



Fracturación estratigráfica en la Formación Tunas (pozo PANG 0003), Cuenca de Claromecó, Buenos Aires, Argentina

Giselle CHOQUE¹, Natalia FORTUNATTI^{1,3}, María Belén FEBBO^{1,2}, Santiago CARUSO³, Renata Nela TOMEZZOLI⁴ y Nora Noemí CESARETTI^{1,3}

¹CGAMA (CIC-UNS), Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina, e-mail: chgiselle@gmail.com

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas (CONICET)

³Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina.

⁴Instituto de Paleomagnetismo D.A. Valencio, Depto. de Geología, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, CABA, Argentina

Editor: José F. Mescua

Recibido: 6 de junio de 2021

Aceptado: 8 de noviembre de 2021

RESUMEN

El pozo PANG 0003 registra a la Formación Tunas (Pérmico) en subsuelo en el ámbito de la Cuenca de Claromecó. El objetivo de este trabajo es caracterizar la fracturación natural en el pozo mencionado a través de la medición y descripción de sus atributos (orientación, longitud, apertura, presencia y tipo de cemento). Las litofacies dominantes en los testigos coronas están representadas por facies de areniscas y facies de fangolitas. De acuerdo a su orientación diferentes grupos de fracturas fueron registrados respecto al eje vertical del pozo: fracturas verticales (Set I); fracturas horizontales (Set II) y conjugadas (Set III y IV). El set I y II están asociados a fracturas de extensión mientras que los sets III y IV están vinculados a fracturas de cizalla. Los valores de apertura relevados en ambas facies son menores a 2 mm mientras que las longitudes están acotadas a las dimensiones de las muestras. La geometría de las fracturas las muestra aisladas o con relación de corte mutua, configurando sistemas de fracturas interconectadas, cementadas completa y/o parcialmente por cuarzo, carbonatos (calcita), pirita y sulfatos. El desarrollo de la fracturación en las facies es función de factores externos, como la tectónica regional e internos, tales como la relación entre la granulometría de las rocas fracturadas, diagénesis (compactación y cementación), circulación de fluidos diagenéticos, contenido en carbono orgánico total (COT) y procesos de maduración de la materia orgánica, éstos últimos, exclusivos en facies de fangolitas.

Palabras clave: Fracturas, litofacies, subsuelo, diagénesis, tectónica.

ABSTRACT

Stratigraphy Fracture in PANG 0003 well, Claromecó Basin, Buenos Aires province, Argentina.

The PANG 0003 well records the Tunas Formation (Permian) in Claromecó basin area. The aim of this study is to characterize natural fractural in this well. The dominant lithofacies in cores are represented by sandstone and mudrocks facies. Different fractures set, according to their orientation respect vertical well axis, were surveyed: Vertical fractures (Set I, α : 0°); horizontal fractures (Set II, α : 90°) and conjugate fractures, intersecting the axis of the well at angles of α : $\pm 30^\circ$ (Set III) and α : $\pm 70^\circ$ (Set IV). Set I and II correspond to extension fractures while sets III and IV to shear fractures. Aperture values are less than 2 mm, while the lengths are limited to the dimensions of the samples. Isolated and crosscutting relationships registered systems of interconnected fractures, completely and partially cemented by quartz, carbonate (calcite), pyrite and sulfates. Factors that influence development and distribution of fractures are related to regional tectonics and internal factors, such as lithology, diagenesis processes (compaction and cementation), diagenetic fluids presence, total organic carbon (TOC) content and maturation processes of organic matter, these last exclusively in mudrocks facies.

Keywords: Fracture, lithofacies, subsurface, diagenesis, tectonic.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Claromecó es una cuenca de antepaís carbonífera-pérmica situada en el centro-este de la Provincia de Buenos Aires, Argentina, entre las Sierras Australes y las Sierras de Tandilla (Ramos 1984, Kostadinoff y Prozzi 1998, Fig.1a). Este depocentro posee una extensión total de alrededor de 65000 km² de los cuales 45000 km² se encuentran sobre el continente y los restantes 20000 km² costa afuera, sobre la plataforma continental del Mar Argentino. El relleno sedimentario de la cuenca se correlaciona con la secuencia sedimentaria aflorante en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, comprendiendo un registro silúrico-terciario (Lesta y Sylwan 2005, Fig.1b). Su configuración morfotectónica inicia durante el Paleozoico, al sudoeste de la plataforma sudamericana, asociada a la existencia de un margen activo que conformaba el límite occidental de Gondwana. Este cinturón móvil se conoce como Gondwanides (Keidel 1916, Urien y Zambrano 1996) y se habría constituido a lo largo de varios eventos colisionales y orogénicos (Ramos 1988). En este contexto, la Cuenca de Claromecó surge y evoluciona como una cuenca de antepaís o foreland basin (Ramos 1984, Tomezzoli 2012).

Desde el punto de vista petrolero es considerada como una "Cuenca de Frontera" (Lesta y Sylwan 2005) cuya importancia económica y energética radica en la presencia en subsuelo de niveles de carbón y gas metano asociado (Gas de carbón o GDC) (Arzadún et al. 2016).

Las campañas exploratorias realizadas en la cuenca por la empresa Barranca Sur S.A, entre los años 1995 y 2005, no reportaron la existencia de un volumen comercial de hidrocarburos líquidos y/o gaseosos; sin embargo, las perforaciones interceptaron niveles carbonosos con un espesor notable (Rossello 2016). En el año 2008, la empresa Río Tinto S.A. realizó tres sondeos denominados PANG 0001, 0002 y 0003 (Fig. 1c) para definir el potencial de los horizontes de carbón, cuyo muestreo fue posteriormente donado para su estudio al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur. Los testigos coronas del pozo PANG 0003 registran 800 metros de material del subsuelo de la Cuenca de Claromecó, en los que se descubrieron 32 niveles de carbón con un espesor acumulado de aproximadamente 16 metros, localizados entre los 681 y los 899 mbbp (metros bajo boca de pozo). La unidad formacional que contiene a los potenciales recursos energéticos es la Formación Tunas (Pérmico) del Grupo Pillahuincó, aflorante en el flanco oriental de las Sierras Australes (Harrington 1947). En subsuelo, esta unidad está constituida por areniscas finas a medias que alter-

nan con fangolitas grises, fangolitas carbonosas y arcillitas verdes con aportes tobáceos intercaladas con los niveles de carbón (Febbo et al. 2017). Las actividades exploratorias y el descubrimiento de los horizontes carbonosos establecieron la necesidad de realizar estudios con énfasis en los potenciales recursos energéticos de la cuenca. Bonacorso et al. (2001) plantearon el interrogante acerca de la existencia de un sistema de petróleo-gas-carbón en la Formación Tunas. Posteriormente Arzadún et al. (2015, 2016a) y Febbo et al. (2017, 2018a) obtuvieron resultados positivos que confirmarían esta hipótesis. En este contexto, la incorporación de un análisis de la fracturación a los estudios realizados aporta un enfoque novedoso y contribuye en la comprensión de los efectos del tectonismo en la movilización de los fluidos diagenéticos, incluyendo fluidos orgánicos, que pudieron haberse generado y/o almacenado en la cuenca.

El efecto de un sistema de fracturas en un reservorio de hidrocarburos puede ser neutral, positivo o negativo. Desde esta perspectiva, Nelson (2001) clasifica a los reservorios naturalmente fracturados en base a la interacción existente entre la porosidad primaria y permeabilidad del sistema de la matriz rocosa y su vinculación con el sistema de fracturas.

Este trabajo emplea el concepto de fracturación estratigráfica de Laubach et al. (2009) con el fin de conocer la relación existente para la Fm. Tunas en subsuelo entre la litología y la fracturación. La fracturación estratigráfica subdivide un registro sedimentario en intervalos definidos en las rocas por los atributos observados en las fracturas naturales. Se diferencia de la estratigrafía mecánica porque ésta relaciona el comportamiento reológico de cada litología exclusivamente con sus propiedades intrínsecas (fragilidad, dureza, etc.), representadas por constantes elásticas como el coeficiente de Poisson y el módulo de Young. Los conceptos de fracturación estratigráfica y estratigrafía mecánica no son sinónimos (Laubach et al. 2009) y el comportamiento reológico de las rocas depende en muchos casos de las características adquiridas durante su diagénesis.

En este aporte se describen y analizan testigos corona de diámetro HQ (63 mm) del pozo PANG 0003 (37° 34'S - 61° 22"O) obtenidos en una perforación realizada en la Formación Tunas (Pérmico temprano) en las cercanías de la localidad de Laprida, oeste de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (Fig. 1c). El objetivo es caracterizar la fracturación natural presente en los 200 metros basales del muestreo, con el fin de avanzar en el conocimiento del sistema de fracturas naturales presente en las rocas y su vinculación con posibles vías de migración de fluidos, asociados a los hidrocarburos. Este estudio sentará una base importante en la predicción

de la fracturación estratigráfica para un sector puntual de la Cuenca de Claromecó a partir de la valiosa información provista por los registros de subsuelo.

ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

Las primeras menciones acerca de un depocentro inter-serrano, localizado en el sector central de la provincia de Buenos Aires, corresponden a Monteverde (1937), Amos y Urien (1968) y Zambrano (1974). Posteriormente, Kostadinoff y Font de Affolter (1982), Introcaso (1982), Kostadinoff y Prozzi (1998) y Ramos y Kostadinoff (2005) delinear la cuenca en base a registros sísmicos y datación gravimétrica. Sus límites involucran el Sistema de Ventania al sureste y el Sistema Tandilia al noreste, extendiéndose hacia la plataforma

continental por debajo de la Cuenca de Colorado (Fryklund et al.1996). Los escasos afloramientos localizados en cercanías de las localidades de Mariano Roldán, González Chávez, de la Garma y Lumb fueron descriptos por Monteverde (1937), Amos y Urien (1968), Zambrano (1974), Kostadinoff y Font de Affolter (1982), Tomezzoli y Vilas (1999) y Febbo et al. (2018b).

