



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR



TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

**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**



Guadalupe Arzadún

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2014

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor 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 10 de Agosto de 2010 en la Secr. Gral. de Posgrado y Educación Continua y el 20 de Diciembre de 2014, bajo la dirección de la Doctora Nora Noemí Cesaretti, de la Universidad Nacional del Sur y la Doctora Renata Nela Tomezzoli, de la Universidad de Buenos Aires.



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el/...../..... , mereciendo la calificación de (.....)

DEDICATORIA Y AGRADECIMIENTOS

Esta tesis está dedicada a mi familia, por el apoyo recibido por parte de ellos durante mi carrera de doctorado.

Se agradece a las instituciones que otorgaron el financiamiento y el equipamiento necesario para la realización de este tesis: Comisión de Investigaciones Científicas (CIC), Departamento de Geología y Secretaría de Ciencia y Técnica (SECYT) de la Universidad Nacional del Sur (UNS), Instituto Daniel Valencio (IGEBA) de la Universidad de Buenos Aires, Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción; también al programa INTER-U y al programa de Pasantías para Jóvenes Docentes, del Ministerio de Educación, que permitieron la realización de las pasantías.

Se agradece además, a los jurados por la corrección minuciosa de la tesis: Doctores Sergio Matheos, Augusto Rapallini y José Kostadinoff. También al Licenciado Santiago Gígola por la facilitación de las tramitaciones correspondientes para la donación de los pozos PANG0001, PANG0002 y PANG0003 a la UNS.

Un especial agradecimiento a las personas que colaboraron en llevar a cabo esta tesis, tanto a mis directoras, las Doctoras Nora Cesaretti y Renata Tomezzoli, que me han guiado durante su transcurso, como a mis colegas, que me han acompañado en campañas y aconsejado en tareas de laboratorio y gabinete: la Doctora María Eugenia Cisternas y el Doctor Guillermo Alfaro Hanne (de la Universidad de Concepción), el Doctor Juan Carlos Gasparoni, la Doctora Natalia Fortunatti, la Doctora Ana Laura Rainoldi, la Licenciada Agustina Cócola y al Licenciado Juan Ignacio Falco. Al grupo de trabajo del Doctor Carlos Zavala, por facilitar el trabajo desarrollado en subsuelo. A Heraclio Ortiz y a las Licenciadas Soledad Melatini y Ana Casano, por los diversos ensayos realizados en el Laboratorio de Petrotomía.

RESUMEN

El objetivo de esta tesis es estimar el nivel de diagénesis que ha alcanzado la Formación Tunas (Harrington, 1947). Para ello, se realizaron estudios petrográficos de compactación, porosidad e inclusiones fluidas, tanto en muestras de afloramiento como de subsuelo (en el pozo PANG0001), estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética en muestras de afloramiento y estudios de cantidad y calidad de la materia orgánica en muestras de subsuelo. De esta manera, se pretende establecer las condiciones de presión y temperatura a las cuales estuvo sometida la formación, ya sea por soterramiento o por esfuerzos tectónicos. El interés radica en evaluar, mediante distintas metodologías aplicadas en muestras de afloramiento y en subsuelo, la capacidad de la Formación Tunas para convertirse en una potencial roca reservorio, generadora o sello de acuerdo a la definición de sistema petrolero (Magoon 1988).

La Formación Tunas (Pérmico), pertenece al Grupo Pillahuincó (Harrington 1947). Aflora en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires y continúa en subsuelo en lo que se conoce actualmente como Cuenca de Claromecó (Ramos 1984; Lesta y Sylwan 2005). Está formada por una intercalación de areniscas (litarenitas feldespáticas) y fangolitas, con algunos niveles tobáceos.

Los índices de compactación y empaquetamiento cerrado, calculados a través del conteo de los contactos entre los granos tienen valores de 1,2 a 1,95 y 0,07 a 0,9, respectivamente. Estos valores se corresponden a profundidades de 787 a 1000m.

La porosidad es de tipo secundaria, por disolución y microfracturación, con valores de hasta 1,3% y por fracturas, con valores de hasta 4,6%. Estos valores de porosidad indican que la Formación Tunas alcanzó un estadio máximo de mesogénesis madura.

Los resultados de ASM muestran una fábrica tectónica, con una impronta sedimentaria cada vez más importante hacia el techo de la Formación Tunas. El grado de anisotropía promedio va de 3,7% en las localidades de la base, hasta 1,7% en las localidades del techo. Las orientaciones de los ejes del elipsoide de ASM sugieren que la dirección de acortamiento tectónico es SO-NE y se va atenuando durante el Pérmico.

El análisis de las IF indica que por la Formación Tunas circularon fluidos de composición acuosa y orgánica (tanto hidrocarburos líquidos como gaseosos) principalmente, con temperaturas de 126 a 152 °C y presiones de 0 a 12 bares.

Los valores de reflectancia de la vitrinita en las muestras de la parte inferior del pozo PANG0001 van de 1,9 a 2,4, estando en un rango de semiantracita y correspondiendo a temperaturas de 157 a 187°C. En las muestras de la parte superior del pozo PANG0001 los valores de R_o van de 1,3 a 1,6, estando en un rango de bituminoso con bajo a medio contenido de volátiles y correspondiendo a temperaturas de 145 a 170°C. Los valores de reflectancia obtenidos se corresponden con valores de profundidad máximos de hasta 2230m.

Los resultados obtenidos a través de los distintos métodos son coherentes. Los mismos indican que la Formación Tunas alcanzó valores de temperatura de 126 a 190 °C y se encuentra en la ventana de generación de gas metano, dentro de un estado de mesogénesis madura, con profundidades de

soterramiento que superan los 800 m y no son mayores a 2230 m. La Formación Tunas, en la Cuenca de Claromecó, podría caracterizarse como una potencial roca generadora/reservorio en un sistema de petróleo/gas/carbón.

ÍNDICE

Capítulo 1. Introducción	7
Capítulo 2. Objetivos	13
Capítulo 3. Metodología	17
3.1. Petrografía	20
3.2. Porosidad	21
3.3. Compactación	23
3.4. Platina de integración	26
3.5. Contador puntual JMicrovision	27
3.6. Anisotropía de susceptibilidad magnética	29
3.7. Inclusiones fluidas	33
3.8. Contenido total de materia orgánica (COT)	36
3.9. Análisis de la calidad de la materia orgánica: petrografía del carbón y análisis de la vitrinita	36
Capítulo 4. Antecedentes de las Sierras Australes y Cuenca de Claromecó	41
Capítulo 5. Resultados	49
5.1. Geología y muestreo de los afloramientos de la Formación Tunas	51
5.1.1. Estancia El Perdido	51
5.1.2. Ruta 76	55
5.1.3. Estancia Golpe de Agua	58
5.1.4. Estancia San Carlos	59
5.1.5. Estancia Las Lomas-La Susana	61
5.1.6. Arroyo Paretas	63
5.1.7. Cantera Las Mostazas	70
5.1.8. Estancia 2 de Mayo	77
5.1.9. González Chávez	78
5.2. Geología y muestreo del subsuelo	79
5.3. Petrografía de las distintas facies	87
5.3.1. Petrografía mediante microscopía óptica	87
5.3.2. Análisis cuantitativo y clasificación de las facies de areniscas	92

5.3.3. Análisis de las facies finas mediante microscopía óptica y rayos X	95
5.3.4. Minerales de hierro	97
5.3.5. Petrografía de la Formación Tunas a lo largo de la secuencia estratigráfica y su análisis en términos de proveniencia	99
5.3.6. Interpretaciones y discusiones	100
5.4. Análisis de compactación	105
5.4.1. Tipos de contacto	105
5.4.2. Calculo del índice de contacto, índice de empaquetamiento cerrado y profundidades de soterramiento	105
5.4.3. Discusiones	110
5.5. Análisis de la porosidad	115
5.5.1. Interpretaciones y discusiones	121
5.6. Anisotropía de susceptibilidad magnética	125
5.6.1. ASM en la Sierra de Las Tunas	127
5.6.2. ASM en la Sierra de Pillahuincó	132
5.6.3. ASM en la Cuenca de Claromecó	139
5.6.4. Interpretaciones y discusiones	141
5.6.5. Comparación de los resultados	146
5.7. Inclusiones fluidas	149
5.7.1. Análisis de inclusiones fluidas en venillas de cuarzo de muestras de afloramiento	149
5.7.2. Análisis de muestras de subsuelo: matas algáceas carbonáticas	161
5.7.3. Microtermometría de las inclusiones fluidas	168
5.7.3.1. Microtermometría en muestras de afloramiento	168
5.7.3.1.1. Estancia El Perdido	168
5.7.3.1.2. Arroyo Paretas	178
5.7.3.1.3. Cantera Las Mostazas	187
5.7.3.2. Microtermometría en subsuelo	191
5.7.4. Interpretaciones	201
5.8. Análisis de la materia orgánica	207
5.8.1. Análisis de la cantidad de materia orgánica	209
5.8.2. Análisis de la calidad de la materia orgánica	210
5.8.2.1. Análisis de macerales	210
5.8.3. Madurez de la materia orgánica: Reflectancia de la vitrinita	213

5.8.4. Interpretaciones y discusiones	218
Capítulo 6. Integración de los resultados y conclusiones	221
Capítulo 7. Bibliografía	231

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1 - INTRODUCCIÓN

Dada la crisis energética actual, la matriz fuertemente dependiente de petróleo y gas (86 %, De Cicco 2006) y la necesidad de encontrar nuevos recursos que abastezcan una sociedad cada vez más demandante de energía, es imprescindible llevar adelante estudios que posibiliten el conocimiento más profundo de las distintas cuencas sedimentarias de nuestro país con potencialidad de alojar recursos energéticos. Dentro de este marco, es de fundamental importancia abordar investigaciones en aquellas cuencas donde los estudios están menos avanzados, es decir en las denominadas cuencas de riesgo. En estas áreas, es necesario profundizar los conocimientos existentes y desarrollar metodologías novedosas, no aplicadas aún, a fin de definir potenciales zonas de interés. El ámbito de Sierras Australes – Cuenca de Claromecó, es una de las áreas que reúne estas características, es decir es lo que se denomina una Cuenca de Frontera (*Frontier Basins*). En ella, parte de la columna aflora en el ámbito de Sierras Australes, parte de la misma se encuentra soterrada en el ámbito de Cuenca de Claromecó y parte se encuentra en la plataforma continental (Fryklund *et al.* 1996).

Desde el punto de vista del análisis por potenciales energéticos, en esta cuenca deben llevarse a cabo estudios que permitan identificar los diferentes elementos que constituyen un potencial sistema petrolero (Magoon 1988; 1992), de manera de facilitar así la posible localización de petróleo, gas o carbón. Esto implica caracterizar a los niveles estudiados como potenciales rocas generadoras, reservorios o sellos. De esta manera, establecidas estas características en afloramiento, sería posible afirmar la existencia o no de un sistema de petróleo, gas o carbón y la consecuente factibilidad de hallar estos recursos en el subsuelo en la provincia de Buenos Aires o en la plataforma continental.

Para conocer la potencialidad generadora o reservorio de una formación es necesario estimar el nivel de diagénesis alcanzado por la misma con la mayor precisión posible. En esta tesis, se propone dicha estimación para la Formación Tunas (Harrington 1947), perteneciente al Pérmico de Sierras Australes - Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires, Argentina (Figura 1.1). Para ello se realizaron estudios petrográficos de compactación, de porosidad e inclusiones fluidas que permitieron estimar niveles de soterramiento alcanzados por dicha formación. También se realizaron estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética para caracterizar la deformación. Esta última suele ser un factor importante ya que, al igual que la diagénesis, puede contribuir al aumento de compactación o al aumento o disminución de porosidad; puede generar además, vías de circulación para el hidrocarburo.

Se analizaron, utilizando las metodologías mencionadas, muestras extraídas de afloramiento en el sector de las Sierras Australes y muestras provenientes de testigos corona del Pozo PANG0001 (donado por la empresa Rio Tinto Mining Exploring), ubicado en la Cuenca de Claromecó. En las muestras provenientes de subsuelo se realizaron, además de los estudios petrográficos mencionados, análisis de Contenido Total de Materia Orgánica (COT), análisis de macerales y de reflectancia de

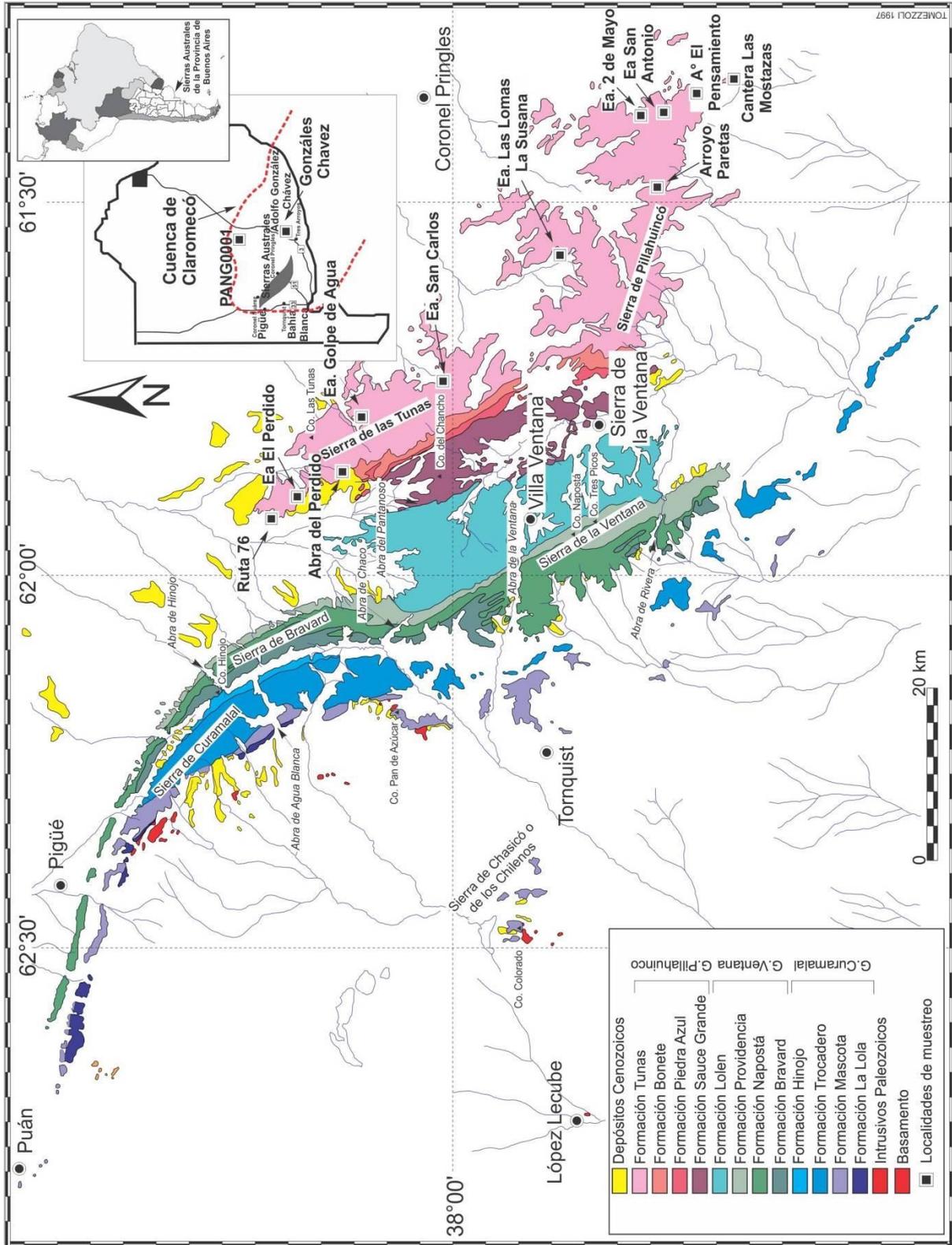


Figura 1.1. Mapa de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Tomado de Tomezzoli 1997). Ubicación de las localidades de muestreo y del pozo PANG0001. En línea roja interrumpida, límite propuesto para la Cuenca de Claromecó, en base a estudios de diversos autores (Kostadinoff y Font 1982; Fryklund *et al.* 1996; Álvarez 2004; Zilli *et al.* 2005; Pángaro y Ramos 2012).

vitrinita. Mediante la integración de los resultados obtenidos a través de las distintas metodologías, se pretende tener conocimiento acerca del nivel de diagénesis alcanzado por la Formación Tunas.

Es importante definir aquí el término *diagénesis*. El mismo se aplica normalmente a todos los cambios físicos y químicos del sedimento, desde el momento en que se deposita, previos a alcanzar el estado metamórfico. En consecuencia, la diagénesis transcurre en un rango de temperatura de entre 0 y 300°C y profundidades de hasta 10 o 15km (Winkler 1967).

Durante la diagénesis se producen los siguientes procesos (Worden y Burley 2003):

- *Autigénesis*: Crecimiento mineral *in situ*.
- *Cementación*: Crecimiento o precipitación de minerales en espacios porales.
- *Compactación*: Conjunto de procesos que dan como resultado el colapso del espacio poral.
- *Decarbonización*: Pérdida de CO₂ de la materia orgánica como resultado del aumento de la temperatura.
- *Deshidratación*: Pérdida de H₂O en minerales y materia orgánica, resultado del aumento de la temperatura.
- *Disolución*: Proceso por el cual un mineral se destruye por la interacción con un fluido circulante.
- *Litificación*: Proceso por el cual el sedimento sufre procesos de compactación y cementación.
- *Neoformación*: Crecimiento de nuevos minerales durante la diagénesis.
- *Neomorfismo*: Transformación de un mineral que incluye generalmente cambios en la cristalografía.
- *Precipitación*: Cristalización de un mineral en solución.
- *Recristalización*: Disolución seguida de precipitación, involucrando cambios en el tamaño del cristal o en el hábito dando lugar a un mineral específico.
- *Reemplazo*: Crecimiento de un mineral autigénico diferente dentro de un mineral pre-existente.
- *Secuencia paragenética*: Orden en el cual ocurren los procesos diagenéticos en los sedimentos, tal y como se registra por métodos petrográficos, geoquímicos o isotópicos.

El concepto de *régimen de diagénesis* (Choquette y Pray 1970) es un término amplio que relaciona los procesos diagenéticos con la evolución de las cuencas sedimentarias. Comúnmente se reconocen tres regímenes: diagénesis temprana (*eogénesis*), diagénesis profunda (*mesogénesis*) y diagénesis relacionada al ascenso (*telogénesis*) (Smith y McDonald 1979; Worden y Burley 2003; Figura 1.2).

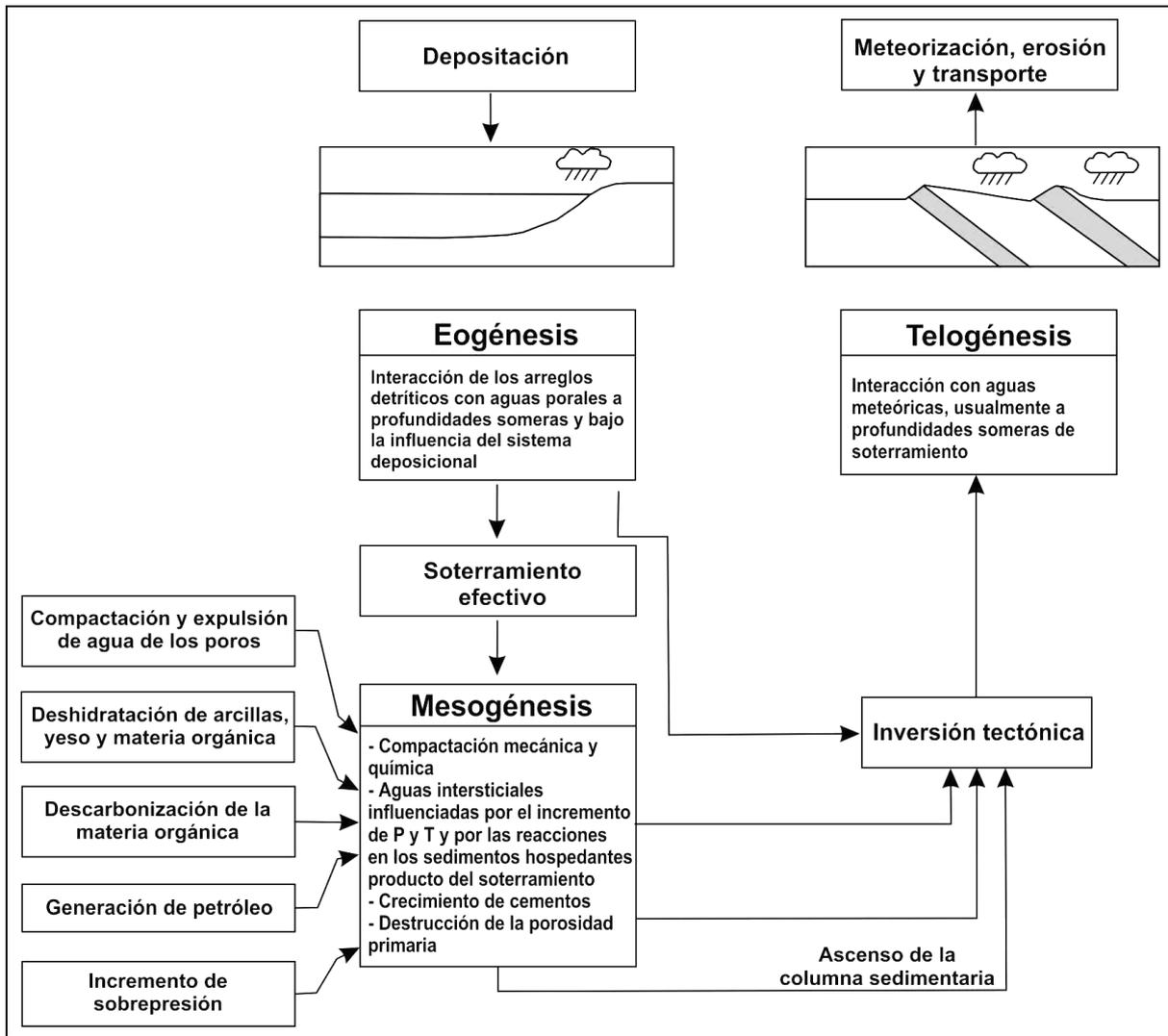


Figura 1.2. Regímenes de la diagénesis (Worden y Burley 2003).

Teniendo en cuenta la importancia que tiene el estudio de la diagénesis en el conocimiento básico de una cuenca, en especial desde un punto de vista hidrocarburífero, se aplicaron las metodologías mencionadas anteriormente para conocer con detalle en que estadio se encuentra la Formación Tunas; esto permitirá estimar además el estadio dentro de la ventana de generación. Las metodologías serán descritas en detalle más adelante.

CAPÍTULO 2

OBJETIVOS

2 - OBJETIVOS

El interés general de este trabajo radica en evaluar las condiciones de diagénesis de la Formación Tunas y su capacidad para convertirse en uno de los elementos de un sistema petrolero (Magoon 1988), es decir en una potencial roca generadora, reservorio o sello.

Particularmente, el objetivo resulta, en primer lugar, en estimar los niveles de compactación alcanzados por la Formación Tunas (Harrington, 1947), a partir de Índices de Compactación, definido por Taylor (1950) y de Empaquetamiento, definido por Wilson y McBride (1988). Teniendo en cuenta que el nivel de compactación permite establecer la profundidad que ha alcanzado la roca, otro de los objetivos radica en estimar presiones y profundidades de soterramiento, utilizando el método de Wilson y McBride (1990), a fin de evaluar la posibilidad de preservación de su porosidad. Esta última será caracterizada y cuantificada.

Se pretende además, evaluar la porosidad de la Formación Tunas y realizar, mediante inclusiones fluidas, un estudio de los fluidos que circularon a través de ella.

Es de interés correlacionar los datos obtenidos con estudios estructurales y paleomagnéticos disponibles para la Formación Tunas (Tomezzoli y Vilas 1999; Tomezzoli 2001), con el objetivo de comparar las diferencias obtenidas en zonas con diferente intensidad de deformación.

Los resultados de afloramiento se integrarán con los obtenidos en subsuelo mediante las metodologías mencionadas y mediante el análisis de la cantidad y calidad de la materia orgánica a través del Contenido de Carbono Orgánico Total y de estudios petrográficos de carbones. Además, se pretende caracterizar la deformación presente en la Formación Tunas, ya que la misma forma parte de su historia de compactación.

Es de interés evaluar si los métodos aplicados permiten predecir el comportamiento de las rocas en profundidad a partir de estudios de muestras de superficie, a fin de que éstos se constituyan en herramientas de exploración. Esto constituiría un aporte y un enfoque no abordado para el área de estudio hasta el momento actual. A su vez resulta de sumo interés aplicar estas metodologías en la Formación Tunas, la cual forma parte de una cuenca de frontera.

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

3 - METODOLOGÍA

Las primeras tareas se basaron en obtener imágenes de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, a partir del programa gratuito Google Earth, Hojas Geológicas (Riggi 1935; Harrington, 1947; Suero 1972; Furque 1973) y cartas topográficas del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Con esta información se realizó un reconocimiento de campo de la Formación Tunas y se seleccionaron los afloramientos que se consideraron, por su extensión, más convenientes para llevar a cabo los estudios propuestos. Se seleccionaron doce en total, a lo largo de toda la secuencia correspondiente a dicha formación (Figura 1.1).

En afloramiento, se observaron y midieron los rasgos estructurales y estratigráficos más importantes y se levantaron perfiles y bosquejos de tipo sedimentarios-estructurales. Las distintas litologías identificadas fueron agrupadas, para fines prácticos, utilizando el concepto de facies propuesto por Walker y James (1992). Dichos autores definen el término “facies” como un cuerpo de roca caracterizado por poseer una litología particular y estructuras físicas y biológicas que muestran un aspecto diferente al de los cuerpos de roca que se encuentran por encima, por debajo y lateralmente. Se extrajeron muestras de cada una de estas facies para ser analizadas luego en el laboratorio.

También se realizó el análisis del pozo PANG0001, ubicado en la Cuenca de Claromecó ($37^{\circ} 34' 48''\text{S}$, $61^{\circ} 6' 57.35''\text{O}$; Figura 1.1). Los testigos corona del mismo fueron donados a la Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina, por la Empresa Rio Tinto Mining Exploring en el año 2011. Los registros consisten en una perforación llevada a cabo con trépano tricono en la sección superior y posteriormente se continuó perforando con corona HQ3, hasta una profundidad de 958,7m. En el pozo PANG0001 se realizó un perfil estratigráfico tipo Selley, que fue analizado litológicamente y en el cual se agrupó en facies las distintas litologías. Se extrajeron muestras semicilíndricas de cada una de estas facies, de aproximadamente 4cm de radio y 2cm de espesor, cada dos metros aproximadamente en los tramos de mayor interés y cada seis en los de menor interés. El objetivo de este muestreo fue analizar la compactación alcanzada en las facies de subsuelo de la Formación Tunas a fin de correlacionarla con los datos de afloramiento (Figura 3.1).

Los perfiles fueron ilustrados utilizando los programas Sedlog 2.1.4 y Corel Draw X6.

Las muestras extraídas fueron descriptas y seleccionadas para realizar secciones delgadas y pulidas en el Laboratorio de Petrografía del INGEOSUR-Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur. Para ello, las mismas fueron impregnadas al vacío con resina Epoxi, mezclada con pasta pigmentada azul para la visualización de la porosidad y curadas sobre una plancha de calentamiento a una temperatura de 40°C durante aproximadamente 12 horas; luego fueron pulidas y pegadas con un adhesivo tipo BGGs-O de baja viscosidad (de un índice aproximado de 1.54) bajo la acción de una lámpara ultravioleta. A partir de las secciones delgadas, se realizaron estudios de petrografía, porosidad y compactación.

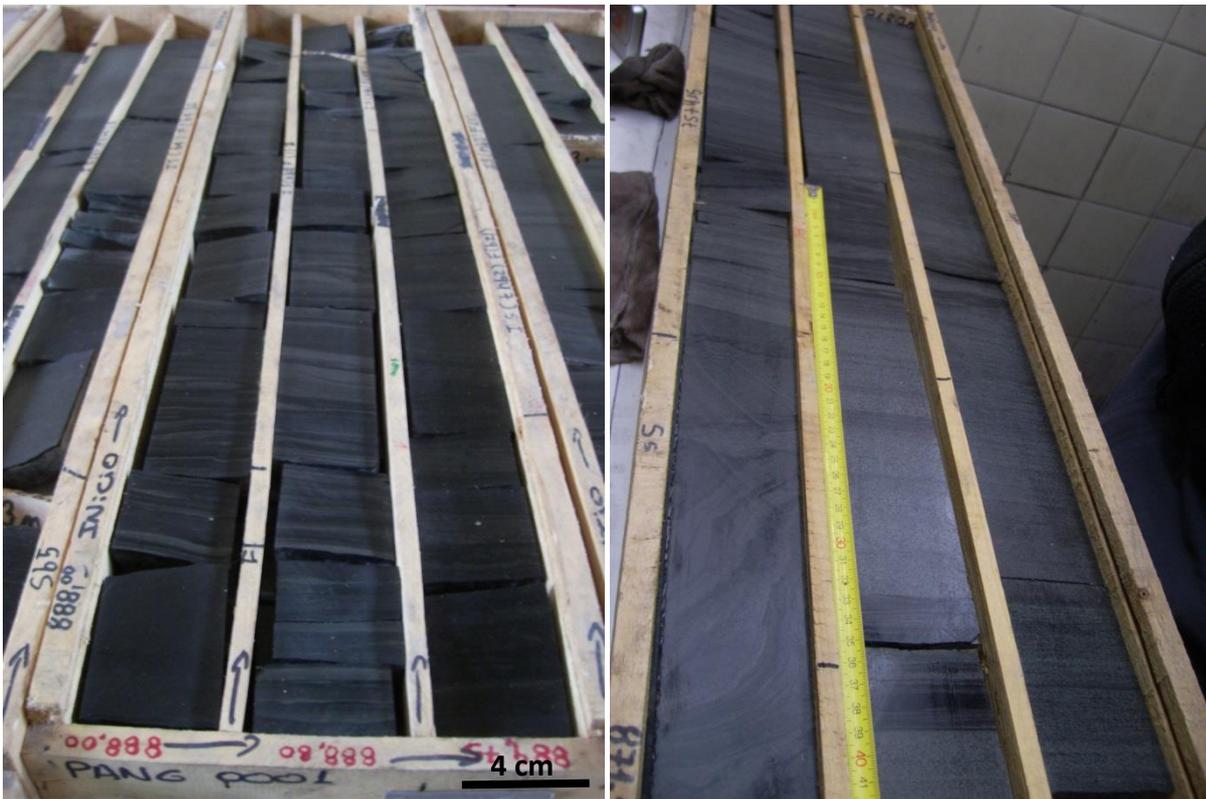


Figura 3.1. Fotografías de las coronas del pozo PANG0001.

Se realizó el estudio de las inclusiones fluidas con muestras bipulidas de 50 a 100 μm de espesor. Las mismas fueron desgastadas con abrasivo (carborundum) de hasta 1200 μm , pegadas con cianoacrilato de baja viscosidad a un vidrio esmerilado y pulidas en paño de papel con pasta de diamante de hasta 3 o 1 μm .

Se realizó el estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en muestras cilíndricas de 2,54cm de diámetro y 2,2cm de espesor, que habían sido extraídas anteriormente con una perforadora portátil tipo Pomeroy, para realizar mediciones paleomagnéticas (Tomezzoli 1997).

Los datos obtenidos en afloramiento fueron comparados con resultados de petrografía, compactación, porosidad e inclusiones fluidas, de muestras extraídas de los testigos del pozo PANG0001, en las cuales se realizó además el análisis de la petrografía del carbón y de la reflectancia de la vitrinita.

3.1. Petrografía

De las facies reconocidas en la Formación Tunas, fueron seleccionadas las de areniscas medias para realizar estudios de petrografía, ya que se pueden observar claramente sus rasgos. Fueron analizadas microscópicamente 14 muestras, en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur. Cualitativamente, se trabajó con microscopio Nikon eclipse 50i POL, con una cámara digital para la toma de fotomicrografías mediante el programa Micrometrics SE Premium, obteniendo archivos jpg para su posterior tratamiento y edición.

Cuantitativamente, se realizó el conteo de los distintos componentes minerales, inicialmente con platina de integración y luego con el programa de computación JMicroVision. Estos serán explicados más adelante en este capítulo. Se obtuvieron así los distintos porcentajes de los componentes, llevando al 100% cuarzo (Q), feldespato (F) y fragmentos líticos (FL). Estos tres valores se representaron en el gráfico de Folk (1974) para obtener la clasificación de las rocas analizadas y en el diagrama de Dickinson (1983) para obtener el ambiente geotectónico de procedencia. Para esto último se utilizaron los programas de computación Iqpet y Triplot, que permiten la representación automática de distintos componentes en diagramas tridimensionales (Figura 3.2).

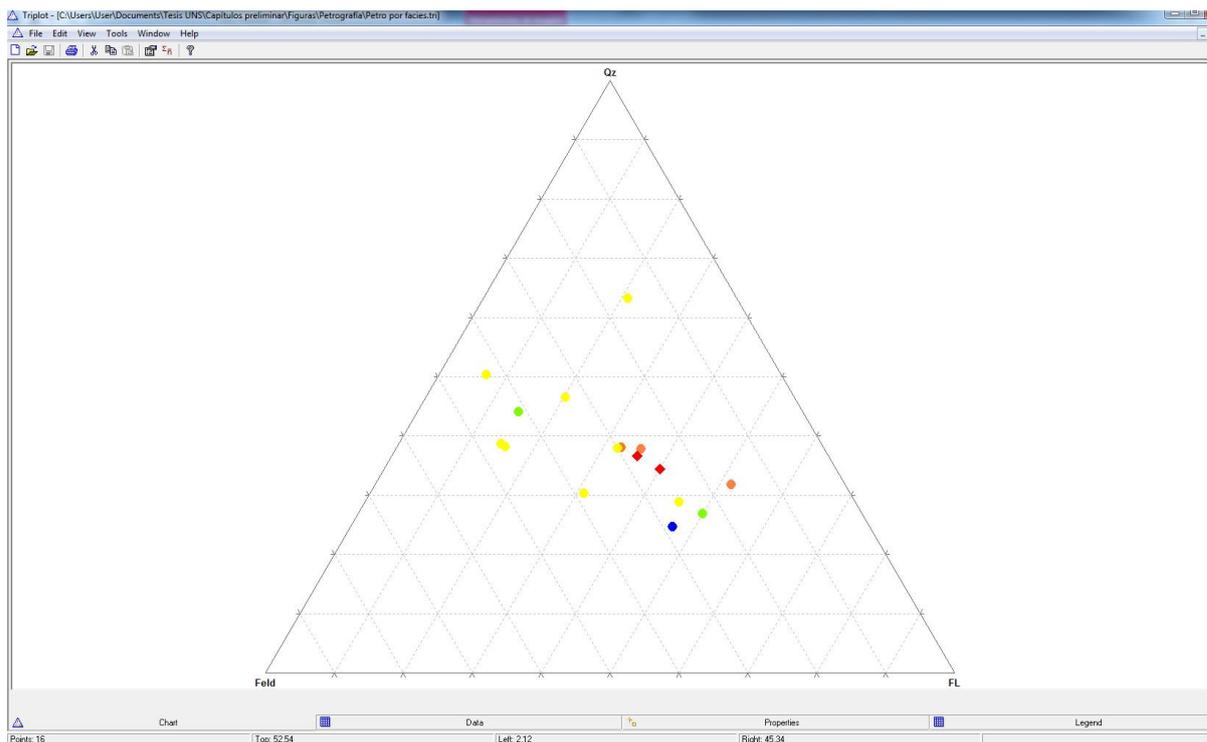


Figura 3.2. Programa digital Triplot, utilizado para la representación de la petrografía en diagramas tridimensionales de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos.

En el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, se determinó la mineralogía de once muestras correspondientes a facies de fangolitas a areniscas finas, mediante rayos X. Este método permite determinar la mineralogía sobre muestras de polvo, mediante la utilización de un equipo Rigaku Denki Geigerflex Max III C con monocromador de grafito, radiación $K\alpha$ de Cu y velocidad de barrido de 2° por minuto.

3.2. Porosidad

Se define como porosidad al porcentaje de espacios vacíos que presenta una roca en relación a su volumen (Krumbein y Pettijohn 1938). Durante la diagénesis, se produce inicialmente una reducción de la *porosidad primaria* de la roca, hasta llegar a su desaparición. Con el aumento de la

profundidad de soterramiento se producen nuevos tipos de porosidad, llamada *porosidad secundaria* (Schmidt y McDonald 1979).

Diferentes tipos de porosidad para reservorios en areniscas fueron definidos por Pittman (1979): *intergranular* (poros que ocurren entre los granos detríticos), *por disolución* (resultante de la remoción del material soluble), *microporosidad* (poros de radio de apertura menor a 0.5 μm .) y *por fracturación* (fracturas que contribuyen al aumento de la porosidad y la permeabilidad del reservorio).

Schmidt y McDonald (1979), clasifican los tipos de porosidad secundaria y su ocurrencia a través del curso de la diagénesis. Dichos autores reconocen cinco tipos de porosidad secundaria: *por fracturas*, *por contracción del cemento*, *por disolución del material sedimentario*, *por disolución del cemento autigénico* y *por disolución de minerales de reemplazo* (Figura 3.3).

Worden y Burley (2003) mencionan los distintos tipos de porosidad primaria y secundaria que ocurren en areniscas:

- Macroporosidad intergranular primaria.
- Microporosidad intergranular entre cristales de caolinita autigénicos.
- Microporosidad intragranular primaria en fragmentos líticos alterados.
- Macroporosidad intragranular secundaria (por ejemplo dentro de feldespatos alterados).
- Microporosidad intragranular secundaria (por ejemplo en zonas de la plagioclasa en feldespatos detríticos).
- Macroporosidad intergranular secundaria (por ejemplo, disolución de cemento carbonático eogenético).
- Porosidad en macrofracturas.
- Porosidad en microfracturas.

Otro tipo de porosidad es la que se genera durante el ascenso de la columna sedimentaria o *up-lift*. Rodrigues *et al.* (2009) infieren, en venillas de calcita de la Formación Vaca Muerta en la Cuenca Neuquina, que los espacios abiertos que contribuyen a la porosidad se podrían generar debido a este proceso y a la resistencia a los esfuerzos tectónicos.

En diecisiete muestras pertenecientes a la Formación Tunas (catorce de afloramiento y tres de subsuelo), se reconocieron los diferentes tipos de porosidad mediante microscopía óptica, utilizando los criterios de Smith y McDonald (1979) y se calcularon los porcentajes. En tres muestras de areniscas extraídas del pozo PANG0001, la porosidad cuantitativa fue estimada mediante escaneo químico, con equipo Chem Scan en el GEA.

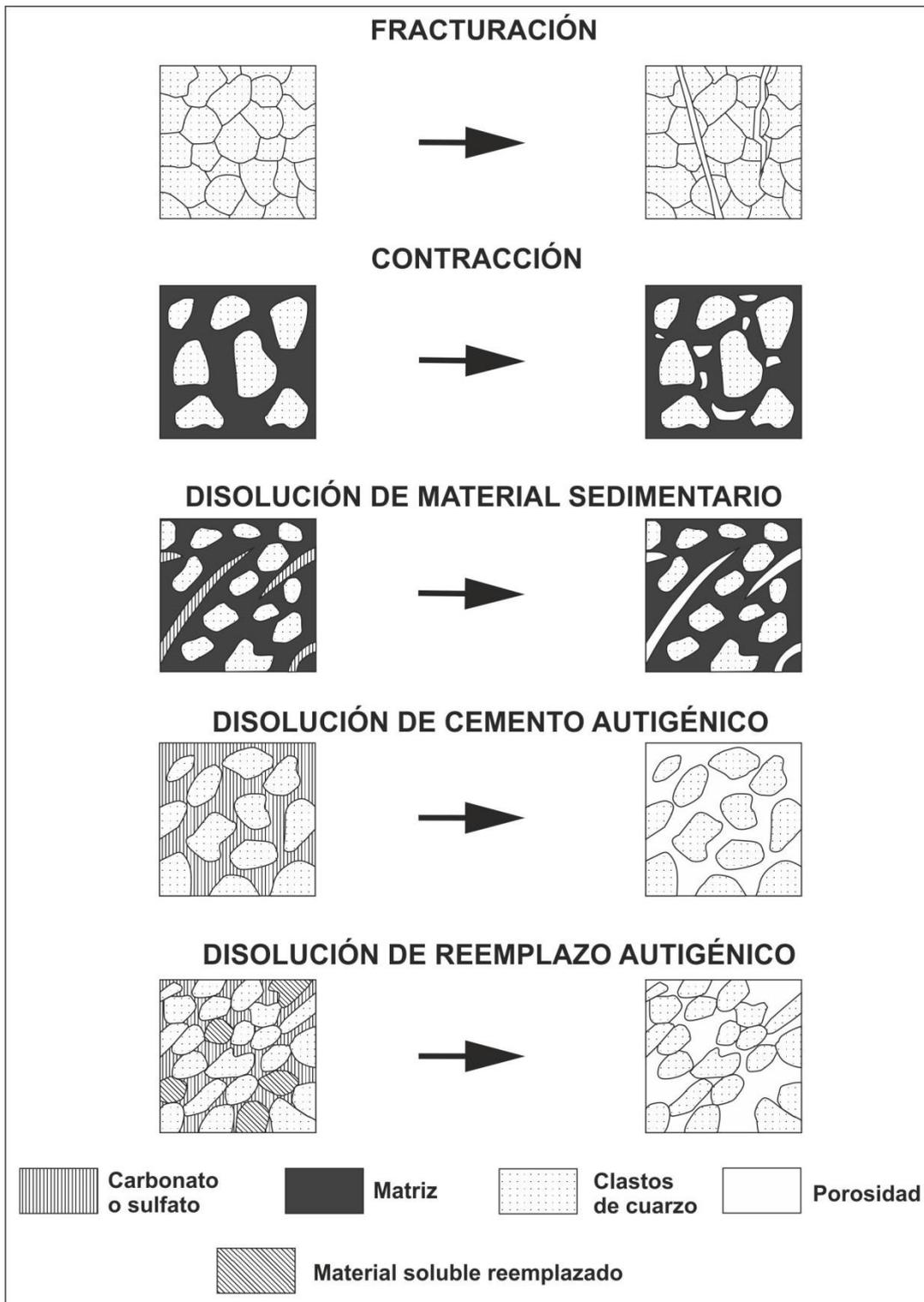


Figura 3.3. Origen textural de la porosidad secundaria (Smith y McDonald 1979).

3.3. Compactación

La compactación se refiere al conjunto de procesos que da como resultado el colapso del espacio poral en areniscas (Worden y Burley 2003). Mediante estos procesos la fábrica depositacional cambia. Existen dos tipos de fábricas postdepositacionales: de *compactación mecánica* y de *alteración química* (Harwood 1991). La compactación mecánica es más importante durante las primeras etapas

de soterramiento, antes del desarrollo de la cementación e incluye procesos tales como el deslizamiento y rotación de los granos, penetración de lábiles (fragmentos pumíceos, intraclastos, etc.) y en casos extremos la fractura de tectosilicatos. La compactación química alcanza mayor significancia al aumentar la profundidad de soterramiento, cuando la fábrica de la roca ha sido lo suficientemente condensada y la reducción del espacio poral no progresa por factores meramente mecánicos. En estas condiciones la disolución de los granos puede producirse a lo largo de los puntos de contacto entre clastos (disolución por presión) o bien por disolución masiva a lo largo de planos irregulares en areniscas y fangolitas (microestilolitas; Sibley y Blatt 1976; Wanless 1979).

Los distintos tipos de contactos fueron definidos por Taylor (1950): flotantes, puntuales, rectos, cóncavos-convexos y suturados (Figura 3.4). A medida que la compactación va progresando, los contactos entre los granos van cambiando. Una fábrica deposicional hipotética de naturaleza flotante, con fluidos ocupando el espacio intergranular, es transformada por compactación mecánica en tangencial (con contactos predominantemente puntuales). A partir de este punto comenzaría a tener importancia la compactación química, con el inicio de la disolución por presión, la que originaría contactos rectos, cóncavo-convexos y finalmente suturados (Figura 3.4).

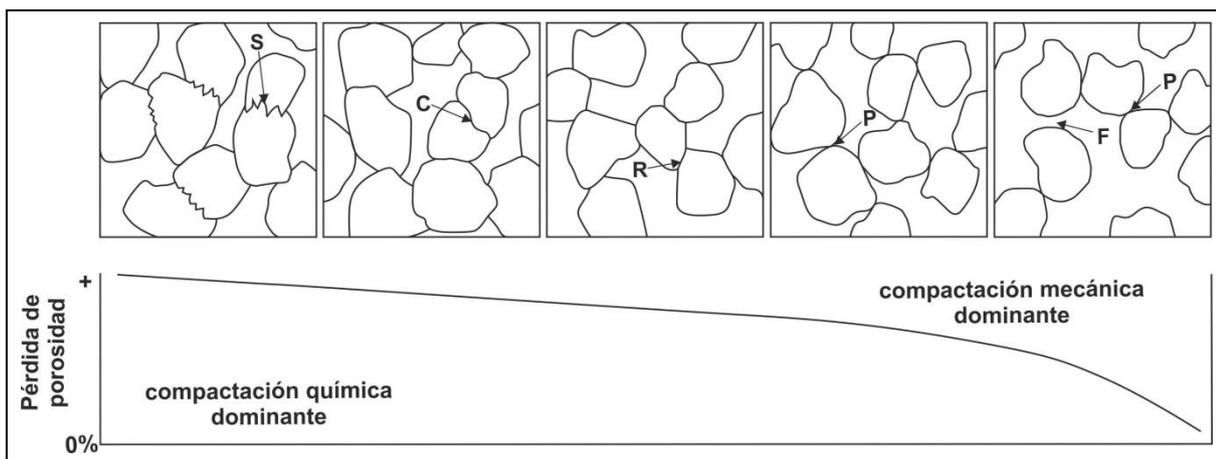


Figura 3.4. Modificaciones en la fábrica de areniscas por efecto de la compactación. A medida que aumenta la profundidad de soterramiento la compactación mecánica, inicialmente dominante, es reemplazada por compactación química. La curva muestra la pérdida de porosidad, que se produce más rápidamente durante la etapa de compactación mecánica (modificado de Scasso y Limarino 1997).

Existen varios índices definidos por distintos autores para caracterizar de forma semicuantitativa el empaquetamiento. Taylor (1950) definió el *índice de contactos* (*Contact Index, CI*) como el número de contactos entre clastos. Emery y Griffith (1954) definieron el *índice de empaquetamiento* (*Packing Index, PI*) como el producto del número de contactos entre granos observados a lo largo de una transecta, por el diámetro de las partículas atravesadas, dividido la longitud total de la transecta. De manera similar, Kahn (1956) definió la *densidad de empaquetamiento* y el *índice de proximidad de empaquetamiento*. Estos índices pueden volverse ineficaces en el estudio de areniscas con empaquetamiento cerrados, ya que no muestran mayor variación una vez que la fábrica ha sido lo

suficientemente condensada como para que no se produzcan variaciones en el número de contactos (Scasso y Limarino 1997). El *índice de contactos* propuesto por Füchtbauer (1967) y modificado por Hoholick *et al.* (1982) brinda mayor eficacia. Estos autores modificaron la relación lineal propuesta originalmente por una exponencial en base 2, además de incorporar a los clastos flotantes en el cálculo del índice. Mellon (1964), admitiendo la existencia de anisotropías en el empaquetamiento de areniscas propuso caracterizarlo mediante la definición de dos índices llamados *índices de intersección de empaquetamiento vertical y horizontal*, los que se refieren directamente a la distancia promedio entre granos. Allen (1962) definió el *índice de condensación* como el cociente entre el porcentaje de granos fijos y libres (grano fijo es aquel que presenta más del 50% de su perímetro comprometido en contactos intergranulares). Wilson y McBride (1988) definieron el índice de *empaquetamiento cerrado* (TPI; *Tight Packing Index*) como el promedio de contactos rectos, cóncavo-convexos y suturados que muestra una arenisca.

Mc Bride *et al.* (1990) realizaron un estudio sobre la variación del CI y el TPI con la profundidad. Dichos autores estudiaron muestras de las areniscas Wilcox, del Grupo Wilcox (Paleoceno-Eoceno) y la suprayacente Formación Carrizo del Grupo Claiborne (Eoceno) del centro y sur de Texas, estableciendo el “índice de empaquetamiento cerrado” (TPI) y el “índice de contactos” (CI; Taylor, 1950). Tomaron datos de cuarenta (40) muestras provenientes de distintas profundidades y construyeron un gráfico de profundidad en función del TPI y del CI, el cual consiste en una regresión lineal obtenida a partir de graficar los valores de dichas muestras (Figura 3.5). La línea de trazo punteado que se observa en el gráfico es una alternativa que plantean los autores. Ellos interpretan la variación en la compactación como lineal truncada, en donde la población superficial, primeros 1200 metros, se compacta diez veces más rápido (compactación mecánica dominante) que a grandes profundidades (compactación química dominante), basándose en la variación del CI.

En dieciséis (16) muestras pertenecientes a la Formación Tunas se efectuó el recuento de los distintos tipos de contactos entre los granos siguiendo los criterios de Taylor (1950). Los totales de cada tipo de contacto se utilizaron para calcular el índice de empaquetamiento cerrado (TPI) y el índice de contactos (CI) en cada muestra.

El TPI puede expresarse mediante la siguiente fórmula:

$$\text{TPI} = \text{promedio de } (r + c + s) \text{ (ec. 1)}$$

r: contactos rectos, c: cóncavo-convexos y s: suturados.

El CI se define como un parámetro de empaquetamiento en areniscas:

$$\text{CI} = \text{promedio de } (p + r + c + s) \text{ (ec. 2)}$$

p: contatos puntuales, r: rectos, c: cóncavo-convexos y s: suturados.

Los promedios de los valores obtenidos aplicando las ecuaciones 1 y 2 en cada localidad fueron volcados en el gráfico de profundidad en función del TPI y el CI de McBride *et al.* (1990), a fin de obtener las profundidades máximas a las que estuvieron sometidas las areniscas analizadas en la Formación Tunas.

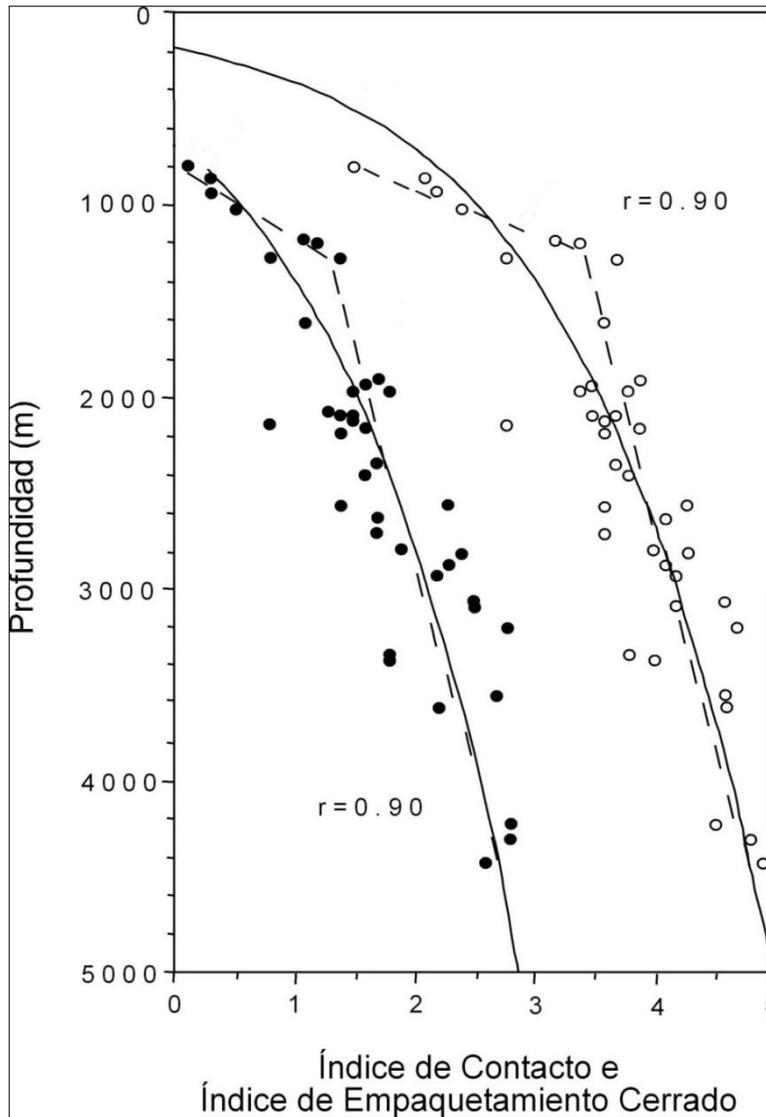


Figura 3.5. Gráfico construido por McBride *et al.* (1990), relacionando el índice de contacto y el índice de empaquetamiento cerrado con la profundidad, en muestras de la Formación Wilcox.

Teniendo en cuenta que las rocas pertenecientes a la Formación Tunas son más antiguas y tienen un grado de deformación mayor que las analizadas por McBride *et al.* (1990) en Texas, se corroboró la precisión del método con los datos obtenidos por Lesta y Sylwan (2005) mediante información sísmica.

3.4. Platina de integración

El método de la platina de integración fue desarrollado por Rosiwal-Shand (Carver 1971) y se basa en el principio del análisis planimétrico, fundado en los conceptos de Rosiwal por medio del cual se establece que las “longitudes parciales de los componentes se encuentran en relación a la longitud total de la línea de medida, como sus partes de superficie y la superficie medida”. El método fue mejorado por Shand (Carver 1971), quien introdujo un micrómetro registrador (con anterioridad se utilizaba el micrómetro ocular). Sucesivas modificaciones realizadas por varios autores dieron como

resultado distintos mecanismos semiautomáticos, uno de estos fue la platina de integración (Figura 3.6).

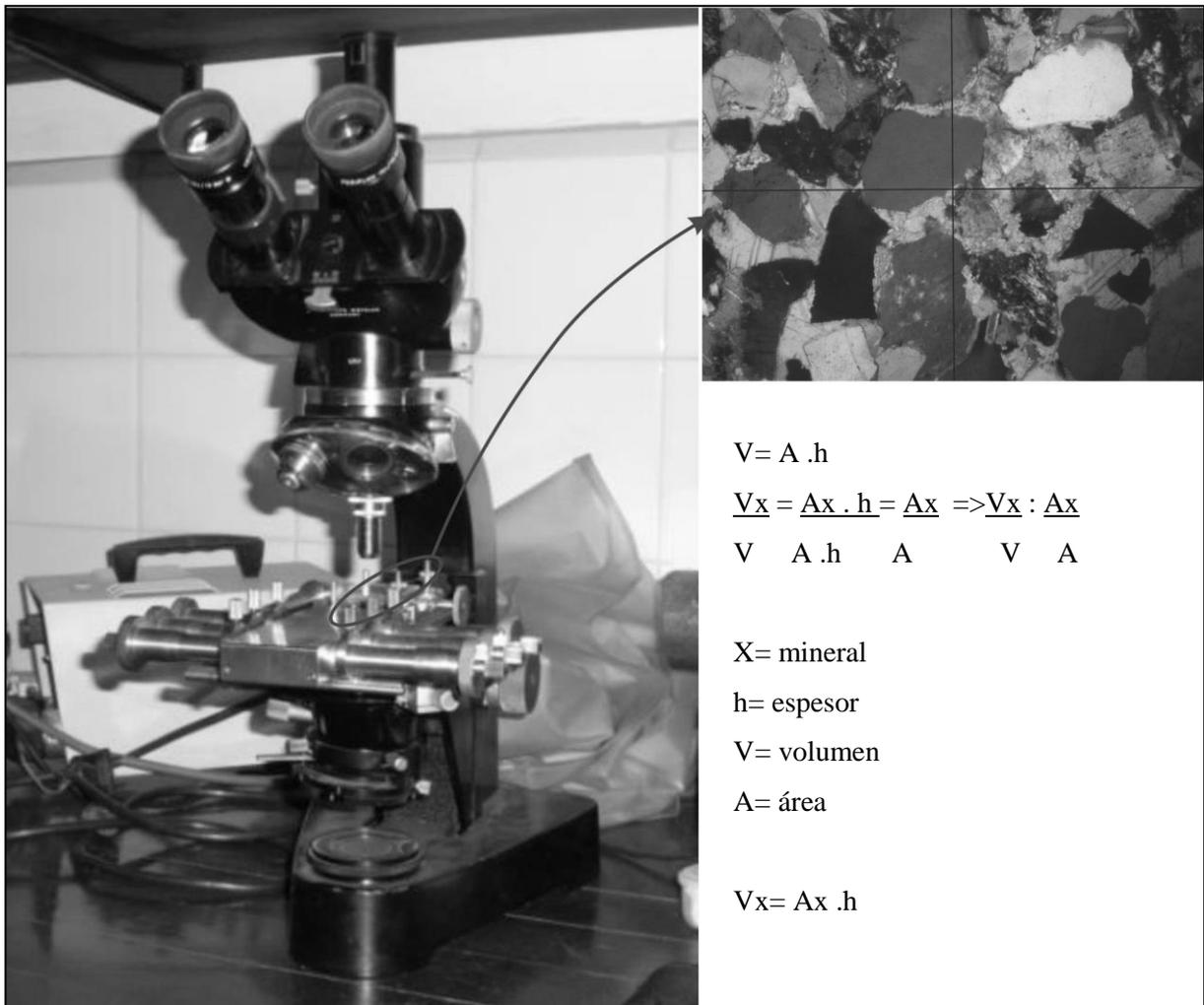


Figura 3.6. Platina de integración Leitz.

