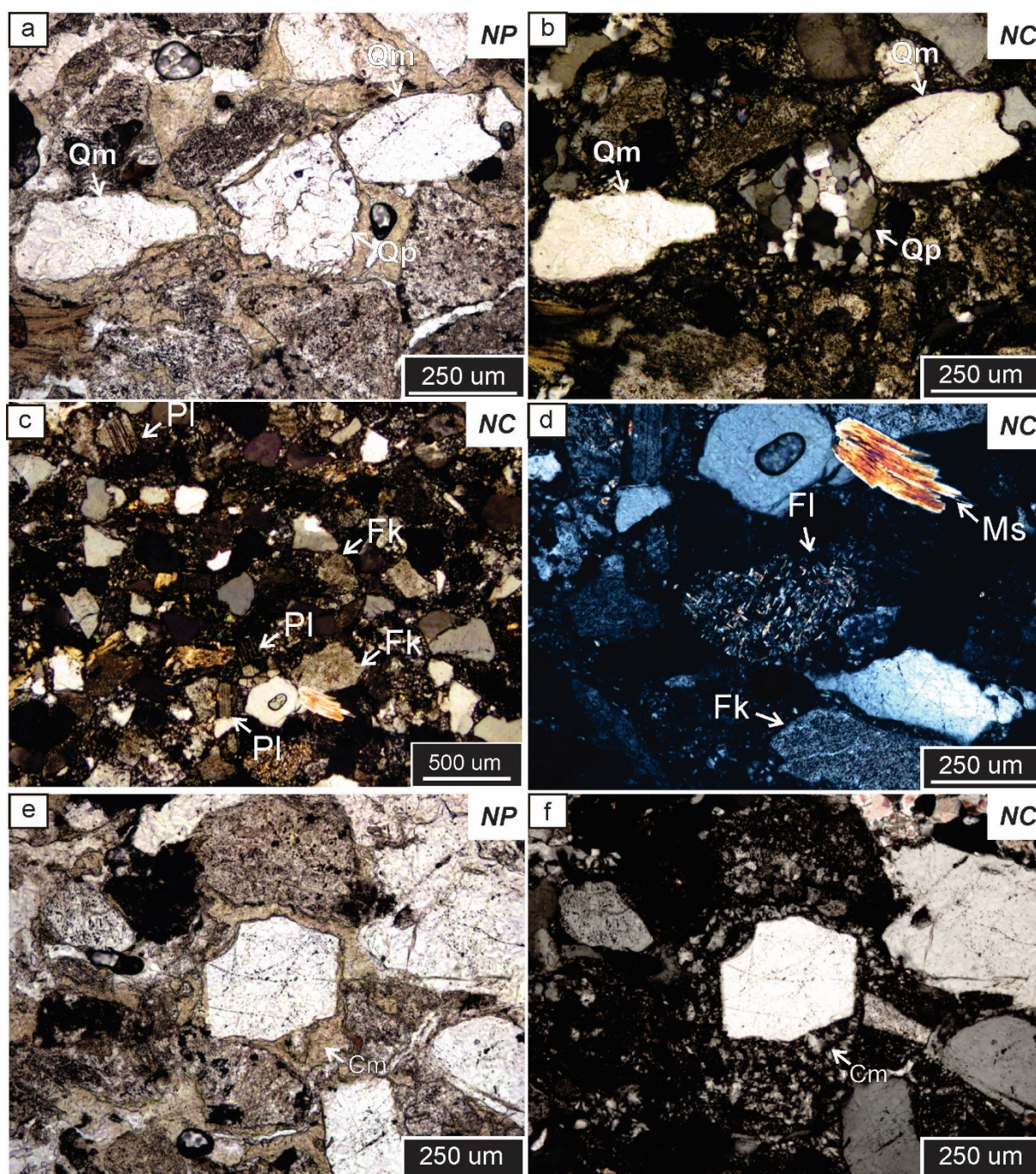


Figura 6.3.32: a-b Cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qm); c-d) En detalle, plagioclasa (Pl) y feldespato potásico (Fk), fragmentos líticos (Fl) y muscovita (Ms); e-f) Cemento arcilloso y silíceo. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Descripción de fracturas cementadas

Sistemas de fracturas esta interconectado con aperturas que varían desde de 500 μm a 2000 μm (Fig.6.3.33 a-b). Se observan dos poblaciones del mineral del grupo de las zeolitas: una primera población se localiza en los límites con la roca de caja y se trata de un agregado fino con un tamaño menor a 50 μm , con morfologías *blocky*; en la segunda población, el

mineral se presenta con morfologías *elongated blocky* desde el contacto con la primera población hacia el centro de la venilla (Fig.6.3.33c-d).

Cuarzo con morfología *blocky* se presenta sellando el espacio intercrystalino.

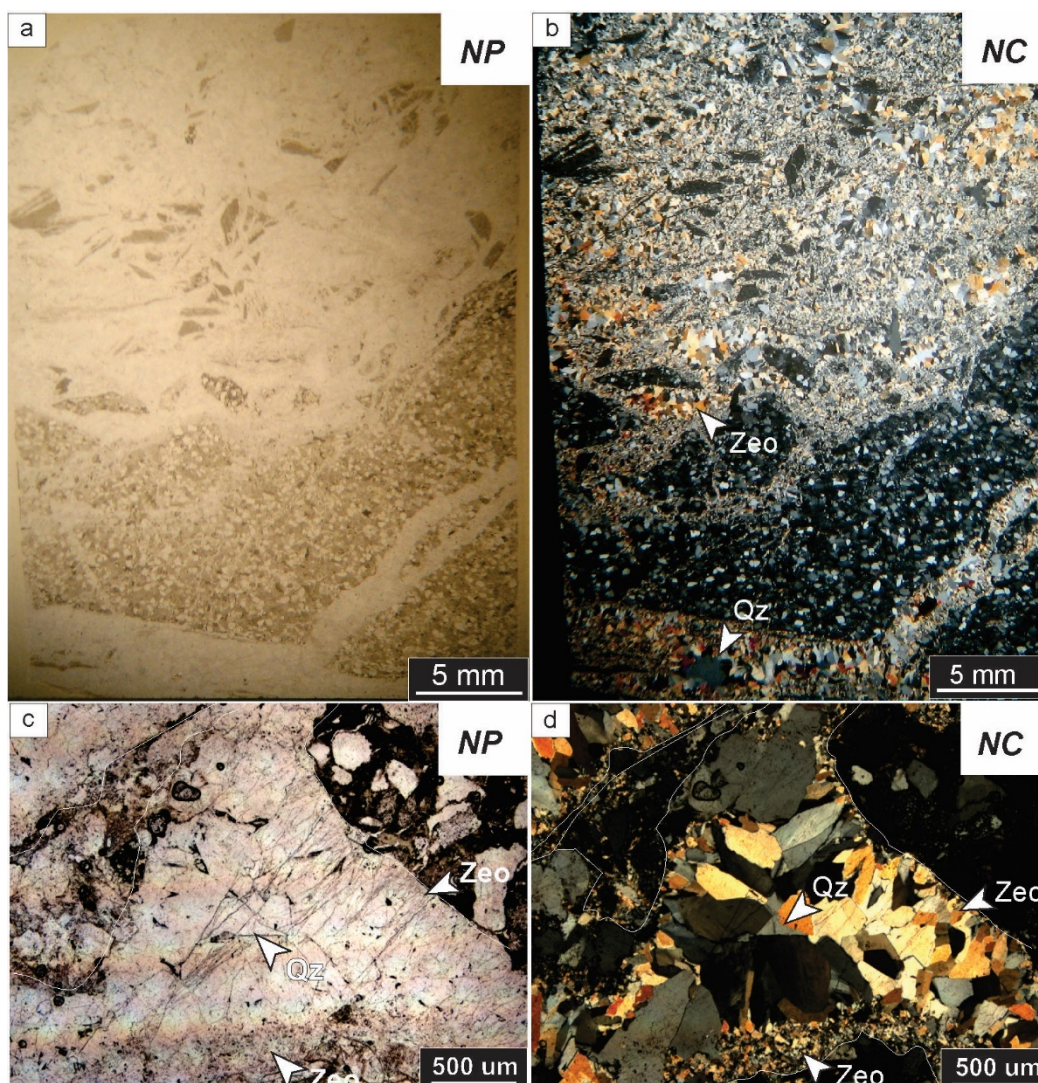


Figura 6.3.33: a-b) Fractura con cemento de cuarzo (Qz) y zeolitas (Zeo); c-d) Dos poblaciones de tamaño del mineral cementante (Zeo) y cuarzo (Qz) en el interior de la venilla. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

Clasificación de venilla: Sintaxial.

Morfología: *elongated blocky* y *blocky*

Mineralogía: Qz + Zeo

Muestra: M288**Descripción petrográfica de roca de caja**

La muestra M288 se clasifica como una feldarenita lítica (Q:42, F:34,4 L:23,6) según Folk et al. (1970). Es una arenisca con un tamaño de grano fino entre 250 μm y 125 μm con porcentajes de matriz que no supera el 10% de la roca (Fig.6.3.34a). Presenta una buena selección granulométrica con granos subangulosos y subredondeados con contactos que varían entre rectos y cóncavo-convexos.

Está constituida por cuarzo monocristalino (Qm), policristalino (Qp), feldespatos (Fk), plagioclasa (Pl) y fragmentos líticos (Fl) (Fig. 6.3.34b). Los fragmentos líticos son de origen volcánico. Con respecto a los minerales accesorios se identificaron: muscovita, biotita flexuradas. El cemento presente es zeolítico.

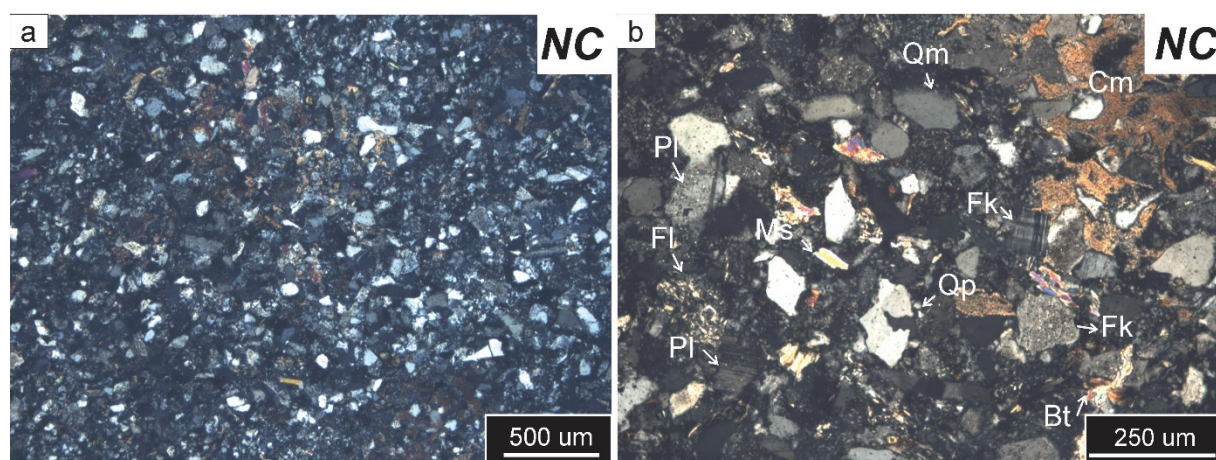


Figura 6.3.34: a) Microtextura de una arenisca de tamaño de grano fino; b) Detalle de granos de cuarzo (Qm), feldespato potásico (Fk), plagioclasa (Pl), muscovita (Ms), biotita (Bt) fragmentos líticos (Fl) y cemento zeolítico (Cm). Fotomicrografía con luz polarizada con nicoles cruzados (NC).

Descripción de fracturas cementadas

Fracturas paralelas a la estratificación con aperturas máximas de 2500 μm . (Fig. 6.3.35a-b). Están cementadas por cuarzo (Qz) y un mineral de alto relieve y color de interferencia, posiblemente un mineral del grupo de las zeolitas (Zeo). Ambos minerales presentan morfologías tipo *blocky* con tamaños que varían entre 625 μm y 250 μm (Fig.6.3.35c-d).

Clasificación de venilla: Sintaxial

Morfología: *blocky*

Mineralogía: Qz + Zeo

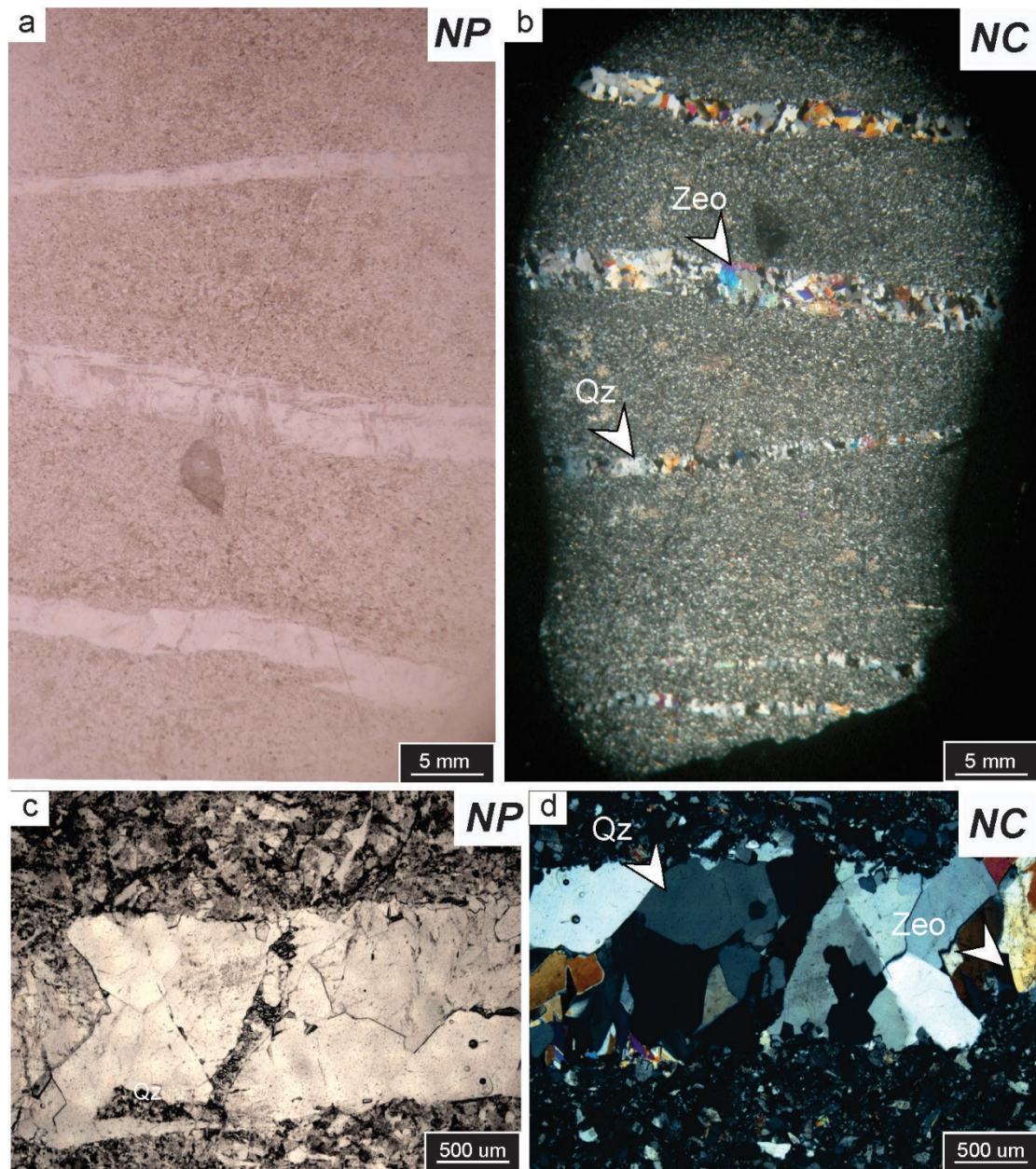


Figura 6.3.35: a-b) Fracturas paralelas a la estratificación; c-d) Cemento de cuarzo (Qz) y zeolitas (Zeo). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

Muestra: M303**Descripción de roca de caja**

La roca se define como una limolita gruesa con un tamaño promedio de 29 micrones. Posee una gran cantidad de minerales arcillosos. Se observan granos de cuarzo monocristalino (Qm) subredondeados y granos de feldespatos (Fk). Los minerales accesorios son filosilicatos, se reconocen biotita (Bt) y muscovita (Ms) (Fig.6.3.36a-b).

Descripción de las fracturas cementadas

Sistemas de fracturas sin geometría planar con aperturas máximas de 500 μm . El cemento se compone por un cuarzo con morfologías *blocky* con un tamaño de 406 μm y un mineral de alto relieve y color de interferencia con morfologías *blocky*, zeolitas. Interceptando a las fracturas de mayor apertura se encuentran venillas de menor apertura (5 μm) cementados por cuarzo y calcita con morfologías *blocky* (Fig.6.3.37).

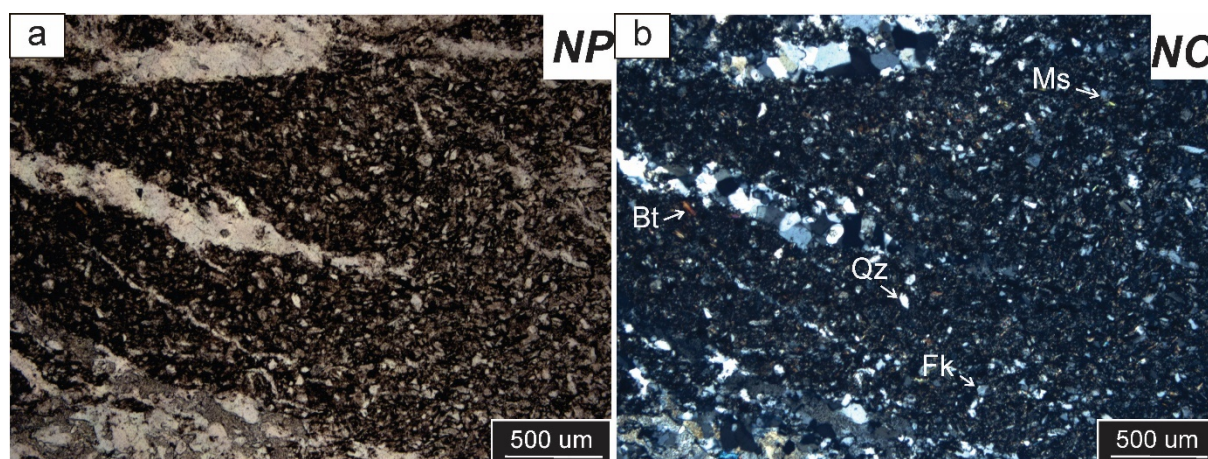


Figura 6.3.36: a-b) Microfábrica de una limolita gruesa cuarzo (Qm), feldespato (Fk), muscovita (Ms), biotita (Bt) y minerales arcillosos. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles paralelos (NP) y con nicoles cruzados (NC).

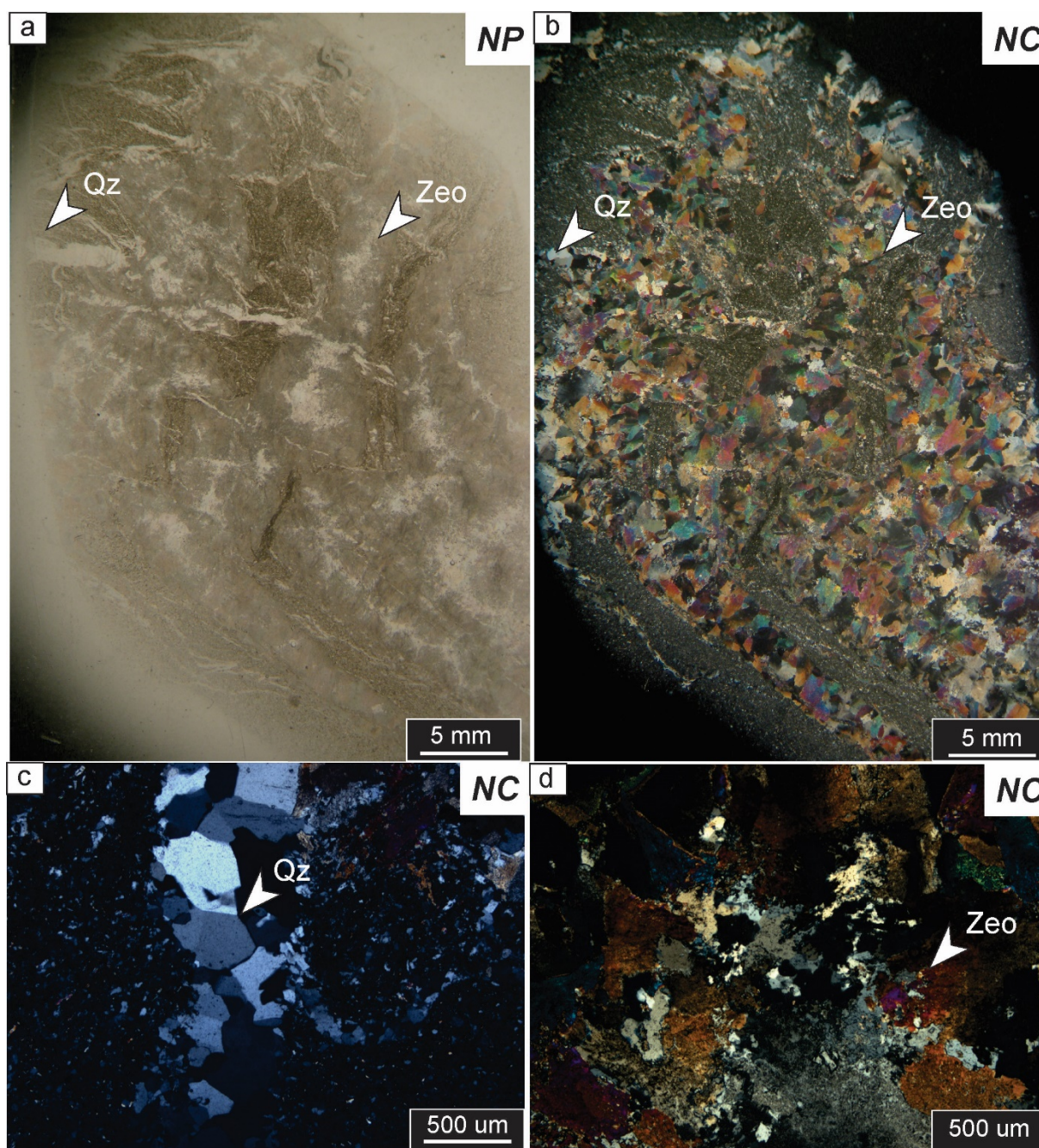


Figura 6.3.37: a-b) Fractura con bordes marcadamente sinuosos; c-d) Cemento constituido por cuarzo (Qz). e-f) Cemento constituido por cuarzo (Qz) y zeolitas (Zeo). Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y con nicols cruzados (NC).

Clasificación de venilla: Sintaxial

Morfología: *blocky*

Mineralogía: Qz+Zeo+Ca

6.4 Análisis de los cementos en fracturas

6.4.1 Cátodoluminiscencia (CL)

En esta sección se presentan los resultados obtenidos a partir de ensayos de cátodoluminiscencia aplicada a los cementos que rellenan las fracturas observadas en las tres secciones: basal, media y superior del pozo PANG0003. Este análisis es fundamental para entender la distribución y las características texturales de los cementos en fracturas, e integrar aspectos diagenéticos/tectónicos que influyen en la evolución y sellado de las mismas, ofreciendo a la vez una perspectiva evolutiva sobre los procesos que afectaron a la sucesión silicoclástica de la Formación Tunas.

6.4.1.1 Sección basal (901,70mbbp- 700 mbbp)

En la parte más profunda del pozo PANG0003 se reconocen los siguientes cementos carbonaticos.

Calcita de tipo *lattice bladed*: Es una calcita con maclas tipo I elongada en una dirección de bordes euhedrales con baja luminiscencia color rojo mate. Es común observarla como cemento de fracturas paralelas a la estratificación y en fracturas hidráulicas. Este tipo de calcita configura un diseño enrejado (Fig.6.4.1). Se observan en la muestra **M4** (Fig. 6.4.1a-b) y **M15** (Fig. 6.4.1c-d).

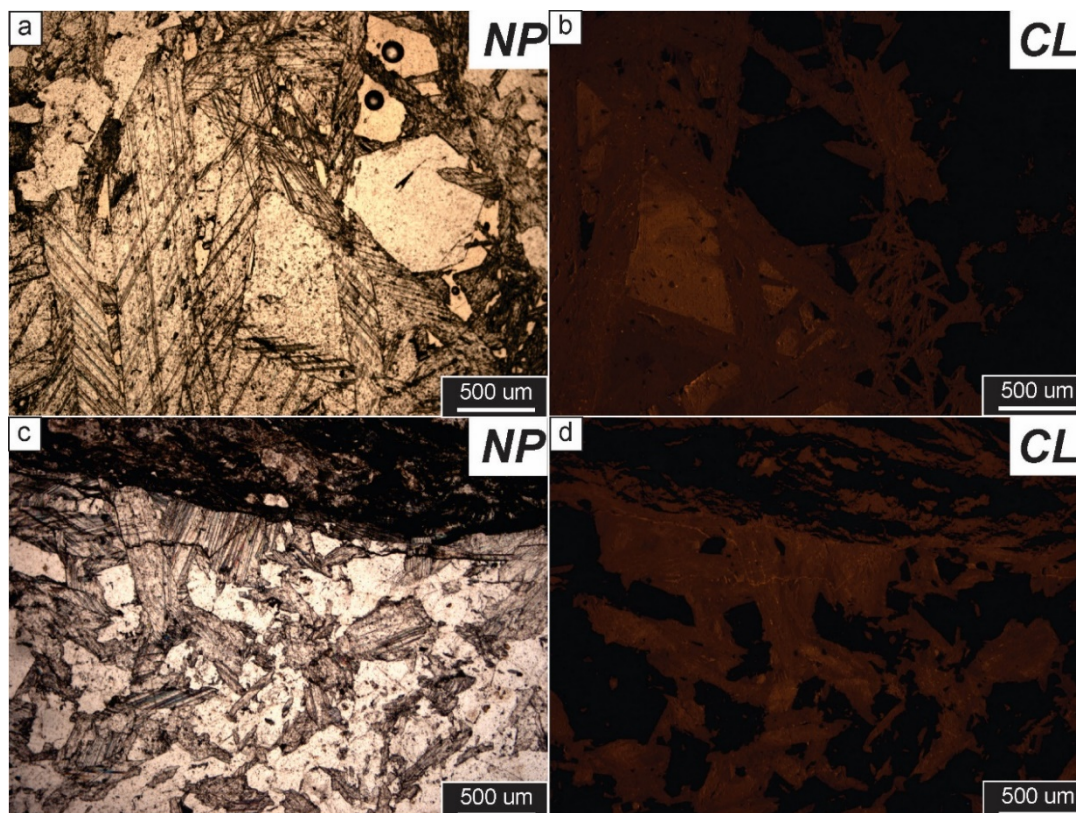


Figura 6.4.1: Calcita tipo *lattice bladed*. a-b) Muestra M4; c-d) Muestra 15. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y en cátodoluminiscencia (CL).

Calcita fibrosa: Este tipo de calcita de hábito fibroso con maclas tipo I tiene baja a moderada luminiscencia color marrón oscuro/rojo/naranja. Se encuentra únicamente en los *bedding parallel fibrous veins (beef)* presentes en las muestras **M30** (Fig.6.4.2 a-b), **M105** (Fig. 6.4.2c-d), **M129** (Fig. 6.4.2e-f). La diferente respuesta de luminiscencia en la calcita fibrosa identifica las diferentes generaciones de crecimiento del cemento fibroso.

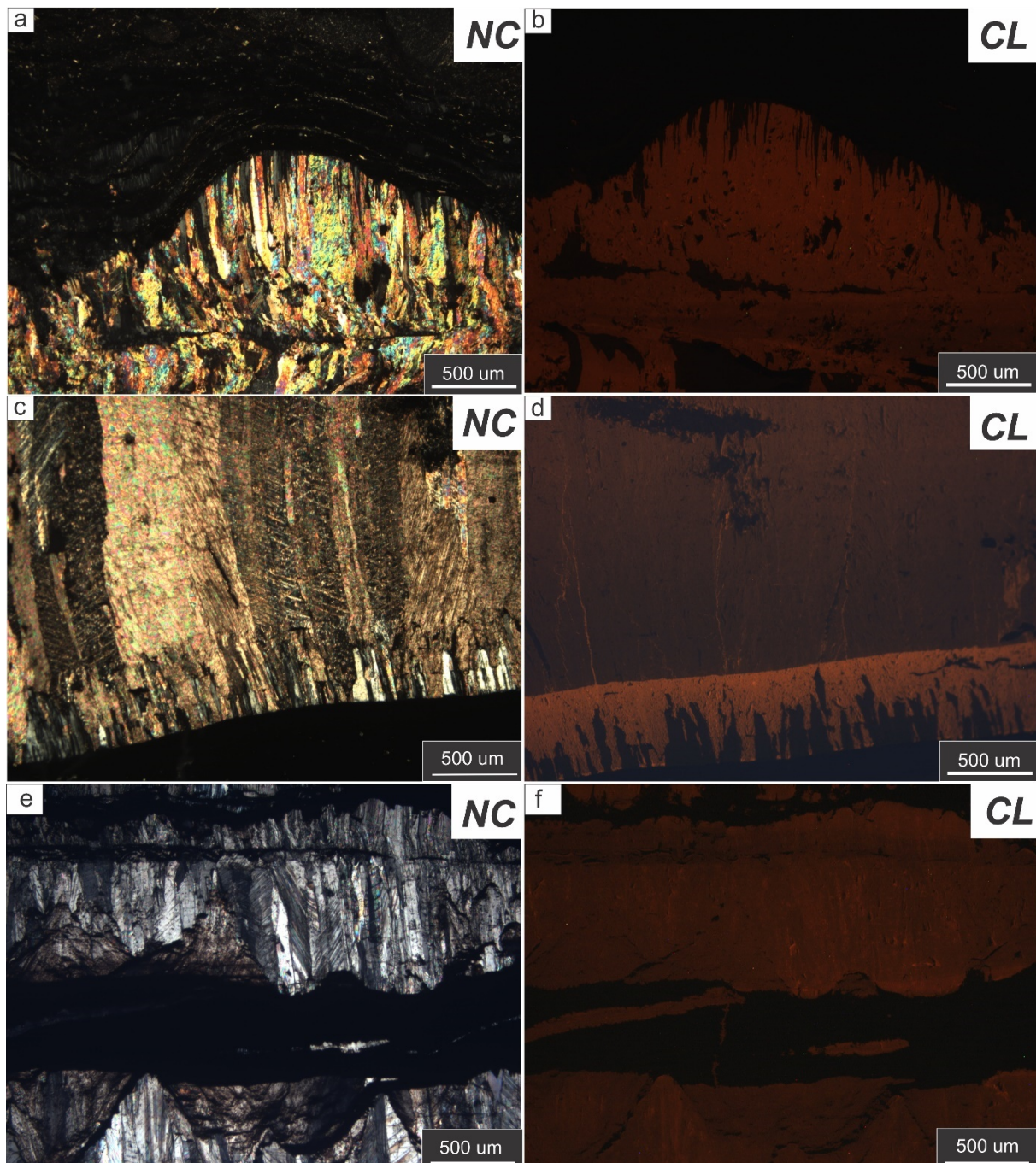


Figura 6.4.2: Calcita fibrosa en *beef*. a-b) Muestra M30; c-d) Muestra M105. e-f) Muestra M129. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles cruzados (NC) y en cátodoluminiscencia (CL).

Calcita con morfologías *blocky*: Es una calcita con maclas tipo I y II que se caracteriza por tener una moderada a alta luminiscencia color naranja presentando o no zonación interna. Se encuentra como cemento de fracturas paralelas y perpendiculares a la estratificación. Se reconocen en las muestras **M84**, **MSN**, **M122** y **M126** (Fig.6.4. 3a-b-c-d). Un segundo tipo de calcita de morfologías *blocky* tiene una baja a moderada luminiscencia color naranja con zonación interna (Fig.6.4.4 a-b-c-d).

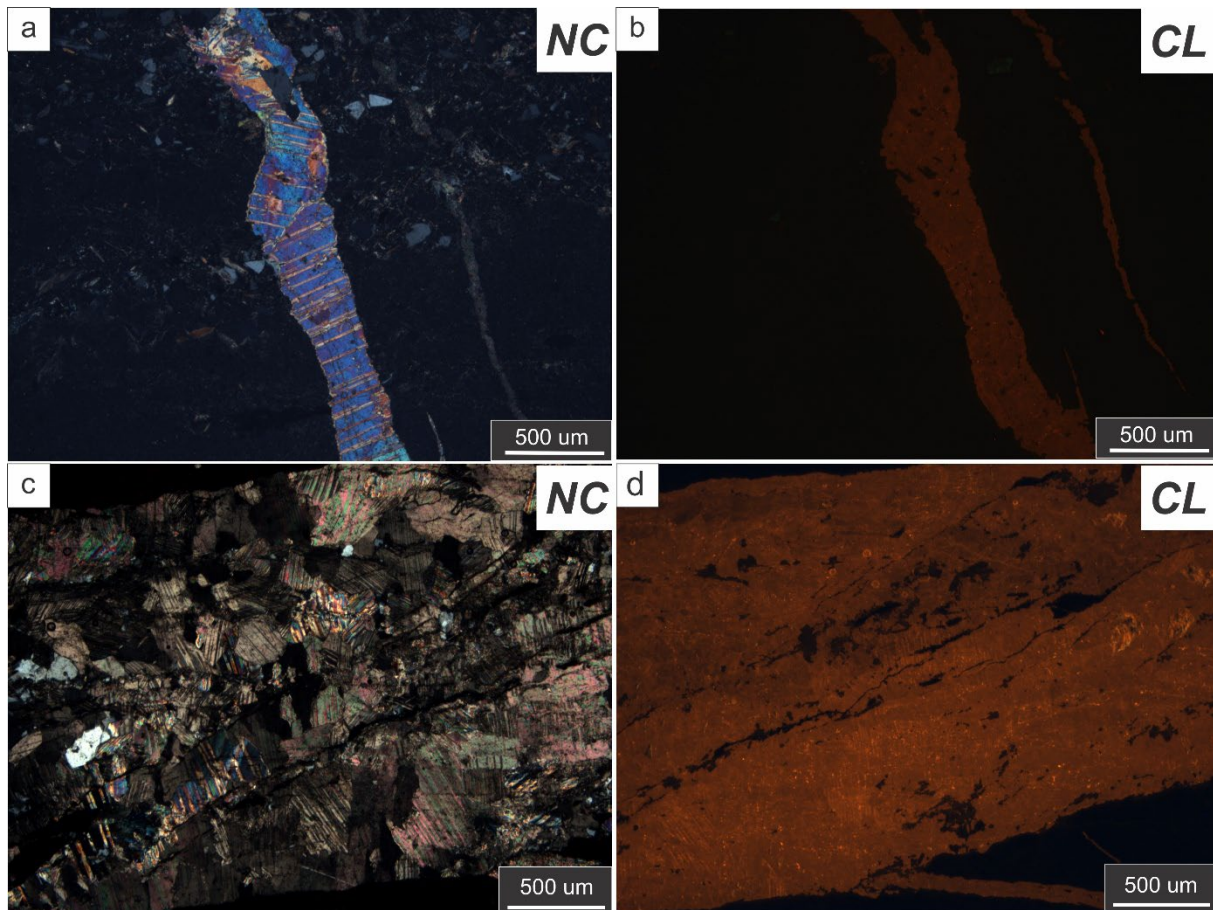


Figura 6.4.3: Calcita de morfologías *blocky*. a-b) Muestra MSN; c-d) Muestra 84. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicoles cruzados (NC) y en cátodoluminiscencia (CL).

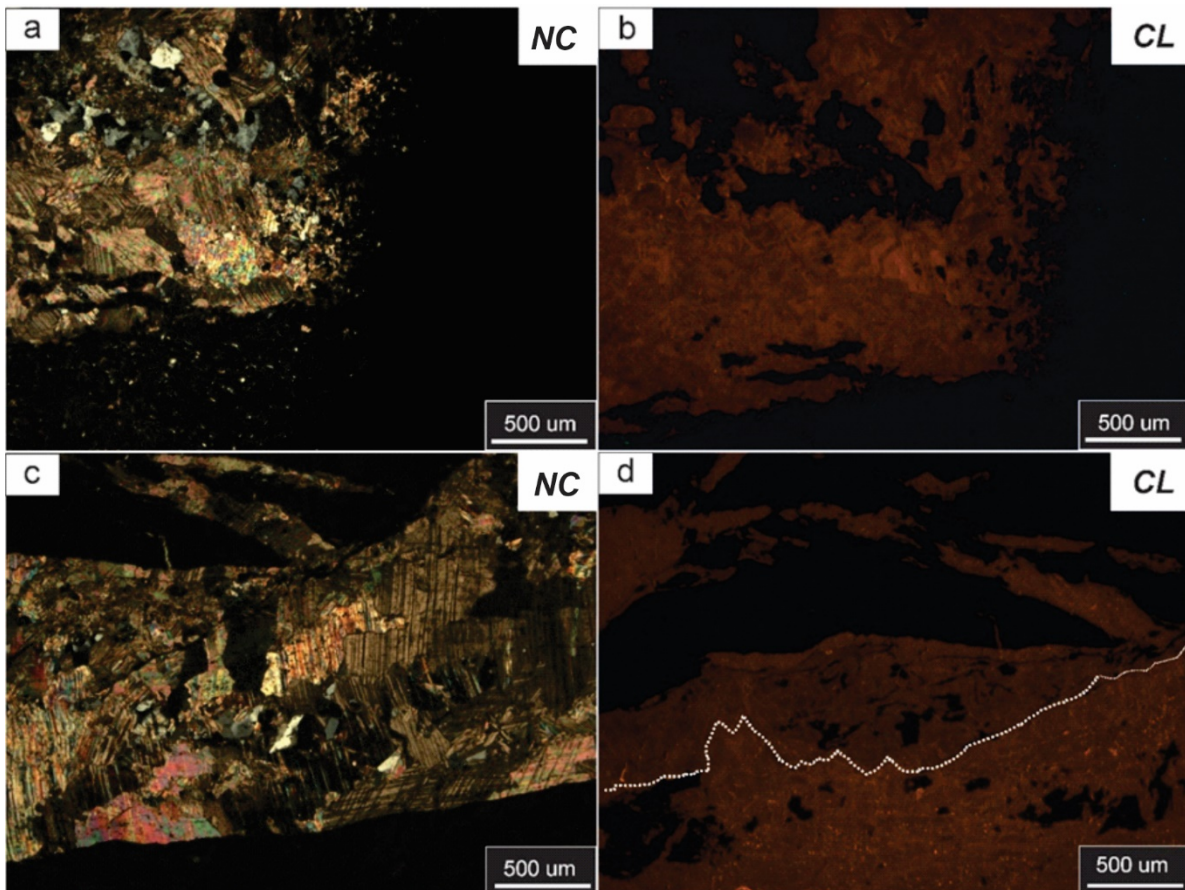


Figura 6.4.4: Calcita de morfologías *blocky*. a-b) Muestra M122; c-d) Muestra 126. Fotomicrografía con luz polarizada con nicols cruzados (NC) y en cátodoluminiscencia (CL).

Calcita de morfologías *blocky* en fracturas paralelas a la estratificación sin zonación interna. Este tipo de calcita se encuentra únicamente en la muestra M15 con alta luminiscencia color rojo mate (Fig.6.4.5)

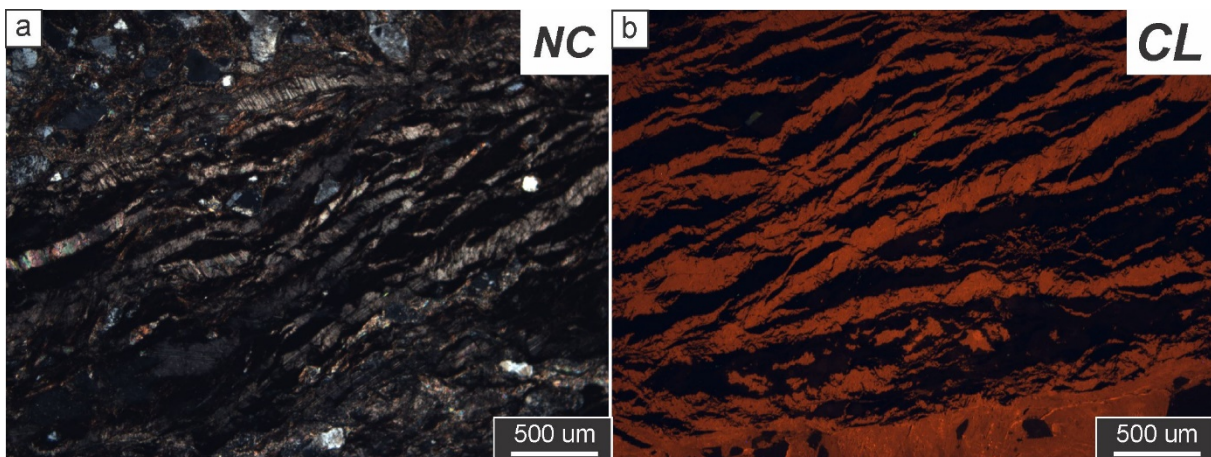


Figura 6.4.5: Calcita *blocky* en fracturas paralelas a la estratificación de la muestra M15. Fotomicrografía con luz polarizada con nicols cruzados (NC) y en cátodoluminiscencia (CL).

6.4.1.2 Sección media (700 mbbp- 500 mbbp)

En esta sección del pozo PANG0003 se reconocen los siguientes cementos carbonáticos.

Calcita de tipo *lattice bladed*: Es una calcita que se presenta con maclas tipo I elongada en una dirección dispuestas en un diseño enrejado que presenta una baja luminiscencia color rojo mate. Esta presente como cemento en fracturas paralelas a la estratificación (*shear veins*) en las muestras **M233** (Fig.6.4.6 a-b), **M237** (Fig.6.4.6c-d), **M238** (Fig.6.4.6e-f).

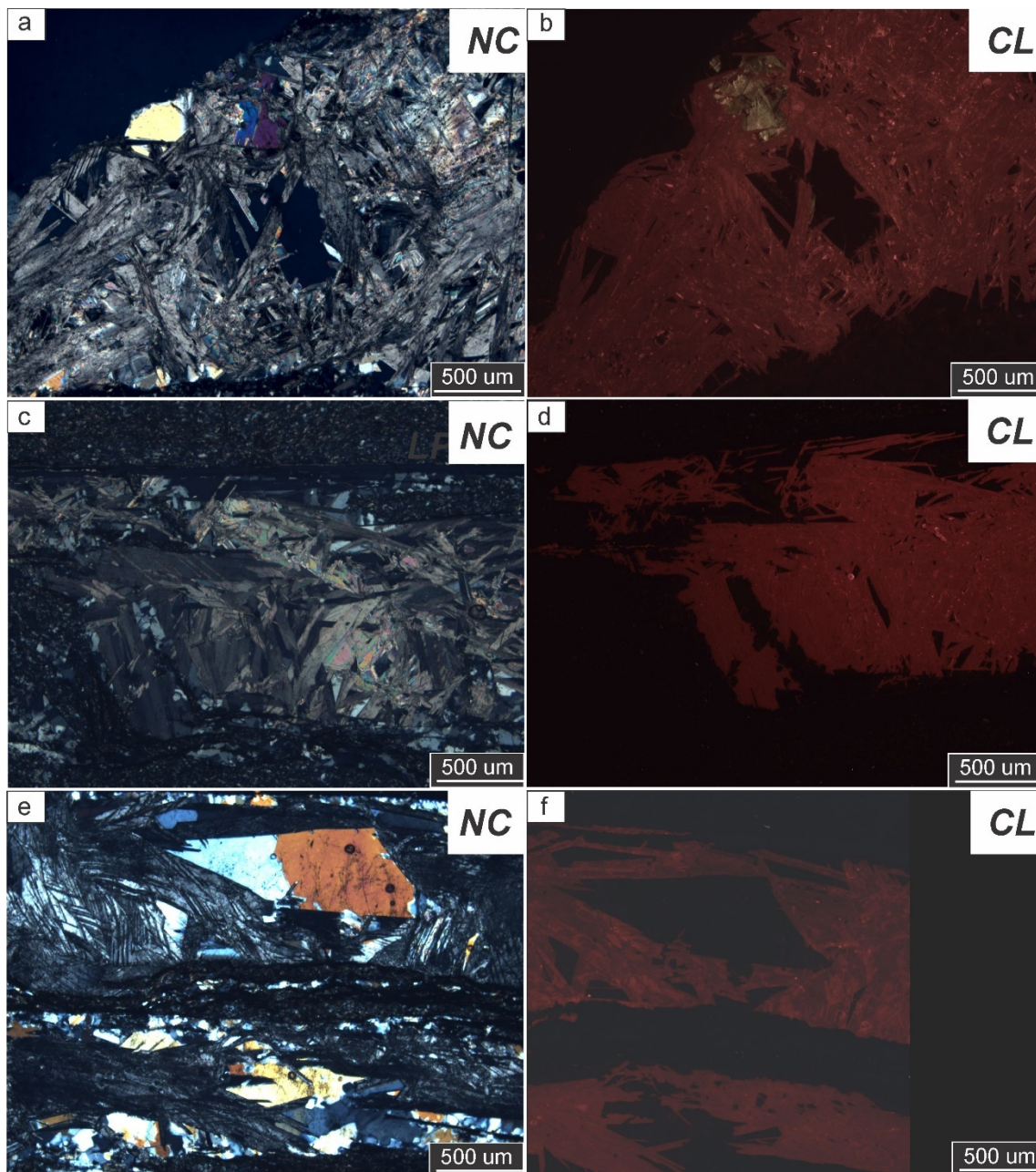


Figura 6.4.6: Calcita de morfologías *lattice bladed*. a-b) Muestra M233; c-d) Muestra 237; e-f) Muestra 238. Luz polarizada (LP); cátodoluminiscencia (CL). Fotomicrografía con luz polarizada con nicoles cruzados (NC) y en cátodoluminiscencia (CL).

Calcita con morfologías *blocky*: Es una calcita con maclas tipo I y/o II con moderada alta luminiscencia color rojo y naranja. Esta presente como cemento junto a la calcita *bladed* en las fracturas paralelas a la estratificación, *shear veins* (Fig. 6.4.7a-b).

La calcita con morfologías *blocky* son reemplazadas por la calcita *lattice bladed*. Esta relación se puede ver en el cemento carbonatico presente en la muestra M237(Fig.6.4.7c-d).

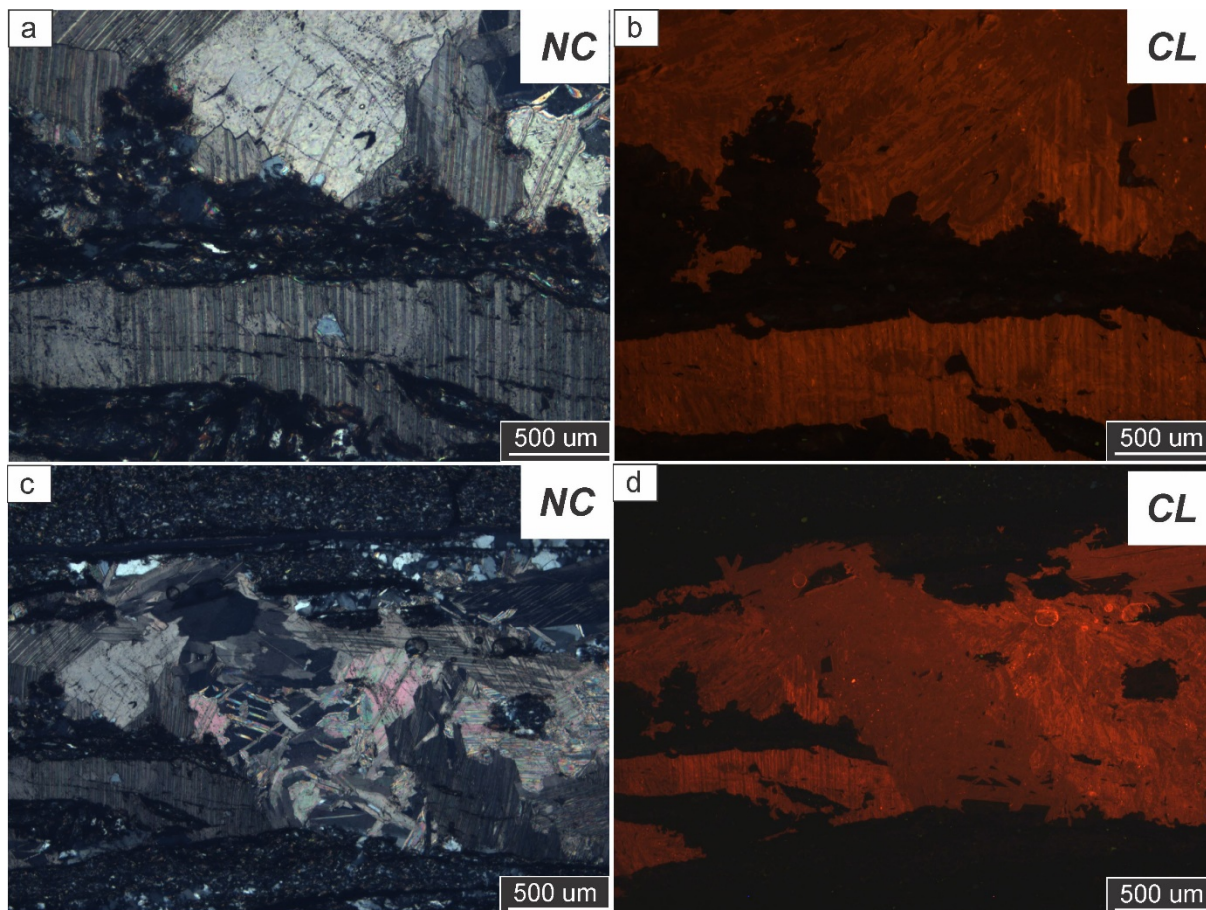


Figura 6.4.7: Calcita de morfologías *blocky*. a-b-c-d) Muestra M237. Fotomicrografía con luz polarizada con nicoles cruzados (NC) y en cátodoluminiscencia (CL).