En cuanto al relleno sedimentario de la cuenca, Introcaso (1982) estima 10.5 km de espesor a partir de la presencia de anomalías gravimétricas negativas (-33 mGal) que se alinean de forma paralela al arroyo Claromecó (Fig.1a).

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. Definieron 3 ciclos sedimentarios equivalentes a el Grupo Cura-

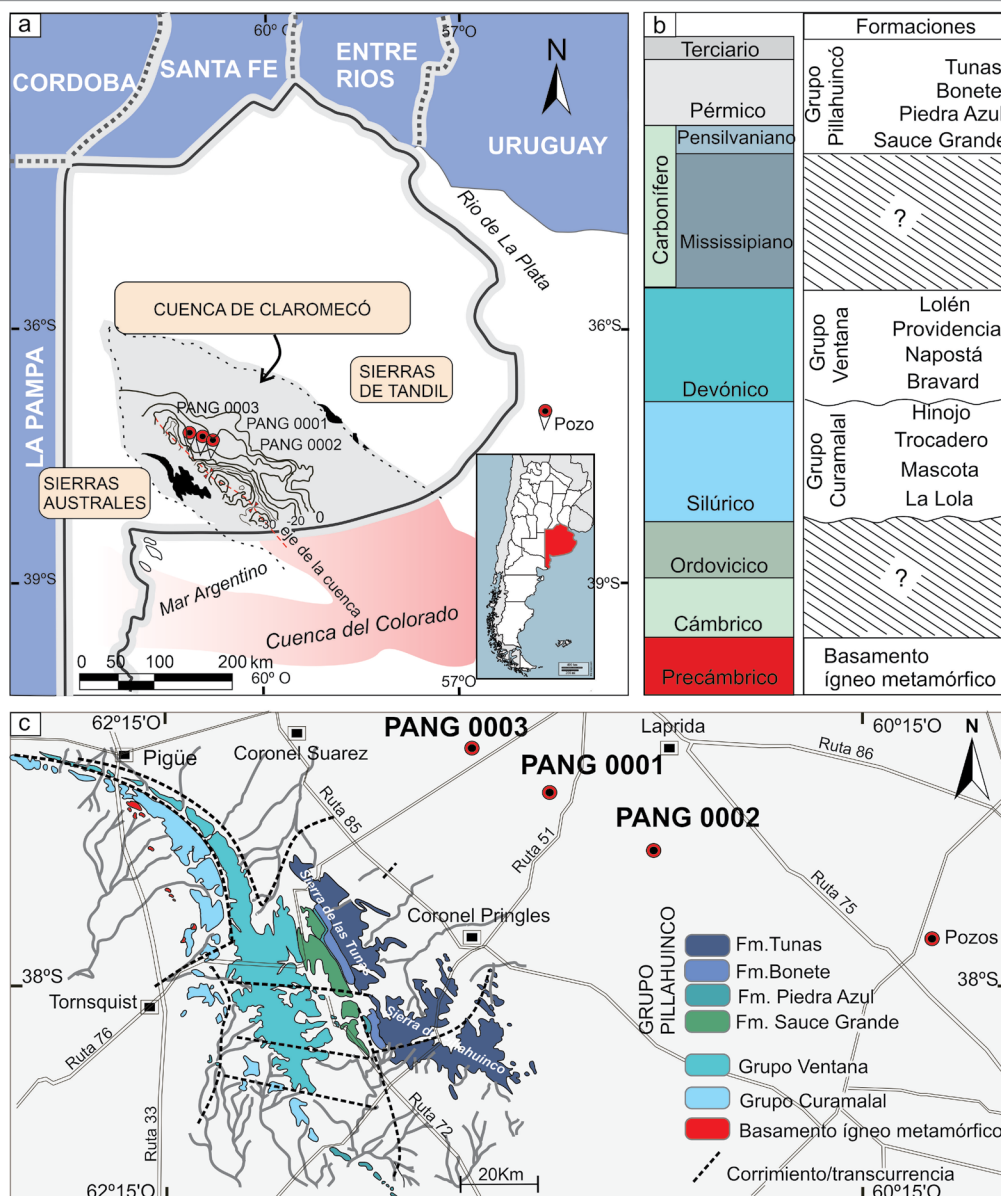


Figura 1. a) Localización geográfica de la Cuenca de Claromecó en la provincia de Buenos Aires y su extensión offshore, con las perforaciones mencionadas en el texto. El pozo PANG 0003 es objeto de estudio en este trabajo; b) Columna estratigráfica para el sector de estudio, adaptada de Lesta y Sylwan (2005); c) Mapa geológico con la ubicación regional de los pozos PANG 0001, PANG 0002 y PANG 0003 respecto a los afloramientos paleozoicos en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Adaptado de Suero (1972).

malal (Silúrico), Grupo Ventana (Silúrico-Devónico) y Grupo Pillahuincó (Carbonífero-Pérmico) junto con un ciclo sedimentario terciario-cuaternario (Harrington 1947) (Fig. 1b).

Los pozos exploratorios PANG 0001 (37°40'S - 61° 6'57 O) y PANG 0003 (37°34'S - 61°22' O) realizados en el ámbito de la cuenca, poseen de 950 y 901 metros de longitud respectivamente (Fig. 1c). Las perforaciones atravesaron un registro litológico constituido por areniscas finas a medias, intercaladas con fangolitas grises, fangolitas carbonosas, arcillitas verdes con aportes tobáceos y niveles de carbón pertenecientes a la Formación Tunas (Arzadún et al. 2014a, 2015, 2016a, 2018, Febbo et al. 2017, 2018a) de edad Pérmica temprana de acuerdo al hallazgo de *Cristatesporites*, *Granulospores*, *Punctatisporites*, *Acnethotriletes*, *Leiotriletes* (Lesta y Sylwan 2015, Di Paquo 2018). Dataciones absolutas posteriores realizadas en niveles de tobas reafirman la edad establecida (Arzadún et al. 2018) correlacionando los depósitos sobre la base de estudios palinológicos con microflora de Amércia del Sur del Cisuraliano-Guadalupeño (di Pasquo et al. 2018).

En superficie, la Formación Tunas se encuentra ampliamente representada en las Sierras de Pillahuincó y Sierras de las Tunas (Fig. 1c) mientras que hacia el Este, en el ámbito de la cuenca de Claromecó, posee reducidos afloramientos (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 Sakmariano 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 m de espesor al oeste de las sierras (Andreis et al. 1979) con variaciones que alcanzan desde 910 m hasta 2400 m en el sector sureste (Suero 1957, Japas 1986). 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 realizadas en niveles de tobas.

De acuerdo a 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) propone para el techo de la secuencia aflorante un ambiente fluvial de tipo meandriforme en la localidad de Las Mostazas. Zorzano et al. (2011) en base a la correla-

ción entre los afloramientos y los datos de subsuelo (PANG 0001 y PANG 0003) reconocieron 4 secuencias elementales de facies correspondientes a un pantano interdistributivo a llanura aluvial. 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).

La paleogeografía de la Cuenca de Claromecó es interpretada como parte integral de Gondwana para el Paleozoico tardío y Pérmico temprano por Ramos (1984, 2008), Tomezzoli (2012), Pángaro y Ramos (2012), Ramos et al. (2014) y Pángaro et al. (2015).

La evolución geológica de la Cuenca de Claromecó se interpreta íntimamente ligada a la deformación tectónica de las Sierras Australes y a la historia de Patagonia como un bloque alóctono (Ramos 1984) y autóctono (Dalla Salda et al. 1992, Rapalini et al. 2013, Pankhurst et al. 2014, entre otros).

La edad de la deformación en las Sierras Australes fue asignada al Pérmico, en base a resultados paleomagnéticos (Tomezzoli y Vilas 1999), edad de recristalización de la illita (Buggisch 1987) y presencia de estratos de crecimiento (López Gamundi et al. 1995). Nuevos aportes sugieren que la deformación habría comenzado en el Devónico-Carbonífero y continuaría hasta el Pérmico (Tomezzoli 2012).

Los diferentes modelos tectónicos planteados intentan explicar el origen y las características de la deformación en las Sierras Australes reflejada en los afloramientos de los distintos grupos formacionales. 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). Arzadún et al. (2016b) reconoce diferencias internas en la estructura de la Formación Tunas, donde en su base los pliegues poseen limbos con buzamientos bien definidos y los estratos se inclinan entre 30° y 40° hacia el noreste o suroeste mientras que hacia el techo de la unidad, el ángulo entre los limbos de los pliegues se torna más obtuso y los estratos se disponen subhorizontalmente. Estas observaciones son consistentes con los resultados obtenidos en estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) que indican una disminución en la intensidad de la deformación de la Formación Tunas hacia el Este y desarrollo del tectonismo sincrónico o inmediatamente después de la depositación de las secuencias sedimentarias durante el Pérmico Temprano (Tomezzoli 1999). En el caso específico de los estratos en la Cuenca Claromecó, los registros puntuales de las perforaciones (pozos PANG 0001

y PANG 0003) no exhiben una deformación importante para este período, encontrándose en una posición subhorizontal (Tomezzoli y Vilas 1997, Arzadún et al. 2011, 2013, 2014b, 2016b).

La deformación frágil en el SO de las Sierras Australes y su extrapolación a la Cuenca Claromecó fue estudiada en afloramiento por Rossello (2016), quien reconoce cuatro tipos principales de fracturas: 1) Fracturas paralelas a la estratificación; 2) Fracturas coincidentes con el clivaje de plano axial; 3) Fracturas dilatantes ocupadas por cuarzo y 4) Fracturas sub-verticales de cizallamiento asociadas al plegamiento regional. Las fracturas dilatantes se encuentran preferentemente orientadas en torno al rumbo N 40°.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

El relevamiento de la fracturación natural en los testigos corona del pozo PANG 0003 fue realizado utilizando como base un perfil sedimentológico (Selley 1970). Se contabilizaron por unidad métrica las fracturas presentes en el registro litológico según Nelson (2001) y se identificaron y describieron sus atributos de acuerdo a Gale et al. (2014) quienes describen y comparan entre diferentes formaciones la densidad (número de fracturas/metro de testigo corona), el ángulo respecto a la estratificación, la apertura y la presencia o ausencia de cemento.