Delesse (Carver 1971) fue el primero en sugerir que existe una relación entre el área porcentual de varios minerales en una sección delgada y su porcentaje en volumen en una roca. Esta relación establece que: “en un área de roca elegida en forma aleatoria, como puede ser la representada por una sección delgada o pulida, el porcentaje del área de un mineral es una estimación consistente del porcentaje en volumen de ese mineral en esa roca” (Figura 3.6).

El método de la platina de integración consiste, por lo tanto, en la lectura sucesiva de líneas paralelas que atraviesan la sección delgada, mediante tornillos micrométricos registradores con una precisión del 0,01 mm (Figura 3.6).

3.5. Contador puntual JMicro Vision

El JMicroVision es un programa de computación que se utiliza como contador puntual (Figura 3.7). Dependiendo del objetivo del trabajo y de la precisión que se requiera, se arma una grilla de

puntos sobre microfotografías de una sección delgada. A cada componente que se quiera medir se le asigna un botón y un color en el programa para indicar automáticamente lo que se mide en cada punto.

Dependiendo del tamaño de grano de la muestra, las microfotografías son tomadas con distintos objetivos oculares, de manera que sea posible una buena visualización de los granos. Para lograr una buena precisión, la cantidad de puntos de la grilla será distinta, dependiendo del objetivo con el cual se hayan tomado las microfotografías. Se considera que la precisión es igual al área comprendida entre cuatro puntos contiguos, ya que es el margen de error que puede cometerse al quedar dicha área sin cubrir.

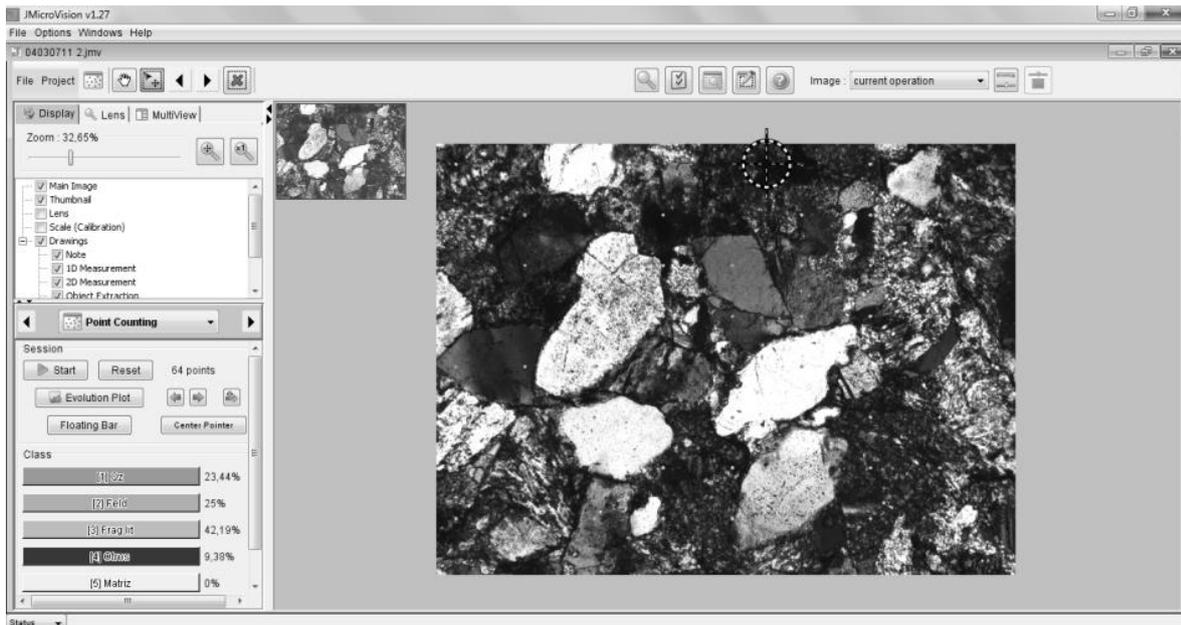
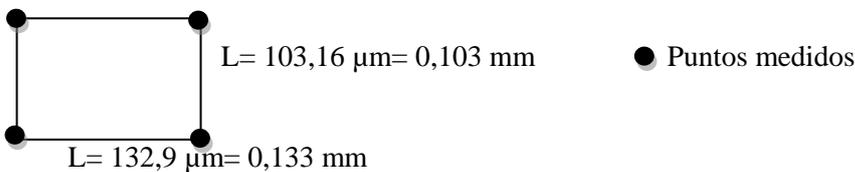


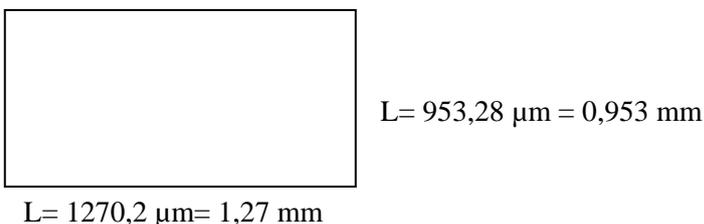
Figura 3.7. Ejemplo de imagen que se obtiene con el Contador puntual JMicroVision. Centro derecha arriba es el mouse de conteo.

En el caso de las areniscas más finas, las microfotografías fueron tomadas con un objetivo de 10x, realizando el conteo de 64 puntos en 100 fotos de una sección delgada:



Precisión = Área = 0,103 mm . 0,133 mm = 0,0137 mm²

Área de la foto (A_F):



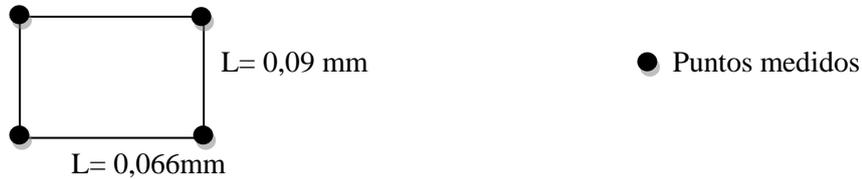
A_F = 0,953 mm . 1,27 mm = 1,21 mm²

Área de sección medida (A_S):

$$A_S = 1,21 \text{ mm}^2 \cdot 100 = 121,031 \text{ mm}^2$$

Precisión = 0,006 mm² en un área de 72,52 mm²

En el caso de las areniscas más gruesas, se utilizó un objetivo de 4x, realizando el conteo de 324 puntos en 16 fotos de una sección delgada:



Precisión = A = 0,066 mm . 0,09 mm = 0,006 mm²

Área de la foto (A_F):

$$L = 1,85 \text{ mm}$$

$$L = 2,45 \text{ mm}$$

$$A_F = 1,85 \text{ mm} \cdot 2,45 \text{ mm} = 4,5325 \text{ mm}^2$$

Área de sección medida (A_S):

$$A_S = 4,5325 \text{ mm}^2 \cdot 16 = 72,52 \text{ mm}^2$$

Precisión = 0,006 mm² en un área de 72,52 mm²

Para el conteo de los distintos tipos de contactos, se midieron 500 granos en cada sección delgada, con un total de 50 microfotografías para cada una de ellas.

En cuanto a la porosidad, se calcula el área porcentual que la misma representa utilizando el reconocimiento automático de color (la porosidad se observa en color celeste) que permite una de las opciones del programa JMicroVision.

3.6. Anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM)

Se realizaron estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM), para caracterizar la deformación interna de distintas muestras pertenecientes a la Formación Tunas. La ASM es una técnica efectiva utilizada para medir la petrofábrica de las rocas, ya sea de origen primario o tectónico (Graham 1954; Borradaile 1988). El método se basa en la medición de la orientación e intensidad (K) de la susceptibilidad magnética en una muestra de roca (Gleizes *et al.* 1993).

Una forma de determinar la ASM, es mediante la respuesta que da una roca al ser sometida a la acción de un campo magnético débil, relacionando el grado de magnetización adquirida con el campo magnético aplicado. Esto mismo queda evidenciado en la fórmula que se detalla a continuación:

$$K = M/H$$

K es la susceptibilidad magnética, M la magnetización adquirida y H es el campo magnético aplicado.

El comportamiento magnético de las rocas en un campo débil de magnitud constante depende de algunos factores, tales como: la orientación preferencial cristalográfica, la fábrica de forma de los minerales, la composición y en menor medida la distribución y tamaño de los granos minerales y las microfracturas (Parés y Van Der Pluijm 2004). Así, una sustancia isótropa será aquella en la cual la magnetización inducida en un espécimen de forma simétrica tiene la misma intensidad independientemente de la dirección en la cual se aplica el campo. En cambio, hay otras sustancias en las cuales la magnetización inducida sí depende de la orientación de la muestra dentro del campo. Estas rocas son magnéticamente anisótropas.

La anisotropía de susceptibilidad magnética de las rocas puede ser visualizada como un elipsoide de susceptibilidad, con tres ejes perpendiculares entre sí: K_{\max} , K_{int} , K_{\min} , (o K_1 , K_2 y K_3) de manera tal que la intensidad de magnetización mayor se induce a lo largo del eje más largo y la intensidad más débil se induce concordantemente con el eje más corto; así, en una sustancia isótropa estos tres ejes son iguales y el elipsoide se convierte en una esfera (Figura 3.8).

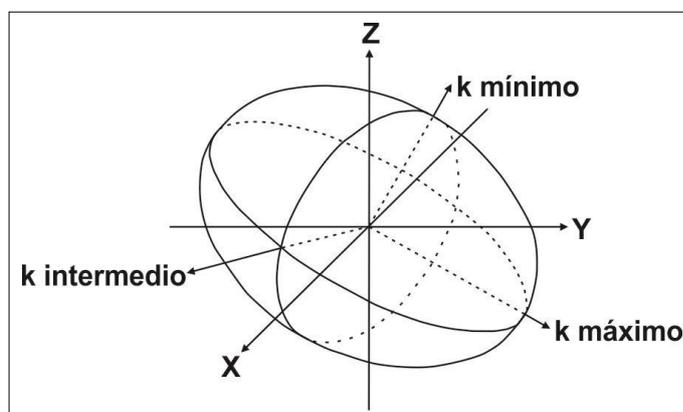


Figura 3.8. Elipsoide de susceptibilidad magnética, con tres ejes ortogonales que corresponden al máximo, intermedio y mínimo (Tarling y Hrouda 1993). La orientación en el espacio se define en un sistema de coordenadas (x,y,z).

Los parámetros a tomar en cuenta son el grado de la anisotropía (P) y la forma del elipsoide (T), así como también la orientación espacial de los ejes principales. Sus propiedades más importantes son las siguientes:

- El elipsoide de susceptibilidad tiende a ser coaxial con el elipsoide total de deformación con una correspondencia una a una de los ejes principales (Figura 3.9).
- El elipsoide de susceptibilidad tiende a ser coaxial con la petrofábrica; el eje K_3 es perpendicular a la foliación, que puede ser el polo del plano de estratificación en rocas sedimentarias, polos de planos de foliación magmática, o bien los polos de la foliación o el clivaje en rocas deformadas en el estado sólido.
- Si la fábrica magnética es enteramente de origen deposicional o bien la fábrica tectónica es paralela a la estratificación, es esperable que el ángulo entre K_3 y el polo del plano de estratificación sea pequeño.
- K_1 es paralelo a la lineación, que puede ser de origen tectónico, corresponder a la dirección de un

flujo magmático y/o estar dominado por la dirección de las paleocorrientes.

- A K_3 se lo denomina "polo de foliación magnética" y a K_1 "lineación magnética".

- La forma del elipsoide de susceptibilidad está directamente relacionada con la fábrica de las rocas. En determinados tipos de rocas se halla una relación cuantitativa entre L (lineación) o F (foliación), o cualquier otro parámetro que involucre la longitud relativa de los ejes de susceptibilidad y la intensidad de las orientaciones lineares o planares respectivamente.

- En el caso de deformación en estado sólido existe una relación directa entre la ASM y la deformación. Una aplicación cuantitativa de la ASM en estos casos, solo es posible cuando se lleva a cabo una calibración con el esfuerzo y la anisotropía original de la roca, en caso contrario solo se puede realizar una relación cualitativa, dado que las rocas más anisótropas son aquellas más deformadas.

- Las medidas de ASM no son afectadas por magnetizaciones remanentes naturales o artificiales.

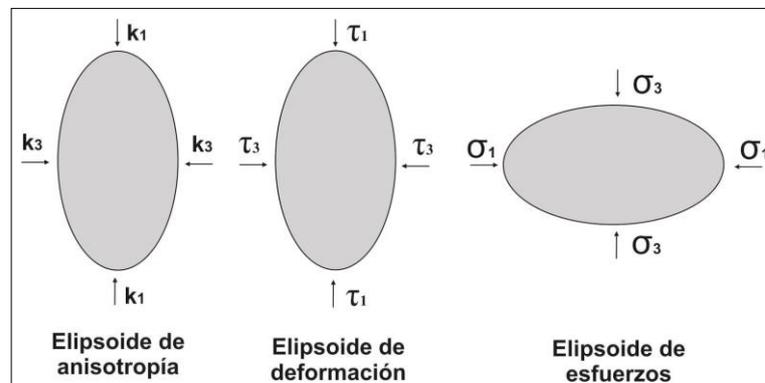


Figura 3.9. Relaciones entre el elipsoide de anisotropía, deformación y esfuerzo. K_1 : eje máximo de anisotropía; K_3 : eje mínimo de anisotropía; τ_1 : eje máximo de deformación; τ_3 : eje mínimo de deformación; σ_1 : eje de máximo esfuerzo; σ_3 : eje de mínimo esfuerzo.

La forma más simple y rápida de visualizar los datos obtenidos sobre las direcciones de los ejes principales de susceptibilidad es a través de una red estereográfica. Lo más común es utilizar el hemisferio inferior y plotear los datos de K_{max} , K_{int} y K_{min} con símbolos diferentes, para así poder distinguir la forma de los elipsoides y comparar fácilmente con datos estructurales: clivaje, fracturas, etc. (Figura 3.10). Por otro lado, el parámetro de forma (T) da una idea de la forma del elipsoide: si la forma del elipsoide es oblada entonces $T > 0$ y si es prolada $T < 0$ (Tarling y Hroudá 1993).

Para realizar las mediciones de las direcciones de AMS se utilizó un equipo Kappabridge MFK-1A (Geofyzika Brno), disponible en el Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel A. Valencio" (IGEBA) del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires (Figura 3.11). Previamente a realizar la medición, es necesario ingresar el dato de la orientación de la muestra en el campo porque los resultados direccionales de la ASM vienen dados en coordenadas de espécimen (sin corrección de campo) y en coordenadas geográficas (con corrección de campo). Las mediciones de salida del Kappabridge se analizan con el programa de computación Anisoft42 con el que se obtienen tanto los resultados direccionales como escalares de los ejes de ASM, o sea los elipsoides con sus respectivos parámetros estadísticos, tanto *in situ* como con corrección de estructura y los valores del

grado de la AMS (P) y el parámetro de forma (T). La corrección por estructura puede realizarse automáticamente mediante el programa, llevando los planos de estratificación a la horizontal.

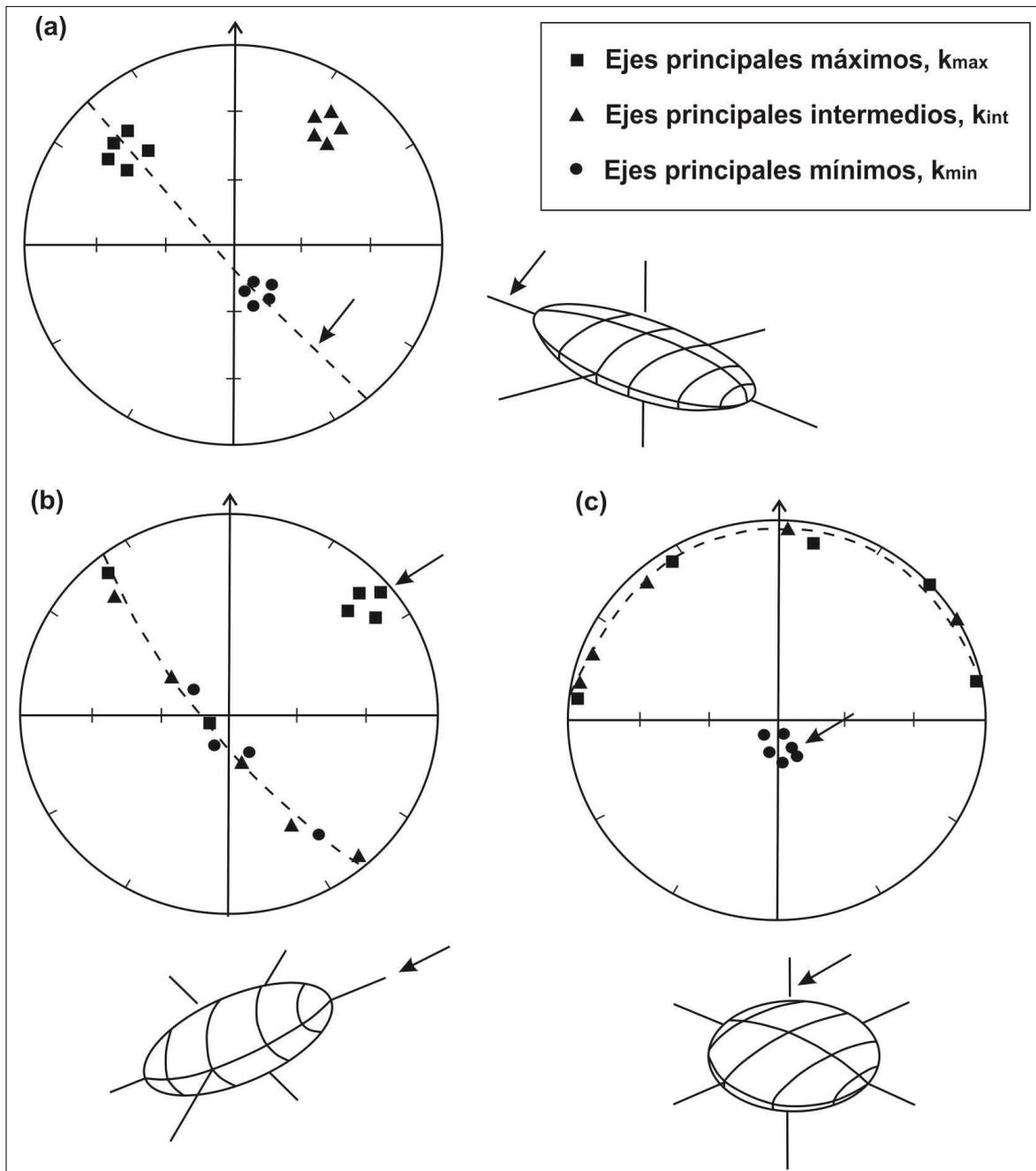


Figura 3.10: Datos direccionales plotados sobre una red estereográfica: a) elipsoide triaxial; b) elipsoide prolado; c) elipsoide oblado (Tarling y Hrouda 1993).

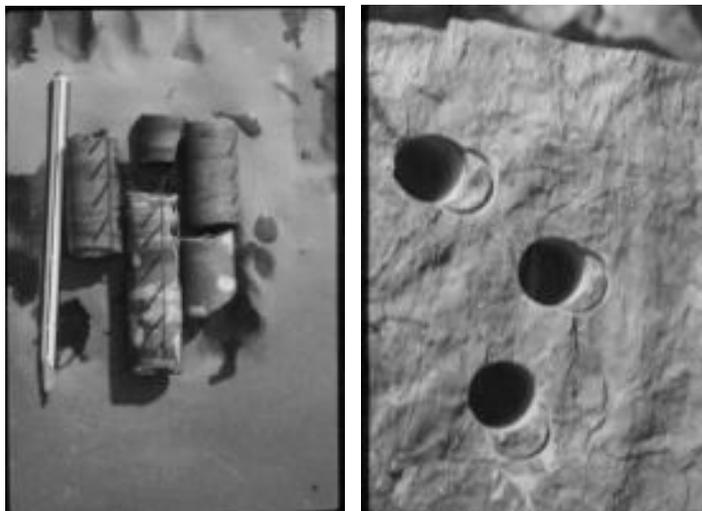


Figura 3.11. Arriba, equipo Kappabridge que se utilizó para la medición de la AMS. Abajo, derecha especímenes provenientes de la Formación Tunas, utilizados para la medición.

Para este trabajo se utilizaron 480 muestras, pertenecientes a las facies 1, 2 y 3, correspondientes a un muestreo que fue realizado para el estudio paleomagnético de la Formación Tunas en el marco de una Tesis Doctoral presentada en la Universidad de Buenos Aires (Tomezzoli 1997). Se utilizaron especímenes estándar provenientes de nueve localidades distintas de la Formación Tunas que abarcan la casi totalidad de la secuencia (Figura 1.2).

3.7. Inclusiones fluidas (IF)

Con el objetivo de analizar los fluidos entrampados durante la diagénesis, se llevó a cabo un estudio de inclusiones fluidas. Las inclusiones fluidas son cavidades rellenas de fluido que quedan entrampadas dentro de los minerales. Cuando se encuentran en minerales diagenéticos, representan la única manera directa de estudiar los fluidos presentes en ambientes diagenéticos antiguos, obteniéndose información acerca de las temperaturas, presiones y composición de los fluidos (Goldstein y Reynolds 1994).

Dicha técnica fue desarrollada inicialmente por Sorby (1858), actualizada por Roedder (1984) y por Goldstein y Reynolds (1994), entre otros. El estudio de las inclusiones fluidas permite conocer la composición de los fluidos que circularon en el momento en que un mineral precipita o recristaliza, así como también la temperatura mínima a la cual esto sucede.

En primer lugar se analizó la petrografía de las inclusiones fluidas, mediante microscopía de transmisión, utilizando un microscopio Leica (Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur) y uno Nikon (Laboratorio de Luminiscencia del Departamento de Geología).

El objetivo del análisis petrográfico de las inclusiones fluidas es establecer los diferentes grupos de inclusiones presentes y determinar el momento del entrapamiento relativo a la formación del mineral que las contiene. Existen tres categorías de inclusiones fluidas según su origen, deducido en base a criterios petrográficos: (1) primarias, (2) pseudosecundarias y (3) secundarias (Roedder 1962; 1963; 1972; 1979; 1984; Goldstein y Reynolds 1994). Las inclusiones fluidas primarias se forman durante las etapas de crecimiento del mineral y contienen los fluidos que le dieron origen. Las inclusiones pseudosecundarias se entrapan en planos de crecimiento del cristal y en fracturas que se forman antes de que termine el crecimiento del cristal contenedor, por lo que sus fluidos están relacionados genéticamente con dicho cristal. Las inclusiones secundarias se entrapan en fracturas posteriores a la formación del cristal, de modo que los fluidos que contienen no tienen relación con el origen del mineral, sin embargo registran los fluidos que estuvieron en contacto con el mismo con posterioridad a su formación, durante su historia evolutiva de soterramiento o exhumación.

A continuación, se llevaron adelante los estudios relacionados a la petrografía de las fases presentes teniendo en cuenta los criterios de Cesaretti *et al.* (2000), donde se considera el número de fases presentes, estado de las mismas (sólido, líquido, vapor) y sus relaciones mutuas.

Posteriormente, se efectuaron estudios de fluorescencia con luz incidente (epifluorescencia), en microscopio Nikon, con una lámpara de mercurio de 100W (halógena) que provoca la luminiscencia del material. Se utilizó filtro ultravioleta (con longitud de onda que va desde 334 a 365 nm), filtro azul (con longitud de onda que va desde 435 a 490 nm) y filtro verde (con longitud de onda de 546 nm), debido a que los hidrocarburos (HC), tanto líquidos como gaseosos poseen la propiedad de emitir fluorescencia cuando son expuestos a estas longitudes de onda. El espectro de luz emitida es cualitativamente determinado por observación visual del color de la luz fluorescente. En general, los HC líquidos (petróleo) presentan fluorescencia desde verdoso (HC más inmaduros) hasta amarillo (amarillo dorado en su punto óptimo de maduración), con filtro ultravioleta, mientras que los HC en estado gaseoso presentan fluorescencia de color celeste con filtro ultravioleta y no presentan fluorescencia con filtro azul (Riecker 1962).

Por último la muestra fue despegada, durante un día, con acetona para realizar los ensayos microtermométricos de las inclusiones fluidas. Los mismos se llevaron a cabo con platina Linkam MDS 600, instalada en un microscopio petrográfico Olympus BX50 con luz transmitida, en el Departamento de Geología, de la Universidad Nacional del Sur (Figura 3.12). Dicha platina permite el

calentamiento de las muestras y su enfriamiento, utilizando para este último ensayo nitrógeno líquido que provoca el descenso de la temperatura hasta -180°C .

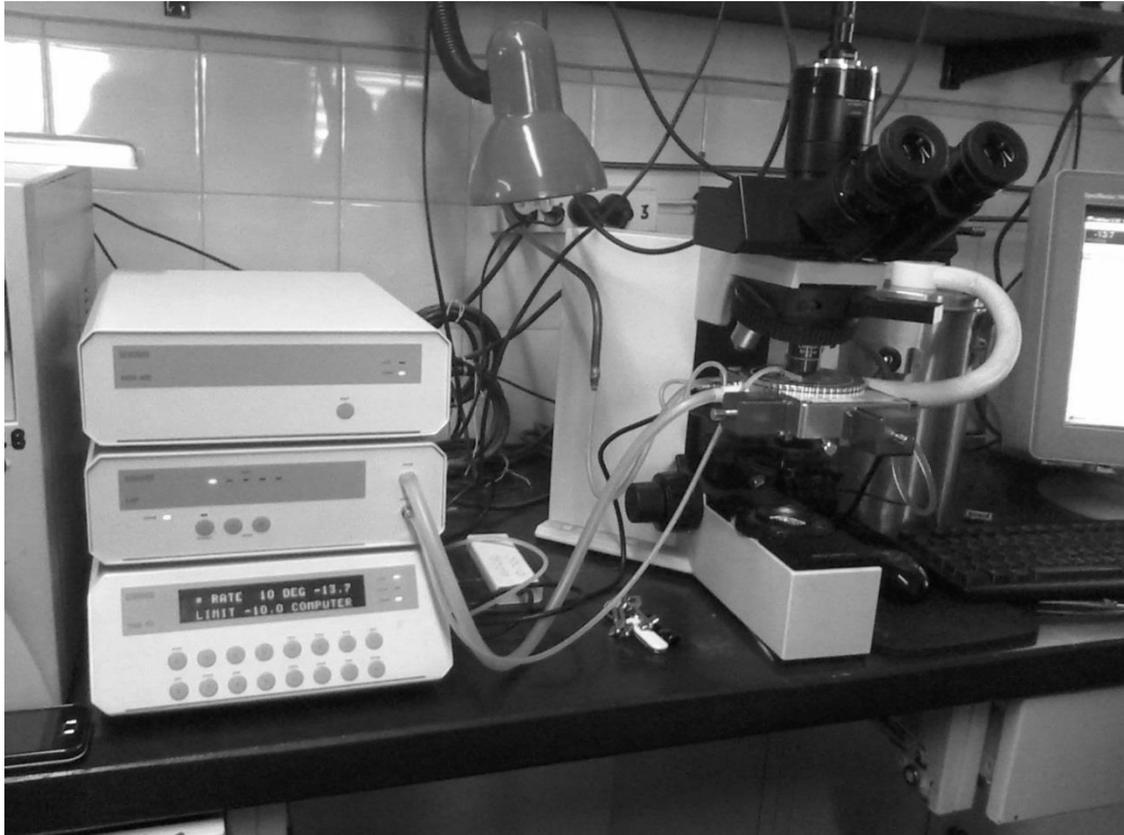


Figura 3.12. Platina Linkam MDS 600, instalada en un microscopio petrográfico Olympus BX50, utilizada para realizar los análisis microtermométricos de las inclusiones fluidas (Universidad Nacional del Sur).

En el caso del congelamiento, la calibración de la platina Linkam se realizó con agua destilada, obteniéndose un error de $0,2^{\circ}\text{C}$. En el caso del calentamiento se calibró el equipo con una sal estándar número 9780, proporcionada por Merk Schmelzkörper, que pasa al estado líquido a 180°C , obteniéndose un error de $1,7^{\circ}\text{C}$, valores que fueron tenidos en cuenta para efectuar la corrección de las mediciones realizadas.

El congelamiento consiste en provocar la solidificación (bajo observación microscópica) de las fases fluidas mediante la disminución de la temperatura. La temperatura de fusión inicial (temperatura eutéctica; T_e) de una sustancia solidificada es función de su composición y la temperatura de fusión final del sólido formado es función de su concentración, por lo cual ambas determinaciones permiten identificar el componente y estimar el contenido total de sales disueltas en fluidos acuosos subsaturados en sales. La lectura de la temperatura de fusión final se toma cuando el último cristal de hielo desaparece mediante el calentamiento de una inclusión previamente congelada (González-Partida *et al.* 2008).

El análisis microtermométrico por calentamiento consiste en someter la muestra a un aumento de la temperatura (a temperaturas positivas) hasta homogeneizar las diferentes fases presentes en la inclusión. La temperatura de homogeneización (T_h) brinda información sobre la temperatura mínima

de formación del cristal. Este ensayo se efectúa en las mismas inclusiones que se analizaron por congelamiento. En resumen, puede decirse que del análisis microtermométrico en inclusiones fluidas se obtienen tres tipos fundamentales de información: (1) T_e o temperatura eutéctica del sistema, representativa del compuesto atrapado, (2) T_{ff} o T_m o temperatura de fusión del último cristal de hielo dentro de una inclusión, representativa de su concentración y (3) T_h o temperatura de homogeneización de las fases presentes, temperatura mínima de formación de esa inclusión.

A partir del análisis microtermométrico de las inclusiones fluidas de composición acuosa es posible obtener valores de salinidad, mediante la fórmula de Bodnar (1998), utilizando los puntos de fusión final (T_m):

$$\text{Salinidad (wt.\%)} = 0.00 + 1,78 T_m - 0,0442 T_m^2 + 0,000557 T_m^3$$

El comportamiento de las inclusiones fluidas de composición orgánica es mucho más complejo. Los componentes orgánicos tienen la capacidad de deprimir los puntos de fusión del sólido acuoso, por lo cual la información obtenida no debería tenerse en cuenta para determinaciones de salinidad (Cesaretti *et al.* 2000). También fue posible estimar la densidad de las inclusiones fluidas a partir de la temperatura de homogeneización, mediante el gráfico de Goldstein y Reynolds (1994) y la presión de atrapamiento, utilizando los gráficos de Roedder (1994).

3.8. Contenido Total de Materia Orgánica (COT)

Esta técnica se utiliza para medir la cantidad de carbono de origen biológico que ha sido depositada y luego soterrada y conservada a través del tiempo geológico. Se pulveriza 1g de muestra y luego se remueve el carbono inorgánico mediante un tratamiento químico con ácido clorhídrico. La muestra se introduce en un equipo LECO en el cual, básicamente, se oxida el carbono a dióxido de carbono. Este último es detectado mediante un detector de conductividad térmica (Jarvie, 1991). La relación entre el peso de CO_2 generado y el peso original de la muestra es el porcentaje de Carbono Orgánico presente en la misma.

Se obtuvieron valores de COT en muestras de subsuelo de la Formación Tunas, en el pozo PANG0001, mediante equipamiento del Instituto LANAIS CONICET, del Departamento de Agronomía de la Universidad Nacional del Sur.

3.9. Análisis de calidad de la materia orgánica: Petrografía del carbón y análisis de la vitrinita

El preparado de las muestras y los estudios de petrografía del carbón y de análisis de la vitrinita se realizaron en el Laboratorio de Petrografía de Carbones del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA), de la Universidad de Concepción (Concepción, Chile). Se prepararon siete briquetas según las normas ASTM D5671-95 y ASTM D 2797-07, las cuales fueron analizadas según las normas establecidas por la ICCP (Figura 3.13). Las muestras corresponden a carbón y pelitas carbonosas pertenecientes a la Formación Tunas, extraídas en el pozo PANG0001, cinco provenientes de la parte inferior de perfil y dos de la parte superior. Inicialmente se reconocieron los macerales y,

mediante contador puntual, se calculó el porcentaje de los mismos y de la materia mineral. Se midió la reflectancia en distintos macerales de la vitrinita.

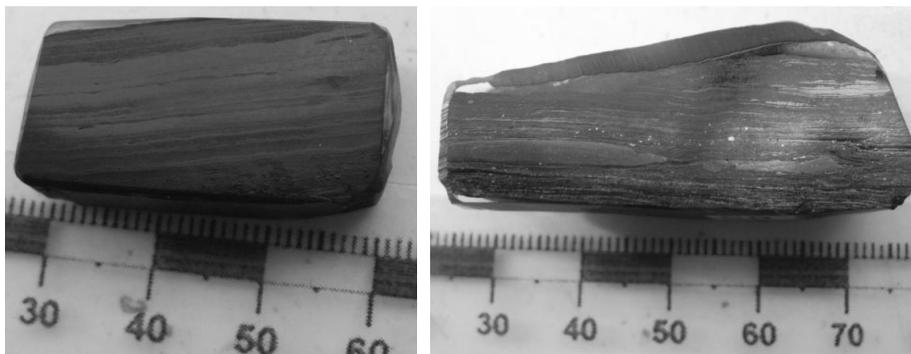


Figura 3.13. Briquetas de carbón y fangolitas carbonosas preparadas para estudios de petrografía de carbón, según las normas ASTM D5671 - 95 y ASTM D 2797 - 07.

El equipo utilizado para la Petrografía de carbones corresponde a un microscopio Leitz MPV-Combi con retículo incorporado, con objetivo 32x para aceite de inmersión y contador automático Swift (Figura 3.14). Para el caso del conteo de macerales, la distancia entre puntos debe ser de 0,5 mm. Se miden como mínimo 1000 puntos sobre toda la superficie útil de una briqueta, pulida según especificaciones de norma ASTM 2797. Se contabiliza sólo el maceral (o partícula mineral) que se encuentra en la intersección del retículo del microscopio.

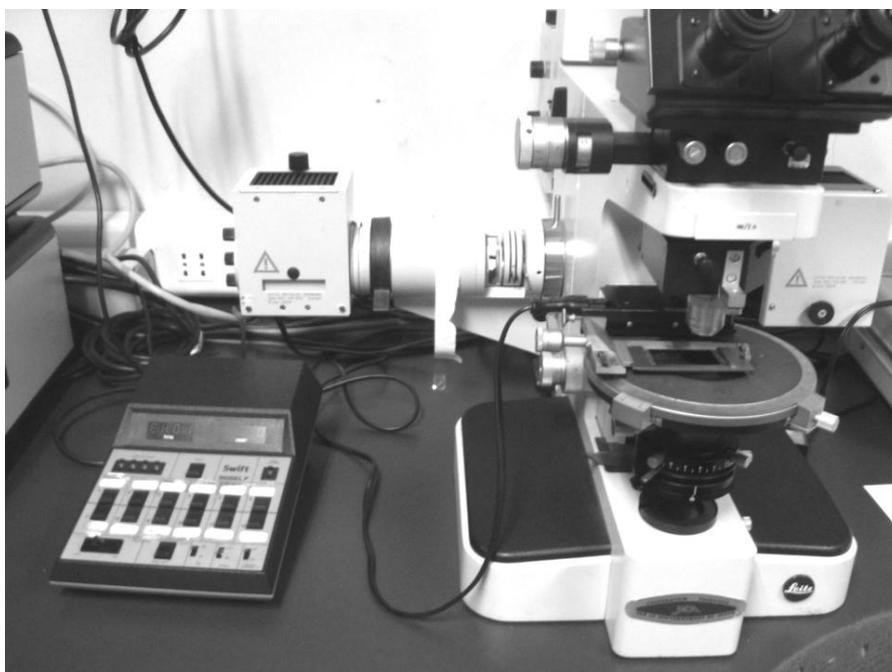


Figura 3.14. Microscopio Leitz MPV-Combi con retículo incorporado y contador automático Swift utilizados para realizar la petrografía del carbón. Instituto de Geología Económica Aplicada de la Universidad de Concepción, Chile.

A los efectos de medir la reflectancia, se utiliza un equipo Leitz ORTHOPLAN-POL con fotómetro espectral Leitz MPV-SP, con suministro de corriente de energía estable y una unidad de control MPV COMB (Figura 3.15). Se utilizó un estándar de SiC, con reflectividad de 7,47. Con el

contador se miden 100 puntos por muestra, utilizando las bases de la norma ASTM D 2798-99. En carbones de alto rango se recomienda realizar mediciones sólo en el maceral collotelinita (los macerales serán definidos más adelante).

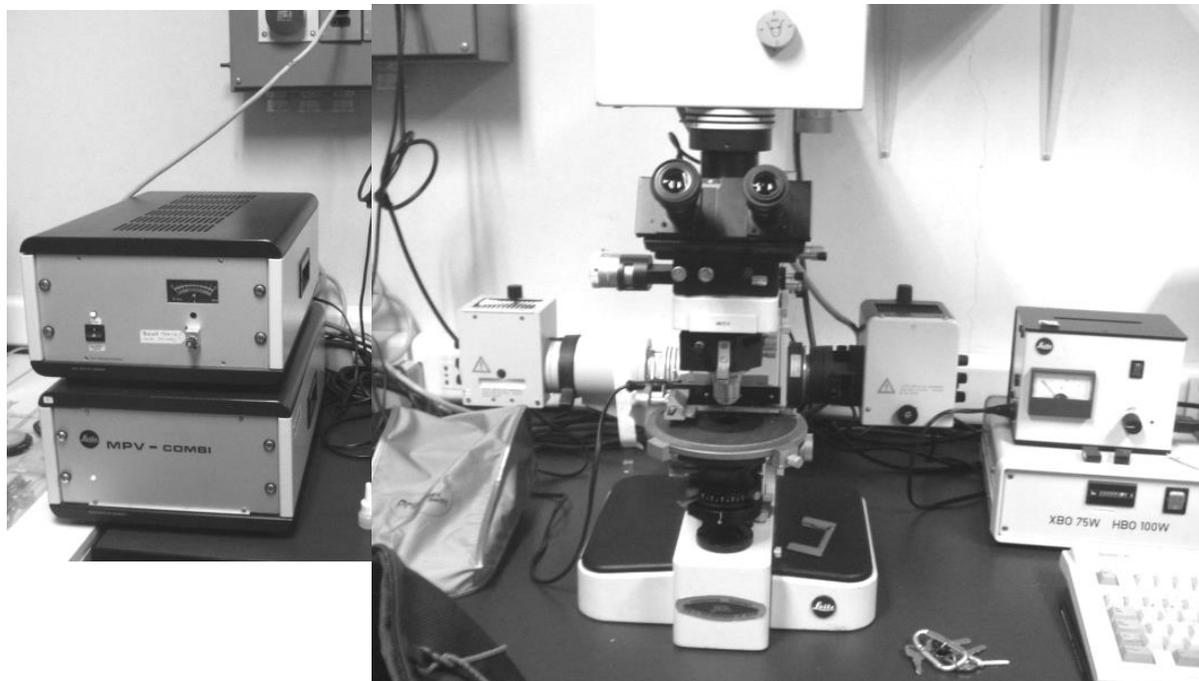


Figura 3.15. Equipo Leitz ORTHOPLAN-POL con fotómetro espectral Leitz MPV-SP utilizado para medir la reflectancia de la vitrinita. Instituto de Geología Económica Aplicada de la Universidad de Concepción, Chile.

Los valores de reflectancia de la vitrinita obtenidos se utilizaron para conocer el rango de las muestras de carbón y el porcentaje de materia volátil que contienen, utilizando los gráficos de Kotter (1960) y de Borntraeger (1982). El primero muestra la relación entre la reflectancia de la vitrinita y el porcentaje de materia volátil, relacionándolo a su vez con el rango del carbón (según las normas ASTM). El segundo muestra la relación entre la reflectancia de la vitrinita, el rango del carbón (según las normas ASTM), el porcentaje de materia volátil que contiene y permite observar en qué estadio de la ventana de generación se encuentra.

Se estimó la profundidad máxima de soterramiento para las muestras extraídas mediante el gráfico de reflectancia-profundidad, extraído de Teichmüller (1979). En este gráfico se encuentra representada la reflectancia de la vitrinita y las profundidades de muestras de carbón provenientes de distintos lugares de Alemania, con distintos gradientes geotérmicos. Se utilizó la curva de las muestras de Scheibenhardt (con un gradiente geotérmico de $7,7\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, un poco mayor al normal), ya que presentan valores que se ajustan mejor a los de los carbones de la Formación Tunas.

Se obtuvieron temperaturas máximas a las cuales habría estado sometido el carbón de la Formación Tunas, a partir de graficar los valores de R_o en el gráfico elaborado por Teichmüller (1979). Los gráficos pueden observarse en el capítulo 13.

Se efectuó una comparación de los valores de profundidad de muestreo del Pozo PANG0001 con los valores de profundidad obtenidos en función de los valores de R_0 medidos para la Formación Tunas. Comparando ambos valores, se obtuvieron dos rectas de regresión lineal y calculando la diferencia entre ellas en tres puntos distintos de las rectas ($R_0= 0$, $R_0= 1$, $R_0= 3$) se obtuvo un valor aproximado del ascenso de la columna sedimentaria.

CAPÍTULO 4

ANTECEDENTES DE LAS SIERRAS

AUSTRALES DE LA PROVINCIA DE

BUENOS AIRES Y CUENCA DE

CLAROMEcó

4 – ANTECEDENTES DE LAS SIERRAS AUSTRALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES Y CUENCA DE CLAROMECÓ

La Formación Tunas, objeto de estudio de esta tesis, se encuentra aflorante en la porción nororiental de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires o Sistema de Ventania, desde el norte de la Sierra de Las Tunas, a la latitud de la Estancia Sauce Corto, hasta el sur en la Sierra de Pillahuincó. La formación continúa en subsuelo hacia el este en lo que se conoce actualmente como Cuenca de Claromecó (Ramos 1984; Figura 1.1). A continuación se presentarán antecedentes que resultan importantes para este trabajo, acerca de las Sierras Australes, de la Cuenca de Claromecó y particularmente de la Formación Tunas.

Las Sierras Australes han sido de gran interés científico e histórico. Wegener (1912; 1929) publicó su teoría sobre la migración de los continentes basado, entre otros datos, en la similitud geológica entre África y América del Sur. En 1916, Keidel en los Anales de la Dirección de Minería, establece la correlación entre Ventania y la Cordillera de El Cabo en el sur del continente africano.

En las Sierras Australes afloran rocas cuyas edades van desde el Precámbrico Tardío hasta el Pérmico, encontrándose las más antiguas hacia el oeste y las más modernas hacia el este. Depósitos cenozoicos cubren en discordancia a estas unidades. Los afloramientos se encuentran entre los 37° y 39° de Latitud Sur y 61° y 63° de Longitud Oeste (Tomezzoli y Cristallini 1998). El rumbo general de la cadena es noroeste-sudeste y la vergencia es nororiental, disminuyendo la intensidad de la deformación de oeste a este (Harrington 1947) (Figura 1.1).

La estructura de las Sierras Australes fue interpretada inicialmente como un sistema intensamente deformado por plegamiento puro (Harrington 1947). Luego surgieron nuevas contribuciones que analizaron la estructura desde distintos puntos de vista, interpretando su evolución mediante diferentes modelos tectónicos. Rossello y Massabie (1981) sugieren un modelo de deformación coaxial, como resultado de una deformación por cizalla pura no-rotacional. Otros autores asumen un modelo de deformación no coaxial que reflejan condiciones de deformación dominadas por procesos de cizalla simple, algunos de ellos por cizalla dextral (Cobbold *et al.* 1987, 1991; Japas 1995a, 1995b, 1999; Rossello y Massabie 1992) y otros sinistral (Sellés Martínez 1989; von Gosen *et al.* 1990). Ramos (1984), Von Gosen *et al.* (1991) y Tomezzoli y Cristallini (1998, 2004) consideran a las Sierras Australes como una faja corrida y plegada. Algunos autores asumen que la estructura de las Sierras Australes es producto de una colisión intercontinental entre Patagonia y Gondwana durante el Carbo-Pérmico (Ramos 1984; Pángaro y Ramos 2012). Otros autores sugieren un sistema de bloques continentales que se mueven como resultado de un evento tectónico que produce una fragmentación de la corteza a través de fallas transformantes (Kostadinoff 1993; Álvarez 2004; Kostadinoff 2007; Gregori *et al.* 2003; Gregori *et al.* 2008). Tomezzoli (2012) sugiere que la deformación es una combinación de ambos procesos que ocurre entre el Devónico Tardío y el Pérmico Temprano.

En base a los estudios paleomagnéticos (Tomezzoli y Vilas 1999), a edades de re-cristalización de la illita (Buggisch 1987) y a la presencia de estratos de crecimiento (López Gamundi *et al.* 1995), se puede definir la edad de la deformación de las Sierras Australes como Pérmica Temprana.

La sucesión sedimentaria del Carbonífero Tardío al Pérmico Tardío en las Sierras Australes es referida como Grupo Pillahuincó (Harrington 1947). Este grupo ha sido dividido en cuatro formaciones llamadas, de base a techo: Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas (Harrington 1972).

Según los estudios de Lopez Gamundi (1996), las formaciones Sauce Grande, Piedra Azul y Bonete comparten una procedencia cratónica común, derivada del macizo de Tandilia ubicado al noreste y una evolución sedimentaria integrada por condiciones glacimarinas (Formación Sauce Grande), seguidas por una transgresión representada por sedimentación de plataforma abierta (Formaciones Piedra Azul y Bonete). Por el contrario, para la Formación Tunas se infieren áreas de procedencia diferentes, evidenciadas por paleocorrientes dominantes desde el sudoeste y modas detríticas caracterizadas por porcentajes bajos a moderados de cuarzo y abundantes fragmentos líticos de origen volcánico y metamórfico. Dicho autor interpreta que estas modas son típicas de cuencas que evolucionaron de una fase inicial extensional a una parte posterior de antepaís. Estas características se relacionarían con eventos tectónicos que habrían afectado el margen sudoccidental de la cuenca durante el Pérmico Medio y Tardío (Massabie *et al.* 2005). Un rasgo común de las formaciones Sauce Grande, Piedra Azul y Bonete es su marcada tendencia a adelgazarse hacia el norte.

Alessandretti *et al.* (2013) sugieren, para la secuencia estratigráfica correspondiente al Grupo Pillhuincó, una transición entre rocas que fueron depositadas y derivan de un ambiente de margen pasivo hasta rocas con características geoquímicas y petrográficas que indican una proveniencia de margen continental activo.

La Formación Sauce Grande alcanza un espesor máximo de 1100m y está formada principalmente por diamictitas, areniscas y en menor proporción fangolitas (Andreis *et al.* 1987). La mayor parte de las diamictitas se interpretan como depósitos glacimarininos (Coates 1969; Harrington 1980; Andreis 1984). El contenido paleontológico de la Formación Sauce Grande en afloramiento es escaso y se limita a restos de bivalvos mal conservados (*Astariella? Pusilla*; Harrington 1947). El contenido palinológico indica una edad Pennsylvaniana-Cisuraliana (Di Pasquo *et al.* 2008). Han sido encontradas también esporas en la sección diamictítica del Pozo Puelches que sugieren edad Carbónica Tardía a Pérmica Temprana (Archangelsky *et al.* 1987).

Apoyada en contacto concordante transicional con la Fm Sauce Grande se encuentra la Formación Piedra Azul, que alcanza 300m de espesor (Harrington 1947; Japas 1986). Está integrada mayormente por fangolitas, facies heterolíticas y escasas areniscas finas con estratificación entrecruzada. Se han encontrado restos de gasterópodos en deficiente estado de preservación correspondientes al género *Murchisonia sp.* (Harrington 1947).

La Formación Piedra Azul se depositó en un ambiente marino una vez finalizadas las condiciones glaciares. La sedimentación habría tenido lugar dentro de un contexto transgresivo,

resultando del ajuste isostático postglacial que favoreció la acumulación de sedimentos finos (López Gamundi 1989; Andreis *et al.* 1996).

La Formación Bonete se asienta en concordancia sobre la Formación Piedra Azul. Está formada por areniscas finas a muy finas arcósicas y subarcosas de color gris verdoso a menudo con motas blanquecinas, intercaladas con pelitas, de proporciones aproximadamente equivalente (Harrington 1947). Las pelitas son de color gris oscuro y conforman bancos de geometría fuertemente laminar. Esta formación alcanza un espesor máximo de 400m (Harrington 1980). Las areniscas contienen abundantes restos de invertebrados marinos referidos a la “fauna de *Eurydesma*” (Harrington 1955; Rocha Campos y De Carvalho 1975; Amos 1980). En las pelitas se encuentran restos de vegetales de la Zona de *Glossopteris* (Archangelsky y Cúneo 1984). Estos dos fósiles indican una edad Pérmica Temprana (Sakamariano-Artinskiano).

La Formación Tunas está integrada por areniscas finas a medias de colores verdes, gris castaño hasta rojizo y amarillo, con laminación entrecruzada, que alternan con limolitas finamente laminadas de color morado y verdoso (Harrington 1947; Andreis *et al.* 1976; Andreis y Cladera 1992; López Gamundi 1996). Las limolitas conforman estratos delgados tabulares y han proporcionado restos vegetales de *Glossopteridales* articuladas y algunas licópsidas, junto a escasos restos marinos (principalmente bivalvos) en deficiente estado de preservación (Harrington 1947; Furque 1973; Ruiz y Bianco 1985). La flora de *Glossopteris* sugiere edades del Sakmario al Artinskiano (Archangelsky y Cúneo 1984). Existen además algunas intercalaciones delgadas de piroclastitas, tobas y chonitas principalmente vítreas en la mitad superior de la Formación Tunas. En estos niveles se ha destacado la formación de beidelita y vermiculita por diagénesis (Iñiguez *et al.* 1988). Andreis y Cladera (1992) mencionan la existencia de hematita de origen detrítico en areniscas finas de dicha formación.

En cuanto al espesor de la Formación Tunas, existen varias discrepancias. Andreis *et al.* (1979) midieron un espesor aflorante de 710m en el sector oeste, mientras que Suero (1975) menciona 2400m en el sector sudeste. Japas (1986) ha medido 1000m de espesor en afloramiento. Lesta y Sylwan (2005) calcularon 600m de espesor en el sector de Ventania y más de 600m en subsuelo, en base a datos sísmicos y a perforaciones. Zorzano *et al.* (2011) mencionan un espesor aflorante de 1000m para dicha formación y un espesor de más de 960m en subsuelo, no reconociéndose la base.

La Formación Tunas puede distinguirse de las suprayacentes en base a sus diferencias composicionales (incremento de fragmentos líticos y detrimento de cuarzo), un patrón definido de paleocorrientes (desde SW a NE) y por diferencias en los paleoambientes sedimentarios (Harrington 1980; Andreis *et al.* 1989; Lopez Gamundi *et al.* 1995).

En cuanto a paleoambientes, la parte basal de esta formación ha sido considerada como la culminación del ciclo regresivo caracterizado por la formación de islas barreras, seguido hacia la parte media y superior por condiciones de inundación marina, como lo señala la mayor proporción de pelitas (Andreis *et al.* 1989). Zavala *et al.* (1993) reportaron la existencia de depósitos fluviales en la localidad de Las Mostazas, ubicada hacia el techo de la secuencia aflorante de las Sierras Australes (Figura 1.1).

Varios autores obtienen edades para la sección superior aflorante de la Formación Tunas que van desde 280 hasta 288 Ma (Asseliano a Artinskiano Temprano, del Pérmico Temprano), mediante el análisis radiogénico isotópico en circones de tobas (López Gamundi *et al.* 2013; Alessandretti *et al.* 2013; Ramos *et al.* 2013). López Gamundi *et al.* (2013), sugiere que el vulcanismo presente en las Sierras Australes y Cuenca de Claromecó puede ser considerado como el equivalente distal de los episodios tempranos del vulcanismo de Choiyoi, ubicado hacia el oeste del mencionado sector. Los datos de procedencia y edades aportados por Alessandretti *et al.* (2013) también estarían indicando la presencia de actividad piroclástica activa durante el Pérmico Temprano de Gondwana, que se interpreta como parte de la Provincia Volcánica de Choiyoi.

En cuanto a la diagénesis alcanzada, Iñiguez Rodríguez y Andreis (1971) argumentan que las Formaciones Bonete y Tunas no alcanzan un estado de metamorfismo. Buggish (1987), a partir de datos de cristalinidad de la illita y recristalización del cuarzo, establece un ámbito de diagénesis a metamorfismo de muy bajo grado para las Formaciones Piedra Azul y Bonete. Por otro lado, Von Gosen *et al.* (1989) definen una zona de anquimetamorfismo para las Formaciones Bonete y Tunas a partir de datos similares.

Estudios paleomagnéticos indican que la Formación Tunas adquirió su magnetización en ciertas localidades durante el plegamiento de la secuencia (Tomezzoli 1997, 1999, 2001; Tomezzoli y Vilas 1999; Tomezzoli *et al.* 2006). En el área de la Sierra de Las Tunas (noroeste), con registro de la base de la columna estratigráfica y por lo tanto con los niveles más antiguos y con mayor deformación, las magnetizaciones son sintectónicas, con valores de despliegue de la secuencia del 35%. En las localidades ubicadas en la Sierra de Pillahuincó (sudeste), donde los estratos son más jóvenes, las magnetizaciones fueron adquiridas durante los estadios finales del plegamiento, con un 85% de despliegue de la secuencia (Tomezzoli 2001). Las magnetizaciones de las Sierras de Las Tunas corresponden al Pérmico Temprano, indicando que el plegamiento de las Sierras Australes ocurre hasta este período, muy poco después o prácticamente de manera contemporánea con la depositación de la secuencia (Tomezzoli y Vilas 1999). El polo paleomagnético de las Sierras de Pillahuincó corresponde al Pérmico Temprano-Tardío y registra la migración del frente orogénico hacia el este-noreste, con una atenuación gradual de la deformación (Tomezzoli 2001).

Los afloramientos descritos en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires continúan en subsuelo en lo que se conoce como Cuenca de Claromecó (Ramos 1984; Kostadinoff y Prozzi 1998; Lesta y Sylwan 2005; Pángaro y Ramos 2012; Figura 1.1). Varios autores mencionaron la existencia de afloramientos de poca extensión en las cercanías de las localidades de Mariano Roldán, González Chávez, de la Garma y Lumb semejantes a los reconocidos en las Sierras Australes y los vincularon a una Cuenca Interserrana localizada entre las provincias geológicas de Ventania y Tandilia (Monteverde 1937; Amos y Urien 1968; Zambrano 1974; Kostadinoff y Font 1982). Llambías y Prozzi (1975) reconocen una serie aflorante de poca potencia de rocas con restos de flora fósil asignable al Neopaleozoico en las cercanías a la localidad González Chávez. Los primeros estudios gravimétricos, realizados por Kostadinoff y Font (1982) y por Introcaso (1982), indican la presencia

de esta cuenca interserrana, mostrando un eje de máxima subsidencia alineado con el arroyo Claromecó. Estos estudios permitieron calcular espesores sedimentarios del orden de los 10,5 km. En función de estas características se define como una cuenca mixta, con una superficie aproximada de 45.000 km² dentro del continente y 20.000 km² offshore (Zilli *et al.* 2005). Ramos (1984) define a esta cuenca como Antefosa de Claromecó.

Kostadinoff (2007) y Álvarez (2007) sugieren, en base a datos gravimétricos, la existencia de importantes espesores de sedimentos paleozoicos al NW de la provincia de Buenos Aires. Las cuencas de Claromecó y Chaco Paranense estarían divididas por un área semipositiva y un bajo con dirección NNO de 165 km de longitud, cubierto por sedimentos paleozoicos, estaría conectando ambas cuencas.

Fryklund *et al.* (1996) mencionan, en base a datos de sísmica y perforaciones, la existencia de sedimentitas de edad paleozoica, semejantes a las que afloran en las Sierras Australes, por debajo de la Cuenca del Colorado, al sur de la Provincia de Buenos Aires, lo que sugiere una extensión de la Cuenca de Claromecó hacia el sur (Figura 1.1).

La génesis de la Cuenca de Claromecó se vincula con la historia geológica del sector Suroeste de Gondwana, el cual a fines del Paleozoico Temprano estaba caracterizado morfoestructuralmente por una serie de cuencas sedimentarias resultado del tectonismo extensional dominante en este período (Zambrano 1969). El registro estratigráfico asociado abarcó desde el Sur del continente africano hasta Brasil, Bolivia, Paraguay, Uruguay y el Norte y Centro de Argentina, donde los estudios de superficie y datos vinculados a la exploración sísmica de refracción muestran elevados espesores y ambientes sedimentarios favorables para la depositación de materia orgánica.

El desarrollo de una extensa plataforma marina tectónicamente estable a comienzos de la Era Paleozoica, permitió durante millones de años la acumulación de sedimentos en una importante franja orientada Noroeste-Sureste. El evento compresivo registrado durante el Carbonífero-Pérmico resulta en una faja corrida y plegada de vergencia al Noreste, cuya cuenca de antepaís asimétrica posee sedimentos sinorogénicos que alcanzan hasta 9km de espesor. Se reconocen cuatro ciclos depositacionales, los cuales han podido ser correlacionados con Ventania y Tandilia a través de datos de perforación y sísmica (Lesta y Sylwan 2005). Pángaro y Ramos (2012) calculan, a partir de la interpretación de datos sísmicos y gravimétricos, un espesor de más de 14km de columna sedimentaria paleozoica en la Cuenca de Claromecó, correlacionable con la columna sedimentaria aflorante en las Sierra Australes de la Provincia de Buenos Aires.