6.4.1.3 Sección superior (500 mbbp- 171,4 mbbp)

En la parte superior del pozo PANG0003 se reconocen los siguientes cementos carbonáticos y zeolíticos.

Cemento zeolítico: Mineral del grupo de las zeolitas con alta luminiscencia de color verde, es común encontrarlas en el sistema de fracturas interconectadas presentes en la muestra **M272**. A partir de su respuesta se distinguen las dos generaciones de crecimiento del cemento zeolítico (Fig.6.4.8). Este tipo de cemento además se reconoce en menor proporción en las muestras **M233** y **M240** pertenecientes a la sección media del pozo.

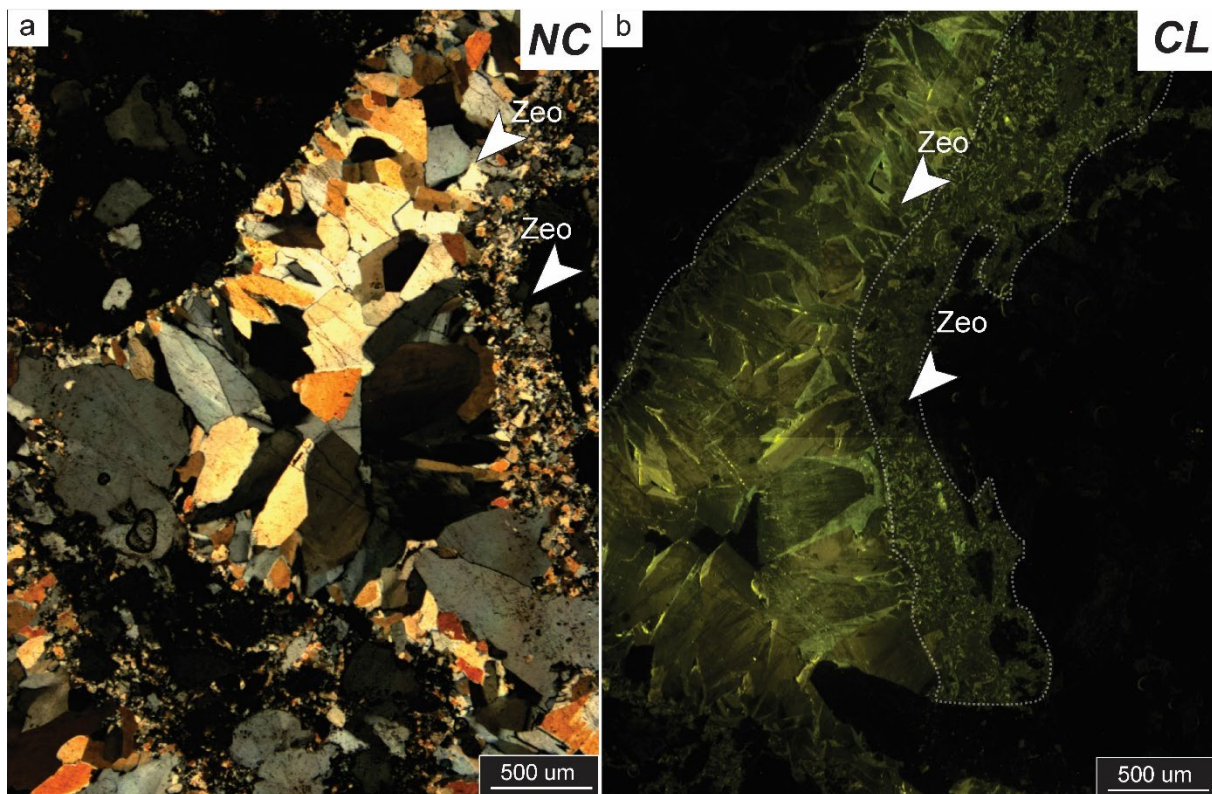


Figura 6.4.8: Cemento zeolítico. a-b) Muestra 272. Fotomicrografía con luz polarizada con nicoles cruzados (NC) y en cátodoluminiscencia (CL).

El cuarzo como cemento se presenta con diferentes características. Puede estar limpio y sin evidencias de deformación (Fig. 6.4.9a-b), con evidencias de deformación (recristalización dinámica y extinción ondulante) (Fig. 6.4.9c-d) y bien con hábito fibroso en todos los casos sin respuesta al ensayo de luminiscencia (Fig. 6.4.9e-f).

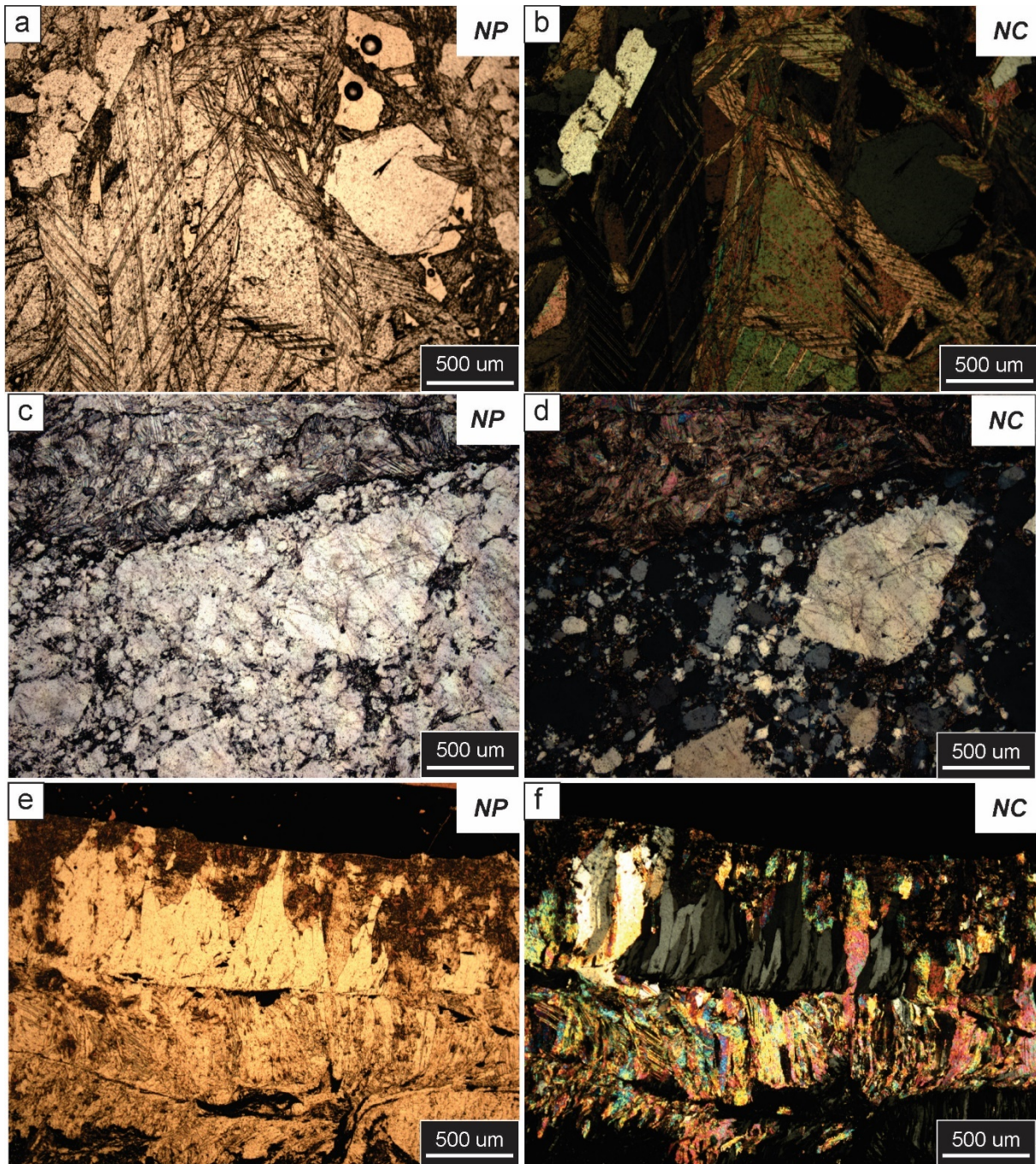


Figura 6.4.9: a-b) Cuarzo con morfologías *blocky* euhedrales sin evidencias de deformación; c-d) Cuarzo con morfologías subhedrales-anhedrales con evidencias de deformación (recristalización dinámica); e-f) Cuarzo de hábito fibroso. Fotomicrografía bajo luz polarizada con nicols paralelos (NP) y cruzados (NC).

6.4.2 Paragénesis

6.4.2.1 Sección basal

El análisis petrográfico y microtextural de las fracturas permitió establecer la secuencia paragénetica de los cementos minerales correspondientes a las muestras de la sección basal. La secuencia registrada se inicia con la precipitación de cuarzo con morfología *blocky* (Qz I), identificado como la fase mineralógica más temprana. Este primer cuarzo es afectado por un primer mecanismo de deformación, caracterizado por cataclasis también en la roca de caja. Evidenciado por la presencia de una zona de *gouge* y granos de roca de caja fracturados.

Posteriormente, se desarrolla una primera generación de calcita (Ca I), que presenta morfologías *bladed* y *blocky*, con maclas bien desarrolladas. Un segundo evento de deformación, vinculado a procesos de cizalla, afecta a ambos minerales cementantes (cuarzo y calcita). Este evento es registrado localmente y se encuentra evidenciado por la presencia de estructuras tipo S-C y la formación de un micropliegue.

Luego, se registra la precipitación de una segunda generación de calcita (Ca II), también con morfología *blocky* y con presencia de maclas. A esta etapa le sigue la incorporación de una segunda fase de cuarzo cementante, de morfología anhedral (Qz II).

Finalmente, se identifica un tercer mecanismo de deformación, asociado a la formación de superficies de estilolitización, que afecta particularmente a la calcita *blocky* (Fig.6.4.10).

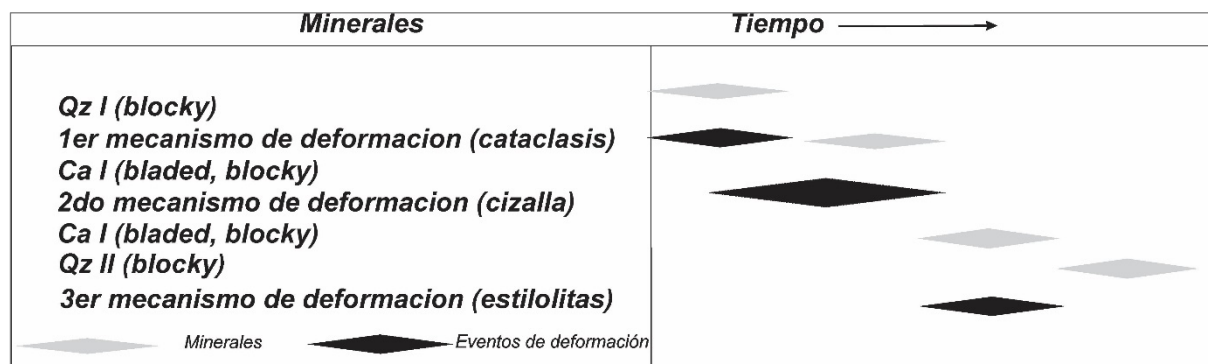


Figura 6.4.10: Paragénesis para la sección basal del pozo PANG0003. En la figura se presentan los diferentes mecanismos de deformación involucrados junto con la mineralogía cementante. En color gris se representan los minerales cementantes, mientras que en negro se representan los eventos de deformación.

Paragénesis en los *beef veins* (*bedding-parallel fibrous veins*)

Las muestras correspondientes a los *beef veins* presentan una paragénesis diferenciada respecto del resto de las muestras de la sección basal. Se caracterizan por la dominancia de cementos fibrosos de calcita y cuarzo, organizados en diferentes generaciones y afectados por un único evento de deformación.

La secuencia inicia con la precipitación de una primera generación de calcita fibrosa (Ca I), dispuesta desde una línea media hacia los márgenes de las fracturas. Esta calcita es afectada por un evento de cizalla, manifestado por la disposición en ángulo de los cristales fibrosos.

Luego, se desarrolla una segunda generación de calcita fibrosa (Ca II), que aparece como un sobrecrecimiento claro de la generación anterior. Esta generación mantiene la morfología fibrosa sin cizalla. A continuación, se identifica una tercera generación de calcita fibrosa (Ca III), que representa un último episodio de cementación carbonática.

Finalmente, se registra la precipitación de cuarzo fibroso tardío (Qz II), correspondiente al último episodio de relleno del sistema de fracturas, que reemplaza pseudomórficamente a las tres generaciones previas de calcita fibrosa (Fig.6.4.11).

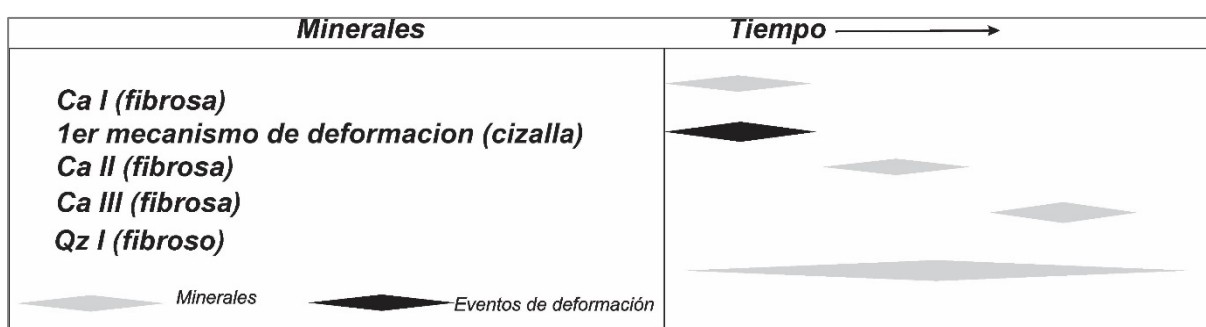


Figura 6.4.11: Paragénesis para la sección basal del pozo PANG0003 (*beef*). Se presentan las tres generaciones de calcita junto con un solo mecanismo de deformación. En color gris se representan los minerales cementantes, mientras que en negro se representan los eventos de deformación.

6.4.2.2 Sección media

El análisis petrográfico de las fracturas permitió establecer la secuencia paragénetica de los cementos minerales correspondientes a las muestras de la sección media. Los minerales cementantes predominantes en esta sección incluyen cuarzo con morfologías *blocky*, euhedrales y anhedrales, calcita con morfologías *bladed* y *blocky*, y minerales del grupo de las zeolitas, los cuales no se registran en la sección basal.

La secuencia paragénetica de la sección media inicia con la precipitación de cuarzo de morfología *blocky*, considerado el primer mineral cementante. Contemporáneamente con este cuarzo, cementan las fracturas también minerales del grupo de las zeolitas.

El segundo mineral en la secuencia es la calcita, que se presenta con morfologías *blocky* y *bladed*. En particular, la calcita *bladed* muestra evidencias de deformación por cizallamiento, con cristales dispuestos en forma paralela y en ángulo respecto a las paredes de las fracturas. A partir de las relaciones entre ambos minerales se infiere que la calcita *blocky* precipitó antes que la *bladed* (Fig.6.4.12).

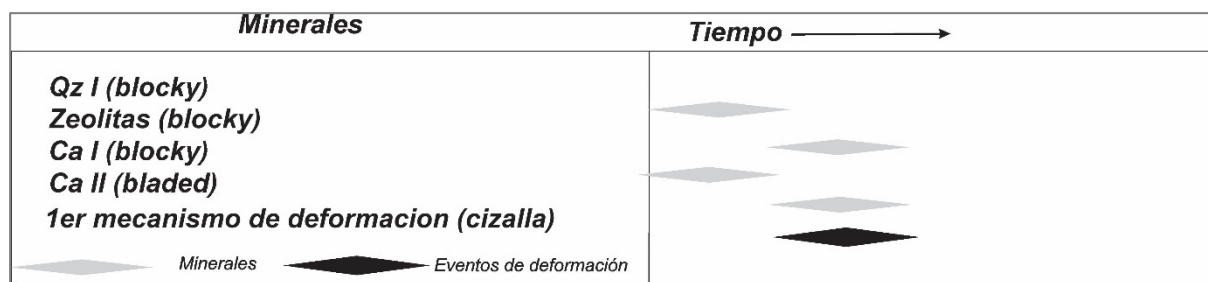


Figura 6.4.12: Paragénesis para la sección media del pozo PANG0003. Se presentan las fases minerales cementantes junto con un único de evento de deformación. En color gris se representan los minerales cementantes, mientras que en negro se representan los eventos de deformación.

6.4.2.3 Sección superior

El análisis paragenético de la sección superior del pozo revela la presencia de los mismos minerales cementantes identificados en las secciones basal y media: zeolitas, cuarzo y calcita. La secuencia paragenética comienza con la cristalización temprana de zeolitas, que representan la primera fase de cementación. De forma casi contemporánea, se registra la precipitación de cuarzo con morfologías *elongated blocky*. Posteriormente, se desarrolla una segunda generación de zeolitas, evidenciando un nuevo pulso de mineralización. Finalmente, la calcita se incorpora como último cemento mineral, cortando venillas previamente cementadas por zeolitas y cuarzo, lo que confirma su formación en una etapa posterior del proceso diagénético (Fig.6.4.13).

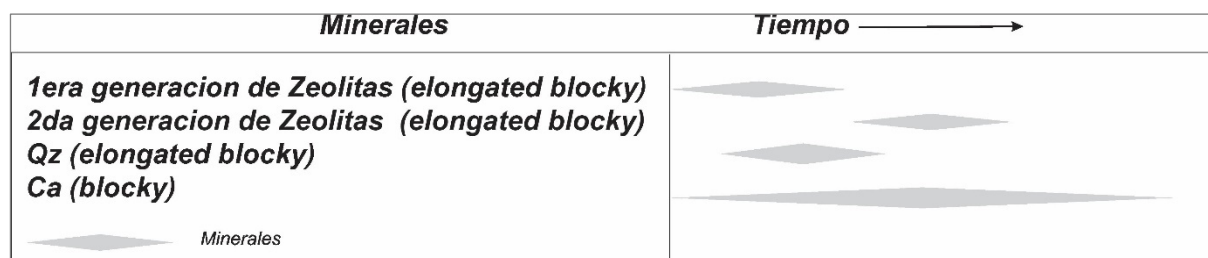


Figura 6.4.13: Paragénesis para la sección superior del pozo PANG0003. Se presentan las dos generaciones de zeolitas. En color gris se representan los minerales cementantes.

6.4.3 Difractometría de rayos x (DRX)

Los DRX obtenidos de las muestras de cementos permitieron identificar las fases mineralógicas presentes y cuantificar la proporción relativa de cada fase. Este análisis es fundamental para caracterizar la composición de los cementos, ya que los minerales presentes pueden influir tanto en el comportamiento mecánico de las fracturas como en los procesos diagenéticos que las afectan.

6.4.3.1 Sección basal (901,70 mbbp- 700 mbbp)

Las muestras seleccionadas para los ensayos de DRX se presentan en la tabla 6.4.1.

Box	Muestra	Profundidad (mbbp)
262	M4	898,70
258	M15	886,10
254	M26	854
246	M35	860,6

Tabla 6.4.1: Muestras de la sección basal en las que se realizaron ensayos DRX.

Los difractogramas resultantes de las muestras analizadas muestran picos bien definidos, aquellos más intensos localizados en las posiciones 2θ de $29,4^\circ$ y $26,6^\circ$. El pico más intenso localizado a los $29,4^\circ$ corresponde a la fase de calcita, cuya presencia es dominante en la muestra. Mientras que el pico a los $26,6^\circ$ indican la presencia de cuarzo, otro mineral común que también se identificó mediante microscopía óptica convencional reforzando la validez de los resultados obtenidos (Fig.6.4.14).

En el caso particular de la muestra M15, el patrón de difracción de rayos X revela además de la presencia de calcita y cuarzo, fases arcillosas como la illita y la clorita en menor proporción. La illita y clorita tienen sus picos más intensos en las posiciones de los ángulos 2θ de $8,8^\circ$ y $12,5^\circ$ respectivamente, característicos para la precisión en su identificación (Fig.6.4.14).

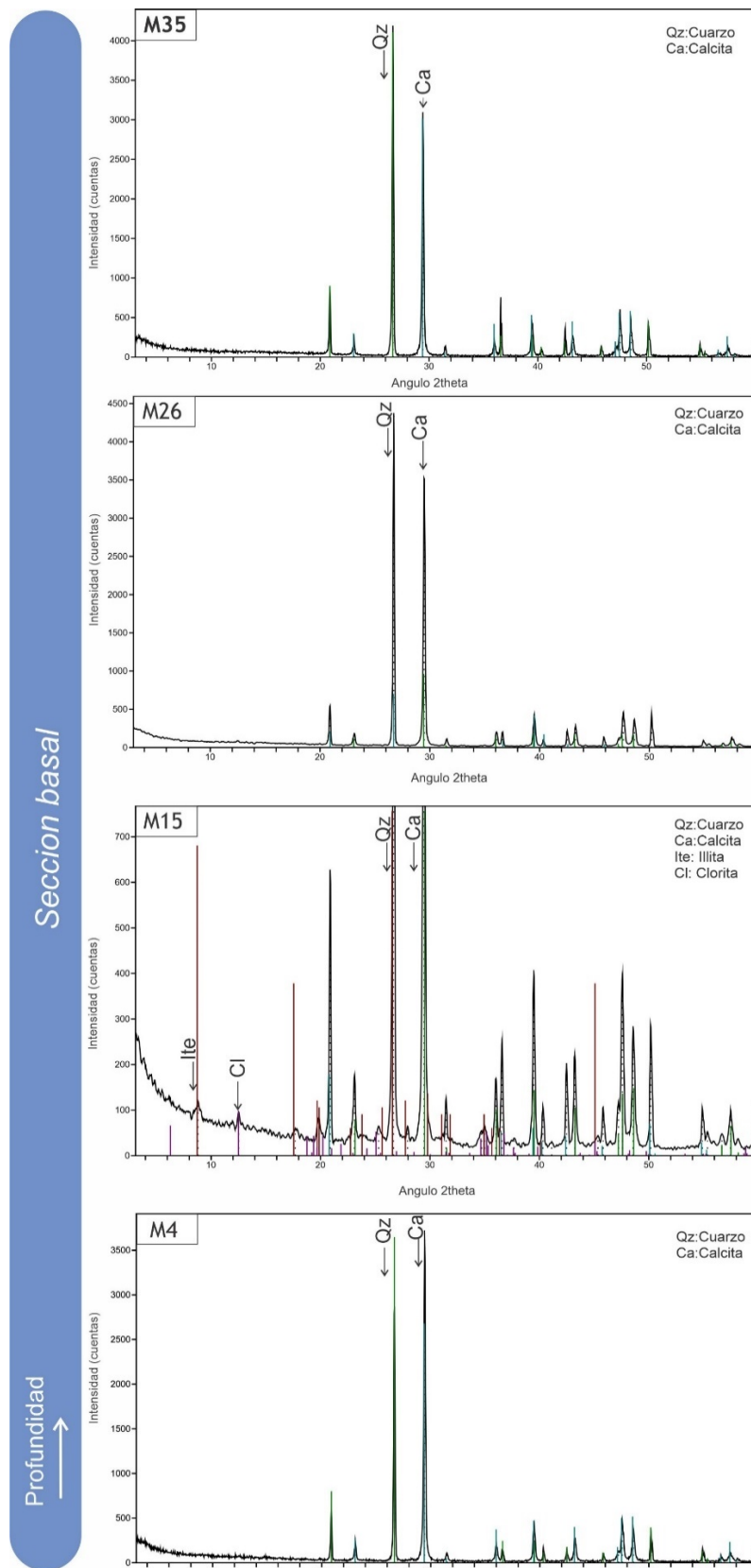


Figura 6.4.14: Difractogramas de rayos X de muestras de cementos de fracturas para la sección basal del pozo PANG0003.

6.4.3.2 Sección media (700 mbbp- 500 mbbp)

Las muestras seleccionadas para los ensayos de DRX se presentan en la tabla 6.4.2.

Box	Muestra	Profundidad (mbbp)
147	M216	581,70
187	M166	693,22

Tabla 6.4.2: Muestras de la sección media en las que se realizaron ensayos DRX.

Los patrones de difracción de rayos X de las muestras de los cementos comparten similitudes con los obtenidos para la sección basal.

Los picos bien definidos ocurren en las posiciones 2θ en los ángulos para las fases minerales de calcita y cuarzo respectivamente (Fig.6.4.15).

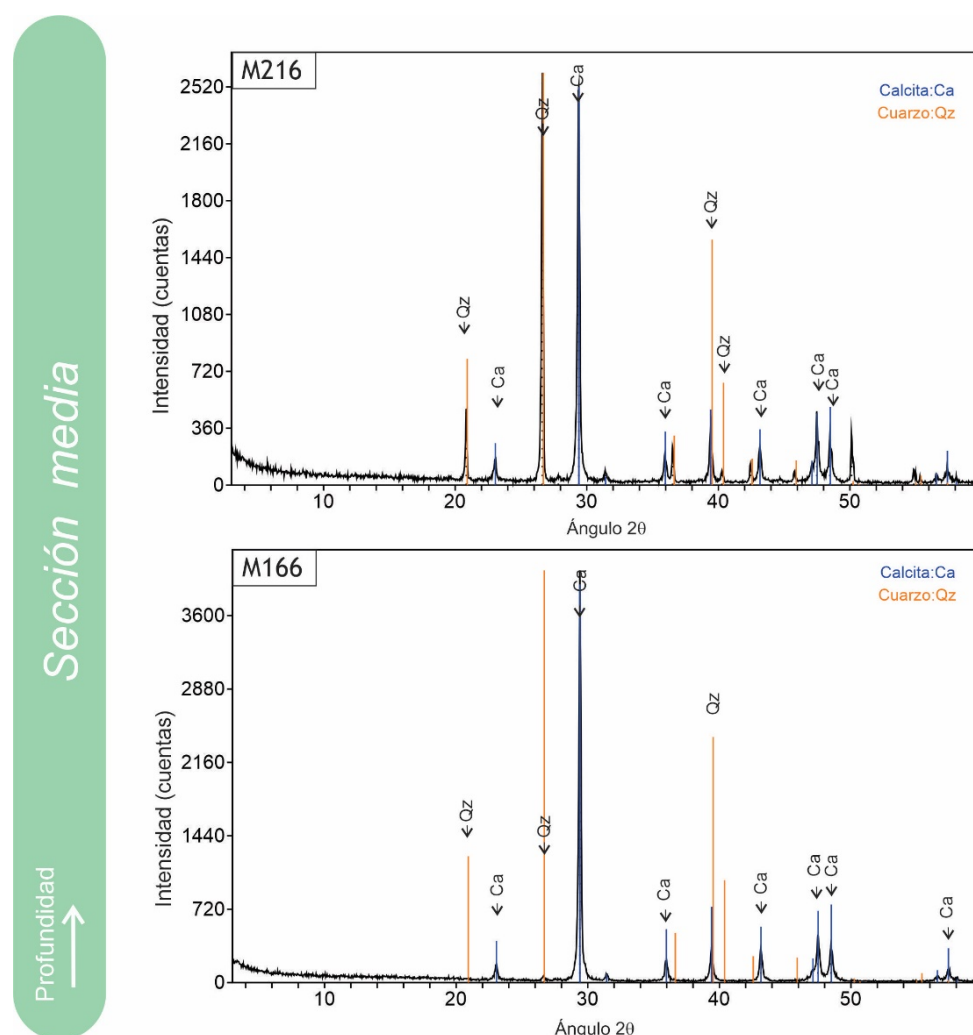


Figura 6.4.15: Difractogramas de rayos X de muestras de cementos de fracturas para la sección media del pozo PANG0003.

6.4.3.3 Sección superior (500 mbbp- 171,4mbbp)

Las muestras seleccionadas para los ensayos de DRX se presentan en la tabla 6.4.3.

Box	Muestra	Profundidad (mbbp)
10	M368	198,9
29	M343	250,3
40	M328	282,7
74	M300	378,20

Tabla 6.4.3: Muestras de la sección media en las que se realizaron ensayos DRX.

Los difractogramas de DRX aquí obtenidos se diferencian de las muestras de las anteriores secciones del pozo estudiado.

Los patrones de difracción de rayos X, además de evidenciar las fases minerales más comunes, representadas por los picos de mayor intensidad correspondientes a la calcita y el cuarzo, también destacan picos característicos de minerales del grupo de las zeolitas. La zeolita predominante es la laumontita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$), y en la muestra M300, en particular, se observa la presencia de prehnita (Fig.6.4.16).

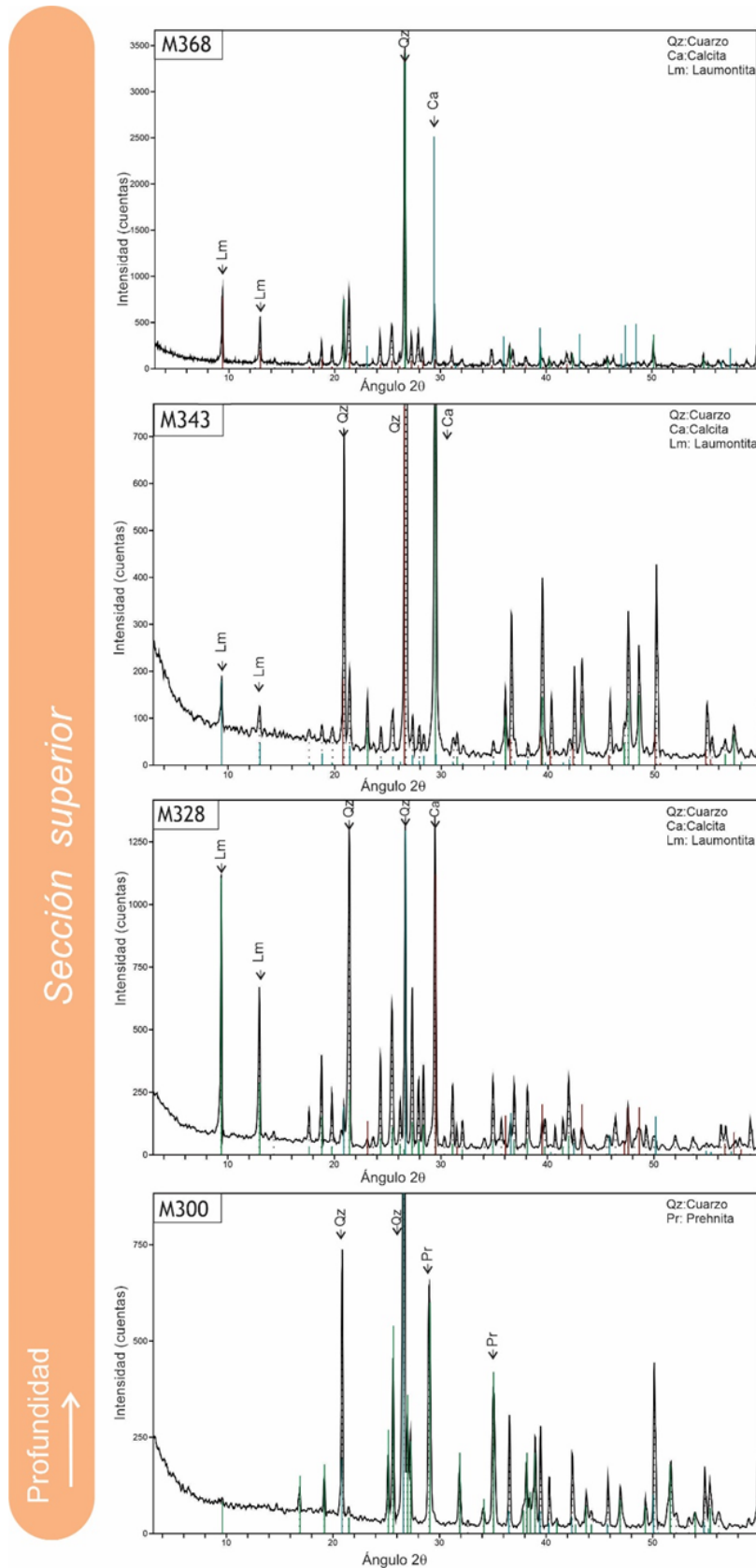


Figura 6.4.16: Difractogramas de rayos X de muestras de cementos de fracturas para la sección superior del pozo.

6.4.4 Microanálisis de rayos X por energía dispersada (SEM-EDS) bajo microscopio electrónico de barrido.

Este ensayo se realizó en una muestra representativa de la sección media del pozo PANG0003 para complementar los resultados de obtenidos de CL y DRX.

Mediante el uso de microscopio electrónico de barrido se obtuvieron imágenes de alta resolución de la superficie (Fig. 6.4.17 a-b) y mediante el sistema EDS se identificaron y cuantificaron los elementos presentes en la muestra. Sobre la muestra M233 se realizaron ensayos por área, lineales y puntuales en sectores de interés. El primero de los ensayos consiste en detectar los principales elementos presentes que componen los minerales, es decir su composición elemental. La primera sección ensayada revela que los elementos dominantes son el Silicio (Si), Calcio (Ca), Oxígeno(O) y Aluminio (Al; Fig.6.4.17c) mientras que el magnesio (Mg) no es detectado en la estructura mineral.

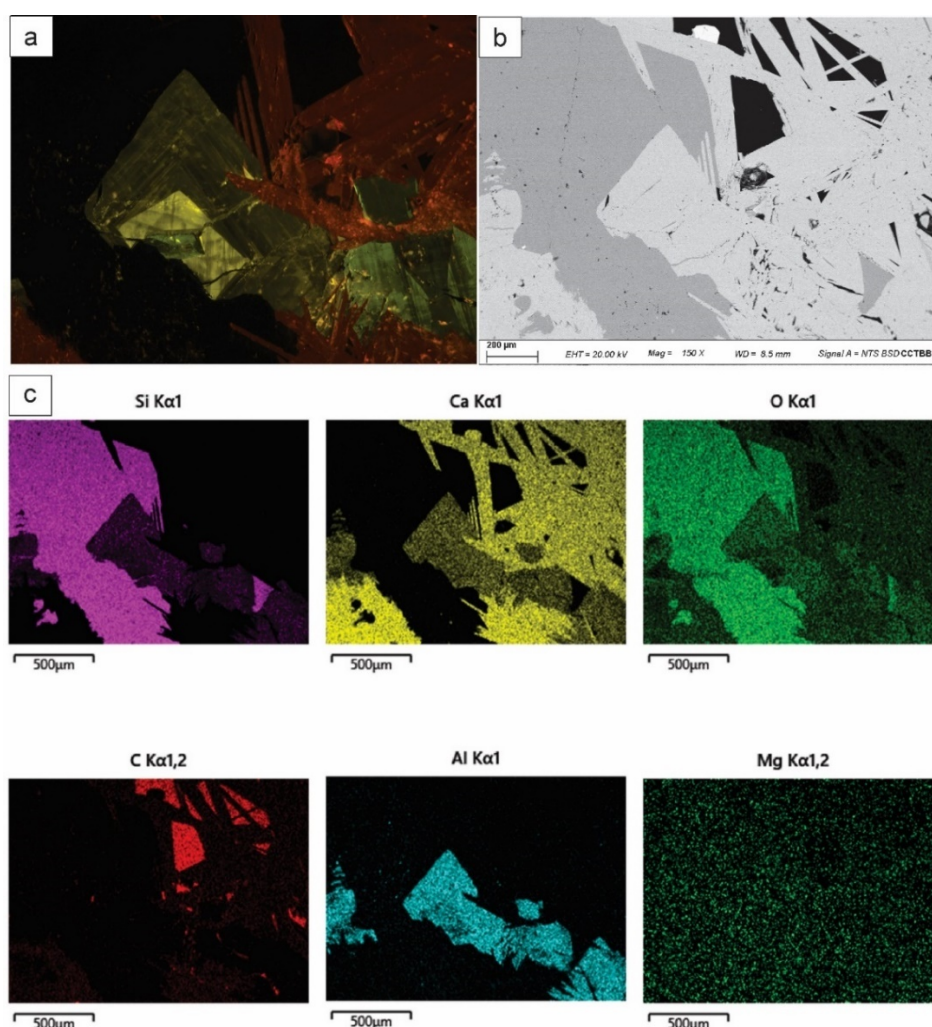


Figura 6.4.17: a) Área seleccionada para realizar los ensayos de espectrometría por energía dispersada (EDS); b) Imagen en SEM de la primera área ensayada; c) Composición elemental identificada mediante EDS.

La segunda sección ensayada (Fig. 6.4.18a-b) comparte los mismos elementos dominantes: Silicio (Si), Calcio (Ca), Oxígeno (O) y Aluminio (Al; Fig. 6.4.18c) mientras que el Potasio (K) no es detectado (Fig. 6.4.18c).

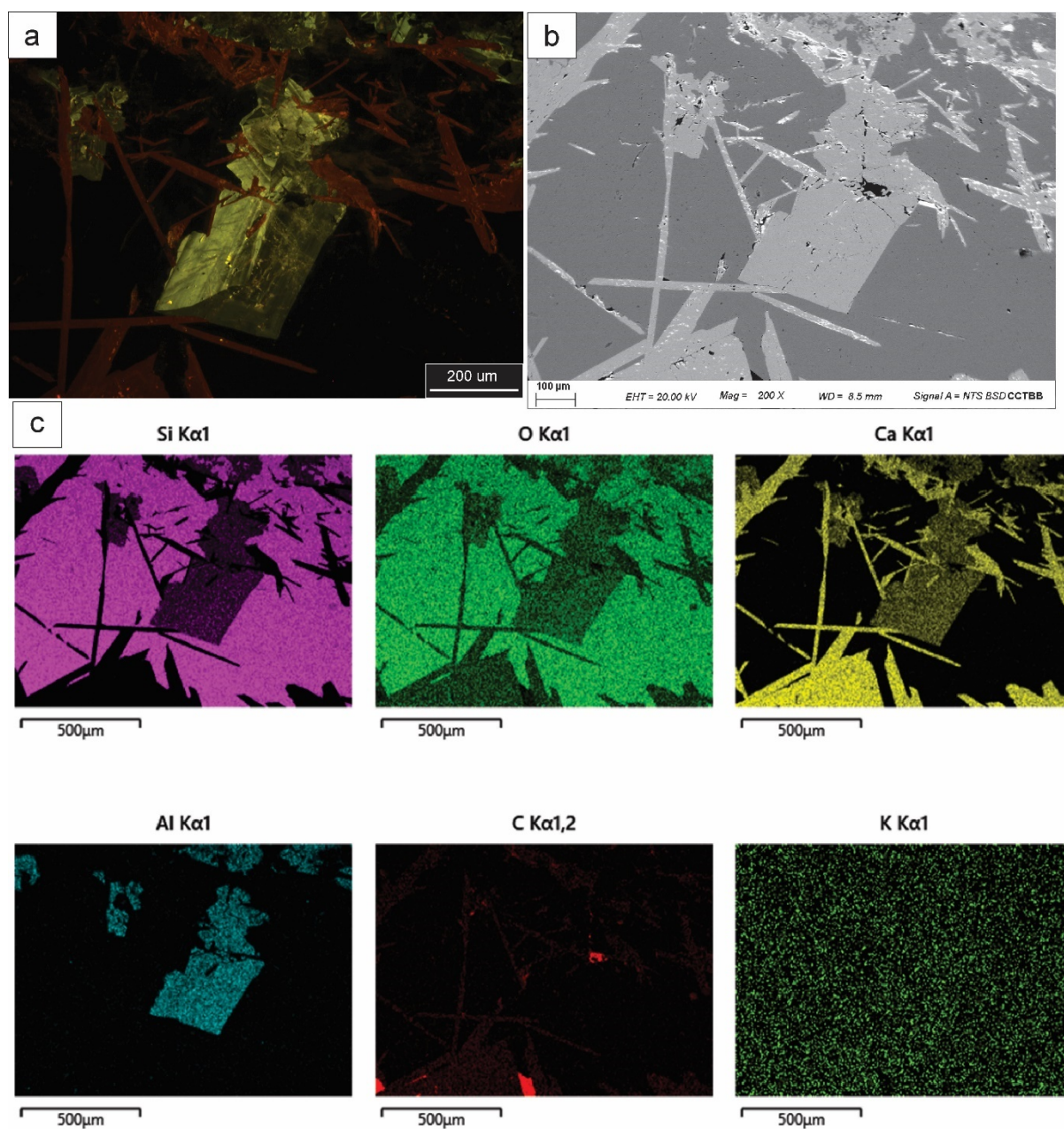


Figura 6.4.18: a) Área seleccionada para realizar los ensayos EDS; b) Imagen en SEM de la segunda área ensayada; c) Composición elemental identificada mediante EDS.

Los ensayos lineales consistieron en trazar una línea de muestreo perpendicular a los minerales presentes para identificar la variación en su composición. En el primer muestreo lineal, se interceptan dos minerales: en el primero, en Silicio (Si) y el Oxígeno (O) son los elementos principales correspondientes al cuarzo y un segundo mineral compuesto por Silicio

(Si), Oxígeno (O), Calcio (Ca) y Aluminio (Al) asignable a laumontita del grupo de las zeolitas (Fig.6.4.19a-b). En el segundo muestreo se detecta un mineral compuesto por Silicio (Si), Oxígeno (O) y Calcio (Ca) identificable como calcita y otro mineral con Silicio (Si), Oxígeno (O), Calcio (Ca) y Aluminio (Al) correspondiente a laumontita (Fig. 6.4.20 a-b).

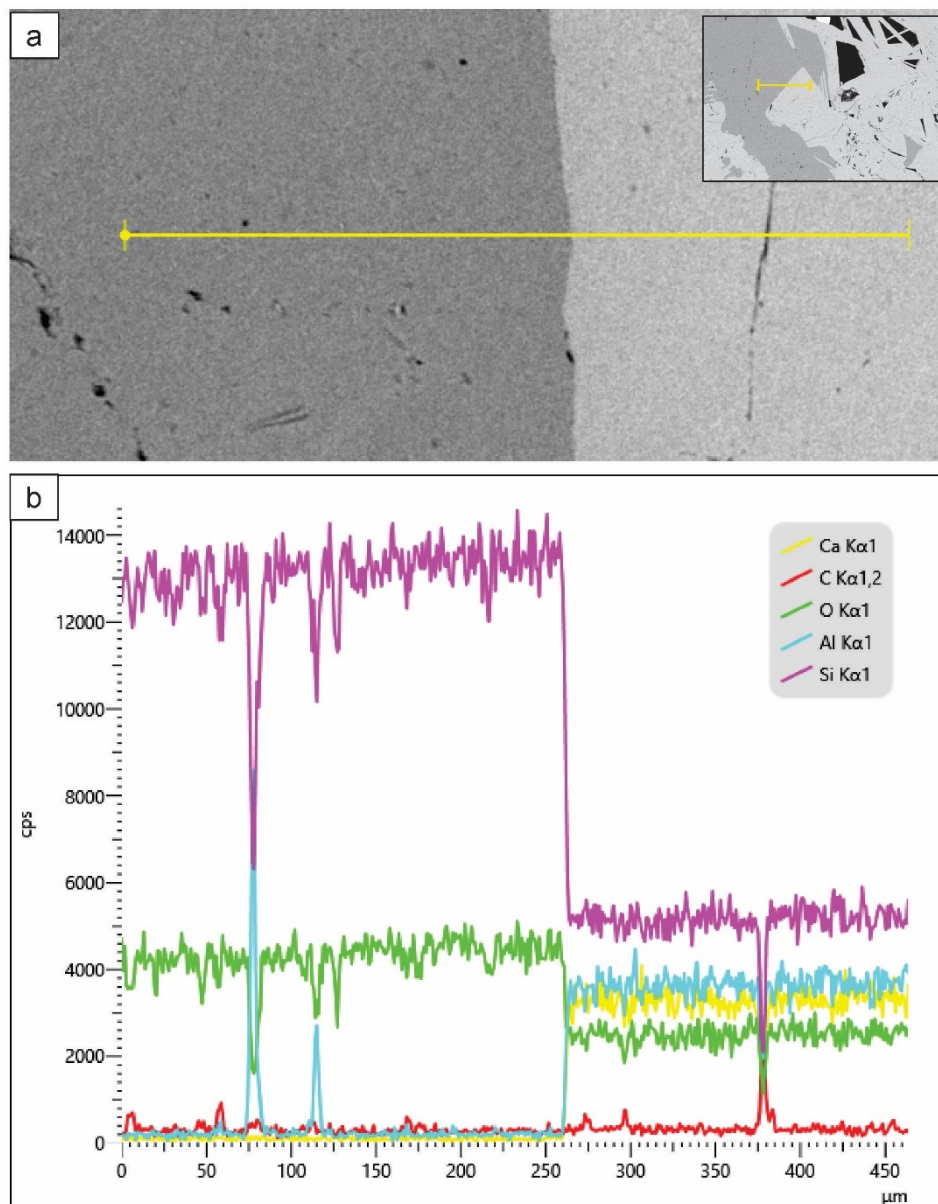


Figura 6.4.19: a) Sección analizada y línea de muestreo; b) Elementos detectados a lo largo del muestreo lineal obtenidos de una muestra proveniente de la sección media del pozo PANG0003.

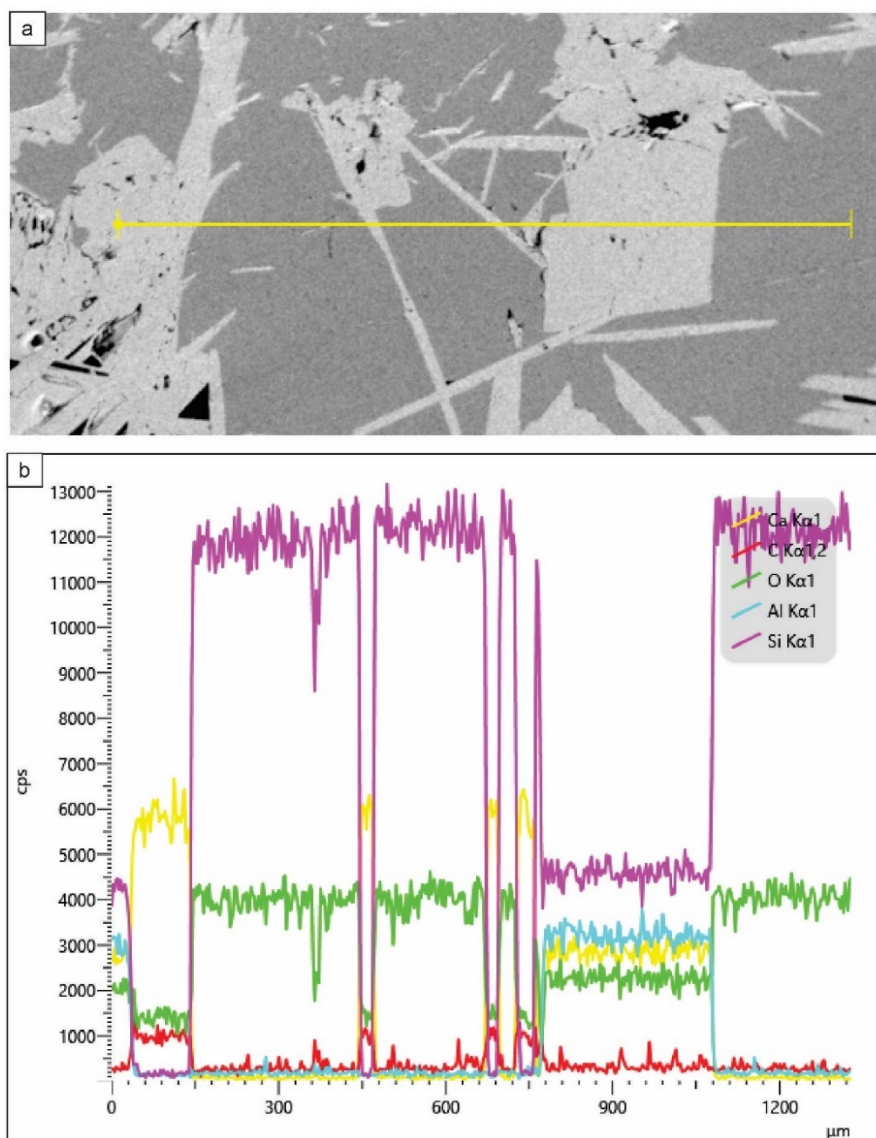


Figura 6.4.20: a) Sección analizada y línea de muestreo; b) Elementos detectados a lo largo del muestreo lineal obtenidos de muestra proveniente de la sección media del pozo PANG0003.

Los ensayos puntuales se realizaron sobre cristales de laumontita que presentaban zonación de crecimiento, identificado en los ensayos de CL (Fig. 6.4.21a-b). Los espectros resultantes se representaron en gráficos de tipo x-y, donde el eje de las abscisas muestra la energía de radiación característica de los elementos, expresada en kilovoltios (KeV), y el eje de las ordenadas indica la cantidad de veces que dicha energía es detectada, medida en cuentas por segundo (cps). A partir de los espectros obtenidos, se observó que las distintas respuestas de luminiscencia en las zonas de crecimiento estarían relacionadas con la presencia de Ca y Al en la estructura mineral de la zeolita (Fig.6.4.21c).