La caracterización de las fracturas de acuerdo a sus atributos involucró los parámetros de profundidad (metros bajo boca de pozo), densidad de fracturación (fractura/metro), ángulo (Holcombe 2017) (asumiendo un eje perfectamente vertical del pozo), longitud, apertura y presencia o ausencia de cemento (Fig. 2, e.g. Narr 1996). 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. La mineralogía del cemento se determinó con lupa binocular Schonfeld Optic con cámara fotográfica anexada (TopCam 9.0 megapíxeles) en base al hábito cristalino, color, dureza y reacción al ácido clorhídrico (HCl).

La determinación de tipo de fractura en función a su cinemática se realizó en base Hancock (1985) y Twiss y Moores (2006) distinguiendo fracturas de extensión, de cizalla e híbridas (modo I, II y III), discriminando las fracturas inducidas durante la perforación y manipulación de los testigos. En este trabajo se consideraron fracturas naturales únicamente las que se encuentran total y parcialmente rellenas con mineral, es decir cementadas. El análisis de la relación geométrica en-

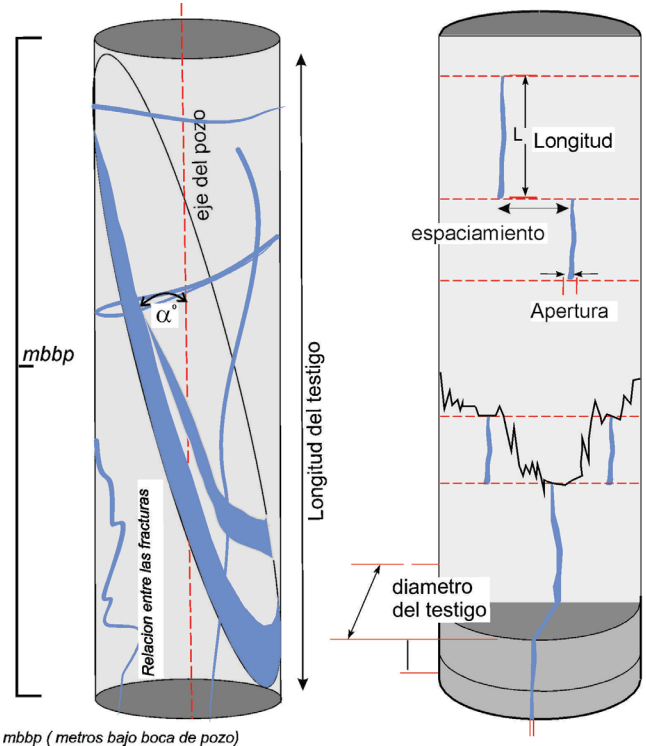


Figura 2. Gráfico de atributos medidos en los testigos coronas a fin de caracterizar la fracturación natural de la Fm Tunas en el pozo PANG 0003. Se presentan mbbp: metros bajo boca de pozo; α : ángulo de inclinación de la fractura respecto al eje del pozo, que se asume vertical; L: longitud de la fractura; A: apertura (adaptado de Narr 1996). A: apertura (adaptado de Narr 1996).

tre las fracturas sigue el modelo propuesto por Peacock et al. (2017) quienes integran para su realización el tipo de fracturas, su geometría, su cinemática y las relaciones de corte (cronología).

RESULTADOS

Caracterización de la fracturación en el pozo PANG 0003

El relevamiento de la fracturación en los testigos corona del pozo PANG 0003 comprendió la descripción de los atributos de las fracturas naturales en los 200 metros basales del registro, desde los 901 m hasta los 700 m de profundidad (Fig. 3).

De acuerdo a las facies litológicas descritas para la Formación Tunas en subsuelo (Febbo et al. 2017, 2018a, Zavala et al. 2019) se definieron dos litofacies dominantes para el sector del pozo estudiado: facies de areniscas y facies de fangolitas. Los niveles de carbón interceptados por la perforación no forman parte del material estudiado y por esta razón no se incluyen en este trabajo.

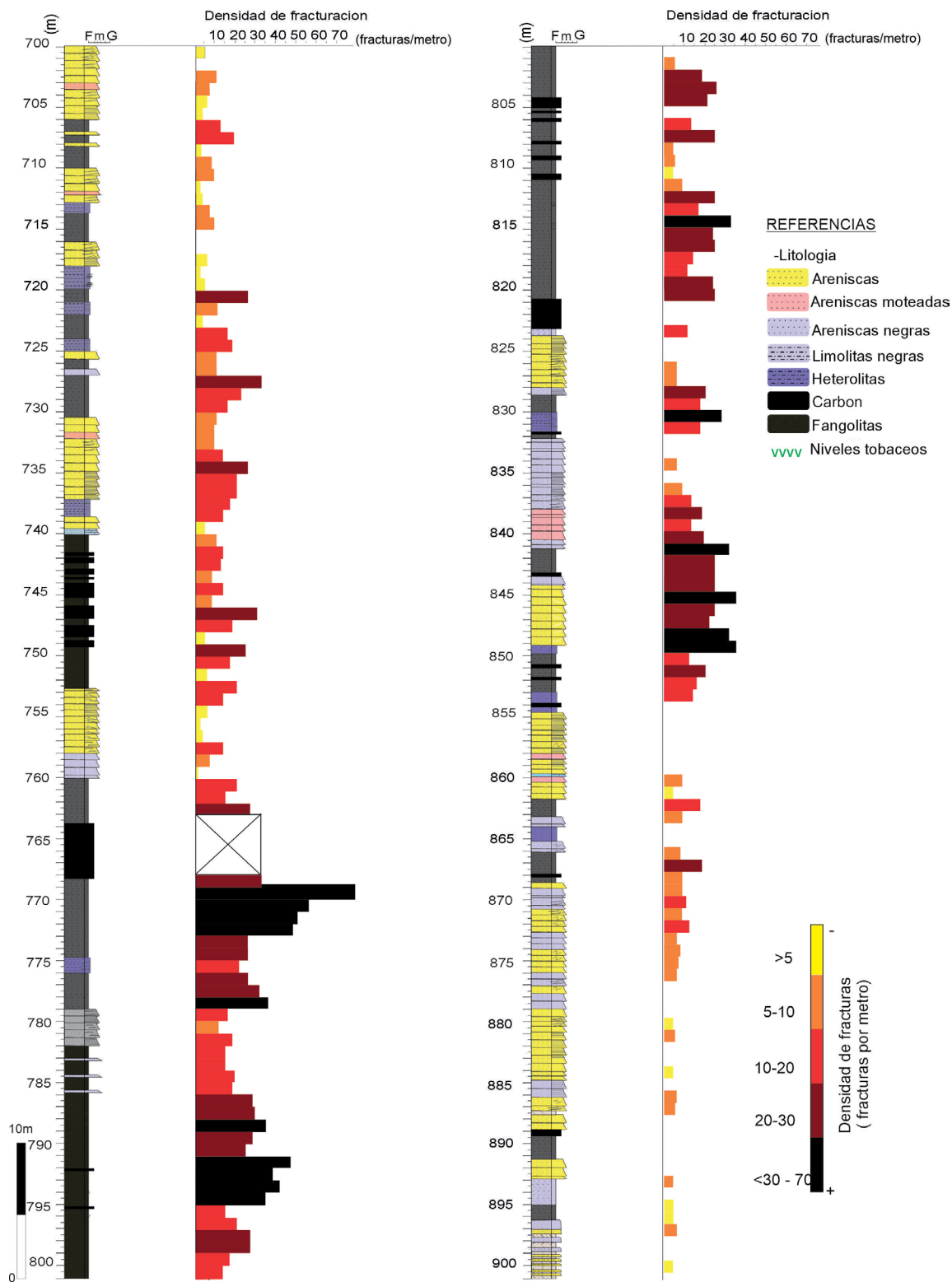


Figura 3. Distribución de la fracturación en intervalos y su relación con la litología presente en los 200 metros basales de las coronas pertenecientes al pozo PANG 0003.

La figura 3 muestra la distribución de la fracturación respecto a las litologías descritas a lo largo del tramo analizado. El relevamiento se distribuyó en un perfil tipo Selley

definiendo intervalos de fracturación, mostrando los sectores de la columna con importante, moderada o nula presencia de fracturas. Se contabilizaron un total de 2700 fracturas, de

las cuales la litofacies de areniscas aloja el 35 %, mientras que el 65 % restante se encuentra en litofacies de menor granulometría representadas por limolitas, fangolitas y fangolitas carbonosas. Las litofacies analizadas en este trabajo se distribuyen uniformemente en la columna litológica, registrando aproximadamente 80 m de espesor cada una, correspondiendo los metros faltantes a estratos de carbón y niveles de composición tobácea.

En la base del perfil Selley está presente la facies de areniscas con una cantidad mínima de 5-10 fracturas por metro. En el sector medio de la columna litológica, dominan las intercalaciones carbonosas junto a la presencia de fangolitas y se registra el límite máximo de fracturas medido, correspondiente a 70 fracturas por metro. Hacia el techo, la facies de fangolitas disminuye en importancia y tanto esta litofacies como la de areniscas presentan nuevamente un mínimo desarrollo de fracturación por metro.

Cuatro grupos de fracturas fueron identificados de acuerdo a su orientación respecto al eje del pozo (Fig. 4a): fracturas verticales, con ángulo subperpendicular a la estratificación, paralelas al eje del pozo (Set I, $\alpha=0^\circ$, Fig. 4b); fracturas horizontales, subparalelas al plano de estratificación y a 90° aproximadamente del eje del pozo (Set II, $\alpha=90^\circ$, Fig. 4c) y fracturas conjugadas, que intersectan el eje vertical del pozo en ángulos conjugados (Set III, $\alpha: \pm 30^\circ$, Fig. 4d y Set IV, $\alpha: \pm 70^\circ$, Fig. 4e). Los atributos medidos de longitud y apertura se refieren a la orientación que presentan las fracturas naturales.