Se reconocen en principio para la Cuenca de Claromecó dos sectores: un sector suroccidental que comprende la secuencia rocosa altamente deformada, con espesores engrosados debido a esta circunstancia y un sector nororiental que se conoce como la antefosa de Claromecó y se encontraría en principio sin deformar, habiéndose reconocido a las capas horizontales en subsuelo al Este de la localidad de Tres Arroyos (Ramos y Kostadinoff 2005).

Ploszkiewicz (1999) considera probable que en la Cuenca de Claromecó exista potencialidad para la generación de hidrocarburos, en base a la correlación con otras rocas de edad Paleozoica Superior, que pertenecen a cuencas que fueron dispersadas luego de la fragmentación de Gondwana y

en las cuales se ha documentado la existencia de hidrocarburos (Cuenca de Karoo en Sudáfrica, Cuenca de Etosha, al noreste de Namibia, Cuenca de Eromanga, noreste de Australia). Lesta y Sylwan (2005) mencionan niveles delgados de carbón en la Formación Piedra Azul y fangolitas carbonosas en la Formación Tunas.

Lesta y Sylwan (2005) determinaron profundidades de soterramiento para la Formación Tunas, en la Cuenca de Claromecó, mediante la interpretación de líneas sísmicas, estableciendo profundidades de hasta 800m. Hasta el momento no se conocen estudios que, a partir del análisis de muestras de afloramiento, estimen profundidades de sepultamiento.

Si bien las características sedimentarias de la Formación Tunas, su espesor y profundidad no resultan del todo desfavorables para considerarla como un potencial reservorio, hasta el momento no se conocen estudios de índole diagenética que estén dirigidos a efectuar dicho análisis en esta formación.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

5-1- GEOLOGÍA Y MUESTREO DE LOS AFLORAMIENTOS DE LA FORMACIÓN TUNAS

En afloramientos ubicados en la Sierra de Las Tunas, la Sierra de Pillahuincó y en la Cuenca de Claromecó, se observaron litologías correspondientes a la Formación Tunas. Estas se reconocieron a lo largo de toda la secuencia, por lo cual han sido agrupadas en seis facies:

Facies 1: Areniscas finas a muy finas de color verdoso, con laminación paralela, óndulas y trazas fósiles horizontales (correspondientes a organismos detritívoros). Los estratos presentan formas tabulares con bases netas. Esta facies presenta concreciones y nódulos de hematita.

Facies 2: Areniscas medias de color amarillento, con estratificación entrecruzada planar y en artesa y laminación paralela en la parte superior de los estratos. Presentan escasas trazas fósiles verticales. Los estratos presentan geometría negativa y bases erosivas.

Facies 3: Fangolitas de color rojizo, masivas. Los estratos presentan formas tabulares con bases netas.

Facies 4: Areniscas medias de color gris azulado, con estratificación entrecruzada en artesa y óndulas en la parte superior de los estratos. Presentan geometrías negativas con bases erosivas que contienen intraclastos pelíticos.

Facies 5: Tobas finas a muy finas de color blanquecino, con laminación paralela a masivas. Los estratos presentan formas tabulares con bases netas.

Facies 6: Areniscas con elevado contenido de matriz gradando a *wackes* finas de colores grises anaranjados a marrones. Los estratos presentan formas tabulares y las bases no se encuentran bien definidas.

A continuación se describirán los afloramientos de las distintas localidades de la Formación Tunas, desde la base hasta el techo, donde se reconocieron las facies descriptas, se levantaron perfiles y se extrajeron muestras. Una parte del muestreo fue realizada con anterioridad por Tomezzoli (1997) para estudios paleomagnéticos llevados a cabo en su tesis doctoral.

5.1.1. Estancia El Perdido

En la Estancia El Perdido se analizaron los afloramientos de la margen del Arroyo El Perdido (37°52'40" S; 61°50'50" S; Figura 1.1). Se levantaron tres perfiles de cinco metros de espesor, de los cuales se extrajeron en total treinta y ocho (38) muestras pertenecientes a cinco sitios, correspondientes a las distintas facies y a venillas, para estudios microscópicos (Figura 5.1.1). Las litologías corresponden a areniscas muy finas pertenecientes a la facies 1, cortadas por estratos de areniscas de geometrías negativas pertenecientes a la facies 2. En la primera se observa gran cantidad de nódulos de hematita, algunos de ellos con deformación y en algunos sectores abundantes trazas fósiles horizontales, a veces rellenas de este mineral (Figura 5.1.2). El rumbo de los

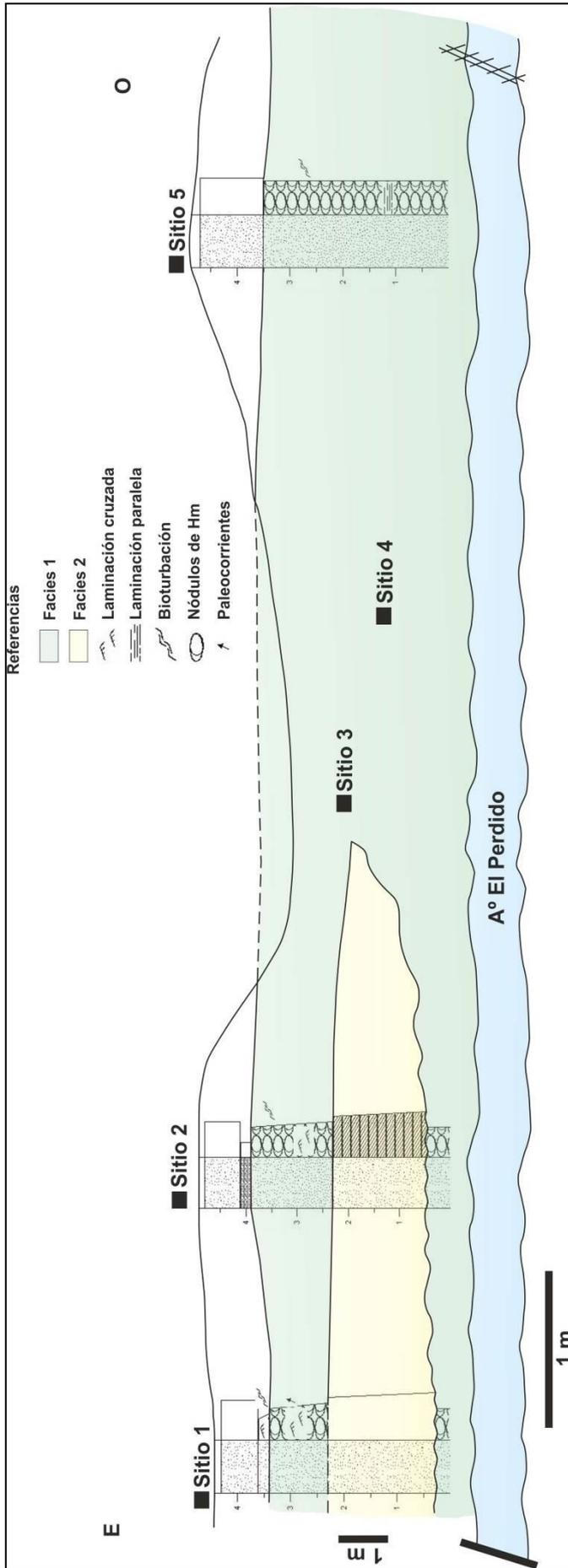


Figura 5.1.1. Perfiles realizados en la margen del Arroyo El Perdido, su correlación y los sitios de muestreo.



Figura 5.1.2. A: Estratos de geometrías negativas pertenecientes a la facies 2 apoyados sobre estratos pertenecientes a la facies 1. **B:** Estratificación cruzada en areniscas de la facies 2. **C:** laminación cruzada (generada por óndulas) en areniscas de la facies 2. **D:** Estratos pertenecientes a la facies 1 con concreciones de hematita deformadas. **E:** Estratos pertenecientes a la facies 1 con nódulos de hematita, producto del relleno de trazas fósiles horizontales.

estratos es N310° a N320°, buzando suavemente hacia el este/noreste. Las paleocorrientes, medidas en la estratificación cruzada, tienen sentido hacia el noreste.

En las areniscas de la facies 2 se observan fracturas paralelas y perpendiculares a los planos de estratificación, rellenas por cuarzo (Figura 5.1.3). Las mismas tienen un espesor de hasta 4cm y rumbo predominantemente NE-SO, cuyos valores han sido representados en un diagrama de rosas (Figura 5.1.4).



Figura 5.1.3. Venillas de cuarzo. **A:** Paralelas a la estratificación. **B y C:** Perpendiculares a la estratificación.

Venillas	Rumbo
Perpendiculares al plano de estratificación	N200°
	N138°
	N196°
	N85°
	N205°
	N300°
Paralelas al plano de estratificación	N180°
	N135°
	N130°

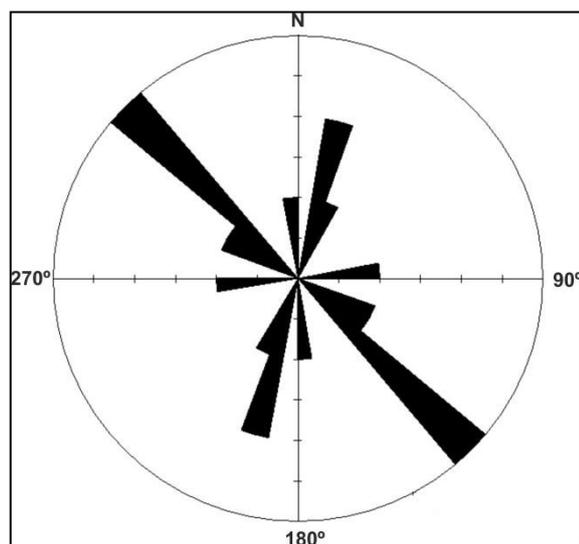


Figura 5.1.4. Izquierda, Valores de rumbo de venillas rellenas de cuarzo en la localidad Ea. El Perdido. Derecha, representación de dichos valores en un diagrama de rosas.

5.1.2. Ruta 76

Esta localidad se encuentra sobre la ruta 76, 2km al sur del Arroyo El Perdido (Coordenadas: 37°53'15" S; 61°51'38" O; Figura 1.1). Corresponde a una sección de aproximadamente 200m de largo, que fue interpretada por Tomezzoli y Cristallini (1998) como un sistema de pliegues producidos por arrastre de fallas (Figura 5.1.5). Se distinguieron en el sector norte del afloramiento, litologías pertenecientes a la facies 1, intercaladas con estratos con bases erosivas pertenecientes a la facies 2. En la parte media del afloramiento se intercalan estratos rojos pertenecientes a la facies 3. En el sector sur, se observan litologías pertenecientes a la facies 4 y 5 (Figura 5.1.6). Los estratos presentan rumbo noroeste-sudeste, con altos ángulos de buzamiento (Figura 5.1.7). Se observan venillas en la facies 2, perpendiculares y paralelas a los planos de estratificación y también dispuestas en los planos de falla, rellenas de cuarzo (Figura 5.1.8).

Se extrajeron en total doce (12) muestras correspondientes a las distintas facies y a venillas, para estudios microscópicos (petrografía, porosidad e inclusiones fluidas) y se utilizaron veintiocho (28) muestras que habían sido extraídas para estudios paleomagnéticos de los flancos de los pliegues, de tres sitios pertenecientes a esta localidad, para estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM).

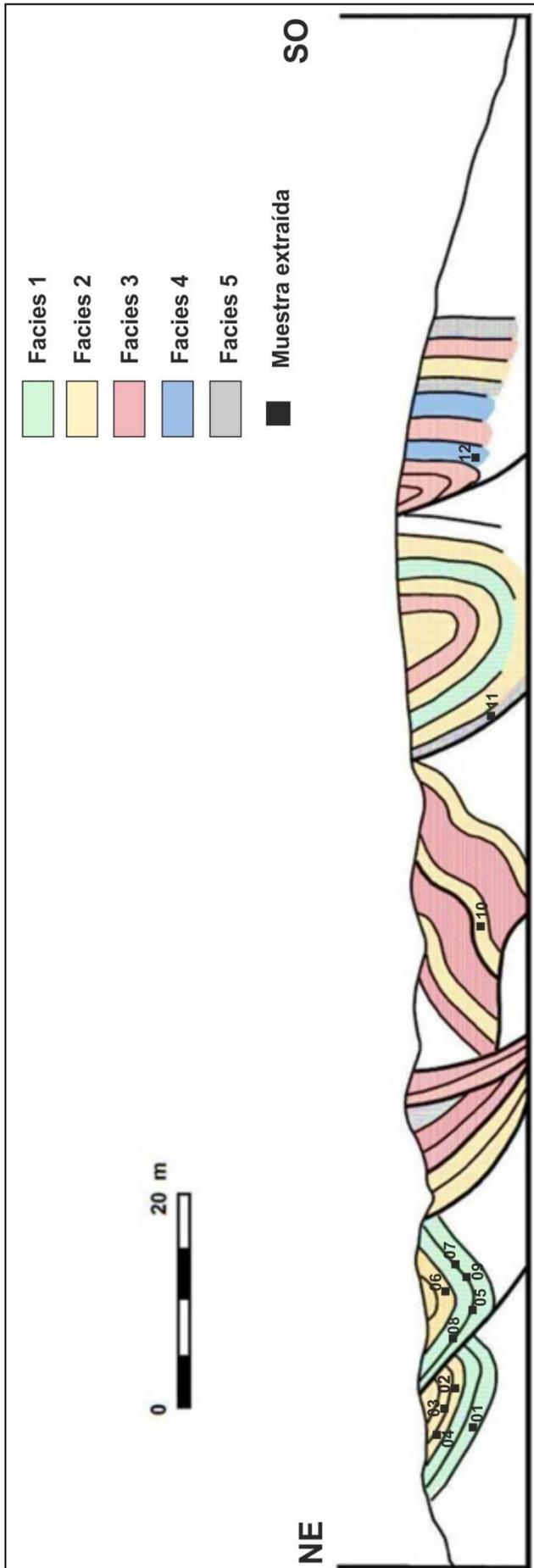


Figura 5.1.5. Sección de la localidad Ruta 76, interpretada estructuralmente por Tomezzoli y Cristallini (1998). Análisis de facies y muestreo realizado en este estudio.

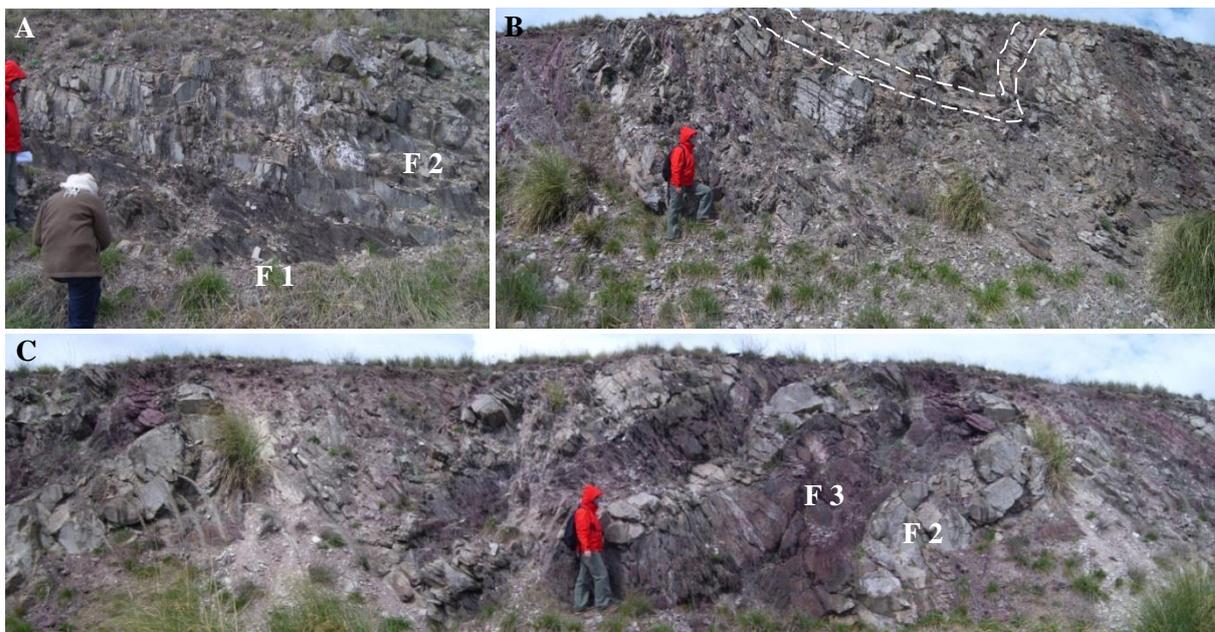


Figura 5.1.6. A: Estratos con bases erosivas pertenecientes a la facies 2 (F2), apoyados sobre estratos pertenecientes a la facies 1 (F1), en la parte norte del afloramiento. **B:** Sinclinal en el sector sur del afloramiento. **C:** Estratos pertenecientes a la facies 3 (F3) intercalados en la parte media del afloramiento.

Sitio	Facies	Cantidad de muestras	Az/In
1	1	10	323/35
	2	3	
2	1	2	323/35
	2	4	
3	1	3	323/35
	2	6	

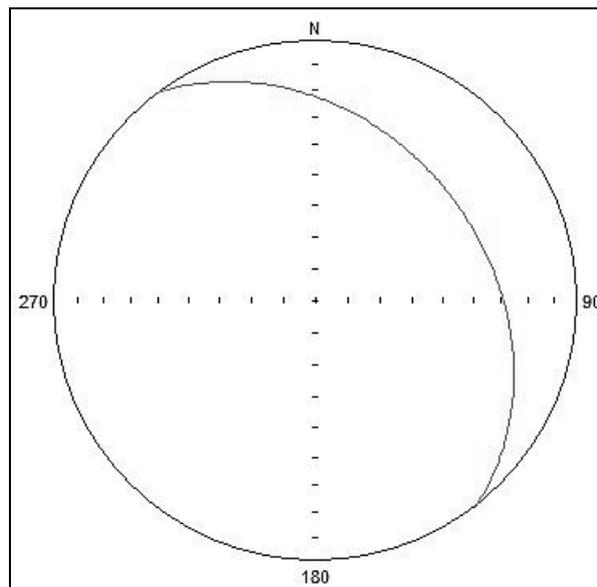


Figura 5.1.7. Indicación de la facies y plano de estratificación promedio de la secuencia correspondiente al muestreo paleomagnético en la localidad Ruta 76. Rumbo – Azimuth (Az – medido de 0° a 360°) e inclinación (In – medido a 90° del rumbo hacia la derecha de 0° a 90°) y su representación en la red estereográfica.

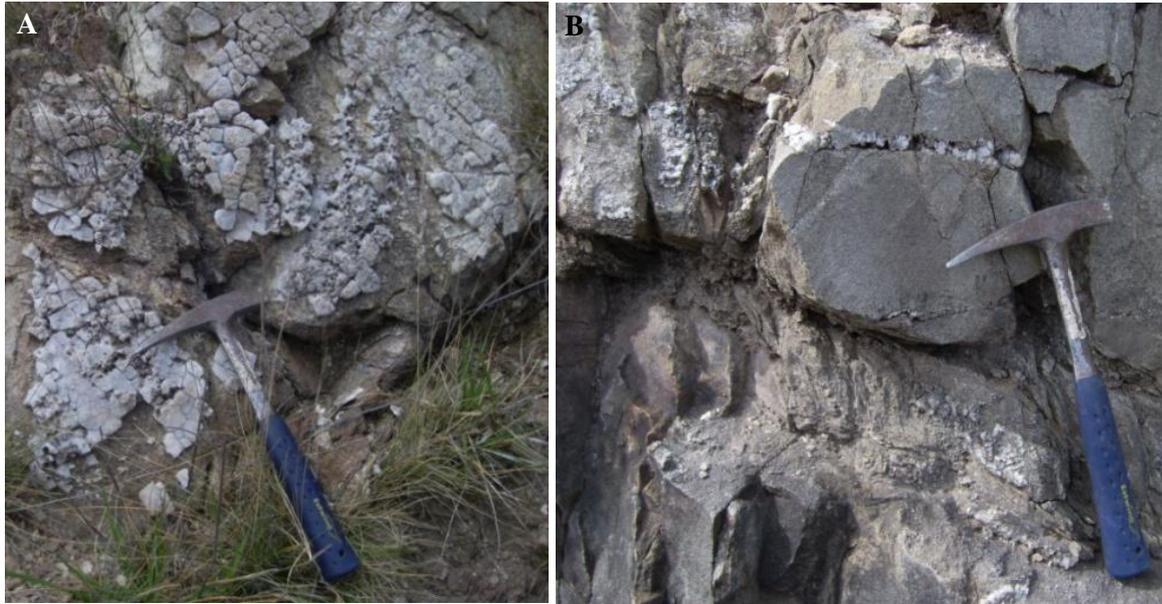


Figura 5.1.8. Venillas de cuarzo, **A:** perpendiculares y **B:** paralelas a los planos de estratificación.

5.1.3. Estancia Golpe de Agua

Se encuentra hacia el sudeste de las localidades anteriores (Coordenadas $37^{\circ}52'58''$ S; $61^{\circ}46'27''$ O; Figura 1.1). Los afloramientos están compuestos principalmente por estratos correspondientes a las facies 1 y 2, cuyos rumbos son noroeste-sudeste (Figura 5.1.9 y 5.1.10). Se utilizaron sesenta y cinco (65) muestras, extraídas previamente para estudios de paleomagnetismo, para realizar estudios de compactación, porosidad y ASM (Figura 5.1.11). Las muestras corresponden a ocho (8) sitios ubicados en los flancos de los pliegues en la localidad Estancia Golpe de Agua (Tomezzoli 1997).



Figura 5.1.10. Afloramientos en la Ea. Golpe de Agua.

Sitio	Facies	Cantidad de muestras	Az/In
1	1	10	323/34
2	1	12	325/35
3	1	7	048/04
4	1	5	137/32
5	1	7	303/22
6	2	6	134/36
7	2	8	137/24
8	2	10	320/45

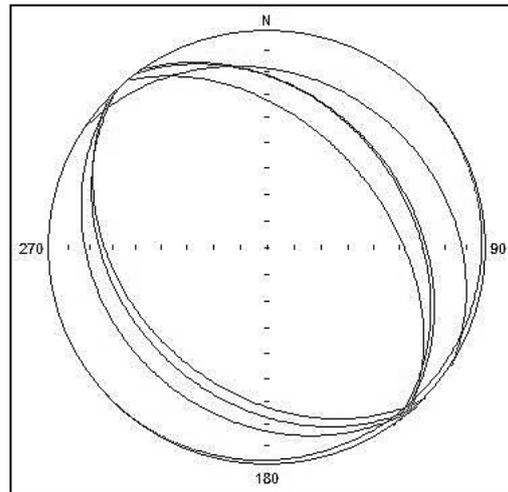


Figura 5.1.10. Indicación de facies y plano de estratificación promedio de la secuencia correspondiente al muestreo paleomagnético en la localidad Ea. Golpe de Agua. Rumbo – Azimuth (Az – medido de 0° a 360°) e inclinación (In – medido a 90° del rumbo hacia la derecha de 0° a 90°) y su representación en la red estereográfica.

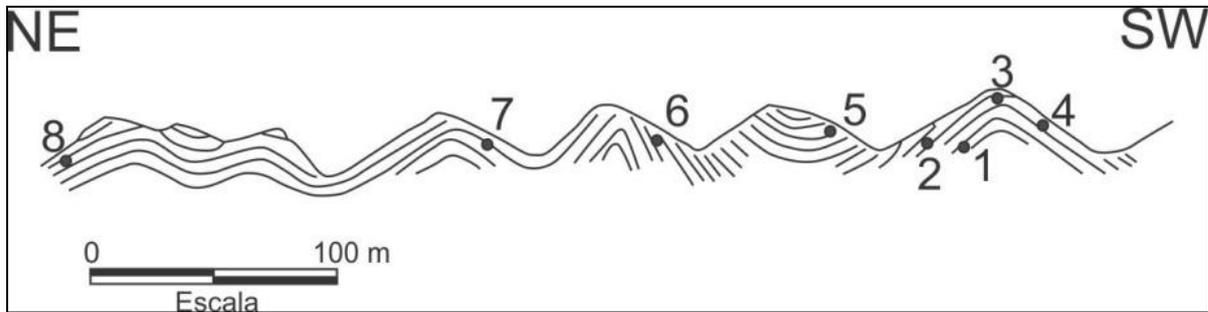


Figura 5.1.11. Sitios de muestreo para estudios paleomagnéticos de la Ea. Golpe de Agua (Tomezzoli 1997).

5.1.4. Estancia San Carlos

Se encuentra hacia el sudeste de las localidades anteriores, aquí aflora la parte media de la sucesión estratigráfica de la Formación Tunas (37°55'06" S; 61°38'34" O; Figura 1.1). Los afloramientos en esta localidad pertenecen a la facies 1, por lo cual no se encuentran buenas exposiciones debido a la meteorización de estas facies finas (Figura 5.1.12). Los planos de estratificación tienen rumbo noroeste-sudeste en su mayoría (Figura 5.1.13). Se utilizaron ciento cuarenta y tres (143) muestras para estudios petrográficos y de ASM. Dichas muestras habían sido extraídas anteriormente de doce (12) sitios, para estudios de paleomagnetismo, distribuidos sobre los flancos de distintos pliegues (Figura 5.1.12; Tomezzoli 1997).

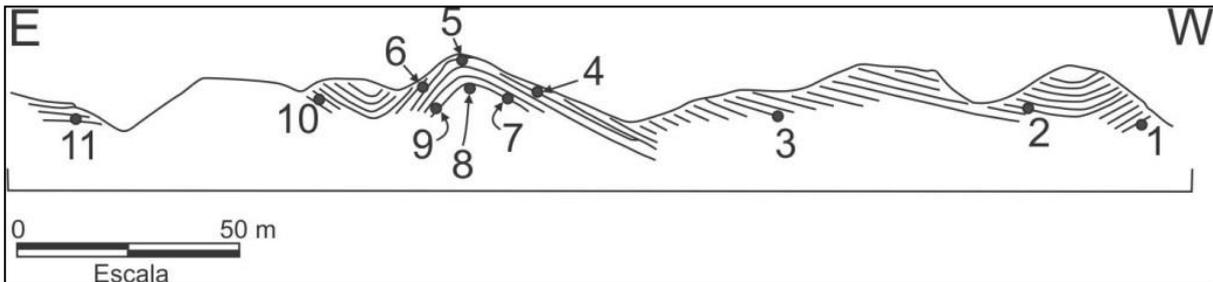


Figura 5.1.12. Arriba, afloramiento en la Ea. San Carlos. Abajo, sitios de muestreo para estudios paleomagnéticos (Tomezzoli 1997).

Sitio	Facies	Cantidad de muestras	Az/In
1	1	7	312/24
2	1	13	151/22
3	1	18	132/09
4	1	11	115/30
5	1	12	095/12
6	1	15	330/31
7	1	14	116/26
8	1	10	078/12
9	1	11	329/18
10	1	15	130/18
11	1	6	123/13
12	1	11	094/19

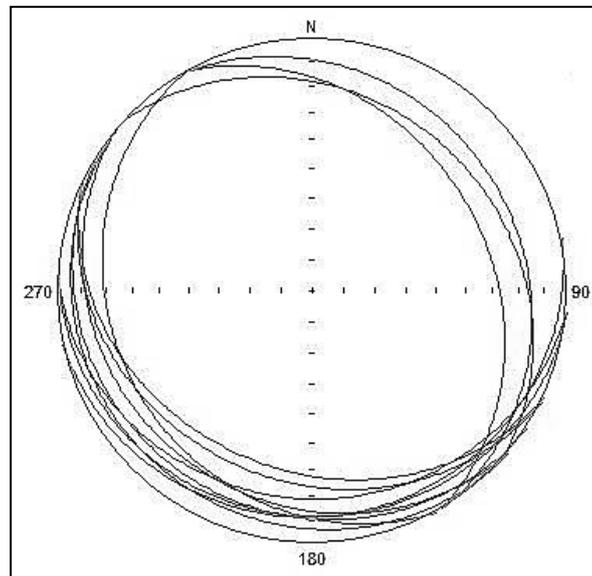


Figura 5.1.13. Indicación de la facies y plano de estratificación promedio de la secuencia correspondiente al muestreo paleomagnético en la localidad Ea. San Carlos. Rumbo – Azimuth (Az – medido de 0° a 360°) e inclinación (In – medido a 90° del rumbo hacia la derecha de 0° a 90°) y su representación en la red estereográfica.

5.1.5. Estancia Las Lomas - La Susana

Se encuentra al sur de la localidad Estancia San Carlos ($38^{\circ}06'29''$ S; $61^{\circ}34'34''$ O; Figura 1.1). Se muestrearon cinco sitios a lo largo del Arroyo Pillahuincó Chico de donde se extrajeron 10 muestras y se levantaron tres perfiles, en las márgenes de dicho arroyo (Figura 5.1.14). Los afloramientos son bastante incompletos y con litologías de grano fino, no observándose claramente las bases de los estratos ni las estructuras sedimentarias. Se observaron litologías pertenecientes a facies 1, 2 y 6 (Figura 5.1.15). Se trabajó además con treinta y cuatro (34) muestras extraídas previamente de siete (7) sitios para estudios de paleomagnetismo (Tomezzoli 1997). Los planos de estratificación tienen rumbo noroeste-sudeste en su mayoría, al igual que los ejes de los pliegues (Figura 5.1.16).

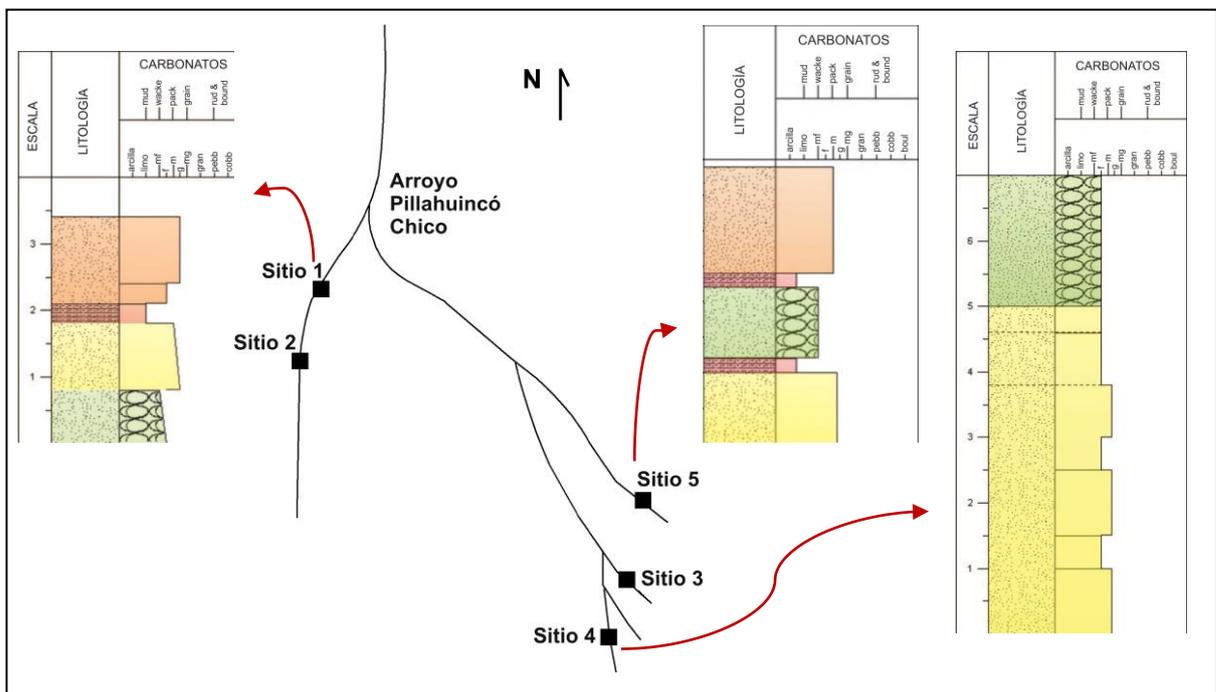


Figura 5.1.14. Sitios muestreados y perfiles realizados en la margen del Arroyo Pillahuincó Chico.



Figura 5.1.15. Fotos de afloramientos en la localidad Ea. La Susana. Abajo: Wacke perteneciente a facies 6.

Sitio	Facies	Cantidad de muestras	Az/In
1	1	9	135/27
2	1	8	349/31
3	1	3	312/29
	3	3	336/42
4	2	11	150/18
5	1	10	158/19
6	1	6	158/19
7	2	9	135/27

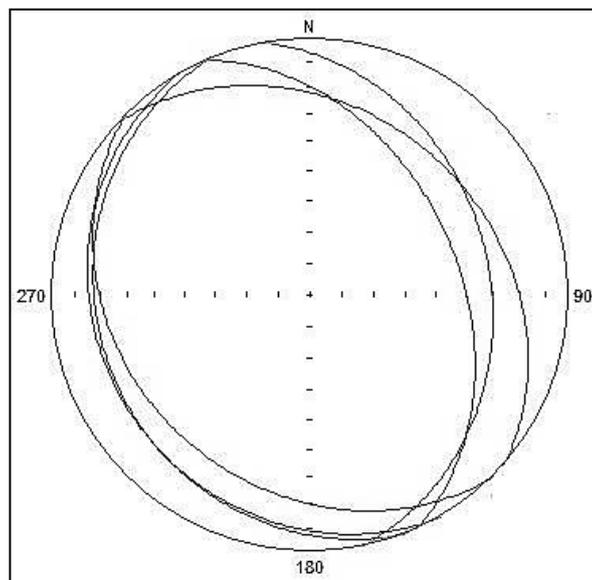


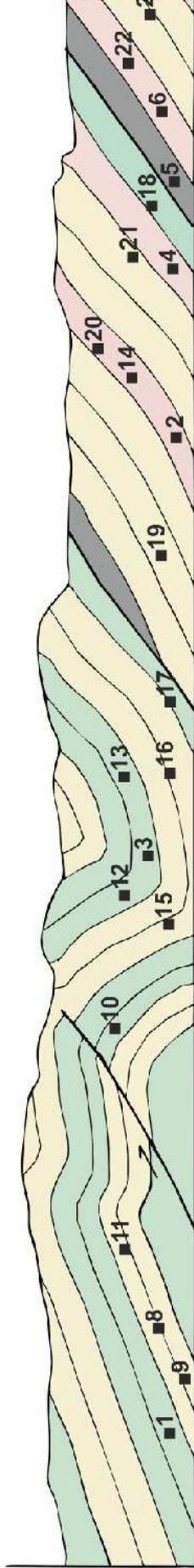
Figura 5.1.16. Indicación de la facies y plano de estratificación promedio de la secuencia correspondiente al muestreo paleomagnético en la localidad Ea. La Susana. Rumbo – Azimuth (Az – medido de 0° a 360°) e inclinación (In – medido a 90° del rumbo hacia la derecha de 0° a 90°) y su representación en la red estereográfica.

5.1.6. Arroyo Paretas

La localidad corresponde a una sección orientada noreste-sudoeste de aproximadamente 300 metros de largo, ubicada sobre la ruta provincial 51 ($38^{\circ}12'40''$ S; $61^{\circ}29'03''$ O; Figura 1.1). La misma fue interpretada por Tomezzoli y Cristallini (1998) como un sistema de pliegues junto con sistemas dúplex, asociados a corrimientos (Figura 5.1.17). Al NE afloran litologías pertenecientes a la facies 1, intercaladas con facies 2 (Figuras 5.1.17 y 5.1.18). Hacia el SO, afloran estratos pertenecientes a la facies 3 y facies 5, esta última correspondiendo a tobas de grano fino (Figura 5.1.19). En el extremo sudoeste de la sección se intercalan rocas pertenecientes a la facies 4 (Figura 5.1.20). Los corrimientos se observan en el contacto entre facies y se encuentran rellenos de cuarzo (Figura 5.1.21). También se observan venillas rellenas de cuarzo, generalmente paralelas a la laminación y en ocasiones presentando estructura en echelon (Figura 5.1.22). Los rumbos de las mismas son predominantemente noroeste-sudeste (Figura 5.1.23). Los estratos en general tienen rumbo noroeste-sudeste (Figura 5.1.24). En este afloramiento las facies de grano fino se ven afectadas por un fuerte clivaje. Las paleocorrientes, medidas en la estratificación cruzada, provienen desde el sudeste (con sentido 310°). Se extrajeron en total cuarenta y dos (42) muestras pertenecientes a las distintas facies y se analizaron además treinta y un (31) muestras extraídas con anterioridad de tres sitios para estudios de paleomagnetismo (Figura 5.1.25; Tomezzoli 1997).



NE



- Facies 1
- Facies 2
- Facies 3
- Facies 4
- Facies 5
- Muestra extraída

SW



Figura 5.1.17. Sección de la localidad Arroyo Paretas con las facies observadas y las muestras extraídas, interpretada estructuralmente por Tomezzoli y Cristallini (1998).



Figura 5.1.18. Facies 1 y 2 intercaladas, en la parte noreste del afloramiento. Abajo: laminación en facies 2.



Figura 5.1.19. Intercalación de facies 2, 3 y 5.



Figura 5.1.20. Estratificación paralela y cruzada en areniscas de la facies 4. Abajo derecha: clasto de arcilla dentro de la arenisca.



Figura 5.1.21. Venillas de cuarzo en corrimientos.



Figura 5.1.22. Venillas de cuarzo, **A y B:** paralelas a los planos de estratificación. **C:** en *echelon*.

Venillas	Rumbo
Paralelas al plano de estratificación	N150°
	N160°
	N120°
	N255°
	N118°
	N210°
	N265°
N120°	

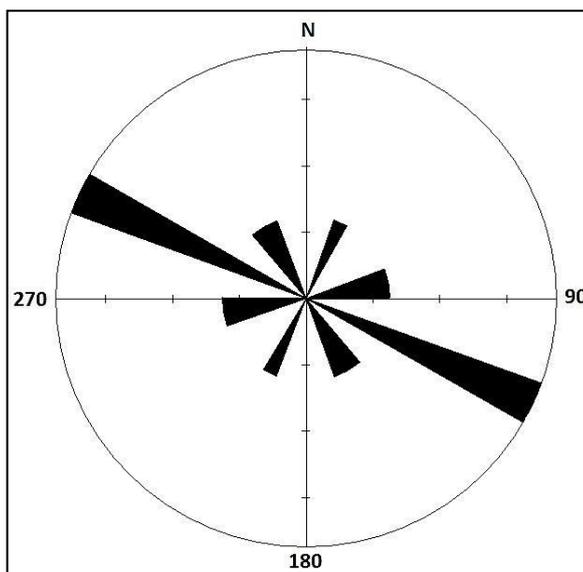


Figura 5.1.23. Rumbo de venillas rellenas de cuarzo, con direcciones predominantes noroeste-sureste.

Sitio	Facies	Cantidad de muestras	Az/In
1	1	9	135/23
2	1	11	148 /28
3	1	11	155 /30

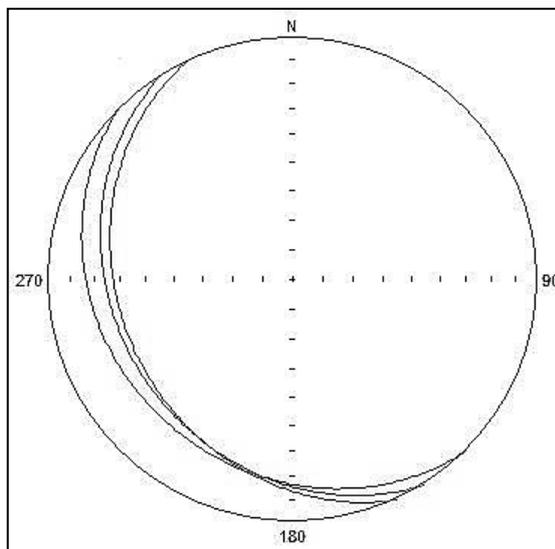


Figura 5.1.24. Indicación de la facies y plano de estratificación promedio de la secuencia correspondiente al muestreo paleomagnético en la localidad Arroyo Paretas. Rumbo – Azimuth (Az – medido de 0° a 360°) e inclinación (In – medido a 90° del rumbo hacia la derecha de 0° a 90°) y su representación en la red estereográfica.

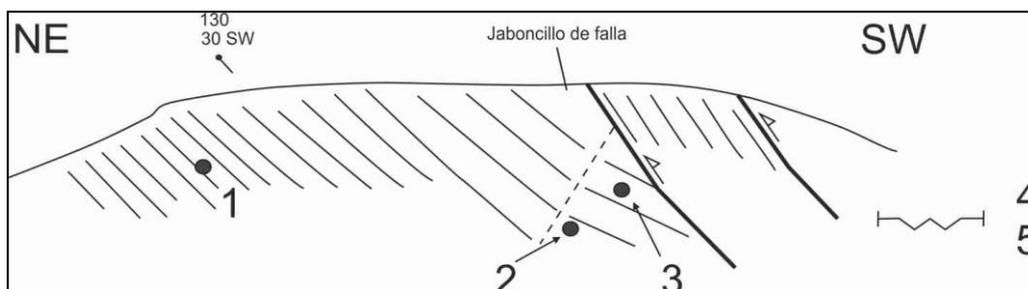


Figura 5.1.25. Sitios de muestreo para estudios paleomagnéticos en la localidad Arroyo Paretas (Tomezzoli 1997).

5.1.7. Cantera Las Mostazas

La localidad corresponde a una cantera, situada en la Estancia Cerros Colorados, que ya no se encuentra en explotación ($38^{\circ}15'36''$ S; $61^{\circ}21'32''$ O; Figura 1.1). El frente de cantera tiene 250 metros de ancho y dos niveles topográficos, correspondientes a antiguos niveles de explotación (Figuras 5.1.26 y 5.1.27):

- En el nivel inferior afloran estratos tabulares de areniscas muy finas correspondientes a la facies 1, intercalados con areniscas medias de bases erosivas cuyos estratos tienen geometrías negativas, correspondientes a la facies 2 (Figuras 5.1.28 y 5.1.29). Se observan superficies de acreción lateral que inclinan 10° hacia el sudeste.

- En el nivel superior se observan litologías correspondientes a las facies 1 y 3. Hacia arriba se observan estratos de areniscas medias con geometrías negativas y bases erosivas, de mayor envergadura que en el nivel inferior, con estratificación en artesa, correspondientes a la facies 4. Los colores de estas últimas van desde amarillos en los sectores más meteorizados hasta grises en los cortes frescos de la roca (Figura 5.1.30).



Figura 5.1.26. Cantera Las Mostazas. En el nivel inferior se observan estratos tabulares correspondientes a la facies 1, intercalados con estratos que tienen geometrías negativas, correspondientes a la facies 2. En el nivel superior se observan litologías correspondientes a las facies 1 y 3; hacia arriba se observan estratos con geometrías negativas y bases erosivas, correspondientes a la facies 4.

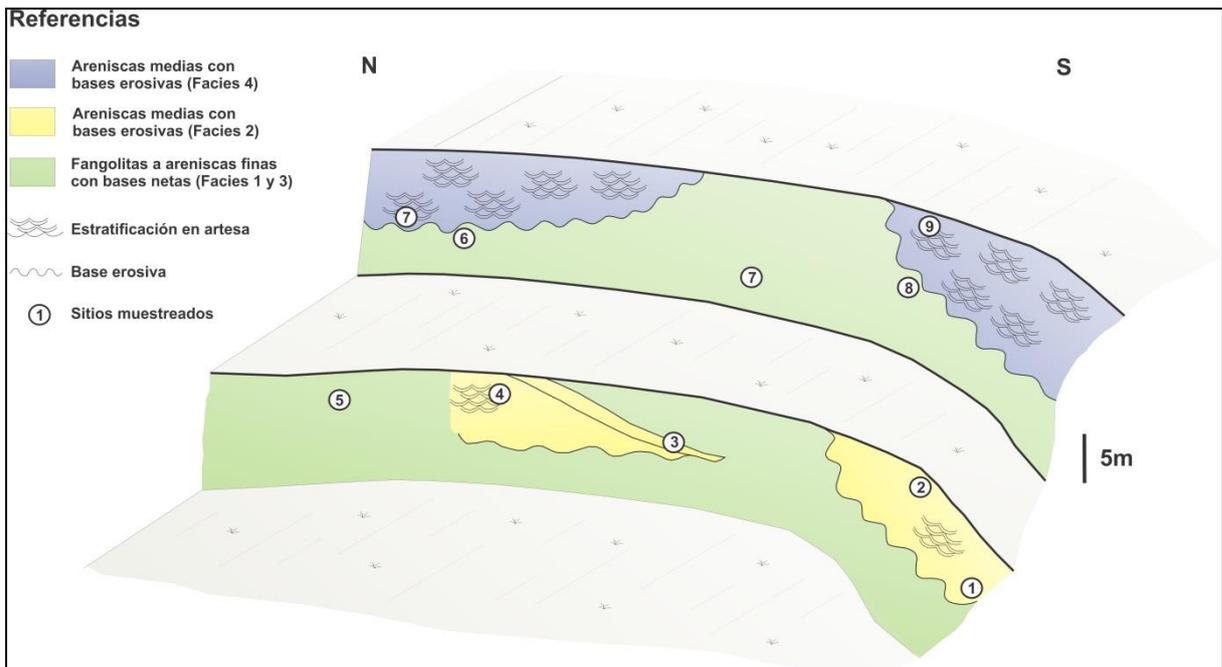


Figura 5.1.27. Bosquejo de la Cantera Las Mostazas y sitios muestreados.

Los planos de estratificación tienen en su mayoría rumbo noroeste-sudeste (Figura 5.1.29).

Se observaron algunas trazas fósiles horizontales (de locomoción y pastoreo de organismos detritívoros) en techos de estratos de las facies 1 y 3. Las mismas corresponden a *Helminthoidichnites* y *Cochlichnus* (Figura 5.1.32).

Se levantaron tres perfiles, uno en el nivel inferior y dos en el nivel superior (Figura 5.1.33).



Figura 5.1.28. Facies 1 en el nivel inferior de la Cantera Las Mostazas. **A:** laminación cruzada generada por óndulas de corriente. **B:** laminación paralela. **C:** óndulas de corriente. **D:** laminación lenticular. **E:** concreciones de hematita.

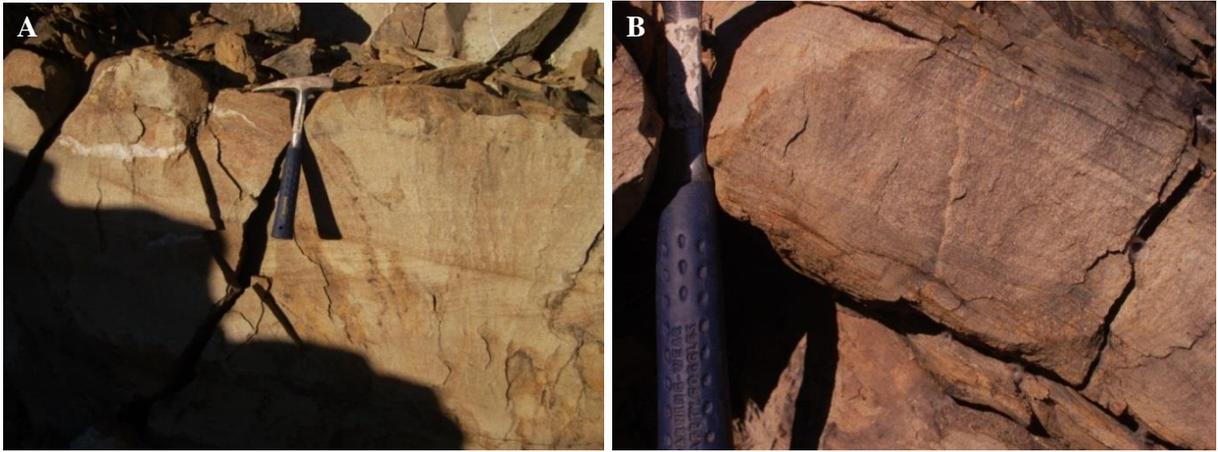


Figura 5.1.29. Facies 2 en el nivel inferior de la Cantera Las Mostazas. **A:** estratificación cruzada. **B:** laminación paralela y cruzada.



Figura 5.1.30. Facies 1 y 3 (abajo) y facies 4 (arriba, con base erosiva) en el nivel superior de la Cantera Las Mostazas.

Sitio	Facies	Cantidad de muestras	Az/In
1	1	2	240/07
2	1	15	118/29
3	1	11	148/05
4	1	8	134/12
5	1	14	138/09
6	1	5	154/10

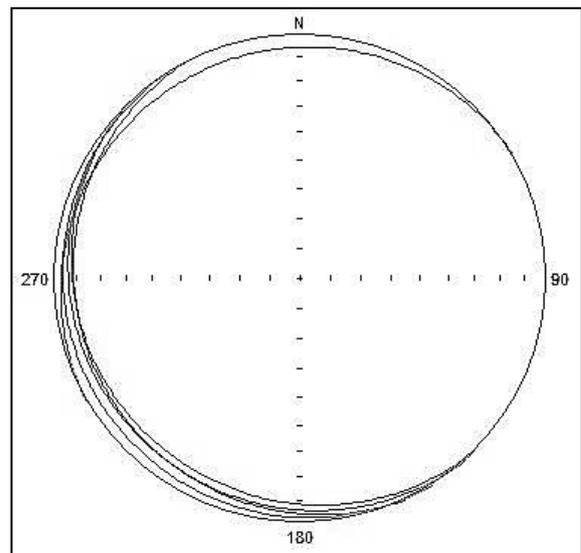


Figura 5.1.31. Indicación de la facies y plano de estratificación promedio de la secuencia correspondiente al muestreo paleomagnético en la localidad Cantera Las Mostazas. Rumbo – Azimuth (Az – medido de 0° a 360°) e inclinación (In – medido a 90° del rumbo hacia la derecha de 0° a 90°) y su representación en la red estereográfica.



Figura 5.1.32. Trazas fósiles en facies 1 en la localidad de Las Mostazas. **A:** *Cochlichnus*. **B:** *Helminthoidichnites*.

En las bases de los canales se observan estructuras de deformación de cuatro tipos: pseudonódulo aislado, pseudonódulo de carga simple, pseudonódulo adherido y deformación simple con escape de fluidos (Owen, 2003; Schillizzi *et al.*, 2010). Los pseudonódulos fueron observados en el nivel inferior y la deformación por carga en el nivel superior del frente de cantera (Figura 5.1.34).

Las paleocorrientes, medidas a partir de la estratificación cruzada dentro de las formas canalizadas tienen dirección N60°E.

Se observaron fracturas verticales rellenas de cuarzo, de hasta 2cm de espesor, muy abundantes en las areniscas de la parte superior correspondientes a la facies 4 (Figura 5.1.35).

Se obtuvieron veintitrés (23) muestras de nueve sitios de la Cantera Las Mostazas y se trabajó además con cincuenta (50) muestras que habían sido extraídas de siete sitios por Tomezzoli (1997) para estudios de paleomagnetismo (Figura 5.1.27 y 5.1.31).

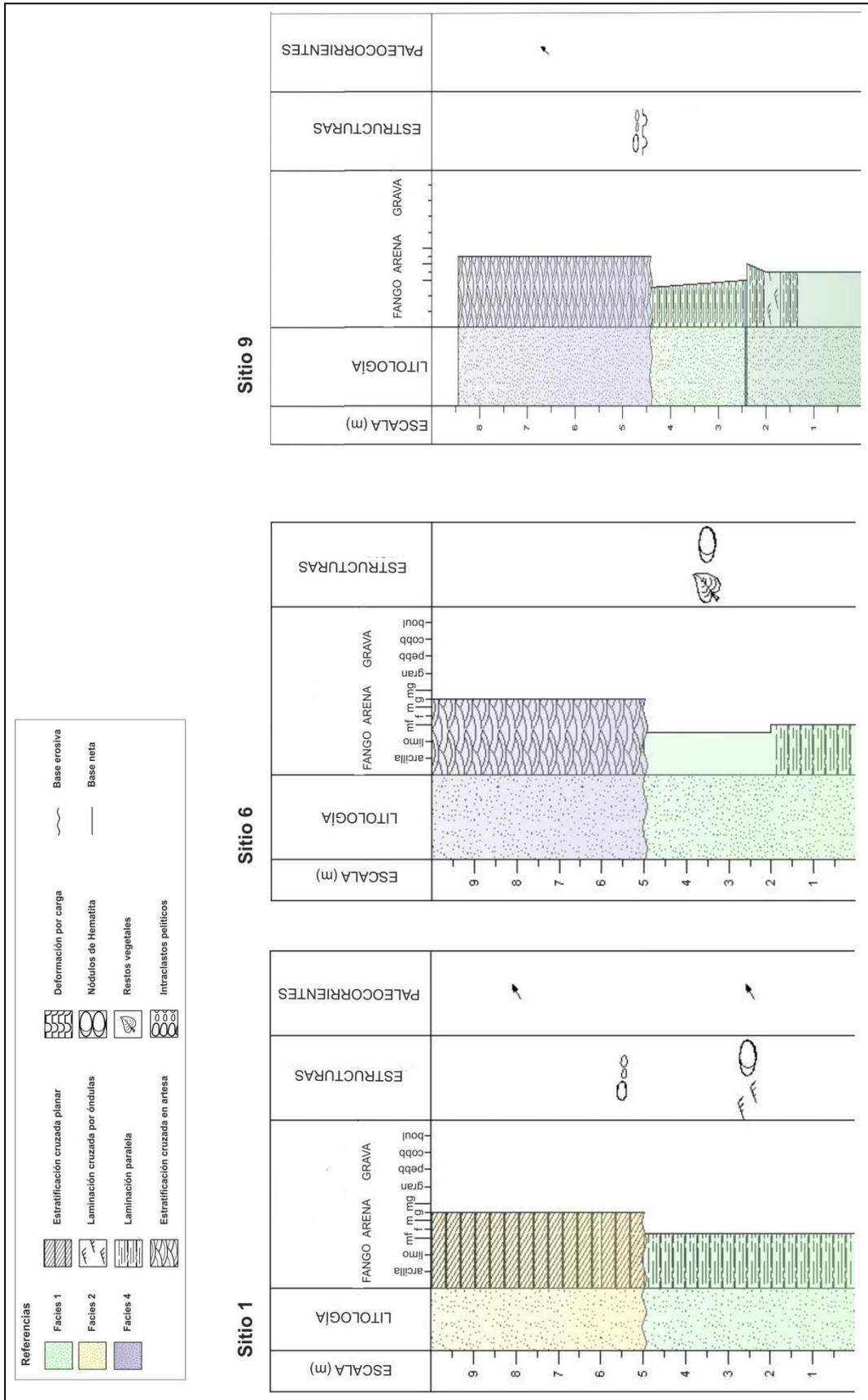


Figura 5.1.33. Perfiles del sitio 1, ubicado en el nivel inferior de la Cantera Las Mostazas y de los sitios 6 y 9, ubicados en el nivel superior.

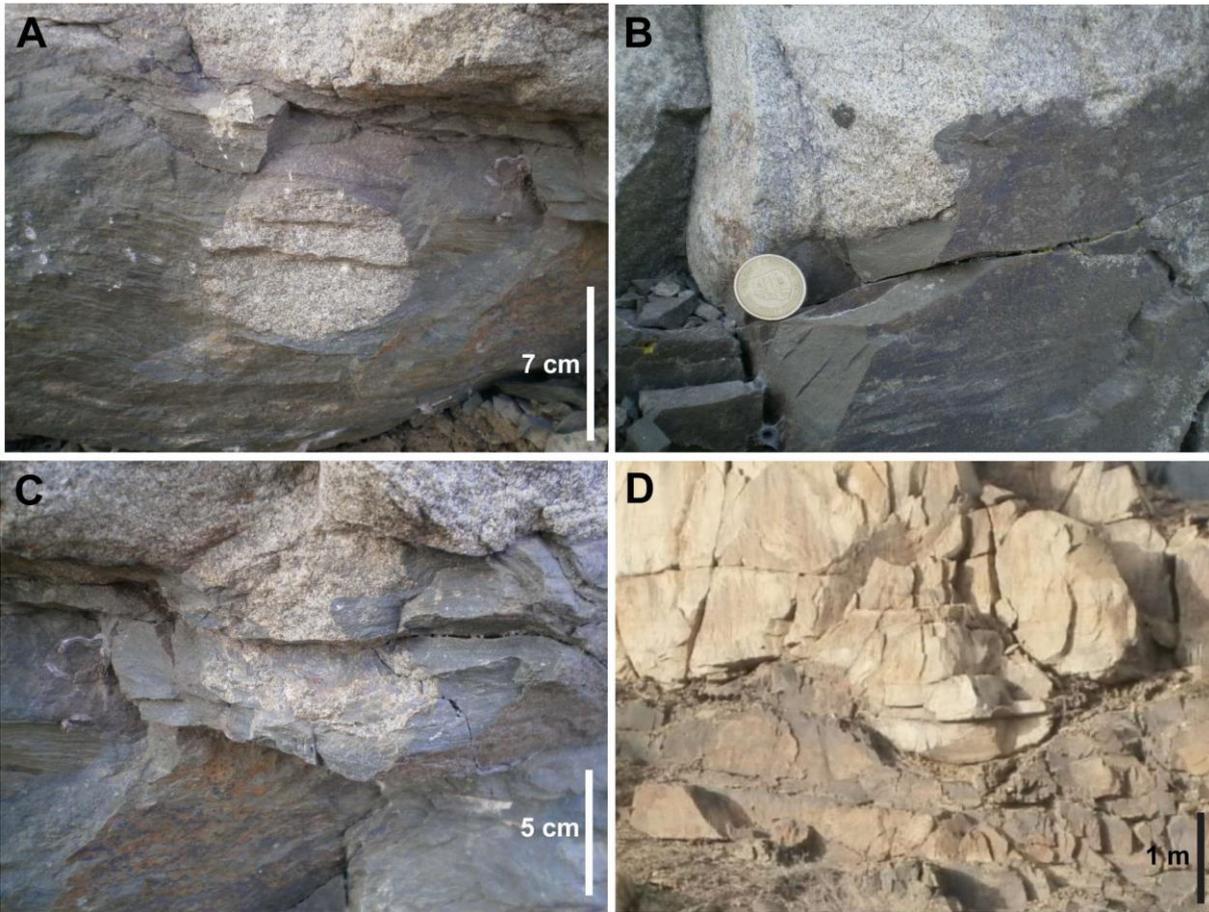


Figura 5.1.34. A: ED con pseudonódulo aislado o deformación pendular. B: ED de carga simple o deformación simple. C: ED con pseudonódulo contiguo o *drop structure*. D: ED con deformación simple y escape de fluidos.