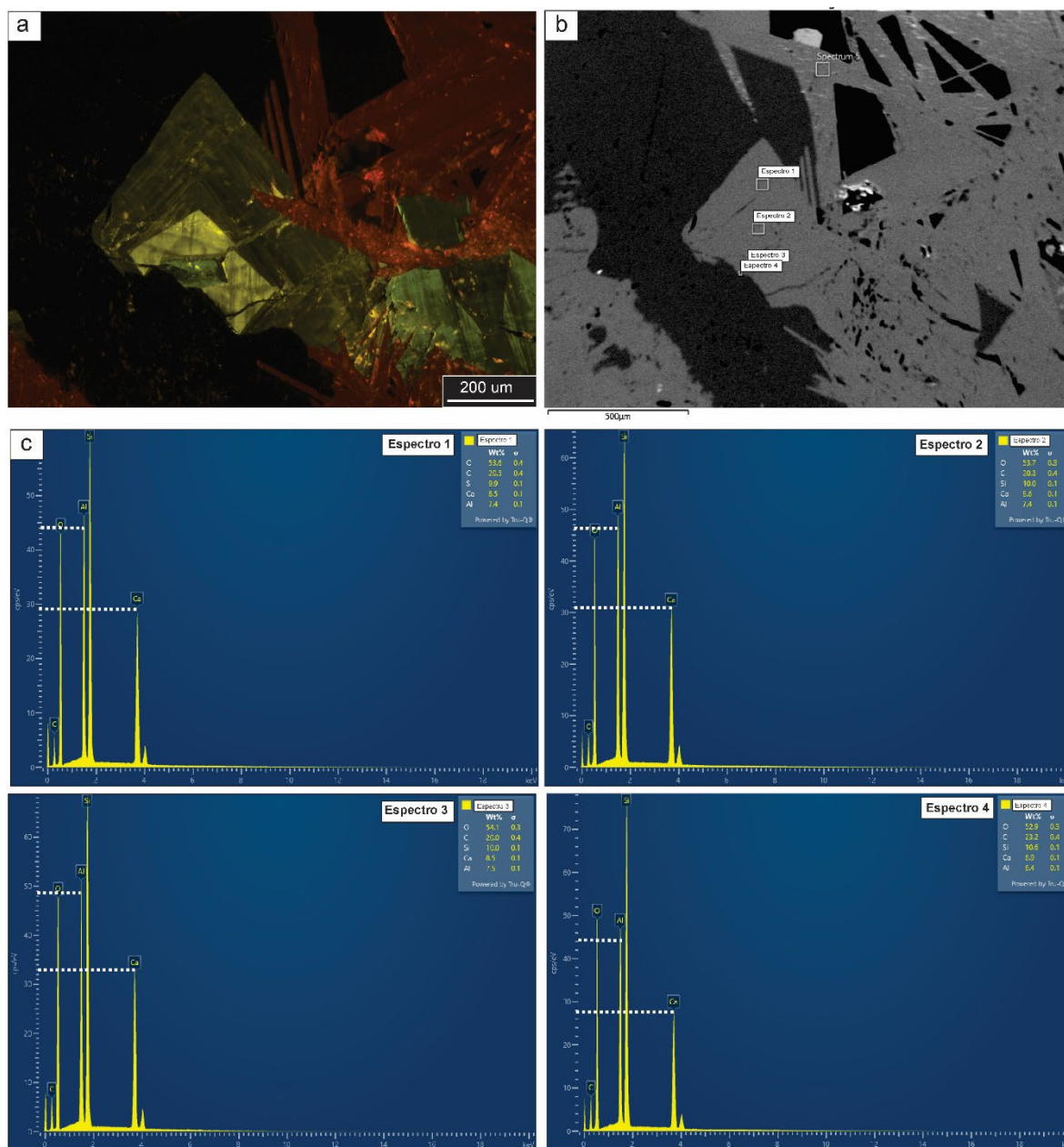


Figura 6.4.21: a) Mineral de laumontita con zonación de crecimiento en CL; b) Ensayos puntuales seleccionados para ensayos por EDS enumerados del 1 a 4; c) Espectros de los elementos identificados obtenidos del muestreo en la sección media del pozo PANG0003.

6.5 Petrografía de inclusiones fluidas

En este apartado se presentan los resultados del estudio de las inclusiones fluidas (IF) en los cementos de las fracturas correspondientes a muestras de la sección basal del pozo PANG0003. La mineralogía cementante mayoritaria incluyen a la calcita (Ca) y el cuarzo (Qz), en las cuales se reconocen abundantes trenes de inclusiones fluidas. En primer lugar, se presentan los resultados del estudio petrográfico junto con la respuesta a los ensayos de fluorescencia por radiación ultravioleta (UV). El análisis petrográfico consistió en el reconocimiento de diferentes asociaciones de inclusiones fluidas (AIF), las cuales fueron clasificadas en función de su origen en primarias, pseudosecundarias y secundarias, siguiendo los criterios de Roedder (1984). Asimismo, se describieron el número y la proporción de fases presentes, así como el tamaño y la fluorescencia de dichas fases.

6.5.1 Sección basal (900 mbbp-700 mbbp)

6.5.1.1 Análisis de IF en cuarzo

Se analizaron muestras de inclusiones fluidas en cementos de cuarzo de fracturas alojadas en las muestras **M15**, **M30**, **M84** y **M126** (Tabla 6.5.1).

Box	Muestras	Profundidad (mbbp)	Litología
258	M15	886,10	Arenisca fina
251	M30	867,47	Fangolita
110	M84	799,90	Limolita gruesa
206	M126	744,85	Fangolita

Tabla 6.5.1. Muestras en las que realizó el análisis de inclusiones fluidas en cuarzo en la sección basal del pozo PANG0003.

En la muestra M15 se describe un cuarzo de bordes subhedrales, presente en venillas horizontales, en el que se distinguieron tres asociaciones de inclusiones fluidas (Fig. 6.5.1): una de origen primario, una de origen pseudosecundario y una de origen secundario (Fig. 6.5.1a–c).

El primer tipo de asociación contiene inclusiones de origen primario ricas en líquido, con proporciones de líquido y vapor consistente, que coexisten con inclusiones ricas en una fase gaseosa (Asociación de Inclusiones Fluidas, **AIFa**). La forma y tamaño de las inclusiones, el número y tipo de fases presentes, sus porcentajes y evidencias de fluorescencia se muestran en la Tabla 6.5.2. Las inclusiones de origen primario se encuentran en forma aislada y se distribuyen paralelas a las caras del crecimiento mineral (Fig.6.5.1a).

El segundo grupo de inclusiones son de origen pseudosecundario y bifásicas (Asociación de Inclusiones Fluidas, **AIFb**). Las inclusiones de origen pseudosecundarias se encuentran en alineaciones interceptando las caras del crecimiento mineral (Fig. 6.5.1b). La forma y tamaño de las inclusiones, el número y tipo de fases presentes, sus porcentajes y evidencias de fluorescencia se muestran en la Tabla 6.5.2. En la figura 6.5.1c se pueden ver en detalle ambos tipos de asociaciones de inclusiones fluidas.

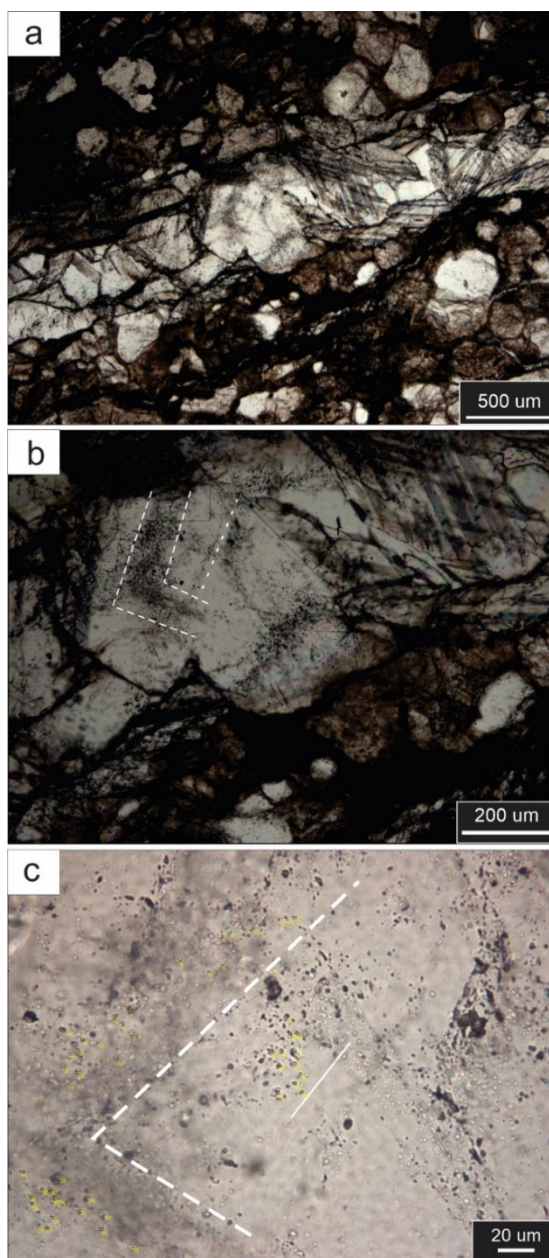


Figura 6.5.1: a) Cuarzo de bordes euhedrales con asociaciones de inclusiones fluidas; b) **AIFa** paralelas a las caras de crecimiento mineral y **AIFb** pseudosecundarias interceptándolas; c) Detalle de asociación de inclusiones fluidas **AIFa** primarias en línea punteada y **AIFb** pseudosecundarias en línea sólida.

El tercer grupo de inclusiones de origen secundario **AIFc** se encuentran asociados a fracturas y cortando las caras del crecimiento del cristal (Fig.6.5.2). Su petrografía descriptiva se muestra en la Tabla 6.5.3.

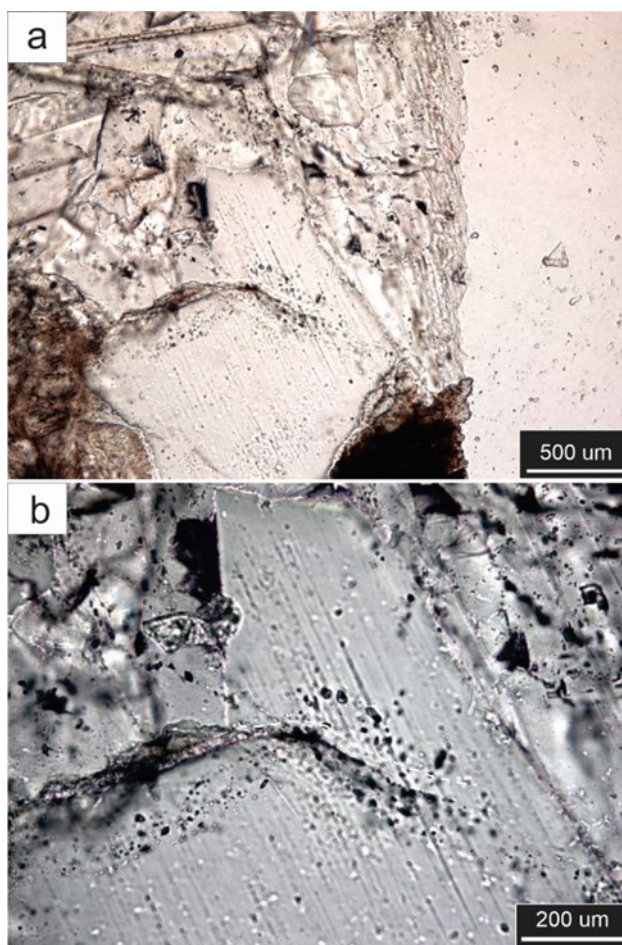


Figura 6.5.2: a) Microfotografía de cuarzo de bordes subhedrales con asociación de inclusiones fluidas, **AIFc**; b) Detalle de inclusiones secundarias alineadas a un plano de microfractura de muestras provenientes de la sección basal del pozo PANG0003.

Mineral	Tipo	N°	Tamaño (μm)	Forma	Fases			Color	UV
					L1	V	L2		
Cuarzo	P	1	6,3		80	20		No	AIFa
				Subhedral					
Cuarzo	P	2	4,66		100			No	
				Anhedral					
Cuarzo	P	3	2,2	Anhedral		100		No	
Cuarzo	P	4	7,1	Anhedral	90	10		No	
Cuarzo	P	5	1,5	Anhedral	100			No	
Cuarzo	P	6	2,6	Anhedral	90	10		No	
Cuarzo	P	7	1,7	Subhedral	100			No	
Cuarzo	P	8	3,9		100			No	
				Anhedral					
Cuarzo	P	9	1,8		90	100		No	
				Subhedral					
Cuarzo	P	10	2	Anhedral	100			No	
Cuarzo	P	11	1	Anhedral		100		No	
Cuarzo	P	12	1	Anhedral		100		No	
Cuarzo	P	13	1,8	Anhedral		100		No	
Cuarzo	P	14	2,7	Anhedral	80	20		No	
Cuarzo	P	15	2,3	Anhedral		100		No	
Cuarzo	P	16	2,5	Anhedral		100		No	
Cuarzo	P	17	3,9		80	20		No	
				Anhedral					
Cuarzo	P	18	2,5	Subhedral	90	10		No	
Cuarzo	P	19	3,9	Anhedral	60	40		No	
Cuarzo	P	20	2,9		90	10		No	
				Subhedral				No	
Cuarzo	PS	40	5,4		80	20		No	AIFb
				Subhedral					
Cuarzo	PS	41	6		80	20		No	
				Subhedral					
Cuarzo	PS	42	2,3			100		No	
				Anhedral					
Cuarzo	PS	43	2,1	Anhedral		100		No	
Cuarzo	PS	44	2,6		20	80		No	
				Subhedral					
Cuarzo	PS	45	2,5	Anhedral	80	20		No	
Cuarzo	PS	46	2,3	Anhedral		100		No	
Cuarzo	PS	47	2,5	Anhedral		100		No	
Cuarzo	PS	48	1,2	Anhedral		100		No	
Cuarzo	PS	49	1	Subhedral	80	20		No	
Cuarzo	PS	50	3,8			100		No	
				Anhedral					
Cuarzo	PS	51	3,3	Subhedral	80	20		No	

Tabla 6.5.2: Inclusiones primarias (P) y pseudosecundarias (PS) en cuarzo (M15) obtenidas de la sección basal del pozo PANG0003.

Mineral	Tipo	N°	Tamaño (μm)	Forma	Fases			Color	UV
					L1	V	L2		
Cuarzo	S	1	7,4	Anhedral	60	40		No	AIFc
Cuarzo	S	2	4,7	Anhedral	30	70		No	
Cuarzo	S	3	4,3	Anhedral	30	70		No	
Cuarzo	S	4	9,4	Anhedral a subhedral	30	70		No	

Tabla 6.5.3. Inclusiones fluidas de origen secundario en cuarzo (M15) proveniente de la sección basal del pozo PANG0003.

En el cuarzo de la muestra M15 se reconocieron dos grupos de inclusiones fluidas primarias bifásicas, con tamaños comprendidos entre 7,9 y 11,7 μm . El primer grupo presenta una respuesta de color amarillo frente a los ensayos de fluorescencia en la fase gaseosa, mientras que el segundo grupo muestra una respuesta verde-celeste en la fase líquida, sin fluorescencia en la fase gaseosa (Fig. 6.5.3 y Tabla 6.5.4)

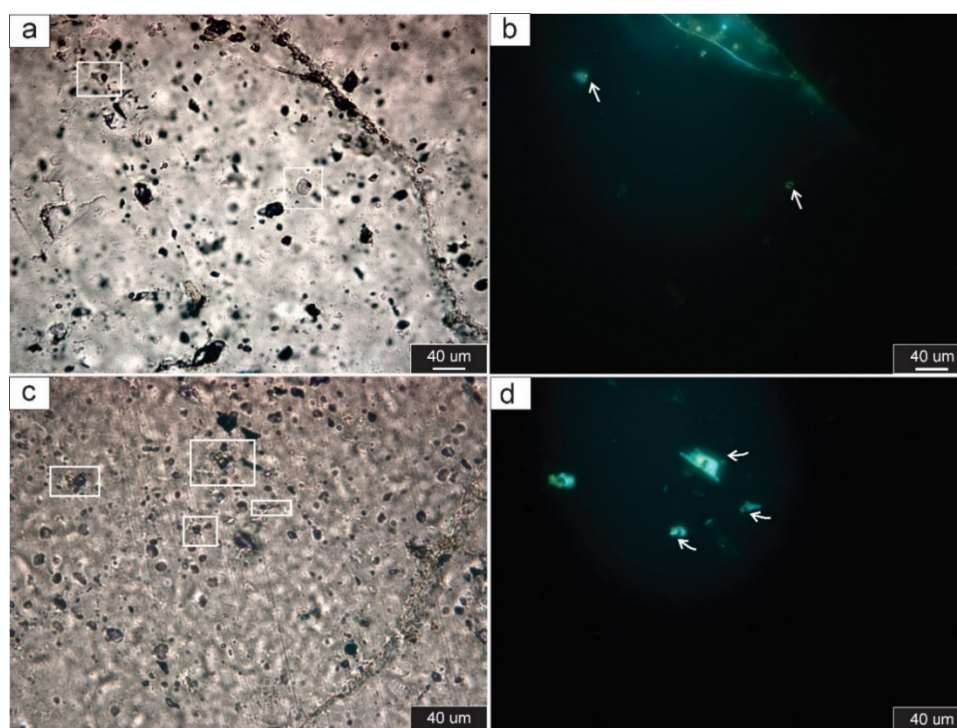


Figura 6.5.3: a-b) Inclusiones fluidas bifásicas con fluorescencia amarilla en la fase gaseosa y verde-amarillenta en la fase líquida; c-d) Inclusiones fluidas bifásicas con fluorescencia verdosa-celeste en la fase líquida.

Mineral	Tipo	N°	Tamaño (μm)	Forma	Fases			Color	UV
					L1	V	L2		
Cuarzo	P	1	7,9	Subhedral a anhedral	40	20	40	Amarillo	
Cuarzo	P	2	10	Anhedral	80	10	10	Amarillo	
Cuarzo	P	3	20,2	Subhedral	60	40		Verdosa- celeste	
Cuarzo	P	4	11,7	Subhedral a anhedral	80	20		Verdosa- celeste	
Cuarzo	P	5	9,7	Anhedral	80	20		Verdosa- celeste	

Tabla 6.5.4: Inclusiones fluidas de origen primario en cuarzo (M15) con respuesta a los ensayos de fluorescencia.

En la muestra M30 se reconoce un cuarzo de hábito fibroso y elongado desarrollado en los *beef*. Se describe un grupo de inclusiones primarias dispuestas paralelamente a los bordes de crecimiento del mineral. Estas corresponden a inclusiones primarias monofásicas, con tamaños menores a $1 \mu\text{m}$, que coexisten con inclusiones bifásicas de mayor tamaño, las cuales presentan una respuesta verdosa en la fase líquida frente a los ensayos de fluorescencia (Fig. 6.5.4 y Tabla 6.5.5).

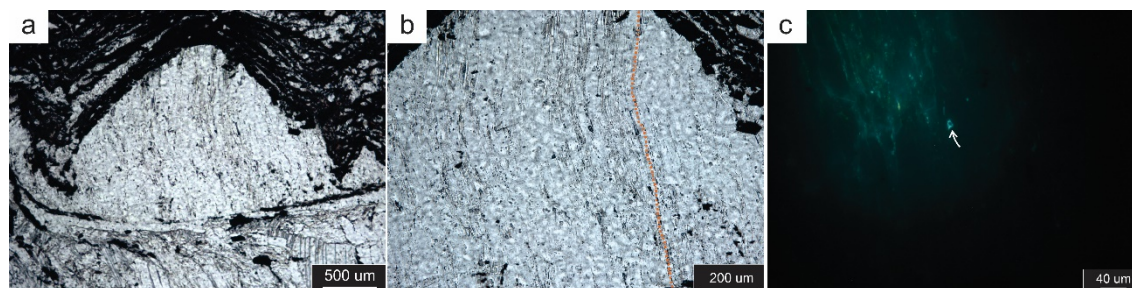


Figura 6.5.4: a) Fotomicrografía de cuarzo fibroso en *beef*; b) Detalle de inclusiones primarias paralelas a las caras de crecimiento mineral; c) Inclusiones fluidas bifásicas con fluorescencia verdosa en la fase líquida.

Mineral	Tipo	N°	Tamaño (μm)	Forma	Fases			Color	UV
					L1	V	L2		
Cuarzo	P	1	1	Anhedral		100		No	
Cuarzo	P	2	1	Anhedral		100		No	
Cuarzo	P	3	1	Anhedral		100		No	

Cuarzo	P	4	1	Anhedral		100	No
Cuarzo	P	5	1	Anhedral		100	No
Cuarzo	P	6	6	Subhedral a anhedral	60	40	Verdosa

Tabla 6.5.5: Inclusiones fluidas de origen primarias (P) en cuarzo (M30) provenientes de la sección basal del pozo PANG0003.

En la muestra M84, el cuarzo anhedral contiene inclusiones primarias monofásicas sin respuesta frente a los ensayos de fluorescencia. Estas coexisten con inclusiones primarias bifásicas que presentan una respuesta amarilla en la fase líquida (Fig. 6.5.5). Las inclusiones se encuentran aisladas en el interior del mineral y su petrografía se muestra en la Tabla 6.5.6.

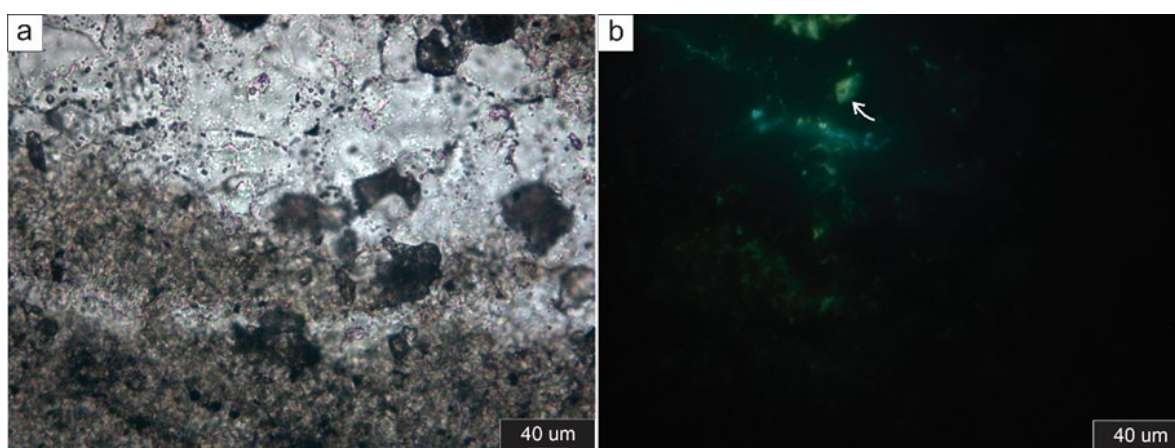


Figura 6.5.5: a) Fotomicrografía de cuarzo de aspecto turbio; b) Detalle de inclusiones primarias bifásicas con fluorescencia verdosa en la fase líquida y sin respuesta en la fase gaseosa.

Mineral	Tipo	N°	Tamaño (μm)	Forma	Fases			Color	UV
					L1	V	L2		
Cuarzo	P	1	0,586	Circular	90	10		Amarilla	
Cuarzo	P	2	1,578	Circular		100		No	
Cuarzo	P	3	1,708	Circular		100		No	
Cuarzo	P	4	1,853	Circular		100		No	
Cuarzo	P	5	2,051	Circular		100		No	
Cuarzo	P	6	3,236	Circular		100		No	
Cuarzo	P	7	4,395	Circular elongada		100		No	

Tabla 6.5.6. Inclusiones fluidas primarias (P) en cuarzo (M84) provenientes de la sección basal del pozo PANG0003.

En la muestra M126, el cuarzo de bordes subhedrales a anhedrales presente en venillas horizontales contiene una asociación de inclusiones secundarias monofásicas. Estas inclusiones se encuentran alineadas e interceptan a más de un mineral con tamaños menores a 1 μm y sin respuesta a los ensayos de fluorescencia (Fig. 6.5.6 y Tabla 6.5.7).

Mineral	Tipo	N°	Tamaño (μm)	Forma	Fases			Color	UV
					L1	V	L2		
Cuarzo	S	1	1	Anhedral		100		No	
Cuarzo	S	2	1	Anhedral		100		No	
Cuarzo	S	3	1	Anhedral		100		No	
Cuarzo	S	4	1	Anhedral		100		No	
Cuarzo	S	5	1	Anhedral		100		No	

Tabla 6.5.7: Inclusiones fluidas de origen secundario en cuarzo (M126) provenientes de la sección basal del pozo PANG0003.

También se distinguió inclusiones primarias bifásicas con una respuesta amarilla de la fase gaseosa frente a los ensayos de fluorescencia (Fig.6.5.7). En la tabla 6.5.8 se muestra su petrografía.

Mineral	Tipo	N°	Tamaño (μm)	Forma	Fases			Color	UV
					L1	V	L2		
Cuarzo	P	1	10	Circular	60	50		Amarilla	

Tabla 6.5.8: Inclusiones fluidas de origen primario en cuarzo (M126) provenientes de la sección basal del pozo PANG0003.

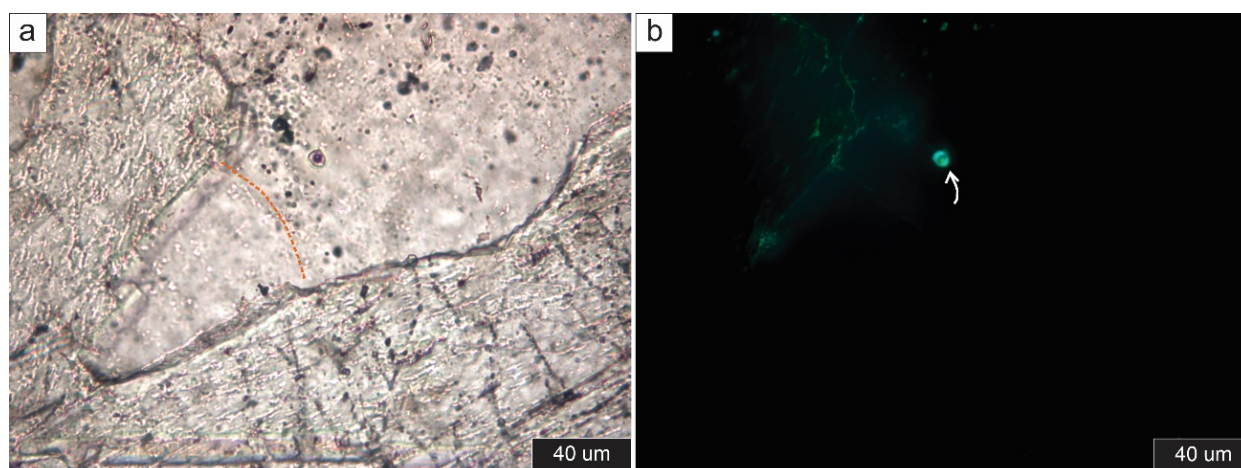


Figura 6.5.6: a-b) Inclusiones fluidas bifásicas con fluorescencia amarillenta en la fase gaseosa y verde-amarillenta en la fase líquida.

6.5.1.2 Análisis de IF en calcita

Se analizaron inclusiones fluidas en cementos de calcita presentes en fracturas alojadas en areniscas y fangolitas correspondientes a las muestras **M15**, **M126** y **M30** (Tabla 6.5.9).

Box	Muestras	Profundidades (mbbp)	Litología
206	M126	744,85	Fangolita
251	M30	867,47	Fangolitas carbonosas
258	M15	886,10	Arenisca fina

Tabla 6.5.9: Muestras en las que realizó el análisis de inclusiones en calcita en muestras provenientes de la sección basal del pozo PANG0003.

De acuerdo a la descripción petrográfica bajo luz transmitida se reconocen varios tipos de calcita: calcita tipo *lattice bladed* de bordes euhedrales elongadas en una dirección y calcita con morfologías *blocky*.

En la muestra M15 se observa una calcita de bordes euhedrales con maclas de tipo *lattice bladed*, que contiene dos grupos de inclusiones. El primer grupo corresponde a inclusiones de origen primario, de forma circular, monofásicas y dispuestas paralelamente a los planos de macla. El segundo grupo está constituido por inclusiones secundarias monofásicas que cortan perpendicularmente los planos de macla de la calcita (Fig. 6.5.7). En la Tabla 6.5.10 se muestra su petrografía.

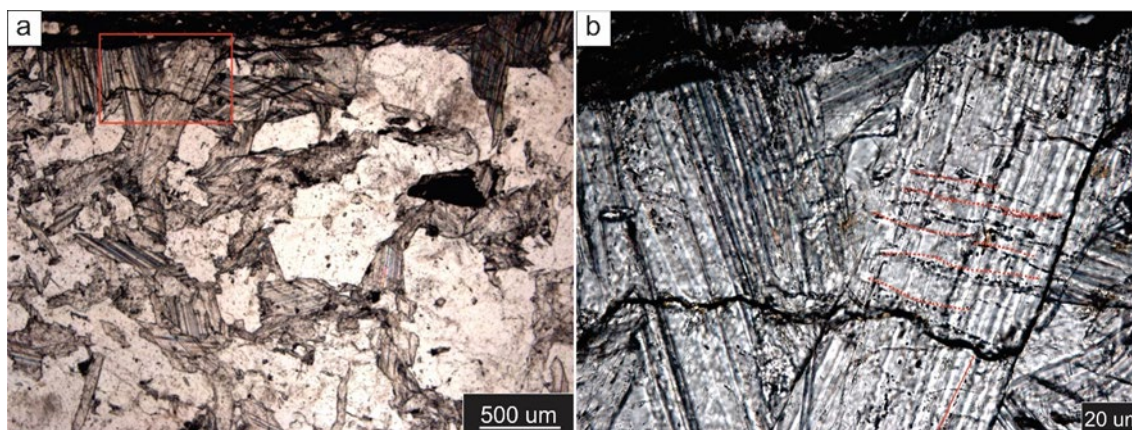


Figura 6.5.7: a) Fotomicrografía de calcita de bordes euhedrales (área rectangular delimitada); b) Detalle de inclusiones primarias paralelas (P) en línea roja sólida y perpendiculares a los planos de macla (S) en línea punteada roja.

Mineral	Tipo	N°	Tamaño (μm)	Forma	Fases			Color	UV
					L1	V	L2		
Calcita	P	1-5	< 2 μm	Circular		100		No	
Calcita	S	1-7	< 2 μm	Circular		100			
Calcita	S	7-14	< 2 μm	Circular		100		No	

Tabla 6.5.10: Inclusiones fluidas primarias (P) y secundarias (S) en calcita (M15).

También se observan en esta última calcita de bordes euhedrales un grupo de inclusiones primarias monofásicas entre los planos de calcita (Fig.6.5.8). En la tabla 6.5.11 se muestra su petrografía.

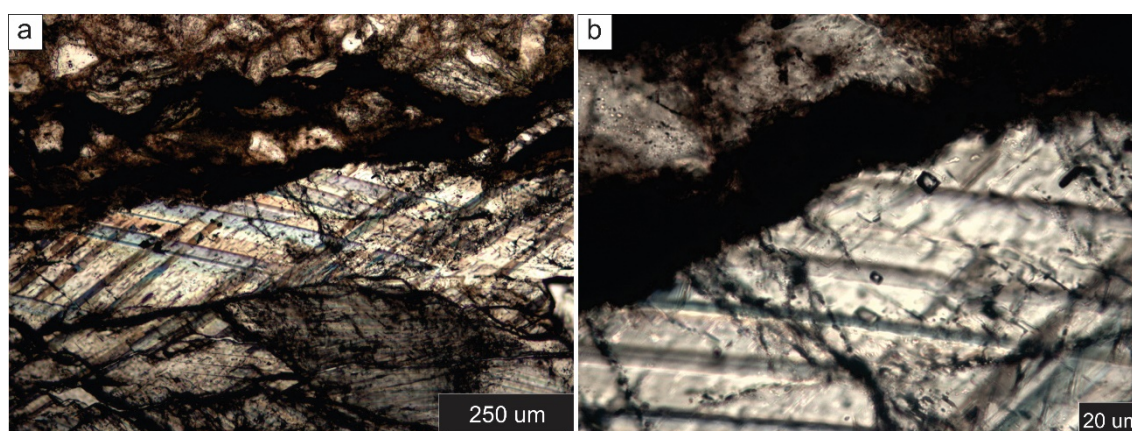


Figura 6.5.8: a) Fotomicrografía de calcita de bordes euhedrales; b) Detalle de inclusiones primarias aisladas entre los planos de calcita.

Mineral	Tipo	N°	Tamaño o (μm)	Forma	Fases			Color	UV
					L1	V	L2		
Calcita	P		10,5	Regular	95	5		No	
Calcita	P		3,1	Regular	100			No	
Calcita	P		10,1	Regular	100			No	

Tabla 6.5.11: Inclusiones fluidas primarias (P) en calcita (M15).

En la muestra M126 se observa una calcita de tipo *lattice bladed*, de bordes euhedrales y con maclas, que presenta dos grupos de inclusiones. El primer grupo corresponde a inclusiones de origen primario, monofásicas y de formas regulares, dispuestas entre los planos de macla. El segundo grupo está constituido por inclusiones secundarias circulares y monofásicas, que cortan perpendicularmente los planos de macla de la calcita (Fig. 6.5.9). En la Tabla 6.5.12 se muestra su petrografía.

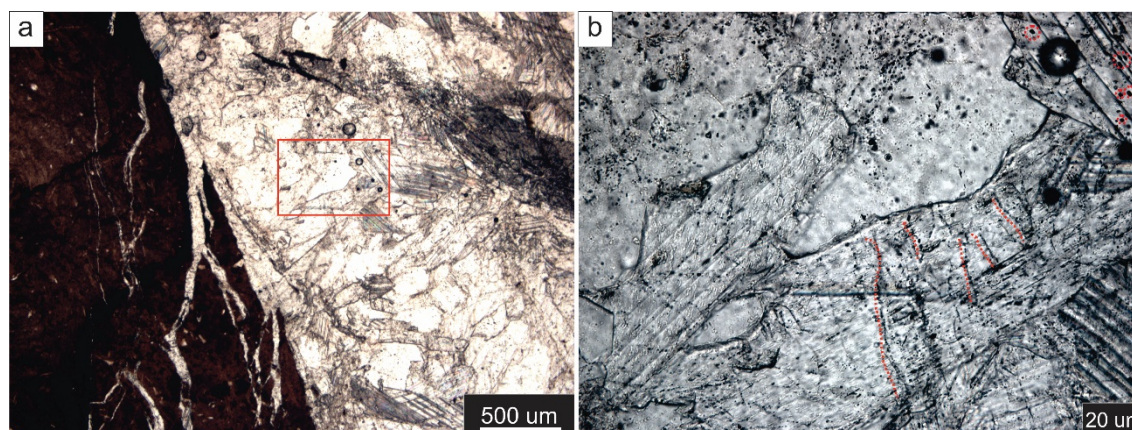


Fig.6.5.9: a) Fotomicrografía de calcita de bordes euhedrales en el área rectangular delimitada; b) Detalle de inclusiones primarias y secundarias en calcita.

Mineral	Tipo	N°	Tamaño (μm)	Forma	Fases			Color	UV
					L1	V	L2		
Calcita	P	1	3,0	regular		100			
Calcita	P	2	2,0	regular		100			
Calcita	P	3	3,6	regular		100			
Calcita	P	4	3,9	regular		100			
Calcita	P	5	2,5	regular		100			
Calcita	S	1-5	< 2 μm	circular		100			
Calcita	S	5-10	< 2 μm	circular		100			

Tabla 6.5.12: Inclusiones fluidas primarias (P) y secundarias (S) en calcita (M15) obtenidos de la sección basal del pozo PANG0003.

En la muestra M4 se observa una calcita de tipo *lattice bladed* de bordes euhedrales y con maclas que presentan dos grupos de inclusiones: El primer grupo corresponde a inclusiones de origen primario, monofásicas y de formas regulares, dispuestas entre los planos de macla. El segundo grupo está constituido por inclusiones secundarias circulares y monofásicas, que cortan perpendicularmente los planos de macla de la calcita (Fig. 6.5.9). En la Tabla 6.5.13 se muestra su petrografía.

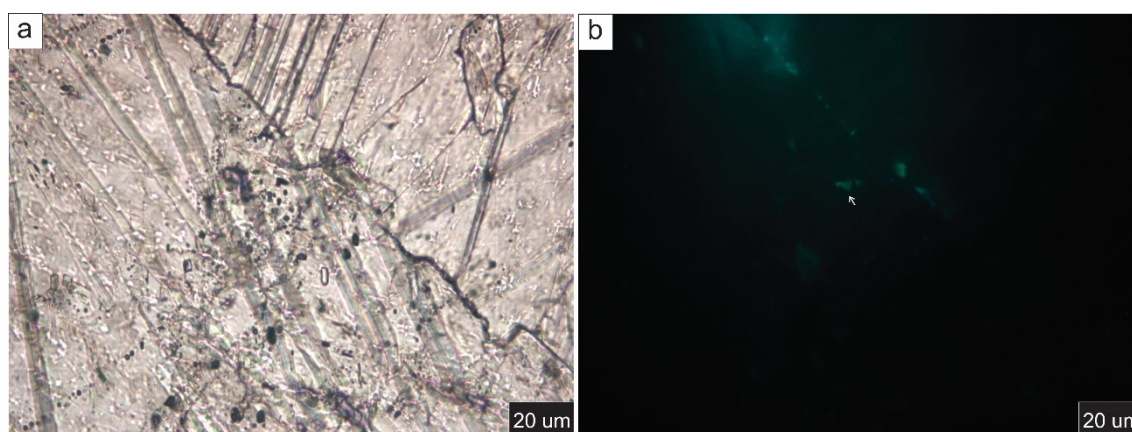


Fig.6.5.10: a) Fotomicrografía de calcita *bladed* con inclusiones primarias bifásicas con respuesta verdosa.

Mineral	Tipo	N°	Tamaño (µm)	Forma	Fases			Color	UV
					L1	V	L2		
Calcita	P	1	7,1	regular	100			No	
Calcita	P	2	5,3	regular	95	5		No	
Calcita	P	3	7,10	regular	90	10		Verde	

Tabla 6.5.13: Inclusiones fluidas primarias en calcita (M4) en una muestra proveniente de la sección basal del pozo PANG0003.

6.6 Relación entre parámetros Anisotropía de Susceptibilidad magnética (ASM) y frecuencia de fracturas

La Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (**ASM** o por sus siglas en inglés **AMS**) es una herramienta que permite determinar la variación espacial de la susceptibilidad magnética en una muestra determinada, ya sea natural o sintética, mediante la aplicación de un campo magnético (H) de baja intensidad ($300 \text{ A}\cdot\text{m}^{-1}$) en diferentes orientaciones. La susceptibilidad magnética (K) indica la capacidad de la muestra para adquirir magnetización al ser sometida a dicho campo, y varía en función del comportamiento magnético y arreglo espacial de los materiales y/o minerales presentes en la misma. Existen tres tipos de comportamientos magnéticos posibles: diamagnético, paramagnético y ferromagnético. El comportamiento diamagnético se caracteriza por una magnetización (M) inducida en sentido opuesto al campo magnético aplicado (H) (Fig. 6.6.1a). En el caso del comportamiento paramagnético, la muestra desarrolla una magnetización débil en la misma dirección del campo aplicado (Fig. 6.6.1b). Por último, el comportamiento ferromagnético se distingue por una magnetización alta y alineada con el campo magnético aplicado (Fig. 6.6.1c).

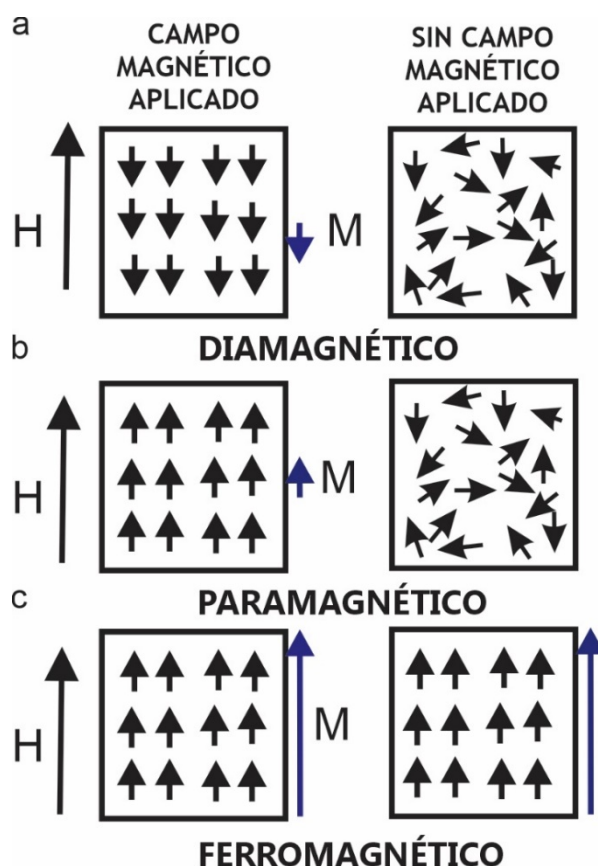


Figura 6.6.1: Distintos comportamientos de la materia. H (flecha negra) representa el campo magnético aplicado y M (flecha azul) representa la magnetización adquirida. a) Diamagnetismo; b) Paramagnetismo; c) Ferromagnetismo. Modificado de Tarling y Hroudá 1993.

Los diferentes comportamientos magnéticos permiten diferenciar una dirección preferencial de magnetización con un valor máximo de susceptibilidad, a la que se denomina eje fácil de magnetización, dirección de elongación ó lineación. Una dirección de mínima magnetización con mínima susceptibilidad y una dirección intermedia con susceptibilidad media. Las rocas pueden presentar combinaciones de estos comportamientos, aunque los minerales ferromagnéticos, incluso en pequeñas cantidades, dominan las propiedades magnéticas, enmascarando otras respuestas. En consecuencia, la susceptibilidad magnética global de una roca es el resultado de la suma de las contribuciones de las susceptibilidades magnéticas de todos los minerales presentes. Esta variación espacial puede expresarse matemáticamente a través de un conjunto de ecuaciones lineales que definen un tensor de segundo orden (Tarling y Hrouda, 1993) o representarse geoméricamente mediante el elipsoide de susceptibilidad magnética (Fig.2). Este elipsoide definido por primera vez por Nye (1957), se compone de tres ejes principales ortogonales que determina su forma y orientación: el eje máximo (K_{max} o K_1), el intermedio (K_{int} o K_2) y el mínimo (K_{min} o K_3) (Fig.6.6.2).

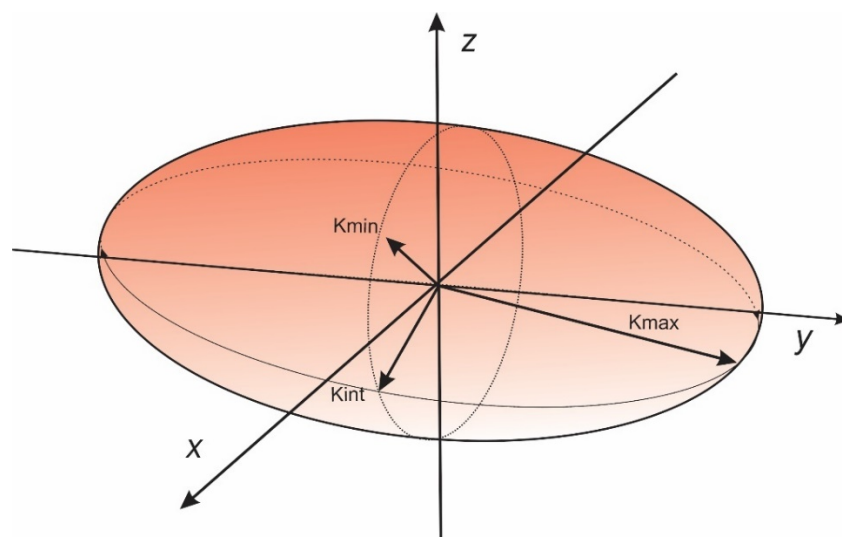


Figura 6.6.2: Elipsoide de anisotropía magnética con tres ejes principales $K_1 (M_{ax.}) > K_2 (K_{int}) > K_3 (K_{min})$. Modificado de Tarling y Hrouda 1993.

Para la caracterización del elipsoide de susceptibilidad se han definido varios parámetros, pero en este estudio se van a emplear los clásicos, definidos por Jelinek (1981). Ellos son el **grado de anisotropía corregido (P_j)**, el **parámetro de forma (T)**, **foliación magnética ($F = K_{int}/K_{min}$)** y **lineación magnética ($L = K_{máx}/K_{int}$)**. Los parámetros que definen y caracterizan los elipsoides de susceptibilidad magnética se suelen representar en histogramas de frecuencias y/o en gráficos X-Y. Entre estos últimos, el diagrama de Jelinek relaciona el grado de anisotropía corregido (P_j) con el parámetro de forma (T) para caracterizar

al elipsoide de susceptibilidad (Fig.6.6.3a), mientras que el diagrama de Flinn utiliza la foliación y lineación magnética (Fig. 6.6.3b).

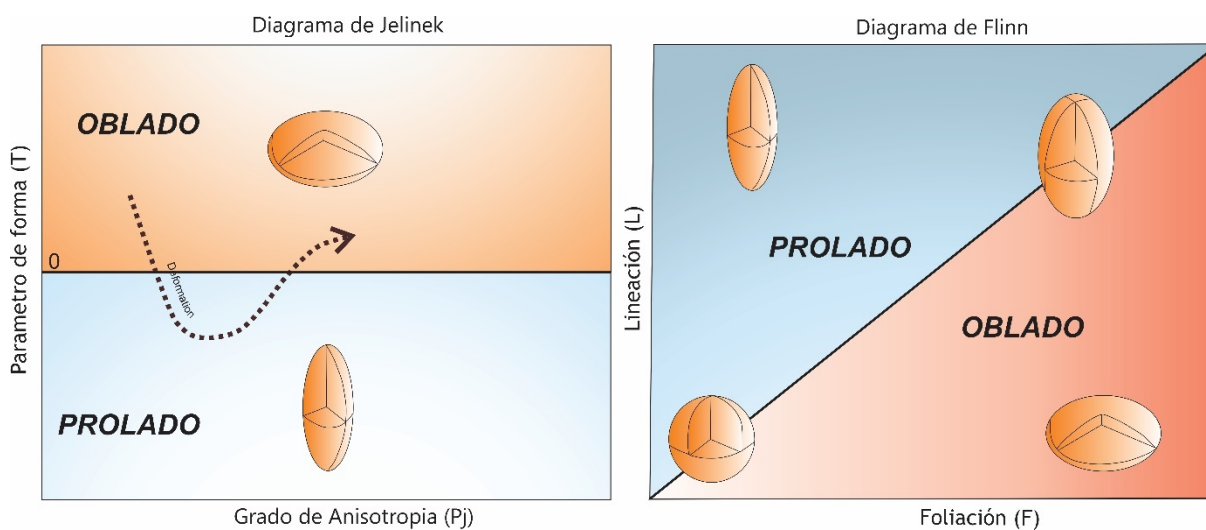


Figura 6.6.3: a) Diagrama de Jelinek; b) Diagrama de Flinn.

El parámetro grado de anisotropía corregido (P_j) es un indicador fundamental de la anisotropía de susceptibilidad, ya que es sensible a variaciones en la composición litológica, como el contenido de arcilla, y a los procesos de deformación. Por otro lado, el parámetro de forma (T) describe el grado de anisotropía del elipsoide, si es un valor positivo ($0 < T < 1$) corresponde a un elipsoide oblado (Fig. 6.6.4a) y si toma un valor negativo ($-1 < T < 0$) corresponde a un elipsoide prolado (Fig. 6.6.4b) (Hrouda, 1982; Tarling y Hrouda, 1993). Mientras que si $T=0$, los elipsoides se consideran del tipo neutro o triaxiales (Fig.6.6.4c).

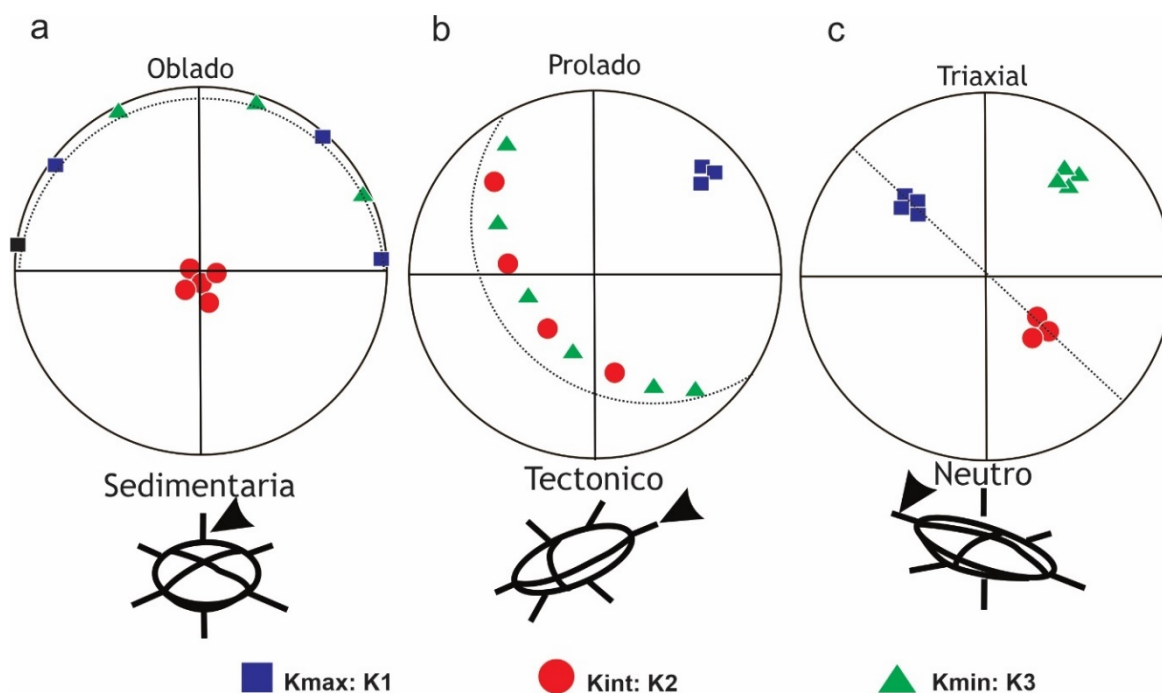


Figura 6.6.4: a) Elipsoide oblado y proyección área-equivalente de sus ejes direccionales. b) Elipsoide prolado y proyección área-equivalente de sus ejes direccionales. c) Elipsoide triaxial o neutro y proyección área-equivalente de sus ejes direccionales. Tomado de Tarling y Hrouda (1993).