La facies de areniscas presenta a lo largo del registro sectores con presencia y ausencia de fracturas naturales (Fig. 3). Tramos representativos para esta facies de los aspectos estudiados asociados a la fracturación natural se encuentran en los intervalos 833-850 mbbp, 856-864 mbbp y 780-786 mbbp con patrón distintivo de los atributos orientación, longitud y apertura de las fracturas naturales e inducidas (Fig. 5).

Para la litofacies de areniscas, el set I ($\alpha: 0^\circ$) posee un valor promedio de longitud medida de 127.5 mm, alcanzando una longitud máxima de 509.96 mm y mínima de 39.75 mm. Se han medido aperturas de jerarquía variadas, desde 1 a 4, con valores promedio de 2.78 mm registrando para esta litofacies un máximo de 20 mm y un mínimo de 1 mm. El set II ($\alpha: 90^\circ$) acota su longitud al diámetro del testigo y no ha sido medida. Los valores de apertura están representados por las jerarquías 3 y 5, con un promedio estimado de 2,82 mm y valores máximos de 5 mm y mínimos de 1 mm. El set III ($\alpha: \pm 30^\circ$) presenta longitudes de fracturación promedio de 81,7 mm un valor máximo estimado de 233.08 mm y mínimo de 27.06 mm. Los valores medidos de apertura registran en general jerarquías de entre 4 y 5 con un valor medio de apertura de las fracturas de 2.30 mm, alcanzando valores máximos de 20 mm y mínimos de 1 mm. Por último, el set IV ($\alpha: \pm 70^\circ$)

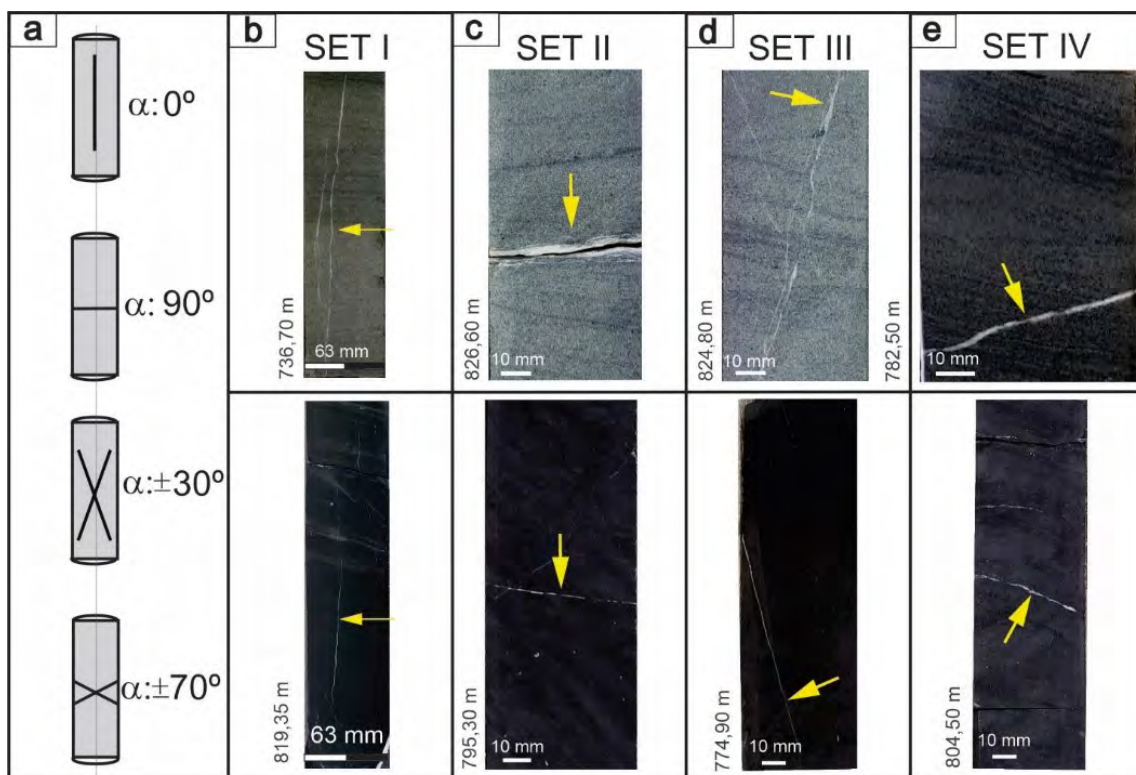


Figura 4. Sets de fracturas de acuerdo al ángulo respecto al eje vertical del pozo identificados para facies de areniscas y facies de fangolitas.

posee una extensión promedio de 56.29 mm, con su longitud acotada por el diámetro del testigo, registrando un valor máximo de 56.69 mm y mínimo de 39.84 mm. Las fracturas están representadas nuevamente por las jerarquías del orden 4 a 5, con una apertura promedio de 1,91 mm entre valores máximos y mínimos de 5 mm y 1 mm respectivamente.

Las facies de fangolitas fracturadas posee mejor representación en los intervalos 700 mbbp -725 mbbp y 738 mbbp-753 mbbp donde se puede apreciar las orientaciones de la fracturación respecto al eje del pozo y la relación entre las fracturas naturales e inducidas para un tramo del sector relevado (Fig. 6).

Las mediciones de longitud relevadas para el set I ($\alpha: 0^\circ$) presentan un promedio de 108,33 mm, cuyos valores extremos son 273.5 mm y 21.5 mm. La apertura media entre los planos de fractura es de 1.78mm y están presentes todas las jerarquías de apertura definidas, con valores máximos de 20 mm y mínimos de 1mm. El set II ($\alpha: 90^\circ$) ajusta su longitud al diámetro de la corona. En éste set predomina el rango de menor valor medido respecto a la jerarquía, con un valor mínimo alcanzado de 1 mm y máximo de 2 mm. El set III ($\alpha: \pm 30^\circ$) posee una longitud promedio de 106,87 mm, con un máximo de 425 mm y un mínimo de 32.5 mm respectivamente. Las mediciones de apertura de este set poseen un promedio de 1.29 mm, donde los valores están contenidos entre los 10 mm y 1 mm (jerarquías 1 a 5 representadas). Por último, en

el set IV ($\alpha: \pm 70^\circ$) se releva un promedio de longitud de 40.43 mm, cuyos valores máximos y mínimo son 57 mm y 12.5 mm respectivamente. Los valores de apertura se encuentran en el rango de 1mm/2mm, con un promedio calculado de 1.129 mm.

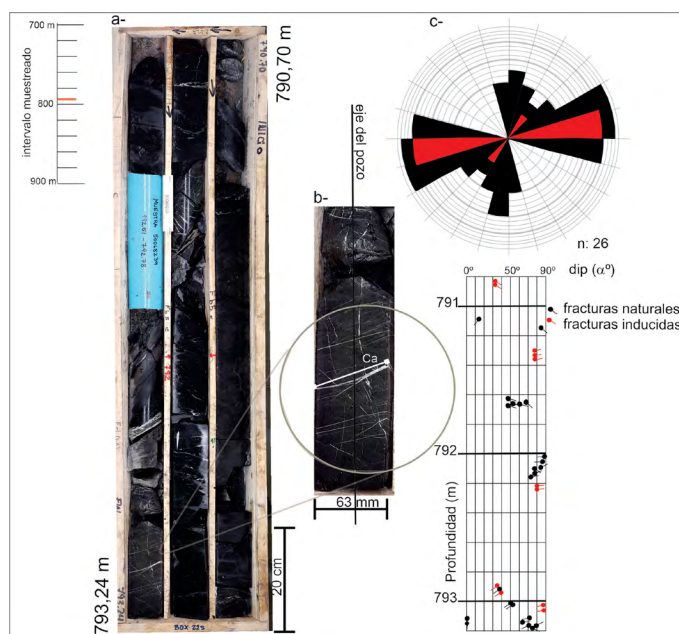


Figura 6. a) Box representativo de los atributos medidos comprendido en el tramo 793,24-790,70 mbbp; b) detalle de la fractura natural perteneciente al set IV con indicación del atributo longitud como referencia; c) distribución de la orientación de las fracturas naturales para el intervalo de referencia, discriminando fracturas naturales y fracturas inducidas.

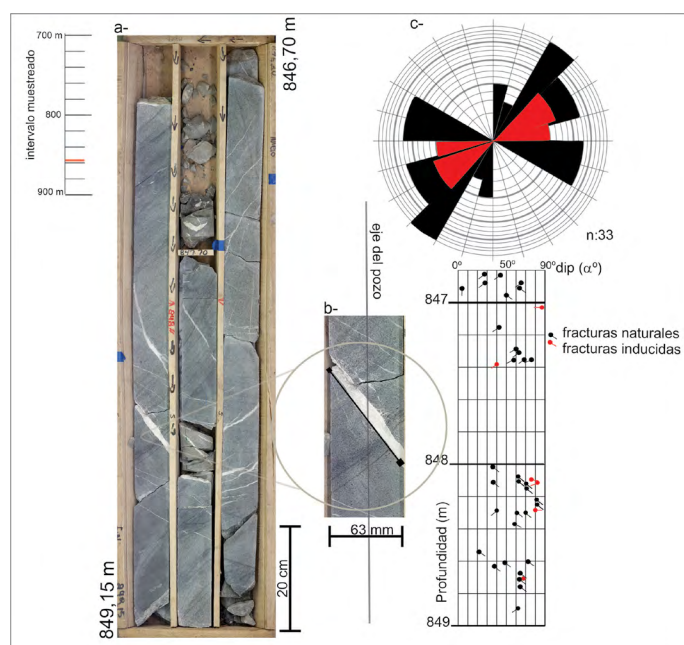


Figura 5. a) Box representativo de los atributos medidos comprendido en el tramo 849,15-846,70 mbbp; b) detalle de la fractura natural perteneciente al set III con indicación del atributo longitud como referencia; c) distribución de la orientación de las fracturas naturales para el intervalo de referencia, discriminando fracturas naturales y fracturas inducidas.