Figura 5.1.35. Venillas verticales de cuarzo. La diferencia de color es producto de la meteorización.

5.1.8. Estancia 2 de Mayo

La Estancia 2 de Mayo se encuentra ubicada al este de la Sierra de Pillahuincó ($30^{\circ}10'02''$ S; $61^{\circ}20'25''$ O; Figura 1.1). Los afloramientos en esta localidad pertenecen mayormente a las facies 2 y 3. Los planos de estratificación tienen rumbo noroeste-sudeste (Figura 5.1.36 y 5.1.37). Se trabajó con setenta y cinco (75) muestras que habían sido extraídas previamente de cuatro (4) sitios para estudios de paleomagnetismo (Figura 5.1.38; Tomezzoli 1997).



Figura 5.1.36. Afloramientos en la Ea. 2 de Mayo.

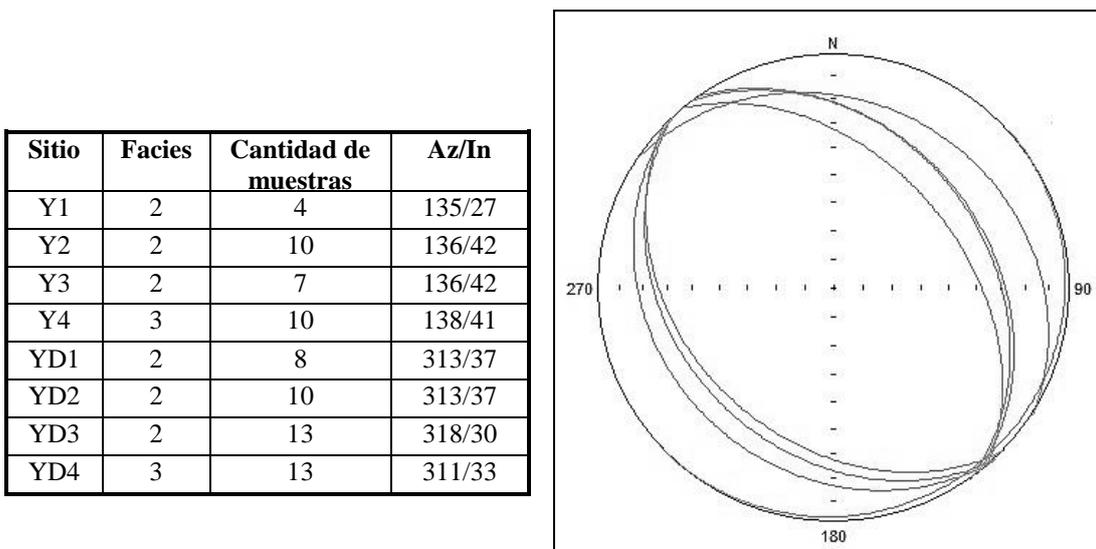


Figura 5.1.37. Indicación de la facies y plano de estratificación promedio de la secuencia correspondiente al muestreo paleomagnético en la localidad Ea. 2 de Mayo. Rumbo – Azimuth (Az – medido de 0° a 360°) e inclinación (In – medido a 90° del rumbo hacia la derecha de 0° a 90°) y su representación en la red estereográfica.

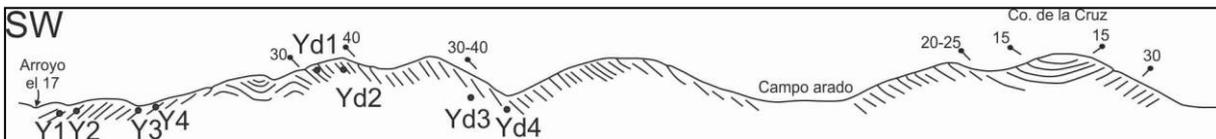


Figura 5.1.38. Sitios de muestreo para estudios paleomagnéticos en la localidad Ea. 2 de Mayo (Tomezzoli 1997).

5.1.9. Gonzáles Chávez

Hacia el este de las Sierras Australes, en la Cuenca de Claromecó, se encuentran algunos afloramientos aislados y de poca extensión, cercanos a la localidad de Gonzáles Chávez ($31^{\circ}01'11''$ S; $60^{\circ}06'40''$ O; Figura 1.1). Los mismos están compuestos por bancos de areniscas correspondientes a la facies 2 (Figura 5.1.39). Se trabajó con catorce (14) muestras, once (11) de las cuales fueron extraídas previamente de dos (2) sitios para estudios de paleomagnetismo (Figura 5.1.40; Tomezzoli 1997).



Figura 5.1.39. Bancos de areniscas pertenecientes a la facies 2 que afloran en la zona de Gonzáles Chávez.

Sitio	Facies	Cantidad de muestras	Az/In
1	1	1	317/0
2	1	10	317/0

Figura 5.1.40. Indicación de la facies y plano de estratificación promedio de la secuencia correspondiente al muestreo paleomagnético en la localidad Gonzáles Chávez. Rumbo – Azimuth (Az – medido de 0° a 360°) e inclinación (In – medido a 90° del rumbo hacia la derecha de 0° a 90°).

5-2 – GEOLOGÍA Y MUESTREO DE SUBSUELO

En la presente tesis se realizaron estudios de subsuelo de la Formación Tunas en el pozo PANG0001 (37° 34' 48"S, 61°6'57.35"O), ubicado en el ámbito de la Cuenca de Claromeco (Figura 5.2.1). Los testigos coronas de dicho pozo fueron donados a la Universidad Nacional del Sur por la empresa Rio Tinto Mining Exploring para fines académicos.

El pozo PANG0001 alcanza una profundidad de 959mbbp, con una extensión de las coronas de 776m. En la secuencia del mismo no se observa la base de la Formación Tunas, mientras que a los 191mbbp se observa el techo erosionado de la misma, en discordancia con material más moderno. Esto indica un espesor de la formación mayor a 768m (Figura 5.2.2).

En la parte inferior del pozo PANG0001, la Formación Tunas está compuesta por bancos de areniscas finas de bases netas intercalados con bancos de fangolitas negras que contienen nódulos de pirita. Se intercalan en esta sección tres bancos de carbón de aproximadamente un metro de espesor cada uno. En las fangolitas se observan improntas de *Glossopteris*, *Gangamopteris*, *Lycopsidas* y algunos restos leñosos carbonizados. Hacia la parte superior se observan areniscas medias de bases erosivas intercaladas con fangolitas negras carbonosas en menor cantidad y fangolitas verdosas, que en el último tramo presentan nódulos de hematita (Figura 5.2.2; Anexo I).

Las litologías del pozo PANG0001 se agruparon en diez facies de subsuelo (Figura 5.2.2; Anexo I):

- *Facies P1*: fangolitas de color negro, con bases netas, en ocasiones con laminación paralela. Presentan bioturbación moderada a alta e improntas vegetales. Contienen nódulos de pirita (Figura 5.2.3.A).
- *Facies P2*: heterolitas de color gris oscuro, con bases netas, con bioturbación moderada a alta y laminación cruzada por óndulas y de tipo hummocky (Figuras 5.2.3.B, 5.2.3.C y 5.2.3.D).
- *Facies P3*: areniscas finas de color gris claro, con laminación paralela, cruzada y bases netas. Presentan moderada bioturbación (Figura 5.2.4).
- *Facies P4*: tobas de color verdoso, con laminación cruzada y paralela (Figura 5.2.5).
- *Facies P5*: areniscas carbonáticas de color gris claro, con estratificación entrecruzada (Figura 5.2.6.A).
- *Facies P6*: areniscas medias de color gris claro, con bases erosivas y estratificación cruzada. Presentan moderada bioturbación (Figuras 5.2.6.B y 5.2.6.C).
- *Facies P7*: fangolitas de color verdoso, probablemente con componentes tobáceos. Hacia arriba contienen nódulos de hematita (Figura 5.2.7).
- *Facies P8*: areniscas de color negro, masivas, con nódulos de pirita y bases netas (Figura 5.2.7).
- *Facies P9*: niveles finos (hasta 5 cm) de bounstones correspondientes a matas algáceas, que fueron reconocidas siguiendo los criterios de Noffke *et al.* (2008): láminas de colores claros y oscuros intercalados, laminación irregular fina y discontinua, granos orientados y grietas de oscilación que indican escape de fluidos (Figura 5.2.8).

- *Facies P10*: capas de carbón y fangolitas carbonosas, en ocasiones con laminación paralela e improntas de vegetales (Figura 5.2.9).

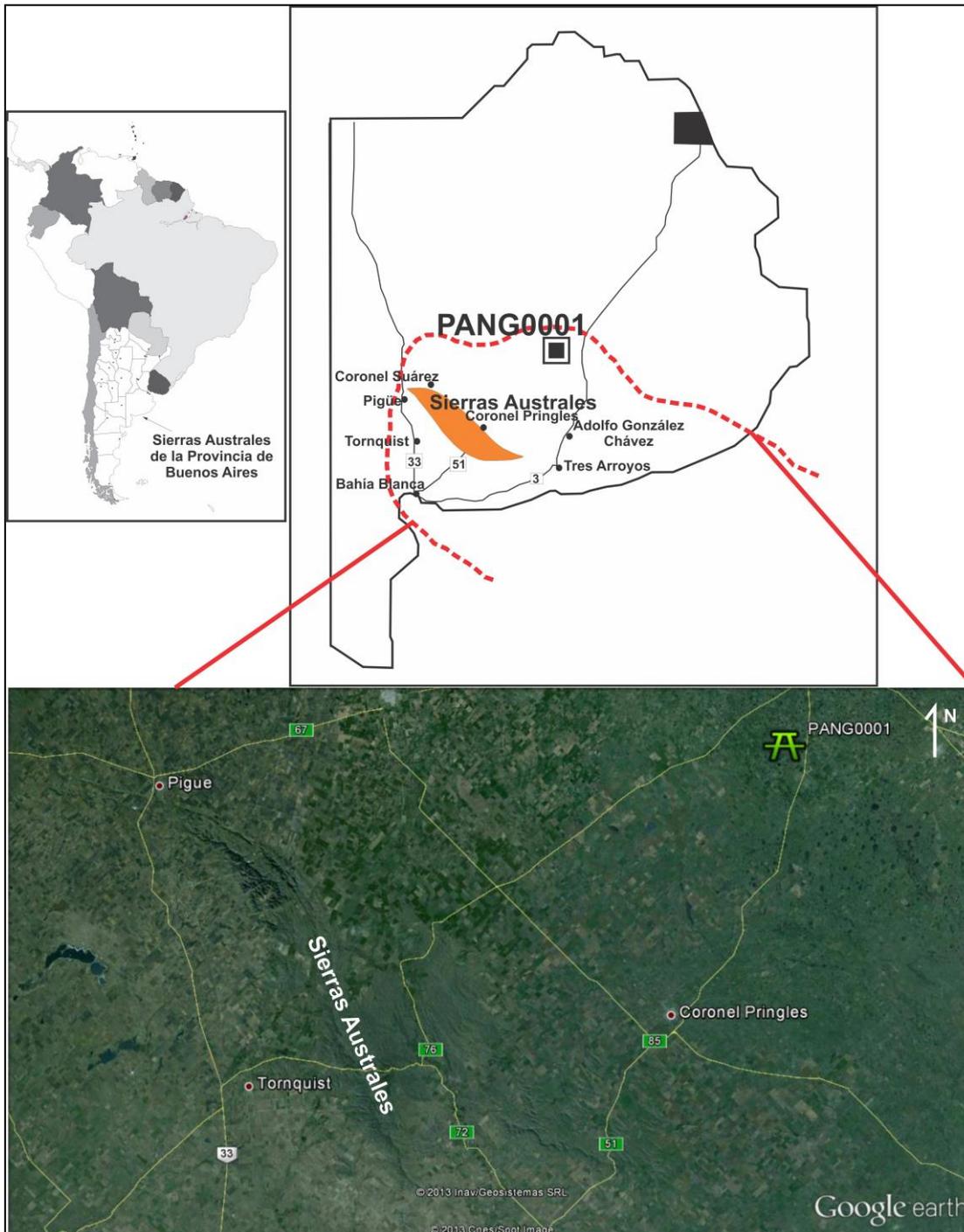


Figura 5.2.1. Ubicación del Pozo PANG0001. En naranja, las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. La línea punteada en rojo es el límite propuesto para la Cuenca de Claromecó, teniendo en cuenta los diversos estudios realizados por otros autores (Kostadinoff y Font 1982; Fryklund *et al.* 1996; Álvarez 2004; Zilli *et al.* 2005; Pángaro y Ramos 2012).

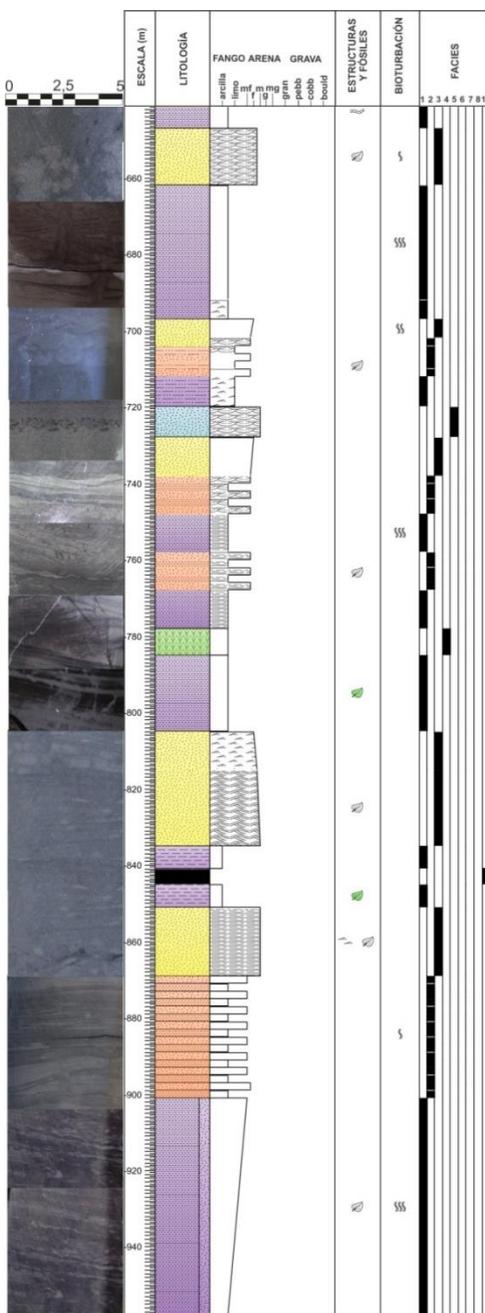
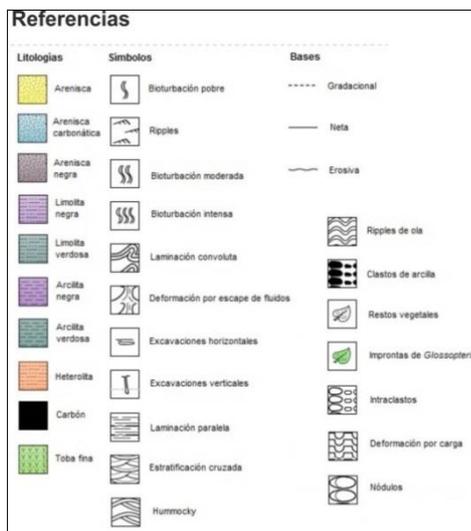
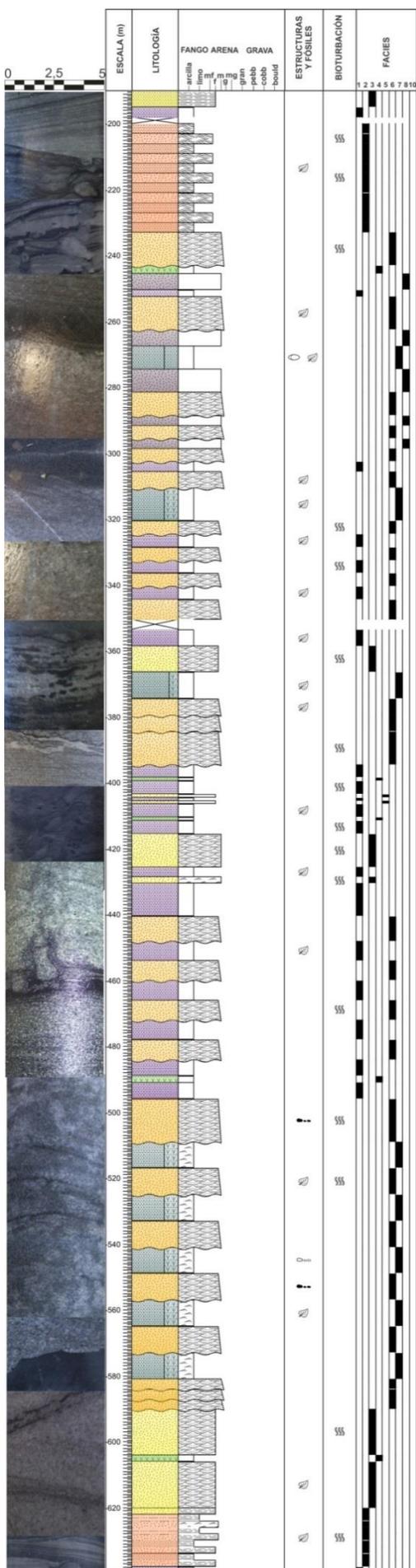


Figura 5.2.2. Perfil sedimentológico o simplificado del pozo PANG0001, mostrando litología, estructuras, fósiles y facies. A la izquierda, fotografía de las distintas litologías. La facies P9 no puede ser representada a esta escala debido a su pequeño espesor. El perfil completo se encuentra en el anexo I de este trabajo.

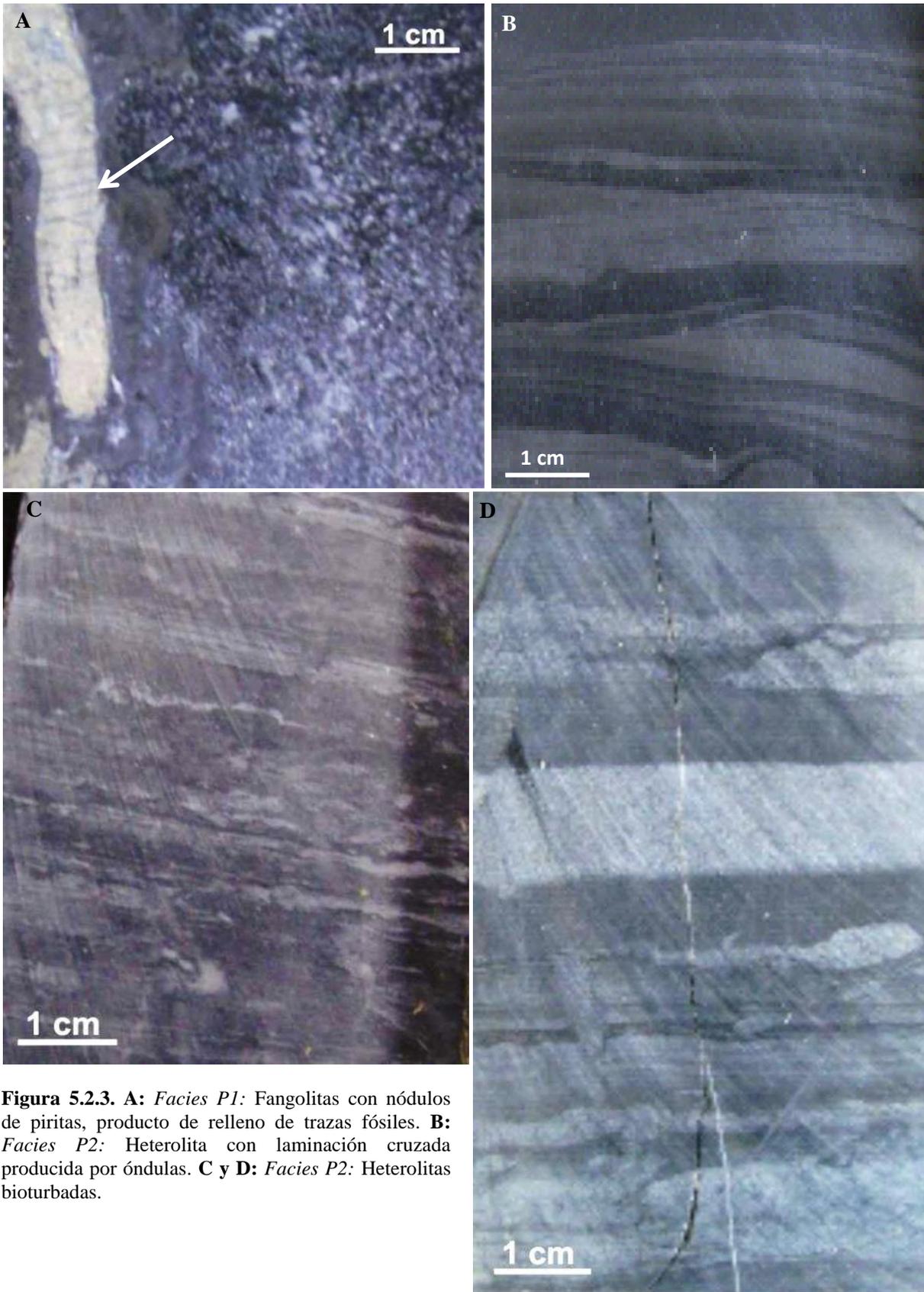


Figura 5.2.3. **A:** *Facies P1:* Fangolitas con nódulos de piritas, producto de relleno de trazas fósiles. **B:** *Facies P2:* Heterolita con laminación cruzada producida por óndulas. **C y D:** *Facies P2:* Heterolitas bioturbadas.

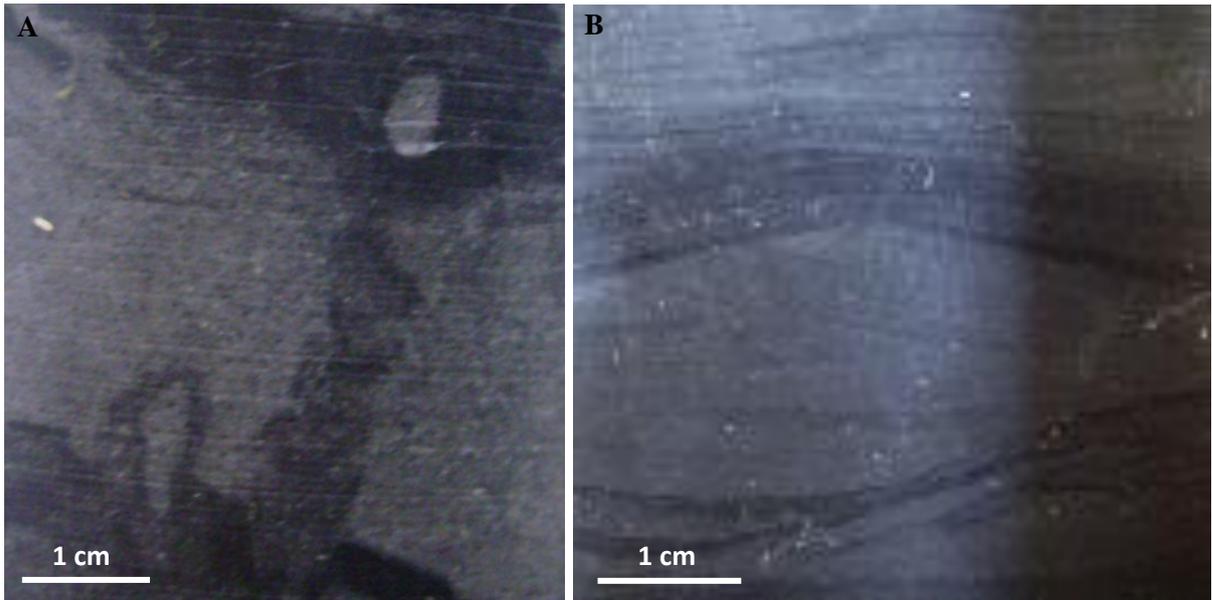


Figura 5.2.4. *Facies P3:* **A:** Areniscas finas con bioturbación y **B:** laminación cruzada producida por óndulas.

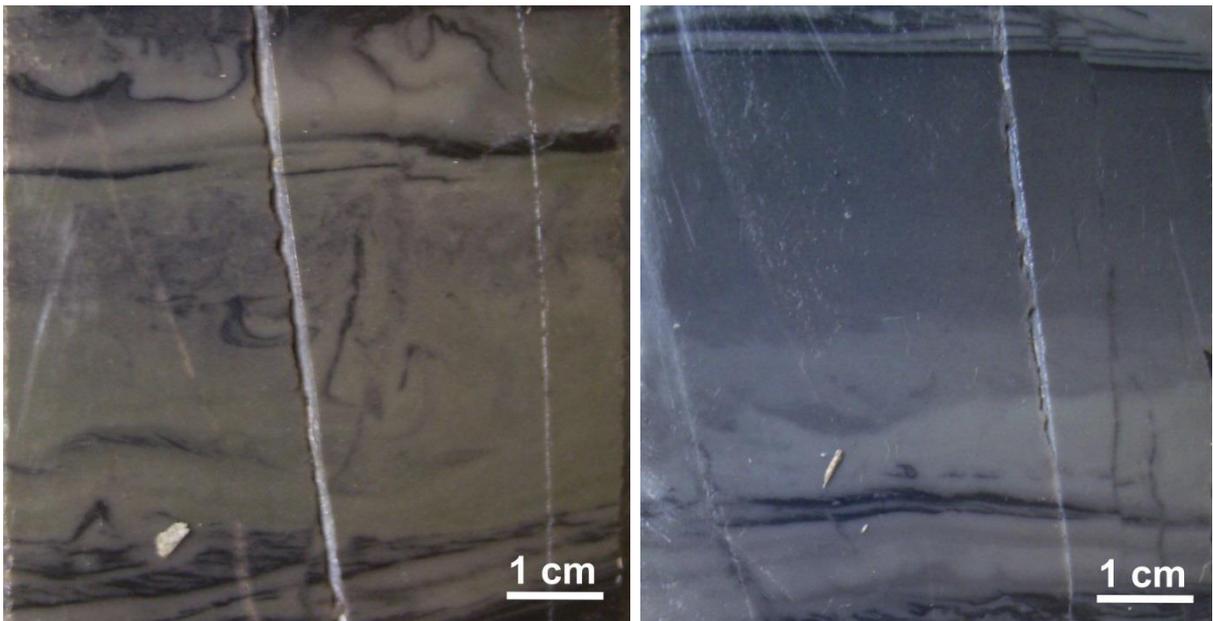


Figura 5.2.5. *Facies P4:* Tobas de color verdoso con laminación cruzada y paralela.

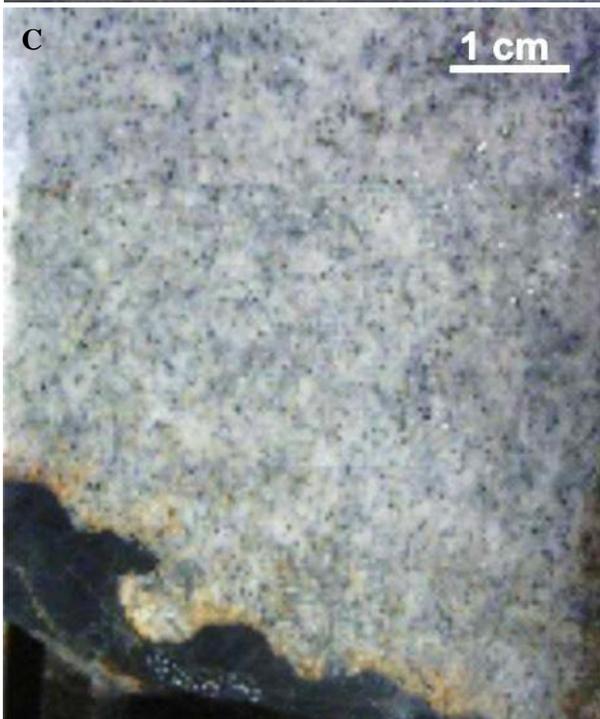


Figura 5.2.6. **A:** *Facies P5:* Arenisca carbonática. **B:** *Facies P6:* Arenisca con estratificación cruzada. **C:** *Facies P6:* Arenisca con base erosiva.

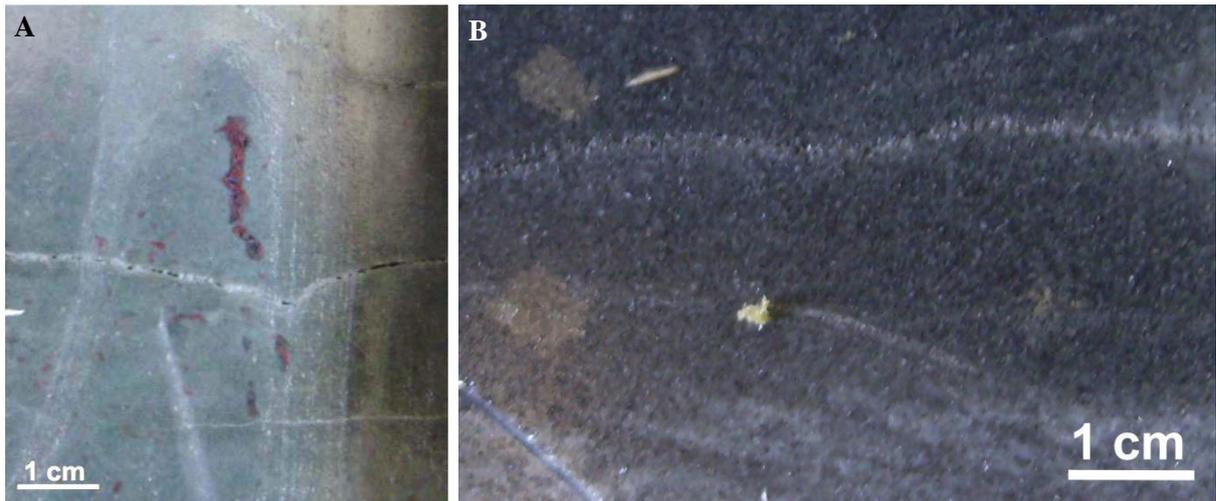


Figura 5.2.7. A: *Facies P7:* Fangolita de color verdoso con nódulos de hematita. **B:** *Facies P8:* Arenisca de color negro con nódulos de pirita.

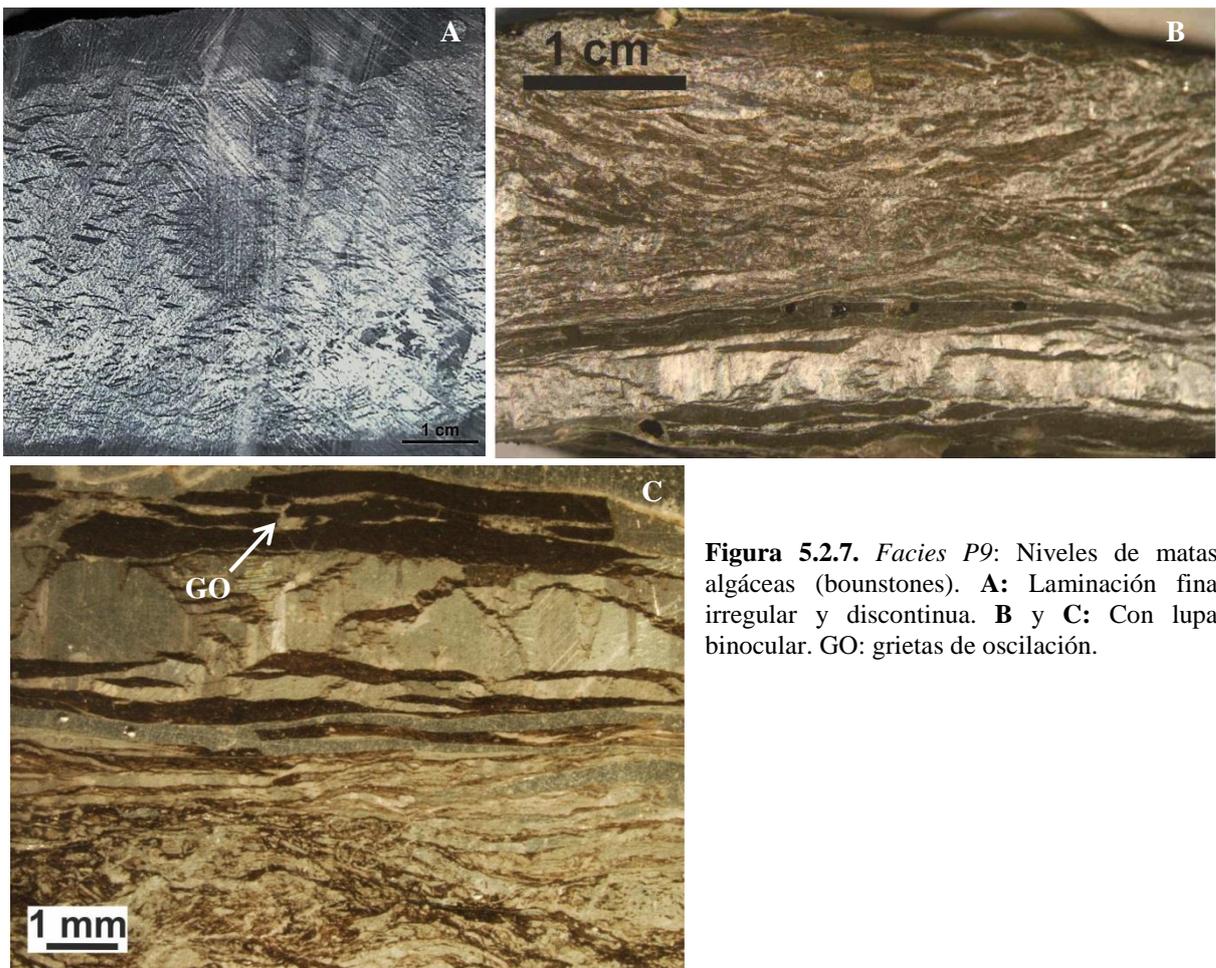


Figura 5.2.7. Facies P9: Niveles de matas algáceas (bounstones). **A:** Laminación fina irregular y discontinua. **B y C:** Con lupa binocular. GO: grietas de oscilación.

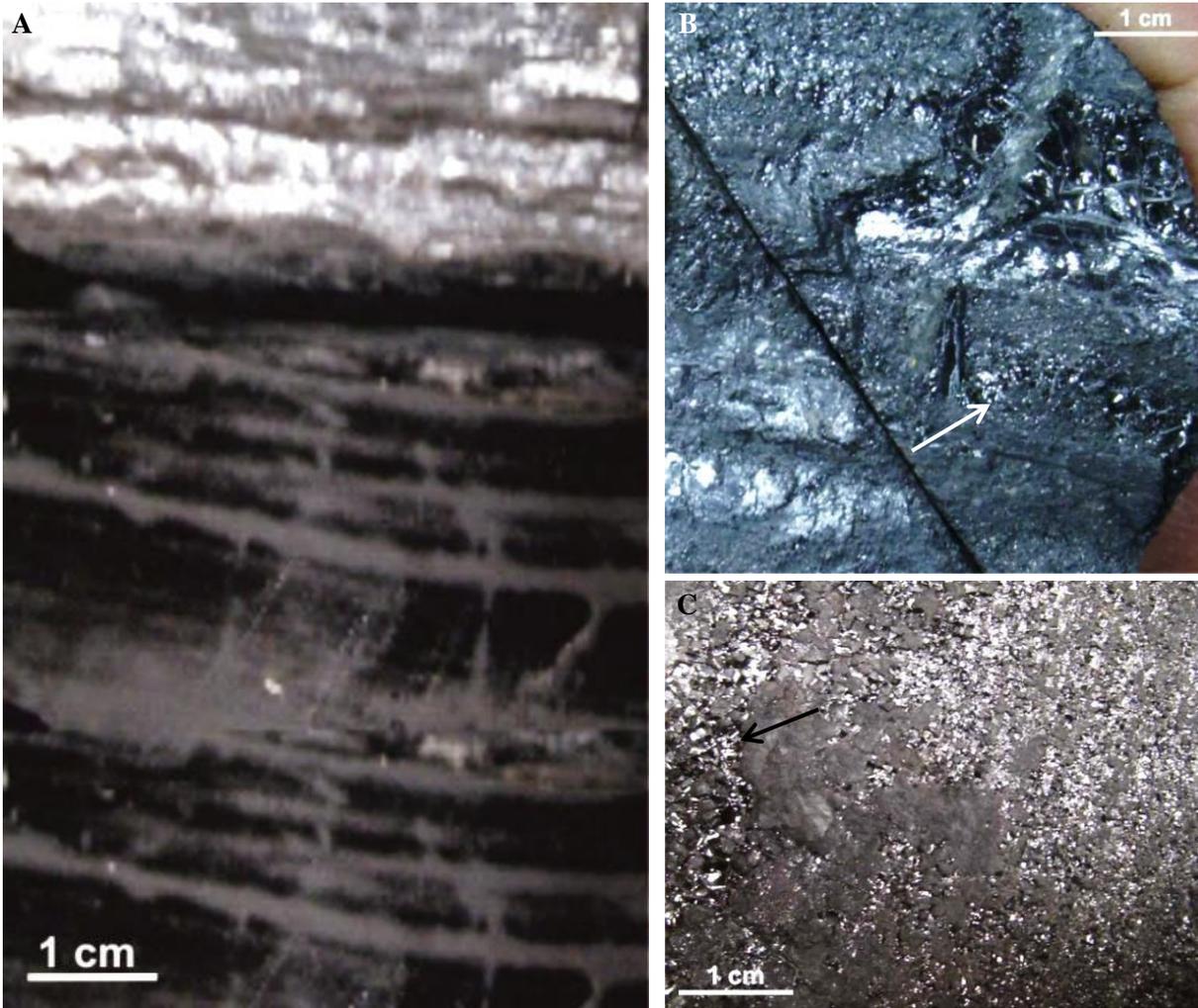


Figura 5.2.8. Facies P10: **A:** Fangolita carbonosa con laminación paralela (abajo) y carbón (arriba). **B:** Fangolita carbonosa con un nivel fino de carbón donde se puede distinguir una impronta vegetal. **C:** Carbón donde se observa la estructura vegetal.

5- 3 - PETROGRAFÍA DE LAS DISTINTAS FACIES DE AFLORAMIENTO Y DEL POZO PANG0001

Para poder realizar un estudio diagenético completo es necesario, en primer lugar, conocer la petrografía. A continuación se presentarán las descripciones petrográficas de las muestras extraídas correspondientes a las distintas facies, de afloramiento y de subsuelo y se realizará la clasificación de las mismas. En el caso de las litologías más gruesas, con tamaño de grano mayor a $62\mu\text{m}$ (psamitas) se dan los resultados obtenidos a partir del estudio petrográfico, mediante microscopía óptica de catorce (14) muestras extraídas de afloramiento y dos (2) de subsuelo. Se realizan conteos visuales con grillas de puntos de alta precisión y se clasifican las muestras utilizando los diagramas de Folk (1974). En el caso de las litologías más finas (tamaños menores a $62\mu\text{m}$), luego de la observación de las muestras mediante microscopía óptica y el conteo de su proporción de matriz y de hematita, se obtuvieron resultados mediante difracción de rayos X de seis (6) muestras correspondientes a dos localidades de afloramiento.

5.3.1. Petrografía mediante microscopía óptica

Microscópicamente, las muestras pertenecientes a la *facies 1* corresponden a areniscas muy finas (tamaños de grano promedio de $65\mu\text{m}$). Están compuestas por clastos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, fragmentos líticos mayormente de rocas metamórficas y, en menor proporción, micas (principalmente muscovita) y minerales opacos (principalmente hematita). La matriz está compuesta por sericita y en menor cantidad por cuarzo y epidoto. En algunas muestras se observa cemento carbonático en forma localizada, el cual invade la matriz y los clastos. El feldespato potásico se encuentra en ocasiones sericitizado. Contienen nódulos compuestos por hematita, que hacia la base de la Formación Tunas presentan formas ovaladas y hacia el techo redondeadas. (Figura 5.3.1).

Las muestras pertenecientes a la *facies 2* corresponden a areniscas medias (tamaños de grano promedio desde $250\mu\text{m}$ hasta $400\mu\text{m}$). Las mismas están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, fragmentos líticos de rocas metamórficas y volcánicas, muscovita y minerales opacos (principalmente hematita, hasta 15%). Contienen hasta un 10% de matriz, compuesta mayormente por sericita, cuarzo y epidoto. En algunas muestras, principalmente en las pertenecientes a la localidad de González Chávez, el cemento está compuesto por carbonato, que se encuentra invadiendo la matriz y los clastos. En menor proporción se observa cemento compuesto por hematita (Figura 5.3.2).

Las muestras pertenecientes a la *facies 3* corresponden a limolitas (tamaño de grano que van desde $10\mu\text{m}$ hasta $50\mu\text{m}$). Las mismas están compuestas por cuarzo, feldespato y micas (muscovita, sericita y clorita). Presentan cemento compuesto por hematita (Figura 5.3.3).

Las muestras pertenecientes a la *facies 4* corresponden a areniscas medias, de color gris en muestra de mano. Microscópicamente, están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, fragmentos líticos en su mayoría de rocas metamórficas, micas (muscovita, sericita y en menor

proporción biotita) y minerales opacos (mayormente hematita). La matriz se compone principalmente por sericita y cuarzo (Figura 5.3.4).

Las muestras pertenecientes a la *facies 5* corresponden a tobas finas o chonitas (tamaño promedio de los clastos de 0,1mm, con tamaños máximos de 0,4mm; Fisher, 1961) de colores blanquecinos. Está compuesta por cuarzo, muscovita, fragmentos líticos y trizas de vidrio, en general alteradas a sericita (Figura 5.3.5).

Las muestras pertenecientes a la *facies 6* corresponden a areniscas medias (con tamaños de grano promedio desde 250µm hasta 400µm), de color gris. Las mismas están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, fragmentos líticos de rocas metamórficas y volcánicas, muscovita y minerales opacos (principalmente hematita). La matriz está compuesta mayormente por sericita, muscovita, cuarzo y epidoto y cualitativamente su proporción es mayor que en la facies 4 (Figura 5.3.6).

En ocasiones las micas se encuentran elongadas y orientadas paralelamente con la laminación; a menudo forman bandas kink. Esto ocurre en todas las facies, en particular en las de grano más fino.

En el pozo PANG0001 se reconocieron 10 facies, de las cuales se describieron areniscas pertenecientes a las facies P1, P6 y P9.

Las muestras pertenecientes a la *facies P1* corresponden a limolitas de color negro en muestra de mano. Las mismas están compuestas por cuarzo, feldespato y micas.

Las muestras pertenecientes a la *facies P6* corresponden a areniscas medias de color gris en muestras de mano. Microscópicamente están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, fragmentos líticos (de rocas metamórficas, volcánicas y fangolitas), micas (principalmente muscovita y biotita) y en menor proporción clastos pequeños de epidoto y minerales opacos. La matriz está compuesta principalmente por sericita y cuarzo. Muchas de estas muestras contienen cemento carbonático, calcita, que presenta maclas y sombras de presión y se encuentra reemplazando algunos clastos.

Las micas presentes en ambas facies se encuentran elongadas y flexuradas, a veces mostrando tamaños mayores a los de los clastos; las biotitas están desferrizadas.

La *facies P9* corresponde a matas algáceas. Las mismas están compuestas por láminas oscuras de fangolita carbonosa intercaladas con láminas claras. En las láminas oscuras se distingue cuarzo y mica. En las láminas claras se observa principalmente cuarzo y carbonato (calcita), el cual presenta maclas.

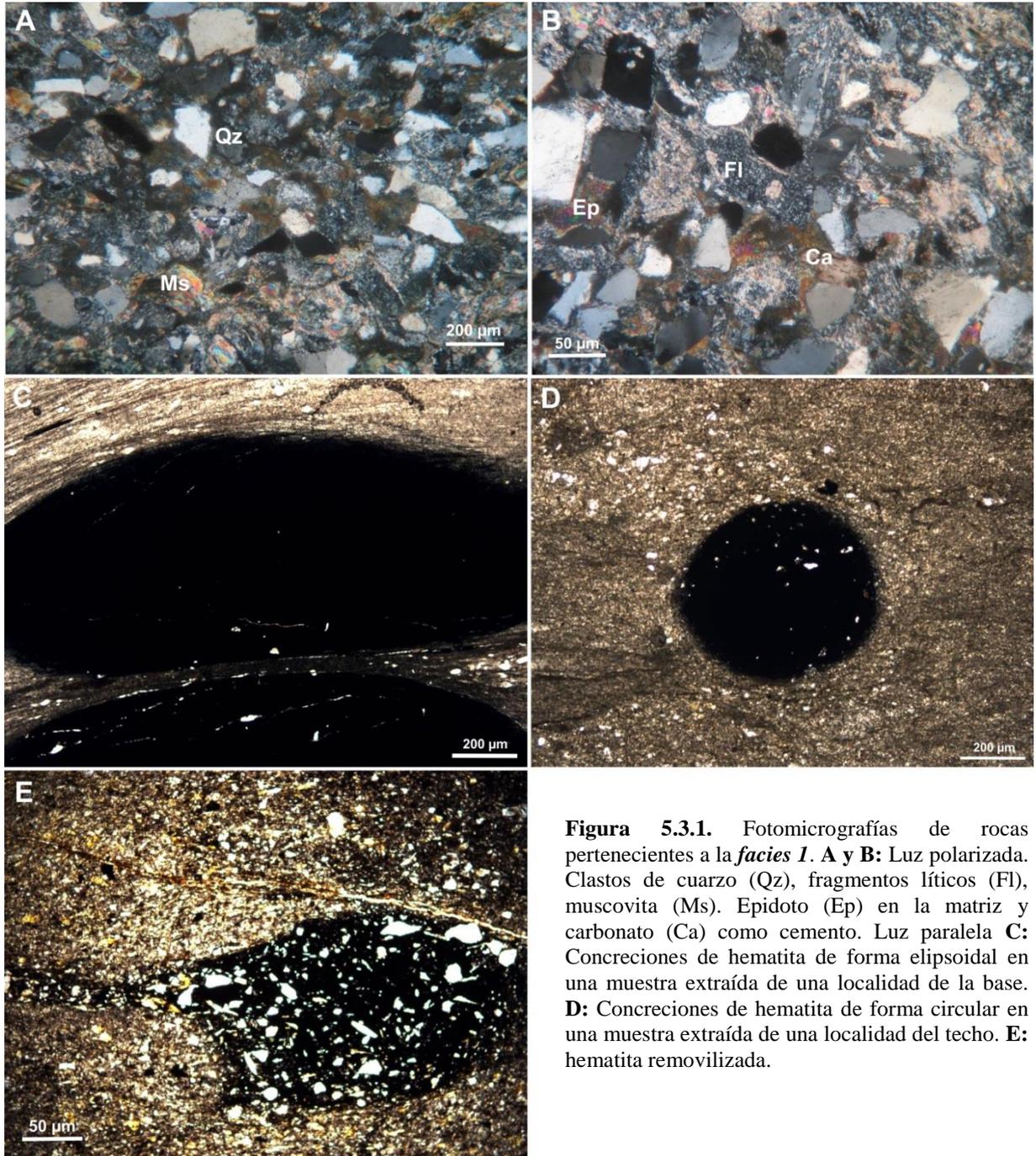


Figura 5.3.1. Fotomicrografías de rocas pertenecientes a la *facies 1*. **A y B:** Luz polarizada. Clastos de cuarzo (Qz), fragmentos líticos (Fl), muscovita (Ms). Epidoto (Ep) en la matriz y carbonato (Ca) como cemento. Luz paralela **C:** Concreciones de hematita de forma elipsoidal en una muestra extraída de una localidad de la base. **D:** Concreciones de hematita de forma circular en una muestra extraída de una localidad del techo. **E:** hematita removilizada.

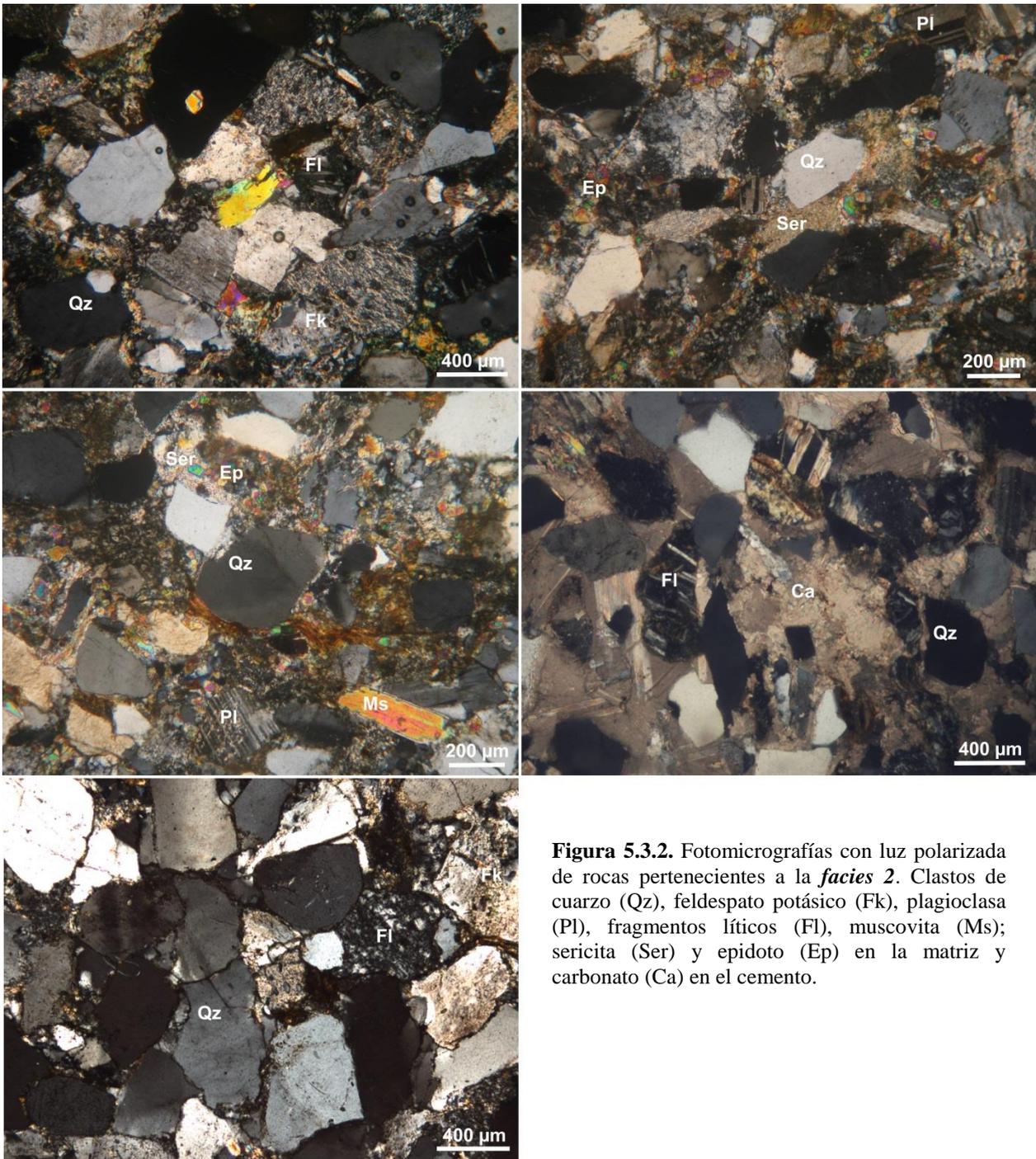


Figura 5.3.2. Fotomicrografías con luz polarizada de rocas pertenecientes a la *facies 2*. Clastos de cuarzo (Qz), feldespato potásico (Fk), plagioclasa (Pl), fragmentos líticos (Fl), muscovita (Ms); sericita (Ser) y epidoto (Ep) en la matriz y carbonato (Ca) en el cemento.

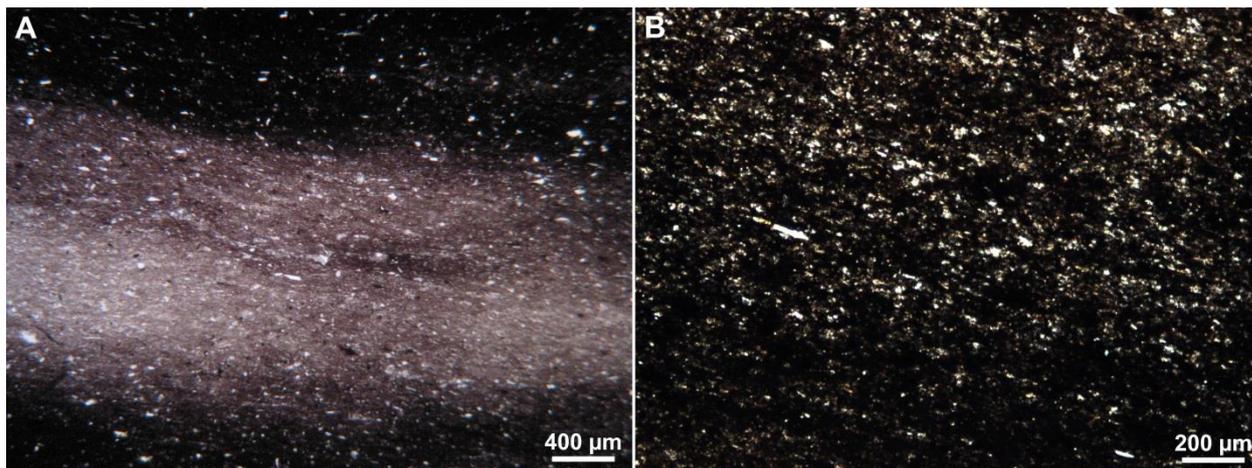


Figura 5.3.3. Fotomicrografías de rocas pertenecientes a la *facies 3*: **A**, con luz paralela, **B**, con luz colarizada. Clastos de cuarzo y micas, con un cemento de color castaño compuesto por hematita.

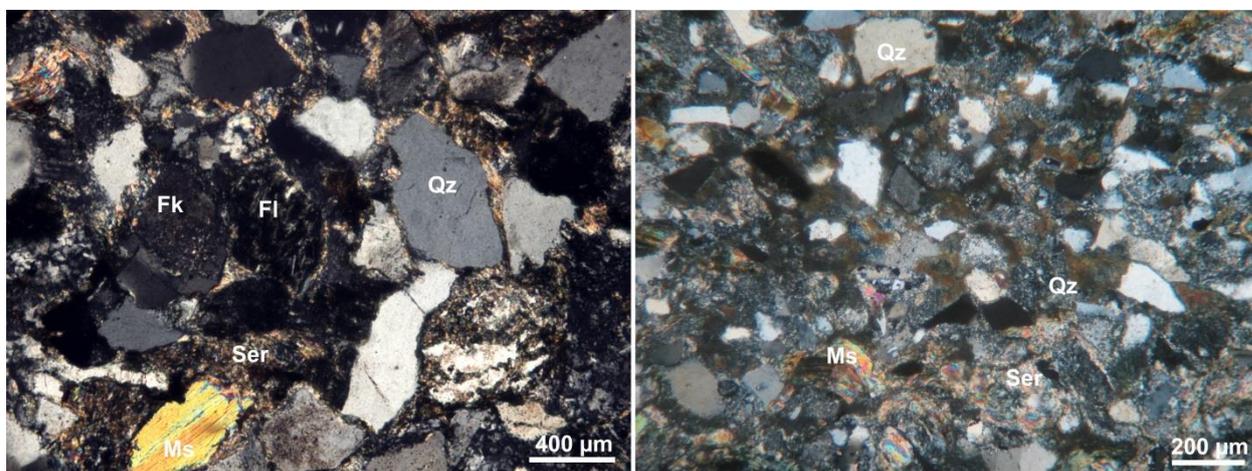


Figura 5.3.4. Fotomicrografías de rocas pertenecientes a la *facies 4*. Luz polarizada. Clastos de cuarzo (Qz), feldespato (Fk), fragmento líticos (Fl) y muscovita (Ms), con una matriz compuesta por sericita (Ser) y cuarzo.