Los parámetros de foliación y lineación magnética relacionan los datos magnéticos con elementos de la petrofábrica. La foliación magnética (plano normal al K_{min}) coincide típicamente con la estratificación en rocas poco deformadas y resulta paralela al clivaje en rocas fuertemente deformadas. La lineación magnética caracteriza a los ejes $K_{máx}$, este parámetro puede relacionarse con elementos estructurales tales como lineaciones minerales, de intersección o ejes de pliegues. Indica típicamente la intersección entre fábricas con acortamiento paralelo a la estratificación y fábricas sedimentarias no deformadas y es subparalela al rumbo general de la estructura (Borradaile y Tarling 1981).

Los parámetros de foliación y lineación magnética permiten relacionar los datos de anisotropía magnética con elementos de la petrofábrica. En términos generales, la foliación magnética (plano perpendicular al eje de mínima susceptibilidad, K_{min}) tiende a coincidir con la estratificación en rocas no deformadas y puede alinearse con el clivaje en rocas intensamente deformadas. Asimismo, la lineación magnética, asociada al eje de máxima susceptibilidad ($K_{máx}$), suele vincularse con elementos estructurales como lineaciones minerales, intersecciones de planos o ejes de pliegues (Borradaile y Tarling, 1981). No obstante, estas interpretaciones deben ser consideradas con cautela en contextos donde predominan foliaciones espaciadas formadas por disolución por presión, ya que dicho mecanismo puede generar fábricas disyuntivas que no necesariamente dominan la anisotropía magnética del conjunto. En estos casos, la foliación observada

macroscópicamente no siempre se traduce en una anisotropía de susceptibilidad clara, por lo que la interpretación de los ejes principales (K_{\max} , K_{int} y K_{\min}) debe considerar la posibilidad de una fábrica magnética compuesta o ambigua.

Los estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética tienen un rango amplio de aplicaciones. Una de ellas es determinar si la petrofábrica de la roca es primaria o si ha sido modificada por esfuerzos tectónicos o gravitacionales, derivando en una fábrica secundaria, lo que permite entender la progresión de la deformación en rocas sedimentarias (Robion et al. 2007; Fig.6.6.5).

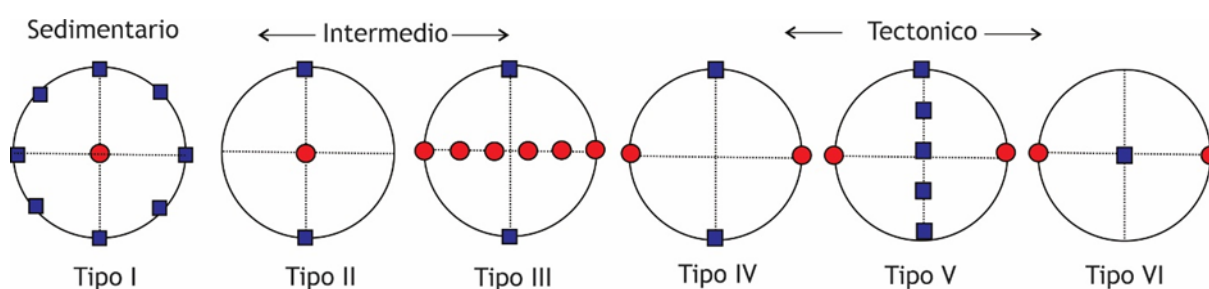


Figura 6.6.5: Modelo para la progresión de la deformación tectónica compresiva en rocas sedimentarias (Robion et al. 2007).

Particularmente en rocas sedimentarias, los resultados de ASM reflejan la compactación y la impronta de los esfuerzos tectónicos durante su soterramiento, lo que permite determinar el grado de deformación de la roca incluso cuando la lineación y la foliación no están bien desarrolladas (Tarling y Hrouda, 1993; Borradaile y Henry, 1997).

En rocas volcánicas, el ASM ayuda a discernir si la petrofábrica resulta de una dirección de flujos de magma o de la deformación tectónica (Tarling y Hrouda, 1993; Borradaile y Henry, 1997; Parés et al., 1999).

Finalmente, los estudios que vinculan fracturas y atributos de ASM (Jensen et al. 2012; Vishnu et al. 2010) y aquellos que usan ASM para evaluar propiedades mecánicas en rocas cristalinas y sedimentarias (Jensen et al. 2012) son limitados. En este capítulo, exploramos la relación entre la frecuencia de fracturas en el pozo PANG 0003 y los parámetros de AMS obtenidos y presentados por Febbo et al. 2021.

6.6.1 Frecuencia de fracturas

La frecuencia de fracturas (número de fracturas/metro) realizado en el pozo PANG0003 perteneciente a la Cuenca de Claromecó se organizó en tres secciones principales: sección basal (901-700 mbbp), sección media (700-500 mbbp) y sección superior (500-171 mbbp).

La sección basal tiene una distribución de fracturas homogénea con una frecuencia media de 13 fracturas/metro concentradas en litofacies de grano fino, con un máximo de 70

fracturas por metro en litofacies de fangolitas carbonosas a una profundidad de 789,3 mbbp (Fig. 6.6.6a).

La sección media presenta una frecuencia de fracturas baja en el registro sedimentario respecto a la sección basal, con valores entre 0 y 3 fracturas por metro (Fig. 6.6.6b). Es heterogénea respecto a la litología y tiene su mayor expresión en las fangolitas tobáceas, con un máximo de 47 fracturas por metro a una profundidad de 695 mbbp.

Por su parte, la sección superior tiene una frecuencia de 3 fracturas/metro. En esta sección, las fangolitas y limolitas tobáceas tienen valores que llegan a 42 fracturas por metro a una profundidad de 399 mbbp. La presencia de fracturas disminuye abruptamente hacia la parte superior de la secuencia (Fig. 6.6.6c).

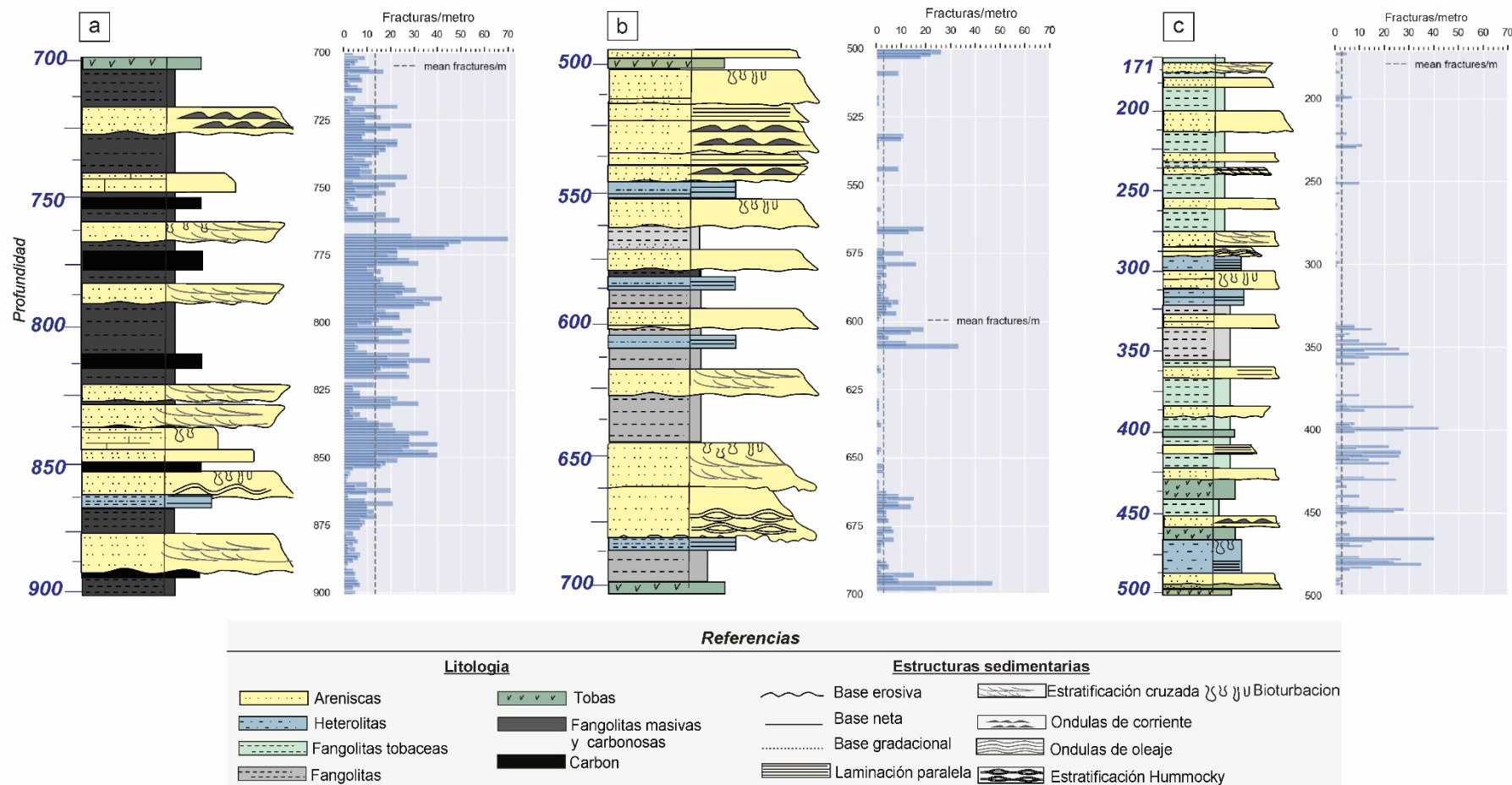


Figura 6.6.6: Perfil sedimentológico del pozo PANG 0003 y su frecuencia de fracturas dividido en tres secciones principales: (a) basal (901-700 mbbp); (b) medio (700-500 mbbp) y (c) superior (500-171 mbbp). Nótese que la mayor concentración de fracturas se da en la base de la secuencia, disminuyendo notablemente hacia el techo.

6.6.2 Parámetros ASM y frecuencia de fracturas

La frecuencia de fracturas obtenida en todo el registro sedimentario se correlacionó con los parámetros de ASM presentados por Febbo et al. (2021; Fig. 6.6.7). A partir del análisis comparativo surge que existe una buena correlación entre ambos datos. Es importante destacar que este pozo carece de orientación azimuthal. Por esta razón, al evaluar la posición espacial de los ejes $K_{m\acute{a}x}$ y K_{int} , se considera únicamente su proximidad al plano horizontal, sin tener en cuenta ninguna consideración azimuthal en la distribución de dichos ejes.

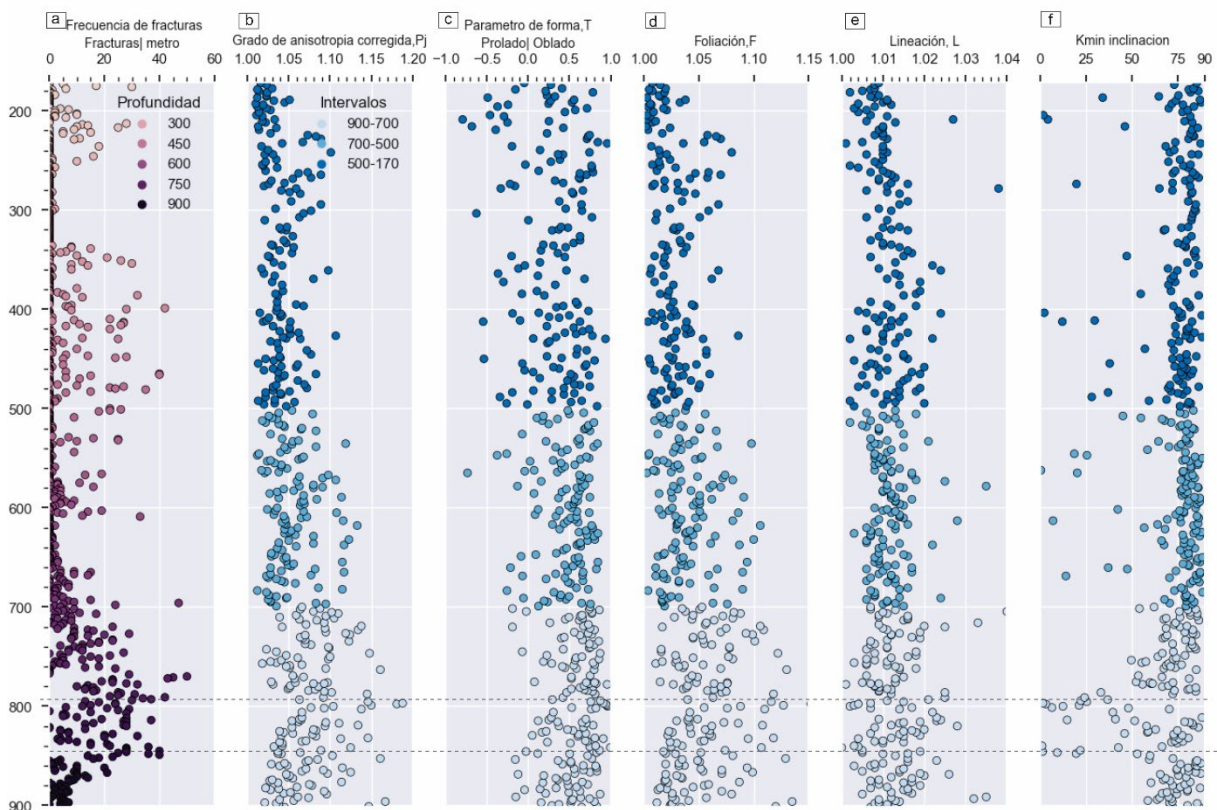


Figura 6.6.7: Frecuencia de fractura (Choque et al. 2022) y parámetros de AMS (Febbo et al. 2021) obtenidos en muestras del pozo PANG0003 de la sección basal, media y superior, respectivamente; a) Frecuencia de fractura (fracturas/metro); b) Grado de anisotropía corregido (Pj); c) Parámetro de forma (T); d) Foliación magnética (F); e) Lineación magnética (L) y f) Inclinación del eje mínimo, K_{min} en grados. Modificado y adaptado de Febbo et al. (2021). Nótese cómo en la base de la secuencia hay indicios de deformación tectónica, mayor número de fracturas (a), $PJ > 15\%$ (b) y elipsoides oblongos con K_{min} (f) tendiendo a posiciones cuasi horizontales en dos niveles cercanos a 800 y 850 mbpp.

6.6.2.1 Sección basal (900-700 mbbp)

En esta sección, el parámetro grado de anisotropía corregido (P_j) aumenta de 1,02 a 1,208 (de 2 a 20%) con un promedio de $1,077 \pm 0,039$ (Fig. 6.6.7b) y es directamente proporcional a la frecuencia de fractura media (13 fracturas/metro) donde se registran los valores más altos (Fig. 8a). Por su parte, el parámetro de forma (T) oscila entre -0,2 y 1 con un promedio de $0,055 \pm 0,272$ (Fig. 6.6.7c) mientras que la foliación (F) y la lineación magnética (L) están mejor desarrolladas con promedios de 1,058 y 1,013 respectivamente (Fig. 6.6.7d-e) con una correlación directa y proporcional a la frecuencia de fracturas (Fig. 6.6.8b-c). El diagrama de Jelinek (P_j - T) y Flinn (F - L) muestra una amplia gama de formas elipsoides, desde claramente oblatas hasta triaxiales, y pocas muestras con formas proladas ($-0,5 < T$; Fig. 6.6.9a-b). Los ejes $K_{m\acute{a}x}$ y K_{int} se distribuyen aleatoriamente cercanos a la horizontal, mientras que los valores de K_{min} se dispersan respecto a la vertical, ocupando posiciones intermedias entre la vertical y horizontal (Fig. 6.6.7f y Fig. 6.6.9c). Esta disposición de los ejes K_{min} en la sección basal es notablemente diferente en comparación sección media y superior de la secuencia (Febbo et al. 2021; Fig. 6.6.7f y Fig. 6.6.9c). En este nivel basal hay dos intervalos, entre los 800 y 850 mbbp, en los cuales los ejes K_{min} se mueven hacia la horizontal y los ejes K_{int} y $M_{\acute{a}x}$ se disponen solidariamente, a la vez, los parámetros ASM cambian repentinamente, con valores P_j s que oscilan entre 1,10 y 1,20 mientras que el parámetro de forma T toma valores $<0,5$, indicando elipsoides de formas oblatas (Febbo et al. 2021; Fig. 6.6.7b-c).

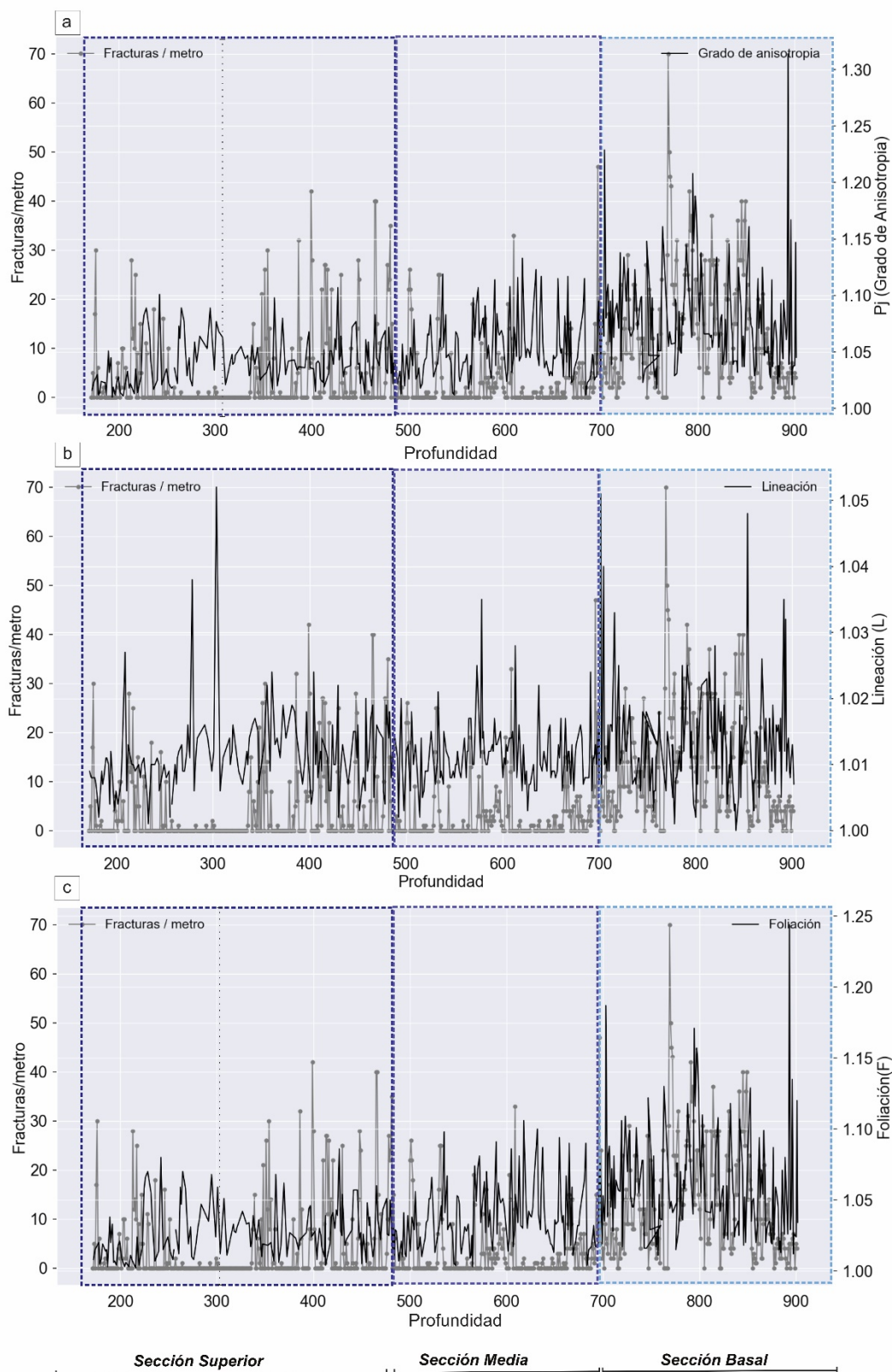


Figura 6.6.8: Frecuencia de fractura y parámetros de ASM obtenidos en muestras del pozo PANG0003 en la sección basal, media y superior. a) Frecuencia de fractura (fracturas/metro). b) Grado de anisotropía corregido (Pj). c) Parámetro de forma (T). d) Foliación (F). e) Lineación (L) y f) Inclinación del eje mínimo, K_{\min} en grados. Modificado y adaptado de Febbo et al. (2021)

6.6.2.2 Sección media (700-500 mbbp)

En la sección media del pozo PANG0003, el valor de P_j varía entre 1,01 y 1,12 (de 1 a 12%), con un promedio de $1,054 \pm 0,027$ (Fig. 6.6.7b). Este valor presenta una disminución en comparación con los valores de P_j de la sección basal, y puede estar relacionado con una frecuencia de fracturas moderada a baja (3 fracturas por metro, Fig. 6.6.8a). T oscila entre -0,75 y 0,75, con una media de $0,042 \pm 0,289$ (Fig. 6.6.7c), mientras que la foliación y la lineación presentan medias de 1,039 y 1,012, respectivamente (Fig. 6.6.7d-e). Los valores de F y L muestran una relación indirecta con la frecuencia de fracturas, es decir valores más altos de estos parámetros están asociados a una densidad menor en la frecuencia de fracturas (Fig.6.6.8b-c). Los diagramas de Jelinek (P_j - T) y Flinn (F - L) indican que los elipsoides de ASM adquieren formas triaxiales a obladas (Fig. 6.6.9a-b).

En cuanto a la distribución espacial de los ejes de los elipsoides de ASM, M_{ax} y K_{int} se distribuyen aleatoriamente en torno a la horizontal, mientras que los ejes K_{min} tienden a concentrarse en la vertical, manifestando una mejor agrupación en comparación con la sección basal (a excepción de algunos especímenes donde los ejes se desplazan hacia posiciones más horizontales) (Febbo et al.2021; Fig. 6.6.7f y Fig. 6.6.9d)

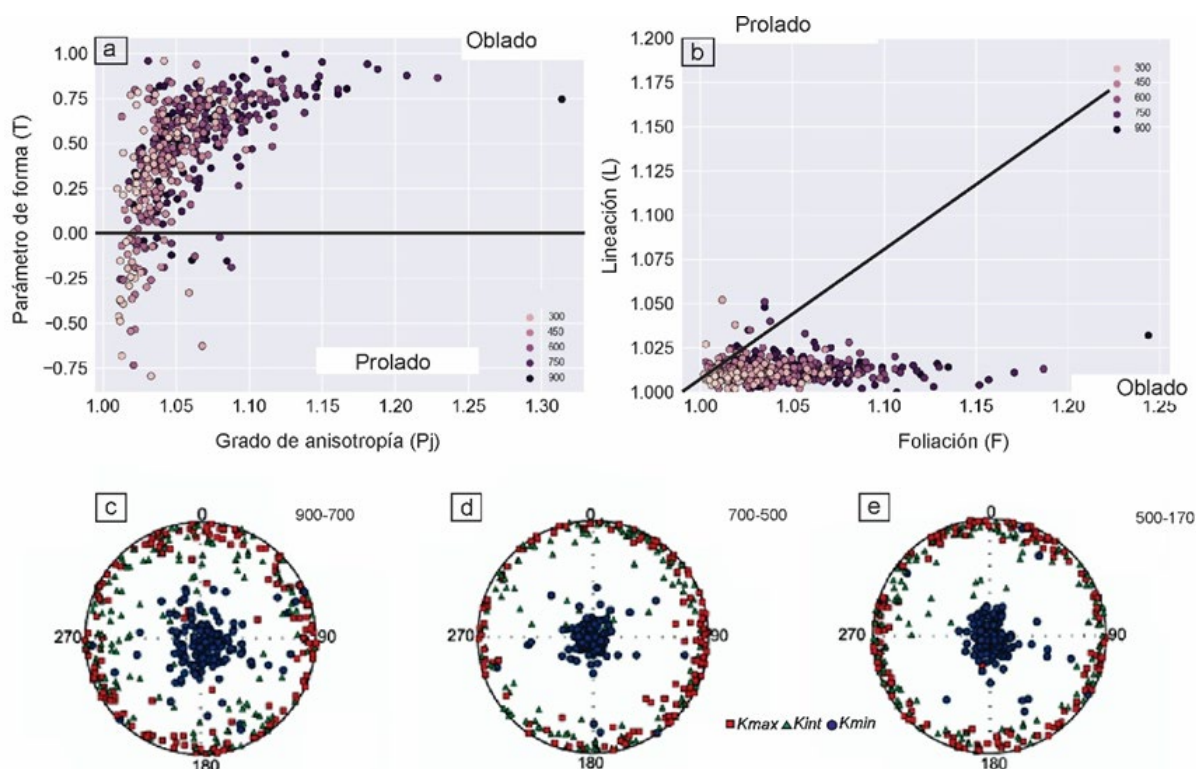


Figura 6.6.9: a) Parámetro de forma (T) vs. Grado de anisotropía corregido (P_j) en el grafico de Jelinek diferenciado por profundidad en colores; b) Lineación (L) vs. Foliación (F) en el diagrama de Flinn diferenciado por profundidad en colores; c-e) Proyección área-equivalente de los principales ejes de

susceptibilidad en muestras de coronas no orientadas en la sección basal; d) Proyección área-equivalente de los principales ejes de susceptibilidad en muestras de coronas no orientadas en la sección media; e) Proyección área-equivalente de los principales ejes de susceptibilidad en muestras de coronas no orientadas en la sección superior. Modificado de Febbo et al. 2021.

6.6.2.3 Sección superior (500- 171 mbbp)

Los parámetros de la sección superior presentan valores de P_j entre 1,01 y 1,10, con una media de $1,040 \pm 0,021$ (de 2 a 14%; Fig. 6.6.7c). En esta sección, se observan dos tendencias en la relación entre P_j y la frecuencia de fracturas: una relación directa en el intervalo de 500 a 330 m, donde los valores de P_j disminuyen a medida que la frecuencia de fracturas también es baja, y una relación inversa en el intervalo de 330 a 170 m (Fig. 6.6.8a). El parámetro T varía de -0,75 a 1, con una media de $0,03 \pm 0,377$ (Fig. 6.6.7c), mientras que los valores medios de foliación y lineación son de 1,02 y 1,011, respectivamente (Fig. 6.6.7d y Fig.6.6.7f). Los valores de F siguen una tendencia similar a la frecuencia de fracturas, mientras que L no muestra variación con esta frecuencia (Fig. 6.6.8b-c). Los diagramas de Flinn ($F-L$) y Jelinek (P_j-T) muestran elipsoides de ASM que varían desde oblados a triaxiales, con pocos especímenes de morfologías proladas ($T > -0,5$; Fig. 6.6.9a-b). Las proyecciones área equivalente revelan que los ejes $K_{máx}$ y K_{int} adoptan el mismo comportamiento que las dos secciones del pozo anteriores. Mientras que los ejes K_{min} tienden a agruparse en la vertical, salvo en dos niveles de poco espesor entre los 170 y 200 mbbp, donde los valores K_{min} se desplazan hacia la horizontal, coincidiendo con elipsoides de formas proladas (Febbo et al. 2021; Fig. 6.6.7f y Fig. 6.6.9e).

6.7 Análisis de registros de pozos

En esta sección se presentan los análisis de los registros petrofísicos de la Formación Tunas obtenidos del pozo exploratorio PANG003. Se exponen los resultados de dichos registros con el objetivo de identificar las litologías presentes y detectar la presencia de fracturas abiertas en subsuelo.

6.7.1 Identificación de litologías

6.7.1.1 Gamma Ray

El perfilaje de *gamma ray* (GR) mide la radioactividad natural de las rocas medidas unidades API (American Petroleum Institute) y es útil para identificar litologías y correlacionar horizontes. El uranio (U), Torio (Th) y Potasio (K) son los elementos comunes en las rocas que emiten radiación natural (Asquith et al. 2004). En general, las pelitas emiten mayor radioactividad que las areniscas y carbonatos, por ende, una de las aplicaciones más comunes del perfilaje de *gamma ray* es estimar el cálculo de la arcillosidad (*shaleiness*) para diferenciar entre psamitas (areniscas) y pelitas (limolitas y arcilitas).

En la figura 6.7.1 se presenta el histograma de los valores de *gamma ray* originales (Fig. 6.7.1a) y sus valores normalizados (Fig.6.7.1b) para obtener una mejor visualización de datos y resaltar las tendencias significativas. Este histograma ilustra la distribución de los valores de gamma ray medidos en el Pozo PANG0003 que inician a los 146,825 mbbp y finalizan a los 902,025 mbbp con un intervalo de medición de valor de radioactividad de 0,025 metros. En el eje de las abscisas se encuentran los valores de *gamma ray* en unidades API mientras que en el eje de las ordenadas se representa la frecuencia de estos valores.

En el histograma se puede observar una tendencia unimodal donde la mayor concentración de valores de gamma ray se encuentra en el rango de 180 y 230 API (Fig. 6.7.1a). Esta distribución unimodal refleja una única población de datos que podría estar relacionado con que las litologías presentes comparten minerales con elementos radioactivos justificando esta distribución relativamente homogénea en la formación estudiada. Los valores más altos de *gamma ray* ubicados en el extremo derecho del histograma podrían indicar zonas con mayor contenido de arcillas con elementos radiactivos, mientras que los valores más bajos, en el extremo izquierdo, podrían estar asociados a litologías más limpias o con minerales con elementos no radioactivos.

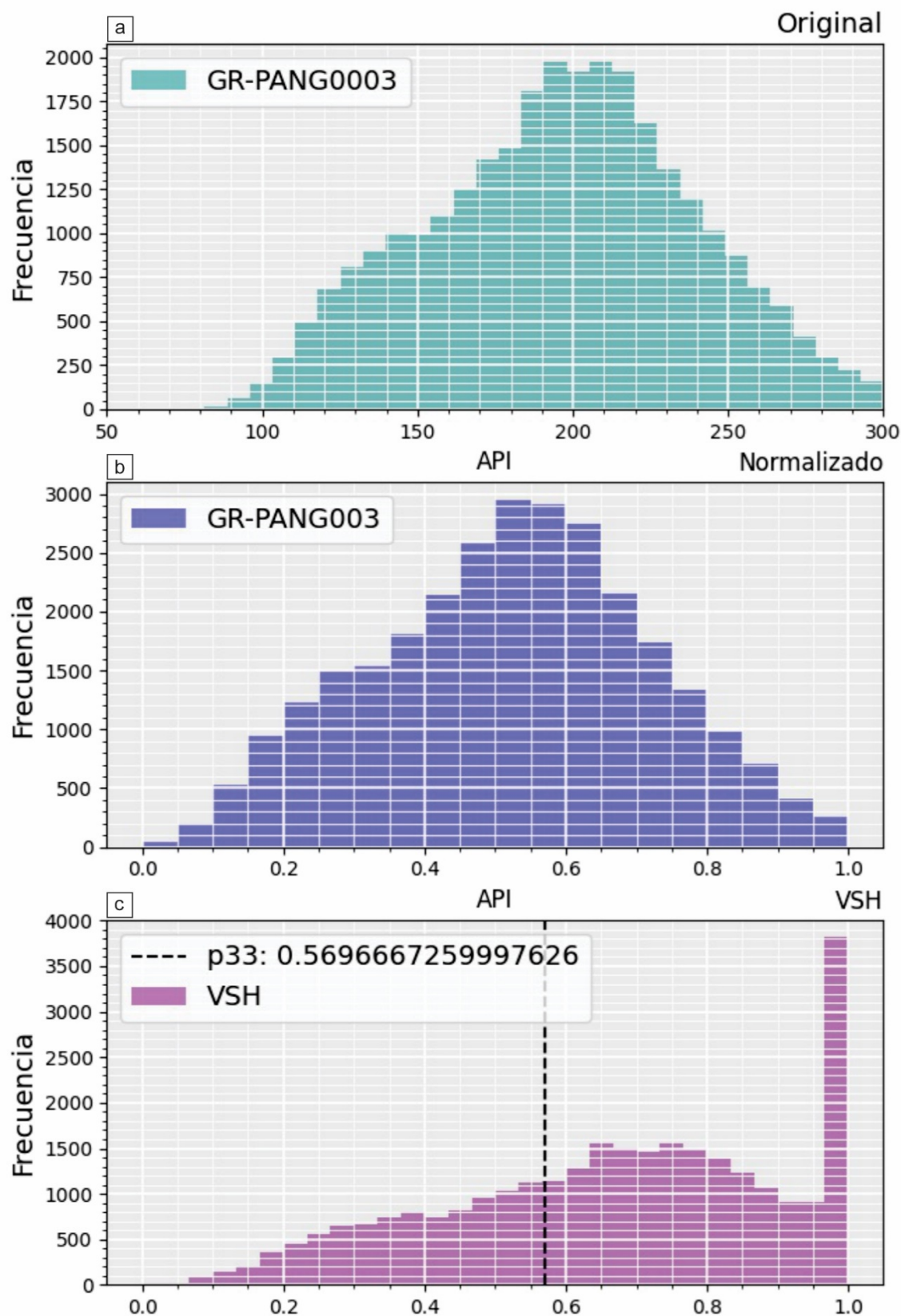


Figura 6.7.1: Histograma de datos de GR para el Pozo PANG0003 originales (a), normalizados (b) y valores de *vshale*, VSH (c). En línea punteada negra se indica el percentil 33.

A partir de los resultados de la ecuación del índice de *gamma ray* (IGR, Larionov 1969).

$$(1) \quad IGR = \frac{GR_{log} - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}}$$

Donde:

Gr máx.: Es el máximo valor de *gamma ray* registrado en el perfilaje.

Gr mín: Es el mínimo valor de *gamma ray* registrado en el perfilaje.

Gr log: Es el valor de *gamma ray* en el perfilaje.

se obtuvo el volumen de arcillas o arcillosidad (*vshale*) a lo largo de todo el pozo. Este volumen calculado a partir de la relación lineal entre IGR se compara con los valores desde la fórmula de Larionov (1969) para rocas de edades antiguas.

$$VSh = 0,33 \times (2^{2 \cdot IGR} - 1)$$

Estos datos se presentan en un histograma, en el cual se delimita el valor de corte o *cutoff* correspondiente al percentil 33 que diferencia entre psamitas (areniscas) y pelitas (fangolitas y limolitas) en base al *vshale* (Fig.6.7.1c y Fig.6.7.2). A partir de la comparación entre el cálculo de arcillosidad entre las dos fórmulas se deduce que el volumen de arcillosidad son similares independientemente de la fórmula utilizada.

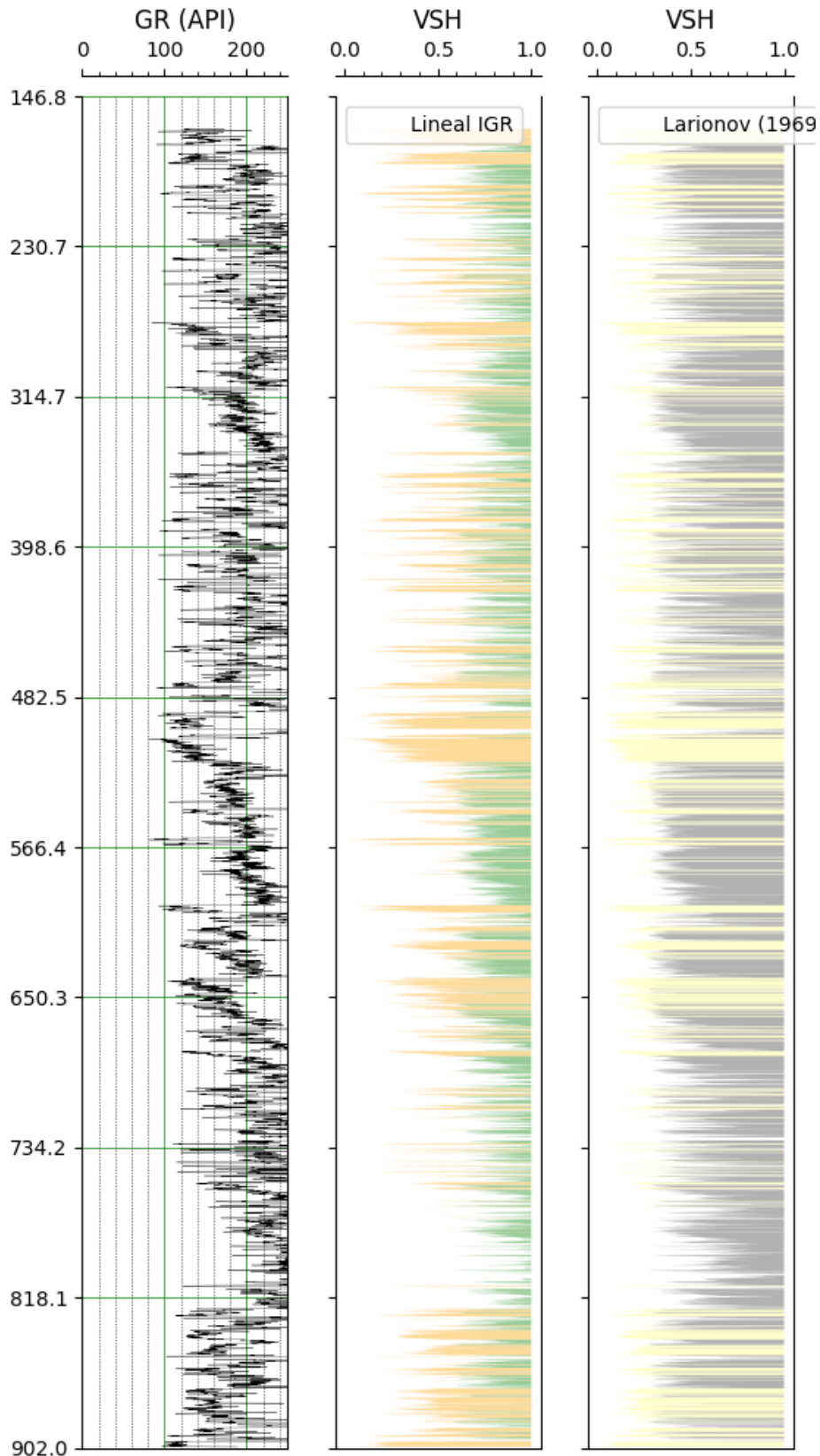


Figura 6.7.2: Perfilaje de gamma ray (GR) y curvas *vshale* (VSH) a partir del índice de IGR y desde la fórmula Larionov (1969). El color naranja y amarillo indica litologías con menor radioactividad, mientras que las litologías con más elementos radiactivos en su composición, se representan en verde y gris.

6.7.1.2 Densidad

Este registro calcula la densidad electrónica producto del efecto Compton originado por el bombardeo de rayos gamma a la formación litológica en estudio (Fig.6.7.3). La unidad de medida es en gramos por centímetro cúbico (g/cm^3) y se indica con la letra griega ρ (rho) (Asquith et al. 2004).

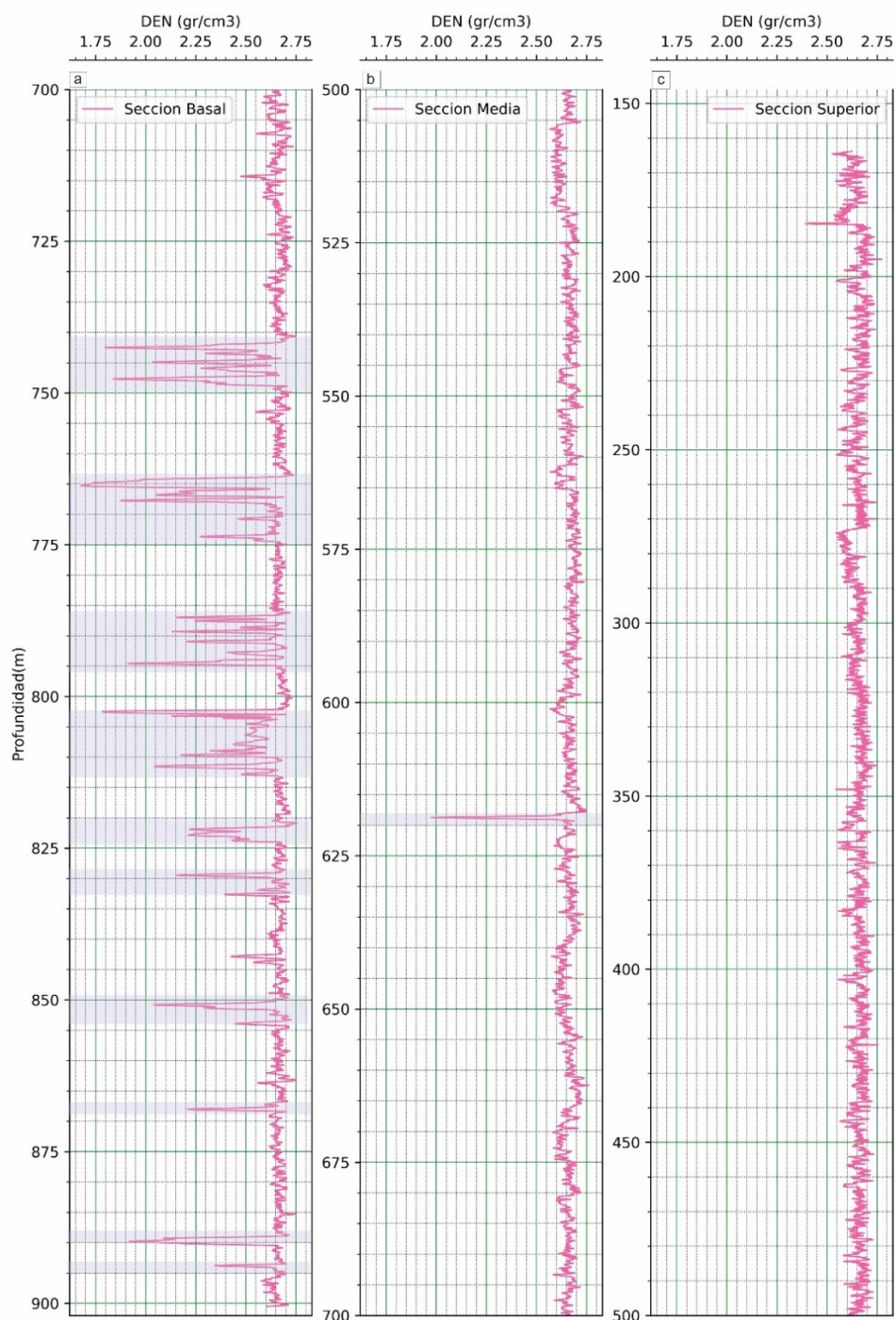


Figura 6.7.3: Registro de densidad (DEN) para la sección basal (a), media (b) y superior (c) del pozo PANG0003.

El perfilaje de pozo indica que la densidad de litologías presentes se encuentra en un rango relativamente estrecho con la mayoría de los valores oscilando entre $2,6 \text{ gr/cm}^3$ y $2,7 \text{ gr/cm}^3$. Sin embargo, también se registraron valores mínimos de densidad de hasta $1,7 \text{ gr/cm}^3$ (Fig.6.7.3). En la sección basal del pozo (900 mbbp - 700 mbbp) se reconocen hasta 10 niveles de litología con densidades mínimas entre $2,2 \text{ gr/cm}^3$ y $1,7 \text{ gr/cm}^3$ en los diferentes intervalos de profundidad (Fig. 3a): con un espesor acumulado aproximado de 52 metros.

En la sección media del pozo (700 mbbp -500 mbbp) se identificó un único nivel de 1 metro de espesor con densidades menores o iguales a 2 gr/cm^3 en el intervalo de profundidad comprendido entre 619 mbbp y 618 mbbp (Fig. 6.7.3b). Es importante señalar que en la sección superior del pozo (500 mbbp -171 mbbp) no se registraron litologías con densidades menores a 2 gr/cm^3 (Fig. 6.7.3c).

6.7.1.3 Porosidad

El registro de porosidad se determina a partir de un bombardeo de neutrones a la formación litológica y de la pérdida de energía de los mismos al colisionarse con átomos de hidrógeno presentes o en los fluidos que la misma contiene. La sensibilidad a la presencia o ausencia de hidrógeno resulta para evaluar y determinar la porosidad de las litologías (Asquith et al. 2004). Este tipo de perfilaje se conoce como Neutrónico.

El perfilaje de porosidad indica que la formación estudiada se encuentra en un rango relativamente estrecho con la mayoría de los valores de porosidad oscilando entre 0 y 0,1 v/v con valores máximos de porosidad de 0,59 v/v (Fig. 6.7.4).

En la sección basal del pozo (900 mbbp - 700 mbbp) se identificaron 13 niveles con porosidad que superan los 0,25 v/v en intervalos similares de profundidad que registran valores de densidad mínimos (Fig. 6.7.4a).

En la sección media del pozo (700 mbbp -500 mbbp) se identificó un solo nivel con una porosidad mayor a 0,2 v/v comprendido entre los 619 mbbp y 618 mbbp (Fig. 6.7.4b). Con respecto a la sección superior, los datos de porosidad registrados se agrupan en torno a los valores entre 0,05 v/v y 1,05 v/v (Fig. 6.7.4c).

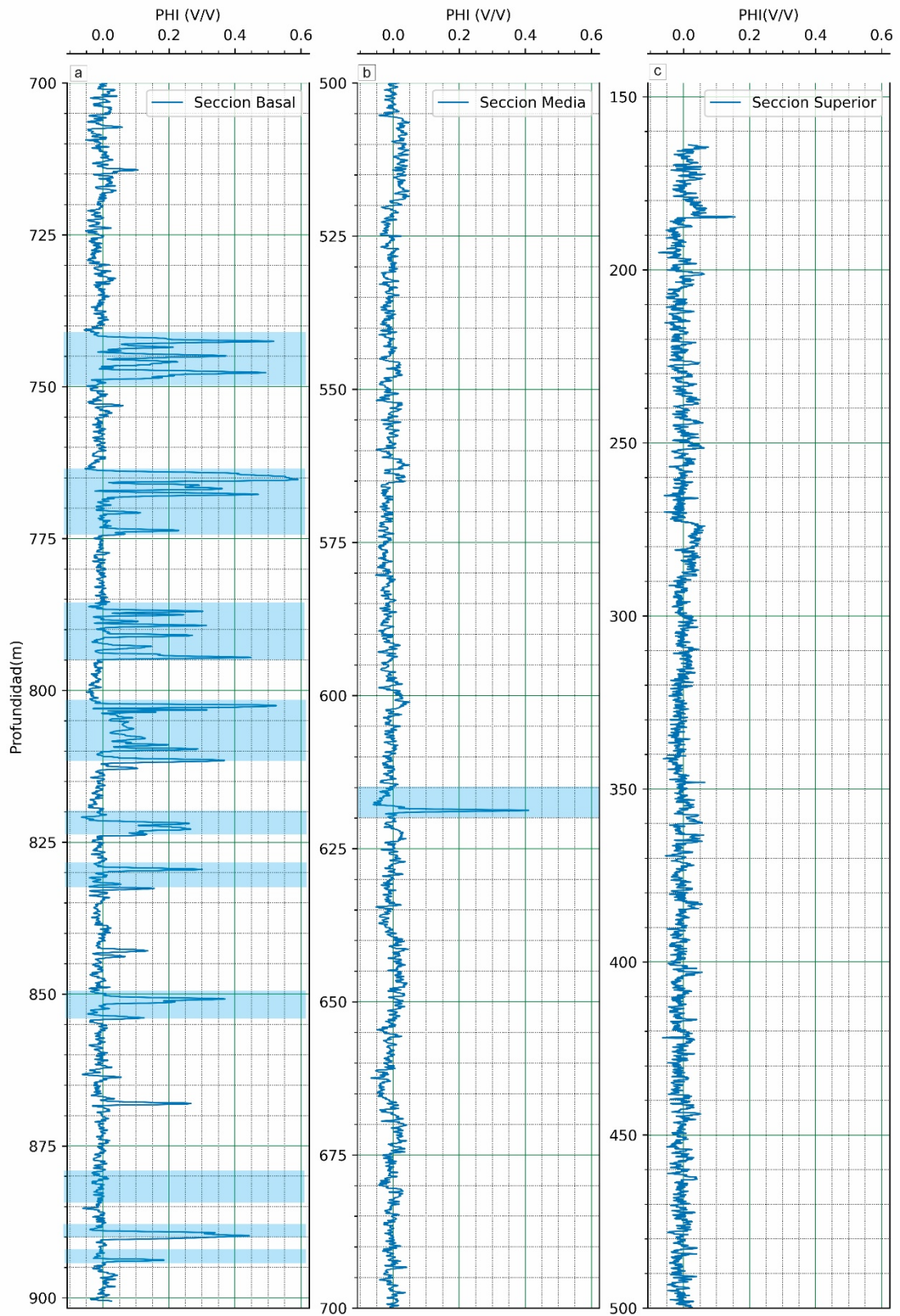


Figura 6.7.4: Registro de porosidad (PHI) para la sección basal (a), media (b) y superior (c) del pozo PANG0003.

6.7.2 Fracturas en subsuelo

La identificación de fracturas se realizó a partir de registros convencionales como temperatura (T), caliper (CAL) y sísmico (DT).

6.7.2.1 Temperatura

El registro de temperatura proporciona un perfil de temperatura continuo a lo largo del pozo que en general aumenta con la profundidad (Fig.6.7.5). La presencia de fracturas influye en el comportamiento de la curva ya que las fracturas abiertas permiten el ingreso del lodo de perforación en el pozo resultando una disminución de los valores de temperatura registrados (Asquith et al. 2004).