Se presentan de manera gráfica (histogramas) la variación de algunos de los atributos medidos en las litofacies definidas en la Formación Tunas en este trabajo. La figura 7 presenta la distribución de la cantidad de fracturas respecto a los cuatro sets de orientación existentes, mientras que la figura 8 muestra la distribución de la jerarquía respecto a la cantidad de fracturas medida. Se observa en la figura 7 que la litofacies de fangolitas presenta siempre mayor presencia de fracturas, dominando para ambas litofacies el Set II ($\alpha=90^\circ$, subparalelas a la estratificación) y mostrando el resto de los sets valores similares. Los valores promedio calculados respecto a los atributos de longitud y apertura para cada set muestran ser siempre muy superiores en la litofacies de areniscas, mientras que la jerarquía de las fracturas revela que la mayor cantidad de fracturas con aperturas milimétricas se encuentran en las fangolitas.

Las coronas del pozo PANG 0003 no se encuentran orientadas azimutalmente; en consecuencia, los valores angulares que resultan de la intersección entre el sondeo y las fracturas representarían el ángulo de inclinación de los planos de fracturación desarrollados en una sucesión de estratos

subhorizontales pero no la dirección de inclinación del plano. Los valores angulares permitieron clasificar y agrupar la información relevada en cuatro sets, presentes con distribución similar en ambas facies: subperpendicular, subparalela y en juegos conjugados respecto a la estratificación. Dominan en la porción analizada las primeras orientaciones, estando los juegos conjugados subordinados en importancia respecto a la presencia. Estos datos son coincidentes con Rossello (2016) quién a partir de un detallado trabajo de campo involucrando medición de diaclasas y fracturas para el Grupo Pillahuincó concluye relaciones angulares entre los planos de discontinuidad y planos de estratificación similares a las presentes en subsuelo.

El relevamiento de los valores de longitud en las fracturas se encuentra limitado a las dimensiones del testigo. En consecuencia, el set I constituido por fracturas verticales posee la mejor representación, precisamente porque su propagación es paralela al eje del sondeo. Una situación similar se presenta para el Set III. Respecto a los sets II y IV, los valores de longitud son iguales o muy similares al diámetro del testigo.

Los datos de apertura en las facies areniscas tienen un promedio de 1.75 mm mientras que las facies fangolitas poseen un promedio de 1.29 mm. Estos valores pueden com-

Cuadro 1. Datos comparativos de apertura de fracturas medida en testigos coronas (Nelson 2001) y en este trabajo.

TIPO Y TAMAÑO DE GRANO (Nelson 2001)	APERTURA DE LA FRACTURA NATURAL
Areniscas de grano medio a grueso	10-2 cm
Carbonatos cristalinos/Areniscas de grano fino a medio	10-1 cm
Limolitas	10-4 cm
Arcilitas	10-5 cm
Calizas	10-1-10-6 cm
Fm. Tunas (PANG 0003)	
Litofacies de areniscas	0.175 cm
Litofacies de fangolitas	0.129 cm

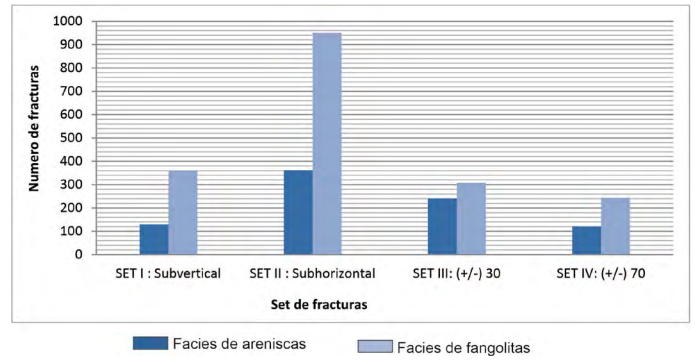


Figura 7. Distribución de la cantidad de fracturas respecto a su orientación.

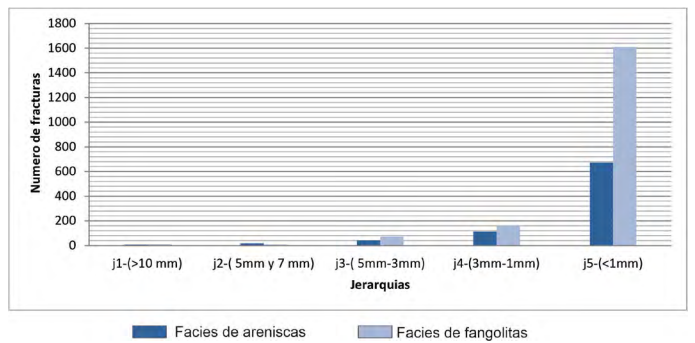
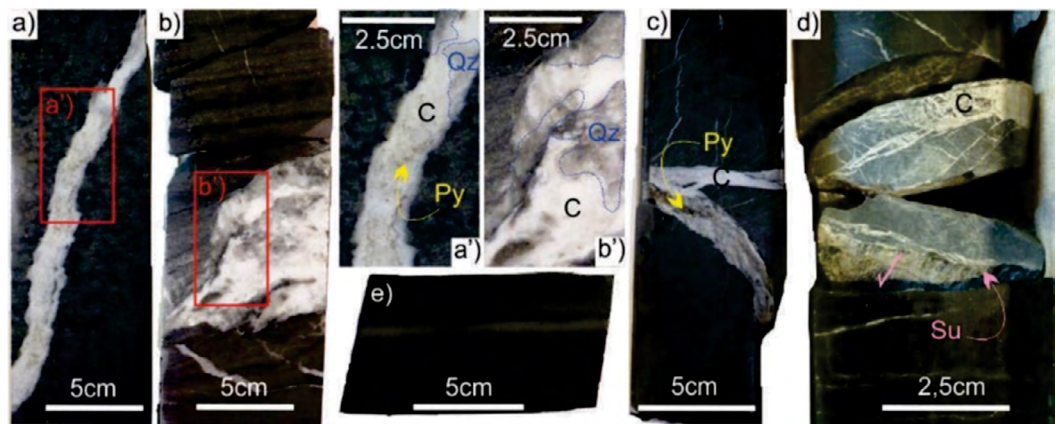


Figura 8. Distribución de la cantidad de las fracturas respecto a su jerarquía.

pararse a valores registrados en distintos tipos de rocas, que abarcan un rango de apertura desde 0.0001 mm cm hasta 5 mm (Nelson 2001). El valor medio de apertura es mayor en la facies de areniscas en comparación con el estimado en la facies de fangolitas y se interpreta que esta diferencia es incrementada por el comportamiento reológico diferencial de cada litología. Datos experimentales presentados en el Cuadro 1 muestran resultados similares a los expuestos en este trabajo.

En ambas litofacies estudiadas el mineral cementante más común presente en las fracturas naturales, independientemente de su orientación, es el cuarzo (SiO₂) (Fig. 9a, b, c y

Figura 9. Fracturas naturales cementadas: a) y b) con cuarzo (Qz) como mineral dominante, a') acompañado por carbonato (C) y pirita (Py); b') acompañado por carbonato (C); c) con carbonato (C) como mineral dominante acompañado por pirita (Py); d) con carbonato (C) como mineral dominante acompañado por sulfatos (Su) y e) con pirita como mineral dominante.



d). Se encuentra comúnmente acompañado por carbonatos (calcita, Fig. 9a' y b') y en cantidades menores por sulfuros (pirita) (Fig.9a', c y e) y sulfatos (Fig.9d). Las fracturas mineralizadas presentan diferentes morfologías, pudiendo reconocerse de acuerdo a Nelson (2001) fracturas cementadas (Fig. 10a), deformadas mostrando en el cemento textura tipo *gouged* (Fig. 10b) o desarrollo de *slickensides* (Fig. 10c) y, por último, con textura en el cemento de tipo *vuggy* (Fig. 10d y e).

Tipo de fracturas y relación geométrica

Los tipos de fracturas reconocidos se presentan de manera uniforme en el sector estudiado, independientemente de las litofacies dominantes definidas de areniscas y fangolitas. 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 de extensión están presentes en los sets I y II (Fig. 4a, b y 10a), mientras que fracturas con desplazamiento de cizalla han sido observadas en los sets II, III y IV. Se define el desplazamiento relativo de cizalla en la fractura a partir de la presencia de indicadores cinemáticos, como *slickensides* en el material cementante (Fig. 10c) o indicados por la geometría de la fractura (Fig. 11a). Fracturas híbridas han

podido observarse desarrollando una morfología similar a un diseño de tipo pull-apart a mesoescala (Fig. 11b), 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. 11c y d).

En cuanto a la relación geométrica y topológica entre los sets identificados, han podido reconocerse 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. 12a) o fracturas de distintos sets que se intersectan con relación de corte mutua (Fig. 12b-e). Las relaciones de corte de las fracturas pueden presentarse: i) cercanas, mostrando desplazamiento relativo asociado a la intersección (Fig. 12b); ii) truncadas, 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. 12c); iii) ramificadas o en arreglo abierto tipo *splaying*, que conectan en nodos en forma de Y, generalmente en ángulos de corte $< 30^\circ$ (Fig. 12d) y iv) con relación de corte mutua (cross cutting), conectando nodos en forma de X (Fig.12e).