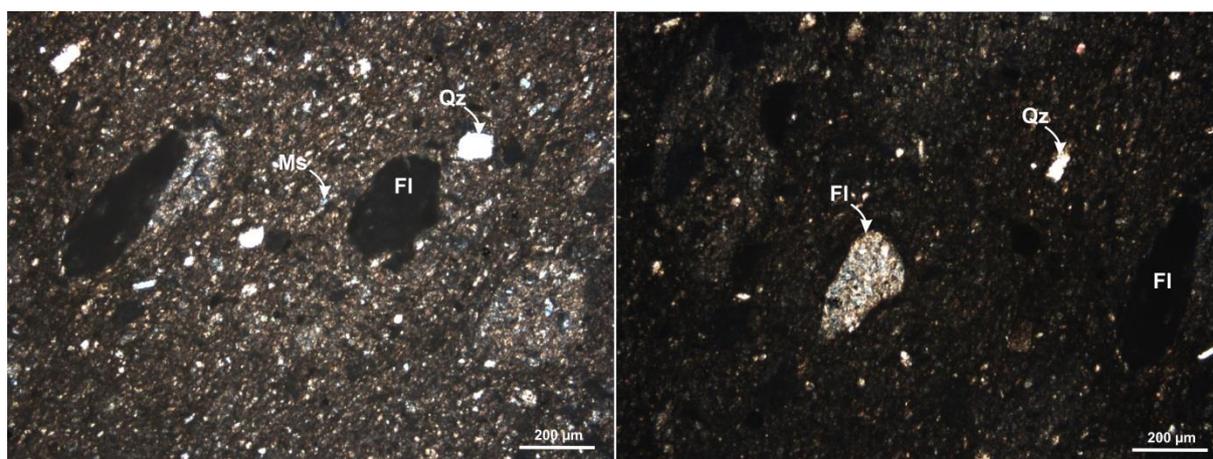


Figura 5.3.5. Fotomicrografía de rocas pertenecientes a la *facies 5*. Izquierda con luz paralela y derecha con luz polarizada. Se observan clastos de cuarzo (Qz) y fragmento líticos (Fl); muscovita (Ms) y cuarzo en la matriz.

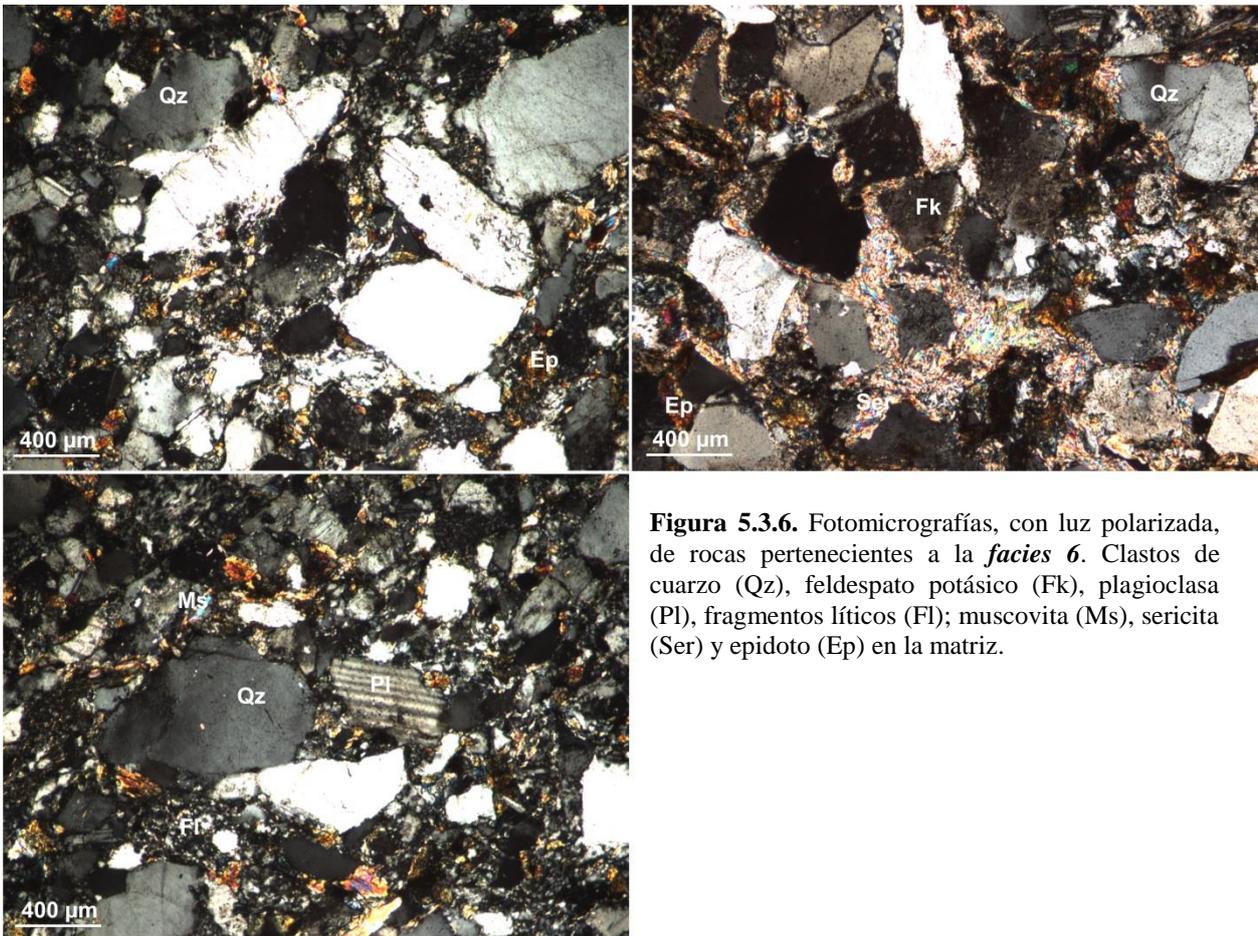


Figura 5.3.6. Fotomicrografías, con luz polarizada, de rocas pertenecientes a la *facies 6*. Clastos de cuarzo (Qz), feldespato potásico (Fk), plagioclasa (Pl), fragmentos líticos (Fl); muscovita (Ms), sericita (Ser) y epidoto (Ep) en la matriz.

5.3.2. Análisis cuantitativo y clasificación de las facies de areniscas

El análisis cuantitativo se llevó adelante en las facies de areniscas y wackes de la Formación Tunas aflorantes en distintas localidades, en las cuales los tamaños de grano (mayores a 62µm) resultaron aptos para aplicar la metodología descripta. Se aplicó dicho estudio a las facies 1, 2, 4 y 6 de afloramiento y a la facies P6 del pozo PANG0001. Se realizó el conteo de los clastos de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos, el conteo de matriz y se agruparon micas, minerales pesados y opacos en la categoría otros (Tabla 5.3.1).

Se estudiaron dos muestras correspondientes a la *facies 1*. La muestra que se localiza hacia la base de la secuencia tiene mayor contenido de feldespato (28,6%), mientras la que se encuentra ubicada hacia el techo tienen mayor contenido en fragmentos líticos (46,3%). El porcentaje de matriz es menor a 6%. Las muestras correspondientes a la facies 1 clasifican, según su composición y cantidad de matriz, como arcosas (Pettijohn, 1970; Tabla 5.3.1; Figuras 5.3.7 y 5.3.8).

Las muestras correspondientes a la *facies 2*, al igual que las facies 1, presentan un porcentaje alto de feldespato (entre 26 y 42%) en las localidades de la base (Estancia El Perdido y Ruta 76), mientras que hacia las localidades del techo (Estancia La Susana, Arroyo Paretas y Las Mostazas) aumenta el porcentaje de fragmentos líticos (entre 26 y 46%). Contienen hasta un 10% de matriz. Las muestras clasifican, según su composición y cantidad de matriz, como arcosas en la base de la secuencia y como areniscas líticas hacia el techo (Folk 1974; Tabla 5.3.1; Figuras 5.3.7 y 5.3.8).

La muestra perteneciente a la *facies 4* contiene un alto porcentaje de fragmentos líticos (41,3%), diferenciándose de las muestras pertenecientes a la *facies 2* por su menor tenor de cuarzo (21,8%). La muestra contiene menos de un 5% de matriz. La misma clasifica, según su composición y cantidad de matriz, como arenisca lítica (Folk 1974; Tabla 5.3.1; Figuras 5.3.7 y 5.3.8).

Las muestras pertenecientes a la *facies 6* presentan gran cantidad de fragmentos líticos (entre 23 y 37%). Las mismas contienen desde un 10% a un 25% de matriz. Clasifican, según su composición y cantidad de matriz, como wackes líticas (Pettijohn 1970; Folk 1974; Tabla 5.3.1; Figuras 5.3.7 y 5.3.8).

Las muestras correspondientes a la *facies P6* del pozo PANG0001 presentan gran cantidad de fragmentos líticos (entre 33 y 36%). Las mismas contienen entre 2,7 y 4% de matriz. Clasifican, según su composición y cantidad de matriz, como areniscas líticas (Tabla 5.3.1; Figura 5.3.8).

Localidad	Facies	Qz (%)	Feld (%)	FL (%)	Otros	Matriz (%)	Clasificación a partir de Pettijohn (1970)
Ea. El Perdido	2	28,46	34,10	10,88	22,86	2,92	Arcosa
		38,66	32,86	5,26	19,29	3,79	Arcosa
		22,59	28,79	23,12	20,25	5,00	Arcosa
		34,50	41,72	14,16	0,08	1,55	Arcosa
Ruta 76	2	37,16	26,44	16,13	13,78	5,19	Arcosa
Ea La Susana	2	26,61	23,56	42,09	6,28	1,45	Arenisca lítica
Arroyo Paretas	6	27,34	21,10	23,46	27,51	11,59	Wacke lítica
	2	60,50	15,10	20,00	3,21	1,10	Arenisca lítica
	1	30,56	28,61	10,21	24,88	5,74	Arcosa
Ea 2 de Mayo	1	24,88	21,39	46,27	4,68	2,77	Arenisca lítica
San Antonio	6	22,62	11,80	36,80	3,42	25,20	Wacke lítica
		28,20	19,77	26,46	4,11	19,83	Wacke lítica
Las Mostazas	4	21,88	25,32	41,32	6,88	4,61	Arenisca lítica
	2	34,42	27,26	29,12	6,96	2,24	Arenisca lítica
PANG0001	P6	30,65	22,79	35,64	7,36	3,87	Arenisca lítica
		34,73	26,35	33,84	2,37	2,70	Arenisca lítica

Tabla 5.3.1. Contenido de los distintos componentes (cuarzo: Qz, feldespato: Feld y fragmentos líticos: FL) de las diferentes facies analizadas en las localidades muestreadas para la Formación Tunas. Clasificación de las mismas según Pettijohn (1970). La categoría otros incluye micas, minerales pesados y minerales opacos.

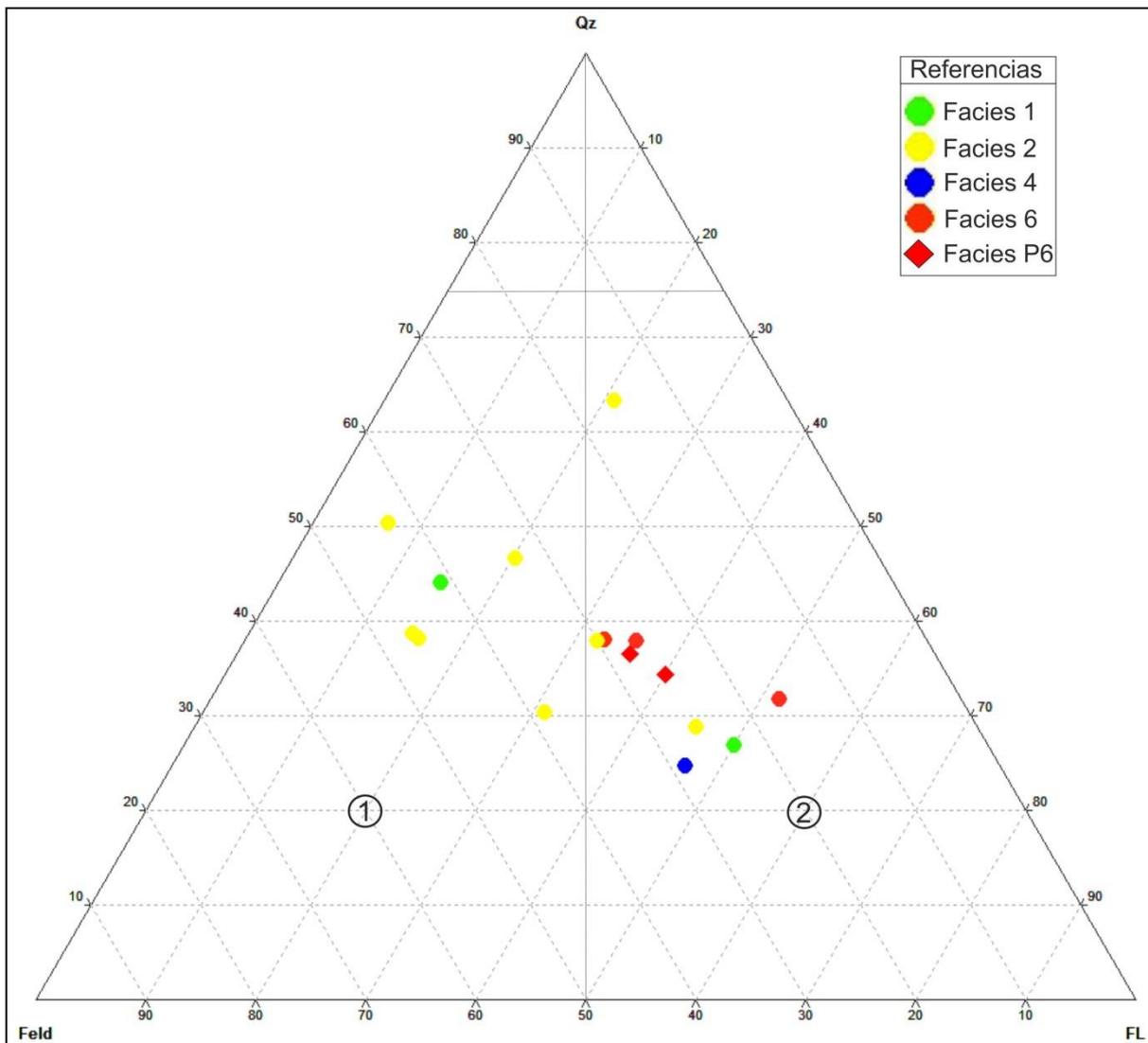


Figura 5.3.7. Representación gráfica de la composición de las areniscas y wackes pertenecientes a las distintas facies de areniscas de la Formación Tunas según Folk (1974). Qz: cuarzo, Feld: feldespato, FL: fragmentos líticos, 1: arcosas/wackes feldespáticas, 2: areniscas/wackes líticas.

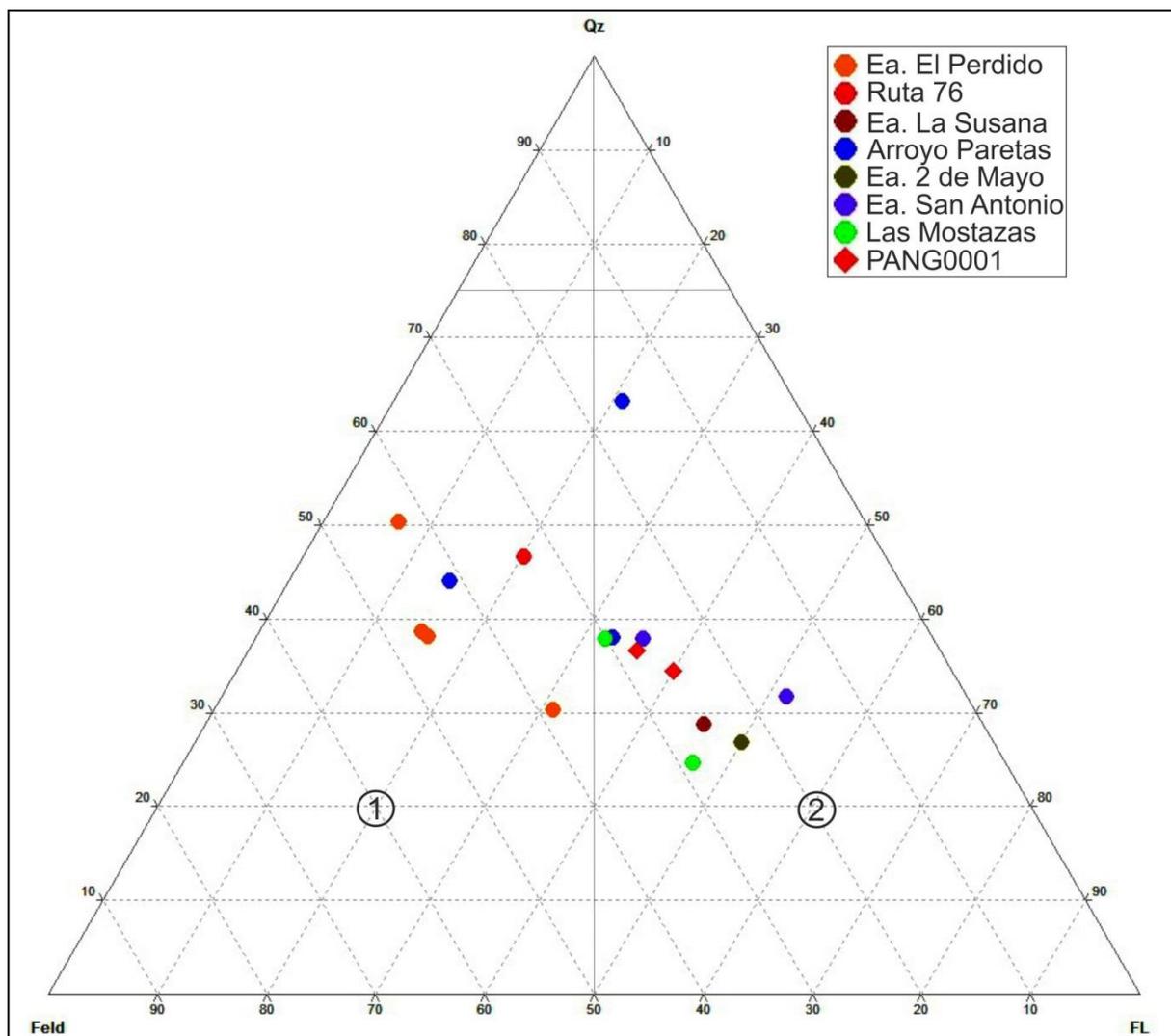


Figura 5.3.8. Representación gráfica de la composición de las muestras pertenecientes a las distintas localidades de la Formación Tunas según Folk (1974). Qz: cuarzo, Feld: feldespato, FL: fragmentos líticos, 1: arcosas/wackes feldespáticas, 2: areniscas/wackes líticos.

5.3.3. Análisis de las facies de litologías finas mediante microscopía óptica y rayos X

En las facies 3 y 5 de afloramiento, solo fue posible el conteo de la proporción de matriz y de hematita mediante microscopía óptica, debido a su granulometría fina. La presencia de los distintos componentes fueron corroborados mediante difracción rayos X.

Las muestras pertenecientes a la *facies 3* presentan principalmente cuarzo y muscovita (Figura 5.3.9). El cemento está compuesto por hematita, con un porcentaje promedio de 60% (Figura 5.3.9). La cantidad de matriz supera el 75%. Clasifican, según el tamaño de los clastos y el porcentaje de matriz, como fangolitas (Pettijohn 1970).

Las muestras pertenecientes a la *facies 5* contienen principalmente cuarzo, muscovita y feldespato potásico, con altas proporciones de fragmentos líticos, principalmente correspondientes a rocas volcánicas (Figura 5.3.10). Clasifican, según el tamaño de grano como tobas finas o chonitas (Fisher 1961).

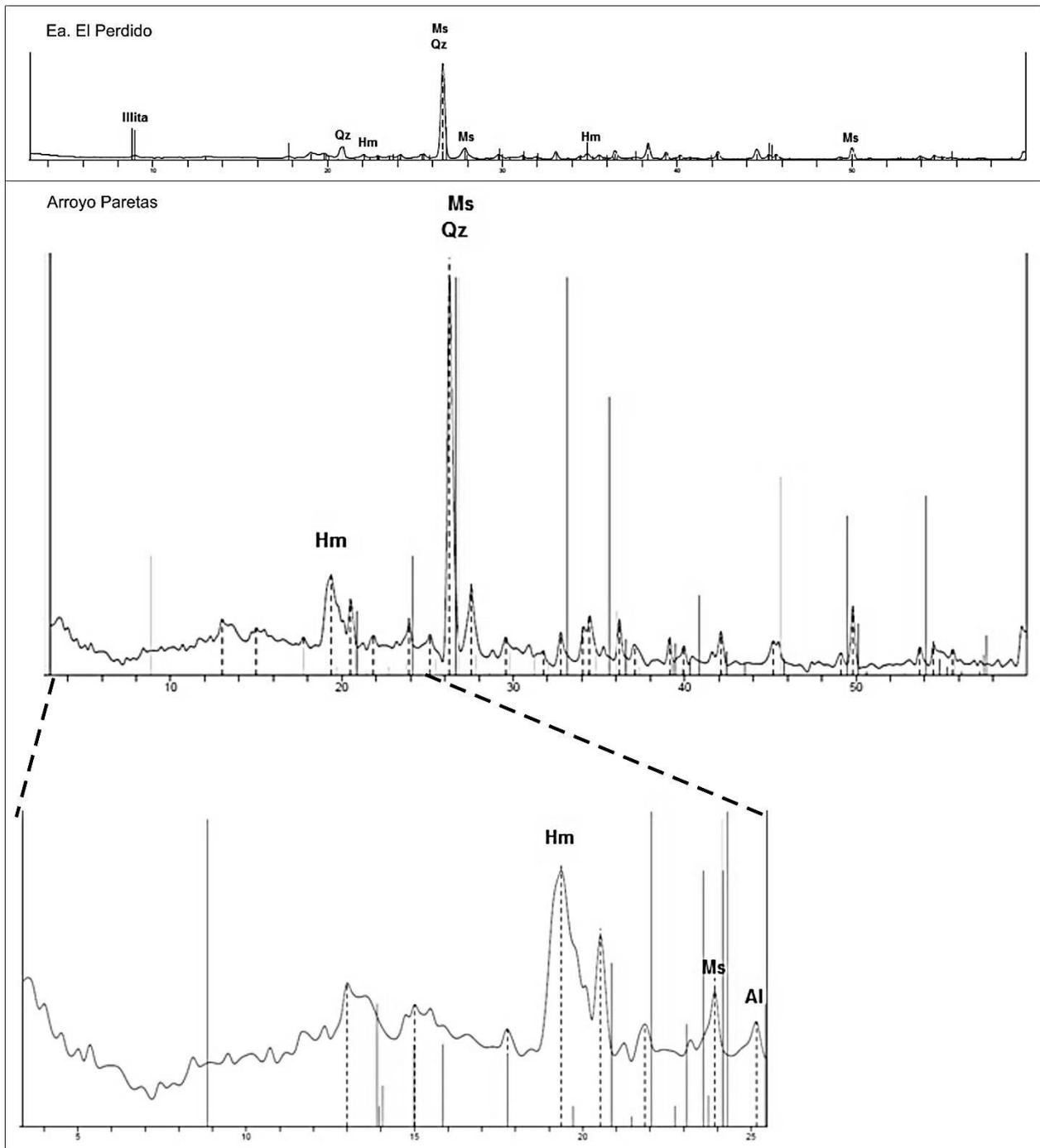


Figura 5.3.9. Diagrama de rayos X de muestras pertenecientes a las facies 3 en la localidad Ea. El Perdido, localizada en la base de la secuencia y de la localidad Arroyo Paretas, hacia el techo de la misma (entre 20 y 60 θ). Abajo, detalle del diagrama (entre 20 y 250).

- *Facies 1*: Presenta Hm en forma de concreciones y nódulos, de forma elipsoidal en las localidades de la base y circular en las del techo, como cemento y como clastos. El término *nódulo* se utiliza para los cuerpos irregulares y carentes de estructura, mientras que el término *concreción* se reserva para formas más regulares (Pettijohn, 1975). El porcentaje promedio de Hm es de 15%.

- *Facies 2*: Hm ocurre como clastos detríticos y en menor cantidad como cemento; su porcentaje promedio es de 11%.

- *Facies 3*: Presenta Hm en forma de cemento cuyo porcentaje promedio es de 60%.

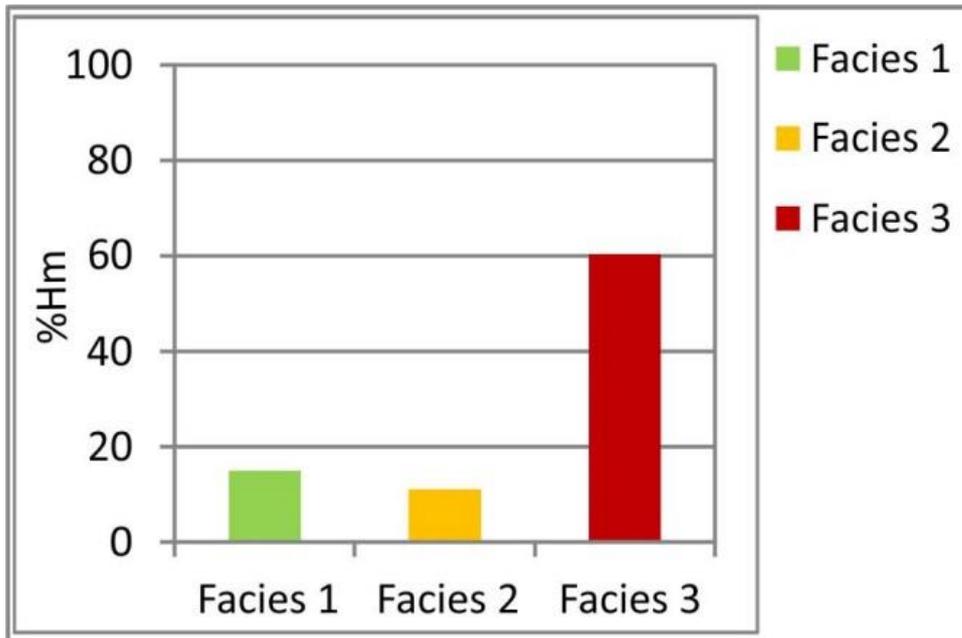


Figura 5.3.11. Porcentajes de hematita (Hm) en las facies 1, 2 y 3.



Figura 5.3.12. Facies 1, fotografías con lupa binocular: **A,** concreciones de Hm de forma elipsoidal en la base de la secuencia; **B,** concreciones de Hm de forma circular en el techo de la secuencia. Fotomicrografías en microscopio óptico: **C:** Hm como cemento en facies 1; **D:** Hm como clastos detríticos y cemento en facies 2; **E:** Hm como cemento en facies 3. Hm: hematita.

5.3.5. Petrografía de la Formación Tunas a lo largo de la secuencia estratigráfica y su análisis en términos de proveniencia

A lo largo de la secuencia estratigráfica correspondiente a la Formación Tunas se observan variaciones en la composición de las areniscas. En los afloramientos que se encuentran en la parte basal de la Formación Tunas, ubicados al noroeste en la Sierra de Las Tunas, se puede observar un predominio de arcosas (con mayores contenidos de feldespato). En los afloramientos que se encuentran hacia el sudeste, hacia el techo de la secuencia predominan areniscas líticas, ya que

aumenta la proporción de fragmentos líticos sobre todo correspondientes a rocas volcánicas (Figura 5.3.8). Estas variaciones en la composición se deben a cambios en el ambiente de procedencia de los clastos a lo largo del tiempo. En la base de la secuencia el ambiente geotectónico de procedencia tiende a ser de basamento levantado y de arco magmático disectado, mientras que hacia el techo de la secuencia la proveniencia es netamente de arco magmático disectado (Dickinson *et al.* 1983; Figura 5.3.13).

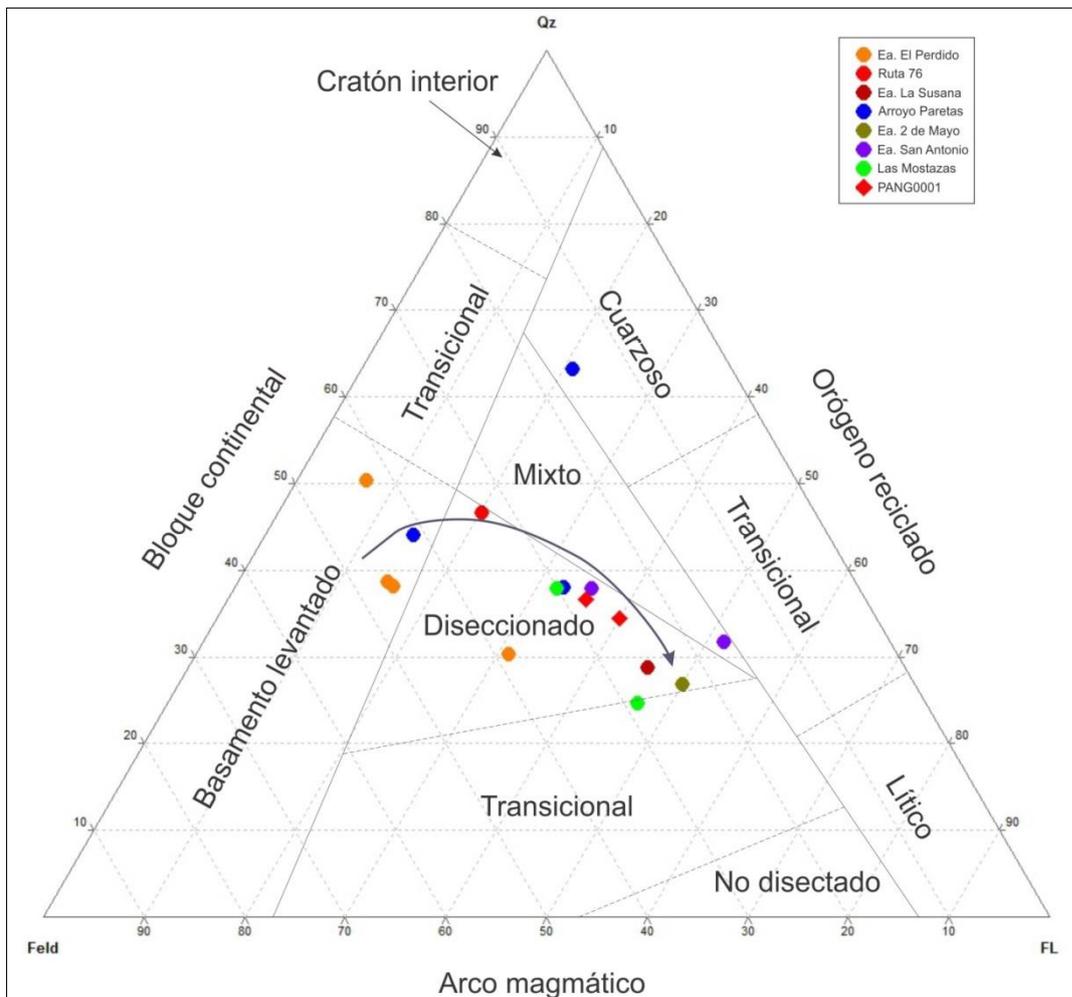


Figura 5.3.13. Representación gráfica de la composición de las facies de las areniscas de distintas localidades de la Formación Tunas en el diagrama de Dickinson *et al.* (1983).

5.3.6. Interpretación y discusiones

Las areniscas medias (facies 2 y 4) de la Formación Tunas presentan formas negativas con bases erosivas, lo cual nos indica la presencia de canales. En los estratos de la facies 2 se midieron superficies con ángulos de inclinación de aproximadamente 10°, perpendiculares a la dirección del flujo, lo que indicaría la presencia de superficies de acreción lateral en sistemas de canales meandriformes. Los estratos de la facies 4 en cambio, parecen haber sido depositados en sistemas de canales de mayor energía (capítulo 5.1). Por otro lado, las concreciones y nódulos presentes en las areniscas finas de la facies 1 indican la presencia de un cuerpo de agua asimilable a un ambiente

lacustre somero (Yoshida *et al.* 2006; Bowen *et al.* 2008). Por lo tanto, las distintas facies de la Formación Tunas se habrían depositado en un sistema de canales y cuerpos de agua adyacentes de características óxicas que podrían representar llanuras de inundación.

Las concreciones y nódulos presentes en la Formación Tunas pueden ser sinsedimentarias, penecontemporáneas, es decir generadas durante la diagénesis temprana, previo a la compactación del sedimento, o epigenéticas, generadas luego de la consolidación de la roca hospedante (Pettijohn, 1975). Luego habrían sido afectadas por la compactación, generándose formas elipsoidales, sobre todo en las localidades de la base de la formación. Existen varias razones para pensar que dichas estructuras se formaron *in situ* y tienen un origen diagenético: se encuentran de forma distanciada una de la otra dentro del estrato, presentan variedad de formas, ocurren en varias capas y a lo largo de toda la formación y contienen clastos de la misma composición que la roca que los aloja. Teniendo en cuenta que los nódulos y concreciones no atraviesan los planos de estratificación y los clastos alojados dentro de los mismos no presentan signos de compactación, se puede inferir que en el momento que hematita precipitó, el sedimento aún conservaba su porosidad. Esto implicaría que la precipitación se produjo durante una diagénesis temprana (Bowen *et al.* 2008; Pettijohn 1975) en condiciones oxidantes y luego habrían estado sujetos a los procesos de deformación, tal cual se manifiesta por las formas oblatas en la base. El cemento en las facies 3 también pudo haberse generado por el mismo proceso de precipitación. En cuanto a los clastos detríticos, éstos se habrían depositado de forma mecánica, por acción de las paleocorrientes. Resulta claro que la precipitación de hematita se vio favorecida por la facies de tamaño de grano más fino, ya que su concentración es mayor en ésta.

Se han descrito yacencias de hierro similares a las de la Formación Tunas, de edad Carbonífera-Pérmica, en distintos lugares del mundo (Benedetto 2010), tales como:

- Cuenca de Karoo, en las Montañas del Cabo: en pelitas rojas depositadas en ríos meandriformes y depósitos lacustres.
- Cuenca de Paganzo: en capas de areniscas rojas.
- Norte de Chile y Puna Occidental Argentina: en areniscas rojas de la Formación Cerro Oscuro.
- Andes Venezolanos: a lo largo de 3000m de areniscas rojas asociadas a depósitos deltaicos de la Formación Sabaneta.

La presencia de estas acumulaciones de hierro (en capas rojas y en nódulos y concreciones en areniscas), comunes durante el Pérmico, pueden atribuirse a la continentalización global debido al proceso glaciario y a la formación de Pangea.

Las distintas facies de la Formación Tunas muestran no sólo variaciones en el nivel de energía del ambiente sedimentario, evidenciado por los cambios en las estructuras sedimentarias de las distintas facies, sino también diferencias composicionales, que implican una variación en las áreas de procedencia. Esto puede deberse a cambios tectónicos que afectan a la Formación Tunas en el momento de la depositación de sus litofacies ya que, como fuera interpretado por varios autores, esta unidad se depositó en un ambiente tectónicamente activo (Lopez Gamundi *et al.* 1995; López Gamundi *et al.* 2013; Alessandretti *et al.* 2013; Ramos *et al.* 2013). Estos cambios también están

reflejados en el registro paleomagnético y, como se verá más adelante en esta tesis, en la fábrica magnética (Tomezzoli y Vilas 1999; Tomezzoli 2001; Figura 5.13.14).

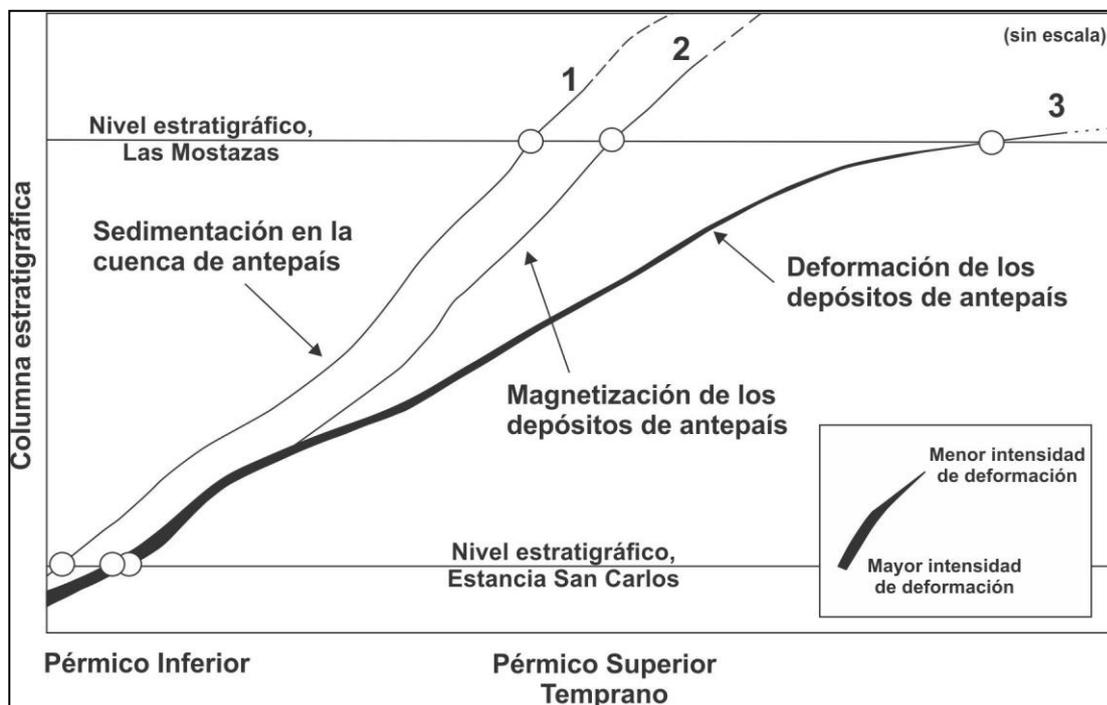


Figura 5.13.14. Relaciones esquemáticas entre los niveles estratigráficos, la sedimentación, magnetización y deformación de la secuencia. La curva 1 representa la velocidad de sedimentación; la curva 2 el tiempo de adquisición de la magnetización en distintos niveles estratigráficos; la curva 3 el tiempo e intensidad de la deformación en cada porción de la columna estratigráfica. Entre las curvas 1 y 2 hay un tiempo de retardo necesario para la adquisición de la remanencia, mientras que entre las curvas 2 y 3 se ve la cohetaneidad entre la deformación y la magnetización durante el Pérmico Temprano. En la Estancia San Carlos hay simultaneidad de procesos, en cambio en la Cantera Las Mostazas la deformación es posterior a la magnetización y no logra afectarla (Tomezzoli 1999).

Los cambios tectónicos que se habrían producido contemporáneamente a la depositación habrían provocado variaciones en la energía del medio y en las áreas de procedencia, depositándose facies de composiciones muy distintas. Las arcosas, dado el mayor contenido de feldespatos, tendrían un área de procedencia correspondiente a un ambiente geotectónico con influencia de arco magmático y basamento. Las areniscas líticas, por su mayor proporción de fragmentos de rocas ígneas, principalmente volcánicas de composición básica, procederían, según el diagrama Dickinson *et al.* (1983), de un ambiente geotectónico atribuible principalmente a un arco magmático.

Si comparamos la composición de las distintas facies de la Formación Tunas obtenidas en este estudio con las obtenidas por otros autores, podemos ver que existen algunas coincidencias. Las muestras clasificadas como arcosas coinciden con las descritas por Andreis y Cladera (1992) y las clasificadas como areniscas líticas coinciden con las descritas por López Gamundi (1996).

Según varios autores (Cobbald 1991; Andreis y Cladera 1992; Lopez-Gamundi 1996) esta depositación sintectónica es típica de una cuenca de antepaís. En cuanto al origen de esa tectónica

sindepositacional que ocurre durante el Pérmico, existen varias hipótesis. Andreis y Cladera (1992) atribuyen el ambiente geotectónico a la colisión intercontinental entre Patagonia y el continente Gondwánico o a la orogenia Sanrafaélica (Ramos 1984; Pángaro y Ramos 2012). No descartan un arco magmático en la Cuenca de Karoo, en Sudáfrica. Por otro lado, existen dataciones radiométricas (Cingolani *et al.* 1991) y reconstrucciones paleogeográficas y paleoclimáticas (López Gamundi *et al.* 1993; 1994; 2013) que permiten proponer la presencia de un vulcanismo activo ubicado al sudoeste de Sierra de la Ventana. López Gamundi (2006) adjudica este hecho a la fase tectónica Sanrafaélica. Otros autores (Kostadinoff 1993; Álvarez 2004; Kostadinoff 2007) proponen, a partir de datos de gravimetría, un alto ubicado al sudoeste, que lo asignan al Pérmico y lo correlacionan con las series eruptivas gondwánicas de la provincia de La Pampa (Gregori *et al.* 2003).

Gregori *et al.* (2008) proponen mediante estudios de gravimetría y magnetometría, un sistema de bloques continentales que se mueven como resultado de un evento tectónico que produce fragmentación de la corteza, a lo largo de fallas transformantes. Este estilo de deformación es común durante orogenias colisionales. Estos autores sostienen que es probable que durante el Permo-Triásico haya ocurrido una rotación de los bloques, lo cual explicaría el ambiente tectónico inestable en el cual se depositó la Formación Tunas. Según Tomezzoli (1997, 2012) la deformación Pérmica es de tipo postcolisional, relacionada con la fase orogénica San Rafael y sería el producto del ajuste y reacomodación de todas las placas tectónicas que colisionaron con el Gondwana (que habría funcionado como un núcleo de acreción principal) durante el Devónico medio (fase orogénica Cháñica). Estas placas tectónicas habrían sido Chilenia y Patagonia desde el Sudoeste y Laurentia desde el Norte para llegar a la configuración final de la Pangea durante el Triásico (Tomezzoli 2012). El hecho de que la Formación Sauce Grande contenga clastos de la Formación Lolen subyacente (Andreis y Ribeiro 2003), estaría indicando el levamiento de las sierras para estos tiempos geológicos.

Teniendo en cuenta que algunas facies muestran una procedencia con aportes de basamento, no se descarta tampoco la posibilidad de que parte del material provenga de la erosión de las formaciones subyacentes al Grupo Pillahuincó.

5- 4 - ANÁLISIS DE COMPACTACIÓN

El análisis de la compactación mecánica que han sufrido las rocas pertenecientes a una formación, resulta importante para conocer el estado de diagénesis que la misma ha alcanzado. La compactación, ya sea por soterramiento o por otro tipo de esfuerzos (por ejemplo tectónicos), genera cambios en los contactos de los clastos que componen la roca, dependiendo de los distintos estadios de compactación.

Por lo expuesto, resulta sustancial la observación microscópica y el conteo de los distintos tipos de contactos, para lo cual se utilizaron los criterios de Taylor (1950). Existen varios índices que permiten contabilizar la compactación en base al conteo de los contactos (Capítulo 3). McBride *et al.* (1990) relacionaron el índice de contactos (IC; Taylor 1950) y el índice de empaquetamiento cerrado (TPI; Wilson y McBride 1988), con la profundidad máxima a la cual estuvieron sometidas muestras pertenecientes a las areniscas Wilcox, de Texas.

En las areniscas de los afloramientos de la Formación Tunas las facies más adecuadas para este tipo de estudio (por su tamaño de grano mayor) es la facies 2 (facies de areniscas medias). Se analizaron 15 muestras correspondientes a dicha facies (13 provenientes de localidades de las Sierras Australes y 2 de la Cuenca de Claromecó). En el pozo PANG0001 se analizó una muestra correspondiente a la facies P6, extraída a 878,23mbbp. En dichas muestras se contabilizaron los distintos tipos de contacto, se calcularon el IC y el TPI y se utilizó el método de McBride *et al.* (1990) para conocer el nivel de compactación y la profundidad a la cual habría sido soterrada dicha formación.

5.4.1. Tipos de contacto

En las muestras de areniscas de la Formación Tunas se identificaron contactos de tipo suturado, cóncavo-convexo, recto, puntual y flotante. Los contactos suturados y cóncavo-convexos predominan en las muestras pertenecientes a las localidades de la base, mientras que en las muestras pertenecientes a las localidades del techo predominan los contactos de tipo recto y puntual (Figuras 5.4.1 y 5.4.2).

5.4.2. Cálculo de índice de contacto (IC), índice de empaquetamiento cerrado (TPI) y profundidades de soterramiento.

En la tabla 8.1 se muestran los valores obtenidos de los distintos tipos de contactos de las muestras analizadas y el total de contactos medidos en cada muestra de la Formación Tunas. El TPI fue calculado mediante la ecuación 1 (ec. 1, Capítulo 4), a partir de los valores obtenidos en la tabla 5.4.1 y el CI se calculó mediante la ecuación 2 (ec. 2, Capítulo 4), promediando todos los contactos identificados para cada grano.

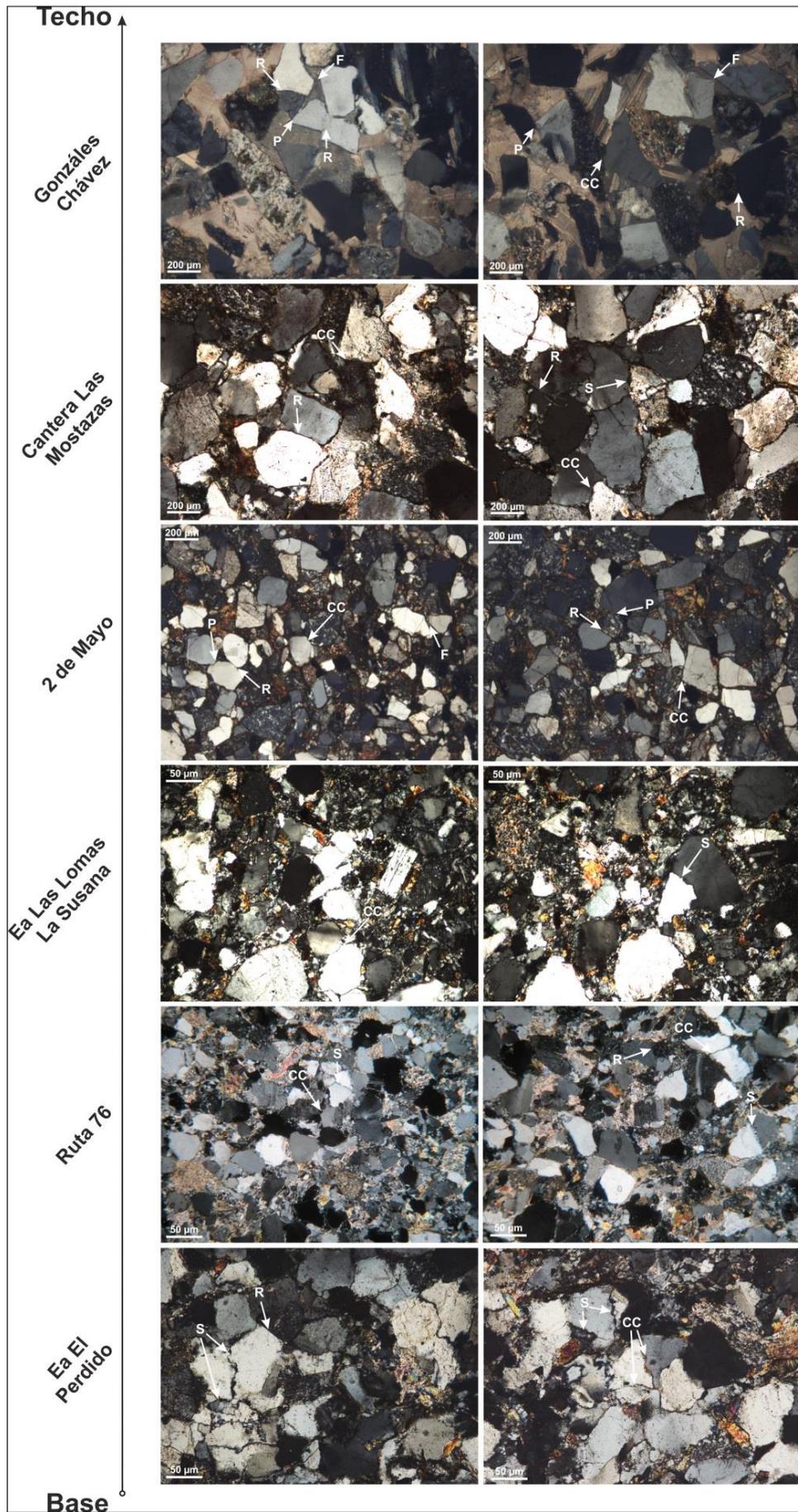


Figura 5.4.1. Fotomicrografías de muestras provenientes de distintas localidades de la Formación Tunas, desde la base hacia el techo. En la base, predominan los contactos suturados (S) y cóncavo-convexos (CC). En el techo, predominan contactos rectos (R), puntuales (P) y flotantes (F).

Muestra	Localidad	Contactos					Total	IC	TPI
		r	c	S	p	f			
06040711a	Ea El Perdido	1057	748	729	227	17	2778	1,713	0,912
1140910	Ruta 76	857	357	378	386	65	2043	1,665	0,779
2050711	Ea La Susana	1150	546	478	422	81	2677	1,636	0,811
R51 4c	Arroyo Paretas	202	11	6	1034	1801	3054	1,298	0,0737
Y105	2 de Mayo	1262	570	342	486	110	2770	1,715	0,785
2060904	Ea San Antonio	743	77	34	965	1089	2908	1,6198	0,2939
2060901	A° El Pensamiento	570	152	48	1261	1337	3368	1,316	0,228
M9	Las Mostazas	780	68	238	1644	1846	4576	1,804	0,675
2030711b	Las Mostazas	1249	333	187	560	197	2526	2,541	0,2325
4030711	Las Mostazas	1199	616	542	371	23	2751	1,692	0,856
1070612A	Las Mostazas	775	215	204	320	50	1564	1,764	0,763
01070612B	Las Mostazas	723	311	207	326	66	1633	1,678	0,761
01070612C	Las Mostazas	718	317	345	264	17	1661	1,691	0,831
CHCi	González Chávez	370	58	54	1310	1999	3791	1,653	0,126
CHCi bis	González Chávez	540	274	204	627	798	2443	1,389	0,417
61-BOX250	PANG0001	1108	499	479	445	241	2772	1,677	0,753

Tabla 5.4.1. Cantidad de contactos, de los distintos tipos, contabilizados en cada muestra de la Formación Tunas. Los valores más cercanos a cero corresponden a menor compactación en la roca. r: rectos, c: cóncavo-convexos, s: suturados, p: puntuales, f: flotantes. IC: índice de contactos y TPI: índice de empaquetamiento cerrado.

Los valores promedios calculados de IC y TPI fueron representados en el gráfico de Mc Bride *et al.* (1990) a fin de obtener las profundidades máximas de soterramiento (Figura 5.4.2). La línea de trazo punteado que se observa en dicho gráfico es una alternativa que plantean los autores para rocas que no alcanzan los 1200 m de profundidad. Debido a que las muestras de la Formación Tunas, al representarlas en el gráfico no llegan a dicha profundidad, los valores se proyectaron sobre esta línea, dado que si se utilizara la curva de regresión los valores obtenidos serían muy dispersos, sobre todo en el caso del CI (Figura 5.4.2).

Se observa una diferencia entre el valor de profundidad obtenido mediante el IC y el obtenido mediante el TPI, por lo cual se calculó el porcentaje que ésta representa respecto del mayor valor obtenido para cada muestra, obteniéndose un valor máximo de 29,17% en la Estancia La Susana. Considerando estas diferencias y que el gráfico de McBride *et al.* (1990) es una aproximación, se calculó el promedio de las profundidades máximas de soterramiento (Tabla 5.4.2).

En la tabla 5.4.3, se presentan los promedios de IC y TPI para cada localidad de la Formación Tunas y sus promedios de profundidad.

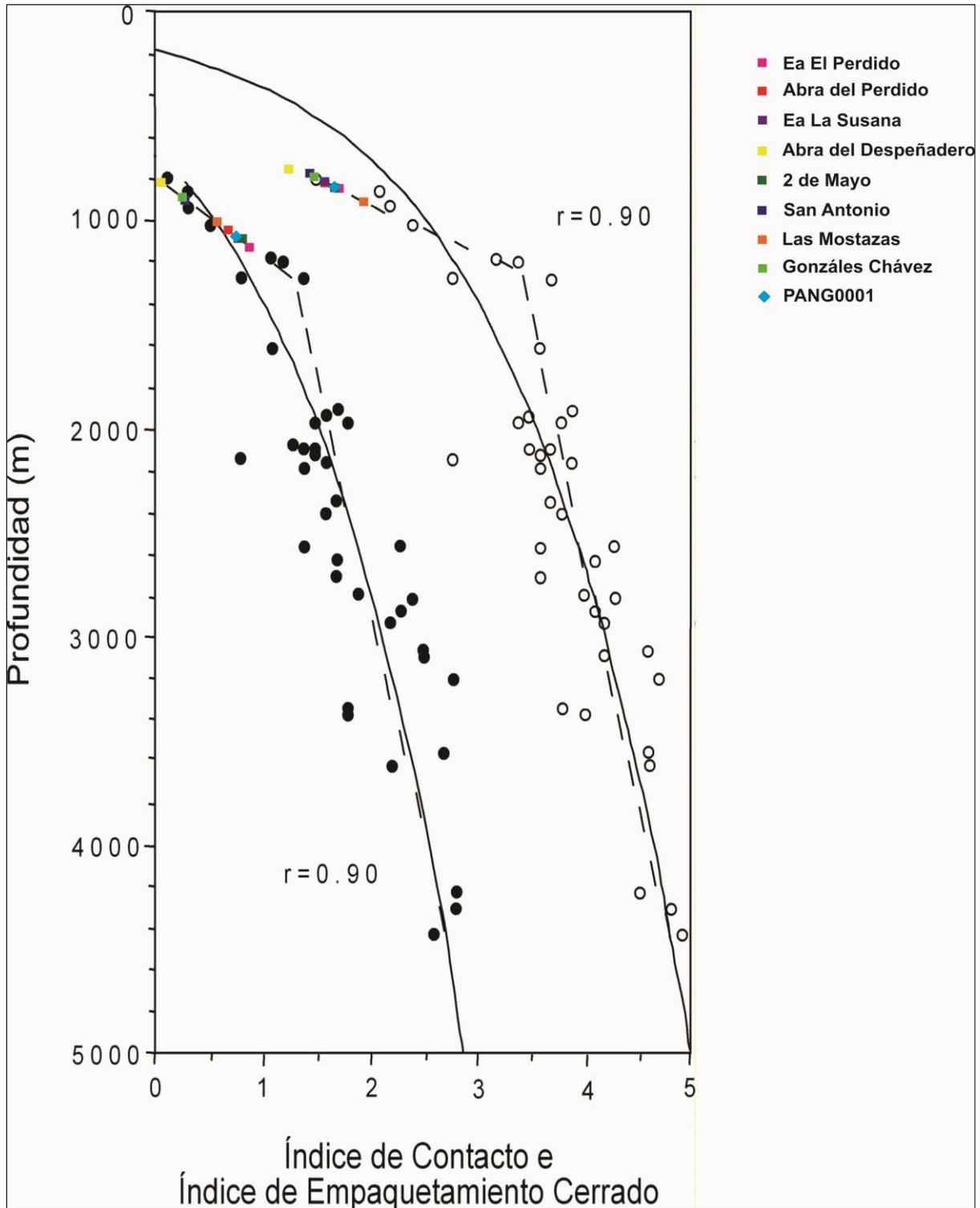


Figura 5.4.2. Valores de TPI y CI de muestras de la Formación Tunas provenientes de distintas localidades de las Sierras Australes-Cuenca de Claromecó (cuadrados) y del Pozo PANG0001 (rombos celestes). Los puntos grises corresponden a los valores de TPI y los blancos a los de CI de las muestras de las areniscas del Grupo Wilcox (Paleoceno-Eoceno) y de la Formación Carrizo del Grupo Claiborne (Eoceno), del centro y sur de Texas (Extraído y modificado de Mc Bride *et al.*, 1990).

Localidad	IC	TPI	Profundidad a partir de CI (m)	Profundidad a partir de TPI (m)	Promedio profundidad	Diferencia de profundidad	% de profundidad
Ea El Perdido	1,713	0,912	835	1135	985	300	26,43
Ruta 76	1,665	0,779	850	1150	1000	300	26,09
Ea La Susana	1,636	0,811	820	1100	960	280	29,17
Abra del Despeñadero	1,298	0,074	755	820	787,5	65	7,93
2 de Mayo	1,715	0,785	840	1090	965	250	22,94
Ea San Antonio	1,6198	0,294	820	910	865	90	9,89
A° El Pensamiento	1,316	0,228	770	870	820	100	11,49
Las Mostazas	1,804	0,675	860	1034	947	174	16,83
Las Mostazas	2,541	0,232	870	1040	955	170	16,35
Las Mostazas	1,692	0,856	840	1040	940	200	19,23
Las Mostazas	1,764	0,763	850	1050	950	200	19,05
Las Mostazas	1,678	0,761	845	1075	960	230	21,40
Las Mostazas	1,691	0,831	855	1100	977,5	245	22,27
Gonzáles Chavez	1,653	0,126	815	815	815	0	0,00
Gonzáles Chavez	1,389	0,417	770	935	852,5	165	17,65
PANG0001	1,677	0,753	840	1080	960	240	22,22

Tabla 5.4.2. Índice de contacto (IC) e índice de empaquetamiento cerrado (TPI) calculados para cada muestra de la Formación Tunas. Profundidades estimadas a partir de los índices, profundidades promedio, diferencia entre las mismas y porcentaje que representa la diferencia respecto a la mayor profundidad.