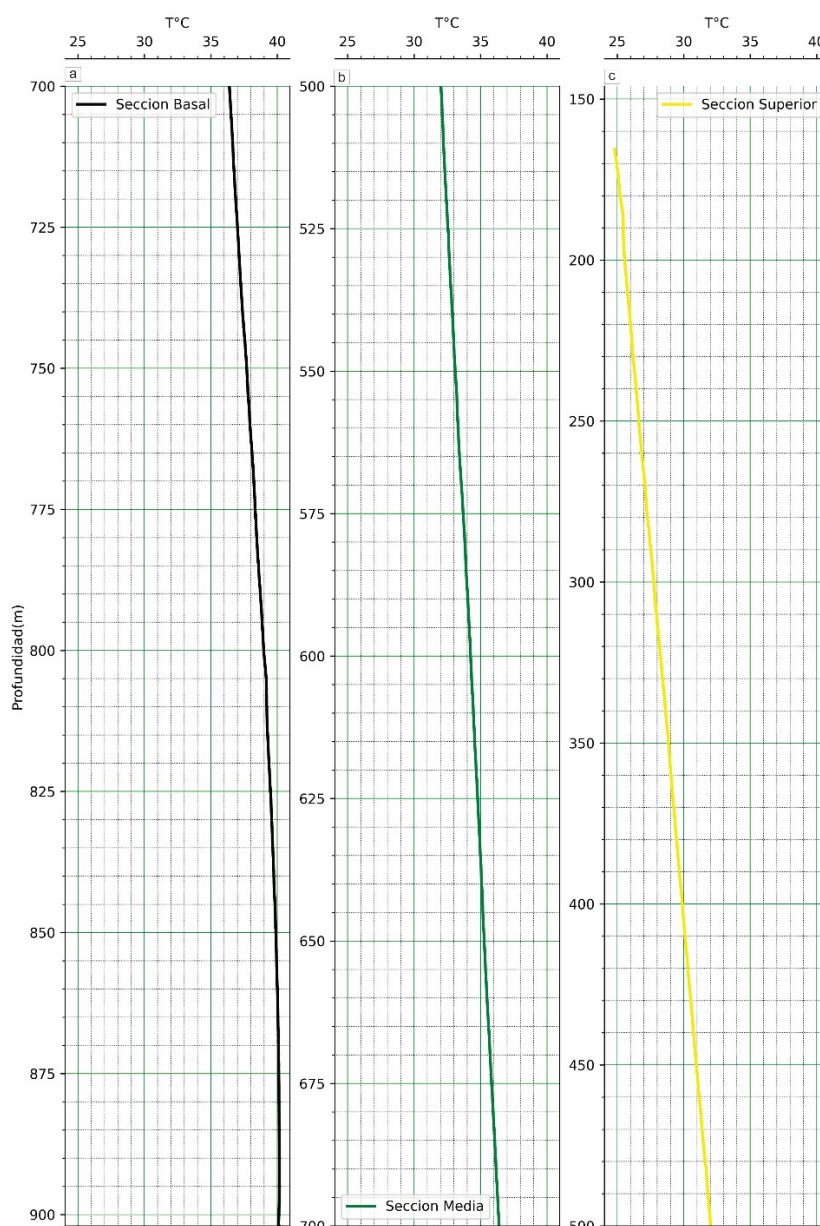


Figura 6.7.5: Registro de temperatura para la sección basal (a) media (b) y superior (c) del pozo PANG0003.

En la sección basal del pozo (900 mbbp - 700 mbbp) se observa un perfil de temperatura continuo que aumenta linealmente con la profundidad desde los 36°C hasta 40°C (Fig. 6.7.5a). Aunque la tendencia general del registro de temperatura es ascendente, se identifican sectores con una disminución temperatura de aproximadamente 0,05°C. Esto se evidencia en las áreas resaltadas en verde en los intervalos de 755 mbbp - 748 mbbp (Fig. 6.7.6a), 775 mbbp - 769 mbbp (Fig. 6.7.6b) y 779,6 mbbp – 776 mbbp (Fig. 6.7.6c).

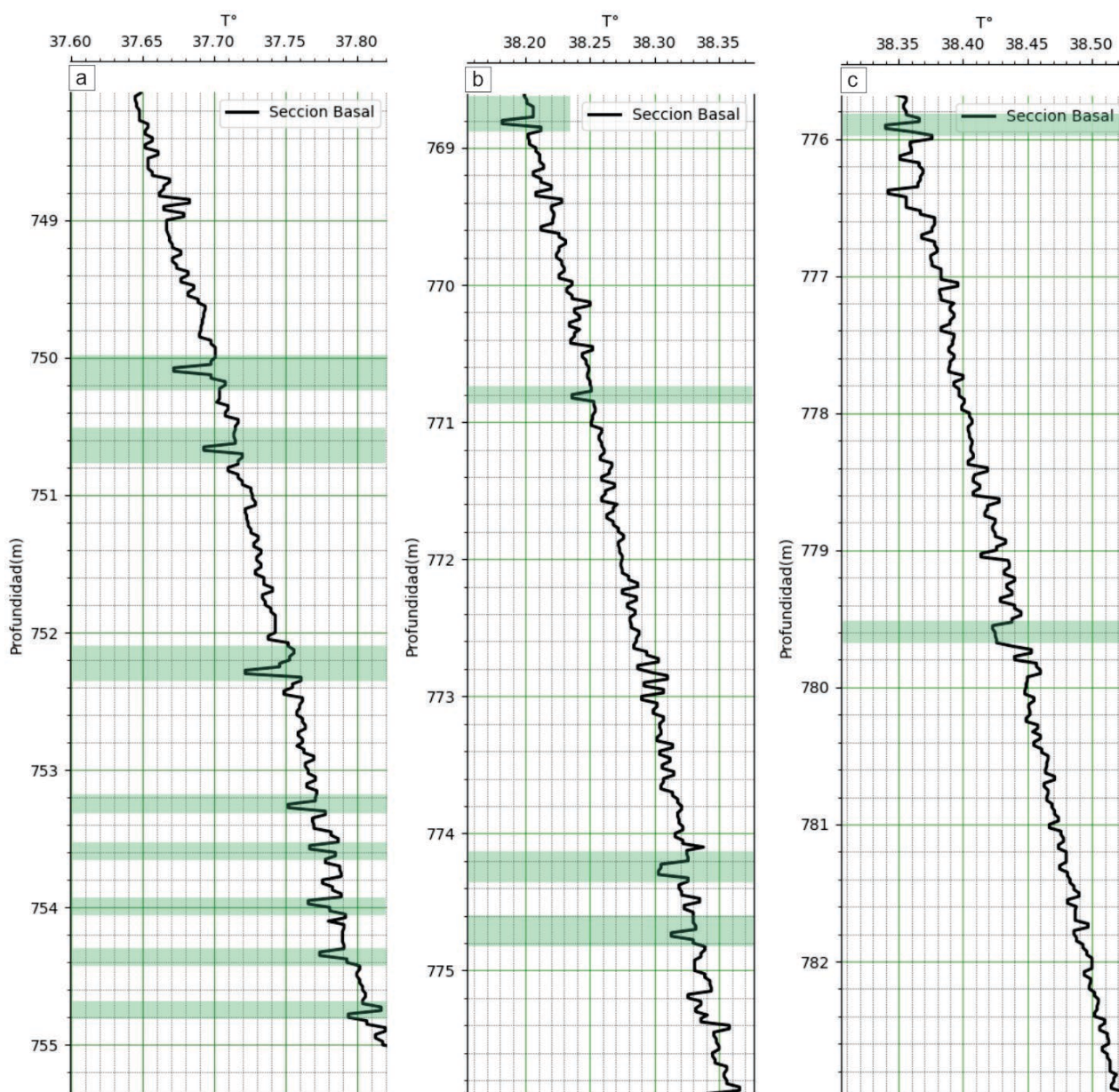


Figura 6.7.6: Registro de temperatura para la sección basal del pozo PANG 0003. Las áreas resaltadas en verde representan cambios en el registro de temperatura. a) Registro de temperatura en el sector comprendido entre 755 mbbp - 748 mbbp; b) Registro de temperatura en el sector comprendido entre 775 mbbp - 769 mbbp. c) Registro de temperatura en el sector comprendido entre 779,6 mbbp – 776 mbbp.

En la sección media del pozo (700 mbbp - 500 mbbp) se observa un perfil de temperatura continuo que aumenta con la profundidad desde los 32°C hasta 36°C (Fig.6.7.5b). Aunque la tendencia general del registro de temperatura es ascendente, se identifican sectores con una disminución minúscula de temperatura de aproximadamente 0,05°C. Esto se evidencia en el desplazamiento de la curva de temperatura hacia la izquierda en las áreas resaltadas en siguientes profundidades 673,40 mbbp -673,20 mbbp y 675,60 mbbp -675,40 mbbp (Fig. 6.7.7a) mientras que en el sector comprendido desde los 536 mbbp hasta 529 mbbp la curva de temperatura no presenta cambios significativos (Fig.6.7.7b).

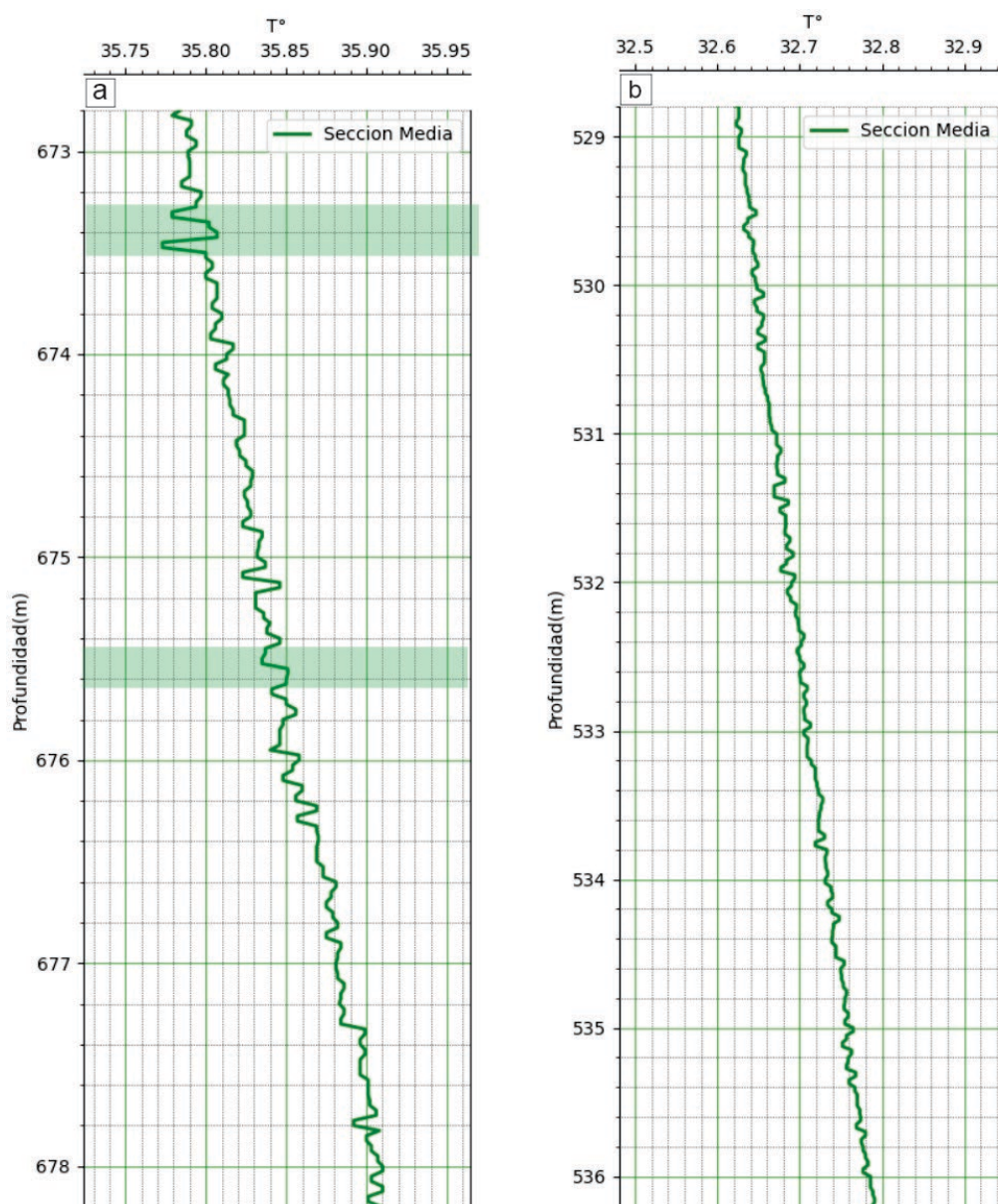


Figura 6.7.7: Registro de temperatura (T) para la sección media (700 mbbp -500 mbbp) del pozo PANG0003. a) Registro de temperatura para el sector comprendido entre 678 mbbp-673 mbbp; b) Registro de temperatura para el sector comprendido entre 536 mbbp-529 mbbp.

En la sección superior del pozo (500 mbbp – 171 mbbp) se observa un perfil de temperatura continuo desde los 25°C hasta 32°C (Fig.6.7.5c). El desplazamiento de la curva de temperatura hacia valores menores no es notorio como en las secciones anteriores del pozo. Algunos sectores distinguibles entre los 452 mbbp y los 446 mbbp son: 447,8 mbbp-446 mbbp, 447,40 mbbp- 447, 20 mbbp, 448 mbbp, 451,8 mbbp – 451,60 mbbp (Fig. 6.7.8a). En la figura 6.7.8 b se destacan los sectores 500,4 mbbp – 500,2 mbbp y 502,2 mbbp-502 mbbp entre los 505 mbbp y los 499 mbbp.

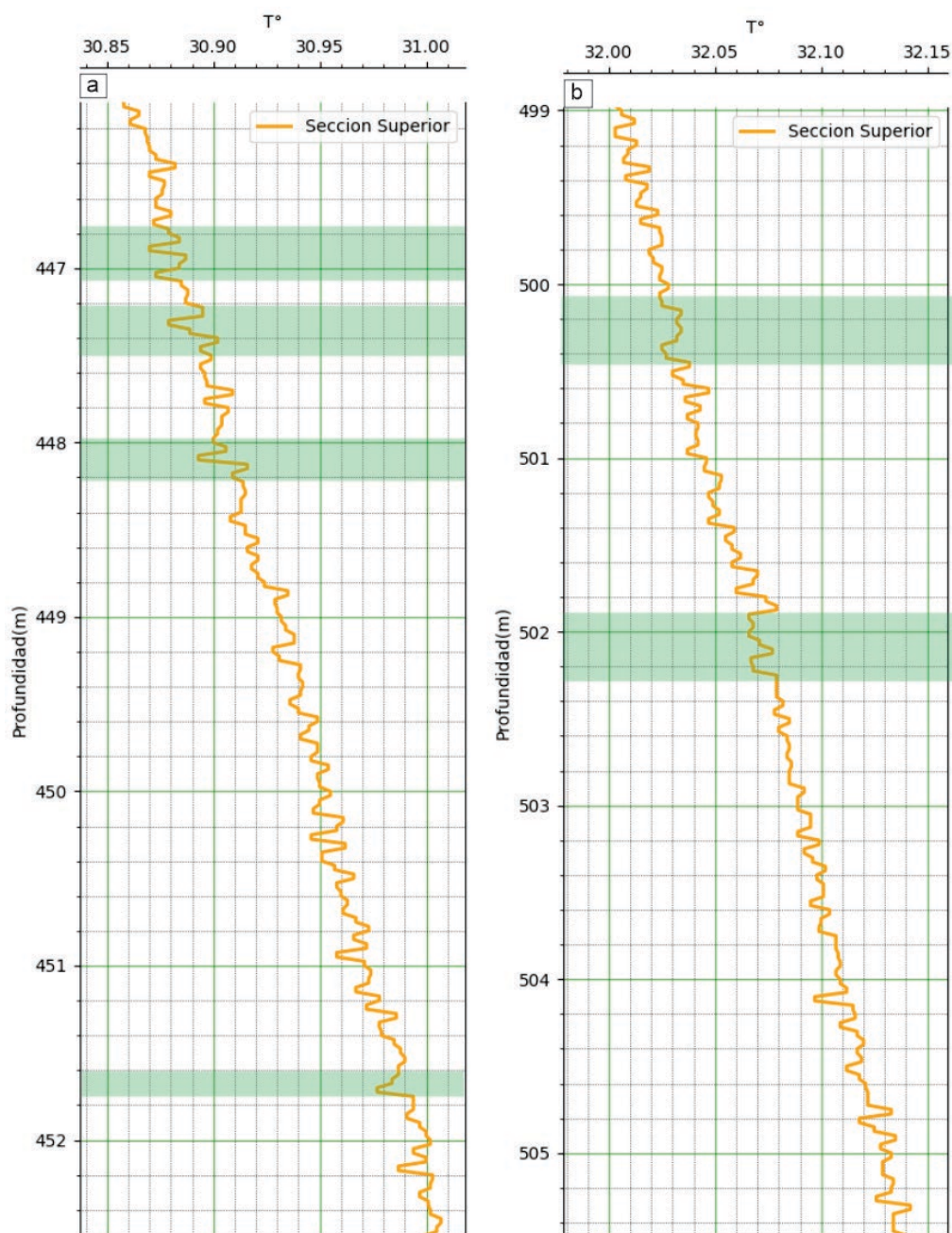


Figura 6.7.8: Registro de temperatura para la sección superior (500 mbbp- 171 mbbp). Las áreas resaltadas en verde representan cambios en el registro de temperatura; a) Registro de temperatura

para el sector comprendido entre 452 mbbp-4 46mbbp; b) Registro de temperatura para el sector comprendido entre 505 mbbp- 499 mbbp.

6.7.2.2 Caliper

El registro caliper (CAL) es una medida del diámetro del pozo en unidades de longitud (mm). En la figura 6.7.9 se presenta el registro caliper junto la curva que indica el diámetro de la mecha o *bit size* que se utilizó durante toda la perforación para una mejor visualización e identificación de cambios en el diámetro en el pozo es estudio.

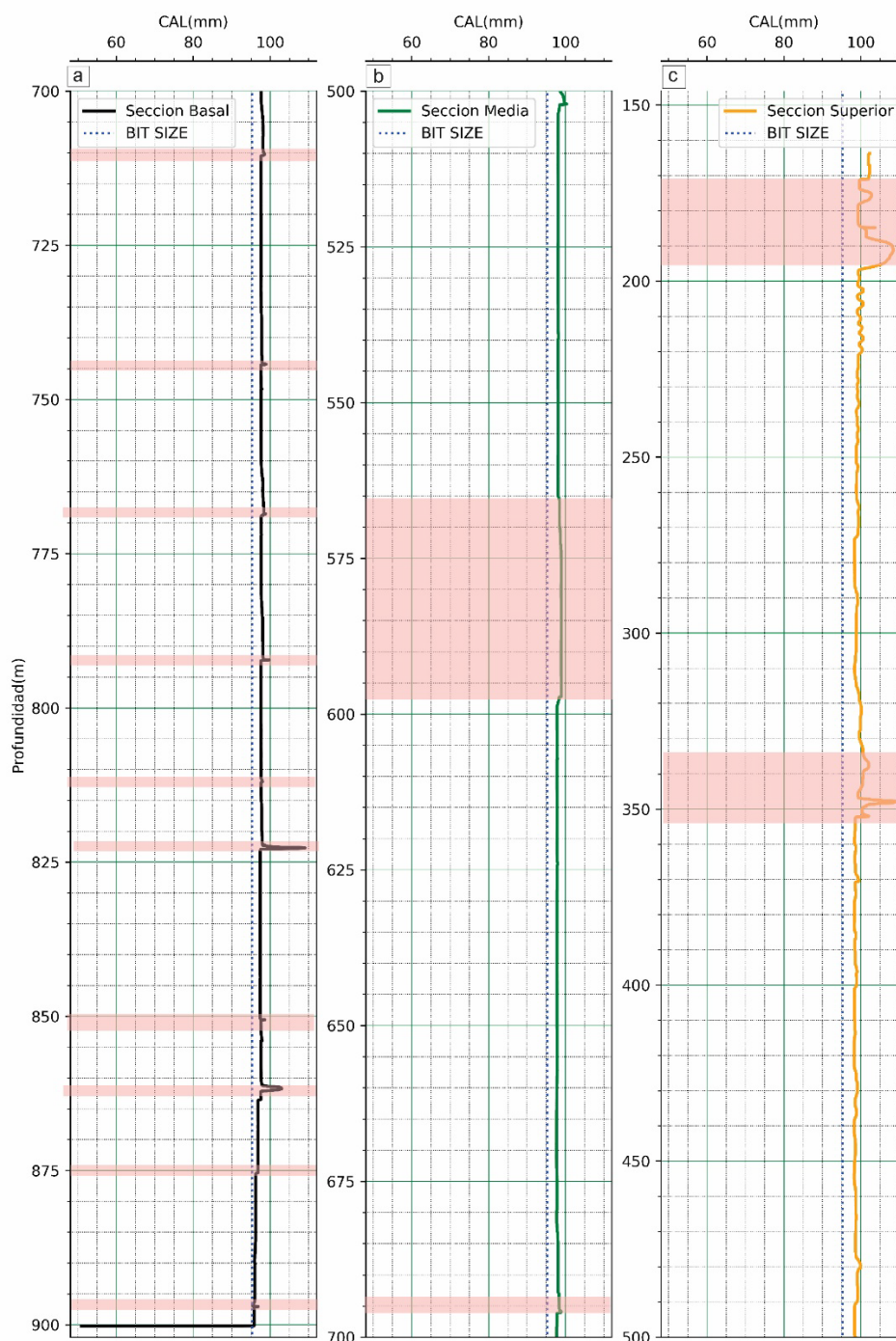


Figura 6.7.9: Registro caliper (CAL) para la sección basal (a), media (b) y superior (c) del pozo PANG0003.

Las zonas fracturadas pueden verse reflejadas en este registro mediante una reducción de su lectura debido a la presencia de una capa gruesa de lodo o *mudcake* especialmente cuando existen materiales de pérdida de circulación. Alternativamente, se puede observar un aumento en el diámetro medido que ocurre preferentemente en la dirección de inclinación de las fracturas en zonas altamente fracturadas generando derrumbes en las paredes del pozo y pérdidas del lodo de perforación.

En la sección basal del pozo (900 mbbp -700 mbbp), en el intervalo comprendido entre los 900 mbbp hasta los 874 mbbp, se observa un diámetro mínimo de la perforación ya que la línea del tamaño de la mecha y la curva del caliper tienen valores muy cercanos entre sí. A medida que descendemos, desde los 875 mbbp hasta los 700 mbbp, el registro caliper se separa ligeramente de la línea del tamaño de la broca en pequeños intervalos. En esta sección, los sectores en el que observa un aumento en el diámetro del pozo ocurren en las siguientes profundidades (áreas resaltadas en rosa): 897 mbbp, 875 mbbp, 864 mbbp-861 mbbp, 854 mbbp -851 mbbp, 823 mbbp -822 mbbp, 812 mbbp, 792,50 mbbp m, 768,60 mbbp – 768,40 mbbp, 748,20 mbbp, 744,20 mbbp – 744 mbbp y 710,20 mbbp – 710 mbbp (Fig. 6.7.9a)

En la sección media del pozo (700 mbbp -500 mbbp) la curva caliper se mantiene constante alrededor de los 98 mm. Sin embargo, se registran dos aumentos en el registro caliper: uno a los 695,10 mbbp y otro a los 502,3 mbbp. Además, hay una notable separación entre la línea del tamaño de la broca y la curva del caliper en el intervalo desde los 595 mbbp hasta los 566 mbbp (Fig. 6.7.9b).

En la sección superior del pozo (500 mbbp – 171 mbbp) la curva caliper muestra pequeñas oscilaciones entre los valores de 98 mm y 99 mm. En esta sección también se observan dos aumentos diferenciados en el diámetro del pozo en las profundidades: entre los 352,3 mbbp y los 346,83 mbbp, y otro entre los 196,90 mbbp y los 184,79 mbbp (Fig. 6.7.9c).

6.7.2.3 Sónico

El registro sónico (DT) corresponde al tiempo de tránsito, expresado en microsegundos por metro ($\mu\text{seg/m}$), de una onda sonora compresional que se propaga a lo largo del eje del pozo y es registrada por uno o más receptores ultrasónicos (Fig. 6.7.10). Este parámetro es el recíproco de la velocidad de propagación de la onda, expresada en metros por segundo.

La presencia de fracturas produce una marcada atenuación de la energía de las ondas sonoras, generando amplitudes menores y un aumento del tiempo de viaje (Asquith et al. 2004).

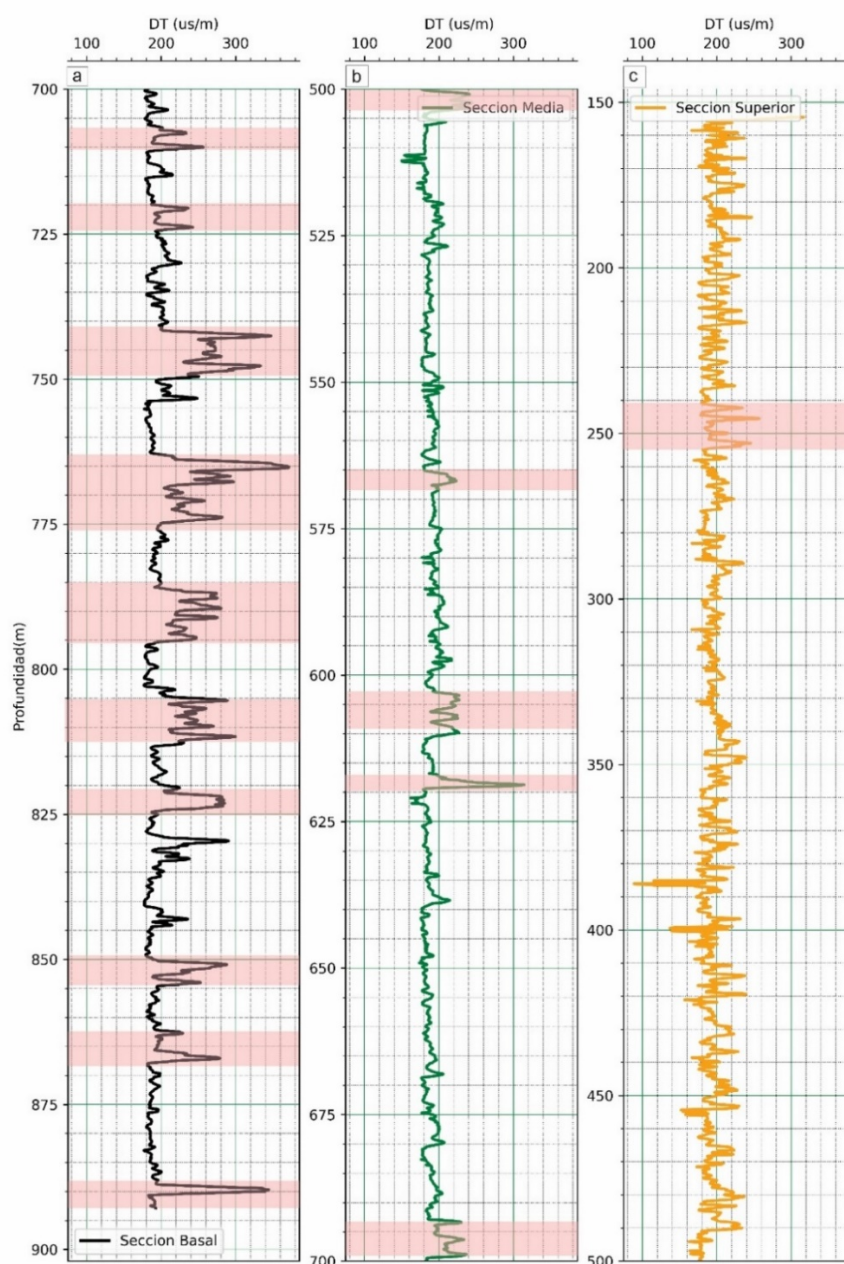


Figura 6.7.10: Registro sónico (DT) para la sección basal (a), media (b) y superior (c) del pozo PANG0003.

El perfilaje de pozo indica que el tiempo de tránsito de las ondas (Δt) en las litologías se encuentra en un rango relativamente estrecho con la mayoría de los valores oscilando entre 198 $\mu\text{seg/m}$ y 203 $\mu\text{seg/m}$. Sin embargo, también se registró Δt mayores a 300 $\mu\text{seg/m}$ (Fig. 6.7.10). En la sección basal del pozo (900 mbbp -700 mbbp) se observan incrementos significativos en el tiempo de tránsito de las ondas entre 257 $\mu\text{seg/m}$ y 300 $\mu\text{seg/m}$ (Fig. 6.7.10a).

En la sección media (700 mbbp -500 mbbp) el Δt de las ondas muestra un aumento de 220 $\mu\text{seg/m}$ y 315 $\mu\text{seg/m}$ (Fig. 6.7.10b).

Con respecto a la sección superior (500 mbbp -171 mbbp), los cambios en el Δt no son evidentes, se distingue un único intervalo localizado entre los 250 mbbp y los 240 mbbp (Fig. 6.7.10c).

Capítulo 7:
INTERPRETACIÓN DE
RESULTADOS Y
DISCUSIONES

7.1 Geología de la Formación Tunas en afloramiento: SE de la Sierra de Pillahuincó

Los perfiles sedimentarios realizados en los afloramientos del tramo inferior de la Formación Tunas en las Sierras Australes, específicamente en el sector SE de la Sierra de Pillahuincó, revelan una sucesión dominada por ciclos grano-decrecientes, conformados principalmente por areniscas amarillas finas y fangolitas moradas laminadas, con predominancia de estratos tabulares arenosos. Las fangolitas presentan notable deformación, con desarrollo de clivaje del plano axial, consistente con el intenso plegamiento relevado. Estas observaciones sedimentológicas y tectónicas concuerdan en líneas generales con estudios previos (López Gamundi et al., 1995; Andreis y Japas, 1991, entre otros); sin embargo, debe mencionarse que en el área estudiada no se observaron bases erosivas ni tobas con alto contenido de esmectita reportadas por otros autores (Iñiguez et al., 1988).

La descripción petrográfica de las areniscas las clasifica como litoarenitas feldespáticas según Folk et al. (1970), caracterizadas por granos subredondeados a subangulosos, con escasa matriz arcillosa y cemento silíceo menor al 5%. La presencia dominante de cuarzo monocristalino, feldespatos parcialmente alterados a arcillas y fragmentos líticos, junto con biotita y muscovita flexuradas, destaca la influencia diagenética y la deformación frágil de estos materiales. Estas características petrográficas coinciden parcialmente con las descripciones de Alessandretti et al. (2013) y Ballivián Justiniano et al. (2020), aunque en nuestro caso se destaca particularmente la escasa proporción de matriz arcillosa y la ausencia de facies granocrecientes.

En la caracterización de las fracturas relevadas en los afloramientos se identificaron claramente dos conjuntos principales de diaclasas conjugadas con orientaciones dominantes N45° y N300°, en concordancia general con los patrones de fracturación documentados por Rossello (2016). No obstante, este estudio aporta una descripción detallada petrográfica sobre la orientación, continuidad lateral y apertura de venillas cementadas por cuarzo, diferenciadas en dos grupos específicos: paralelas y perpendiculares a la estratificación, documentadas únicamente en la litofacies de areniscas. La ausencia de estructuras similares en las litofacies de fangolitas puede atribuirse a su comportamiento mecánico, dúctil, vinculado a su alta proporción de minerales arcillosos y su baja competencia relativa frente a los esfuerzos tectónicos. Mientras que las areniscas tienden a comportarse de forma frágil, generando diaclasas o venillas cementadas, las fangolitas suelen deformarse por mecanismos de compactación y disolución por presión, desarrollando clivaje espaciado u otros planos de debilidad que no necesariamente se expresan como fracturas abiertas o visibles a escala macroscópica. Además, factores como la menor capacidad de preservación de fracturas en

estas litologías y la limitada visibilidad en los afloramientos estudiados podrían contribuir a su aparente ausencia

Las venillas paralelas muestran aperturas de hasta 100 mm y un cemento compuesto mayoritariamente por cuarzo con morfologías *blocky* y *elongated blocky*, con evidencias claras de procesos termales y de presión en el límite de la diagénesis (extinción ondulante y *bulging*). Además, se documenta a presencia puntual de un mineral autigénico fibroso interpretado como illita, sugiriendo procesos complejos de interacción fluido-roca durante la fracturación.

Las venillas perpendiculares, por su parte, muestran aperturas menores (hasta 1 mm), también cementadas principalmente por cuarzo *blocky*, con recristalización. La identificación microscópica de eventos reiterativos tipo *crack-seal* con presencia secundaria de epidoto y zeolitas representa un hallazgo original, indicando un sistema multiepisódico de fracturación (Bons et al. 2012).

Estos resultados permiten sugerir que la fracturación observada en la Formación Tunas involucró mecanismos de deformación principalmente frágil, con una importante participación de fluidos diagenéticos y dinámica multiepisódica. La mineralogía del cemento posee relación directa con la petrografía observada en la roca de caja en todos los casos. La presencia documentada de recristalización dinámica y minerales secundarios como epidoto y zeolitas señala un ambiente deformacional más complejo que el previamente descrito, enriqueciendo el modelo estructural-diagenético establecido por Rossello (2016) y López Gamundi y Rossello (2021).

7.2 Geología y muestreo del subsuelo de la Formación Tunas

7.2.1 Pozo PANG0003

La geología de la Formación Tunas en subsuelo fue rigurosamente estudiada a través de los registros de los pozos exploratorios PANG0001 y PANG0003 y presentadas en las tesis doctorales de Arzadun (2015) y Febbo (2023).

Las litologías registradas en los testigos coronas fueron descritas en un análisis detallado sedimentológico y estratigráfico por Zavala et al. (2019). Los autores presentan 16 facies litológicas atribuidas a lutitas de plataforma a prodelta, lóbulos arenosos de plataforma, barras de plataforma a barras de desembocadura, canales fluviales a distributarios y pantanos interdistributarios a llanura aluvial. La descripción petrográfica macroscópica y microscópica de tales litofacies bajo el microscopio óptico y su análisis mineralógico mediante DRX son desarrolladas en el trabajo de Arzadun (2015) y Febbo (2023) y se complementan en esta tesis.

El análisis conjunto de la columna estratigráfica, la definición de litofacies y los estudios petrográficos del pozo PANG0003 permite establecer una correlación precisa entre las

litologías observadas a escala de afloramiento y subsuelo, y las microtexturas y composiciones minerales determinadas en secciones delgadas. La organización vertical de las unidades litológicas, marcada por la transición desde una sección basal rica en fangolitas carbonosas y niveles de carbón, hacia una sección superior dominada por areniscas y heterolitas, se refleja coherentemente en la distribución y características de las litofacies reconocidas y sus componentes petrográficos.

En términos generales, las areniscas, representadas por las litofacies Ssx, Ssr, SsM, Ssl, Ssb y Ssm, presentan una composición dominante de cuarzo monocristalino y policristalino, feldspatos potásicos y plagioclasas, junto con fragmentos líticos de origen metamórfico y volcánico. Petrográficamente, estas areniscas muestran una moderada madurez textural y mineralógica, con moderada a buena selección y contactos cóncavos-convexos. La presencia frecuente de minerales accesorios como biotita, muscovita y clorita, así como cementos carbonáticos, arcillosos y zeolíticos, indica condiciones de diagénesis activa, con zonas locales de disolución, alteración y recristalización.

Un rasgo distintivo dentro de la facies de areniscas es la litofacies SsM, cuya textura "moteada" responde a una cementación diferencial, donde sectores intergranulares muestran variación en la mineralogía del cemento (carbonático, zeolítico y ocasionalmente silíceo). Este patrón puede relacionarse con pulsos de diferente flujo de fluidos diagenéticos presentes a través del sistema poroso.

Por otro lado, las fangolitas masivas (Fm) y fangolitas carbonosas (Fc) se componen principalmente por partículas menores a $3,9\ \mu\text{m}$, con cantidades variables de cuarzo, muscovita y biotita, materia orgánica y pirita framboidal. En particular, la litofacies Fc se destaca por su elevada concentración de materia orgánica, conservación de tejidos vegetales y por la presencia de venilleo de calcita y cuarzo. Estas características indican no solo ambientes reductores de depositación, sino también una fuerte influencia de procesos de diagénesis química vinculados a la degradación de materia orgánica y movilidad de cationes en condiciones anóxicas.

La distribución de estas litofacies a lo largo del perfil vertical también exhibe una lógica estratigráfica clara. Las areniscas gruesas y con estructuras de alta energía, como la litofacies Ssx, predominan en la sección basal y media, asociadas a depósitos de tipo canalizado o de barras. Hacia la parte media y superior, se incrementa la proporción de heterolitas (Het) y fangolitas tobáceas (F/L intercaladas con T), con texturas más finas y laminadas, cementación diferencial y estilolitas, lo que indica una progresiva disminución en la energía del sistema y aumento en la participación de eventos volcánicos y procesos de compactación química.

En las litofacies tobáceas y tobáceo-pelíticas, los análisis por DRX confirman la abundancia de minerales como cuarzo, illita y clorita, coherente con la alteración de trizas vítreas y matriz piroclástica rica en arcillas. La presencia de estilolitas y venilleo de calcita

también indica que estas facies han sido objeto de presión-disolución y cementación selectiva, aportando una señal clara de evolución diagenética avanzada.

La presencia recurrente de cementos de origen carbonático, silíceo y zeolítico, así como los rasgos de alteración en granos detríticos y la cementación heterogénea, constituyen evidencia de un sistema poral abierto, sensible a la influencia de fases fluidas, lo que cobra especial relevancia en el marco del análisis estructural y de las condiciones de reservorio potencial de la Formación Tunas.

7.2.2 Caracterización de fracturas

La Formación Tunas representa un sistema petrolero potencial: Tunas-Tunas, con una significativa relevancia económica y energética debido a la presencia de capas de carbón y gas metano asociado (Gas de carbón o GDC) (Lesta y Sylwan, 2005; Arzadún 2016). Las facies litológicas que corresponden a elementos de un potencial sistema petrolero que proponen Arzadun (2015) y Febbo (2023) son:

- Las litofacies de areniscas: representarían potencial como **reservorios no convencionales de tipo areniscas gasíferas compactadas (tight gas sandstones)**. Dentro de las litologías presentes, las areniscas naturalmente fracturadas, areniscas con materia orgánica dispersa y areniscas con cemento carbonático cercanas a niveles carbonosos muestran el mayor potencial para alojar hidrocarburos dado que presentan los mayores valores de porosidad (0,5%-4%) y permeabilidad (10^{-3} a 10^{-4} mD) y se ubican cercanos o en contacto con las rocas generadoras (carbón/fangolitas carbonosas).
- Las litofacies de fangolitas carbonosas y carbón representarían **reservorios no convencionales de tipo gas de carbón (GDC)** dado su espesor (capas entre 1 hasta 11 metros), altos valores de COT (25 a 54%) y madurez del carbón (R_o 1,6 a 2,4%), con rangos de bituminosos con contenido de volátiles medio a bajo a semi-antracíticos.

La caracterización de fracturas en subsuelo a partir de registros de corona del pozo PANG0003 es una metodología clave en los estudios de modelación numérica de reservorios convencionales y no convencionales. Su aplicación mejora la predicción del flujo de fluidos en estos sistemas y resulta fundamental para la gestión de recursos y explotación de hidrocarburos al caracterizar reservorios potenciales.

La Sociedad Internacional de Mecánica de Rocas (ISRM) propone un método para caracterizar las fracturas a partir de sus parámetros o atributos (ISRM, 1978). Este método se basa en la descripción de los atributos de las fracturas, como la apertura, altura, longitud, ángulo de inclinación (*dip*), mineralogía del cemento y estimar la frecuencia o intensidad de

las mismas. Una de las herramientas esenciales para la recolección de estos parámetros y estimar la frecuencia o intensidad es mediante una línea de exploración o *scanline*, técnica utilizada tanto en afloramientos como en registros de subsuelo (Ortega et al. 2006). Los parámetros de las fracturas y su frecuencia son la base esencial para la construcción de un modelo de fracturas en subsuelo que luego son comparadas con sus análogos en afloramiento (Priest, 1993, Marrett, 1996; Gomez y Laubach, 2006; Gale et al. 2007; Guerriero et al. 2010; Hooker et al. 2009; Ortega et al. 2006; Sanderson y Nixon, 2015).

Los parámetros o atributos de las fracturas relevados en las litologías de la Formación Tunas fueron: apertura, ángulo, longitud y mineralogía cementante. Tales parámetros obtenidos se comparan con formaciones litológicas similares. Se describen y discuten además la relación topológica entre fracturas y su organización espacial.

- **Apertura**

Gale et al. (2010) recopilan datos de apertura cinemática de fracturas exclusivamente en litofacies de fangolitas, a partir de testigos de corona y afloramientos en diversas formaciones litológicas norteamericanas, como Barnett, Marcellus, Austin Chalk, New Albany, Baxter y Woodford (Fig.7.2.1). Los resultados revelan una amplia variedad de tamaños con aperturas cinemáticas que oscilan entre $\sim 30 \mu\text{m}$ y 100 mm; sin embargo, la mayoría de las fracturas presentan aperturas en un rango estrecho, entre 30 μm y 1 mm, con una tendencia decreciente en la cantidad de fracturas de mayor apertura. En los registros corona, los tamaños de apertura varían localmente entre 0,03 mm y valores mayores o iguales a 1 cm.

Para el caso de la Formación Tunas, los valores de apertura para la litofacies de fangolitas se encuentran en el rango descrito por Gale et al. (2010) (Fig. 7.2.1).

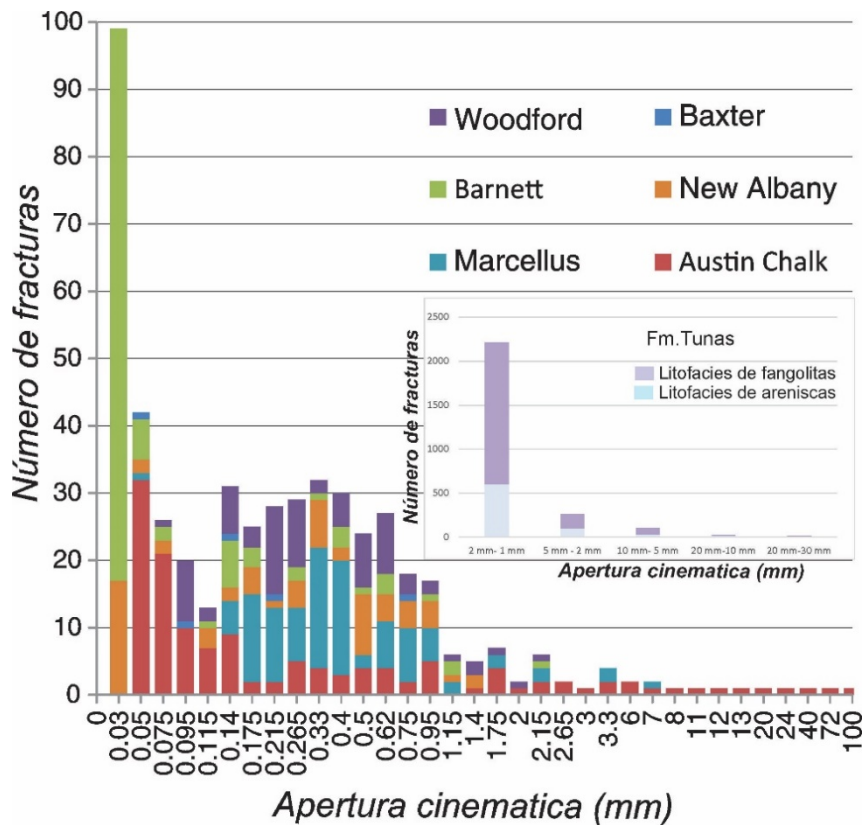


Figura 7.2.1: Apertura cinemática relevadas en fangolitas en las formaciones Barnett, Marcellus, Austin Chalk, New Albany, Baxter y Woodford (Gale et al. 2010) comparadas con las obtenidas para la litofacies de fangolitas y areniscas de Formación Tunas.

Un trabajo similar presentan Hooker et al. (2013) quienes recopilan datos de apertura cinemática de 3822 fracturas registradas en 68 líneas de exploración de ocho formaciones principalmente arenosas: Formación Travis Peak, Grupo Mesaverde, Formación X, Grupo Huizachal, Formación Eriboli, y Grupo Mesón, distribuidas en tres continentes en diferentes entornos geográficos y geológicos. Los datos combinados de estas aperturas en afloramientos, coronas y secciones delgadas se encuentran en un rango comprendido entre 0,0005 mm y 14 mm.

La apertura cinemática de las fracturas tomadas en diferentes litologías muestran una distribución de su frecuencia acumulada comúnmente representada por una ley exponencial, lognormal y de potencia, siendo esta última la que mejor representa la organización de datos de apertura (Gudmundson, 1987; Wong et al. 1989; Heffer y Bevan 1990; Barton y Zoback, 1992; Gillespie et al. 1993; Hatton et al. 1994; Sanderson et al. 1994; Belfield y Sovich 1995; Clark et al. 1995; Gross y Engelder 1995; Johnson y McCaffrey 1996; Marrett 1997; Ortega et al. 1998; Marrett et al. 1999; Ortega y Marrett 2000). Las aperturas presentadas para la Formación Tunas obtenidas en las coronas del pozo PANG0003, muestran a una distribución representada por una ley de potencia (Fig.7.2.2). Los exponentes de una ley de potencia, medidos en una dimensión, tienen valores entre $-0,8 \pm 0,1$. Un valor bajo (<1) significa un

ligero aumento de la frecuencia de las fracturas con una disminución de su apertura (Hooker et al. 2014).

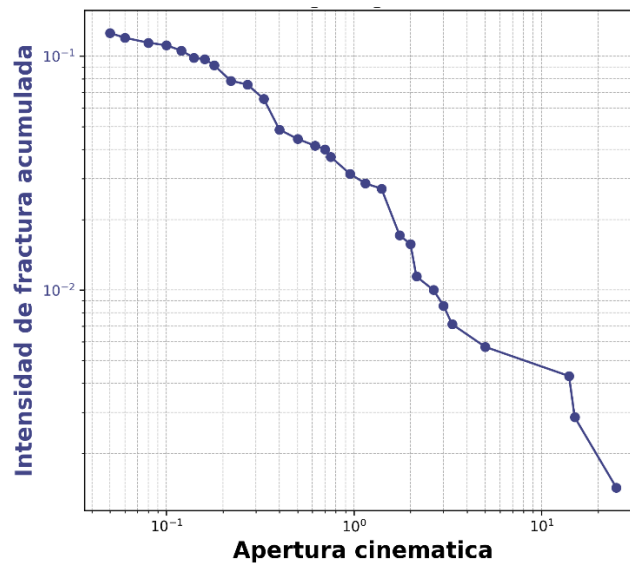


Figura 7.2. 2: Apertura cinemática obtenidas de la Formación Tunas representadas mediante una ley de potencia ($F = aX^{-b}$) donde $a=0.033$ y $b=-0.492$.

Wilson y Witherspoon (1970) señalan que la caracterización de las aperturas de fracturas naturales es especialmente compleja debido a que los sistemas de fracturas suelen presentar una distribución de frecuencia log-normal respecto a las aperturas. Las distribuciones log-normales complican el cálculo de valores representativos, ya que los valores de la media, la mediana y la moda difieren entre sí. Estas distribuciones son relevantes porque unas pocas aperturas significativamente mayores pueden influir de manera predominante en la permeabilidad de un sistema de fracturas, siempre que no estén completamente cementadas.

Los valores de apertura registrados en la Formación Tunas, en su mayoría inferiores a 1 mm y distribuidos según una ley de potencia, indican la presencia de un sistema de fracturas jerárquico. Este patrón sugiere que unas pocas fracturas de mayor apertura podrían tener un rol clave en la permeabilidad, mientras que el resto contribuiría al almacenamiento. En el contexto de un reservorio no convencional, este tipo de fracturación natural puede mejorar la conectividad del sistema poroso y facilitar la migración de fluidos generados in situ. Por lo tanto, los datos de apertura obtenidos respaldan el potencial de la Formación Tunas como reservorio no convencional, especialmente en zonas donde las fracturas no han sido completamente selladas por cementación.

- Ángulo

El ángulo de intersección de los planos de fracturas con el eje del pozo está representado por un valor aparente, que surge de las limitaciones en su medición en testigos corona completos e intervenidos para su estudio (corte longitudinal). La orientación espacial de los planos de fracturas permite diferenciar cuatro grupos o sets: i) set I, fracturas subverticales, con ángulo subperpendicular a la estratificación, paralelas al eje del pozo ($\alpha=0^\circ$); ii) fracturas horizontales, subparalelas al plano de estratificación y a 90° aproximadamente del eje del pozo ($\alpha=90^\circ$) y fracturas conjugadas, iii) que interceptan el eje vertical del pozo en ángulos conjugados de bajo ángulo respecto a la estratificación ($\alpha: \pm 30^\circ$) y iv) alto ángulo respecto a la estratificación ($\alpha: \pm 70^\circ$).

El primero grupo o set I podría corresponder o no a fracturas de tensión, orientadas subparalelas a un esfuerzo máximo compresivo vertical, interpretado como presión por compactación litostática o soterramiento. Sin embargo, la presencia de fracturas subhorizontales de tensión (set II) y conjugadas (set III y IV) presume la presencia de esfuerzos compresivos horizontales o subhorizontales afectando la columna sedimentaria. El origen de las mismas correspondería a eventos de tectónica regional, ya que las fracturas están desarrolladas en estratos pérmicos asociados a una cuenca de antepaís, donde la datación paleomagnética en estratos de edades correlacionables indica que los eventos de *climax* de la deformación ocurrieron en el Pérmico temprano, durante y después del soterramiento de estos sedimentos (Tomezzoli y Vilas 1999; Tomezzoli 2001). Debe considerarse, además, como factor extra, la sobrepresión generada por fluidos diagenéticos, entre los que se mencionan hidrocarburos líquidos y gaseosos originados durante la etapa de catagénesis/metagénesis en la facies de fangolitas (Arzadún et al. 2015). La presencia de fluidos diagenéticos con presencia de hidrocarburos actuaría como catalizador para el comportamiento frágil de la roca y el desarrollo de los diferentes grupos o sets de fracturas observados (Zanella et al. 2014a).