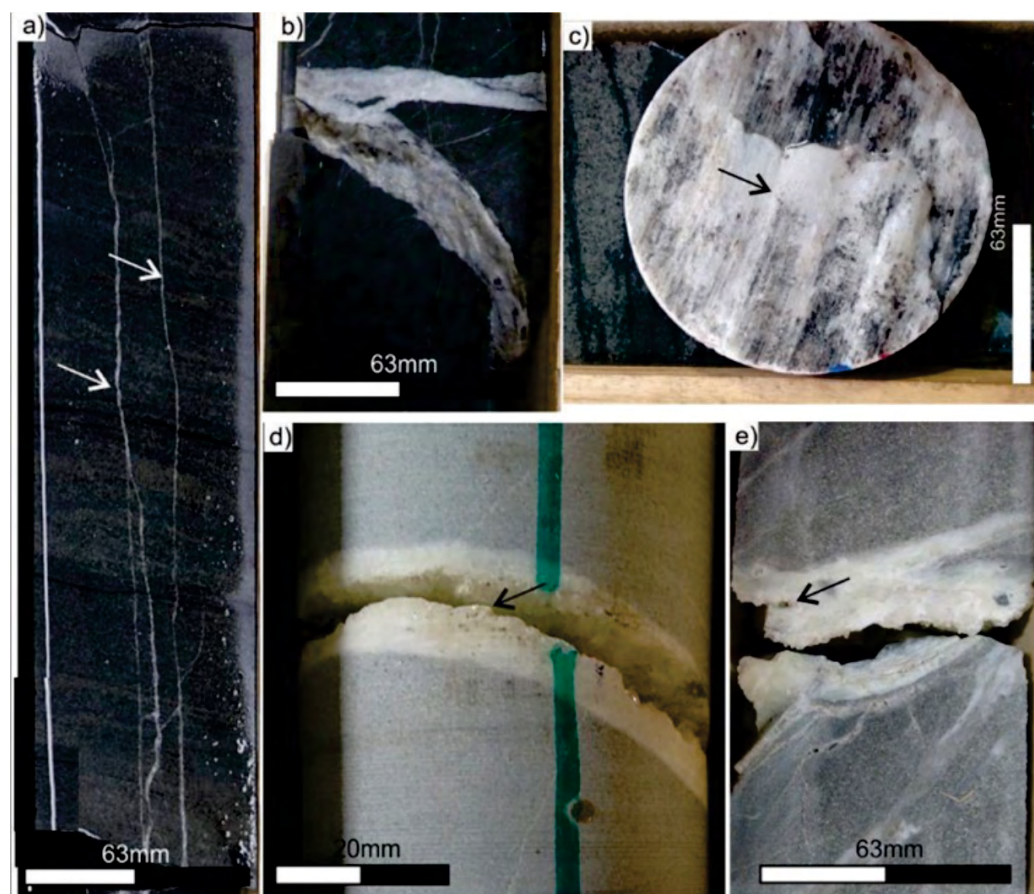


Figura 10. Texturas de cemento en las fracturas naturales de la Fm Tunas en subsuelo: a) Fracturas totalmente cementadas; b) deformadas, tipo *gouged* y c) deformadas, tipo con *slickensides*; d) y e) tipo *vuggy* (la flecha indica espacio abierto dentro del cemento).

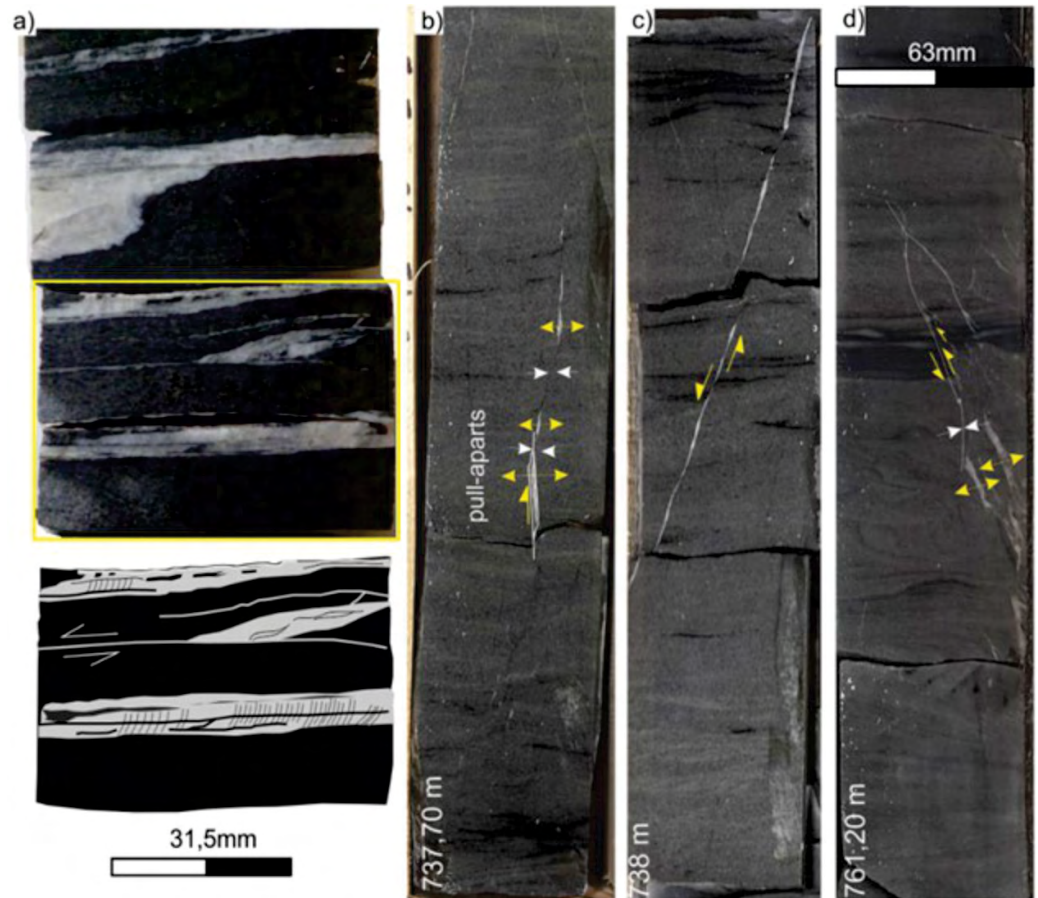


Figura 11. Fracturas con desplazamiento de cizalla, a) indicado para el set I en este caso por la geometría de la fractura y las fibras minerales; b) geometría de tipo pull-apart; c) y d) desplazamiento milimétrico relativo a ambos lados del plano de fractura, en el último caso con aumento de espesor del material cementante.

DISCUSIÓN

La caracterización de las fracturas naturales presentes en los registros corona del pozo PANG 0003 por medio de sus atributos permitió avanzar en el conocimiento de la fracturación estratigráfica de la Formación Tunas, a partir de la descripción y diferenciación de dos facies litológicas dominantes en el sector del registro rocoso.

En la facies de areniscas, presentes en la columna estudiada con un espesor acumulado de 80 m, se halla representado solo el 35 % de fracturación, mientras que en la facies de fangolitas con un espesor similar se encuentra el 65 % de fracturación restante. La distribución de la fracturación a lo largo del registro presenta sectores localizados de alta densidad de fracturas (fracturas/metro) entre los 868 m y 767 m, registrando máximos en cercanía a los niveles de carbón. A partir de los 767 m la frecuencia de fracturas disminuye notablemente (Fig. 3).

En el caso de la litofacies de areniscas, se interpreta un comportamiento frágil de la litofacies en respuesta a la presión dirigida producto de un esfuerzo unidireccional dominante.

En el caso de la litofacies de fangolitas, la variación en la densidad de la fracturación podría ser consecuencia de sus

características como potencial roca generadora, evidenciado entre otros datos por los altos valores en el contenido de Carbono Orgánico Total (COT), que varían entre 1 a 6 % para fangolitas y 22 a 54 % para carbón (Febbo et al. 2021). El análisis entre los espesores individuales de ambas litofacies y el número de fracturas a partir del coeficiente de determinación R^2 indica que no existe una correlación entre ambas (Fig. 13).

Estudios realizados en *shale oil* y *shale gas* demuestran una correlación positiva entre la cantidad de materia orgánica presente y la densidad de fracturación en rocas de textura pelítica (Zeng et al. 2013, Gale et al. 2014). Además, los procesos de transformación de la materia orgánica que habrían ocurrido en las fangolitas carbonosas y en los niveles de carbón, como la deshidratación y la desvolatilización, habrían favorecido el comportamiento frágil de la roca y, por ende, la generación de fracturas (Laubach et al. 1998). No se descarta que la diferencia en el porcentaje y densidad de fracturación pudo además ser amplificadas e inducidas por la perforación y la manipulación de los testigos. En general, las fracturas inducidas se desarrollan en los planos de debilidad que aportan las fracturas/microfracturas naturales. Aunque las fangolitas tienen un mayor número de fracturas inducidas, en las are-