Localidad	IC promedio por localidad	TPI promedio por localidad	Profundidad promedio por localidad
Ea El Perdido	1,713	0,912	985
Ruta 76	1,665	0,779	1000
Ea La Susana	1,636	0,811	960
Arroyo Paretas	1,298	0,0737	787,5
2 de Mayo	1,715	0,785	965
Ea San Antonio	1,6198	0,2939	865
A° El Pensamiento	1,316	0,228	820
Las Mostazas	1,9503	0,632	948,0
Gonzáles Chavez	1,521	0,2715	833,75
PANG0001	1,677	0,753	960

Tabla 5.4.3. Índice de contacto (IC), índice de empaquetamiento cerrado (TPI) y profundidades promedio para cada localidad de la Formación Tunas.

Las profundidades obtenidas van desde los 1000m en las localidades de la base de la Formación Tunas, ubicadas en la Sierra de Las Tunas, hasta 800m en la Cantera Ciancaglini, ubicada hacia el techo de la formación, dentro del ámbito de la Cuenca de Claromecó (Figura 5.4.2; Tabla 5.4.3). Se observa una disminución general, tanto de los valores de los índices (IC y TPI) como de las profundidades de soterramiento obtenidas de la formación hacia el Este, es decir hacia las localidades del techo (Figura 5.4.3).

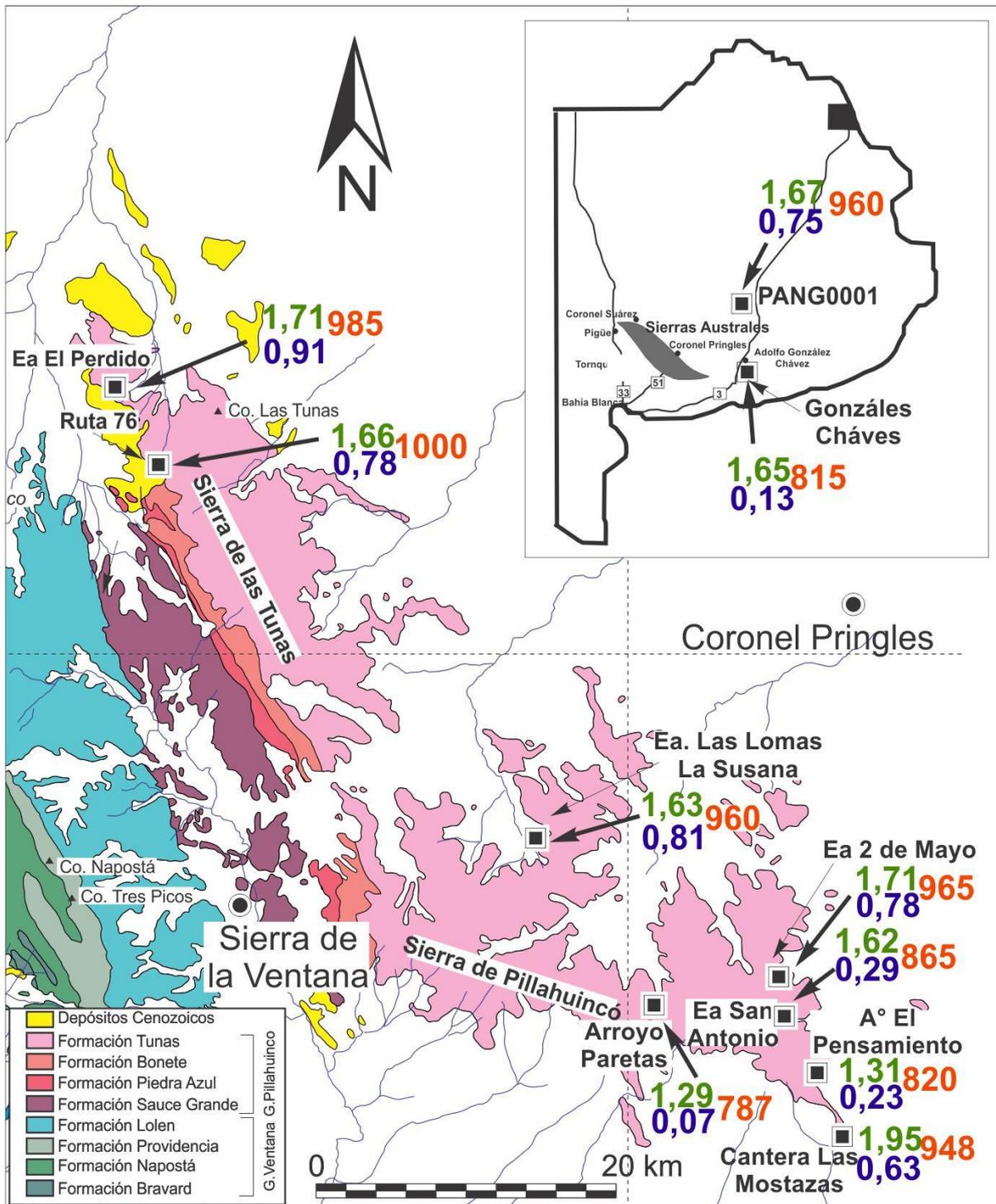


Figura 5.4.3. Mapa con los valores de los índices de contacto (en verde), índices de empaquetamiento cerrado (en azul) y profundidades máximas (en rojo) de soterramiento de las distintas localidades de la Formación Tunas.

5.4.3. Discusiones

Las diferencias entre las profundidades obtenidas mediante el índice de contactos y el índice de empaquetamiento cerrado no alcanzan valores importantes, observándose el mayor porcentaje en una muestra proveniente de la localidad Estancia La Susana (aproximadamente 29%). Esta diferencia puede deberse a problemas en la precisión del método, causada por distintos factores, como por

ejemplo la alteración presente en algunas de las muestras, la generación de cemento y/o la presencia de pseudomatriz, los cuales ocurren durante la diagénesis, en un estadio de mesogénesis o de telogénesis y afectarían el número y tipo de contactos originales. Estos factores están considerados en el gráfico de Wilson y McBride (1990) y son atribuidos a la diagénesis producida durante el soterramiento, en un estadio de mesogénesis. Sin embargo, dentro de los distintos factores, no está considerada la alteración producida por meteorización, ocasionada por ascenso de la columna sedimentaria o telogénesis. Este proceso podría afectar a las muestras de la Formación Tunas, teniendo en cuenta que la mayor parte de ellas provienen de afloramientos; la alteración por meteorización podría generar un empaquetamiento más abierto, produciendo una subestimación de la profundidad de soterramiento. Es posible además, que la diagénesis alcanzada por la formación (Iñiguez Rodríguez y Andreis 1971; Buggish 1987), o el leve metamorfismo (Von Gosen *et al.* 1989), tengan un efecto sobre los resultados obtenidos, generando cambios en el empaquetamiento debido a la generación de cemento y pseudomatriz. En el caso de la generación de cemento diagenético, su presencia varía dependiendo del sitio de donde se extrajo la muestra. El cemento carbonático presente en las areniscas de Gonzáles Chávez produciría una separación de los clastos y a su vez los invade, generando mayor cantidad de contactos flotantes y obteniéndose probablemente una profundidad menor a la real.

Debe tenerse en cuenta además, que la mayoría de las muestras analizadas en el presente trabajo provienen del cinturón corrido y plegado de las Sierras Australes, por lo cual los efectos de las presiones tectónicas podrían influir en los resultados obtenidos. Las mismas podrían generar un aumento de la compactación (produciendo mayor cantidad de contactos rectos a suturados), por lo cual la profundidad obtenida sería mayor a la que corresponde al soterramiento. También se podría generar pseudomatriz por ruptura mecánica de los clastos, lo que daría una profundidad menor a la que corresponde al soterramiento. En la localidad Arroyo Paretas, que muestra a escala del afloramiento una deformación mayor a la esperada considerando su posición estratigráfica, se obtiene un valor de profundidad menor por lo cual se podría sospechar que el factor dominante que afecta la determinación de la profundidad en este sector es la presencia de pseudomatriz.

Los valores de profundidades de soterramiento calculados a partir del TPI y del CI en las muestras de la Formación Tunas fueron comparados con los obtenidos por Lesta y Sylwan (2005) en base a las interpretaciones realizadas sobre datos sísmicos y estratigráficos provenientes del pozo Paragüil. Dichos autores consideran 20 m erosionados de la Formación Pampeano, 180 m de rocas correspondientes al Mio-Plioceno, una discordancia correspondiente al Mesozoico y 600 m de espesor para la Formación Tunas (Figuras 5.4.4 y 5.4.5). De manera tal que los valores de profundidad entre 780 y 1000 m aquí obtenidos promediando el índice de empaquetamiento cerrado y el índice de contactos, son coherentes con los obtenidos por Lesta y Sylwan (2005).

CUENCA DE CLAROMECÓ									
CUADRO CRONOESTRATIGRÁFICO									
SW					NE				
ED. AD.	GRUPO	ESP.	VENTANIA	PARAGÜIL	SAN CAYETANO				
CENOZOICO	TERC. CUAT.	~20	Fm. Pampeano	200	Cenozoico Indiferenciado	120	Cenozoico Indiferenciado		
		180	Mio + Plioceno						
MESOZOICO	T		?		?		?		
PALEOZOICO SUP.	PÉRMICO	Gr. Pillahuincó	600	Fm. Tunas	Gr. Pillahuincó	>600	Fm. Tunas		
			400	Fm. Bonete		330	Fm. Bonete		
			300	Fm. Piedra Azul		370	Fm. Piedra Azul		
			850	Fm. Sauce Grande		850	Fm. Sauce Grande		

Figura 5.4.4. Cuadro cronoestratigráfico con espesores de las formaciones en afloramiento, en Ventania (Sierras Austrles) y en subsuelo, en la Cuenca de Claromecó (pozo Paragüil), obtenido por Lesta y Sylwan (2005) en base a datos de sísmica y estratigráficos.

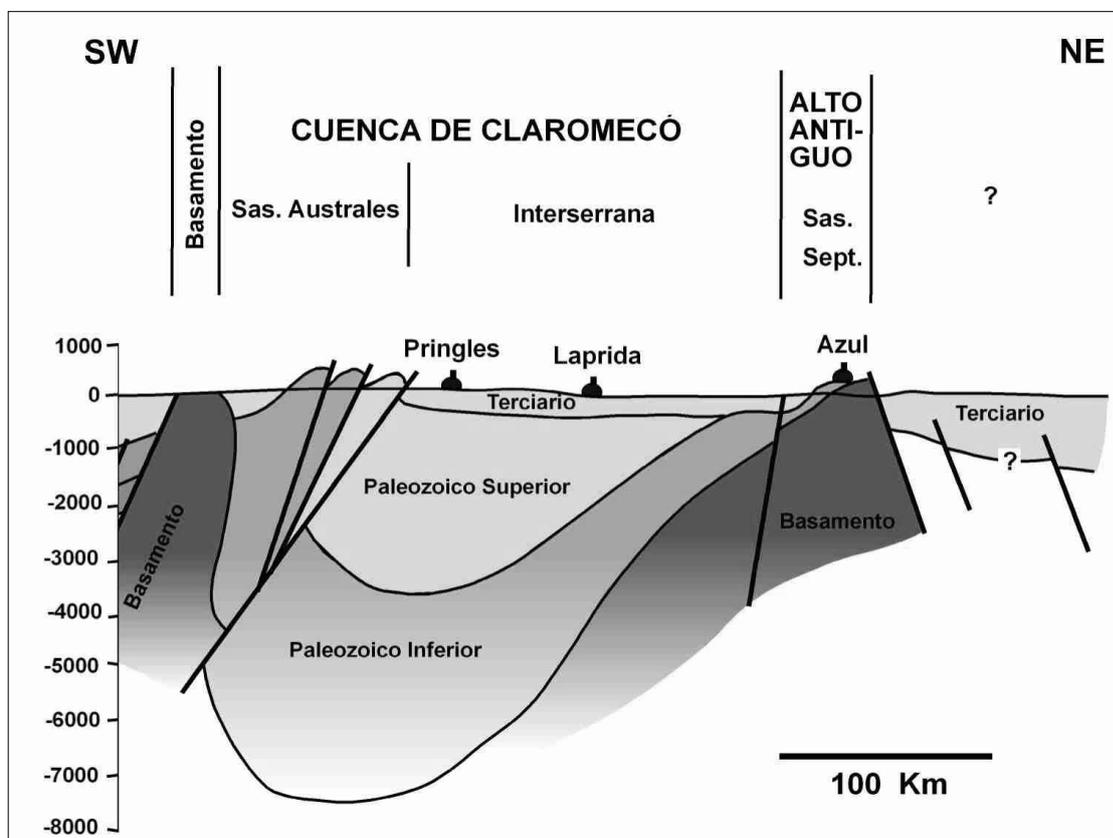


Figura 5.4.5. Transecta suroeste-noreste: Sierras Australes - Sierras Septentrionales (Sistema de Tandil); entre ambos sistemas serranos: Cuenca de Claromecó (Lesta y Sylwan 2005)

Los resultados obtenidos mediante este método son consistentes además con los obtenidos por Tomezzoli (1999) a partir de estudios paleomagnéticos en afloramientos de la Formación Tunas, en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Aquellas localidades ubicadas hacia el sudeste, que estarían representando posiciones más cercanas al techo de la secuencia y por lo tanto menos afectadas por los procesos de compactación, también muestran menor deformación por acortamiento tectónico (Figura 5.4.6).

Mediante el cálculo del índice de empaquetamiento cerrado (TPI) y del índice de contactos (IC), fue posible estimar la profundidad máxima a la cual estuvieron soterradas las areniscas pertenecientes a la Formación Tunas en distintas localidades de las Sierras Australes y la Cuenca de Claromecó. Esto se logró utilizando solo secciones delgadas de muestras provenientes de afloramientos. De esta manera se obtuvo una profundidad de soterramiento máxima para las areniscas de dicha formación entre 1000 metros en las localidades de la base y 800 metros en las del techo, observándose una disminución de los índices y de las profundidades de soterramiento hacia el este, donde se encuentra el techo de la formación. Actualmente, debido a los procesos de deformación, ascenso y/o erosión, estas areniscas podrían encontrarse a profundidades más someras, e incluso aflorantes, en otros (como es el ejemplo de las Sierras Australes).

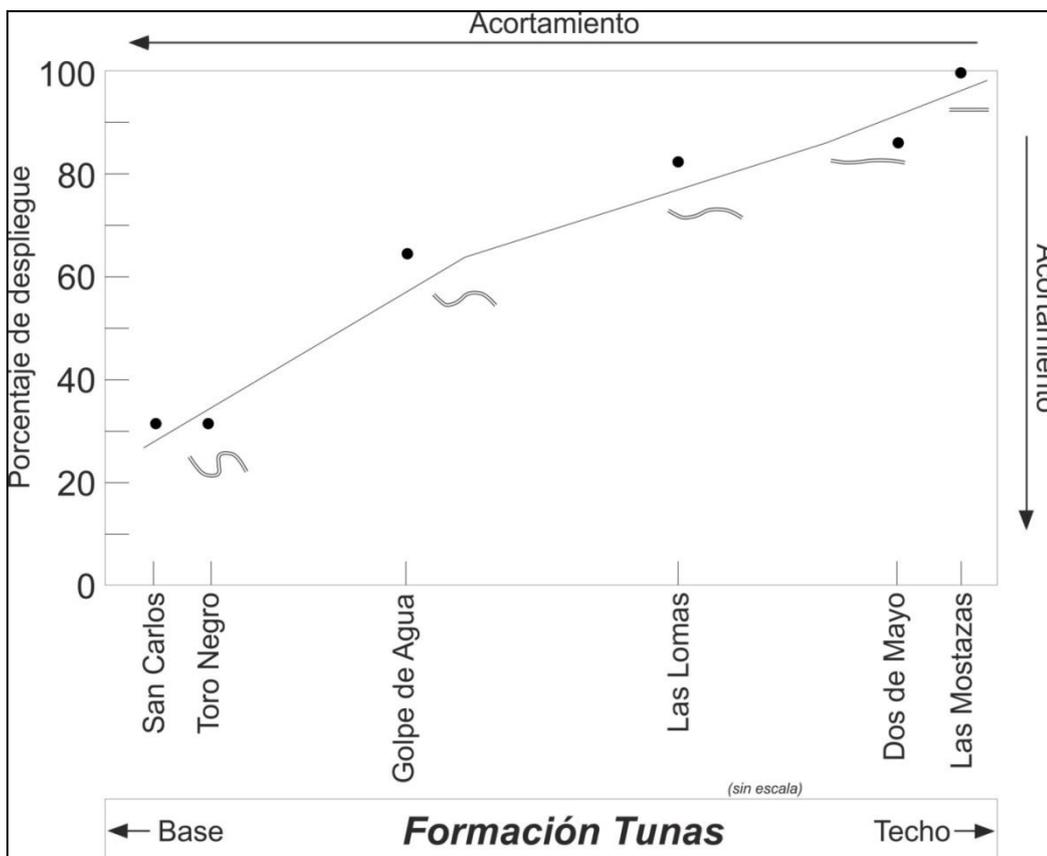


Figura 5.4.6. Valores de porcentaje de despliegue estructural correspondiente al momento de adquisición de la remanencia magnética de la F. Tunas en las diferentes localidades de acuerdo a su posición estratigráfica (tomado de Tomezzoli 1999).

La muestra correspondiente al pozo PANG0001 ha sido extraída a 878,23mbbp y en la misma se obtuvo una profundidad máxima de soterramiento de 920m, por lo cual el ascenso de la columna sedimentaria en este caso habría sido de aproximadamente 42m.

En base a esto, se considera que, a pesar de los diversos factores que podrían afectar los resultados obtenidos, el método aplicado en Sierras Australes-Cuenca de Claromecó, dio resultados satisfactorios, correlacionables con los obtenidos por sísmica y perforación en la Cuenca de Claromecó y por paleomagnetismo en las Sierras Australes. Por tal motivo se concluye que el mismo es confiable, de sencilla aplicación, rápido y económico.

La importancia de este método radica en que es posible estimar profundidades de soterramiento a partir de muestras provenientes de afloramientos, con lo cual se podría aproximar la profundidad a la que se encontraría la formación en sectores no aflorantes y las condiciones en las que la misma podría encontrarse. Esto abre nuevas posibilidades para estudios en superficie con objetivos exploratorios.

5- 5 - ANÁLISIS DE LA POROSIDAD

Los estudios de porosidad resultan importantes tanto para el análisis diagenético de una formación como para la caracterización de la misma como parte de un sistema petrolero. A medida que una formación es soterrada y aumenta su nivel de diagénesis, pierde progresivamente su porosidad hasta llegar a su obliteración total. Luego, con el aumento de profundidad, se producen nuevos tipos de *porosidad secundaria* (Schmidt y McDonald 1979). No existe una correlación precisa entre la profundidad de soterramiento o el nivel de diagénesis y el tipo y porcentaje de porosidad, ya que este último depende de la granulometría y mineralogía de la formación (tamaño de grano, composición de los clastos y la matriz, porcentaje de matriz y cemento, selección, etc.). Sin embargo, mediante un análisis de la porosidad y su integración con otros métodos, se puede llegar a aproximar el rango de diagénesis de una formación, además de permitir caracterizar a grandes rasgos su potencialidad como roca reservorio.

Siguiendo los criterios de varios autores (Pittman 1979; Schmidt y McDonald 1979; Rodriguez *et al.* 2009; Worden y Burley 2003), se analizó la porosidad existente en las facies 1, 2 y 3 (Capítulo 5.1), aflorantes en seis localidades: Estancia El Perdido, Ruta 76 y Estancia San Carlos en la Sierra de Las Tunas; Estancia 2 de Mayo, Estancia San Antonio y Cantera Las Mostazas en la Sierra de Pillahuincó (Figura 5.5.1). También se analizó la porosidad de tres muestras de areniscas pertenecientes a la facies P6, provenientes de distintas profundidades del pozo PANG0001 (Figuras 5.5.1 y 5.5.2).

Cualitativamente, se reconoció porosidad secundaria y dentro de ella distintos tipos. En las facies de fangolitas (facies 3) y de areniscas finas (facies 1), la porosidad está presente entre los planos de laminación y fisilidad (Figura 5.5.3). En la facies de areniscas medias (facies 2), la porosidad existente es por disolución del cemento y de los clastos (feldespato y fragmentos líticos de rocas volcánicas) y por microfracturación de los mismos (Figura 5.5.4). En muchas de estas facies también existe porosidad por fracturas abiertas, con espesores de hasta 1mm (Figuras 5.5.3 y 5.5.4). En las muestras pertenecientes al pozo PANG0001 existe porosidad por disolución de los clastos de feldespato y del cemento (Figura 5.5.5).

Cuantitativamente, la porosidad por planos de laminación presente en facies de fangolitas y de areniscas finas (facies 3 y 1) alcanza valores de hasta 1,6%, mientras que la porosidad por disolución y por micro fracturas presentes en facies de areniscas medias (facies 2), alcanza valores de hasta 1,3%. Por otra parte, en muestras que presentan fracturas abiertas, la porosidad alcanza valores de hasta 7%. En las areniscas extraídas del pozo PANG0001, la porosidad promedio es de 0,44%, con valores máximos de 0,77% (Tabla 5.5.1, Figura 5.5.1).

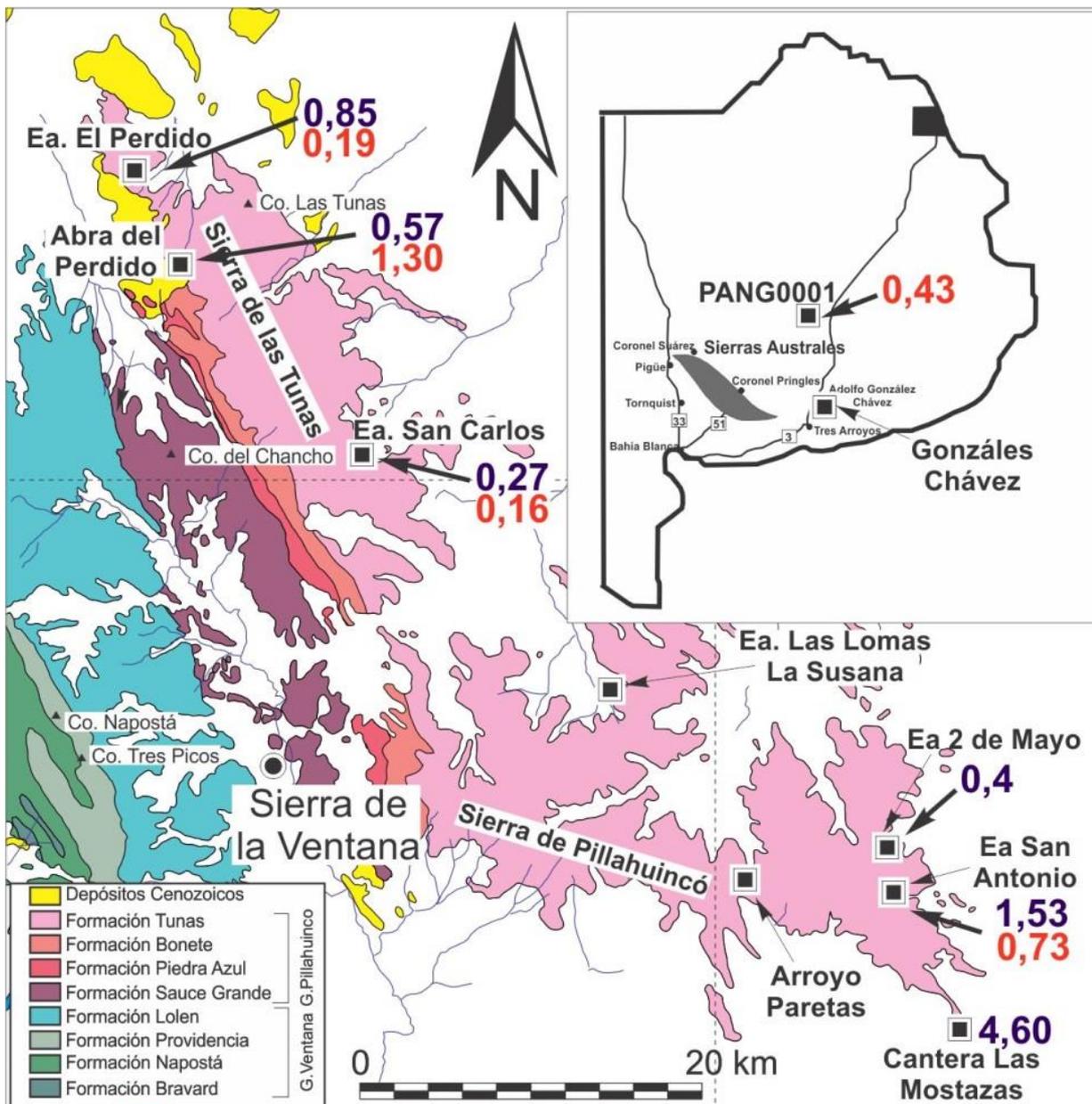


Figura 5.5.1. Valores porcentuales de porosidad por planos de laminación y fracturas (en azul) y por disolución y microfracturación (en rojo) para distintas localidades aflorantes de la Formación Tunas y para el pozo PANG0001.

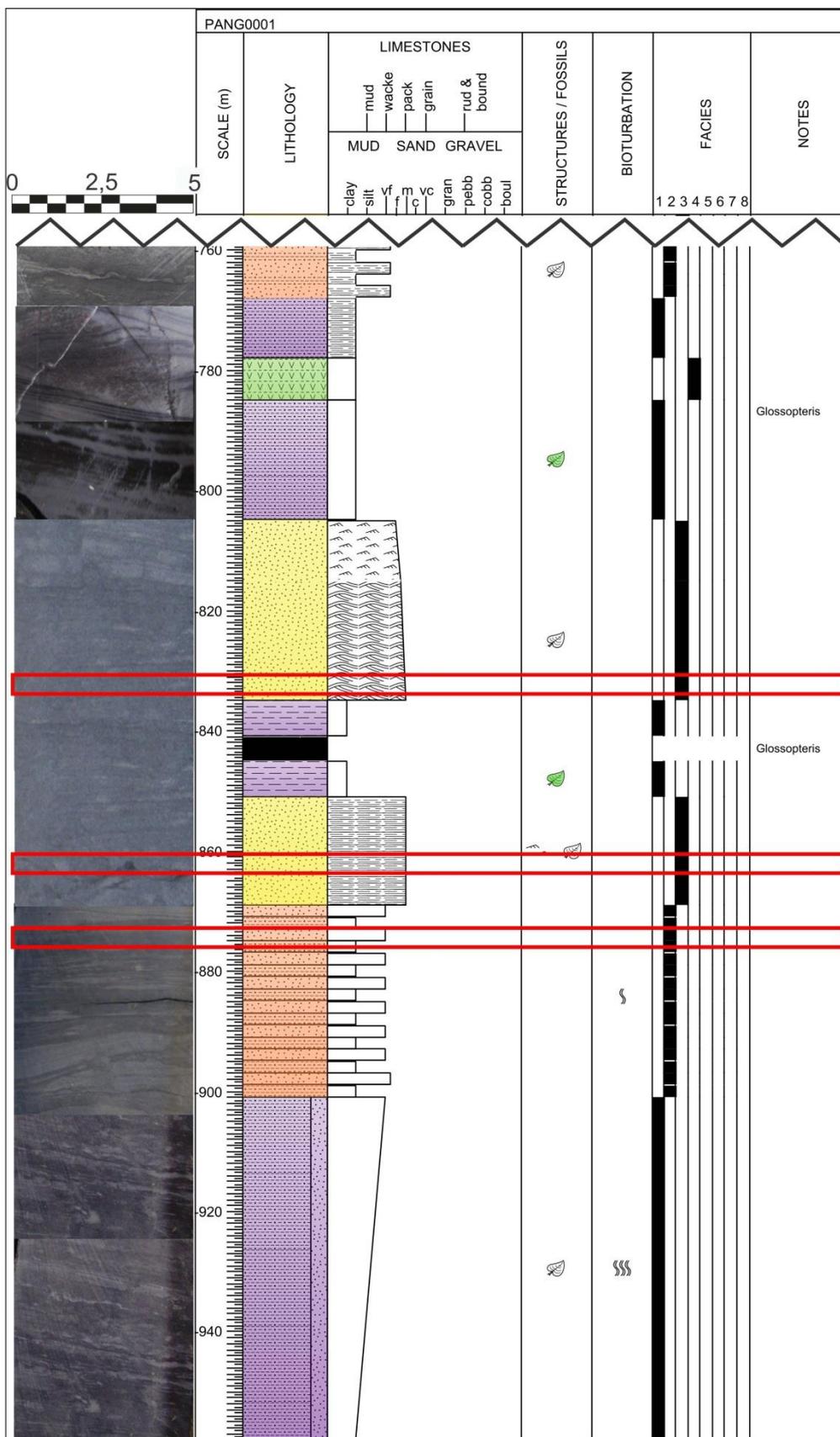


Figura 5.5.2. En rojo, muestras extraídas del pozo PANG0001 para realizar análisis de porosidad.

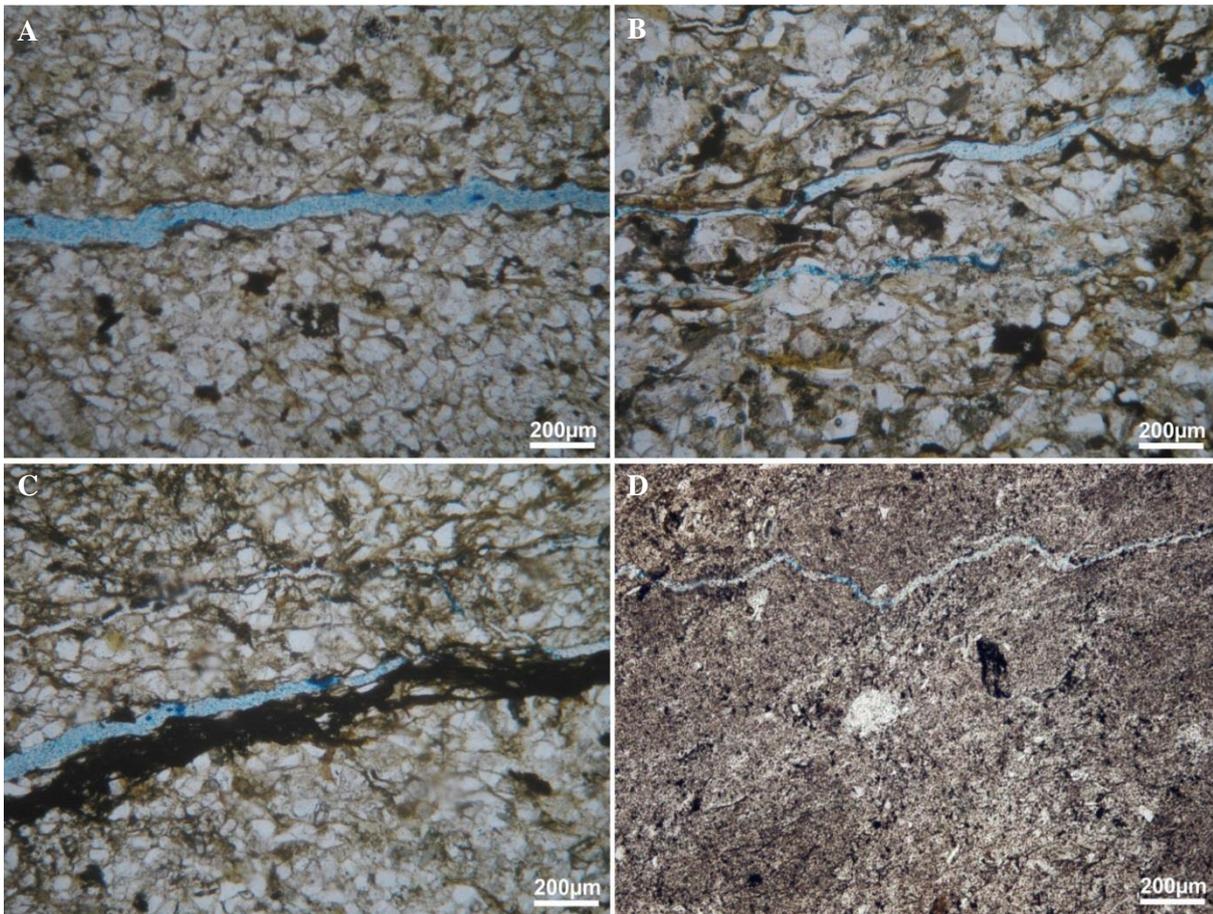


Figura 5.5.3. Porosidad secundaria en muestras de afloramiento de la Formación Tunas, impregnadas con resina azul. Facies 1: **A:** porosidad por planos de laminación, **B y C:** por planos de fractura. Facies 3: **D:** porosidad por planos de fracturas.

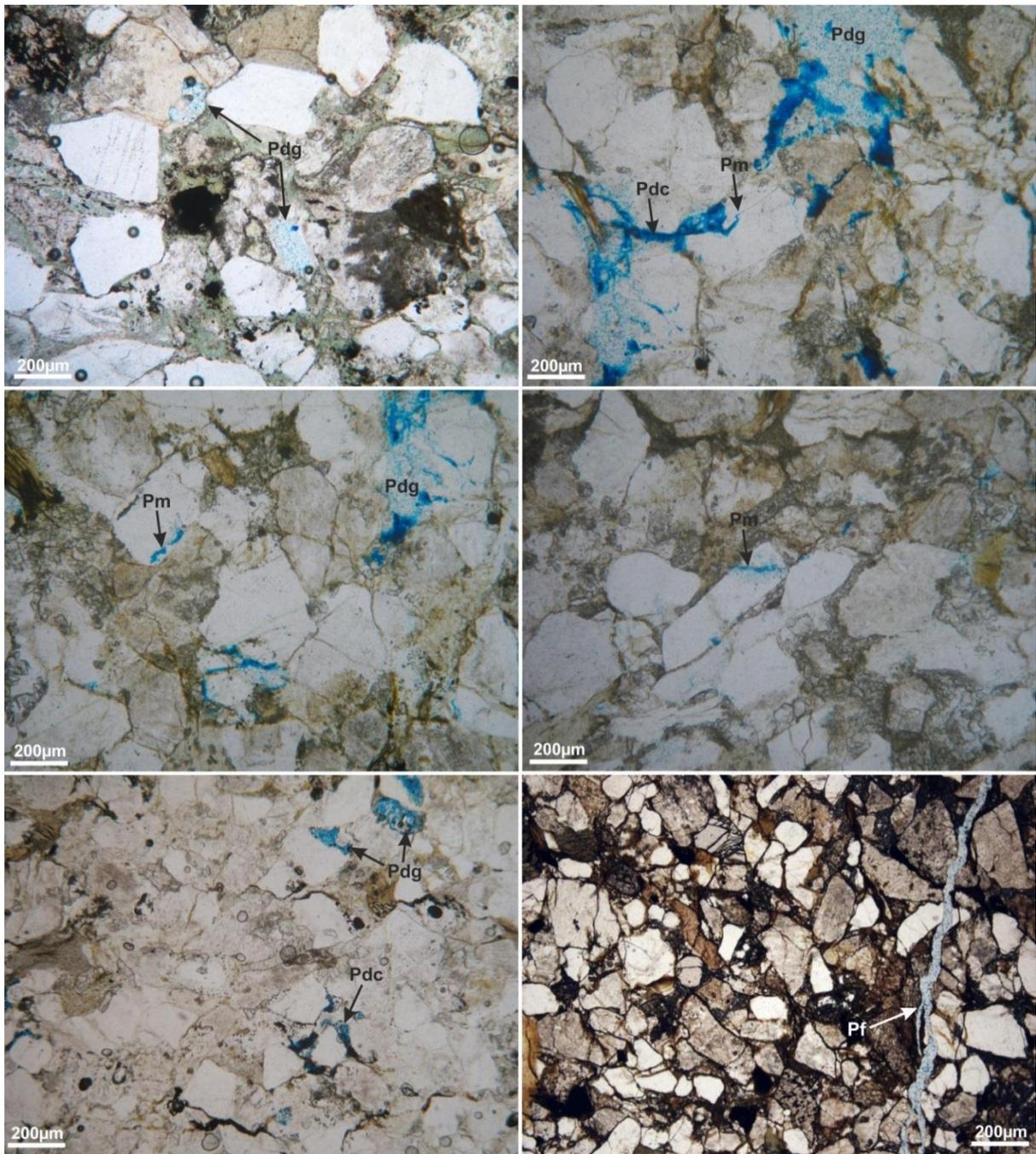


Figura 5.5.4. Porosidad en muestras de afloramiento de la Formación Tunas pertenecientes a la facies 2. Pdg: porosidad por disolución de clastos de feldspatos y fragmentos líticos. Pdc: porosidad por disolución del cemento. Pm: porosidad por microfracturación. Pf: porosidad por fracturas.

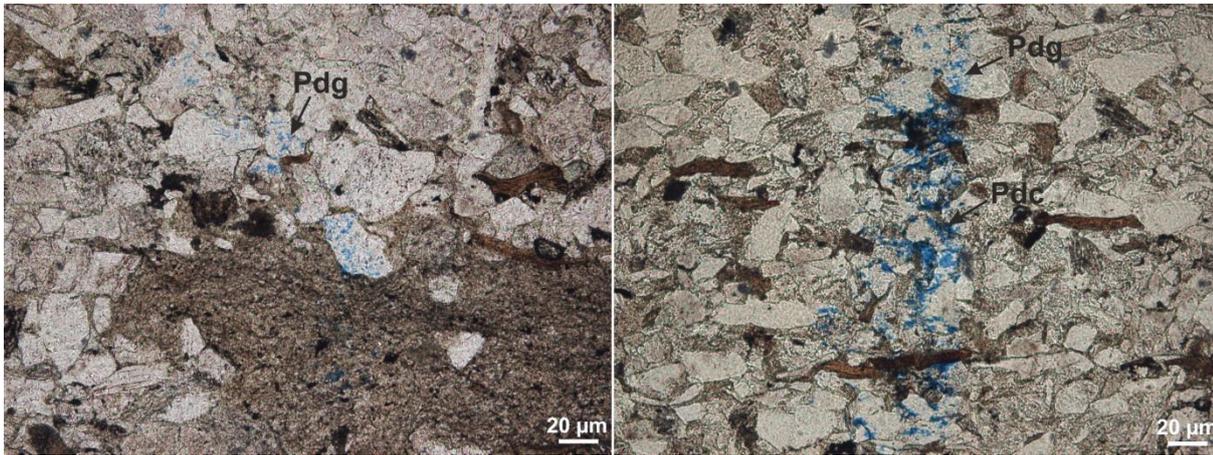


Figura 5.5.5. Porosidad en facies de areniscas del pozo PANG0001. Pd: porosidad por disolución de clastos de feldespatos y fragmentos líticos. Pdc: porosidad por disolución del cemento.

Localidad	Ubicación	Facies	Porosidad (%)	Tipo de porosidad	Promedios por localidad
PANG0001	Cca. Claromecó (876,55 mbbp)	P6	0,08	Por disolución y microfracturación	0,43
	Cca. Claromecó (861,11 mbbp)	P6	0,77		
	Cca. Claromecó (832,50 mbbp)	P6	0,44		
Cantera Las Mostazas	Sierra de Pillahuincó	2	7,84	Por fracturación	4,60
		1	1,37		
Ea. San Antonio	Sierra de Pillahuincó	1	1,44	Por laminación	1,53
		2	1,62	Por laminación y fracturación	
		2	0,73	Por disolución y microfracturación	
Ea. 2 de Mayo	Sierra de Pillahuincó	2	0,40	Por fracturación	0,40
Ea. San Carlos	Sierra de Las Tunas	2	0,11	Por fracturación	0,27
			0,16	Por disolución	0,16
Ea. El Perdido	Sierra de Las Tunas	1	0,52	Por laminación y fracturación	0,86
		1	0,2		
		1	1,65		
		1	1,12		
		2	0,79	Por fracturación	
		2	0,14	Por disolución	0,19
		2	0,25		
Ruta 76	Sierra de Las Tunas	2	1,31	Por disolución	1,31
		2	0,57	Por fracturación	0,57

Tabla 5.5.1. Tipos y porcentaje de porosidad en muestras de distintas facies pertenecientes a diferentes localidades de la Formación Tunas, desde la base (abajo) hacia el techo (arriba).

5.5.1. Interpretaciones y discusiones

Todas las porosidades identificadas (por disolución, por microfracturación, por planos de laminación y por fracturas) se atribuyen a un origen secundario.

La porosidad por disolución de los componentes de la roca se habría generado durante la diagénesis (en un estadio de eogénesis, mesogénesis o telogénesis; Pittman 1979), ya que debe tenerse en cuenta que tanto los clastos de feldespato y de fragmentos de rocas volcánicas como las micas y los óxidos tienen menor estabilidad mineralógica que otros componentes como el cuarzo, por lo cual se produciría con mayor facilidad su disolución (Schmidt y McDonald 1979). Los valores bajos de porosidad por disolución sugieren varias interpretaciones: un soterramiento leve dentro de la diagénesis temprana soportada por la roca, un estadio super-maduro de diagénesis, o una generación durante la telogénesis (Figura 5.5.4; Schmidt y Mc Donald 1979). Considerando que la porosidad por disolución se mantiene en profundidad, en el pozo PANG0001, la misma podría haberse generado durante la mesogénesis madura (Figura 5.5.4).

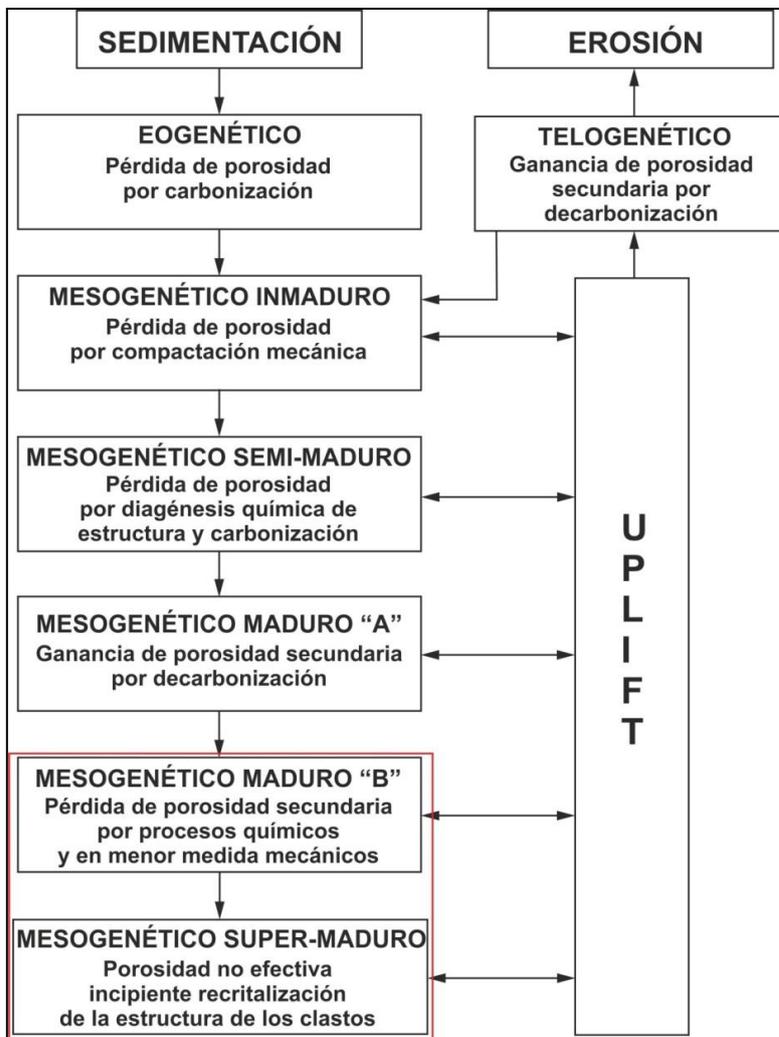


Figura 5.5.4. Ciclo diagenético para areniscas. Las areniscas de la Formación Tunas habrían llegado a un estadio de mesogénesis madura a super-madura (Schmidt y McDonald 1979).

El gráfico de Schmidt y Mc Donald (1979) relaciona el porcentaje de porosidad en areniscas cuarzosas Jurásicas de los campos petroleros del Mar del Norte con la profundidad de soterramiento y

la temperatura alcanzada (Figura 5.5.5). Según este gráfico y considerando que la porosidad existente en las areniscas de la Formación Tunas es sólo secundaria, las muestras analizadas se encontrarían en un estado de diagénesis madura y habrían alcanzado una profundidad de soterramiento que iría desde 3000 a 7000 m, con un rango de temperatura de 91 a 200°C. La profundidad obtenida mediante este método es bastante mayor a la esperada. Debe considerarse que Schmidt y Mc Donald (1979) estudiaron muestras de areniscas cuarzosas, mientras que las muestras correspondientes a la Formación Tunas tienen una mayor proporción de fragmentos líticos y de feldespato, componentes con mayor susceptibilidad a la alteración en relación a componentes cuarzosos, por lo cual es probable que la profundidad de soterramiento alcanzada por las rocas analizadas sea menor (Figura 5.5.5).

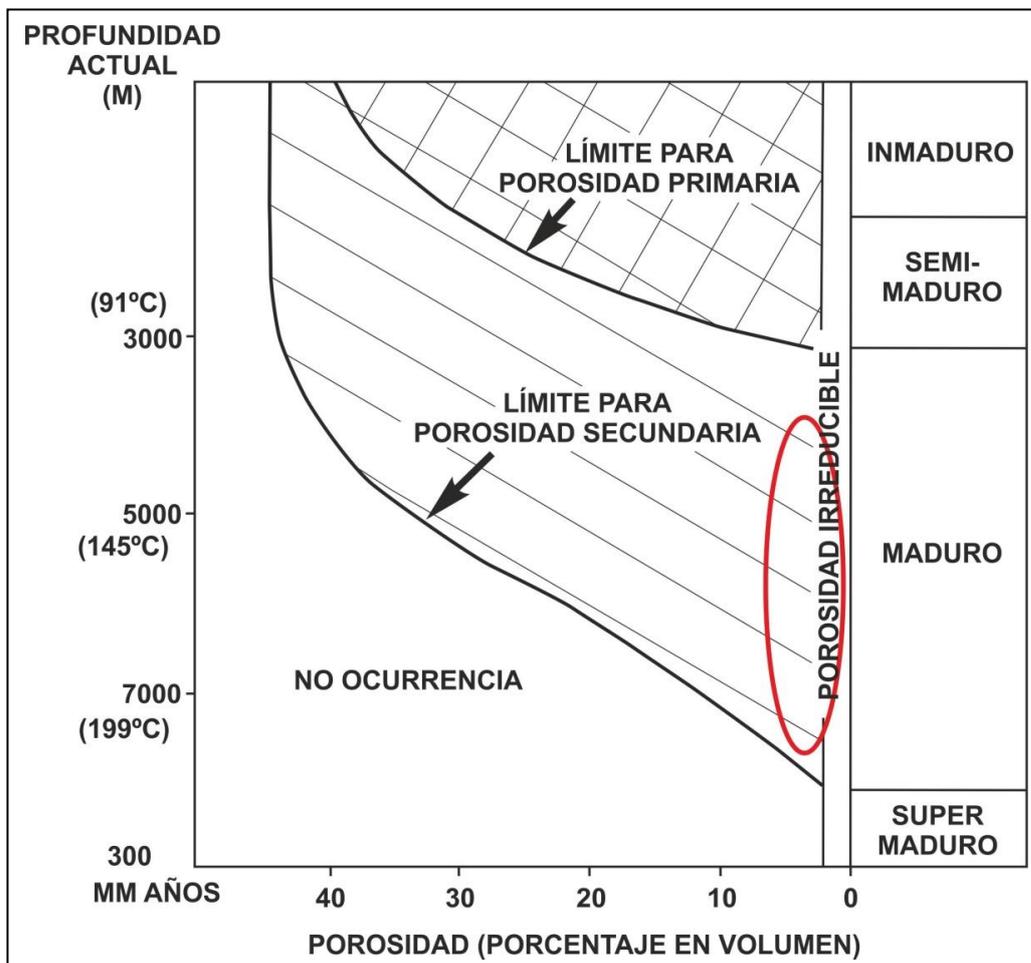


Figura 5.5.5. Valores máximos de porosidad y valores de profundidad de soterramiento actual, relacionados al estadio de diagénesis, para las areniscas cuarzosas de edad Jurásica de Prudhoe Bay Field y del Océano del Norte (Smith y MacDonald, 1979). En rojo valores de porosidad de las areniscas de la Formación Tunas, que corresponderían a un estadio de diagénesis madura, con temperaturas que van desde los 90°C hasta los 199°C. Debe considerarse que estas últimas tienen composiciones distintas a las areniscas estudiadas por los autores, conteniendo mayor cantidad de feldespato y fragmentos líticos que las hacen menos resistentes a la diagénesis.

La porosidad por microfracturación podría deberse a la presión vertical generada durante el soterramiento (Pittman, 1979). Las porosidades generadas por microfracturación de los clastos y por

fracturación de la roca, pueden haber sido generadas también por los esfuerzos tectónicos actuantes en la Formación Tunas.

Se interpreta para la Formación Tunas que la porosidad ocurriendo entre los planos de laminación se habría generado durante el ascenso de la columna sedimentaria o *up-lift*, durante la telogénesis (Schmidt y McDonald 1979) y sería similar a la atribuida por Rodríguez *et al.* (2009) para las venillas de las facies finas pertenecientes a la Formación Vaca Muerta en la Cuenca Neuquina.

Para que una arenisca con microporosidad o porosidad por disolución se convierta en reservorio generalmente necesita fracturas, ya sean éstas naturales o inducidas, de manera tal de proveer permeabilidad (Pittman 1979). Por esta razón se considera importante la contribución del soterramiento y los esfuerzos tectónicos que generan fracturas, las cuales podrían haberle conferido permeabilidad a la Formación Tunas. Los planos abiertos paralelos a la laminación podrían contribuir de manera similar a aumentar la permeabilidad de la roca.

La porosidad generada por fracturación podría tener una importancia mayor que la observada en muestras de microscopio. Sería deseable que parte de estas porosidades se mantengan en profundidad para mejorar la calidad de estas rocas como reservorios potenciales de hidrocarburos y/o gas.

En las muestras de subsuelo analizadas se observó porosidad por disolución, en menor proporción que en las muestras de afloramiento, pero de todos modos la misma resulta relevante. No está claro si la porosidad por fracturas persiste en subsuelo, esto resultaría favorable, al igual que la porosidad en los planos de laminación originada durante el proceso de telogénesis, ya que generarían permeabilidad en la roca. Kostadinoff y Prozzi (1998) sugieren, en base al importante clivaje observado, que el Grupo Pillahuincó habría tenido varios miles de metros superpuestos que podrían ser atribuibles a sedimentitas Triásicas. Teniendo en cuenta esto y el ascenso de la columna sedimentaria, se considera que podrían existir planos de laminación abiertos que contribuyan a la permeabilidad.

Los bajos valores de porosidad por disolución y microfracturación podrían llegar a caracterizar a los niveles arenosos como “tight sandstones”, de acuerdo a Magoon (1988). Estos reservorios son de baja permeabilidad y en la actualidad se consideran de gran importancia para el futuro energético, ya que pueden alojar cantidades significativas de gas en caso de haberse dado las condiciones necesarias para su generación y maduración.

5- 6 - ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM)

Dado que la Formación Tunas se encuentra en el ámbito de una faja corrida y plegada, no debe pasarse por alto la compactación que podrían haber producido los esfuerzos tectónicos. Por tal motivo se realizó la caracterización de la deformación presente en dicha formación, mediante la medición de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM). La misma se realizó en las facies 1, 2 y 3 de la Formación Tunas, en donde el mineral portador de la magnetización es hematita. En el capítulo 5.3 se describen estas facies, la ocurrencia de hematita en cada una de ellas y se contabilizan los porcentajes de este mineral, obteniendo valores de 15% en la facies 1, 11% en la facies 2 y 60% en la facies 3, siendo mayor la proporción en la facies con granulometría menor (facies 3; Figura 5.3.7).

En la tabla 5.6.1 se observa la cantidad de muestras medidas en cada facies, de cada uno de los sitios y los valores de los planos de estratificación medidos en cada localidad de la Formación Tunas.

Se mostrarán los resultados de ASM obtenidos en cada una de las localidades aflorantes de la Sierras de Las Tunas, la Sierra de Pillahuincó y la Cuenca de Claromecó, desde las localidades ubicadas en la base, al oeste y con mayor deformación, hasta las del techo, localizadas al este y con menor deformación (Capítulo 4). Las direcciones de anisotropía se encuentran representadas en redes estereográficas, los valores de grado de anisotropía (P), que luego se expresan en porcentaje, se muestran en diagramas K_m -P y el parámetro de forma (T) se representa en digramas T-P. También se muestran los elipsoides obtenidos como resultado luego de realizar la corrección por estructura, llevando los planos de estratificación hacia la horizontal.

Localidad	Ubicación	Sitio	Facies	Cantidad de muestras	Az/In
Ruta 76	Sierra de Las Tunas	1	1	10	323/35°
			2	3	
		2	1	2	
			2	4	
Golpe de Agua	Sierra de Las Tunas	1	1	10	323/34°
		2	1	12	325/35°
		3	1	7	048/04°
		4	1	5	137/32°
		5	1	7	303/22°
		6	2	6	134/36°
		7	2	8	137/24°
		8	2	10	320/45°
Ea. San Carlos	Sierra de Las Tunas	1	1	7	312/24°
		2	1	13	151/22°
		3	1	18	132/09°
		4	1	11	115/30°
		5	1	12	095/12°
		6	1	15	330/31°
		7	1	14	116/26°
		8	1	10	078/12°
		9	1	11	329/18°
		10	1	15	130/18°
		11	1	6	123/13°
		12	1	11	094/19°
Ea. La Susana	Sierra de Pillahuincó	1	1	9	135/27°
		2	1	8	349/31°
		3	1	3	312/29°
			3	3	
4	2	11	135/27°		
A° Paretas	Sierra de Pillahuincó	1	1	9	135/23°
		2	1	11	148 /28°
		3	1	11	155 /30°
Las Mostazas	Sierra de Pillahuincó	1	1	2	240/07°
		2	1	15	118/29°
		3	1	11	148/05°
		4	1	8	134/12°
		5	1	14	138/09°
		6	1	5	154/10°
		7	1	1	240/07°
Ea. 2 de Mayo	Sierra de Pillahuincó	1	2	11	135/27°
		2	2	19	313/37°
		3	2	20	318/30°
		4	3	23	311/33°
Gonzáles Chavez	Cuenca de Claromecó	1	1	1	317/00°
		3	1	10	317/00°

Tabla 5.6.1. Indicación de la facies y plano de estratificación promedio de la secuencia correspondiente al muestreo paleomagnético en los sitios muestreados en las localidades de la Formación Tunas. Rumbo – Azimuth (Az – medido de 0° a 360°) e inclinación (In – medido a 90° del rumbo hacia la derecha de 0° a 90°) y su representación en la red estereográfica.

5.6.1. ASM en localidades de la Sierra de Las Tunas

Se presentan a continuación los resultados de anisotropía de susceptibilidad magnética obtenidos para las localidades Ruta 76, Estancia Golpe de Agua y Estancia San Carlos (Figura 1.1).

Ruta 76

La localidad Ruta 76 es la que aparentemente se encuentra más afectada por la deformación (Figura 5.6.3; Capítulo 5). Las muestras medidas correspondientes a la Ruta 76 pertenecen a las facies 1 y 2 (Tabla 5.6.1). Los elipsoides de anisotropía muestran, en ambas facies, un $K_{\text{máx}}$ en la horizontal, con orientación noroeste-sureste, un K_{int} en la vertical y un K_{min} en la horizontal con orientación noreste-sudoeste. La facies 1 muestra mejor agrupamiento de los datos (Figura 5.6.4). En la figura 5.6.5 se observa el elipsoide obtenido luego de realizar la corrección por estructura. El valor promedio del grado de la anisotropía (P) es de 1,022 (2,2%), siendo un poco mayor en la facies 1, con una diferencia de 1,8% (Tabla 5.6.5). Las fábricas son mayormente obladas ($T > 0$; Tabla 5.6.2; Figura 5.6.6).



Figura 5.6.3. Estilo de plegamiento en afloramiento de la localidad Ruta 76.

	Media	Promedio	Desviación estándar
K_m	N/A	1,75 E ⁻⁰⁴	2,32 E ⁻⁰⁵
P	1,019	1,022	0,009
T	0,244	0,241	0,265
U	0,240	0,237	0,265

Tabla 5.6.2. Ruta 76. Parámetros estadísticos de Jelinek de la anisotropía de susceptibilidad magnética. K_m : intensidad media de la anisotropía; P: grado de anisotropía; T y U: parámetros de forma.