El set I se interpreta como fracturamiento de extensión a partir de la ausencia de indicadores cinemáticos, con aperturas en su mayoría totalmente cementadas. El set II presenta predominantemente texturas de cementación asociadas a extensión, aunque localmente y en cantidad minoritaria los cementos presentan *slickensides* o texturas tipo *gouged*, infiriéndose una componente de cizalla asociada que indicaría desplazamiento coetáneo a la cementación de la fractura (Nelson 2001). En el caso de los sets conjugados III y IV, se vinculan a fracturas de cizalla o híbridas, de acuerdo a la presencia de *slickensides* y/o la geometría de los planos de fractura observados (Nelson 2001).

El desarrollo de la fracturación en la Formación Tunas posee una impronta tectónica importante, que puede estar en mayor o menor medida influenciada por la roca de caja y los fluidos presentes. En el caso de los ángulos presentes y teniendo en cuenta que se trata de

mediciones de ángulos aparentes, poseen en su organización una similitud con los relevados por Rossello (2016) para los afloramientos de la cuenca. La heterogeneidad en la inclinación de los planos relevados permite inferir una compleja distribución de la fracturación en términos espaciales y un aumento en la movilización de fluidos asociada a la interconexión de los diferentes grupos relevados.

- **Altura**

La altura de las fracturas es una medida restringida a el diámetro (65 mm) y la extensión longitudinal de las muestras de la formación litológica estudiada.

Uno de los principales objetivos al analizar la altura y la frecuencia de las fracturas es estimar su espaciamiento en subsuelo (Narr y Lerche, 1984; Narr, 1991). Esto permite mejorar la comprensión de las características de producción de un yacimiento y cuantificar el grado relativo de deformación en rocas subsuperficiales. Sin embargo, esta metodología presenta ciertas limitaciones en su aplicación y solo es adecuada para casos de estudio específicos (Narr 1996).

Las fracturas subverticales de altura paralela/subparalela respecto al eje del pozo (set I) son las que dominan en cantidad respecto al resto de los planos frágiles, que poseen cantidades similares. Esta situación se replica en las litofacies estudiadas en su totalidad. En términos de movilidad de fluidos diagenéticos, este tipo orientación es altamente favorable para conectar sistemas multicapa a distintas escalas, permitiendo la movilización de los mismos en sentido ascendente o descendente. De esta manera, pueden tener un efecto positivo conectando los niveles con potencial como roca generadora de la sección basal con posibles reservorios ubicados en la sección media o superior, representados por las areniscas. En este proceso, conectarían además capas de carbón, tobas y litologías con alta proporción de material tobáceo. Esto se debe a que la reología de las distintas rocas de caja condiciona su espaciamiento y de esta manera, puede favorecer o afectar negativamente la expulsión y migración secundaria de fluidos diagenéticos. En casos extremos, esta migración puede alcanzar sectores muy someros y eventualmente, ser exhumada.

- **Mineralogía Cementante**

Los minerales cementantes más comunes descritos en escala mesoscópica corresponden al cuarzo, carbonatos y a una combinación de los mismos con pirita. La sílice (SiO_2) presente en el fluido que circuló y precipitó en las fracturas, podría tener su origen a partir de la disolución por presión de los granos minerales al ser sometidos a soterramiento (McBride 1989). En tal sentido, Rossello (2016) interpreta este proceso vinculado principalmente a la cementación de sílice en fracturas dilatantes relevadas en distintas localidades para la Formación Tunas. En el caso de los carbonatos, la presencia de los cationes Mg^+ y Ca^{2+} pudo haber provenido de procesos diagenéticos como disolución,

corrosión y/o alteración de la roca de caja, mientras que el CO₂, sería uno de los productos residuales de la generación de hidrocarburos líquidos y/o gaseosos durante la catagénesis/metagénesis (Arzadún et al. 2015). La presencia de sulfuros, predominantemente pirita, vincula al catión Fe²⁺ con ciertos minerales detríticos. Los aniones S²⁻ podrían provenir de soluciones acuosas o de ácido sulfídrico. Esta situación está probablemente asociada a la desulfuración de la materia orgánica, que se encuentra en elevada cantidad en los niveles carbonosos de la columna litológica.

-Morfología de las fracturas

En la Formación Tunas se reconocieron dos morfologías de las fracturas: 1) deformadas (*gouge* y *slickensides*); y fracturas cementadas completa y parcialmente. Ambas resultan de relevancia para modelar fracturas en reservorios, ya que de ellas depende la porosidad y permeabilidad de un reservorio (Nelson 2001). Las zonas de *gouge* reducen la permeabilidad en dirección perpendicular al plano de fractura, mientras que los *slickensides* la aumentan paralelamente al plano de deslizamiento y la disminuyen en sentido normal a éste. Por su parte, las fracturas cementadas actúan inicialmente como barreras de flujo. No obstante, cuando la cementación es incompleta y se destaca el desarrollo de *vugs*, puede observarse un incremento local de la permeabilidad. Una utilidad de las fracturas cementadas es la información que se puede obtener a partir de ellas. Si estas fracturas están cementadas con una fase mineral que difiere significativamente en sus propiedades acústicas de las de la matriz, el reconocimiento de las fracturas puede ser más fácil, lo que a su vez facilita la orientación de las mismas. Esto puede permitir la predicción de un reservorio fracturado cercano en el que las fracturas no están completamente cementadas

En base a las morfologías reconocidas, puede inferirse que la Formación Tunas registró al menos dos etapas de circulación de fluidos. La primera etapa estaría asociada a la fracturación inicial, durante la cual algunos planos actuaron como vías de flujo abiertas. Posteriormente, parte de estas fracturas fueron parcialmente o totalmente cementadas, generando un ingreso tardío de soluciones mineralizantes. La coexistencia de fracturas con *gouge* y fracturas selladas sugiere que la deformación fue episódica y estuvo acompañada de múltiples pulsos de migración de fluidos, posiblemente bajo condiciones de sobrepresión.

– Relación topológica entre las fracturas

El análisis geométrico y topológico de las fracturas en la Formación Tunas permitió identificar configuraciones aisladas, cercanas, conectadas y con relaciones de corte mutuo. En estos casos, se reconocieron nodos topológicos tipo T, Y y X, los cuales aportan información clave sobre las interacciones entre fracturas y sus edades relativas. Estos

patrones indican una red de fracturación conectada en el subsuelo, observada para un sector puntual de la cuenca, con potencial extensión a áreas más amplias.

– **Frecuencia de fracturas.**

El concepto fracturación estratigráfica nos permite subdividir al registro sedimentario del pozo PANG0003 en intervalos definidos a partir de la presencia de la frecuencia de fracturas naturales y sus atributos observados (Laubach et al. 2009). La importancia de describir la fracturación estratigráfica en el registro estudiado radica en la posibilidad de elaborar un modelo de sistemas de fracturas de mayor certidumbre, que permite predecir la presencia y distribución de la fracturación natural en un contexto de mayor detalle.

De acuerdo con la fracturación estratigráfica, se reconocen tres unidades de fracturación en el subsuelo, delimitadas en las distintas secciones del pozo PANG0003 (Fig. 7.2.1):

Unidad de fracturación 1: Corresponde a la secuencia de litofacies de areniscas con estratificación cruzada (SSx), laminadas (Ssl) y masivas (Ssm), con una frecuencia de fracturas de hasta 20 fracturas por metro. Esta unidad se encuentra tanto en la sección basal como en la sección media del pozo. Se caracteriza por concentraciones de datos de apertura y una amplia dispersión de los valores angulares de los sets de fracturas.

Unidad de fracturación 2: Asociada a las litofacies de fangolitas carbonosas (Fc) intercaladas con niveles de carbón (C). Esta unidad también está presente en las secciones basal y media del pozo, con una densidad máxima de 50 fracturas por metro. Los valores de Carbono Orgánico Total (COT, %) para estas litofacies fueron reportados por Febbo et al. (2022b). Presenta una distribución similar de apertura y ángulos aparentes a la unidad de fracturación 1.

Unidad de fracturación 3: Esta unidad se vincula con litofacies de fangolitas y limolitas tobáceas (FL) intercaladas entre niveles tobáceos (T), con un promedio de 60 fracturas por metro. Se encuentra preferentemente en la sección media y superior del pozo. A diferencia de las unidades anteriores, muestra menores valores de apertura y menor dispersión en los ángulos aparentes de las fracturas.

En todas las unidades, los rellenos de fracturas están constituidos principalmente por cementos de cuarzo, calcita piritita y/o zeolita.

- **Organización espacial de las fracturas**

Con el objetivo de evaluar la organización espacial de las fracturas a lo largo del pozo, se realizó una comparación entre los valores del coeficiente de variación (Cv), los

patrones observados en los gráficos de intensidad de fracturas normalizada (NFI) y de los gráficos correlación espacial normalizada (NCC) obtenidos de las secciones basal, media y superior del Pozo PANG0003 (Tabla 7.2.3).

Los gráficos de intensidad de fracturas normalizada (NFI) permiten identificar zonas con alta frecuencia de fracturas dentro de los *scanlines* de tres metros de longitud, representativos de las secciones del pozo. El coeficiente de variación permite interpretar la distribución de las fracturas a partir de la relación entre la desviación estándar y la media de los espaciamientos, siendo valores mayores a 1 indicativos de una disposición clusterizada. Por otro lado, los gráficos NCC aportan información sobre la correlación espacial entre fracturas y permiten identificar distintos tipos de organización (clusterizada, aleatoria o periódica). La integración de ambos enfoques proporciona una herramienta robusta para caracterizar los estilos de fracturación presentes en cada sección del perfil.

De acuerdo con los resultados de frecuencia de fracturas a lo largo del perfil, la sección basal presenta la mayor concentración de fracturas. Por lo tanto, es esperable que sus gráficos NFI muestren picos bien definidos que reflejan esta característica. En contraste, las secciones media y superior presentan una menor frecuencia de fracturas. Esto implica que los resultados obtenidos a partir de los gráficos NFI deben interpretarse con cautela, ya que el número total de fracturas no es estadísticamente alto, lo que podría llevar a una sobreestimación de las zonas altamente fracturadas. Cada gráfico NFI se presenta acompañado de su correspondiente gráfico de correlación espacial normalizada (NCC). En la sección basal, las curvas obtenidas a partir de los gráficos NCC se ajustan a los patrones esperados para una organización espacial del tipo *fractal cluster*, según Marrett et al. (2017). Este resultado es consistente con los valores del coeficiente de variación, que son mayores a 1, lo cual también indica una distribución de fracturas agrupadas o clusterizadas.

En la sección media, los valores del coeficiente de variación incluyen tanto valores mayores como menores a 1, sugiriendo una mezcla de patrones: zonas con fracturas clusterizadas y otras con fracturas regularmente espaciadas. Además, las curvas obtenidas en los gráficos NCC no son lo suficientemente claras ni consistentes como para confirmar una organización espacial específica, aunque se observa una leve pendiente que podría estar relacionada con cierto grado de clusterización. Finalmente, en la sección superior, los valores del coeficiente de variación son mayores a 1, propia de una distribución clusterizada de las fracturas. Este patrón coincide con lo observado en los gráficos NCC, los cuales reflejan un comportamiento correspondiente a un *fractal cluster*, con la excepción del Box 87, que sugiere una organización periódica dentro del patrón general de clusterización.

Sección del pozo	Coefficiente de variación (CV)	Interpretación CV	Patrones de curvas NCC	Interpretación NCC
Basal	$Cv > 1$	Fracturas clusterizadas	Curvas con pendiente clara (tipo fractal cluster)	Organización espacial de tipo fractal cluster
Media	$Cv > 1$ y < 1 (variable)	Mezcla de fracturas clusterizadas y regulares	Curvas poco definidas, leve pendiente	Patrón ambiguo; posible clusterización parcial
Superior	$Cv > 1$	Fracturas clusterizadas	Mayoría con patrón fractal cluster; Box 87 periódico	Organización fractal cluster, con excepción local

Tabla 7.2.3: Comparación entre coeficiente de variación (CV) y patrones de curvas NCC (grafico de correlación normalizada) para el pozo PANG0003.

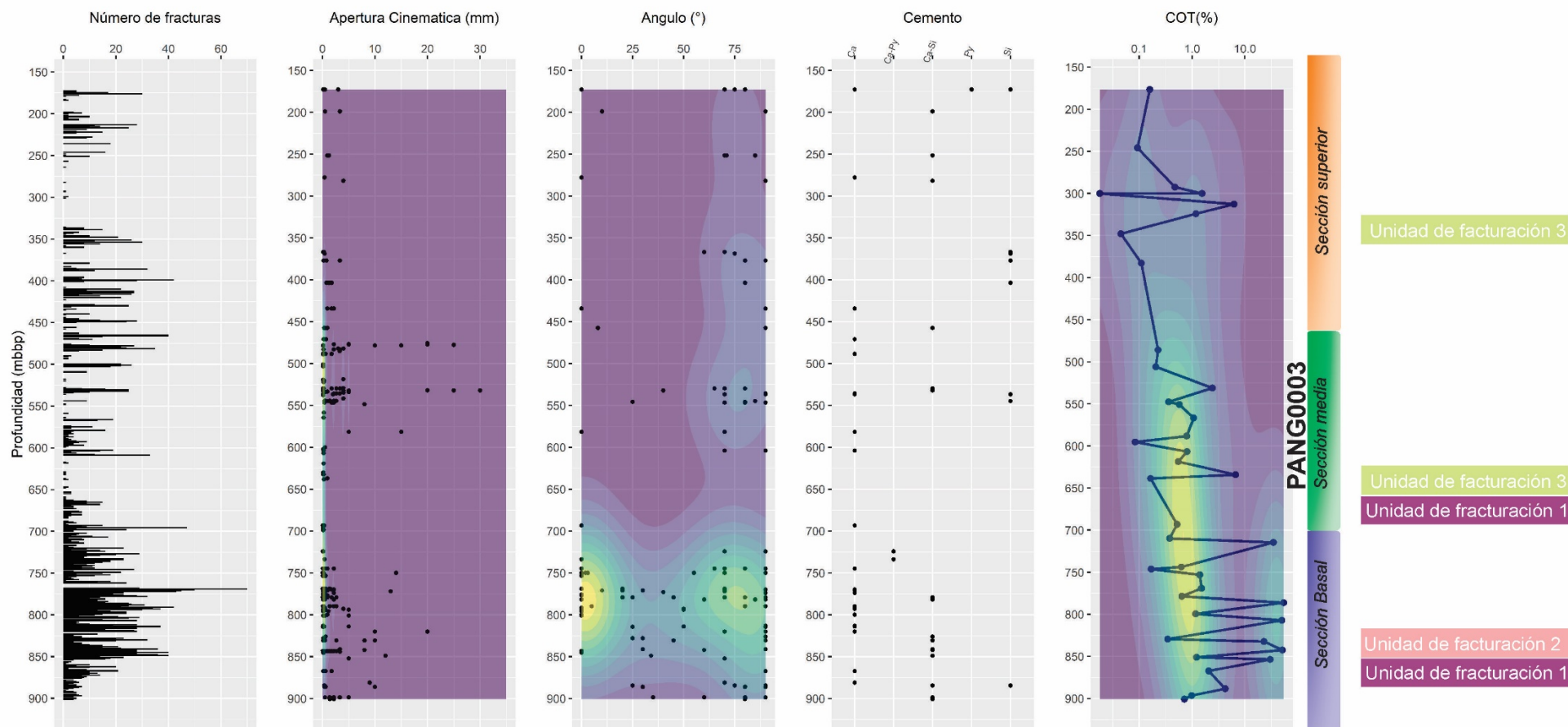


Figura 7.2.1 Unidades de fracturación para la sección basal, media y superior del pozo PANG0003, la escala colorimétrica indica la concentración de datos.
 Datos de COT (%) tomados de Febbo et al. (2022b)

7.3 Descripción petrográfica de fracturas cementadas

Las venillas o también denominados venas son agregados minerales que se forman a partir de fluidos mineralizantes en sitios dilatacionales (Bons et al. 2012). Su análisis permite entender la interacción de los procesos mecánicos y químicos asociados a la deformación de las rocas que las contienen. De acuerdo a sus características petrográficas fueron posible reconocer e identificar venillas en fracturas no tectónicas y tectónicas, de acuerdo a si en su formación están involucrados o no esfuerzos tectónicos y/o estructuras geológicas como fallas y pliegues.

Las venillas en fracturas no tectónicas corresponden a fracturas de drenaje y *bedding parallel veins* (*beef* y cono en cono). Las fracturas de drenaje en fangolitas con fábrica laminada no presentan una geometría planar, tienen un diseño subvertical con límites sinuosos y aperturas entre 20 μm y 50 μm que interceptan a la laminación de la roca de caja. El cemento se compone principalmente por pirita y material fino tamaño arcilloso, sin respuesta bajo catodoluminiscencia. El origen de este tipo de fracturas ha sido asociado a la circulación de fluidos durante estadios tempranos del soterramiento de las rocas (Cunfei et al. 2016). Los *beef* y estructuras cono en cono asociadas se encuentran litológicamente restringidas a fangolitas carbonosas. Son concordantes con la estratificación, poseen formas levemente sinuosas y llegan a tener aperturas máximas de 2500 μm . El cemento en los *beef* es principalmente calcita y cuarzo, ambos de hábito fibroso, dispuestos en una textura antitaxial. Los resultados de los ensayos de CL muestran en la calcita tonalidad *dull* y rojo con luminiscencia moderada, mientras que el cuarzo no presenta respuesta. Si bien el origen de los *beef* involucra distintas hipótesis pueden explicarse a partir de fuerzas de *seepage* producto de la sobrepresión de fluidos (Cobbold et al. 2013).

Las venillas en fracturas tectónicas se encuentran a lo largo de todo el registro litológico reconociendo: de extensión y *bedding parallel veins* (*shear veins*). Las venillas de extensión se disponen con bajo y alto ángulo discordantes a la estratificación y sus límites son rectos, mostrando una geometría planar definida. Sus aperturas varían entre 20 μm y 8000 μm y el cemento se constituye principalmente por cuarzo, calcita y pirita. El primero se presenta con morfologías euhedrales y subhedrales, mostrando localmente texturas de recristalización dinámica. La calcita tipo *lattice bladed* presenta formas cristalinas euhedrales y maclas de deformación. Las texturas son descritas como sintaxiales tipo *blocky*. Los ensayos de CL indican para la calcita tonos rojos con luminiscencia moderada y sin respuesta para el cuarzo. La génesis y relación angular con la estratificación de estas venillas (Modo I: fracturas de extensión y modo II: fracturas con cizalla) puede vincularse al plegamiento de la roca de caja (Nelson 1985).

Shear veins se desarrollan paralelas a la estratificación, con aperturas máximas de hasta 1 cm y cementadas por cuarzo y calcita. El cuarzo posee hábito cristalino subhedral y anhedral con recristalización dinámica por sectores, mientras que la calcita se muestra con cristales euhedrales con arreglo del tipo *lattice bladed* y con maclas de deformación. La textura observada se corresponde a sintaxial tipo *blocky* y *elongated blocky*. Bajo CL, el cuarzo no presenta respuesta mientras que en la calcita es posible diferenciar tonos *dull* y naranja de moderada/baja luminiscencia. El origen de estas venillas estaría relacionado con zonas de cizalla, asociados a la presencia de *slickenfibres* o espejos de fricción indicando mecanismo de flexo-deslizamiento durante el plegamiento de los estratos (Nelson 1985).

7.4 Análisis de cementos de fracturas

A partir de la descripción petrográfica de los cementos presentes en la roca de caja y en las fracturas cementadas, mediante técnicas ópticas convencionales, catodoluminiscencia (CL), difracción de rayos X (DRX) y análisis SEM-EDS, se identificaron cuatro grandes grupos de cementos: carbonáticos, silíceos (cuarzo), zeolíticos y cementación por pirita. Estos tipos de cementación están presentes en las tres secciones del pozo PANG0003: basal, media y superior.

Cemento carbonático

Los carbonatos como minerales cementantes pueden presentarse como calcita (CaCO_3), dolomita ($\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$) y siderita (FeCO_3). En las rocas clásticas, la calcita representa el cemento más común entre los carbonatos, tal como se evidencia en el análisis petrográfico de las litofacies de areniscas en la Formación Tunas. Este cemento puede manifestarse como un relleno uniforme en una textura poikilotópica o de manera localizada en 'parches' en las rocas, alternando con otros cementos (Blatt 1980). Los factores químicos que causan la cementación por calcita son: un incremento de temperatura, aumento del PH y la concentración de CO_2 (Scasso y Limarino 1997). Específicamente, un incremento en la temperatura disminuye la solubilidad del carbonato y, por ende, favorece su precipitación. Es importante destacar también la presencia y actividad iónica de Ca^{+2} y CO_3^{-2} , un incremento en la actividad tanto del ion Ca como del ion CO_3^{-2} producen resultados similares. El contenido de calcio es relativamente estable en las rocas sedimentarias y solo puede ser aumentado en forma independiente por la disolución de yeso o de plagioclasa cálcica, por su parte, el contenido de CO_2 es más variable ya que está en relación con la descomposición de la materia orgánica y los valores de equilibrio como la presión atmosférica.

Blatt (1980) y Scasso y Limarino (1997) enfatizan la importancia del rol de un *buffer* externo, ya que en un sistema de aguas porales sin regulación, la solubilidad de los minerales de carbonato de calcio es determinada por la presión parcial de CO_2 disuelto en el agua, y el

pH dependerá de la suma total de las especies que contienen CO_2 ($\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$). Si esta suma disminuye, el pH se eleva, provocando la precipitación del carbonato y viceversa. Sin embargo, si el sistema cuenta con un buffer externo, como los ácidos orgánicos, entonces el pH no depende de la suma de CO_2 . Bajo estas circunstancias, la precipitación del carbonato puede producirse como consecuencia del aumento en la suma total de CO_2 .

En la Formación Tunas, el carbonato de calcio (CaCO_3), como mineral cementante se registró en la roca de caja, venillas paralelas, perpendiculares y en alto ángulo con respecto a la estratificación, observándose en la mayoría de las muestras extraídas de las tres secciones del pozo estudiado. Su génesis estaría íntimamente relacionada con la presencia de ácidos orgánicos (específicamente carboxílicos y fenólicos) en las aguas porales de las areniscas, a temperaturas entre 80°C y 120°C . La fuente principal de estos ácidos orgánicos correspondería a las pelitas circundantes, ricas en materia orgánica y con valores significativos de COT, liberados durante el proceso de transición de esmectita a illita.

En el rango de temperatura entre 120°C y 160°C , estos ácidos orgánicos degradados por reacciones de descarboxilación térmica generan suficiente CO_2 aumentando su presión parcial. Aunque la solubilidad del carbonato tiende a incrementarse con la presión parcial de CO_2 , ésta generalmente permanece reducida a bajas temperaturas, favoreciendo la precipitación de cementos sobre la disolución de carbonatos, resultando en la precipitación de calcita como cemento en las litofacies de areniscas.

Cemento zeolítico

Las zeolitas son aluminosilicatos hidratados que integran cationes de metales alcalinos y alcalinotérreos en su estructura cristalina. Su configuración abierta, conformada por tetraedros de SiO_4 y AlO_3 , genera espacios interconectados que son ocupados por cationes metálicos de gran tamaño y moléculas de agua. Estos iones metálicos son principalmente iones monovalentes o divalentes, como el sodio (Na), potasio (K), magnesio (Mg), calcio (Ca) y bario (Ba). Las zeolitas presentan una estructura similar a los minerales de feldespato, aunque los espacios generados son más grandes en las zeolitas y generalmente contienen agua. Este grupo mineral fue extensamente documentado en vetas y vesículas de rocas volcánicas como lavas basálticas. No obstante, es frecuente hallarlas como minerales constituyentes de rocas metamórficas de muy bajo grado, rocas en ambientes hidrotermales y como minerales antigénicos de rocas sedimentarias de distintas litologías, edades y ambientes depositacionales.

Las condiciones físico-químicas fundamentales para la formación de las zeolitas incluyen ambientes alcalinos con un pH aproximado de 9,0, elevada concentración de SiO_2 y Al_2O_3 , y presencia de cationes metálicos (ej: Na, K, y Ca). Generalmente se forman por alteración a baja temperatura (generalmente menos de 200°C) de rocas volcánicas y rocas

feldespáticas y a menudo se asocian con varios minerales arcillosos a profundidades inferiores a 10 km en un ambiente saturado de agua (Hay y Sheppard, 2001; Bernet y Gaupp 2005; Boggs, 2009).

Específicamente en rocas sedimentarias como areniscas de tamaño de grano medio a fino con aporte volcánico, similares a las identificadas y registradas en la Formación Tunas, el origen del cemento zeolítico se vincula comúnmente a la presencia de niveles tobáceos y a la alteración por hidrólisis de vidrio volcánico durante las primeras etapas de la diagénesis (Bernet y Gaupp, 2005; Boggs, 2009). A pesar de las numerosas referencias en la literatura, los componentes volcánicos o volcanoclásticos suelen ser más relevantes en la generación de zeolitas mediante sistemas de solución sólida y/o cristalización metaestable, debido a que estos elementos son altamente solubles y reactivos a baja temperatura (Hay 1966; Iijima, 2001; Boggs, 2009).

En la Formación Tunas el cemento zeolítico se registró y describió en la roca de caja, venillas paralelas y en alto ángulo con respecto a la estratificación en muestras extraídas en la sección media (**M233, M237, M238**) y superior (**M240, M272, M303, M238, M343, M368**) del pozo entre los 700 mbbp hasta los 171 mbbp. De la amplia variedad de zeolitas documentadas en rocas sedimentarias, Hay y Sheppard (2001) mencionan ocho como las más comunes: analcima, chabazita, clinoptilolita, erionita, heulandita, laumontita, mordenita y phillipsita. En las muestras estudiadas, la zeolita mayormente reconocida fue la laumontita, una variedad rica en calcio (Ca). De acuerdo a la descripción petrográfica de las areniscas, son dos las posibles fuentes de calcio para la generación de laumontita, ellas corresponden a granos de plagioclasa cálcica y fragmentos líticos volcánicos. Además, es importante la presencia de restos de trazas de vidrio volcánico y los niveles tobáceos intercaladas en la sucesión silicoclastica estudiada. Surdan y Boles 1979, mencionan tres tipos de reacciones diagenéticas que ocurren en rocas con aporte volcánico; hidratación y carbonatación en etapas tempranas de la diagénesis y deshidratación en etapas más tardías. Los resultados de estas reacciones son plagioclasa alteradas a zeolitas, albitización, restos de vidrio volcánico reemplazados por zeolitas, fragmentos líticos reemplazados por zeolitas y filosilicatos, y granos de plagioclasa con *clay rims*. Todas estas evidencias petrográficas son descriptas en las areniscas de la Formación Tunas.

Cemento silíceo

El cuarzo (SiO_2) constituye el cemento silíceo predominante en las rocas clásticas, especialmente en las areniscas, debido a su elevada estabilidad termodinámica en un amplio rango de condiciones diagénéticas. Este cemento se manifiesta principalmente como sobrecrecimientos sintaxiales que se desarrollan uniformemente sobre los granos detríticos de cuarzo, formando láminas de espesor comparable al del grano original. En el caso de

granos policristalinos, dichos sobrecrecimientos reproducen la orientación cristalográfica del fragmento adyacente (Blatt, 1980).

Por otro lado, el cuarzo microcristalino aparece en agregados de cristales menores a 10 μm , los cuales a menudo mantienen continuidad óptica con los granos detríticos, aunque también pueden precipitar sobre superficies arcillosas, tanto detríticas como de origen diagénético.

El cemento de cuarzo se forma generalmente durante la diagénesis, tanto en la eogénesis como en la mesogénesis, a temperaturas superiores a 70 °C (Bjørlykke y Egeberg, 1993). Dos factores clave para la formación del cemento silíceo son la solubilidad y el origen de la sílice. La solubilidad de la sílice en los fluidos aumenta con el incremento del pH (valores superiores a 9), la temperatura y la presión; sin embargo, ante un cambio abrupto en cualquiera de estos parámetros, la sílice tiende a precipitar.

Las fuentes de sílice son diversas y de distinta magnitud. En primer lugar, los procesos de presión–solución en los puntos de contacto entre granos silicatados, asociados al aumento de la presión de soterramiento, generan sílice disuelta que precipita en zonas o poros sometidos a menores presiones. Asimismo, la sílice puede derivar de la alteración de aluminosilicatos amorfos, de la disolución de feldspatos y otros granos detríticos, de la disolución de diatomeas y radiolarios soterrados en lutitas o calizas, o de reacciones de deshidratación en pelitas. En particular, la transición de esmectita a illita constituye una fuente significativa de sílice para la cementación de cuarzo durante la mesogénesis.

En sucesiones silicoclásticas interestratificadas de areniscas y lutitas, la elevada proporción de cuarzo en las areniscas adyacentes a las pelitas se debe a que estas últimas actúan como una fuente significativa de sílice. En la Formación Tunas, el cemento de cuarzo constituye uno de los minerales cementantes más abundantes, presente tanto en la matriz de la roca como en las fracturas cementadas observadas en los testigos del pozo. Este cemento se manifiesta principalmente como sobrecrecimientos sobre granos de cuarzo y como agregados microcristalinos.

La génesis del cemento de cuarzo se atribuye principalmente a procesos de disolución por presión entre granos de aluminosilicatos en las areniscas, lo que se evidencia en la compactación de la roca mediante contactos cóncavo–convexos y suturados, documentados en estudios petrográficos. Estos procesos están respaldados por los índices de compactación reportados por Arzadun (2016) y Febbo (2023). Adicionalmente, las lutitas intercaladas actúan como una fuente potencial de sílice durante la transformación de esmectita a illita, contribuyendo de manera significativa a la cementación de cuarzo, tanto como cemento de la matriz como relleno de las fracturas presentes en estas facies.

Cemento de pirita

La pirita (FeS_2) es un sulfuro de hierro ampliamente diseminado en rocas sedimentarias, generalmente en forma de agregados de tamaño micrométrico a centimétrico. Su formación se restringe a etapas tempranas de la diagénesis, donde precipita como mineral autigénico. Este proceso está íntimamente ligado a la presencia de materia orgánica en el sedimento, sulfato disuelto en aguas porales y condiciones ambientales anaeróbicas. Dicho ambiente se genera por la descomposición de la materia orgánica y la reducción bacteriana del sulfato; bajo estas condiciones se produce ácido sulfhídrico (H_2S). Este H_2S reacciona con el hierro presente en los sedimentos, formando finalmente FeS_2 . La fuente de Fe^{2+} proviene de la alteración de minerales de arcilla y óxidos férricos en ambientes reductores, mientras que el sulfuro se origina principalmente por la reducción bacteriana del sulfato. En la Formación Tunas, la pirita se encuentra diseminada en la matriz de litofacies de areniscas, formando nódulos en facies de fangolitas masivas y carbonosas, y en menor medida, como cemento en fracturas de muestras provenientes de las secciones del pozo estudiado. Los ambientes anaeróbicos y reductores, con una alta acumulación de materia orgánica, como las llanuras deltaicas y los pantanos característicos de la Formación Tunas, habrían proporcionado las condiciones necesarias (bajo potencial redox o Eh negativo) para la precipitación de la pirita en las litofacies analizadas.

7.4.1 Paragénesis

El análisis paragenético de las fracturas a lo largo del pozo PANG0003 permite reconocer tanto similitudes como diferencias en la evolución diagénética de los cementos minerales en las distintas secciones (basal, media y superior), reflejando la influencia de factores litológicos, estructurales y posiblemente térmicos o de presión durante la evolución post-deposicional de la Formación Tunas.

Uno de los aspectos más destacados es la presencia recurrente de cuarzo y calcita como fases cementantes comunes a lo largo de todo el pozo. En particular, el cuarzo con morfología *blocky* representa una de las primeras fases de precipitación tanto en la sección basal como en la media, mientras que en la sección superior aparece con una morfología *blocky* y *elongated blocky*, posiblemente indicando condiciones de crecimiento más controladas por el espacio de poro o por la apertura de fracturas. La reaparición de cuarzo (Qz II) en la sección basal sugiere un segundo pulso de sílice en etapas más tardías del proceso diagénético.

En cuanto a la calcita, también muestra una evolución compleja, con múltiples generaciones y morfologías variadas. En la sección basal, las fases carbonáticas se presentan como *bladed* y *blocky*, y se identifican hasta tres eventos de deformación que afectan estas fases, incluyendo cataclasis, cizalla y estilolitización. En contraste, en la sección media, la

calcita también presenta morfologías *bladed* y *blocky*, pero con menor evidencia de múltiples fases deformacionales. La calcita fibrosa, dominante en los *beef veins* de la sección basal, se organiza en al menos tres generaciones, siendo reemplazada pseudomórficamente por cuarzo fibroso en la etapa final, un rasgo exclusivo de estos niveles.

Un aspecto diferencial importante es la presencia de minerales del grupo de las zeolitas en las secciones media y superior, ausentes en la basal. Su precipitación contemporánea al cuarzo indica condiciones geoquímicas particulares, posiblemente relacionadas con la litología o el grado de circulación de fluidos. La sección superior, en particular, evidencia una secuencia más sencilla en cuanto a deformación, con un único episodio de desarrollo de estilolitización que afecta principalmente a la calcita *blocky*. La reaparición de zeolitas en una segunda generación sugiere un nuevo pulso cementante que no se manifiesta en las secciones inferiores.

Estas diferencias paragenéticas podrían estar parcialmente controladas por la litología dominante en cada tramo del pozo. La sección basal está compuesta principalmente por areniscas cuarzosas y niveles pelíticos que muestran una mayor deformación, lo cual favorecería la formación de estructuras tipo *gouge* y micropliegues, así como una secuencia más compleja de cementación. Por otro lado, las secciones media y superior, con mayor proporción de litologías fangolíticas y niveles ricos en arcillas, podrían favorecer la estabilización de zeolitas y la formación de estilos de cementación más simples y tardíos.

En conjunto, la comparación de las secuencias paragenéticas revela una evolución diagénética progresiva y segmentada a lo largo del pozo, donde los elementos comunes (cuarzo y calcita) presentan distintas expresiones morfológicas y relaciones texturales en cada sección. La aparición de zeolitas en las partes más someras y su ausencia en la sección basal podrían estar reflejando diferencias litológicas y/o en la dinámica de los fluidos en profundidad. Asimismo, la mayor complejidad deformacional en la sección basal indica un mayor grado de interacción entre diagénesis y tectónica en profundidad, posiblemente en un contexto de mayor presión litostática o mayor tiempo de exposición a eventos post-deposicionales.

7.5 Petrografía de inclusiones fluidas

El análisis de inclusiones fluidas (IF) en los cementos de fracturas del pozo PANG0003 revela una evolución compleja en la circulación de fluidos a lo largo de los distintos eventos de cementación. Las inclusiones, identificadas tanto en cuarzo como en calcita, fueron clasificadas según su origen en primarias, pseudosecundarias y secundarias. Esta clasificación, junto con las observaciones bajo fluorescencia UV, permitió interpretar los mecanismos de entrapamiento de fluidos y establecer posibles eventos de migración de hidrocarburos en el sistema. En los cementos de cuarzo se reconocen múltiples asociaciones de inclusiones, tanto bifásicas como monofásicas. Las inclusiones primarias, generalmente

bifásicas, se encuentran alineadas con las caras de crecimiento cristalino, mientras que las secundarias cortan esas estructuras y se asocian a planos de microfractura. Varias de estas inclusiones bifásicas presentan fluorescencia bajo luz ultravioleta, con colores que varían desde amarillo hasta verde-celeste. Estas respuestas se interpretan como indicios de presencia de hidrocarburos líquidos, siendo los colores más claros (amarillo y verde) característicos de compuestos con madurez térmica intermedia a alta. En particular, los cuarzos fibrosos que se desarrollan en estructuras tipo beef exhiben inclusiones alineadas paralelamente a los bordes de crecimiento, lo que indica atrapamiento durante eventos sintectónicos. La presencia de fluorescencia verdosa en algunas de estas inclusiones sugiere circulación contemporánea de fluidos orgánicos durante etapas de deformación. En cambio, las inclusiones secundarias, generalmente monofásicas y sin fluorescencia, reflejan eventos de circulación más tardíos, posiblemente relacionados con ingreso de aguas meteóricas o diagenéticas. En los cementos de calcita se identificaron inclusiones tanto primarias como secundarias, con morfologías regulares y tamaños menores a 10 μm . Las inclusiones primarias se ubican paralelas a los planos de macla y pueden ser monofásicas o bifásicas, mientras que las secundarias los cortan en forma transversal. En algunas muestras se detectó fluorescencia verdosa en inclusiones bifásicas, especialmente en fases líquidas, lo que indica la posibilidad de atrapamiento de hidrocarburos en etapas activas de cementación. Aunque esta señal es menos frecuente que en cuarzo, confirma que la calcita también participó en eventos de circulación de fluidos ricos en compuestos orgánicos. Las inclusiones monofásicas sin fluorescencia, abundantes en registros secundarios, sugieren una etapa de cierre del sistema de fracturas bajo condiciones no asociadas a la migración de hidrocarburos. A partir de las respuestas observadas, se interpreta que los fluidos ricos en sílice estuvieron asociados a la migración de hidrocarburos líquidos y gases húmedos, mientras que los fluidos ricos en carbonatos se relacionaron con la migración de hidrocarburos gaseosos más maduros, desde gases húmedos hasta secos (Fig7.5.1). En este sentido, Arzadun et al. (2013a) documentaron por primera vez inclusiones fluidas con hidrocarburos en la Formación Tunas, en la Cuenca de Claromecó, indicando que esta unidad alcanzó condiciones compatibles con la ventana de generación de gas metano. Posteriormente, Arzadun et al. (2016) reportaron valores de reflectancia de vitrinita entre 1,3 % y 2,4 % en litologías carbonosas, lo cual sugiere que la Formación Tunas habría evolucionado desde la ventana de generación de gases húmedos y condensados hasta alcanzar gas metano, en un estadio de mesogénesis a mesogénesis tardía. Estos antecedentes coinciden con las observaciones realizadas en esta tesis, en las que la respuesta fluorescente de las inclusiones fluidas respalda la interpretación de que el sistema registró fases efectivas de migración de hidrocarburos líquidos y gaseosos a lo largo de su evolución diagenética.

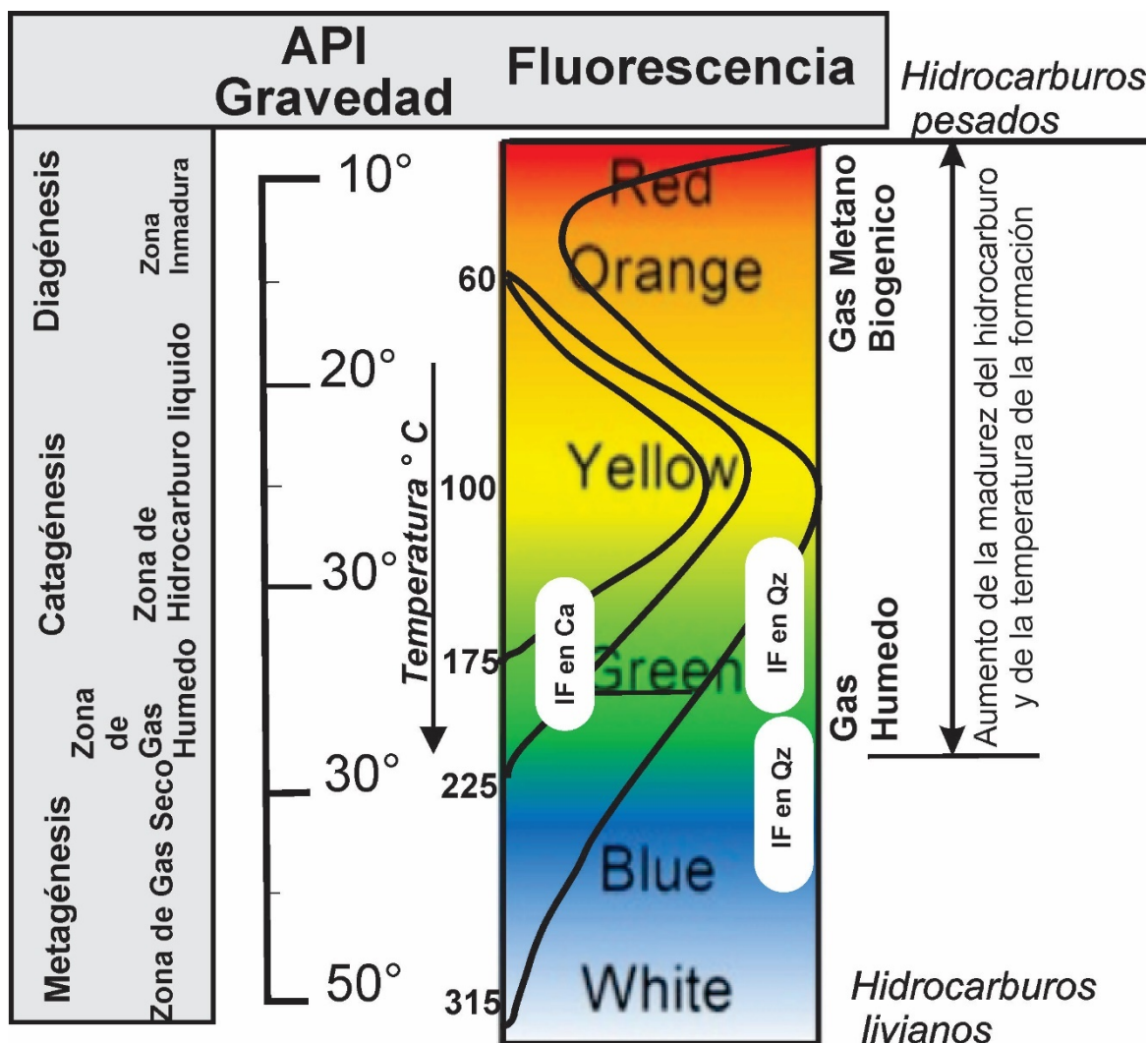


Fig.7.5.1: Respuestas UV de inclusiones fluidas en el cemento de las fracturas cementadas en la Formación Tunas.

7.6 ASM (Anisotropía de susceptibilidad magnética)

Los resultados obtenidos al comparar la frecuencia de fracturas y los parámetros de ASM son comparados con resultados previos realizados en estudios en afloramiento y en subsuelo para la Formación Tunas. Es relevante señalar que los afloramientos de la Formación Tunas muestran una disminución en la intensidad de la deformación desde la base en las Sierras de las Tunas hacia el techo en los afloramientos de las Sierras de Pillahuincó (Tomezzoli 1999). Esta variación se sustenta en numerosas evidencias geológicas y estructurales, como la cristalinidad de la illita, así como la geometría y amplitud del plegamiento (Harrington, 1947; Cobbold et al., 1986; Buggisch, 1987; Japas, 1989; von Gosen et al., 1991; Tomezzoli y Cristallini, 1998).

Trabajos de Arzadún et al. (2016), Tomezzoli (1997,1999,2001), Tomezzoli y Vilas (1997) demostraron mediante estudios de ASM en muestras de afloramientos de la formación

litológica en cuestión, una disminución en la magnitud de la impronta tectónica durante el Pérmico y hacia el antepaís. Esto comprobado a partir de la diferencia en la magnetización remanente claramente sintectónica en la base con 32% de *unfolding* y una magnetización menos afectada por la deformación hacia el techo de la secuencia con un 90% de *unfolding*; y a partir de las diferencias en la posición de sus respectivos polos paleomagnéticos (PPs Tunas I y PPS Tunas II). Por su parte, estudios de ASM realizados en los registros de subsuelo de la Formación Tunas del pozo PANG0003 resultan elipsoides triaxiales a oblados (fabricas magnéticas planares), direcciones de acortamiento (K_{min}) con tendencia a agruparse en posiciones verticales, planos polares paralelos a la estratificación y perpendiculares al eje del pozo y ejes máximos dispersos aleatoriamente cerca de la horizontal (plano de estratificación). Estas características son coherentes con una fábrica tectónico-sedimentario o débilmente deformada. Por el contrario, hacia la base de la secuencia (por debajo de 700 mbbp), los parámetros de ASM muestran formas elipsoidales de ASM fuertemente oblado a oblado ($P_j > 1,10$ y $T > 0,5$), coincidentes con el desplazamiento de los ejes K_{min} hacia la posición horizontal. Este patrón observado en los ejes K_{min} indica que en esta sección del pozo ha ocurrido un incremento en el grado de deformación, fenómeno que se asocia con esfuerzos tectónicos.

La deformación frágil, representada por la frecuencia de fracturas en este estudio, aumenta en el pozo PANG0003 desde los 900 a 700 mbbp con un número notablemente mayor de fracturas por metro en comparación con la sección media y superior. La disminución en el número de discontinuidades presentes en el pozo de estudio hacia la parte superior de la secuencia podría indicar una evidencia más de la atenuación de la deformación de la Formación Tunas en subsuelo. Estos datos muestran una tendencia similar a la de los parámetros de ASM medidos en afloramientos por Arzadún et al. (2016, 2021) y en subsuelo por Febbo et al. (2021), confirmando que la deformación tectónica se había atenuado hacia el este, hacia la cuenca de antepaís durante el Paleozoico.

En cuanto a la relación entre los parámetros de ASM y la frecuencia de fracturas en el pozo PANG0003, se destacan la foliación magnética (F) y el grado de anisotropía corregido (P_j) como parámetros que evidencian una correlación directa con la frecuencia de fracturas en la facies de fangolitas en la sección basal. Además, particularmente en esta últimas litofacies, los ejes K_{min} tienden a agruparse horizontalmente y muestran morfologías elipsoidales fuertemente obladas con valores de $P_j > 1,10$ y $T > 0,5$, sugiriendo que las zonas fracturadas en las fangolitas habrían sufrido un stress tectónico (Febbo et al. 2021). Jensen y Elming (2012) sugieren que los dos parámetros ASM considerados pueden utilizarse como indicadores de las propiedades mecánicas de la roca y, por tanto, como potenciales indicadores de posibles zonas de fracturación.

7.7 Análisis de registros de pozos

A partir de los resultados obtenidos de los perfilajes, se interpreta que el registro petrofísico del pozo PANG0003 corresponde a una sucesión litológica predominantemente silicoclástica, compuesta por areniscas y pelitas (limolitas y arcilitas), con densidades generales que oscilan entre 2,6 y 2,7 g/cm³. La diferenciación entre estas litologías se basó en el análisis combinado del perfil de *gamma ray* y el volumen de arcillosidad (VSH), calculado mediante el índice de gamma ray (IGR), aplicado a las secciones basal (Fig. 7.7.1), media (Fig. 7.7.2) y superior (Fig. 7.7.3a-b). Para validar esta interpretación, se contrastaron los resultados del *vshale* (VSH) con el logueo litológico realizado previamente, observando una buena correlación general, lo que respalda el uso de este parámetro para la discriminación litológica en el pozo.

En la sección basal del pozo, además de la sucesión silicoclástica previamente mencionada, se reconocen intervalos con densidades significativamente más bajas, entre 2,2 y 1,7 g/cm³. Estos intervalos, distribuidos en al menos diez niveles, presentan valores mínimos de gamma ray (~100 API) y porosidades elevadas, con máximos entre 0,2 v/v y 0,59 v/v, superando ampliamente el promedio general de la formación (0,05 v/v). Estas características son indicativas de la presencia de litologías con alto contenido orgánico y baja densidad, interpretadas como niveles de carbón intercalados en fangolitas carbonosas (Fig. 7.7.4a-b). La asociación entre baja densidad, baja radioactividad y alta porosidad fortalece esta interpretación.

En la sección media, las condiciones se presentan homogéneas, con valores de densidad que se mantienen entre 2,6 y 2,7 g/cm³. Sin embargo, se destaca un intervalo puntual entre 619 y 618 mbbp que presenta una densidad mínima de 2,0 g/cm³ y una porosidad de 0,4 v/v. Este nivel también corresponde a una fangolita carbonosa intercalada dentro de una sucesión silicoclástica dominante, lo que sugiere que, si bien escasos, aún se preservan cuerpos ricos en materia orgánica en esta sección.

Por su parte, la sección superior del pozo está compuesta exclusivamente por una sucesión silicoclástica compacta, con registros de densidad consistentes (alrededor de 2,6 g/cm³), valores de gamma ray estables y porosidades bajas, lo que indica condiciones más homogéneas y compactas, sin evidencia clara de niveles carbonosos o fracturamiento asociado.

No obstante, el logueo litológico realizado sobre las coronas, que representa la evidencia directa de la roca presente en el subsuelo, permitió reconocer la presencia de niveles de tobas y fangolitas tobáceas. Este tipo de litología no fue distinguido mediante los registros petrofísicos, ya que estos no poseen resolución o sensibilidad suficiente para identificar con claridad las características texturales y composicionales propias de estas rocas

piroclásticas. Este contraste evidencia la importancia de integrar datos directos del pozo con los registros geofísicos para lograr una caracterización litológica más precisa.

Con respecto a la identificación de fracturas en el pozo PANG0003, el perfil de temperatura registrado para la sección basal (900–700 mbbp) es el que muestra una variación suave, de aproximadamente 36 °C a 40 °C. Este incremento, aunque coherente con un gradiente geotérmico típico, presenta un rango de variación muy reducido, limitando la resolución del registro para detectar fracturas abiertas de forma concluyente. Como señalan Van Golf-Racht (1982) y Boyeldieu y Winchester (1982), las anomalías térmicas asociadas a fracturas solo serán detectables si estas se mantienen abiertas durante el perfilaje y permiten una conectividad efectiva con el pozo, es decir, si actúan como caminos de alta permeabilidad.

Por tanto, aunque el principio teórico del registro térmico permite inferir fracturas en subsuelo a partir de estos descensos anómalos de temperatura, la baja magnitud del cambio térmico registrado en este pozo sugiere que: las fracturas podrían estar parcial o totalmente cementadas, o bien que el sistema de circulación de lodo no generó suficiente contraste térmico para producir anomalías claramente identificables. Es importante considerar que la sensibilidad de este tipo de registro se ve influenciada por múltiples factores, como el tiempo de estabilización térmica tras la perforación, la tasa de circulación del lodo, y el tipo de fluido presente en las fracturas (Mendoza, 1996; Thompson, 2000).