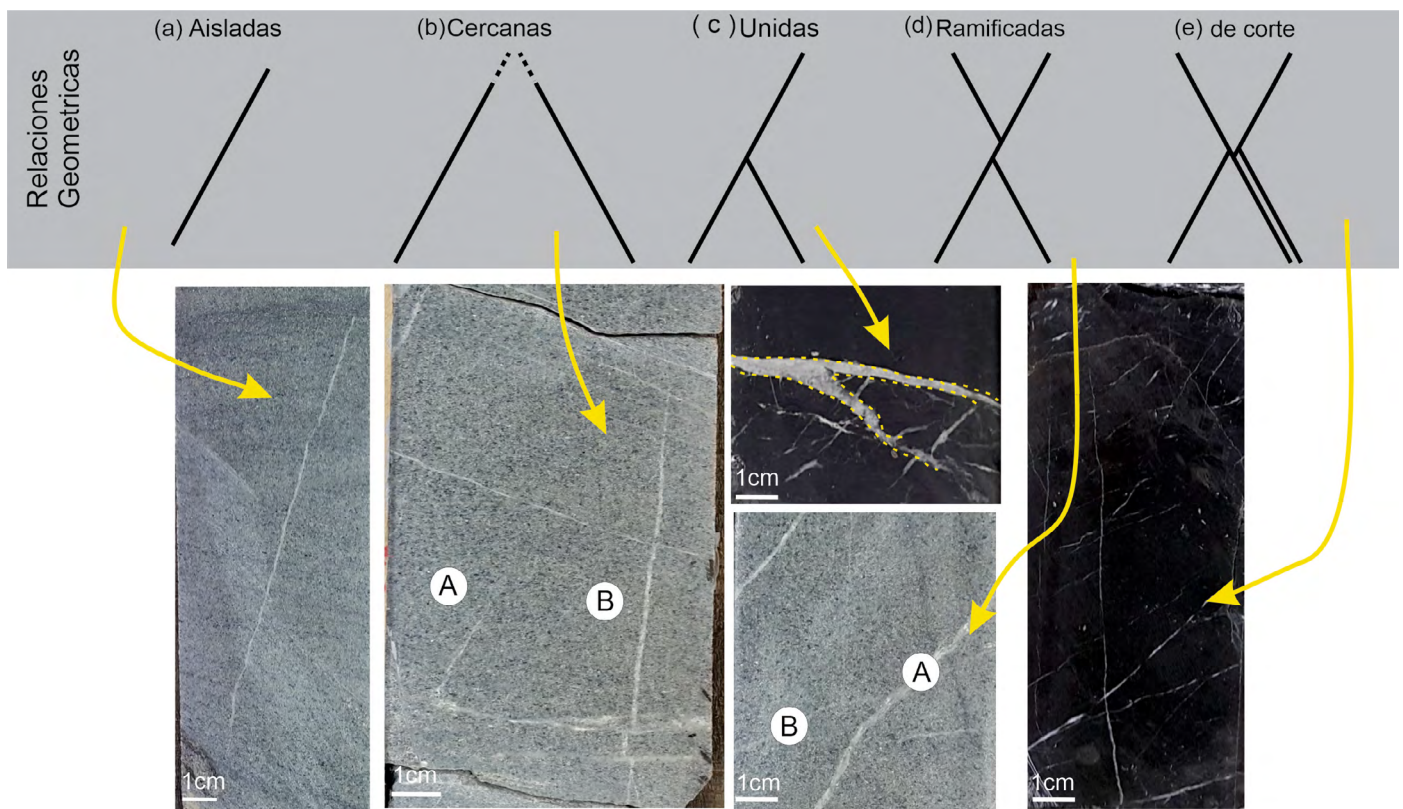


Figura 12. Relación geométrica de las fracturas, a) sin relación de corte; b), c) d) y e) con relaciones de corte de acuerdo a Peacock et al. (2017).

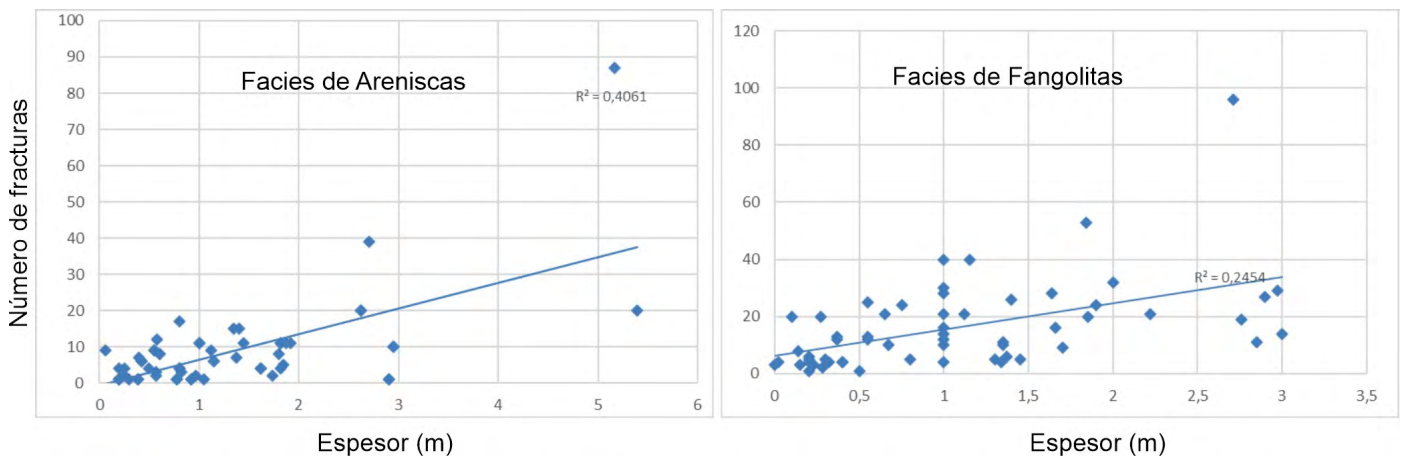


Figura 13. Relación entre los espesores individuales de las litofacies en estudio y el número de fracturas.

niscas también están presentes, pero son menos comunes.

Los minerales cementantes más comunes, independientemente de la orientación de la fracturación natural, corresponden al cuarzo, carbonatos y a una combinación de los mismos con sulfatos y 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 como vinculado principalmente a la cementación de sílice en fracturas dilatantes relevadas en distintas localidades para la Fm. 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 CO_2 , 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 (pirita predominantemente) vincula al catión Fe^{2+} a ciertos minerales detríticos mientras que los aniones S^- podría provenir de soluciones acuosas o de H_2S (ácido sulfúrico), probablemente asociado a la desulfuración de la materia orgánica presente en elevada cantidad en los niveles carbonosos registrados en la columna litológica.

De acuerdo a las texturas del cemento, han podido dife-

renciarse fracturas de extensión modo I, con desplazamiento perpendicular al plano de rotura y de cizalla, modo II/III, con desplazamiento paralelo (Hancock 1985). El set I se interpreta como fracturamiento de extensión a partir de la ausencia de indicadores cinemáticos, con aperturas en su mayoría totalmente cementadas, representando menos de un 5% fracturas con cementación parcial del plano de fractura. 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). La cementación sella los planos de fractura, registrándose nuevamente menos del 10% de fracturas cementadas parcialmente o texturas tipo *vuggy*. 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).

La presencia de fracturas con sistemática y diferentes relaciones angulares respecto al plano de estratificación en subsuelo presenta similitudes con el desarrollo de un patrón de fracturación en una secuencia sedimentaria multicapa afectada por tectonismo, particularmente dentro de un esquema compresivo (Hancock 1985; Twiss y Moores 1992). Rossello (2016) releva para la Formación Tunas fracturas subperpendiculares y subparalelas respecto a la estratificación, junto con juegos conjugados. La presencia de estos planos de discontinuidad cementados mayoritariamente por cuarzo registra, de acuerdo al autor, extensión (dilatación) ortogonal a la estratificación y una componente de cizalla dextral en el resto de los casos, indicando una cinemática regional levemente transcurrente dextral (Rossello 2016). En el caso del PANG0003, indicadores cinemáticos de transcurrencia en la mesoescala se presentan muy restringidos. Se necesitan estudios de mayor detalle (microtectónica) para definir una componente de cizalla que afecte el esquema tectónico compresivo caracterizado por un esfuerzo máximo horizontal dominante.

El set I podría corresponder a fracturas de tensión, orientadas subparalelas a un esfuerzo máximo compresivo vertical, interpretado como presión por compactación litostática. Sin embargo, la presencia de fracturas subhorizontales de tensión (set II) y conjugadas (set III y IV) presume la presencia de esfuerzos compresivos afectando la columna sedimentaria. El origen de las mismas correspondería a eventos de tectónica regional, ya que las fracturas están desarrolladas en estratos carbopérmicos asociados a una cuenca de antepaís, donde la datación paleomagnética en estratos de edades correlacionables indica que los eventos de 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, quedando evidenciado por sectores con texturas de cemento de tipo *gouge* y *vuggy*.

La importancia de describir la fracturación estratigráfica en un registro continuo de subsuelo 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. Sin embargo, son necesarios estudios de estratigrafía mecánica para definir si la distribución de la fracturación responde a la reología propia de la roca o a la diagénesis estructural, a fin de realizar predicciones más precisas. En este sentido, en el caso de la facies de fangolitas, la frecuencia y apertura de las fracturas presentan tanto un control litológico (textura, cantidad de materia orgánica, mineralogía) como estratigráfico (niveles de carbón interestratificados). Para la facies de areniscas, los mismos atributos se observan más definidos por las propiedades reológicas de la roca y no por su cercanía a otras facies presentes (fangolitas o carbón). De esta manera, puede interpretarse que la fracturación estratigráfica de la facies de fangolitas refleja condiciones de evolución diagenética y tectónica específicas, que dejaron su impronta en la estratigrafía mecánica, evidenciada por la diferencia en los atributos de las fracturas relevados a mayor profundidad y en cercanía de los niveles de carbón. Para el caso de la facies de areniscas, este contexto no es tan claro y debería avanzarse en el conocimiento del subsuelo del área para definir un posible control externo en la presencia de la fracturación natural (por ejemplo, fallamiento).

La fracturación estratigráfica relevada para el pozo PANG 0003 debe complementarse con estudios de estratigrafía mecánica, para conocer efectivamente el efecto de la diagénesis en el comportamiento frágil o dúctil de las rocas. De esta manera, la predicción de la distribución de la fracturación natural en un posible sistema petrolero se desarrollaría con mejores perspectivas de éxito.

CONCLUSIONES

Los testigos corona del pozo PANG 0003 contienen un

registro litológico ejemplar por ende representan un material idóneo para la caracterización de las fracturas naturales presentes en la Formación Tunas en subsuelo.