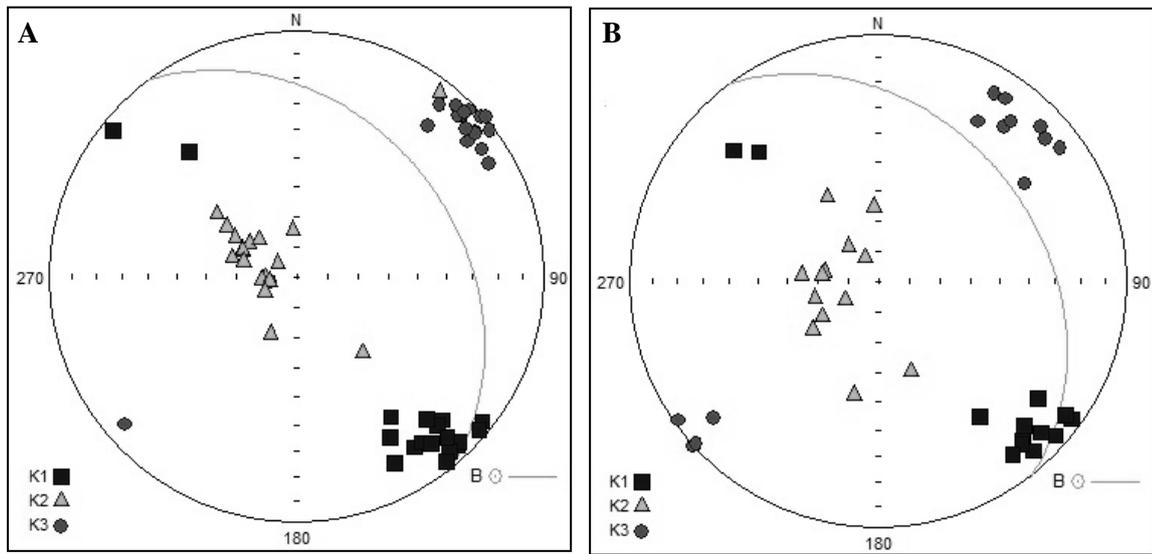


Figura 5.6.4. Ruta 76. Elipsoides de anisotropía **A:** facies 1, **B:** facies 2. K₁: eje máximo de anisotropía; K₂: eje intermedio de anisotropía; K₃: eje menor de anisotropía; B: planos de estratificación.

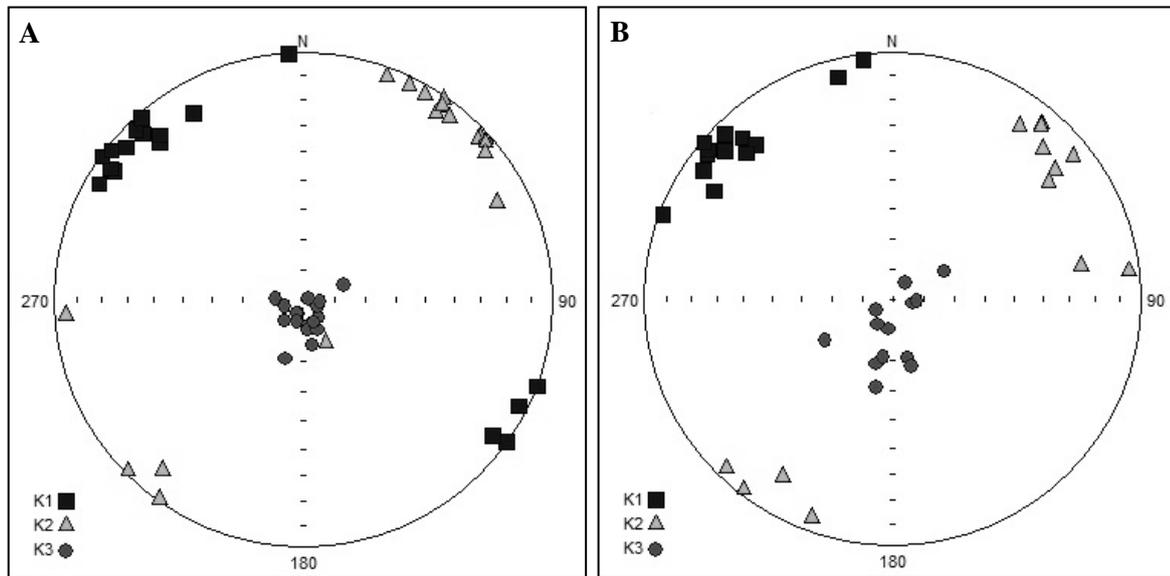


Figura 5.6.5. Ruta 76. Elipsoides de anisotropía con corrección por estructura. **A:** facies 1, **B:** facies 2. K₁: eje máximo de anisotropía; K₂: eje intermedio de anisotropía; K₃: eje menor de anisotropía.

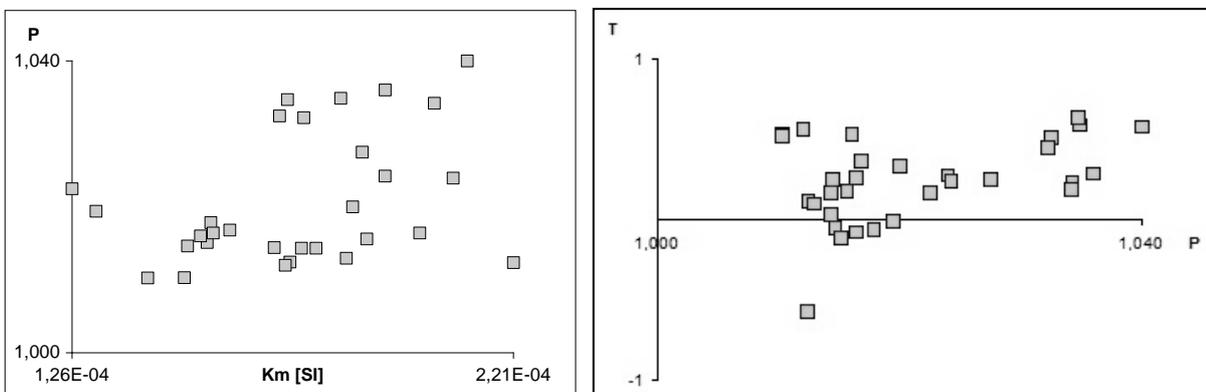


Figura 5.6.6. **Izquierda:** Valores de grado de la anisotropía (P) de las muestras de la localidad Ruta 76. **Derecha:** Valores del parámetro de forma (T).

Estancia Golpe de Agua

Las muestras medidas correspondientes a la Estancia Golpe de Agua pertenecen a las facies 1 y 2. Los elipsoides de anisotropía muestran, en ambas facies, un K_{\max} en la horizontal con orientación noroeste-sureste y un K_{int} y K_{\min} distribuidos en un plano subvertical de orientación noreste-sudoeste. La facies 1 muestra un mejor agrupamiento de los datos (Figura 5.6.8). En la figura 5.6.9 se observa el elipsoide obtenido luego de realizar la corrección por estructura. El valor promedio de grado de anisotropía (P) es de 1,037 (3,7%), siendo un poco mayor en la facies 1, con una diferencia de 2,4% (Tabla 5.6.5). Las fábricas son mayormente oblatas ($T > 0$; Tabla 5.6.3; Figura 5.6.10).



Figura 5.6.7. Estilo de plegamiento en afloramiento de la localidad Estancia Golpe de Agua.

	Media	Promedio	Desviación estándar
K_m	N/A	$1,55 E^{-04}$	$7,05 E^{-05}$
P	1,030	1,037	0,025
T	-0,080	0,202	0,348
U	-0,088	0,195	0,346

Tabla 5.6.3. Estancia Golpe de Agua. Parámetros estadísticos de Jelinek de la anisotropía de susceptibilidad magnética. K_m : intensidad media de la anisotropía; P: grado de anisotropía; T y U: parámetros de forma.

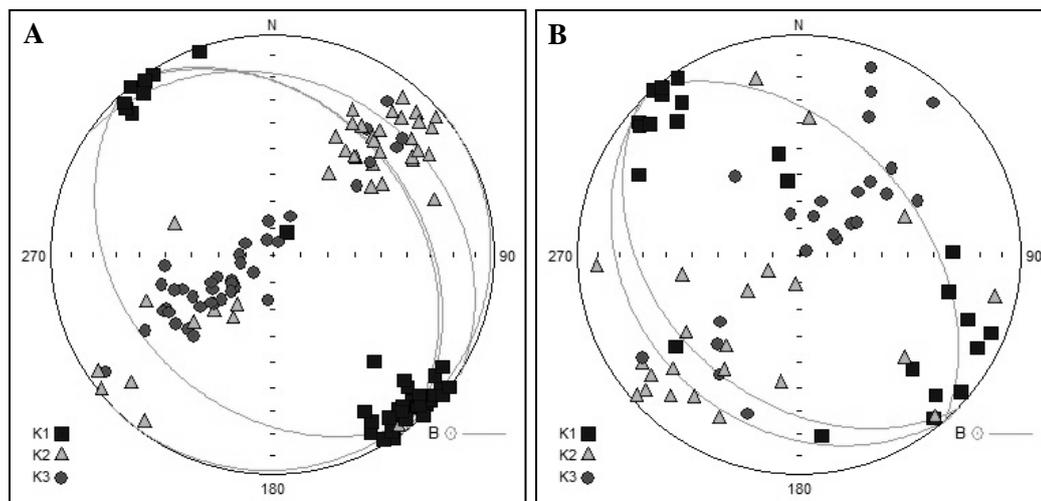


Figura 5.6.8. Estancia Golpe de Agua. Elipsoides de anisotropía **A**: facies 1, **B**: facies 2. K_1 : eje máximo de anisotropía; K_2 : eje intermedio de anisotropía; K_3 : eje menor de anisotropía; B: planos de estratificación.

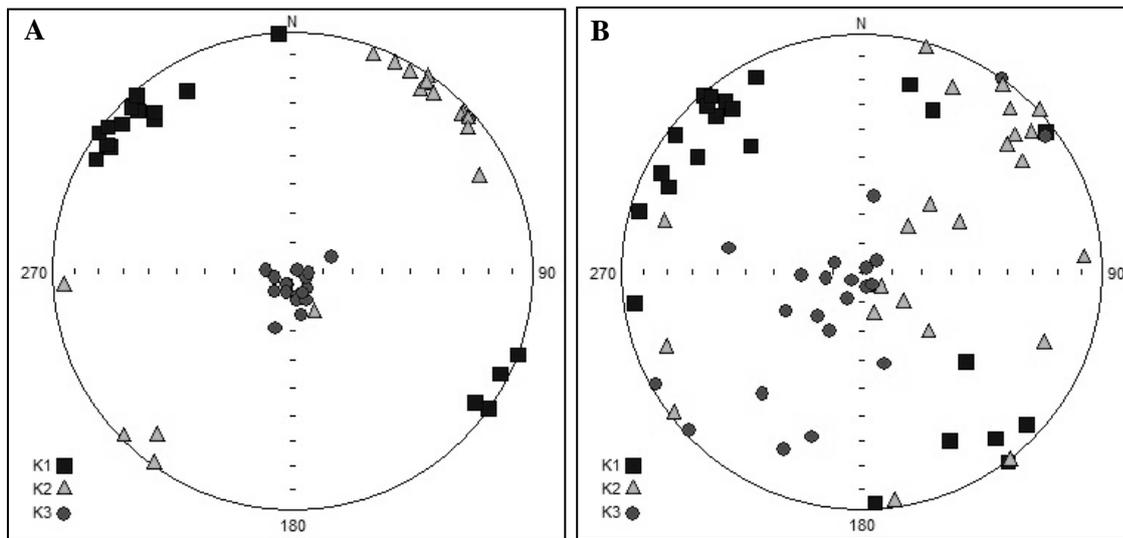


Figura 5.6.9. Estancia Golpe de Agua. Elipsoides de anisotropía con corrección por estructura. **A:** facies 1, **B:** facies 2. K_1 : eje máximo de anisotropía; K_2 : eje intermedio de anisotropía; K_3 : eje menor de anisotropía.

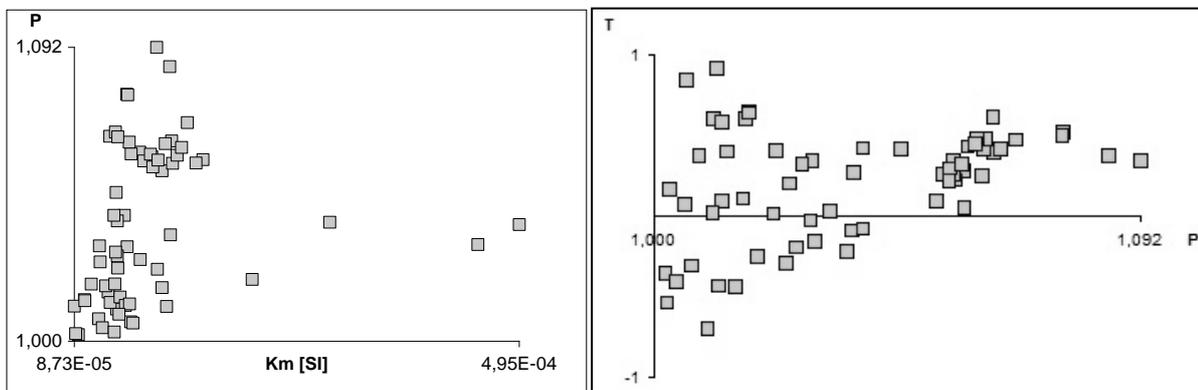


Figura 5.6.10. Izquierda: Valores de grado de la anisotropía (P) de las muestras de la localidad Estancia Golpe de Agua. Derecha: Valores del parámetro de forma (T).

Estancia San Carlos

Las muestras medidas correspondientes a la Estancia San Carlos pertenecen a la facies 1 y el plegamiento tiene una longitud de onda relativamente alta (Figura 5.6.11). Los elipsoides de anisotropía muestran un K_{max} en la horizontal con orientación noroeste-sureste y un K_{int} y K_{min} distribuidos en un plano subvertical de orientación noreste-sudoeste (Figura 5.6.12). En la figura 5.6.12 se observa el elipsoide obtenido luego de realizar la corrección por estructura. El valor promedio de grado de anisotropía (P) es de 1,035 (3,5%). Las fábricas son mayormente oblatas ($T > 0$) (Tabla 5.6.4; Figura 5.6.13).



Figura 5.6.11. Estilo de plegamiento en afloramiento de la localidad Estancia San Carlos.

	Media	Promedio	Desviación estándar
K_m	N/A	1,81 E ⁻⁰⁴	5,12 E ⁻⁰⁵
P	1,022	1,035	0,024
T	-0,249	0,209	0,366
U	-0,255	0,202	0,365

Tabla 5.6.4. Estancia San Carlos. Parámetros estadísticos de Jelinek de la anisotropía de susceptibilidad magnética. K_m: intensidad media de la anisotropía; P: grado de anisotropía; T y U: parámetros de forma.

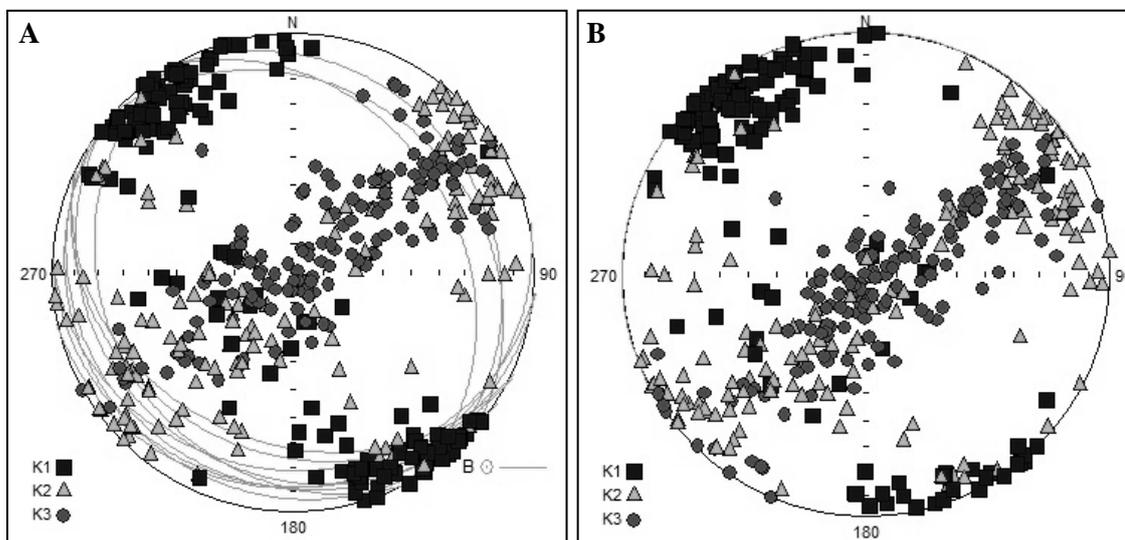


Figura 5.6.12. Estancia San Carlos. **A:** Elipsoide de anisotropía de las muestras pertenecientes a la facies 1, **B:** Elipsoides de anisotropía con corrección por estructura. K₁: eje máximo de anisotropía; K₂: eje intermedio de anisotropía; K₃: eje menor de anisotropía; B: planos de estratificación.

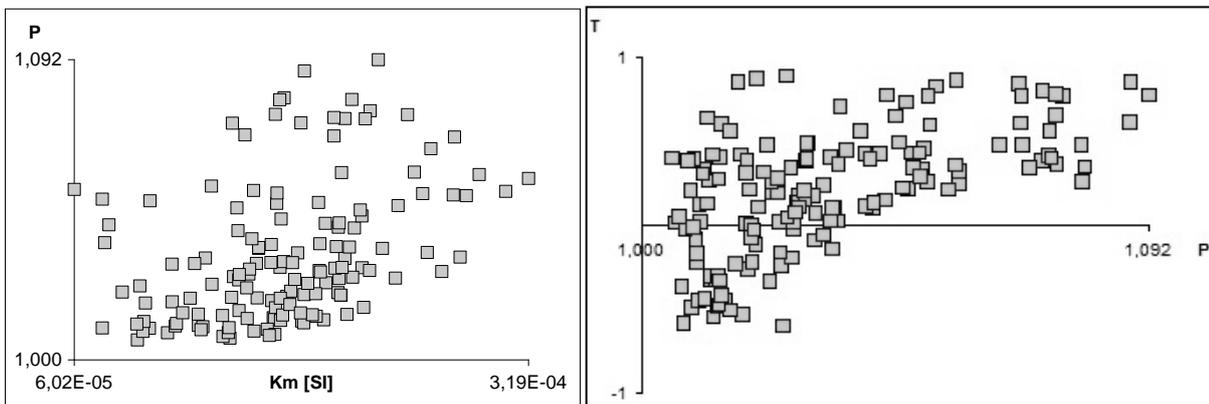


Figura 5.6.13. Izquierda: Valores de grado de la anisotropía (P) de las muestras de la localidad Estancia San Carlos. **Derecha:** Valores del parámetro de forma (T).

Facies	Ruta 76	Ea. Golpe de Agua	Ea. San Carlos
1	2,6	4,3	3,5
2	1,5	2,8	-
Diferencia de P	0,8	1,5	-

Tabla 5.6.5. Valores promedio, en porcentaje, de la magnitud de la anisotropía (P) en cada facies de las localidades ubicadas en la Sierra de Las Tunas.

5.6.2. ASM en localidades de la Sierra de Pillahuincó

Se presentan a continuación los resultados de anisotropía de susceptibilidad magnética obtenidos para las localidades Estancia La Susana, Arroyo Paretas, Estancia 2 de Mayo y Las Mostazas (Figura 1.1).

Estancia La Susana

Las muestras medidas correspondientes a la Estancia La Susana pertenecen a las facies 1, 2 y 3 y los pliegues tienen amplitudes de onda muy grandes (Figura 5.6.14). Los elipsoides de anisotropía muestran un K_{max} que se encuentra, en las tres facies, en la horizontal con orientación noroeste-sureste. El K_{int} y el K_{min} se disponen en el cuadrante suroeste y noreste respectivamente. Los mejores agrupamientos de los datos se observan en los resultados de las facies 1 y 2 (Figura 5.6.15). En la figura 5.6.16 se observa el elipsoide obtenido luego de realizar la corrección por estructura. El valor promedio de grado de anisotropía (P) es de 1,022 (2,2%), siendo un poco mayor en la facies 3, con una diferencia de 2,1% (Tabla 5.6.9). Las fábricas muestran formas obladas ($T > 0$) y proladas ($U < 0$; Tabla 5.6.6; Figura 5.6.17).



Figura 5.6.14. Estilo de plegamiento en afloramiento de la localidad Estancia La Susana.

	Media	Promedio	Desviación estándar
K_m	N/A	1,95 E ⁻⁰⁴	5,73 E ⁻⁰⁵
P	1,019	1,022	0,010
T	-0,228	0,107	0,578
U	-0,223	0,104	0,578

Tabla 5.6.6. Estancia La Susana. Parámetros estadísticos de Jelinek de la anisotropía de susceptibilidad magnética. K_m: intensidad media de la anisotropía; P: grado de anisotropía; T y U: parámetros de forma.

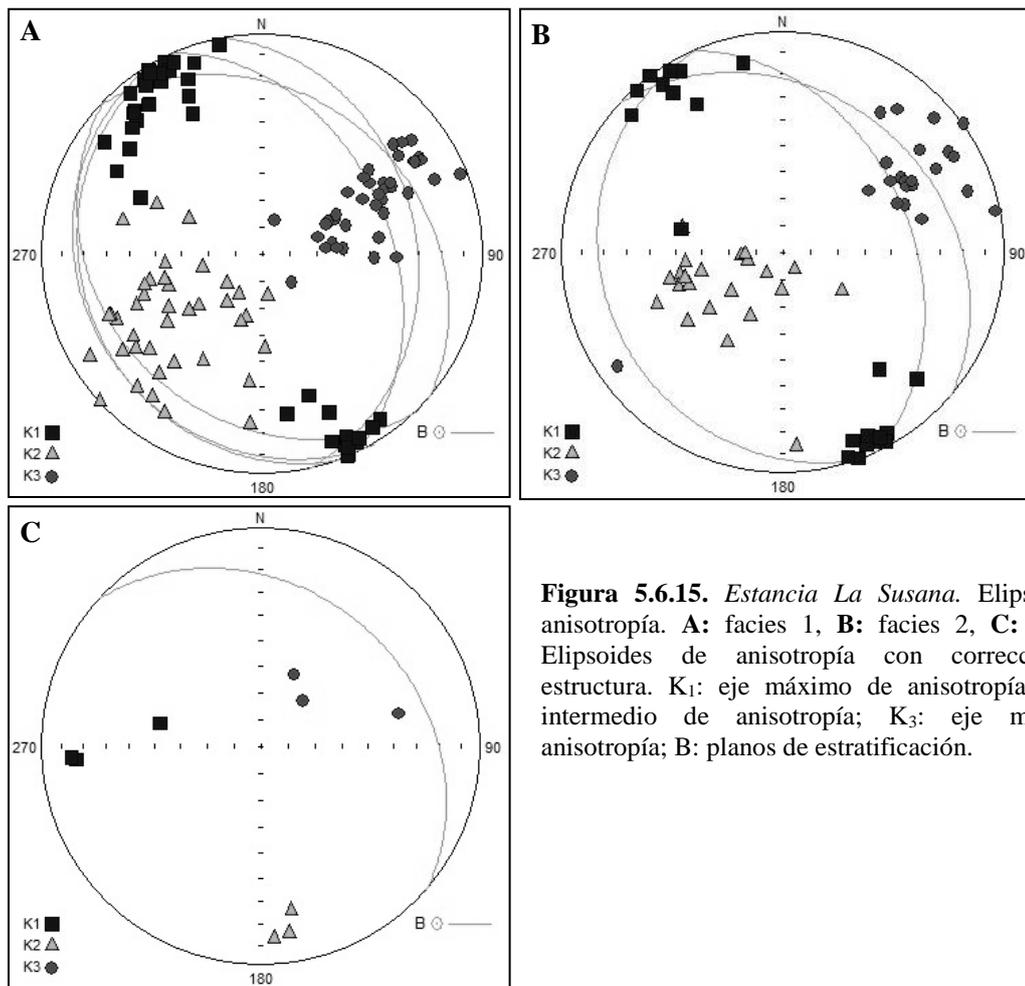


Figura 5.6.15. Estancia La Susana. Elipsoides de anisotropía. **A**: facies 1, **B**: facies 2, **C**: facies 3. Elipsoides de anisotropía con corrección por estructura. K₁: eje máximo de anisotropía; K₂: eje intermedio de anisotropía; K₃: eje menor de anisotropía; B: planos de estratificación.

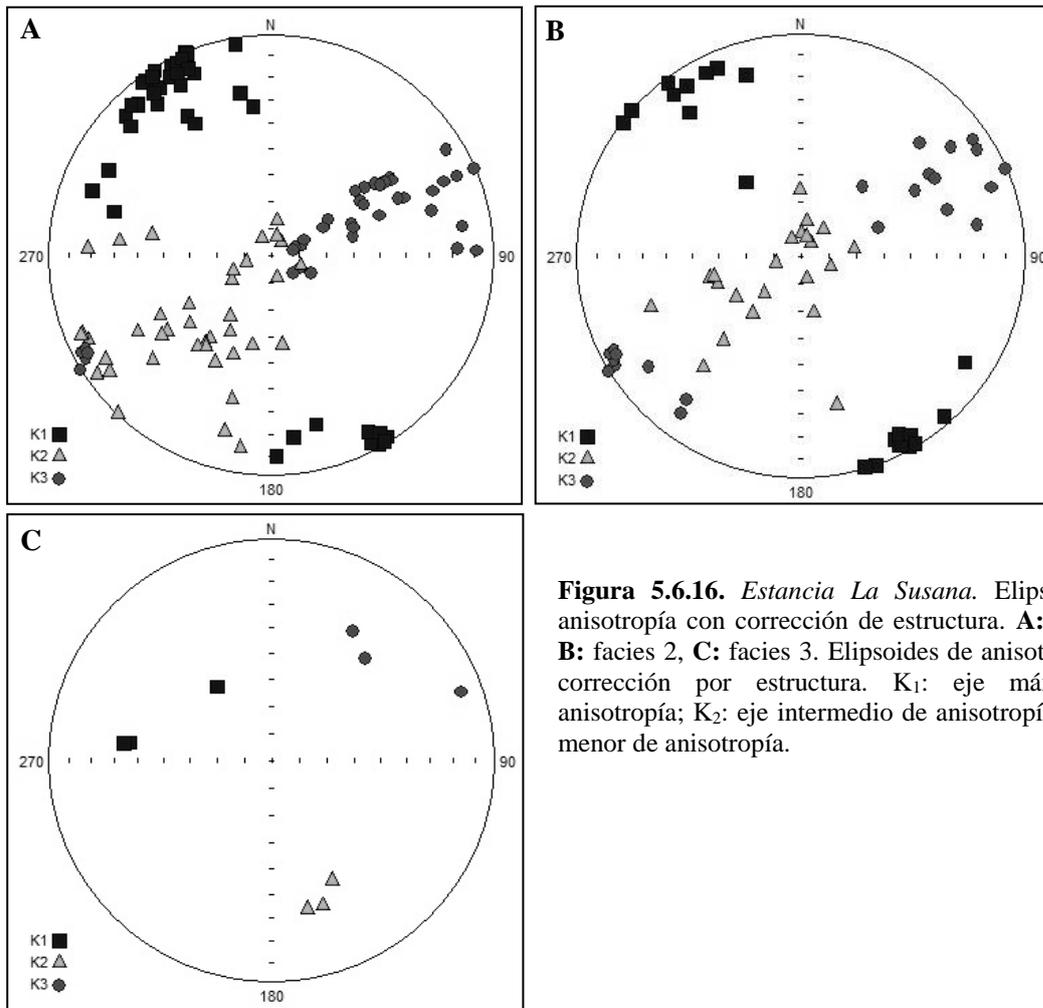


Figura 5.6.16. Estancia La Susana. Elipsoides de anisotropía con corrección de estructura. **A:** facies 1, **B:** facies 2, **C:** facies 3. Elipsoides de anisotropía con corrección por estructura. K₁: eje máximo de anisotropía; K₂: eje intermedio de anisotropía; K₃: eje menor de anisotropía.

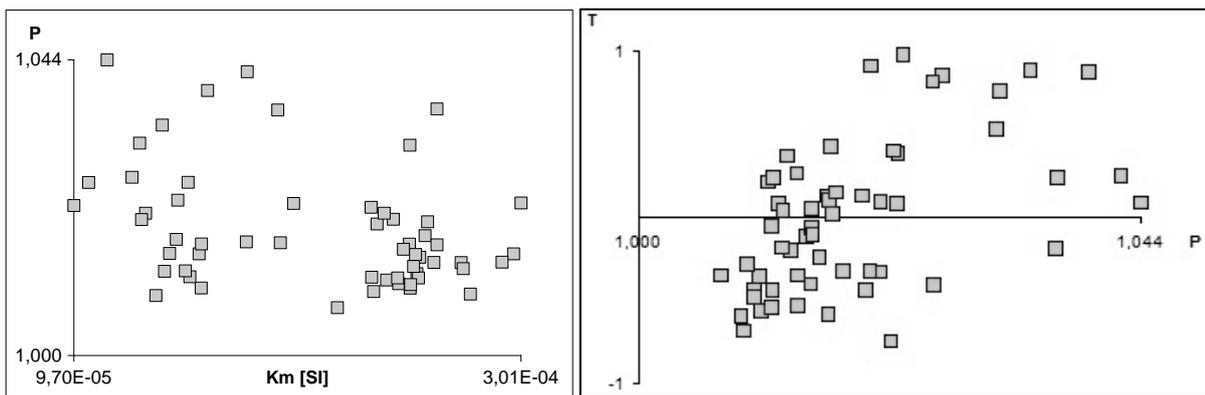


Figura 5.6.17. Izquierda: Valores de grado de la anisotropía (P) de las muestras de la localidad Estancia La Susana. Derecha: Valores del parámetro de forma (T).

Arroyo Paretas

La localidad Arroyo Paretas parece estar bastante afectada por la deformación, a diferencia de las demás localidades que se encuentran en la Sierra de Pillahuincó (Figura 5.6.18). Las muestras medidas correspondientes a la localidad Arroyo Paretas pertenecen a la facies 1. Los elipsoides de

anisotropía muestran un K_{max} en la horizontal con orientación noroeste-sureste y un K_{int} y un K_{min} con orientación noreste-sudoeste (Figura 5.6.19). En la figura 5.6.19 se observa el elipsoide obtenido luego de realizar la corrección por estructura. El valor medio de grado de anisotropía (P) es de 1,047 (4,7%). Las fábricas son proladas ($T < 0$; Tabla 5.6.7; Figura 5.6.20).



Figura 5.6.18. Estilo de plegamiento en afloramiento de la localidad Arroyo Paretas.

	Media	Promedio	Desviación estándar
K_m	N/A	$4,21 E^{-04}$	$1,31 E^{-05}$
P	1,044	1,047	0,021
T	-0,853	-0,533	0,254
U	-0,856	-0,540	0,252

Tabla 5.6.7. Arroyo Paretas. Parámetros estadísticos de Jelinek de la anisotropía de susceptibilidad magnética. K_m : intensidad media de la anisotropía; P: grado de anisotropía; T y U: parámetros de forma.

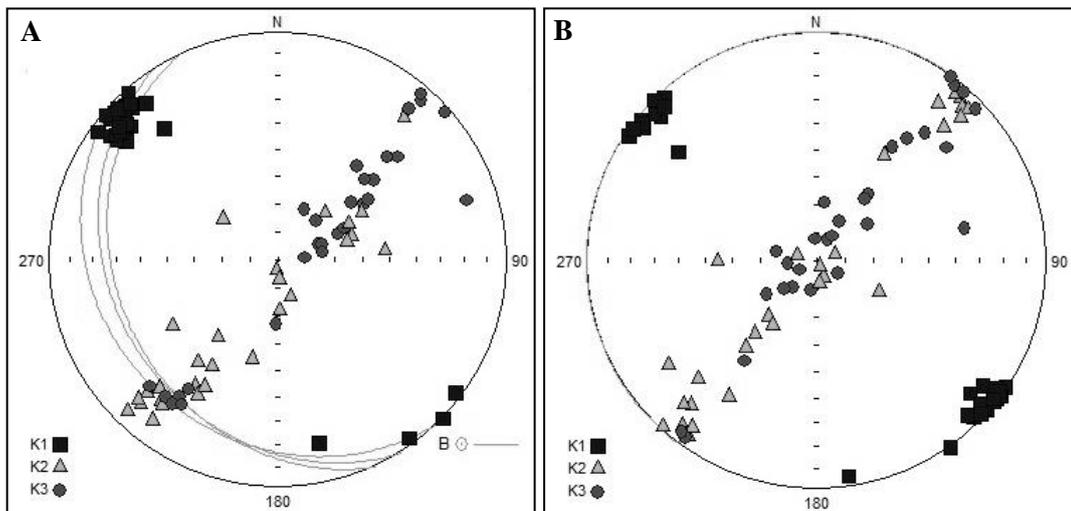


Figura 5.6.19. Arroyo Paretas. Elipsoides de anisotropía de facies 1, B: Elipsoides de anisotropía con corrección por estructura. K_1 : eje máximo de anisotropía; K_2 : eje intermedio de anisotropía; K_3 : eje menor de anisotropía; B: planos de estratificación.

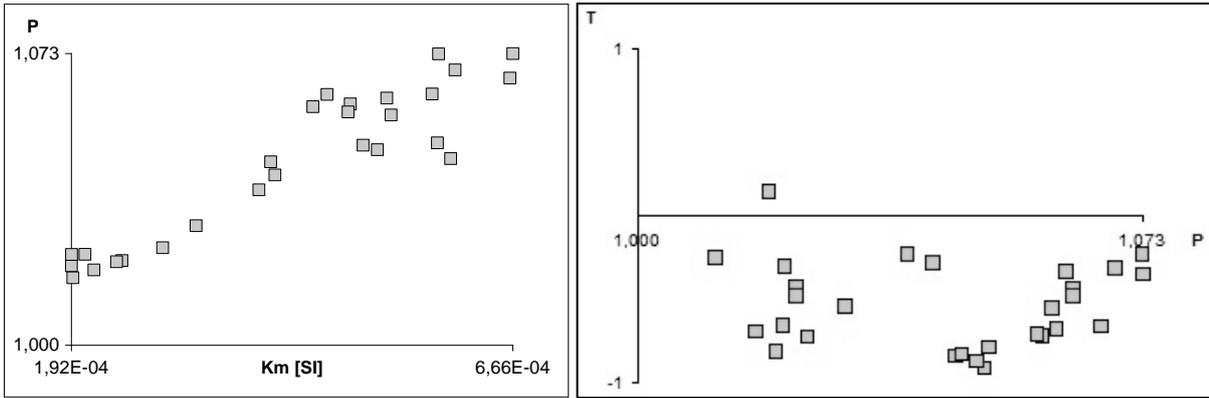


Figura 5.6.20. Izquierda: Valores de grado de la anisotropía (P) de las muestras de la localidad Arroyo Paretas. **Derecha:** Valores del parámetro de forma (T).

Estancia 2 de Mayo

Las muestras medidas correspondientes a la Estancia 2 de Mayo pertenecen a las facies 2 y 3 y las longitudes de onda de los pliegues son bastante amplias (Figura 5.6.21). Los elipsoides de anisotropía muestran un K_{max} en la horizontal con orientación noroeste-sureste y un K_{int} y un K_{min} con orientación noreste-sudoeste. La facies 2 muestra un mejor agrupamiento de los datos (Figura 5.6.22). En la figura 5.6.23 se observa el elipsoide obtenido luego de realizar la corrección por estructura. El valor medio de grado de anisotropía (P) es de 1,025 (2,5%), siendo mayor en la facies 3, con una diferencia de 0,3% (Tabla 5.6.9). Las fábricas son mayormente proladas ($T < 0$; Tabla 5.6.8; Figura 5.6.24).



Figura 5.6.21. Estilo de plegamiento en afloramiento de la localidad 2 de Mayo.

	Media	Promedio	Desviación estándar
K_m	N/A	$1,91 E^{-04}$	$4,51 E^{-05}$
P	1,019	1,025	0,010
T	-0,722	-0,289	0,309
U	-0,724	-0,294	0,307

Tabla 5.6.8. Estancia 2 de Mayo. Parámetros estadísticos de Jelinek de la anisotropía de susceptibilidad magnética. K_m : intensidad media de la anisotropía; P: grado de anisotropía; T y U: parámetros de forma.

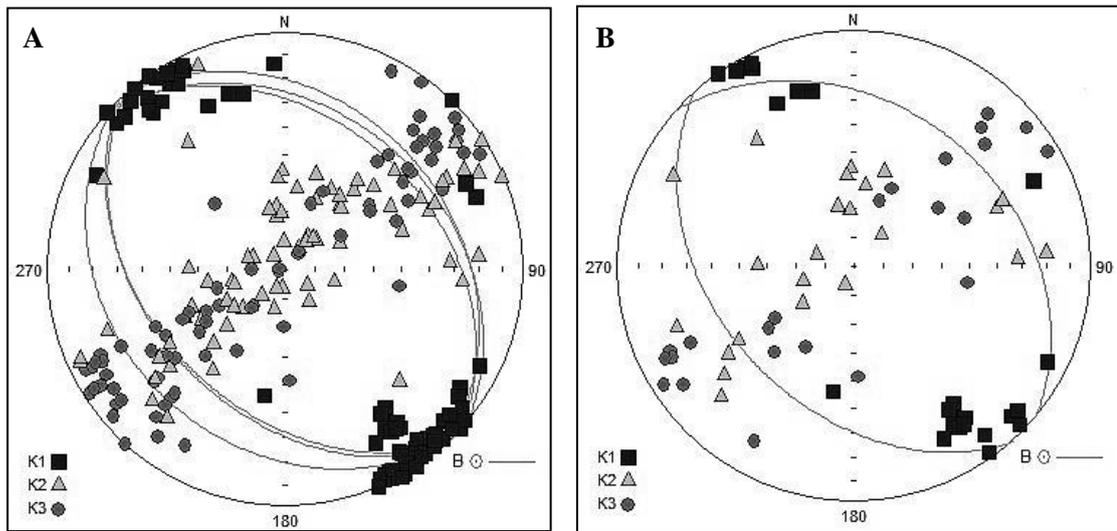


Figura 5.6.22. Estancia 2 de Mayo. Elipsoides de anisotropía. **A:** facies 2. **B:** facies 3. K₁: eje máximo de anisotropía; K₂: eje intermedio de anisotropía; K₃: eje menor de anisotropía; B: planos de estratificación.

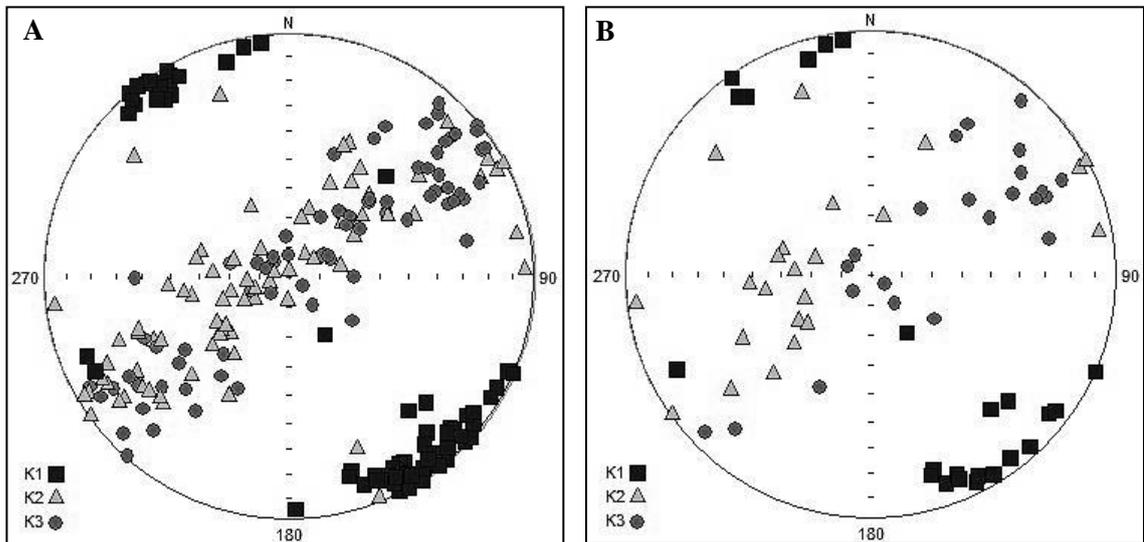


Figura 5.6.23. Estancia 2 de Mayo. Elipsoides de anisotropía con corrección de estructura. **A:** facies 2. **B:** facies 3. K₁: eje máximo de anisotropía; K₂: eje intermedio de anisotropía; K₃: eje menor de anisotropía.

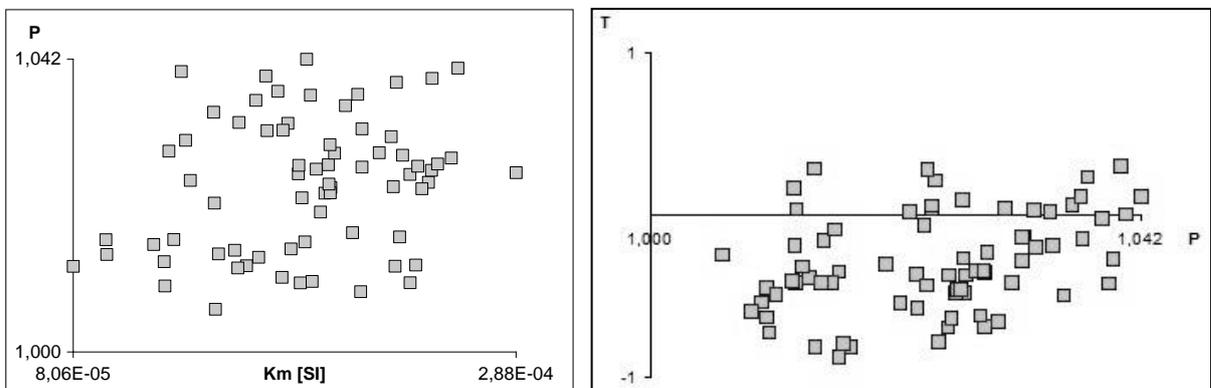


Figura 5.6.24. **Izquierda:** Valores de grado de la anisotropía (P) de las muestras de la localidad Ea. 2 de Mayo. **Derecha:** Valores del parámetro de forma (T).

Facies	Ea. La Susana	Arroyo Paretas	Las Mostazas	Ea. 2 de Mayo	González Chavez
1	2	4,7	3,9	-	1,7
2	1,4	-	-	2,1	-
3	3,6	-	-	3,4	-
Diferencias de P	2,2	-	-	1,3	-

Tabla 5.6.9. Valores promedio, en porcentaje, del grado de anisotropía (P) en cada facies de las localidades ubicadas en la Sierra de Pillahuincó.

Las Mostazas

En la localidad de Las Mostazas la longitud de onda de los pliegues es muy amplia, encontrándose los estratos casi horizontales (ver capítulo 5; Figura 5.6.25). Las muestras medidas correspondientes a esta localidad pertenecen a la facies 1. Los elipsoides de anisotropía muestran un K_{max} en la horizontal con orientación noroeste-sureste, un K_{int} casi en la horizontal con orientación suroeste y un K_{min} casi en la vertical (Figura 5.6.26). En la figura 5.6.26 se observa el elipsoide obtenido luego de realizar la corrección por estructura. El valor promedio de grado de anisotropía (P) es de 1,039 (3,9%). Las fábricas son mayormente proladas a triaxiales ($T < 0$) (Tabla 5.6.10; Figura 5.6.27).



Figura 5.6.25. A: Estilo de plegamiento en afloramiento de la localidad Las Mostazas.

	Media	Promedio	Desviación estándar
K_m	N/A	$2,19 E^{-04}$	$3,80 E^{-05}$
P	1,037	1,039	0,014
T	-0,076	-0,047	0,172
U	-0,085	-0,057	0,171

Tabla 5.6.10. Las Mostazas. Parámetros estadísticos de Jelinek de la anisotropía de susceptibilidad magnética. K_m : intensidad media de la anisotropía; P: grado de anisotropía; T y U: parámetros de forma.

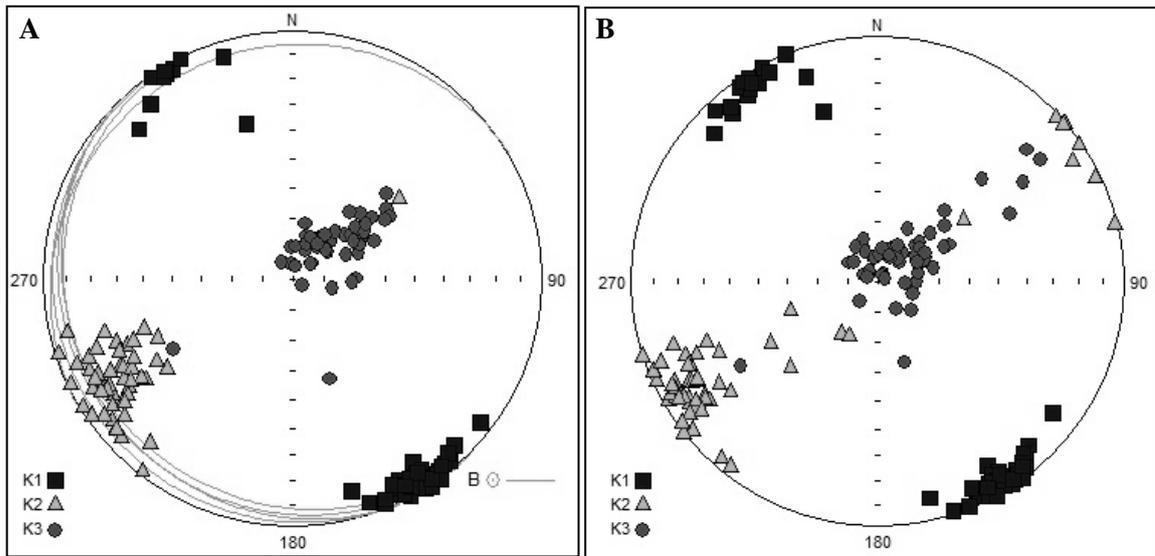


Figura 5.6.26. *Las Mostazas.* **A:** Elipsoide de anisotropía de facies 2. **B:** Elipsoide de anisotropía con corrección de estructura. K₁: eje máximo de anisotropía; K₂: eje intermedio de anisotropía; K₃: eje menor de anisotropía; B: planos de estratificación.

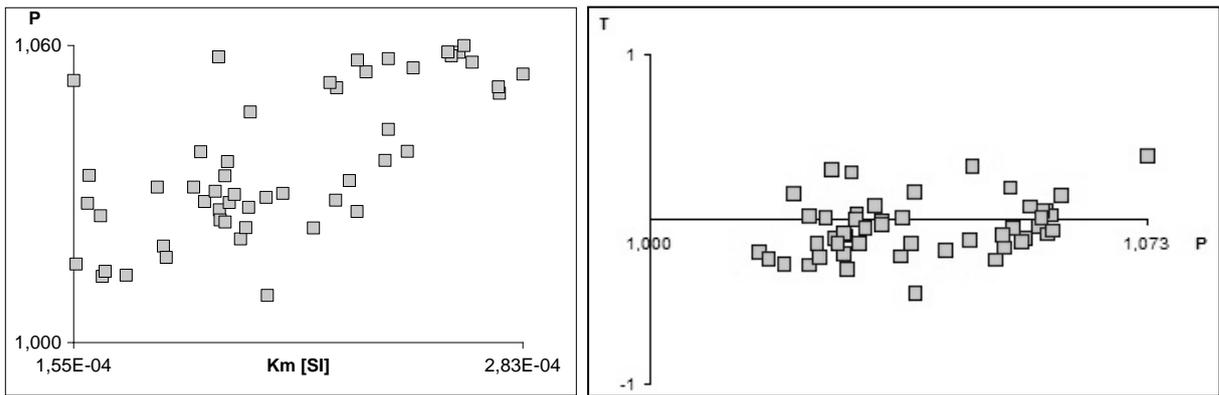


Figura 5.6.27. **Izquierda:** Valores de grado de la anisotropía (P) de las muestras de la localidad Las Mostazas. **Derecha:** Valores del parámetro de forma (T).

5.6.3. ASM en la Cuenca de Claromecó

En el sector de la Cuenca de Claromecó se muestrearon solo dos sitios debido a la escasez de afloramientos, ubicados en las cercanías de la localidad de Gonzáles Chávez (Figura 1.1).

Gonzáles Chávez

En esta localidad los estratos se encuentran horizontales, por lo cual realizar la corrección por estructura no fue necesario (Figura 5.6.28). Las muestras medidas pertenecen a la facies 1. Los elipsoides de anisotropía muestran un K_{max} en la horizontal con orientación noroeste-sureste, un K_{int} en la horizontal con orientación noreste-sudoeste y K_{min} en la vertical (Figura 5.6.29). El valor medio de

grado de anisotropía (P) es de 1,017 (1,7%). Las fábricas son mayormente obladas ($T > 0$; Tabla 5.6.11; Figura 5.6.30).



Figura 5.6.28. Estilo de plegamiento en afloramiento de la localidad denominada Gonzáles Chávez.

	Media	Promedio	Desviación estándar
K_m	N/A	$8,94 E^{-05}$	$1,74 E^{-05}$
P	1,016	1,017	0,005
T	0,127	0,126	0,153
U	0,123	0,122	0,152

Tabla 5.6.10. *Gonzáles Chávez*. Parámetros estadísticos de Jelinek de la anisotropía de susceptibilidad magnética. K_m : intensidad media de la anisotropía; P : grado de anisotropía; T y U : parámetros de forma.

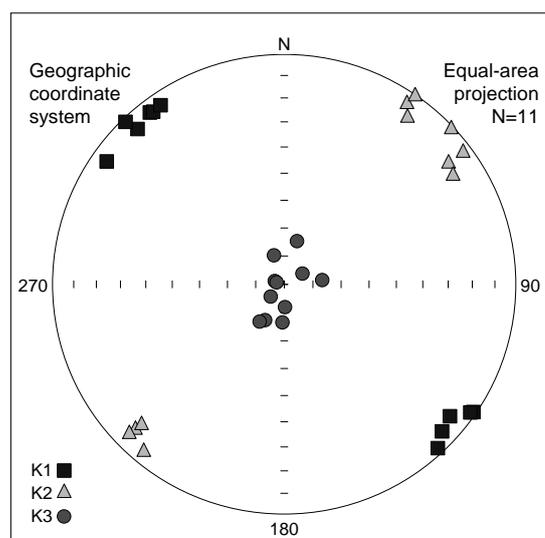


Figura 5.6.29. Elipsoide de anisotropía obtenido en muestras de la facies 1 en la localidad de Gonzáles Chávez.

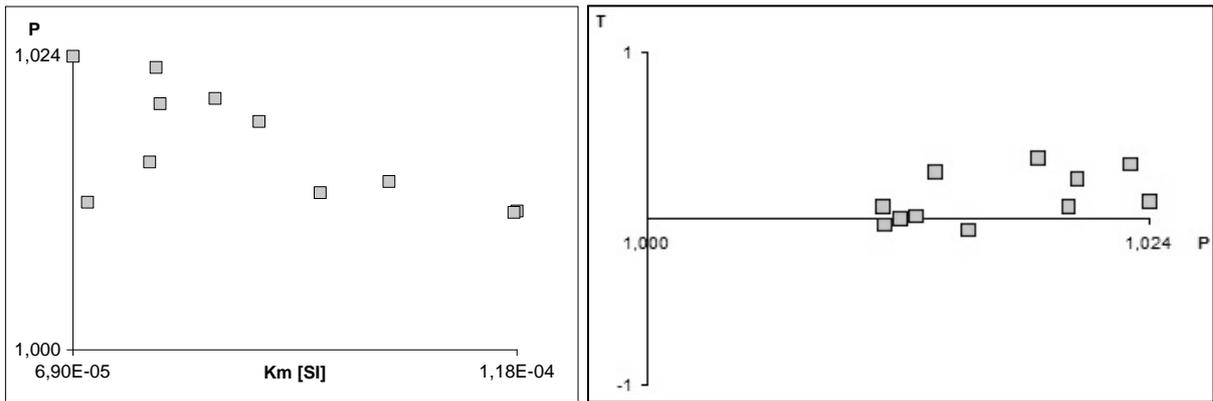


Figura 5.6.30. Izquierda: Valores de grado de la anisotropía (P) de las muestras pertenecientes a la localidad González Chavez. **Derecha:** Valores del parámetro de forma (T).

5.6.4. Interpretaciones y discusiones

En todas las localidades analizadas, los datos de ASM muestran buena consistencia interna dentro de cada sitio de muestreo, con elipsoides de anisotropía que no varían notablemente en sus direcciones de K_{max} , K_{int} y K_{min} independientemente de la facies medida.

La buena consistencia de los datos permite correlacionar los rasgos estructurales presentes en cada localidad de muestreo con los patrones de ASM encontrados, que van cambiando en términos de la expresión tectónica sobreimpresa.

Los ejes K_{max} del elipsoide de anisotropía, que marcan la dirección de máxima elongación, se orientan con rumbo noroeste-sureste, paralelo al rumbo de los ejes de los pliegues y tienden a ser constantes en todas las localidades de muestreo. Este tipo de registro parece estar tectónicamente controlado.

Los ejes K_{min} , en cambio, relacionados con ejes de acortamiento, muestran una distribución bimodal aunque se ubican paralelos a los polos de los planos de estratificación. En la base de la columna estratigráfica, en las localidades más occidentales y con mayor deformación, los ejes se encuentran cercanos a la horizontal, con rumbos aproximados suroeste-noreste, indicando un esfuerzo máximo compresivo (σ_1) en la misma dirección. Hacia el techo en cambio, en las localidades más orientales, el K_{min} tiende a ubicarse en la vertical, mostrando una fábrica sedimentaria, con planos de estratificación horizontales (Figura 5.6.31).

El grado de anisotropía es mayor en las facies con mayor contenido de hematita, sin embargo no se observa una diferencia importante de los valores (la diferencia máxima es de 2,4%). La facies 1 muestra una mejor consistencia de los datos, tanto en el grado como en la dirección de la ASM (Tablas 5.6.5 y 5.6.9; Figura 5.6.32).

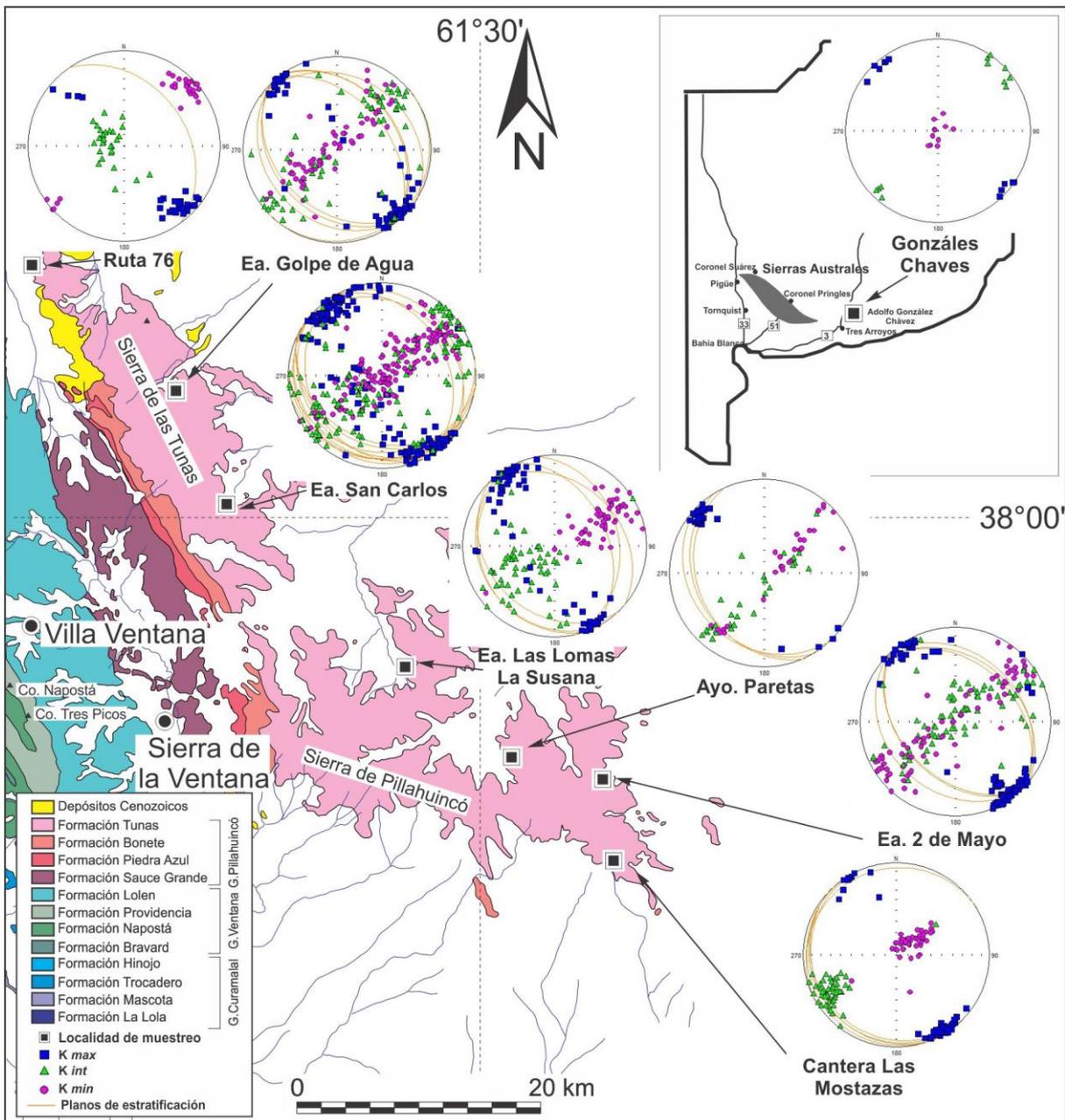


Figura 5.6.31: Resultados de anisotropía de susceptibilidad magnética de los especímenes de las ocho localidades medidas en la Formación Tunas.