Por otra parte, las curvas del registro caliper muestran variaciones discretas en algunos tramos de la sección basal del pozo PANG0003. Aunque la magnitud de las desviaciones es baja, ciertas inflexiones coinciden espacialmente con leves anomalías térmicas y cambios en los registros sínicos, sugiriendo una posible relación con fracturas parcialmente abiertas o zonas de debilidad mecánica.

En el registro correspondiente al sínico se identifican intervalos con tiempos de tránsito anómalos, particularmente en la sección basal y media. Estas anomalías podrían asociarse con zonas de fracturación, especialmente donde coinciden con respuestas anómalas en los perfiles caliper y de temperatura. La interpretación debe realizarse cuidadosamente, ya que la respuesta del registro puede verse afectada también por litologías arcillosas o zonas porosas no fracturadas (Thompson, 2000).

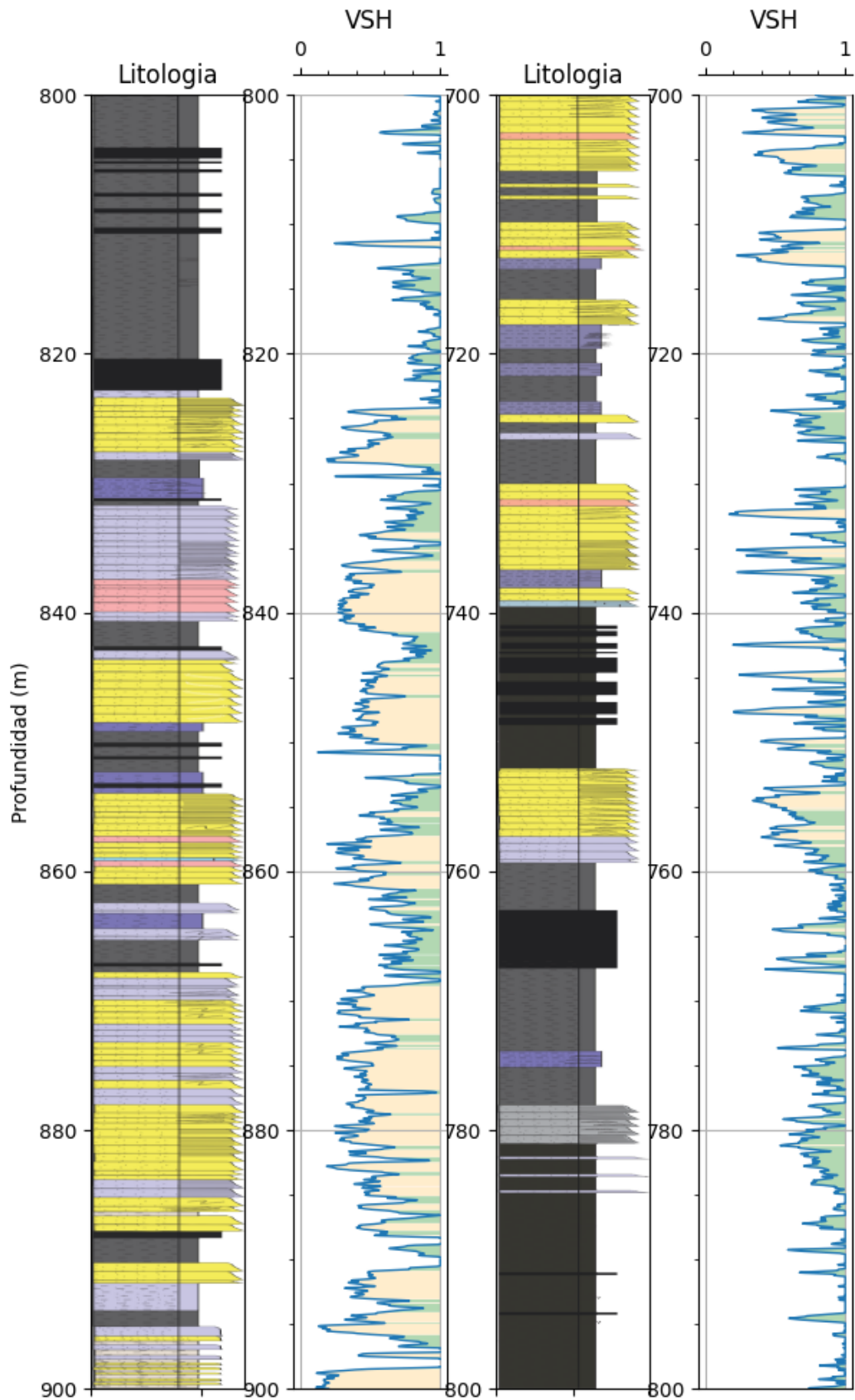


Figura 7.7.1: Comparación entre logueo litológico y *vshale* en la sección basal del pozo PANG0003 (900 mbbp-700 mbbp).

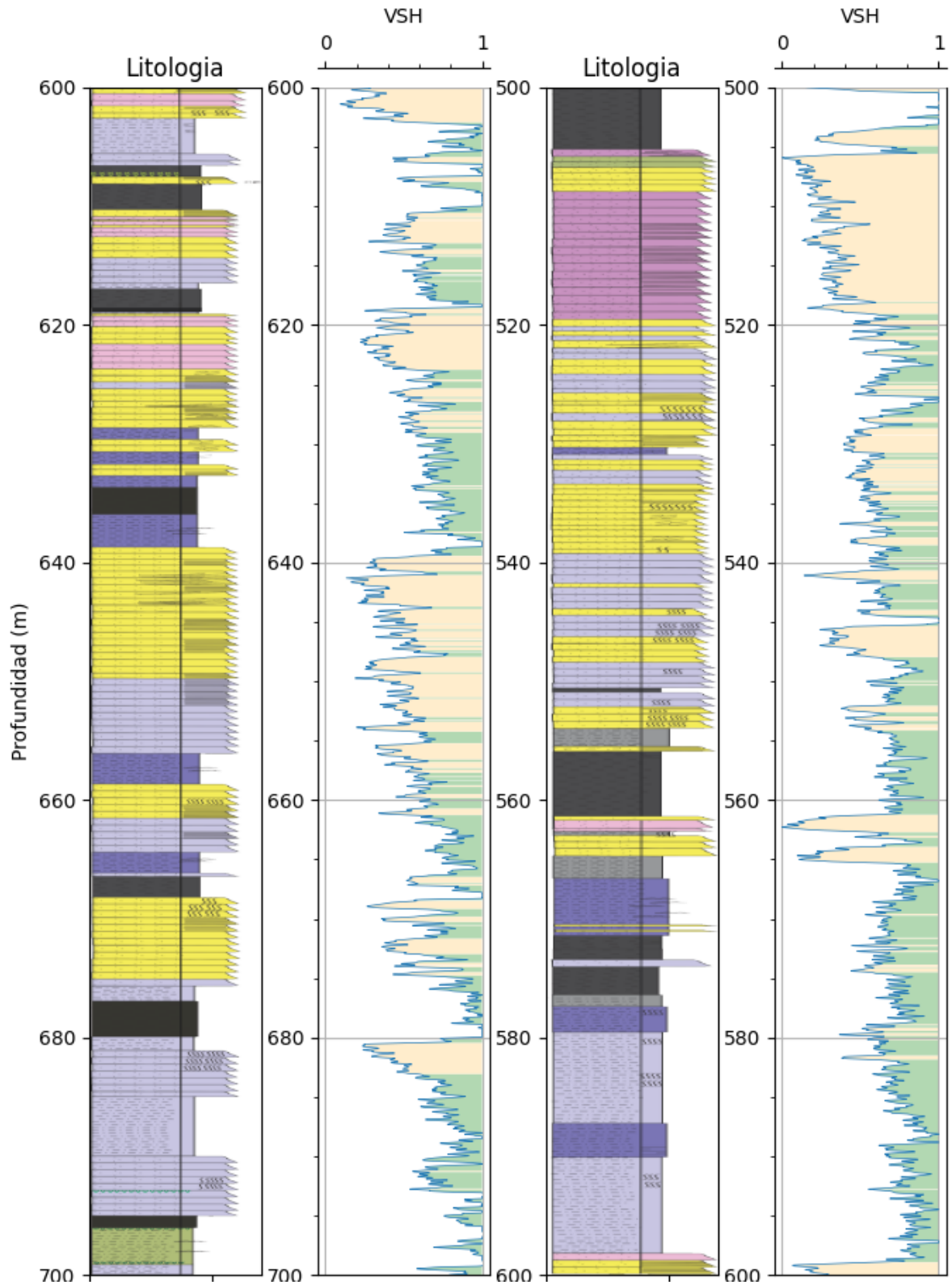


Figura 7.7.2: Comparación entre logueo litológico y *vshale* en la sección media del pozo PANG0003 (700 mbbp - 500 mbbp)

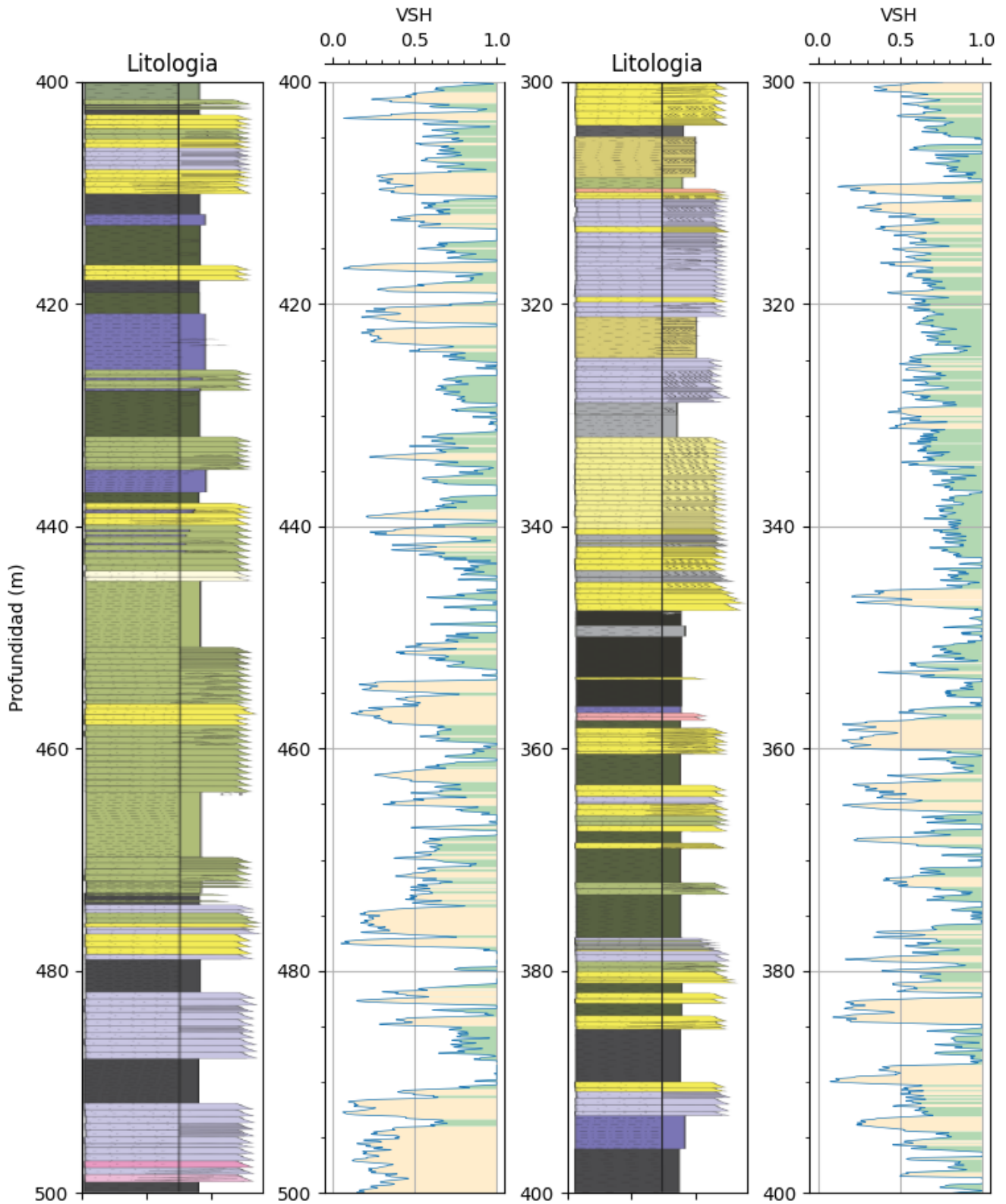


Figura 7.7.3: a) Comparación entre logeo litológico y *vshale* en la sección media del pozo PANG003 (500 mbbp -171 mbbp)

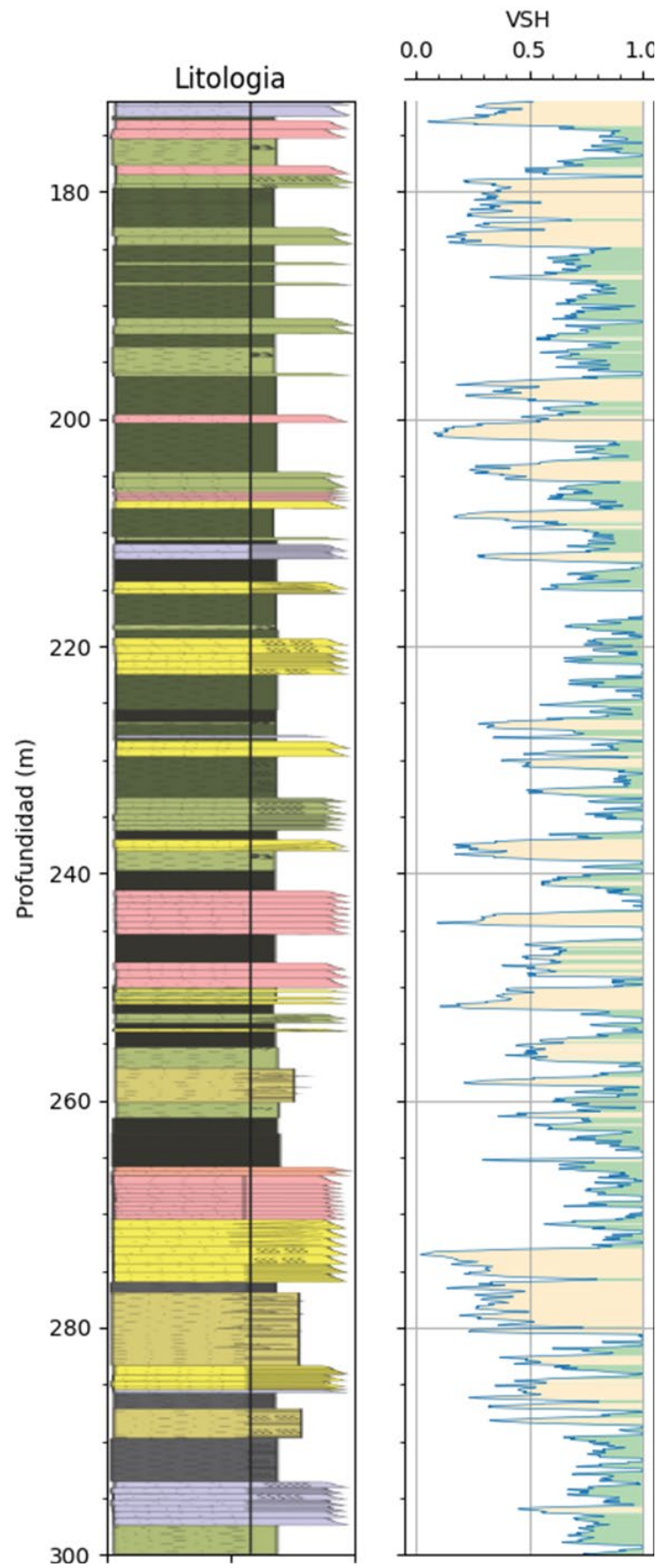


Figura 7.7.3: b) Comparación entre logeo litológico y *vshale* para a sección superior del pozo PANG 0003(500 mbbp -171 mbbp).

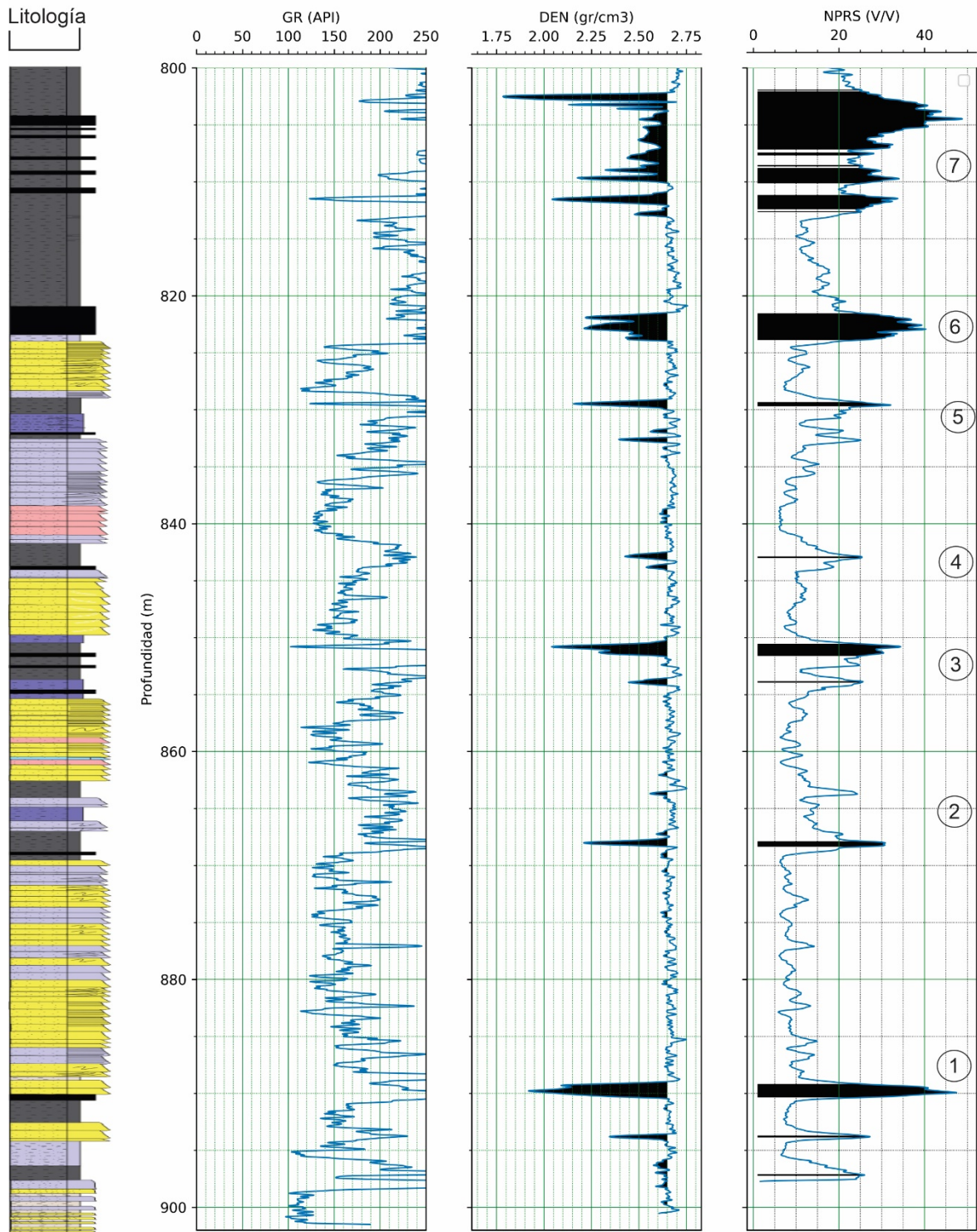


Figura 7.7.4: a) Comparación del logueo litológico y respuesta de gamma ray (GR), densidad (DEN) y porosidad (NPRS) para el tramo 900 mbbp-800 mbbp de la sección basal identificando niveles carbonosos.

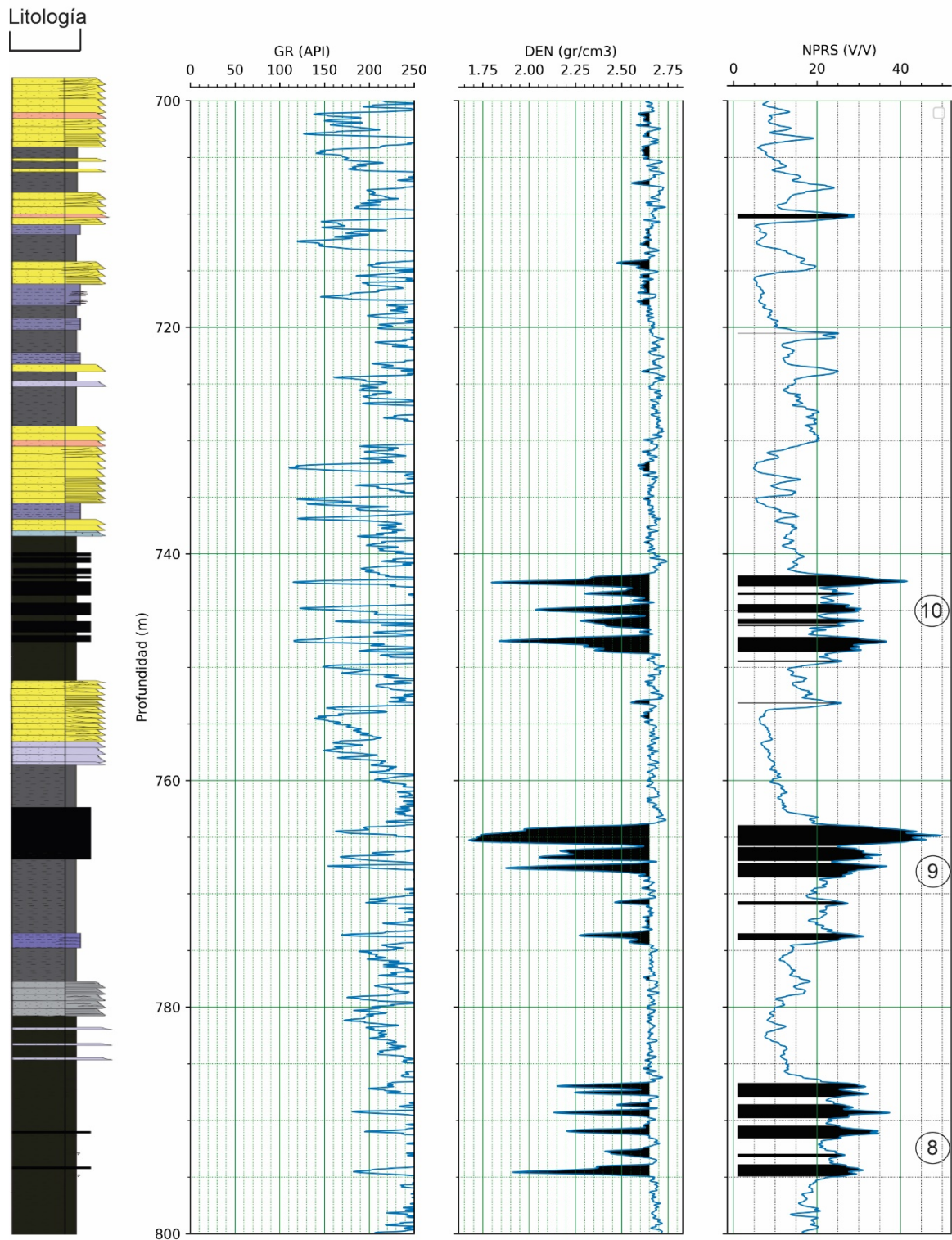


Figura 7.7.4: b) Comparación del logeo litológico y respuesta de gamma ray (GR), densidad (DEN) y porosidad (PHI) para el tramo 800 mbbp -700 mbbp de la sección basal identificando niveles carbonosos.

7.8 Modelo predictivo de fracturación natural en subsuelo basado en registros de pozo

A partir del análisis sistemático de los datos de subsuelo obtenidos en el pozo PANG0003, fue posible reconocer **tres unidades de fracturación verticalmente diferenciadas** dentro del perfil sedimentológico-estratigráfico. La delimitación de estas unidades se basó en la integración de múltiples líneas de evidencia, incluyendo: la observación directa de los **testigos de corona**, la **frecuencia y atributos de las fracturas** (apertura, orientación, morfología y cementos), los valores de **contenido orgánico total (COT)**, la organización espacial de las fracturas representada por el Cv (**Coefficiente de variación**) y por los patrones de curvas de los gráficos de correlación normalizada (Marrett et al. 2018), los **parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM)** — particularmente los índices **Pj** y **F**—, y la respuesta de los **registros petrofísicos** (caliper, sísmico y temperatura). La convergencia de estos indicadores permitió construir un **modelo predictivo multivariable**, capaz de identificar y caracterizar con mayor precisión las zonas con distinto grado de fracturación natural.

La Unidad de Fracturación 1 se asocia a litofacies de areniscas; la Unidad de Fracturación 2 corresponde a fangolitas carbonosas intercaladas con niveles de carbón; mientras que la Unidad de Fracturación 3 abarca principalmente fangolitas y limolitas tobáceas. Estas unidades se distribuyen a lo largo del pozo según el siguiente patrón: en la sección basal se identifican las unidades 1 y 2; en la sección media se reconocen las unidades 1 y 3; y en la sección superior sólo se encuentra presente la unidad 3.

Sección basal (900–700 mbbp)

Esta sección representa el tramo más favorable para el desarrollo de fracturación natural conectiva. Las fracturas identificadas en este intervalo presentan las mayores aperturas del perfil, con valores que alcanzan hasta 50,5 mm, y muestran una amplia variabilidad en sus valores angulares (entre 0° y 90°) con alta dispersión. Los cementos observados incluyen calcita, cuarzo, pirita, y asociaciones como calcita-pirita y calcita fibrosa–cuarzo fibroso, evidenciado una evolución diagenética compleja y la circulación de fluidos a través de estas fracturas. En esta sección los valores de COT superan el 10% y presentan una organización espacial de las fracturas representadas por el coeficiente de variación es >1 y los patrones de curvas NCC indican un agrupamiento *fractal cluster* en las fracturas.

Esta sección exhibe los valores más altos de Pj (hasta 1.15) y valores elevados de F, reflejando una anisotropía significativa de una fábrica magnética asociada a procesos de deformación tectónica. Estos parámetros ASM refuerzan la interpretación de un entorno intensamente fracturado.

Los registros petrofísicos, si bien no presentan anomalías marcadas en el perfil térmico (variación suave de 36 a 40 °C), sí muestran leves inflexiones en el caliper y el sónico, que coinciden espacialmente con zonas fracturadas reconocidas petrográficamente. Esto sugiere que las fracturas en esta sección, aunque parcialmente cementadas, aún conservan cierta conectividad o inducen modificaciones mecánicas detectables por los registros.

En conjunto, la sección basal presenta altos valores predictivos en todos los indicadores considerados, y se interpreta como un dominio estructural activo y con elevado potencial de conectividad fracturada, ideal para la circulación de fluidos.

Sección media (700–500 mbbp)

En la sección media, la apertura de las fracturas disminuye (hasta 25,0 mm), aunque sigue presente en valores moderados. Las orientaciones continúan siendo variables, pero con menor dispersión. Los cementos observados incluyen combinaciones como calcita-cuarzo-zeolita, indicando procesos diagenéticos múltiples posiblemente relacionados con eventos de reactivación o circulación tardía de fluidos. En esta sección los valores de COT oscilan entre 0 y 2%.

El coeficiente de variación >1 y <1 indican fracturamiento clusterizado y regular mientras que los patrones de curvas NCC son ambiguos.

Los valores de P_j oscilan entre 1.02 y 1.10, sugiriendo una anisotropía magnética moderada, mientras que los valores F permanecen relativamente constante. Esta señal intermedia en los parámetros ASM indica una deformación menos intensa que en la sección basal, aunque aún significativa.

En los registros petrofísicos, se observan anomalías sónicas sutiles, compatibles con zonas de porosidad secundaria o fracturas parcialmente cementadas. El caliper muestra menor variabilidad, y el perfil térmico no evidencia anomalías destacables.

La sección media se interpreta como una zona de fracturación moderada, posiblemente con menor conectividad hidráulica que la sección basal. Sin embargo, la combinación de parámetros ASM, respuestas sónicas anómalas y presencia de cementos indica que todavía existe un cierto potencial de fracturación activa o reactivada en este tramo.

Sección superior (500–171 mbbp)

La sección superior se caracteriza por la menor apertura de fracturas con un máximo de 4,0 mm y la ausencia de patrones estructurales orientados. Las fracturas presentes muestran una alta proporción de cementación completa, con asociaciones minerales como cuarzo-zeolita, cuarzo-clorita-zeolita y cuarzo-zeolita, que reflejan un estadio diagenético avanzado y baja permeabilidad. Los valores de COT se encuentran entre el rango de 0 y 2%.

El coeficiente de variación >1 en esta sección indican fracturamiento clusterizado mientras que los patrones de curvas NCC reflejan un agrupamiento del tipo *fractal cluster* para las fracturas.

Los valores de P_j se estabilizan en torno a 1.02 y F no presenta variaciones significativas, indicando una fabrica magnética poco deformada y prácticamente isotrópica. Estos resultados sugieren que el potencial de fracturación natural en esta sección es bajo.

Un modelo de fracturas representativo con todas las variables involucradas puede verse en la figura 7.8.1

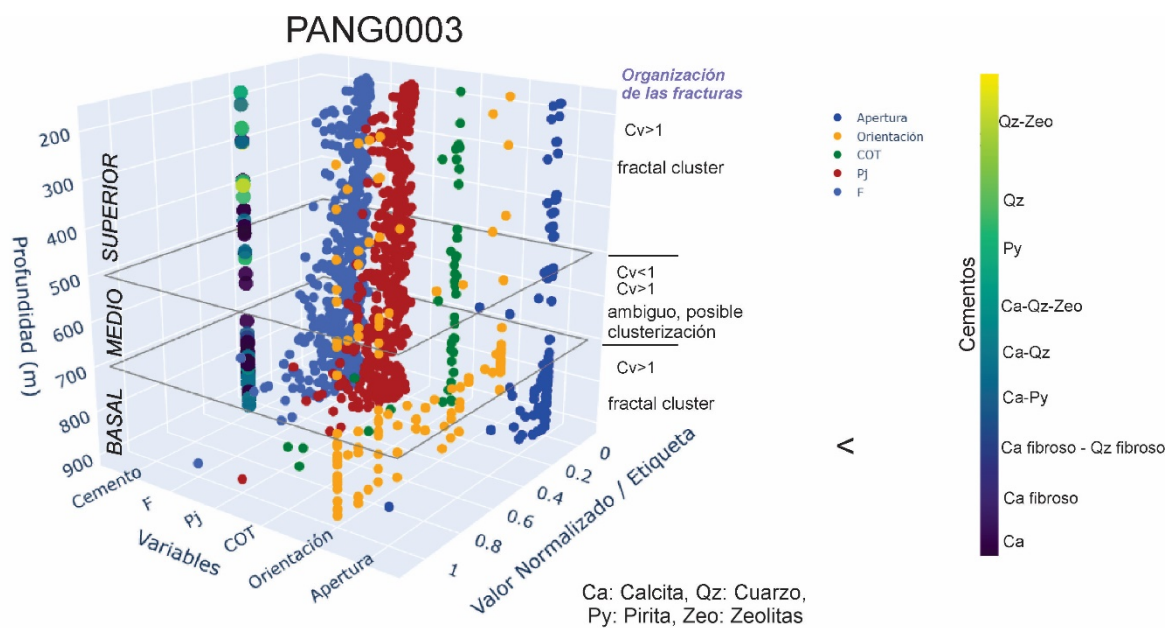


Figura 7.8.1: Se representan como puntos discretos normalizados: la apertura de fracturas, su orientación, el contenido orgánico total (COT), C_v (Coeficiente de variación) y organización de las fracturas según los patrones de curvas propuestos por Marret et al. (2018) y los parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética (P_j y F). Este modelo se completa con los cementos observados en secciones delgadas, codificados por color según su tipo, se disponen sobre un eje separado para facilitar su interpretación. Los planos horizontales indican los límites entre la sección basal (900–700 m), media (700–500 m) y superior (500–171 m).

A partir del estudio de la fracturación estratigráfica y de las características de los atributos de las mismas (Laubach et al. 2009) se pueden diferenciar que las capas con desarrollo y distribución de fracturas en las unidades de fracturación definidas y presentes en el pozo PANG0003 no dependen exclusivamente de la litología o de la competencia mecánica de las rocas, sino también de factores externos e internos vinculados a su evolución diagenética y térmica.

Entre los factores externos, la tectónica compresiva regional, documentada en las Sierras Australes, facilitó el desarrollo de fracturas en diferentes niveles estratigráficos. A su vez, factores internos como el tipo litológico, el contenido de carbono orgánico total (COT), la compactación mecánica, la cementación y la maduración térmica de la materia orgánica influyeron significativamente en la densidad, apertura y relleno de las fracturas observadas.

En la Unidad de Fracturación 1, en la litofacies de areniscas naturalmente fracturadas, la fracturación está controlada por la compactación mecánica y la cementación temprana, la cual limita la conectividad en algunos intervalos, pero también permite conservar zonas con fracturas residualmente abiertas, aunque representadas minoritariamente (menos del 5%). Estas areniscas, especialmente aquellas cercanas a los niveles carbonosos o con materia orgánica dispersa, presentan potencial como reservorio tipo *tight-gas sandstones*, con porosidades entre 0,5% y 4% y permeabilidades de entre 10^{-3} y 10^{-4} mD (Febbo et al. 2018). La cercanía o contacto estratigráfico con las rocas generadoras (fangolitas y carbón) mejora su valor como reservorio dentro del sistema Tunas–Tunas (?).

En el caso de la Unidad de Fracturación 2 correspondientes a las fangolitas carbonosas y niveles de carbón, el proceso de maduración térmica y la evolución hacia condiciones catagenéticas promovieron un aumento de presión por generación de hidrocarburos, favoreciendo el desarrollo de fracturas naturales abiertas (Gale et al. 2014). Estas fracturas son reconocibles en el pozo PANG0003 por su respuesta en el registro caliper (ensanchamiento), anomalías sísmicas (baja velocidad) y leves deltas térmicos, sugiriendo su posible rol como vías de migración vertical de fluidos. Estas litofacies, dada su elevada riqueza orgánica (COT entre 25 y 54%) y madurez térmica (R_o 1,6 a 2,4%), constituyen reservorios no convencionales del tipo gas de carbón (GDC), con espesores variables que alcanzan hasta 11 metros (Arzadún, 2015; Febbo, 2023).

En la Unidad de Fracturación 3, las fangolitas y limolitas tobáceas presentan una alta fragilidad. Esta característica está relacionada con su contenido mineralógico dominado por cuarzo y filosilicatos como la clorita, y por la diagénesis avanzada del material volcánico/volcaniclastico que domina en esta sección.

7.9 Modelo de contexto termotectónico regional para la fracturación presente en la Formación Tunas

Para comprender la evolución de la fracturación en el ámbito de la Cuenca de Claromecó, con foco en la Formación Tunas, se pueden utilizar herramientas tales como los gráficos de tipo "Heat Flow – Cuenca de Claromecó" (Fig. 8.1). Este tipo de gráficos fue presentado por Arzadún et al. (2020) y Febbo et al. (2024) para comprender la variación del flujo térmico desde el interior terrestre hacia la superficie, a lo largo de la historia geológica. En este caso en particular se aplica a la cuenca de Claromecó y Cuenca del Colorado, ambas

íntimamente relacionadas (Fig. 4.1). En ellos se representa la magnitud del flujo térmico expresado mW/m^2 (milliwatts por metro cuadrado, eje vertical) vs. la escala de tiempo geológico desde los 350 Ma hasta 0 Ma (eje horizontal). Para este caso, se plantearon tres escenarios tectónicos posibles que reflejan distintas intensidades del flujo térmico. El primer escenario muestra un caso intermedio, con un máximo de aproximadamente 80 mW/m^2 durante la etapa de rifting. El segundo escenario representa una hipótesis más conservadora, con valores de flujo relativamente estables cercanos a 60 mW/m^2 durante casi todo el intervalo de tiempo representado. El tercer escenario alcanza valores máximos de flujo térmico alrededor de 100 mW/m^2 durante la fase de rift, para luego descender gradualmente. La evolución del flujo térmico se encuentra directamente vinculada con las principales etapas tectónicas identificadas en la Cuenca de Claromecó y en la Cuenca del Colorado. Durante la etapa de configuración tectónica de la cuenca de Claromecó correspondiente a la Orogenia Gondwánica (Carbonífera-Pérmica) conocida en nuestro país como fase orogénica San Rafael (FOSR; 289-294Ma, Azcuy y Caminos 1987), el flujo térmico permaneció relativamente estable (entre 50 y 60 mW/m^2). Refleja una fase caracterizada por flexión litosférica y acumulación rápida de sedimentos debido al levantamiento de las Sierras Australes (Arzadún et al. 2018). Posteriormente, durante la etapa del rift inicial (Triásico tardío), se produjo un marcado incremento del flujo térmico en los escenarios intermedio e intenso (80 – 100 mW/m^2). Esto fue resultado de la reactivación de fallas preexistentes y el adelgazamiento significativo de la litosfera en respuesta a los primeros pulsos extensionales asociados al futuro desarrollo del Rift del Colorado. La etapa sin-rift (Jurásico medio a tardío) marcó la consolidación del Rift del Colorado, sosteniendo altos valores térmicos (80 – 100 mW/m^2) en los escenarios intermedio e intenso, asociados al adelgazamiento cortical y al ascenso del manto. Finalmente, durante la etapa post-rift (Barremiano-Aptiano), aproximadamente 100 Ma hasta la actualidad, coincide con la apertura definitiva del Océano Atlántico Sur en el cual el flujo térmico disminuye sucesivamente y se estabiliza en valores moderados, entre 60 y 70 mW/m^2 (Fig. 8.1). Esto refleja una transición hacia un régimen térmico típico de margen pasivo, donde la litosfera recupera gradualmente un espesor más estable tras el cese de la actividad tectónica intensa. De este modo, el gráfico permite relacionar directamente los cambios en el flujo térmico con cada etapa tectónica específica. En síntesis, la historia térmica de la Cuenca de Claromecó no responde únicamente a su formación como una clásica cuenca de antepaís, sino que también refleja su evolución como un flanco exhumado multi-episódico, cuya historia térmica está estrechamente sincronizada con los tres estadios de rifting del mesozoico del sistema del rift del Colorado. Esta evolución térmica estuvo controlada por (i) un soterramiento profundo durante la Orogenia Gondwánica y (ii) al menos tres eventos de rift asociados al desarrollo y apertura del Colorado-Atlántico propuesto por Lovecchio et al. (2018).

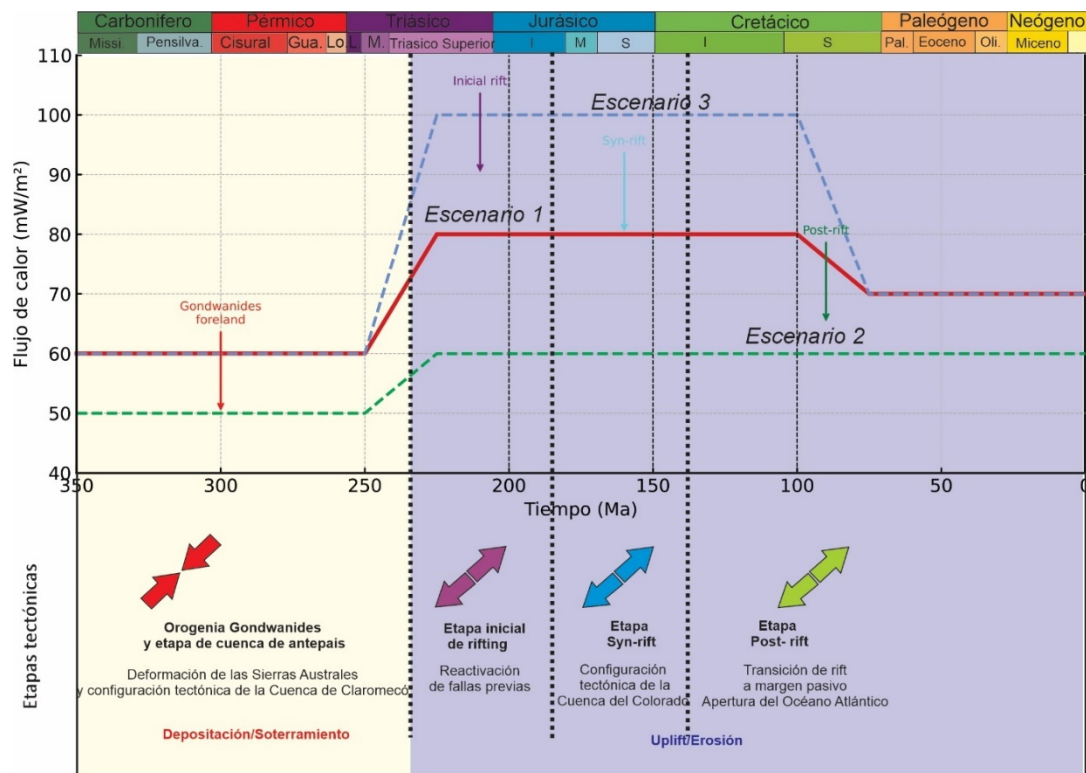


Figura 7.9.1: Escenarios de paleoflujo de calor probados con picos de 80 mW/m² (Escenario 1), 60 mW/m² (Escenario 2) y 100 mW/m² (Escenario 3) alcanzados desde el Pérmico hasta el Cretácico Temprano. La historia geodinámica de la cuenca se reconstruyó con base en Pángaro y Ramos (2012), Kollenz et al. (2017), Lovecchio et al. (2018) y Arzadún et al. (2020). Tomado de Febbo et al. (2024).

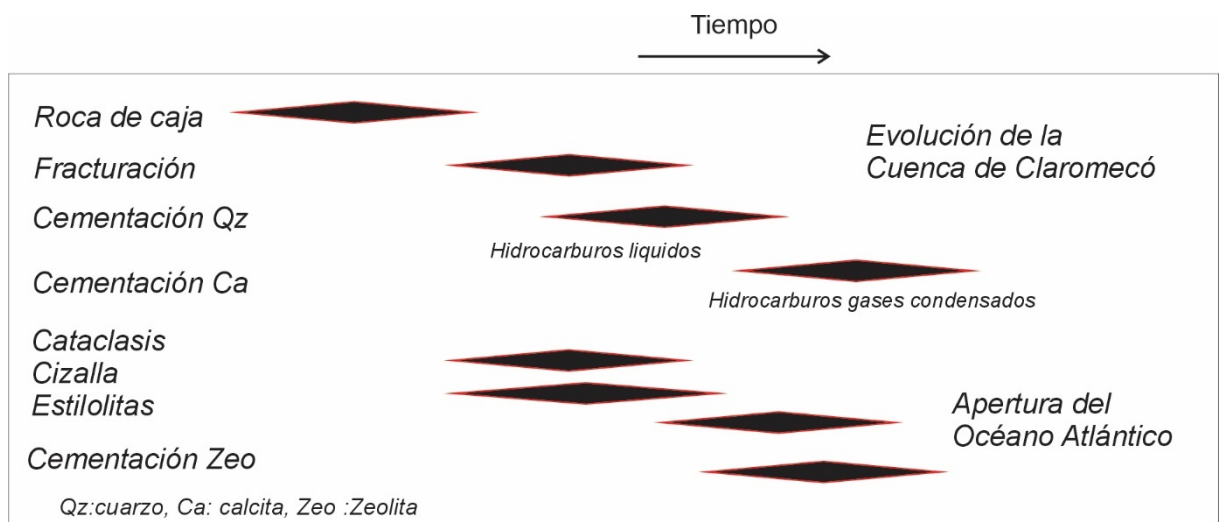


Fig. 7.9.2: Secuencia paragenética general para la fracturación presente en la Formación Tunas en subsuelo que se sincroniza con los cambios de flujo de calor y temperatura basado en Febbo et al. (2024).

En esta tesis se adopta el modelo termotectónico de Febbo et al. (2024) como marco de referencia para explicar la evolución diagenética de la Formación Tunas y su relación con la fracturación relevada. Durante la fase de soterramiento flexural vinculada con la Orogenia

Gondwánica-FOSR, se interpreta que la carga orogénica vinculada a las Sierras Australes generó profundidades de enterramiento superiores a 3000–4000 m y temperaturas máximas de ~180 °C. En este contexto, las unidades sedimentarias desarrollaron estructuras tectónicas vinculadas a sistemas de corrimientos con plegamiento asociado, de gran longitud de onda y sistemas de fracturación asociados. La Formación Tunas alcanzó el umbral térmico de la ventana de generación de hidrocarburos, desde gases húmedos y condensados hasta alcanzar gas metano (R_0 1,3–2 %, Arzadun 2015 y Febbo et al. 2023). El proceso de migración secundaria de los hidrocarburos queda registrado en los cementos de cuarzo (Qz I) y calcita (Ca I), cuya textura de cementación y mineralogía son acordes a la roca de caja analizada, la presencia de materia orgánica y la profundidad interpretada (Morley et al. 2017). Con la instauración del régimen extensional en el Triásico tardío, el flujo de calor basal experimentó un pulso hasta 80–100 mW/m², elevando las temperaturas en el nivel de catálisis a 170–120 °C. Este incremento termal afectó los sectores someros de la corteza, reactivó fracturas preexistentes y propició el desarrollo de nuevas fracturas, cementadas por cuarzo. La deformación de las estructuras preexistentes se evidencia en los cementos a través microestructuras S–C, deformación dinámica y planos de estilolitización, reflejo de movimientos diferenciales entre los bloques del rift. Durante la etapa sin-rift (Jurásico medio–tardío), la caída progresiva del flujo térmico a 80–60 mW/m² y de las temperaturas a 120–90°C generó un segundo pulso de cementación calcítica (Ca II), mientras la elevada permeabilidad residual permitió la percolación de aguas meteóricas y la consiguiente cementación zeolítica. Finalmente, en la fase post-rift (Barremiano–Aptiano), la estabilización del flujo de calor en 60–70 mW/m² y el descenso térmico por debajo de 80°C promovieron la estilolitización tardía en los cementos carbonáticos (Fig. 8.2). De este modo, la secuencia paragenética de las fracturas cementadas se sincroniza con los cambios de flujo de calor y temperatura descritos por Febbo et al. (2024), evidenciando que la evolución térmica de la cuenca de Claromecó y su relación con la ruptura de Gondwana en el límite Pérmico-Triásico influyeron directamente en la cronología de fracturación y cementación en la Formación Tunas. Este proceso registró, asimismo, la expulsión migración secundaria de hidrocarburos.

Capítulo 8: CONCLUSIONES

8.1 Conclusiones finales

Durante el desarrollo de esta tesis se llevaron a cabo estudios de fracturas en afloramiento y en subsuelo de la Formación Tunas, registrado en el pozo PANG0003 realizado en el ámbito de la Cuenca de Claromecó. Un flujo de trabajo metodológico para la caracterización de fracturas permitió reconstruir y entender desde una nueva perspectiva la evolución depositacional y postdepositacional de la formación litológica de interés.

La integración de los resultados aquí obtenidos con aportes científicos e investigaciones previas permitió delimitar las características diagénéticas y estructurales que controlan el desarrollo de la fracturación, así como su distribución vertical a lo largo del pozo PANG0003 y asociarlas a las litologías que representan al potencial sistema petrolero Tunas-Tunas.

A partir de los resultados alcanzados, se pueden establecer las siguientes conclusiones respecto a la Formación Tunas en el ámbito de las Sierras Australes y la Cuenca de Claromecó:

- **Fracturación de la Formación Tunas en afloramiento**

El análisis sedimentológico, petrográfico y estructural del tramo inferior de la Formación Tunas revela un sistema dominado por ciclos grano-decrecientes en el que las areniscas, de comportamiento frágil, concentraron el desarrollo de diaclasas y venillas multiepisódicas cementadas por cuarzo, mientras que las fangolitas respondieron predominantemente de manera dúctil mediante clivaje. Se identificaron dos de los cuatro tipos de discontinuidades descritos por Rossello (2016) en los afloramientos de la Formación Tunas: Diaclasas conjugadas subverticales perpendiculares a la estratificación y a los ejes de pliegue; y fracturas dilatantes cementadas por cuarzo (*elongated-blocky* y *blocky*) tanto perpendiculares como paralelas a la estratificación. Estas últimas asociadas a mecanismos de flexodeslizamiento cementadas casi íntegramente por cuarzo de morfologías *elongated blocky* y *blocky*. Estas fracturas muestran crecimientos sintaxiales que evidencian pulsos múltiples de precipitación de sílice y mecanismos de apertura controlados por la evolución tectónica. La identificación de minerales autigénicos y eventos *crack-seal*, junto con evidencias de recristalización dinámica, confirma la participación activa de fluidos y procesos diagenéticos complejos, lo que amplía y enriquece los modelos estructurales previamente propuestos para esta unidad.

- **Geología de la Formación Tunas en afloramiento y en subsuelo**

La correspondencia entre litofacies y microtexturas observadas en afloramientos y las reconocidas en los testigos del pozo PANG0003 demuestra que: Las areniscas medias a finas del afloramiento (facies Ssx, Ssr) coinciden con litofacies Ssx, SsM y Ssm en subsuelo. Las fangolitas masivas del afloramiento (Fm) se reflejan en los registros de subsuelo como facies

de fangolitas presentando alto contenido de materia orgánica y pirita framboidal. Esto valida que las observaciones en afloramiento pueden extrapolarse para modelar redes de fracturas y propiedades petrofísicas en la Cuenca de Claromecó.