El estudio de la fracturación estratigráfica se realizó en 2 litofacies: facies de areniscas y facies de fangolitas. Cuatro sets de fracturas, de acuerdo a su orientación respecto al eje vertical del pozo fueron descriptas en las facies mencionadas en base a sus atributos: ángulo, longitud, apertura y mineral cementante: fracturas verticales (Set I), fracturas horizontales (Set II) y fracturas conjugadas, que intersectan el eje vertical del pozo en ángulos de $\alpha: \pm 30^\circ$ (set III) y $\alpha: \pm 70^\circ$ (set IV). Los sets I y II representan fracturas de extensión y los sets III y IV corresponden a fracturas de cizalla e híbridas con longitudes limitadas a las dimensiones de las muestras y aperturas menores a 2 mm cementadas con cuarzo, calcita y una combinación de calcita –pirita. Es posible encontrarlas aisladas y con relación de corte mutua configurando sistemas de fracturas interconectadas entre sí que propician una porosidad secundaria para la libre circulación de fluidos.

A partir del estudio de la fracturación estratigráfica y de las características de los atributos de las mismas se puede diferenciar que las capas con desarrollo y distribución de fracturas en la facies no solo dependen de las propiedades físicas de las rocas sino de factores externos e internos. Los factores externos hacen referencia a causas que influyen en las características de la fracturación como la tectónica local y los factores internos representan características propias de la roca como la litología, contenido en carbono orgánico total (COT), diagénesis, precisamente la compactación y cementación, procesos de maduración de la materia orgánica, circulación de fluidos diagenéticos, etc., exclusivos de las fangolitas. La maduración de la materia orgánica y el consecuente aumento de presión generado por sus productos, junto con procesos de carbonización en la facies de fangolitas, habrían favorecido la generación de fracturas naturales (Gale et al. 2014). En cercanías de los niveles de carbón y de las fangolitas ricas en materia orgánica, los procesos asociados a la maduración y expulsión de fluidos provenientes de la diagénesis y de la catagénesis, combinados con el tectonismo aumentarían su comportamiento frágil habilitando vías de migración de fluidos. En la litofacies de areniscas, procesos diagenéticos tales como compactación mecánica y cementación química (Febbo et al. 2018) afectan al desarrollo de fracturación. Se observa también que la densidad de la fracturación y la apertura de las fracturas es función de la granulometría de las litologías en las que se desarrollan, en las cuales los minerales cementantes representan la composición química de los fluidos circulantes.

La acción conjunta de los factores externos e internos in-

fluyen en el desarrollo de la fracturación en las facies estudiadas modificando la calidad de la Fm. Tunas como potencial reservorio convencional (Lesta y Sylwan 2005) y/o no convencionales tipo *shale gas* y *tight gas sandstones* (Arzadún et al. 2015, Febbo et al. 2018). En el caso de la facies de fangolitas, la fracturación estratigráfica no representaría la estratigrafía mecánica; para la facies de areniscas, debe profundizarse en este aspecto. La predicción en subsuelo de la distribución de la fracturación natural para la Fm. Tunas debe contemplar ambos conceptos.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada por la Comisión de Investigaciones Científicas (CIC) de la provincia de Buenos Aires (PIT-AP-BA 2016-2018). Se agradece al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur por haber facilitado la infraestructura y el instrumental necesarios para llevar adelante esta investigación. Al Dr. José Mescua y revisores cuyas observaciones, comentarios y críticas constructivas mejoraron notablemente la calidad de este aporte científico.

REFERENCIAS

- Alessandretti, L., Philipp, R., Chemale, F. y Ramos, V. 2010. Age of formation deposition Tunas, Sierra de la Ventana Foldbelt, Argentina. 6° Congreso uruguayo de geología, Actas CD, Lavalleja.
- 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., Lluch, J.J. y 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.
- 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.
- Archangelsky, S. y Cúneo, R. 1984. Zonación del Pérmico continental de Argentina sobre la base de sus plantas fósiles. 3° Congreso latinoamericano Paleontológico, Memoria: 143-153, México.
- Arzadún, G., Tomezzoli, R.N. y 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 Claremeccó – Argentina. 2° Reunión Bienal de la Asociación Latinoamericana-

- na de Paleomagnetismo y Geomagnetismo (LATINMAG), Actas 1(2): 1-6, Tandil.
- Arzadún, G., Tomezzoli, R.N. y Cesaretti, N.N. 2013. 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., y 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. y 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 Australes de la Provincia de Buenos Aires a partir de índices de compactación y de empaquetamiento. Tesis de posgrado, Universidad Nacional del Sur (inédito), 243 p., Bahía Blanca.
- Arzadún, G., Cisternas, M.E., Cesaretti, N.N. y 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. y 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
- Bonacorso, F., Cesaretti, N.N., Freije, R.H., Loscerbo, C. y Navarro, E. 2001. Existe un sistema de petróleo y/o carbón comercial en Sierras Australes – Cuenca de Claromecó, Argentina?. 4° Congreso de Geología y Minería, Sociedad Cubana de Geología. La Habana, Cuba.
- 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. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie I*: 819-837.
- Cobbold, P.R., Massabie, A. C y Rossello, E. A. 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt, Argentina. *Hercynia* 2 (2): 135-148.
- 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.
- di Pasquo, M., Di Nardo, J., Martínez, M., Arzadún, G., 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 Paleobotánica y Palinología*. 18: 77-78, Paraná.
- Febbo, M. B., Fortunatti, N. B., Arzadún, G., Cesaretti, N. N. y 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. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-33, San Miguel de Tucumán.
- Febbo, M. B., Fortunatti, N. B., Cesaretti, N. N., Arzadún, G., y 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. 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio de Recursos No Convencionales: Hacia una Nueva Convención, Actas :763-779, Mendoza.
- Febbo, M. B., Choque, G., Cesaretti, N. N., Tomezzoli, R.N. y 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. 16° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 48, General Roca.
- Febbo, M. B., Tomezzoli, R.N., Calvagno, J.M., Arzadún, G., Gallo, L. y Cesaretti, N.N. 2021. Anisotropy of magnetic susceptibility analysis in Tunas Formation (permian) cores, Claromecó Basin, Buenos Aires, Argentina: its relation with depositional and post-depositional conditions. *Journal of South American Earth Sciences*, 107:103-144.
- Fryklund, B., Marshall, A. y Stevens, J. 1996. Cuenca del Colorado. En V.A. Ramos y M.A. Turic. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. 8° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 8: 135-158, Buenos Aires.
- Gale, J. Laubach, S., Olson, J., Eichhuble, P. y Fall, A. 2014. Natural Fractures in shale: A review and new observations. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 98 (11): 2165-2216.
- Hancock, P. L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology* 7 (3-4): 437-457.
- 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.
- Holcombe, R. 2017. Oriented drillcore: measurement, conversion, and qa/qc procedures for structural and exploration geologists. *HCOV Global 200-2017*, 2-38 p.
- 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.

- 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.
- 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. y Font de Affolter, G.1982. Cuenca Interserrana Bonarense, Argentina. 5° 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.
- Laubach, S.E., Marrett, R.A., Olson, J.E. y Scott, A.R. 1998. Characteristics and origins of coal cleat: a review. International Journal of Coal Geology, 35(1-4): 175-207.
- Laubach, S. E., Olson, J. E. y Gross, M. R. 2009. Mechanical and Fracture stratigraphy. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 93 (11): 1413-1426.
- Lesta, P. y Sylwan, C. 2005. Cuenca de Claromecó. En: Chebli, G.A., Cortiñas J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L. y Vallejo, E.L. (eds.), Frontera Exploratoria de la Argentina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas 217-231, Mar del Plata.
- López-Gamundí, O. R., Conaghan, P. J., Rossello, E. A. y Cobbold, P. R. 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Fold-belt, 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. 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.
- McBride, E.F .1989. Quartz cement in sandstones: a review. Earth-Science Reviews 26 (1-3): 69-112.
- 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 Petroleum Geologists, Bulletin, 80 (10): 1565-1585.
- Nelson, R., 2001. Geologic analysis of naturally fractured reservoirs. Gulf Professional Publishing,323 p.
- Pángaro, F., Ramos, V.A. y 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. y Galindo, C. 2014. The Gondwana connections of northern Patagonia. Journal of the Geological Society of London 171: 313-328.
- Peacock, D. C. P., Sanderson, D. J. y Rotevatn, A. 2017. Relationships between fractures. Journal of Structural Geology 106: 41-53.
- Ramos, V.A. 1984. La Patagonia: ¿un continente a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-328, San Carlos de Bariloche.
- Ramos, V.A.1988. Late Proterozoic-early Paleozoic of South America-a collisional history. Episodes Journal of International Geoscience 11 (3): 168-174.
- Ramos, V.A. y Kostadinoff, J. 2005. La cuenca de Claromecó. 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 471-480, La Plata.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: a Paleozoic continent a drift? Journal of South American Earth Sciences 26(3): 235-251.
- 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.
- 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.
- 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.
- Selley, R.C. 1970. Ancient Sedimentary Environments. Chapman & Hall, London, 237 p.
- 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.
- 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). Revista de la Asociación Geológica Argentina 52(4): 419-432.
- 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. 2001. Further paleomagnetic results from the Sierras Australes fold and thrust belt, Argentina. Geophysical Journal International, 147: 356-366
- Tomezzoli, R.N. 2012. Chileña y Patagonia: ¿un mismo continente alóctono a la deriva? Revista de la Asociación Geológica Argentina 69: 220-237.
- Twiss, R.J. y Moores, E.M.1992. Structural geology. W.H Freeman and Company, 508p.

- Twiss, R.J., y Moores, E.M. 2006. Structural geology. W.H. 2 edición. Freeman and Company, 532 p.
- 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. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Relatorio, 29-66, Buenos Aires.
- 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.
- Zavala, C.A., Santiago, M.F. y 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., y 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.
- Zeng, W., Zhang, J., Ding, W., Zhao, S., Zhang, Y., Liu, Z. y Jiu, K. 2013. Fracture development in Paleozoic shale of Chongqing area (South China). Part one: Fracture characteristics and comparative analysis of main controlling factors. Journal of Asian Earth Sciences 75: 251-266.
- Zorzano, A., Di Meglio, M., Zavala, C. y 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.