- **Caracterización de fracturas en subsuelo**

Las mediciones de apertura cinemática mostraron una distribución log-normal con un valor medio de 1,5 mm y una moda de 0,215 mm, con valores anómalos de hasta 5 cm. Los resultados de los ángulos de intersección con el eje del pozo revelaron cuatro grupos o sets de fracturas principales: fracturas subperpendiculares (0°), horizontales (90°) y conjugadas ($\pm 30^\circ$ y $\pm 70^\circ$), indicando la coexistencia de distintos esfuerzos y mecanismos de deformación a largo del registro. Las alturas de las fracturas oscilaron principalmente entre 50 y 100 mm, con fracturas de bajo ángulo limitadas por la longitud de las coronas y fracturas paralelas al eje que superaron 200 mm, lo que refleja la influencia en la recuperación de las coronas en la medida de este parámetro. La mineralogía cementante estuvo dominada por cuarzo y calcita, con aportes menores de sulfuros y óxidos (pirita, hematita), representando episodios múltiples de precipitación bajo condiciones físico-químicas variables. En términos de morfología, se identificaron fracturas abiertas, cementadas, deformadas (*gouge* y *slickensides*) y *vuggy*, Todas con influencia en la permeabilidad de las fracturas e indicando la influencia mecanismos frágil y dúctil implicados. La topología de las fracturas varió desde aisladas hasta complejas intersecciones (cercañas, unidas, ramificadas y *cross-cutting*), evidenciando una red fracturada con conectividad variable, relevante para la permeabilidad de reservorio. Según la cinemática, las fracturas de tensión predominaron en los sets I y II, de cizalla en los sets II–IV y se observaron fracturas híbridas tipo *pull-apart*, evidencia de múltiples fases de esfuerzo locales. La intensidad de fracturación alcanzó un promedio de 13 fracturas/m en la sección basal, decreció hacia la media y se mantuvo baja en la superior, con picos locales ligados a litofacies de fangolitas carbonosas y tobáceas. Esto manifiesta la relación litología-fracturación. Estos resultados una vez más ponen de manifiesto la atenuación de la deformación hacia el antepais hacia finales del Pérmico.

- **Distribución espacial y frecuencia de fracturas**

La distribución y la frecuencia de las fracturas muestran una evolución claramente sistemática a lo largo de la columna sedimentario-estratigráfica del pozo PANG0003.

Sección basal (Unidades de fracturación 1 y 2). Un coeficiente de variación (CV) > 1 , junto con las curvas de correlación normalizada (NCC) de pendiente pronunciada, revelan un patrón fuertemente clusterizado: las fracturas se agrupan en niveles discretos, alternando con estratos de areniscas prácticamente sin fracturación.

Sección media (Unidades de fracturación 1 y 3). Los valores de CV cercanos a 1 y las curvas NCC poco definidas denotan un arreglo híbrido: coexisten dominios con fracturas agrupadas y otros de espaciamiento casi periódico.

Sección superior (Unidades de fracturación 3). Vuelve a imponerse la clusterización ($CV > 1$ y un comportamiento fractal en las curvas NCC), con la única excepción de segmentos localizados donde el espaciamiento resulta casi regular.

Estas variaciones permiten diferenciar tres dominios en las unidades de fracturación: areniscas SSx/Ssm, fangolitas Fc/C y fangolitas tobáceas FL/T.

Finalmente, la correlación entre el espesor litológico y el número de fracturas fue más significativa en las fangolitas (r entre 0,61 y 0,76) que en otras litofacies, sugiriendo que el espesor de los estratos controla, en parte, la frecuencia de fracturación.

- **Paragénesis de los cementos minerales**

El cuarzo constituye el cemento dominante; sus primeras generaciones presentan morfologías *blocky*, mientras que en las secciones superiores se desarrollan cristales *elongated blocky* que evidencian al menos dos pulsos de precipitación sílicea. La calcita muestra mayor complejidad diagenética en la base: morfologías *bladed* y *blocky* exhiben cataclasis, estilolitización y cizalla, indicando interacción con esfuerzos tectónicos tempranos; estos rasgos disminuyen progresivamente hacia niveles superiores. Las zeolitas, ausentes en la base, aparecen en las secciones media y superior, indicando cambios en los fluidos diagenéticos provenientes de aguas meteóricas y presentes en litologías con mayor aporte volcánico.

- **Cementos en las fracturas**

Se distinguen cuatro grupos: (i) carbonáticos, representados por calcita de morfología *blocky* y fibrosa, estas últimas cementan únicamente *beefs* reflejando sobrepresiones transitorias de CO_2 ; (ii) zeolíticos con morfologías *blocky* y *elongated blocky*, principalmente con laumontita derivada de la alteración de vidrio volcánico y plagioclasa bajo condiciones alcalinas (< 200 °C); (iii) síliceos, con morfologías *blocky* y *elongated blocky* formados por sobrecrecimientos sintaxiales y agregados microcristalinos de cuarzo productos de procesos de presión–solución y movilización de sílice desde lutitas adyacentes; y (iv) sulfídicos, representados por pirita autigénica asociada a microambientes anóxicos ricos en materia orgánica.

- **Inclusiones fluidas y migración de hidrocarburos**

Las inclusiones primarias bifásicas alineadas con las caras de crecimiento del cuarzo exhiben fluorescencia amarilla-verdosa, indicando la presencia de hidrocarburos líquidos de madurez intermedia. Inclusiones secundarias monofásicas, carentes de fluorescencia, señalan el ingreso posterior de aguas meteóricas. En la calcita, inclusiones primarias bifásicas exhiben fluorescencia verdosa tenue indicando las presencias de hidrocarburos gaseosos húmedos a secos.

La petrografía y los rangos de reflectancia de vitrinita documentada ($R_o \approx 1,3-2,4 \%$) por Arzadun et al. (2016) confirman que la Formación Tunas alcanzó la ventana de generación de gases húmedo a metano registrados en pulsos de migración de fluidos orgánicos, y preservados en los cementas cuarzo y calcita de las fracturas.

- **Anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM)**

En las fangolitas basales predominan elipsoides oblatos ($P_j > 1,10$; $T > 0,5$) con K_{min} horizontales, lo que denota alta deformación y coincide con una fracturación fuertemente clusterizada. Hacia niveles superiores, los elipsoides se aplanan y K_{min} tiende a la vertical, reflejando la atenuación tectónica hacia antepaís (este). La correlación directa entre los parámetros P_j , la foliación magnética y la densidad de fracturas valida la ASM como indicador mecánico de zonas potencialmente más fracturadas y, por tanto, de mayor permeabilidad. Los parámetros de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) indican una disminución de la deformación hacia el techo del perfil, en concordancia con una menor frecuencia de fracturas, confirmando una tendencia de atenuación tectónica en dirección al antepaís.

- **Análisis de registros de pozos**

El logueo litológico de las coronas del pozo permitió identificar litologías que no fueron distinguidas por los registros petrofísicos disponibles, como las tobas y fangolitas tobáceas, lo que demuestra la importancia de integrar registros directos de las coronas del pozo PANG0003 con datos petrofísicos. Los registros de los logs presentados en esta tesis, densidad, porosidad y *gamma ray*, respaldan la identificación de niveles carbonosos en la sección basal.

Por otra parte, los logs de temperatura, caliper y sónico aplicados al pozo PANG0003 permitieron identificar zonas potencialmente fracturadas en el subsuelo de la Formación Tunas. Cada uno de estos perfiles aportó información indirecta pero complementaria que, en conjunto, permitió delimitar tramos con posibles fracturas abiertas o zonas de debilidad estructural.

Los perfiles de temperatura mostraron variaciones mínimas pero consistentes ($\sim 0,05$ °C) en algunos intervalos, interpretadas como indicios de circulación de lodo hacia fracturas abiertas. No obstante, estas variaciones son pequeñas y deben analizarse con cautela, ya que no siempre representan un delta térmico significativo. Por ello, el registro de temperatura debe ser considerado como una señal complementaria, más que como un indicador directo de fracturación.

Respecto a la identificación de fracturas en subsuelo a partir de registros convencionales, se observa que los registros petrofísicos más sensibles a la presencia de fracturas en el pozo PANG0003 fueron el caliper y el sónico. El primero permitió detectar aumentos localizados en el diámetro del pozo, relacionados con colapsos o pérdida de circulación, típicos de zonas intensamente fracturadas. El registro sónico, por su parte, evidenció aumentos en el tiempo de tránsito (Δt), señalando una atenuación en la propagación de ondas por la presencia de fracturas abiertas y porosidad secundaria. Sin embargo, es importante destacar que este registro también estaría respondiendo a la presencia de litologías carbonosas y su alta porosidad natural, por lo que su interpretación debe considerar la contribución litológica además de la estructural.

- **Modelo predictivo de fracturación natural en subsuelo basado en registros de pozo**

La integración de múltiples líneas de evidencia (frecuencia de fracturas en subsuelo, atributos de fracturas, COT, organización espacial de las fracturas, ASM y registros petrofísicos) permitió reconocer tres unidades de fracturación en el pozo PANG0003. Cada una con distinto grado de conectividad y control litológico-diagenético. La sección basal se interpreta como el dominio más favorable para la circulación de fluidos, dado su mayor apertura, dispersión de orientaciones, anisotropía magnética elevada y evidencias de circulación temprana y tardía de fluidos; la sección media muestra una fracturación moderada con potencial hidráulico intermedio, mientras que la sección superior registra un sistema fracturado prácticamente sellado por cementación avanzada. El modelo predictivo multivariable confirma que la distribución de fracturas no depende sólo de la competencia mecánica de las litologías, sino también de la interacción entre factores tectónicos, orgánicos y diagenéticos.

La Unidad de Fracturación 1 en areniscas constituye un reservorio tipo *tight-gas* de importancia local, condicionado por su cercanía a niveles ricos en materia orgánica. La Unidad de Fracturación 2, asociada a fangolitas carbonosas y niveles de carbón, destaca como el intervalo más relevante por su elevado COT y madurez térmica, favoreciendo la generación de fracturas hidráulicas naturales y su rol como reservorio no convencional tipo gas de carbón. Finalmente, la Unidad de Fracturación 3, dominada por fangolitas y limolitas tobáceas, refleja

un sistema diagenéticamente más avanzado y de baja conectividad, posiblemente un sello. En conjunto, estos resultados consolidan al sistema Tunas–Tunas como un potencial sistema petrolero no convencional, caracterizado por un comportamiento fracturado controlado estratigráficamente y por criterios transferibles a la caracterización predictiva en otras áreas de la cuenca.

• Modelo de contexto termo-tectónico para la fracturación presente en la Formación Tunas

La evolución de la fracturación en la Formación Tunas está estrechamente vinculada a los cambios tectónicos y térmicos registrados en la Cuenca de Claromecó. Durante el soterramiento asociado a la Orogenia Gondwánica, se generaron fracturas tectónicas profundas y maduración orgánica, registradas en los cementos de cuarzo y calcita. Posteriormente, los pulsos térmicos del rifting mesozoico reactivaron fracturas y favorecieron nuevos eventos de cementación. La transición a un régimen térmico pasivo en el post-rift consolidó procesos de estilolitización tardía. La secuencia paragenética observada en las fracturas se sincronizó con esta evolución térmica, reflejando un control directo del contexto termo-tectónico sobre la fracturación y la migración de hidrocarburos en la Formación Tunas.

Capítulo 9 : BIBLIOGRAFÍA

Referencias

Alessandretti, L., Philipp, R., Chemale, F., Ramos, V., 2010. Age of formation deposition Tunas, Sierra de la Ventana Foldbelt, Argentina. 6° Congreso uruguayo de geología, Actas en CD, Lavalleja (Uruguay).

Alessandretti, L., Philipp, R.P., Chemale, F., Brückmann, M.P., Zvirtes, G., Mette, V., Ramos, V.A., 2013. Provenance, volcanic record, and tectonic setting of the Paleozoic Ventania fold belt and the Claromeco foreland Basin: Implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 12e31. [https:// doi.org/10.1016/j.jsames.2013.05.006](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.05.006).

Amos, A.J. y Urien, C.M., 1968. La falla "Abra de la Ventana" en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23 (3): 197-206.

Andreis, R.R y Japas, M.S., 1991. Cuenca de Sauce Grande-Colorado. En: Archangelsky, S. (ed.) *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba:45-65, Córdoba.

Andreis, R.R. y Cladera, G., 1992. Las epiclastitas pérmicas de la Cuenca Sauce Grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina). Parte 1: Composición y procedencia de los detritos. 4° Reunión de Sedimentología, Actas 1:127-134, La Plata.

Andreis, R.R., Japas, S., 1991. Cuenca de Sauce Grande y Colorado. 12th International Congress on Stratigraphy and Geology of the Carboniferous and Permian and Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 45-6.5.

Andreis, R.R., Japas, S., 1996. Cuencas de Sauce Grande y Colorado. In: *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*, pp. 45e64, 12th International Congress on Stratigraphy and Geology of the Carboniferous and Permian.

Andreis, R.R., Lluch, J.J., Iñiguez Rodríguez, A.M., 1979. Paleocorrientes y paleoambientes de las Formaciones Bonete y Tunas, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 207-224, Buenos Aires.

Archangelsky, S. y Cúneo, R. 1984. Zonación del Pérmico continental de Argentina sobre la base de sus plantas fósiles, 3° Congreso latinoamericano Paleontológico, México, Memoria, 143-153 pp.

Arzadún, G., Tomezzoli, R.N., Cesaretti, N.N., 2011. Análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en la Formación Tunas, Sierras Australes de la Provincia de

Buenos Aires – Cuenca de Claromecó – Argentina. 2° Reunión Bienal de la Asociación Latinoamericana de Paleomagnetismo y Geomagnetismo (LATINMAG), Actas, 1(2): 1-6, Tandil.

Arzadún, G., Cesaretti, N. N., Fortunatti N. B., Cisternas M. E., 2013a. Análisis de petrografía y fluorescencia de inclusiones fluidas en carbonato de matas algáceas de la Formación Tunas, Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires, Argentina. XXI Congreso de mineralogía y metalogenia, Actas: 165–169, San Juan.

Arzadún, G., Tomezzoli, R.N., Cesaretti, N.N., 2013b. Análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) y compactación en la Formación Tunas, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. 3° Reunión Bienal de la Asociación Latinoamericana de Paleomagnetismo y Geomagnetismo (LATINMAG), Actas, 3(3): 1-6, Montevideo.

Arzadún, G., Tomezzoli, R. N., Cisternas, M. E., Cesaretti, N. N., Fortunatti, N., 2014a. Análisis diagenético y estructural en la Formación Tunas (Pozo PANG0001-Pérmico de la Cuenca de Claromecó-Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina). 9° Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos, Actas : 481-497, Mendoza.

Arzadún, G., Tomezzoli, R.N., Cesaretti, N.N., 2014b. Relación entre la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) y las distintas facies sedimentarias de la Formación Tunas (Pérmico), Sierras Australes-Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas 275-276, Córdoba.

Arzadún, G., 2015. Análisis del soterramiento de la Formación Tunas en las Sierras. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 243 p., Bahía Blanca. Buenos Aires. Argentina.

Arzadún, G., Cisternas, M.E., Cesaretti, N.N., Tomezzoli, R.N., 2016a. Análisis de materia orgánica en niveles de carbón identificados en el pozo PANG 0001, en la Formación Tunas (Pérmico de Gondwana), Cuenca de Claromecó, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 73 (4): 538-551.

Arzadún, G., Tomezzoli, R.N. y Cesaretti, N.N., 2016b. Tectonic insight based on anisotropy of magnetic susceptibility and compaction studies in the Sierras Australes thrust and fold belt southwest Gondwana boundary, Argentina. *Tectonics* 35 (4): 1015-1031.

Arzadún, G., Tomezzoli, R.N., Trindade, R., Gallo, L.C., Cesaretti, N.N., Calvagno, J.M., 2018. Shrimp zircon geochronology constrains on Permian pyroclastic levels, Claromecó

Basin, South West margin of Gondwana, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 85:191-208.

Arzadún, G., Lovecchio, J.P., Becchio, R., Uriz, N.J., Cingolani, C., Febbo, M.B., Hernandez, R., Bolatti, N., Kress, P., 2020. Thermochronology of the Ventana Ranges and Claromecó Basin, Argentina: record of Gondwana breakup and South Atlantic passive margin dynamics. *Journal South American Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.1029> in press.

Asquith, G., Gibson, C., 1983. *Basic Well Log Analysis for Geologists*. AAPG Methods in Exploration Series.

Asquith, G., Gibson, C., 1982. *Basic well log analysis for geologists*. American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series, 216 p.

Azcuy, C.L. y Caminos, R., 1987. Diastrofismo. En: Archangelsky, S., (Eds.). *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, pp. 239–251.

Ballivian Justiniano, C.A., Comerio, M.A., Geronimo, O., Sato, A.M., Coturel, E.P., Naipauer, M., Basei, M.A.S., 2020. Geochemical, palaeontological, and sedimentological approaches of a syn-orogenic clastic wedge: Implications for the provenance of the Permian (Cisuralian) Tunas Formation, Ventania System (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102836.

Barton, C.A., and Zoback, M.D., 1992. Self-similar distribution of macroscopic fractures at depth in crystalline rock in the Cajon Pass scientific drill hole: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 5181–5200, doi: 10.1029 /91JB01674.

Beck, F. H., Suau, J., Gartner, J., 1977. *Fracture Detection Using Laterolog and Induction Logs*. SPWLA Symposium.

Belfield, W.C., Sovich, J.P., 1995. Fracture statistics from horizontal wellbores. *Journal of Canadian Petroleum Technology* 34, 47–50. Bond, W.A. 1984. Application of Lopatin's method to determine burial history, evolution of the geothermal gradient, and timing of hydrocarbon generation in Cretaceous source rocks in the San Juan basin, northwestern New Mexico and southwestern Colorado. In: Woodward, J., Meissner, F.F., Clayton, J.L. (Eds.), *Hydrocarbon Source Rocks of the Greater Rocky Mountain region*. Rocky Mountain Association of Geologists, pp. 433–448.

Bernet, M., Gaupp, R., 2005. Diagenetic history of Triassic sandstone from the Beacon Supergroup in central Victoria Land, Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 48(3), 447-458.

Bodnar, R.J., 2003. Reequilibration of fluid inclusions. En Samson, I., Anderson, A., Marshall, D., eds., *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation Short Courses – Mineralogical Association of Canada* 32:213–231.

Boggs Jr, S., 2009. *Petrología de rocas sedimentarias*. Cambridge University Press.

Bonacorso, F., Cesaretti, N.N., Freije, R.H., Loscerbo, C., Navarro, E., 2001. Existe un sistema de petróleo y/o carbón comercial en Sierras Australes – Cuenca de Claromecó, Argentina. 4º Congreso de Geología y Minería, Sociedad Cubana de Geología. La Habana, Cuba.

Bons, P.D., Elburg, M.A., Gomez-Rivas, E., 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, 43: 33-62. DOI 10.1016/j.jsg.2012.07.005.

Bons, P.D., Montenari, M. 2005. The formation of antitaxial calcite veins with well-developed fibres, Oppaminda Creek, South Australia. *Journal of Structural Geology* 27, 231e248.

Borradaile, G.J., Tarling, D.H., 1981. The Influence of Deformation Mechanisms on Magnetic Fabrics in Weakly Deformed Rocks. *Tectonophysics*, 77, 151-168. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90165-7](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(81)90165-7).

Borradaile, G.J. y Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews* 42, 49-93.

Boyeldieu, C., Winchester, W., 1982. Recognition of Fractures in Carbonate Reservoirs. *Journal of Petroleum Technology*.

Buggisch, W., 1987. Stratigraphy and very low-grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Mineralogie Geologie Paläontologie* 1(819), 837.

Buggisch, W., 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Mineralogie Geologie Paläontologie* 1(819): 837.

Chernicoff, C. J., y Zappettini, E. O., 2004. Geophysical Evidence for Terrane Boundaries in South-Central Argentina. *Gondwana Research* 7(4):1105-1116. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71087-X](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71087-X).

Chernicoff, J.; Zappettini, E.; Santos, J.; McNaughton, N.; Belousova, E., 2013. Combined U–Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminue Complex, Río Negro Province, Argentina: implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers*, 4: 37–56.

Choque, G., Fortunatti, N., Febbo, M.B. Caruso, S. Tomezzoli, R., Cesaretti, N.N., 2022. Fracturación estratigráfica en la Formación Tunas (pozo PANG0003). Cuenca de Claromecó, Buenos Aires, Argentina. *Rev. de la Asoc. Geol. Argent.* 79 (2),258-274.

Clark, M.B., Brantley, S.L., Fisher, D.M., 1995. Power-law vein thickness distributions and positive feedback in vein growth. *Geology* 23, 975–978.

Cobbold, P.R., Massabie, A.C, Rossello, E.A., 1989. Importancia del cizallamiento dúctil en la evolución geotectónica de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Tandil (1985), Actas 1: 1047-1054.*

Cobbold, P., Gapais, D., Rossello, E., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: The Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13(7), 743-758. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90001-Y](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90001-Y) .

Cobbold, P.R., Massabie, A. C, Rossello, E. A., 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt, Argentina. *Hercynia* 2 (2): 135-148.

Cobbold, P.R., Zanella, A., Ruffet, G., Rodrigues, N., Loseth, H., 2013. Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. *Mar. Petrol. Geol.* 43, 1-20.

Cox, D.R. y Lewis, P.A.,1966. *Statistical Analysis of Series of Events*. Methuen, UK.

Cunfei, M.A., Dong, C., Luan, G., Lin, C., Liu, X., Elsworth, D., 2016. Types, characteristics and effects of natural fluid pressure fractures in shale: A case study of the Paleogene strata in Eastern China. *Petroleum Exploration and Development*, 43(4): 634-643. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(16\)30074-X](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(16)30074-X).

Dalla Salda, L. H., Cingolani, C. A., Varela, R. 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: result of Laurentia-Gondwana collision?.*Geology* 20: 617 – 620.

Dershowitz, W., Herda, H.H., 1992. Interpretation of fracture spacing & intensity. Proceedings of the 33rd US Symposium on Rock Mechanics, Santa Fe, NM, 757.

di Pasquo, M., Di Nardo, J., Martínez, M., Arzadún, G., and Silvestri, L., 2018. Análisis palinoestratigráfico de muestras de subsuelo de la Formación Tunas (Pérmico), Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires, Argentina. XVII Simposio Argentino de Palinología y Paleobotánica. Boletín Asoc. Latinoamericana Paleobotán. Palinol. 18, 77–78 (Paraná).

Diamond, L.W., 1990. Fluid inclusions evidence for P-V-T-X evolution of hydrothermal solutions in late-alpine gold-quartz veins at Brusson, Val D'Ayas, Northwest Italian Alps. *Amer. J. Sci.* 290, 912–958.

Emery, D. y Robinson, A., 1993. Inorganic Geochemistry: Applications to Petroleum Geology. Blackwell Scientific Publications, 268 p.

Fall, A. y Bodnar, R.J., 2018. How precisely can the temperature of a fluid event be constrained using fluid inclusions? *Economic Geology*. 113:1817–1843.

Febbo, M. B., Fortunatti, N. B., Arzadún, G., Cesaretti, N. N. Tomezzoli, R.N., 2017. Análisis de facies de subsuelo y su potencial oleogénico para el pozo PANG 0001, Formación Tunas, Pérmico de la Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires. XX Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-33. San Miguel de Tucumán.

Febbo, M. B., Choque, G., Cesaretti, N. Febbo, M. B., Fortunatti, N. B, Cesaretti, N. N., Arzadún, G., Tomezzoli, R.N., 2018a. Evolución diagenética de la Formación Tunas para el pozo PANG 0001, Cuenca de Claromecó, provincia de Buenos Aires, Argentina: su potencial como reservorio de hidrocarburos. X Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.

Febbo, M. B., Fortunatti, N., Tomezzoli, R.N., Kostadinoff, J., 2018b. Análisis de facies y petrografía de la Formación Tunas en el área de Gonzales Chaves, Cuenca de Claromecó, provincia de Buenos Aires, Argentina. XVI Reunión Argentina de Sedimentología, General Roca.

Febbo, M. B., Tomezzoli, R.N., Calvagno, J.M., Arzadún, G., Gallo, L., Cesaretti, N.N., 2021a. Anisotropy of magnetic susceptibility analysis in Tunas Formation (Permian) cores, Claromecó Basin, Buenos Aires, Argentina: its relationship with depositional and post-depositional conditions. *J. S. Am. Earth Sci.* 107, 103-144. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103144>.

Febbo, B., Cesaretti, N.N., Choque, G., Fortunatti, N., Tomezzoli, R. 2021b. Estudios de porosidad y permeabilidad en areniscas de la Formación Tunas. Sesión general K: Sedimentología e Hidrocarburos, p200. Paraná.

Febbo, B., Cesaretti, N.N., Choque, G., Fortunatti, N., Tomezzoli, R.N. 2022a. Petrography and tectonic provenance of the Permian Tunas Formation: Implications on the paleotectonic setting during the Claromeco Foreland Basin evolution, southwestern Gondwana margin, Argentina. *Journal of Palaeogeography*, 11:1 – 21. <https://doi.org/10.1016/j.jop.2022.06.001>.

Febbo, M.B., Arzadún G., Cesaretti, N.N., Tomezzoli, R.N., Fortunatti, N., 2022b. The Claromecó Frontier Basin: Hydrocarbon source rock potential of the Tunas Formation, southwestern Gondwana margin, Argentina. *Journal of Marine and Petroleum Geology*, 137, 105491. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105491>.

Febbo, M. B., 2023. Análisis diagenético y de anisotropía de susceptibilidad magnética en registros de subsuelo pérmicos de la Formación Tunas: pozos PANG 0001 y PANG 0003, Cuenca de Claromecó, Buenos Aires, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 358 p., Bahía Blanca. Buenos Aires. Argentina.

Febbo, M.B., Omodeo-Salé, S., de Haller, A., Moscariello, A., Cesaretti, N., Tomezzoli, R., 2023. Diagenetic features of the Permian Tunas Formation, Claromecó Basin, Buenos Aires province, Argentina: its impact on porosity and reservoir characteristics. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 31(1). <https://lajsba.sedimentologia.org.ar/index.php/lajsba/article/view>.

Febbo, M.B., Omodeo-Salé, S., Moscariello, A., 2024. Understanding the thermal history and the hydrocarbon potential of the Late Paleozoic Claromecó foreland Basin (Southwestern Gondwana, Argentina) by combining organic geochemistry, organic petrology, and thermal modeling. *International Journal of Coal Geology*, 289, 104546. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2024.104546>.

Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*, second ed. Hemphill's Publishing Company, Austin, p. 182.

Folk, R.L., Andrews, P.B., Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics*, 13, 937–968.

Fryklund, B., Marshall, A. y Stevens, J., 1996. Cuenca del Colorado. En: Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio, 8, p. 135-158. Buenos Aires.

Furque, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 34n, Sierra de Pillahuincó, Provincia de Buenos Aires. Boletín del Servicio Nacional de Minería y Geología, Buenos Aires, Boletín 141: 70, Buenos Aires.

Gale, J. Laubach, S., Olson, J., Eichhülle, P., Fall, A., 2014. Natural Fractures in shale: A review and new observations. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 98(11):2165-2216.

Gale, J.F.W., Reed, R.M., Holder, J., 2007. Natural fractures in the Barnett Shale and their importance for hydraulic fracture treatments. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 91, 603–622. <https://doi.org/10.1306/11010606061>.

Gillespie, P. A., J. J. Walsh, J. Watterson, C. G. Bonson, Manzocchi, T., 2001. Scaling relationships of joint and vein arrays from The Burren, Co. Clare, Ireland: Journal of Structural Geology, v. 23, no. 2–3, p. 183–201, doi:10.1016/S0191-8141(00)00090-0.

Gillespie, P.A., Johnston, J.D., Loriga, M.A., McCaffrey, K.J.W., Walsh, J.J., Watterson, J., 1999. Influence of layering on vein systematics in line samples. In: McCaffrey, K.J.W., Walsh, J.J. y Watterson, J. (eds) Fractures, Fluid Flow, and Mineralization. Geological Society, London, Special Publications, 155, 35–56, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.155.01.05>.

Goldstein, R.H., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. En: Samson, I., Anderson, A., Marshall, D. (Eds.), Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short course, 32, 9-53.

Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: Society for Sedimentary Geology. Short Course 31, 199.

Gomez, L.A., Laubach, S.E., 2006. Rapid digital quantification of microfracture populations. Journal of Structural Geology 28, 408–420. <https://doi.org/10.1016/j.jsq.2005.12.006>.

Götze, J., Kempe, U., 2009. Physical Principles of Cathodoluminescence (CL) and its Applications in Geosciences. 300p.

Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L., Raniolo, A. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research* 14: 429-450.

Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Álvarez, G., Raniolo, A., Strazzere, L., Martínez, J.C., 2013. Preandean geological configuration of the eastern North Patagonian Massif, Argentina. *Geoscience Frontiers*, 4: 693–708.

Gross, M.R., Engelder, T., 1995. Strain accommodated by brittle failure in adjacent units of the Monterey Formation, U.S.A.: Scale effects and evidence for uniform displacement boundary conditions. *Journal of Structural Geology* 17, 1303–1318.

Gudmundsson, A., 1987, Geometry, formation, and development of tectonic fractures on the Reykjanes Peninsula, southwest Iceland: *Tectonophysics*, v. 139, p. 295–308, doi: 10.1016/0040-1951(87)90103-X.

Guerriero, V., Iannace, A., Mazzoli, S., Parente, M., Vitale, S., Giorgioni, M., 2010. Quantifying uncertainties in multi-scale studies of fractured reservoir analogues: implemented statistical analysis of scan line data from carbonate rocks. *J. Struct. Geol.* 32, 1271–1278. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.04.016>.

Harrington, H.J., 1940. La edad de la dolomía de Olavarría. Museo La Plata, *Revista Geologica.*: 233-258. La Plata.

Harrington, H.J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 61:44, Buenos Aires.

Harrington, H.J., 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina. Cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 151-181.

Harrington, H.J., 1980. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. En: Turner, J.C.M., coord., *Geología Regional Argentina* 2: 967-983. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. (Reimpresión de Harrington, 1972a).

Hay, R. L., 1966. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks.

Hay, RL y Sheppard, R.A., 2001. Presencia de zeolitas en rocas sedimentarias: una visión general. *Reseñas en mineralogía y geoquímica* , 45 (1), 217-234.

Hatton, C.G., Main, I.G., Meredith, P.G., 1994. Non universal scaling of fracture length and opening displacement. *Nature* 367,160–162.

Heffer, K.J., Bevan, T.G., 1990. Scaling relationships and natural fractures: data, theory and applications. Society of Petroleum Engineers 20981, 367–376.

Hooker, J.N., Gale, J.F.W., Gomez, L.A., Laubach, S.E., Marrett, R., Reed, R.M., 2009. Aperture-size scaling variations in a low-strain opening-mode fracture set, Cozzette Sandstone, Colorado. J. Struct. Geol. 31, 707–718. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.04.001>.

Hrouda, F.1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophys. Surveys 5, 37-82.

Introcaso, A., 1982. Características de la corteza en el positivo bonaerense: Tandilia-Cuenca Interserrana-Ventania a través de datos de gravedad. Observatorio Astronómico Municipalidad de Rosario, Publicación del Instituto de Física de Rosario 8: 1-6, Rosario.

Iijima, A., 2001. Zeolitas en yacimientos de petróleo y gas natural. Reseñas en Mineralogía y Geoquímica , 45 (1), 347-402.

Iñiguez A.M., Andreis, R.R., Zalba P.E., 1988. Eventos piroclásticos en la Formación Tunas (Permico), Sierras Australes. provincia de Buenos Aires, República Argentina. Actas. II Jornadas Geológicas Bonaerenses, Bahía Blanca, 383-395.

ISRM, 1978. Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts. 16 (2), 22. [http://dx.doi.org/10.1016/0148-9062\(79\)91476-1](http://dx.doi.org/10.1016/0148-9062(79)91476-1).

Japas, M. S.,1989.Analisis de la deformación en las Sierras Australes de Buenos Aires. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (Buenos Aires), 41: 193-215.

Japas, M.S., 1989. La deformación de la cadena plegada de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Anales 40,193–215 (Buenos Aires).

Japas, M.S.,1986. Caracterización geométrico -estructural del Grupo Pillahuincó. 1. perfil del arroyo Atravesado. Sierra de Las Tunas, Sierras Australes de Buenos Aires. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Actas, 38: 145-156, Buenos Aires.

Jelinek, V., 1978. Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens. Studia Geophys. Geod. 22:50–62.

Jelínek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics* 79,63–67.

Jensen, M.B, Elming, S.A., 2012. A correlation of AMS and rock quality in crystalline and sedimentary rocks in the Kiirunavaara hanging wall, Sweden. *J. of Applied Geophysics* 86, 54–69. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.07.006>.

Johnston, J.D., McCafrey, K.J.W., 1996. Fractal geometries of vein systems and the variation of scaling relationships with mechanism. *Journal of Structural Geology* 18, 349–358.

Keidel, J., 1916. La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sudáfrica y Los Andes. Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 9 (3): 1-78.

Kostadinoff, J., 1993. Geophysical evidence of a Paleozoic basin in the interhilly area of Buenos Aires province, Argentina. *Comptes Rendus XII ICCP*, 1: 397–404.

Kollenz, S., Glasmacher, U.A., Rossello, E.A., Stockli, D.F., Schad, S., Pereyra, R.E., 2017. Thermochronological constrains in the Cambrian to recent geological evolution of the argentine passive continental margin. *Tectonophysics* 716, 182–203.

Kostadinoff, J. y Font de Affolter, G., 1982. Cuenca Interserrana Bonaerense, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas, 4: 105-121, Buenos Aires.

Kostadinoff, J., y Prozzi, C. 1998. Cuenca de Claromecó. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53 (4):461-468.

Ladeira, F. L. y Price, N. J., 1981, Relationship between fracture spacing and bed thickness. *Journal Structural Geology* 34 (2):179–183. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(81\)90013-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(81)90013-4).

Laubach, S.E., Hundley, T.H., Hooker, J.N. Marrett, R., 2018. Spatial arrangement and size distribution of normal faults, Buckskin Detachment upper plate, Western Arizona. *Journal of Structural Geology*, 108, 230–242, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.10.001>.

Lesta, P. y Sylwan, C., 2005. Cuenca de Claromecó. En: Chebli, G.A., Cortiñas J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L., Vallejo, E.L. (eds.), *Frontera Exploratoria de la Argentina*. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas 217-231, Mar del Plata.

Li, J.Z., Laubach, S.E., Gale, J.F.W., Marrett, R., 2018. Quantifying opening mode fracture spatial organization in horizontal wellbore image logs, core and outcrop: application to

Upper Cretaceous Frontier Formation tight gas sandstones, USA. *Journal of Structural Geology*, 108, 137–156, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.07.005>.

Llambías, E.J. y Prozzi, C. 1975. Ventania. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 78-101, Bahía Blanca.

López Gamundi, O., Conaghan, P.J., Rossello, E.A. and Cobbold, P.R., 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, east central Argentina: evidence for syntectonic sedimentation in a foreland basin. *Journal South American Earth Sciences* 8(2): 129-142.

López Gamundí, O.R. 1996. Modas detríticas del Grupo Pillahuincó (Carbonífero tardío-Pérmico), Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires: su significado geotectónico, *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 3 (1): 1-10.

López-Gamundí, O. R., Conaghan, P. J., Rossello, E. A. y Cobbold, P. R. 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, east central Argentina: evidence for syntectonic sedimentation in a foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences* 8 (2): 129-142

López-Gamundí, O. R., Rossello, E. A., 2021. The Permian Tunas Formation (Claromecó Basin, Argentina): Potential naturally fractured reservoir and/or coal bed methane (CBM) play?. *Marine Petroleum Geology*. 128,104998. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104998>.

López-Gamundí, O. R., Rossello, E. A., 2021. The Permian Tunas Formation (Claromecó Basin, Argentina): Potential naturally fractured reservoir and/or coal bed methane (CBM) play?. *Mar. Pet. Geol.* 128,104998. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104998>.

López-Gamundi, O.R. y Rossello, E.A., 1992. La Cuenca interserrana (Claromecó) de Buenos Aires, Argentina: Un ejemplo de cuenca hercínica de antepaís. III Congreso Geológico de España and VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, pp. 55–59.

Lovecchio, J.P., Rohais, S., Joseph, P., Bolatti, N.D., Kress, P.R., Gerster, R., Ramos, V.A., 2018. Multistage rifting evolution of the Colorado basin (offshore Argentina): evidence for extensional settings prior to the South Atlantic opening. *Terra Nova* 30, 359–368. <https://doi.org/10.1111/ter.12351>.

Manceda, R., López, R. , Hryb, D., 2019. Natural Fractures Core Workshop. Curso dictado en el marco de la AAPG International Conference and Exhibition (ICE 2019), 26–27 de agosto, Buenos Aires.

Marrett, R., 1996. Aggregate properties of fracture populations. *J. Struct. Geol.* 18, 169–178. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)80042-3](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)80042-3).

Marrett, R., 1997, Permeability, porosity, and shear-wave anisotropy from scaling of open fracture populations, *in* Hoak, T.E., Klawitter, A.L., and Blomquist, P.K.,

Marrett, R., Gale, J.F.W., Gomez, L., Laubach, S.E. 2018. Correlation analysis of fracture arrangement in space. *Journal of Structural Geology*, 108, 16–33. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.06.012>.

Marrett, R., Ortega, O.J., and Kelsey, C.M., 1999, Extent of power-law scaling for natural fractures in rock: *Geology*, v. 27, p. 799–802, doi: 10.1130 /0091 -7613 (1999)027 <0799: EOPLSF>2.3 .CO;2.

Marshall, D.J. y Mariano, A.N. 1988. Cathodoluminescence of geologic materials. Unwin Hyman, 146p. Boston-Londres-Sydney-Wellington.

McLimans, R.K., 1987. The application of fluid inclusions to migration of oil and diagenesis in petroleum reservoirs. *Applied Geochemistry*, 2, (5-6): 585–603

Mendoza, A., 1996. Evaluación de formaciones fracturadas mediante registros geofísicos. *Revista Latinoamericana de Geoenergía*.

Monteverde, A., 1937. Nuevo yacimiento de material pétreo en González Chávez. *Revista Minera* 8: 116-124.

Narr, W., 1996. Estimating average fracture spacing in subsurface rock. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 80 (10):1565-1585.

Narr, W., y Suppe, J., 1991. Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal Structural Geology* 13:1037– 1048.

Narr, W., Lerche, I., 1984. A method for estimating subsurface fracture density in core. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 66, 637±648.

Nash J.T. 1976. Fluid inclusion petrology-data from porphyry copper deposits and application to exploration. U. S. Geology Survey Prof. paper 907-D.

Nelson, R. A., 1985. *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*. Gulf Publishing, Houston, Houston, Texas, 1st edition.

Nelson, R., 2001. *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*. Gulf Professional Publishing, p. 323.

Nye, J. F., 1957. *The Physical Properties of Crystals: Their Representation by Tensors and Matrices*. Clarendon Press, Oxford. 333 p.

Ortega, O., R. Marrett, S. Hamlin, S. Clift, R. Reed., 1998. Quantitative macrofracture prediction using microfracture observations: A successful case study in the Ozona Sandstone, west Texas (abs.): AAPG Annual Meeting Program, v. 7, p. A503.

Ortega, O.J., and Marrett, R., 2000. Prediction of macrofracture properties using microfracture information, Mesaverde Group sandstones, San Juan basin, New Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 571– 588, doi:10.1016/S0191-8141(99)00186-8.

Ortega, O.J., Marrett, R.A., Laubach, S.E., 2006. A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 90, 193–208. <https://doi.org/10.1306/08250505059>.

Pángaro, F. y Ramos, V.A., 2012. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology* 37: 162-183.

Pángaro, F., Ramos, V.A., Pazos, P.J., 2015. The Hesperides basin: a continental-scale upper Palaeozoic to Triassic basin in southern Gondwana. *Basin Research* 1-27.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., López de Luchi, M., Rapalini, A.E., Fanning, C.M., Galindo, C., 2014. The Gondwana connections of northern Patagonia. *Journal of the Geological Society of London* 171: 313–328.

Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., Dinarès-Turell, J., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics* 307, 1-14.

Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J., 2006. *Microtectonics*, second ed. Springer Verlag, Berlin.

Peacock, D. C. P., Sanderson, D. J., Rotevatn, A., 2017. Relationships between fractures. *Journal of Structural Geology* 106: 41-53.

Priest, S.D., 1993. *Discontinuity analysis for rock engineering*. Chapman & Hall, London.

Pucci, J., 2006. Situación de las cuencas marinas de la República Argentina 16:26.

Ramos, V.A., 1984. La Patagonia: ¿un continente a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-328, San Carlos de Bariloche.

Ramos, V.A., 2008. Patagonia: a Paleozoic continent a drift? *Journal of South American Earth Sciences* 26(3): 235-251.

Ramos, V.A. y Kostadinoff, J. 2005. La cuenca de Claromecó. 16º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 471-480, La Plata.

Ramos, V.A., Chemale, F., Naipauer, M. y Pazos, P.J., 2014. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient complex sources from Western and Eastern Gondwana. *Gondwana Research* 26: 719-740.

Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic-early Paleozoic of South America—a collisional history. *Episodes Journal of International Geoscience* 11 (3): 168-174.

Rapalini, A.E., López de Luchi, M., Tohver, E. y Cawood, P. 2013. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin?. *Terra Nova* 25 (4): 337-342.

Ricker, 1962. Hydrocarbon fluorescence and migration of petroleum. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*. 46 (1): 60-75.

Robion, P., Grelaud, S., Frizon de Lamotte, D. 2007. Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE —Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW —Himalaya, Pakistan)? *Sedimentary Geology* 196, 181-200.

Roedder, E. 1962. Ancient fluids in crystals. *Science American*. pp 38-47.

Roedder, E., 1963. Studies of fluid inclusions II: Freezing data and their interpretation. *Economic Geology*. 58: 167-210.

Roedder, E., 1984. *Fluid Inclusions*: Washington, D.C., Mineralogical Society of America, 644 p.

Roedder, E., y Bodnar R.J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 8:263-301.

Rossello, E.A., 2016. La fracturación del borde oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su potencial como reservorio de fluidos en la adyacente Cuenca Claromecó. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 73(4), 493-512.

http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S000448222016000400004&lng=es&tlng=es.

Rossello, E.A., Massabie A.C., López-Gamundi, O.R., Cobbold P.R., Gapais, D., 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 389-402.

Rossello, E.A., Massabie, A.C., López-Gamundi, O.R., Cobbold, P.R., Gapais, D., 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10: 389–402.

Sanderson, D.J. y Nixon, C.W., 2015. The use of topology in fracture network characterization. *J. Struct. Geol.* 72, 55–66. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.01.005>.

Sanderson, D.J., Roberts, S., Gumiel, P., 1994. A fractal relationship between vein thickness and gold grade in drill core from La Codosera, Spain. *Economic Geology* 89, 168–173.

Schiller, W. 1930. Investigaciones geológicas en las montañas del sudoeste de la Provincia de Buenos Aires. Museo La Plata, Serie 2: 9-101. La Plata.

Schneider, C. A., Rasband, W. S ,Eliceiri, K. W,. 2012. NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. *Nature Methods*, 9(7), 671-675. <https://doi.org/10.1038/nmeth.2089>.

Sellés-Martínez, J., 1989. The structure of the Sierras Australes (Buenos Aires province, Argentina): an example of folding in a transpressive environment. *Journal of South American Earth Sciences* 3(4): 317 -329.

Suero, T., 1957. Geología de la Sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires). Laboratorio de entrenamiento multidisciplinario para la investigación tecnológica, Serie 2,74, 36p., La Plata.

Suero, T., 1972. En Ministerio de Obras Públicas, LEMIT, División Geología (ed.) *Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires* 3: 135-147, La Plata.

Surdam, R, y Boles, JR., 1979. Diagénesis de areniscas volcánicas.

Tarling, D., y Hrouda, F. 1993. *Magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London, 214 p.

Tauxe, L., 2008. *Essentials of paleomagnetism*. University of California Press, 496 p.

Thompson, L., 2000. Advances in Fracture Characterization with Borehole Imaging. Petrophysics.

Tomezzoli, R.N. y Vilas, J.F., 1997. Paleomagnetismo y fábrica magnética en afloramientos cercanos a las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (López Lecube y González Chaves). Rev. Asoc. Geol. Argent. 52 (4), 419–432.

Tomezzoli, R.N., 1997. Geología y Paleomagnetismo en el ámbito de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, PhD Tesis, Universidad de Buenos Aires, Argentina, p. 306.

Tomezzoli, R.N. y Vilas, J.F. 1999. Palaeomagnetic constraints on the age of deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. Geophysical Journal International 138 (3) :857–870.

Tomezzoli, R.N. 1999. Edad de la sedimentación y deformación de la Formación Tunas en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (37°-39°S - 61°-63°W). Revista de la Asociación Geológica Argentina 54 (3): 220-228.

Tomezzoli, R.N., Cristallini, E.O., 1998. Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Rev. Asoc. Geol. Argentina. 53 (1), 117–129.

Tomezzoli, R.N., Vilas, J.F. 1999. Palaeomagnetic constraints on the age of deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. Geophys. J. Int. 138 (3), 857–870.

Tomezzoli, R.N., 2001. Further paleomagnetic results from the Sierras Australes fold and thrust belt, Argentina. Geophys. J. Int. 147, 356-366.

Tomezzoli, R.N. 2012. Chilenia y Patagonia: ¿un mismo continente alóctono a la deriva? Revista de la Asociación Geológica Argentina 69: 220–237.

Tomezzoli RN, Cristallini EO, Tickyj H, Arzadún G, Calvagno JMD, Choque G, Febbo B., Saguas E., 2023. Following the steps of CHIPA: Chilenia and Patagonia formed the same drift terrain that collided with the southwest Gondwana margin during the middle Paleozoic. Frontier Earth Sciences. 11:1225271.

Urien, C.M. y Zambrano, J.J., 1996. Estructura de la Plataforma Continental Argentina. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (eds.). Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Relatorio, 29-66, Buenos Aires.

Van den Kerkhof, A. M., Hein, U. F. 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos* 55(1-4), 27-47. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00037-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00037-2).

Van Golf-Racht, T. D., 1982. *Fundamentals of Fractured Reservoir Engineering*. Developments in Petroleum Science, no. 12, Elsevier Scientific Pub. Co., Amsterdam, 710 pp.

Vishnu, C.S., Mamtani, M.A., Basu, Arindam, 2010. AMS, ultrasonic P-wave velocity and rock strength analysis in quartzites devoid of mesoscopic foliations — implications for rock mechanical studies. *Tectonophysics* 494, 191–200.

von Gosen, W. y Buggisch, W., 1989. Tectonic evolution of the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires province, Argentina), an outline. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1: 947-958.

von Gosen, W., Buggisch, W., Dimieri, L.V., 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires/Argentina). *Geologische Rundschau*, 79 (3): 797-821. Stuttgart.

von Gosen, W., Buggisch, W., Krumm, S., 1991. Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires province, Argentina). *Tectonophysics* 185, 335–356. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90453-Y](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90453-Y).

von Gosen, W.; Buggisch, W.; Dimieri, L.V., 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province, Argentina). *Geologische Rundschau*, 79: 797–821.

Wilson, C.R. y Witherspoon, P.A., 1970. *An Investigation of Laminar Flow in Fractured Rocks*. Geotechnical Report 70-6, University of California, Berkeley, 178 pp.

Wong, T.-F., Friedrich, J.T., Gwanmesia, G.D., 1989. Crack aperture statistics and pore space fractal geometry of Westerly Granite and Rutland Quartzite: Implications for an elastic contact model of rock compressibility: *Journal of Geophysical Research*. 94 (10):267-278, doi:10.1029/JB094iB08p10267.

Wu, H. y Pollard, D., 1992. Propagation of a set of opening mode fractures in layered brittle materials under uniaxial strain cycling. *Journal of Geophysics. Res.* 97, 3381–3396.

Zambrano, J.J., 1974. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29 (4): 443-469.

Zanella, A., Cobbold, P.R., Le Carlier de Veslud, C., 2014a. Physical modelling of chemical compaction, overpressure development, hydraulic fracturing and thrust detachments

in organic-rich source rock. *Marine and petroleum geology* 55, 262-274. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.12.017>.

Zanella, A., Cobbold, P.R., Rojas, L., 2014b. Beef veins and thrust detachments in Early Cretaceous source rocks, foothills of Magallanes-Austral Basin, southern Chile and Argentina: Structural evidence for fluid overpressure during hydrocarbon maturation. *Marine and Petroleum Geology* 55, 250-261. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.10.006>.

Zanella, A., Cobbold, P.R., Rodrigues, N., Løseth, H., Jolivet, M., Gouttefangeas, F., Chew, D., 2021. Source rocks in foreland basins: A preferential context for the development of natural hydraulic fractures. *AAPG BULLETIN* 105, 647-668. 10.1306/08122018162.

Zavala, C., Azúa, G., Freije, R. H., Ponce, J. J., 2000. Sistemas deltaicos dominados por avenidas fluviales en el Grupo Curamalal. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 55: 185-178.

Zavala, C.A., Santiago, M.F., Amaolo, G.E., 1993. Depósitos fluviales de la Formación Tunas (Pérmico). *Cuenca Paleozoica de Ventania, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48 (3-4): 307-316.

Zavala, C.A., Torresi, A., Zorzano, A., Arcuri, M. J., Di Meglio, M. 2019. Análisis sedimentológico y estratigráfico de la Formación Tunas (Pérmico, Cuenca de Claromecó): estudio de subsuelo de los pozos PANG0001 y PANG0003. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76 (3): 296-314.

Zilli, N., Vallejo, E., Pelliza, H. y Dos Santos, P., 2005. El esfuerzo exploratorio en Argentina. En Chebli, G., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L y Vallejo, E.L. (editores): *Simposio frontera Exploratoria de la Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*: 5-40 p.

Zorzano, A., Di Meglio, M., Zavala, C., Arcuri, M.J., 2011. La Formación Tunas (Pérmico) en la Cuenca Interserrana. Primera correlación entre campo y subsuelo mediante registros de rayos gamma. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas, 2-6, Neuquén.