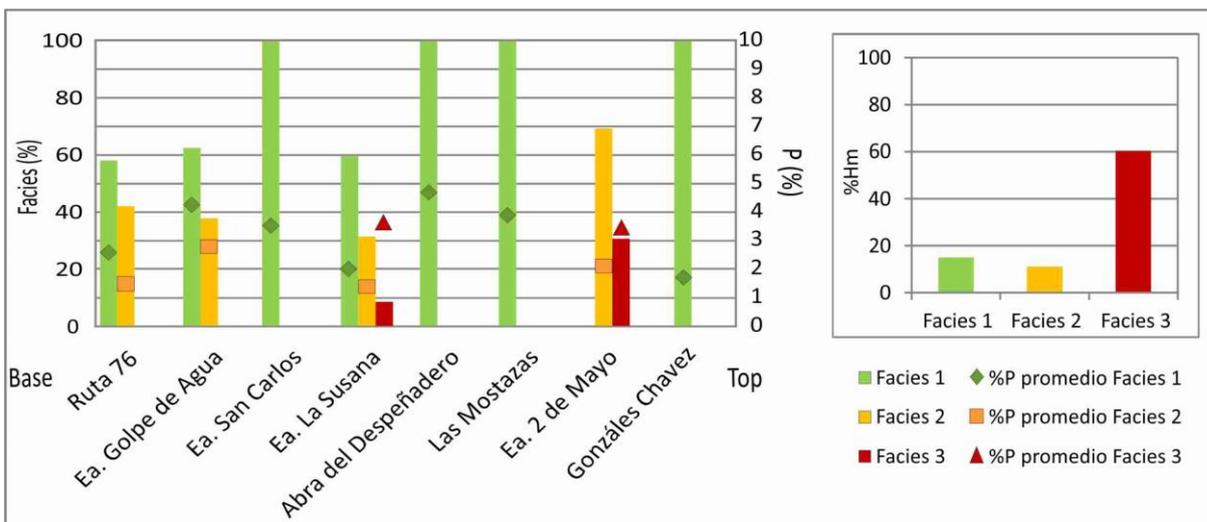


Figura 5.6.32. Porcentajes de muestras medidas de cada facies en cada localidad y sus valores promedio de grado de la anisotropía (P).

El grado de anisotropía (P) muestra una disminución general de los valores hacia las localidades ubicadas hacia el sudeste, o sea hacia el techo de la secuencia, con valores promedios que van hasta 3,7% en las localidades de la Sierra de las Tunas y valores promedios de 1,7% en la localidad de González Chávez (Figuras 5.6.32, 5.6.33 y 5.6.34); esto evidencia una disminución de la deformación hacia este sector. El P promedio tiene un valor menor a 1.05, el cual es común en rocas sedimentarias, es decir que los esfuerzos tectónicos no han sido de gran magnitud en los sectores estudiados (Dvorák y Hrouda 1975).

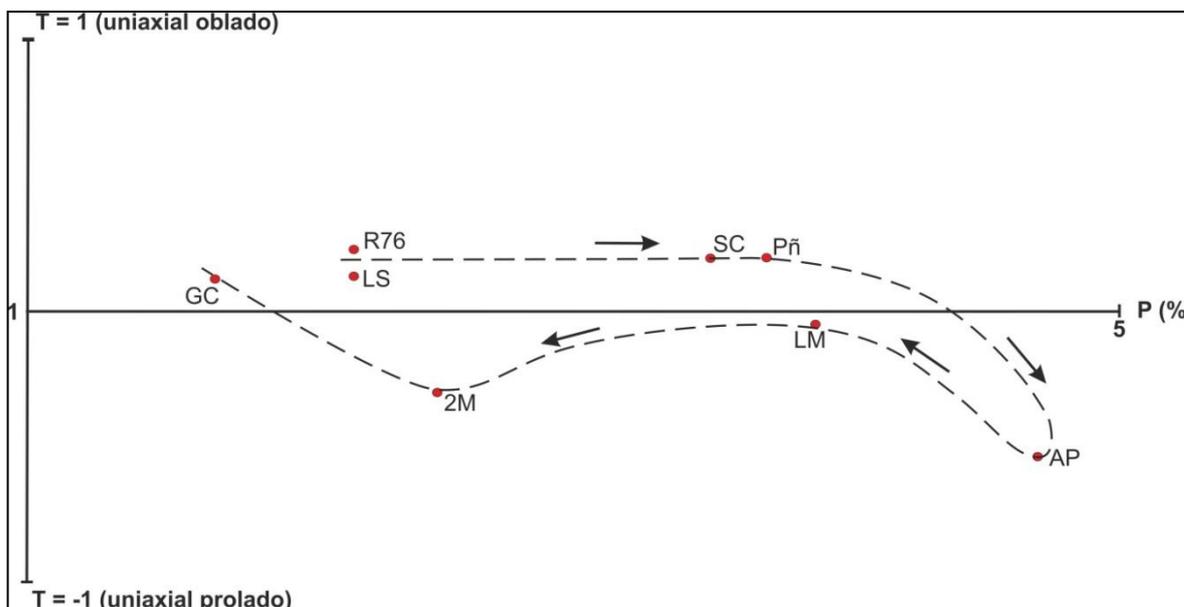


Figura 5.6.33. Patrón de anisotropía de Formación Tunas. La dirección de la flecha indica la ubicación de las localidades en la secuencia estratigráfica, desde la base (suroeste, R76) hacia el techo (noreste, GC). T: parámetro de forma; P: grado de anisotropía; R76: Ruta 76; LS: Ea. La Susana; SC: Ea. San Carlos; Pñ: Ea. Peñaflor; AP: Arroyo Paretas; LM: Las Mostazas; 2M: 2 de Mayo; GC: González Chavez.

En cuanto al parámetro de forma, algunos de los sitios muestran fábricas de tipo oblada ($U > 0$) y otros de tipo prolada ($U < 0$). Pareciera que existe una tendencia de la fábrica a hacerse más prolada en las muestras pertenecientes a las localidades más orientales de las Sierras Australes, hacia el techo de la columna (Figuras 5.6.33 y 5.6.35). Según Hrouda y Jezek (1999), si la deformación incluye acortamiento vertical, como puede ocurrir durante el soterramiento, el grado de anisotropía se incrementa y la fábrica magnética se vuelve más oblada y aplanada con el aumento del esfuerzo. Por otro lado, en la localidad de Gonzáles Cháves, ubicada en la Cuenca de Claromecó, la fábrica es predominantemente oblada, seguramente debido a que la misma posee mayor impronta sedimentaria.

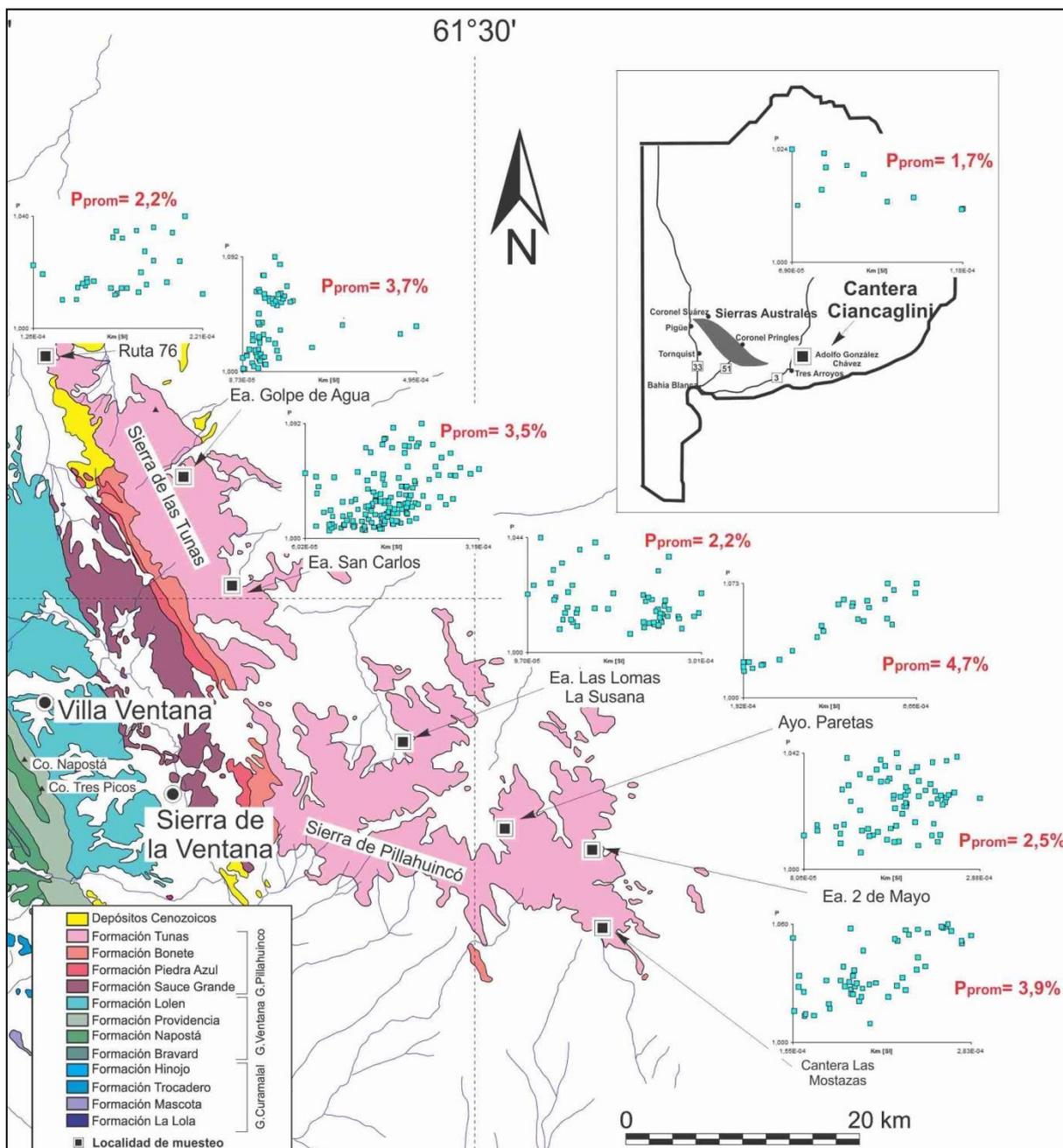


Figura 5.6.34: Magnitud de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) de especímenes de las ocho localidades medidas en la Formación Tunas, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. $P_{m\acute{a}x}$: Valor máximo de magnitud de la anisotropía de cada localidad.

La corrección por estructura muestra cambios en las direcciones de AMS en las localidades de la base, observándose un K_{min} que tiende a ubicarse en la vertical cuando el plano de estratificación es llevado a la horizontal. Esto confirma que la ASM se encuentra controlada por los esfuerzos tectónicos. Hacia las localidades del techo los cambios en las direcciones son menores y en González Chávez, localidad que se encuentra más hacia el este y hacia el techo de la secuencia, no se observan cambios, por lo cual se supone que la impronta tectónica es menor hacia este sector (Figura 5.6.36).

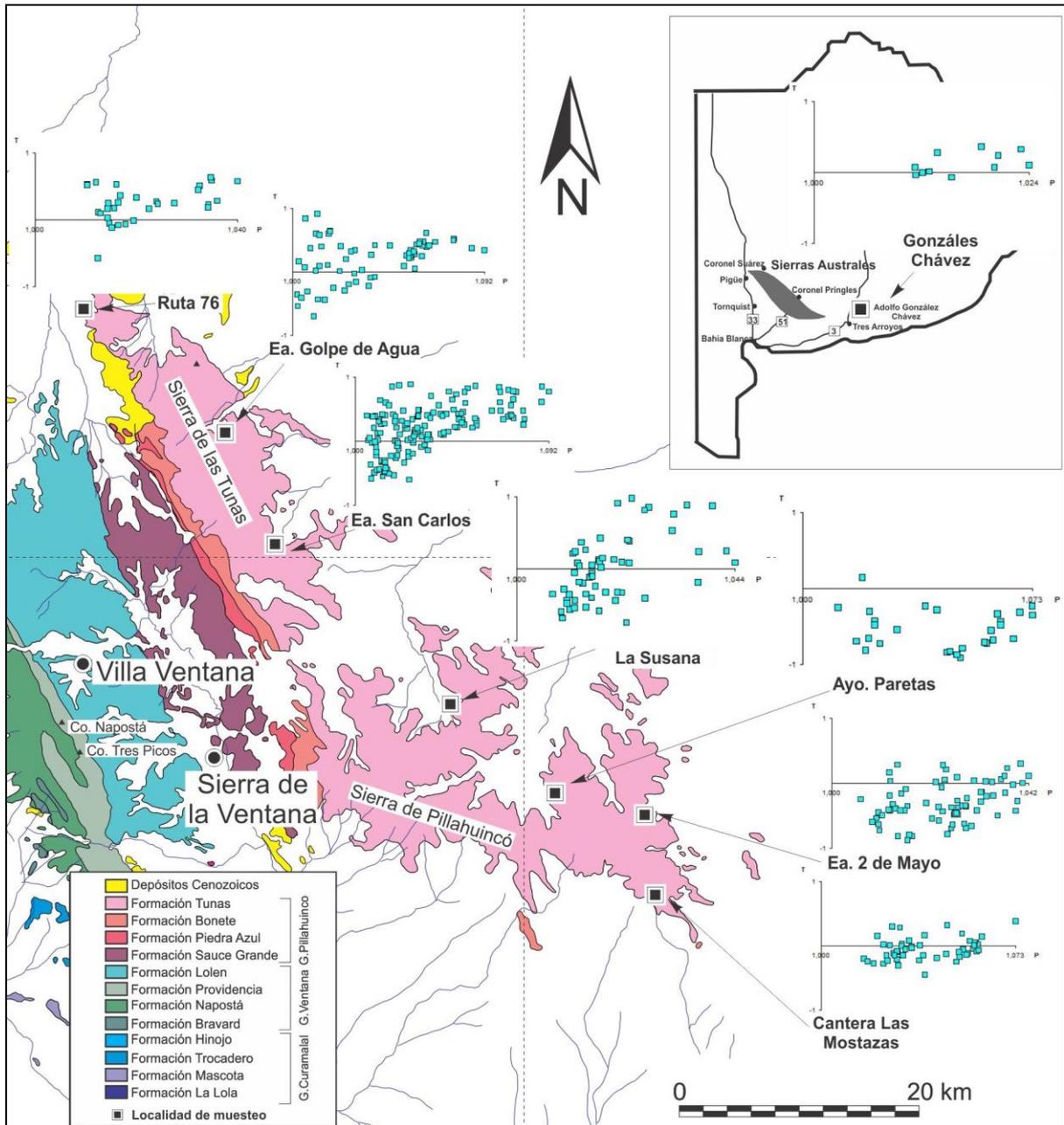


Figura 5.6.35: Parámetro de forma (T) de los especímenes de las ocho localidades medidas en la Formación Tunas, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires.

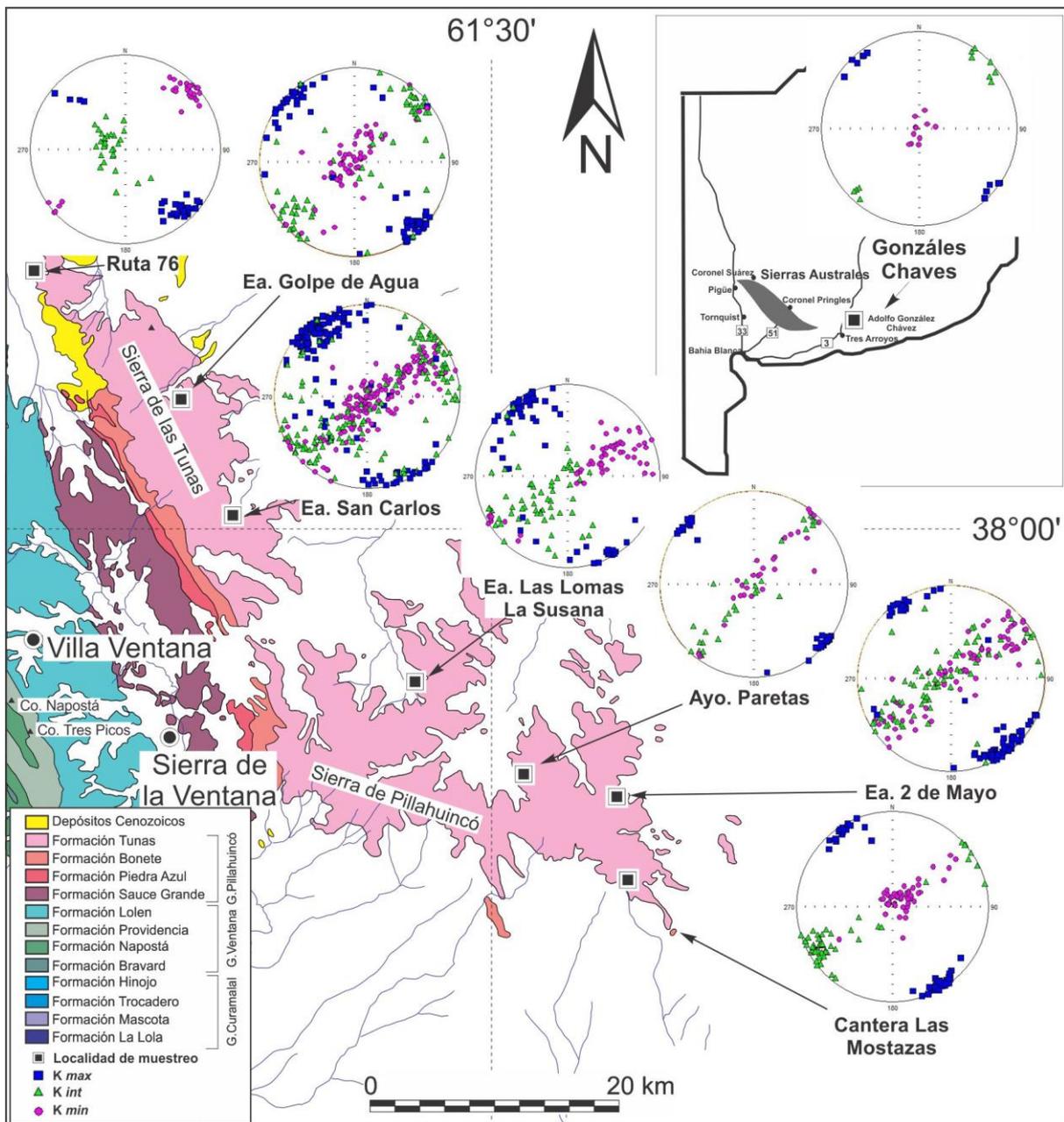


Figura 5.6.36. Elipsoides de anisotropía de susceptibilidad magnética obtenidos en cada localidad, con corrección de estructura.

5.6.5. Comparación de los resultados

Patrones de ASM similares a los de la Formación Tunas, se encontraron en la Cuenca de Carapacha, situada al oeste de las Sierras Australes, en la Provincia de La Pampa, en la localidad Río Curacó (Figura 5.6.37). Esta unidad tiene la misma edad que la Formación Tunas. Esta similitud está indicando que los esfuerzos desde el Sudoeste responden a un proceso de compresión regional (Tomezzoli *et al.* 2006; Figura 5.6.37).

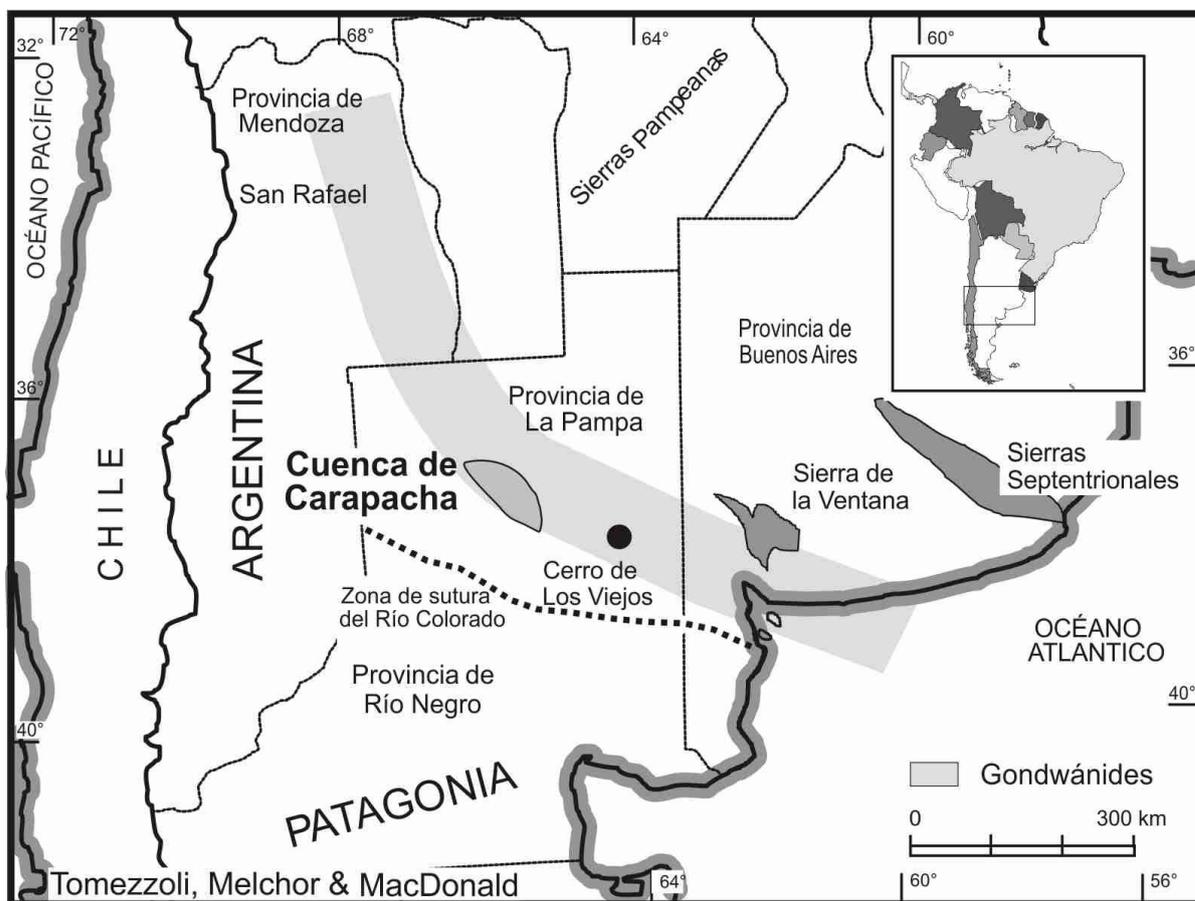


Figura 5.6.36. Ubicación de la Cuenca de Carapacha.

Esta deformación en el margen sudoccidental del Gondwana, que comienza a evidenciarse a fines del Devónico (Massabie y Rossello 1984) y que fue vinculada a la colisión de Patagonia, habría continuado hasta el Paleozoico Tardío (Tomezzoli 2012). La misma está relacionada con la fase orogénica San Rafael, que se manifiesta en gran parte del territorio de Gondwana Sudoccidental, particularmente en el límite con Patagonia y que sería la consecuencia del movimiento y reorganización de las placas que se estaban acomodando para llegar a la configuración final de la Pangea Triásica (Tomezzoli 1999; 2001; 2012).

Las diferencias encontradas en los patrones de las fábricas magnéticas entre la base y el techo de la Formación Tunas son consistentes con las diferencias estratigráficas, estructurales y paleomagnéticas, presentes en la cuenca de depositación. En las localidades ubicadas hacia el oeste, con registro de la base de la columna estratigráfica y por lo tanto más antiguas, con mayor deformación y magnetizaciones sintectónicas al 35% de despliegue, los ejes K_{\min} tienden a ubicarse en la horizontal y perpendicular a los ejes de los plegamientos, evidenciando claramente la influencia de los esfuerzos tectónicos actuantes al momento de la depositación de los sedimentos (Tomezzoli, 1999; Figura 5.4.6). En cambio, en las localidades ubicadas hacia el este de la cuenca donde los estratos son más jóvenes, y las magnetizaciones son sintectónicas con un 85% de despliegue, los ejes K_{\min} están

casi en la vertical, evidenciando fábricas predominantemente sedimentarias, con menor influencia de la tectónica (Tomezzoli, 1999; Figura 5.4.6).

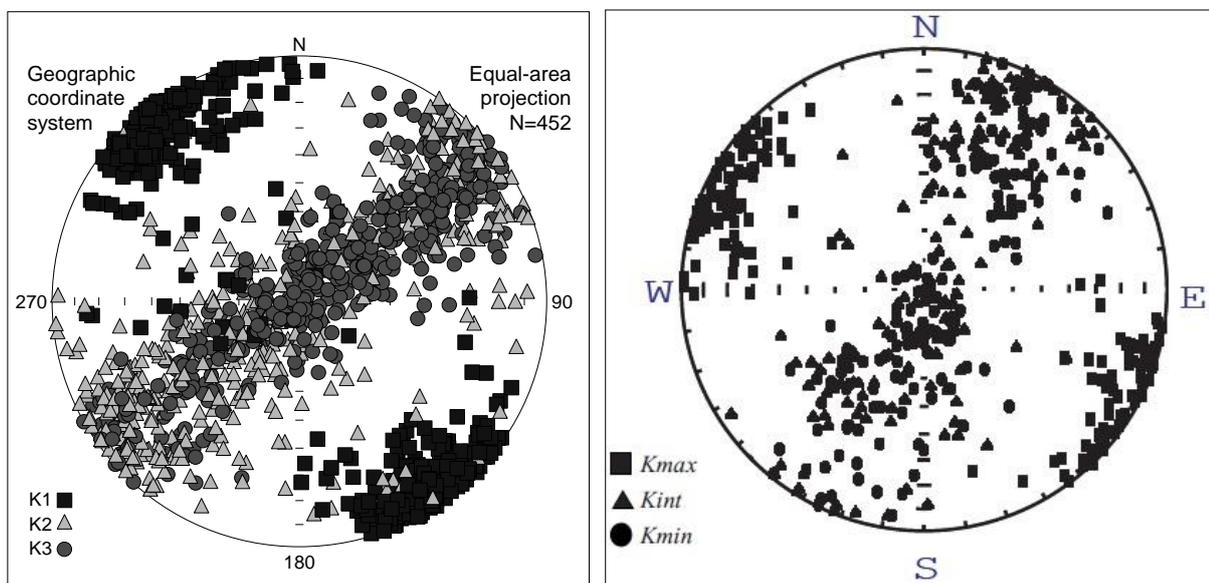


Figura 5.6.37. A: Elipsoide de ASM de todas las localidades de la Formación Tunas. **B:** Elipsoide de ASM de 123 especímenes correspondientes a la localidad de Río Curacó, Cuenca de Carapacha, Provincia de La Pampa (Tomezzoli 1999; 2001; Tomezzoli *et al.* 2006).

Todas estas evidencias geológicas, junto con la comparación con los resultados de ASM de la Cuenca de Carapacha, estarían indicando que la deformación en la región actuó desde el SO y se fue atenuando durante el Pérmico Temprano al Pérmico Tardío, con una migración del frente orogénico hacia la cuenca de antepaís ubicada hacia el NE. Esto confirma los conceptos y propuesta previamente planteados por Tomezzoli (1999, 2001).

5- 7 - INCLUSIONES FLUIDAS (IF)

Introducción

En un estudio diagenético es muy importante poder contar con un análisis de inclusiones fluidas, ya que las mismas proveen información acerca del origen de los fluidos que han circulado por una formación e informan de las temperaturas y presiones mínimas a las cuales estuvo sometida la misma. Para el caso de los fluidos de origen orgánico, es posible conocer su estadio de maduración dentro de la ventana de generación de hidrocarburos líquidos y/o gaseosos y, si es posible la correlación con los datos termométricos, para un ajuste mayor de los resultados obtenidos.

Con el objetivo de determinar el tipo de fluidos atrapados y de estimar las condiciones de temperatura y presión a las cuales estuvo sometida la Formación Tunas, a partir de muestras de afloramiento de esta unidad, se realizaron estudios de inclusiones fluidas en venillas de cuarzo; mientras que en el caso de las muestras del pozo PANG0001, se realizaron estos estudios en venillas de carbonato y en los niveles correspondientes a matas microbiales.

5.7.1. Análisis de inclusiones fluidas en venillas de cuarzo en muestras de afloramiento

Se analizaron muestras pertenecientes a cuatro localidades de la Formación Tunas: Estancia El Perdido y Ruta 76, en la Sierra de las Tunas, Arroyo Paretas y Cantera Las Mostazas, en la Sierra de Pillahuincó. Las muestras corresponden a venillas paralelas y perpendiculares al plano de estratificación, de 2mm hasta 3cm de espesor, rellenas de cuarzo, que se encuentran en areniscas pertenecientes a la facies 2 (Figura 5.7.1).

Los cristales de cuarzo muestran una textura maciza (Echavarría 1997), con formas desde anhedrales a subedrales, inequigranulares, con tamaños desde 2 μ m hasta 5mm (Figura 5.7.2).

Se distinguieron en cuarzo inclusiones fluidas (IF) de una, dos y tres fases, con disposiciones intercristalinas e intracristalinas, de origen primario, pseudosecundario y secundario. Las IF de origen primario ocurren en forma aislada; las pseudosecundarias se presentan en forma de alineaciones paralelas a las caras cristalinas, en tanto que las secundarias se encuentran en alineaciones, algunas de ellas atravesando caras de cristales.

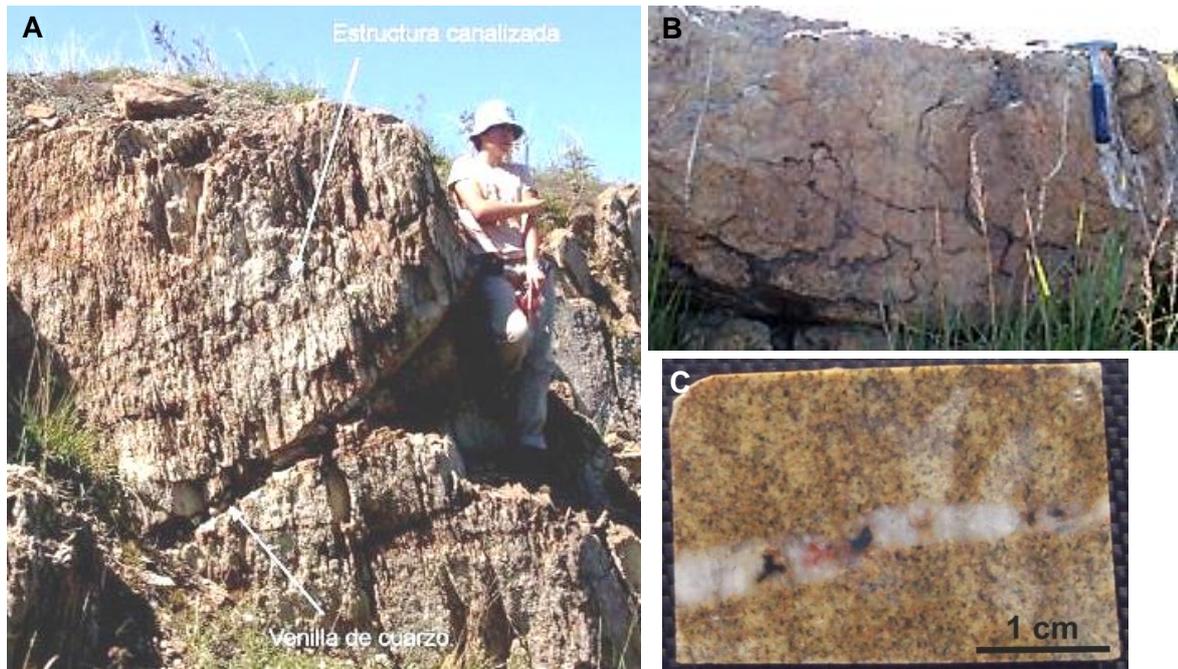


Figura 5.7.1. Venillas de cuarzo, **A:** paralelas a la estratificación, **B:** perpendiculares a la estratificación, **C:** en detalle.

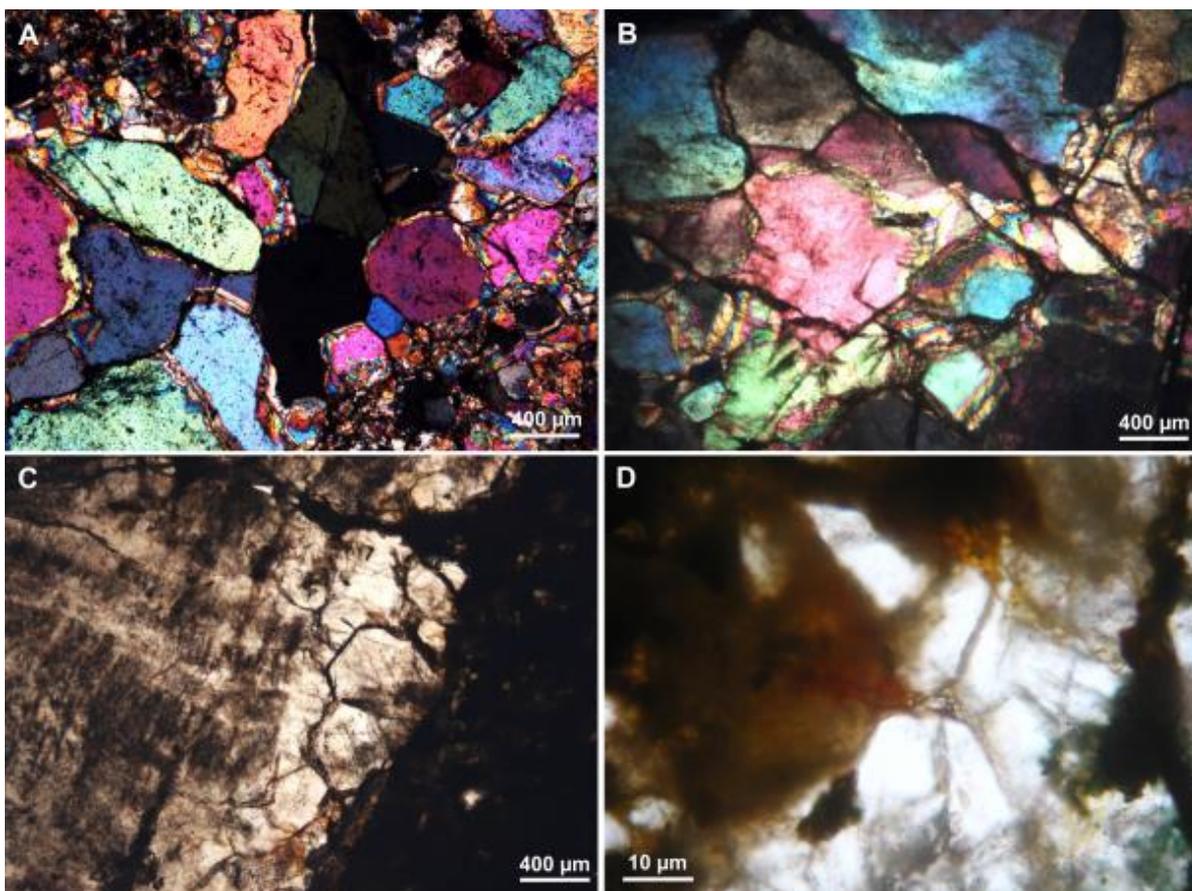


Figura 5.7.2. Fotomicrografías con luz polarizada de las texturas de las venillas de cuarzo en muestras de afloramientos de la Formación Tunas. **A:** Estancia El Perdido. **B:** Ruta 76. **C:** Arroyo Paretas. **D:** Cantera Las Mostazas. Cristales de cuarzo desde anhedrales a subedrales, inequigranulares, que muestran contactos entre sí mayormente rectos y, en menor cantidad, cóncavo-convexos y suturados.

Estancia El Perdido

En las muestras pertenecientes a la localidad Estancia El Perdido (Figura 1.1), correspondientes a cuarzo en venilla vertical (capítulo 5.1), se observaron 15 grupos de IF: 5 de origen primario, 4 de origen pseudosecundario y 6 de origen secundario.

Las IF de origen primario se encuentran dentro del cristal y se presentan de forma aislada (Figura 5.7.3). La forma y tamaño de la inclusión, el número y tipo de fases presentes, sus porcentajes y evidencias de fluorescencia se muestran en la Tabla 5.7.1.

Forma	Tamaño (µm)	Fases (%)				Relieve				Color	Fluorescencia
		L1	burbuja	L2	sólido	L1	burbuja	L2	sólido		
Cuadrangular	10				100				Moderado	incolora	no presenta
circular, sólido alargado	8	40			60	alto			alto	incolora	no presenta
Irregulares	hasta 15	80	20			alto	alto			incolora	no presenta
Circular	8	40		60		alto			alto	L1 incoloro y L2 gris	UV: verde, azul: amarillo
Irregular	10	70	20	10		Moderado	alto		Moderado	incolora	UV: L2 amarillo tenue

Tabla 5.7.1. Inclusiones fluidas primarias observadas en cuarzo de venilla de Ea. El Perdido. L1: líquido 1; L2: líquido 2; UV: luz ultravioleta.

Las inclusiones fluidas de origen pseudosecundario se presentan en alineaciones paralelas a las caras cristalinas y no atraviesan los cristales (Figura 5.7.4). Sus formas y tamaños, número y tipo de fases presentes, sus porcentajes y evidencias de fluorescencia se muestran en la Tabla 5.7.2.

Forma	Tamaño (µm)	Fases (%)			Relieve			Color
		L1	burbuja	sólido	L1	burbuja	sólido	
Circular	hasta 2	100			alto			incoloras a grises
Elongada	hasta 20	100			alto			Incolora
Elongada	hasta 20	80	20		alto	moderado		Incolora
Hexagonal	hasta 10		5	95	alto		moderado	sólido gris, burbuja incolora

Tabla 5.7.2. Inclusiones fluidas pseudosecundarias observadas en cuarzo de venilla de Ea. El Perdido. L1: líquido 1; L2: líquido 2.

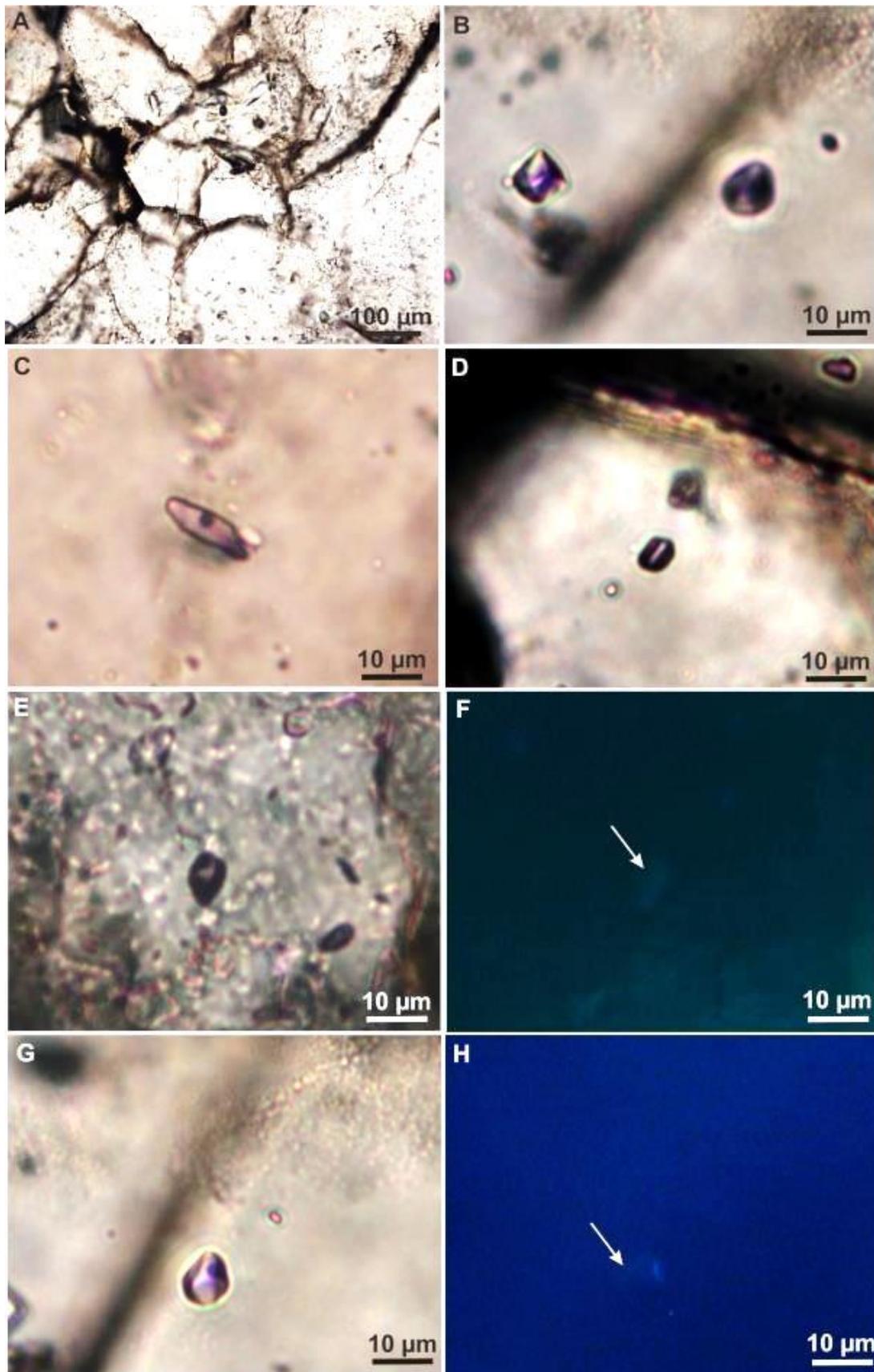


Figura 5.7.3. Inclusiones fluidas primarias en cuarzo de venilla de Ea, El Perdido, de origen primario que se presentan en forma aislada. **A:** Vista general. **B:** Una fase, cuadrangulares a subhedrales, incoloras. **C:** Dos fases, líquido más burbuja. **D:** IF que contiene un cristal hijo. **E:** Dos fases, con un líquido incoloro y uno gris. **F:** Idem E, la flecha señala la fluorescencia amarilla tenue bajo luz UV del líquido gris. **G:** Tres fases, con dos líquidos y una burbuja. **H:** Idem G, uno de los líquidos presenta fluorescencia celeste tenue (señalado por una flecha) bajo luz UV.

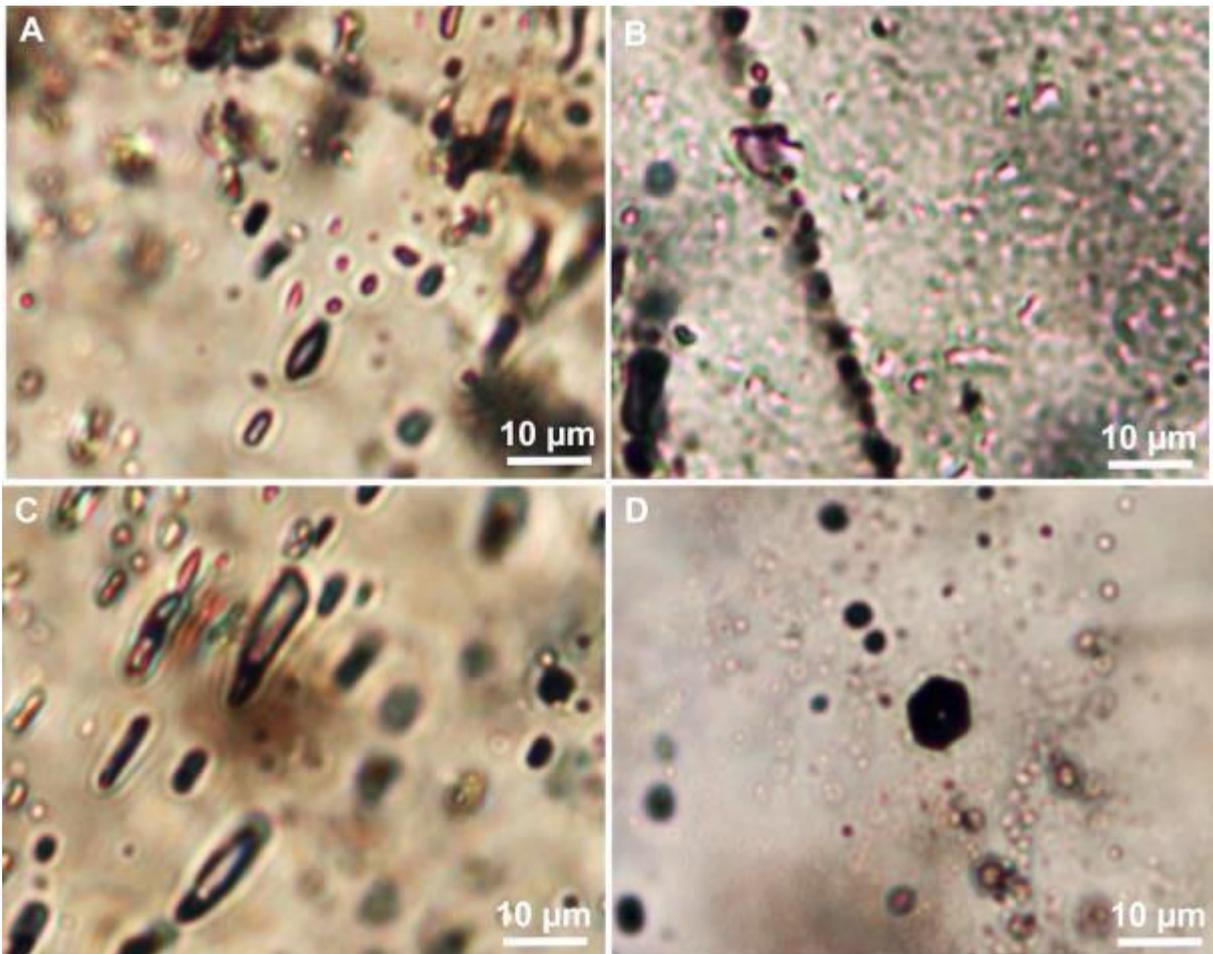


Figura 5.7.4. Inclusiones fluidas pseudosecundarias en cuarzo de venilla de Ea. El Perdido **A:** Una fase, elongadas. **B:** Una fase, circulares incoloras a grises. **C:** Dos fases, elongadas con líquido y burbuja. **D:** Dos fases, con sólido gris y burbuja incolora.

Las inclusiones fluidas de origen secundario se presentan en alineaciones que atraviesan los cristales (Figura 5.7.5). Las formas y tamaños de las inclusiones, el número y tipo de fases presentes, sus porcentajes y evidencias de fluorescencia se muestran en la Tabla 5.7.3.

Forma	Tamaño (µm)	Fases (%)		Relieve		Color	Fluorescencia
		L1	burbuja	L1	burbuja		
irregular a circular	hasta 20	80	20	moderado	moderado	incolora	no presenta
circular	hasta 8	100		Alto		incolora	no presenta
irregular	hasta 5	100			alto	gris	UV: amarillo tenue, azul: verdoso

Tabla 5.7.3. Inclusiones fluidas secundarias observadas en cuarzo de venilla de Ea. El Perdido. L1: líquido 1; L2: líquido 2; UV: luz ultravioleta.

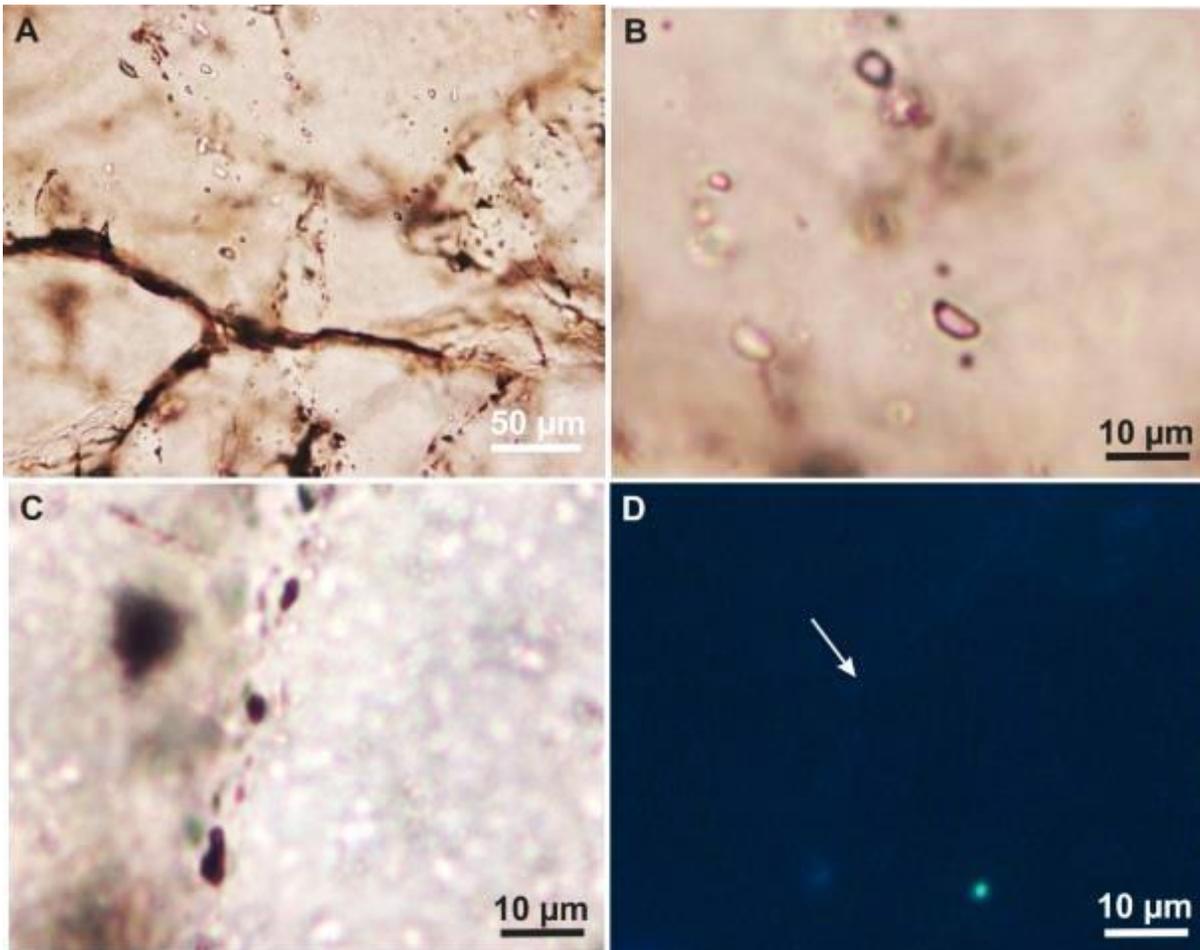


Figura 5.7.5. Inclusiones fluidas secundarias en cuarzo de venilla de Ea. El Perdido. **A:** Atravesando caras cristalinas. **B:** Una fase, incoloras y bifásicas con burbuja. **C:** Una fase, grises. **D:** Idem C, la flecha señala la fluorescencia amarilla tenue con luz ultravioleta.

Se observaron bajo la acción de la luz incidente UV, fenómenos de fluorescencia en dos grupos de IF de origen primario y uno de origen secundario, con colores amarillos tenues (Tablas 5.7.1 y 5.7.3; Figuras 5.7.4 y 5.7.5).

Ruta 76

En las muestras pertenecientes a la localidad Ruta 76 (Figura 1.1), correspondientes a venillas de cuarzo paralelas a la estratificación (capítulo 5.1), se observaron 7 grupos de inclusiones fluidas de origen secundario, que se presentan en forma de alineaciones que atraviesan las caras cristalinas. Se observan fenómenos de fluorescencia en uno de estos grupos, con colores amarillos muy tenues con luz ultravioleta (Tabla 5.7.4; figura 5.7.6).

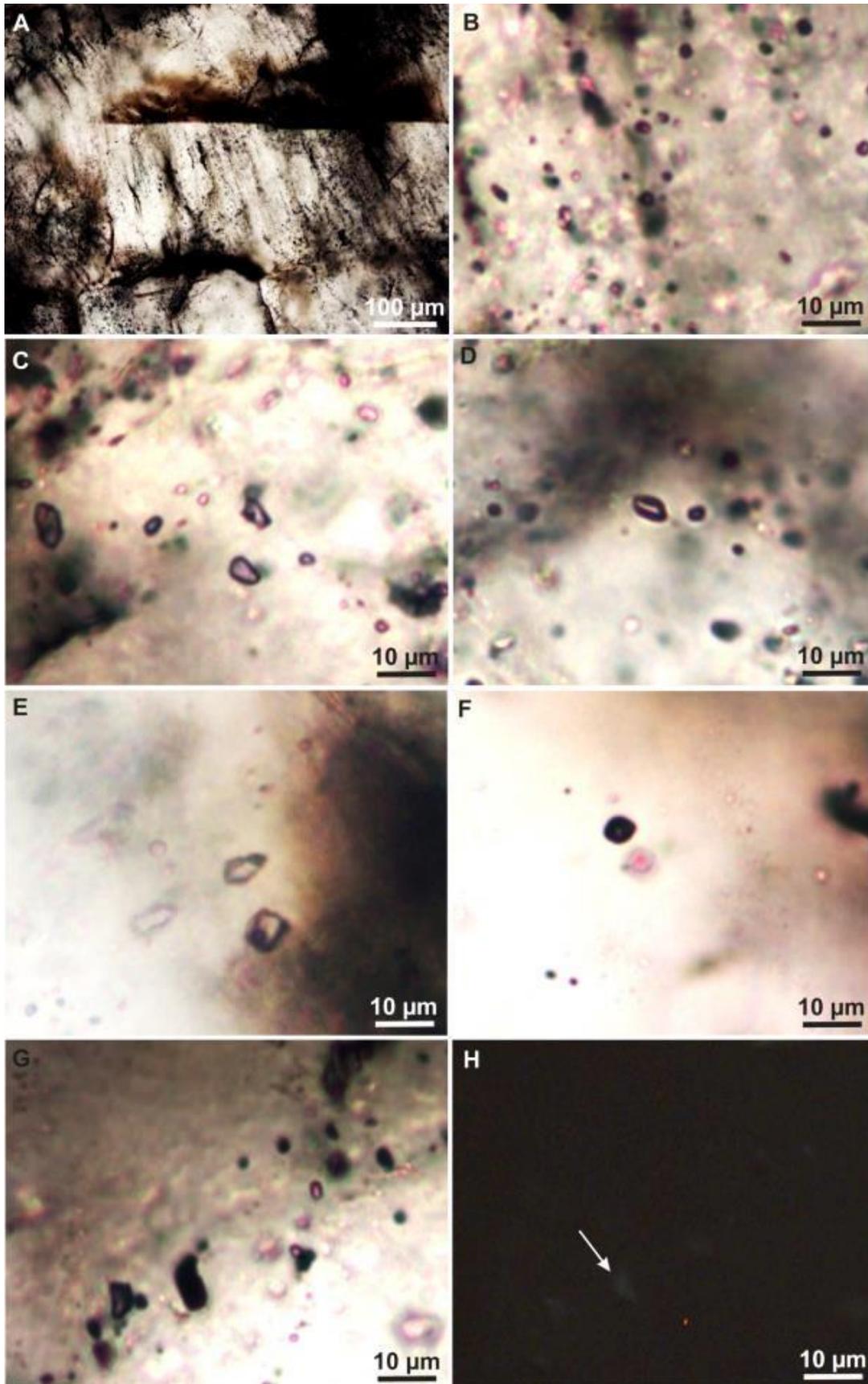


Figura 5.7.6. Inclusiones fluidas secundarias en cuarzo de venilla de Ruta 76. **A:** Atravesando caras cristalinas. **B:** Una fase, de forma circular, incoloras. **C:** Irregulares, de una y dos fases con burbuja. **D:** Subhedral, de dos fases con dos líquidos, con adherencia. **E:** Subhedrales, de una y dos fases, con dos líquidos. **F:** Subhedrales, de dos fases: sólido opaco y burbuja incolora. **G:** Irregular de una fase, de color negro. **H:** Idem G, fluorescencia amarilla tenue bajo la acción de la luz UV.

Forma	Tamaño (µm)	Fases (%)			Relieve			Color	Fluorescencia
		L1	Burbuja	L2	L1	burbuja	L2		
circular a irregular	2	100			moderado			incolora	no fluorescen
circular a irregular	2	70	30		moderado	moderado		incolora	no fluorescen
Irregular	5	50		50	alto		alto	L1 incoloro, L2 negro	no fluorescen
Irregular	8	80	20		moderado	moderado		incolora	no fluorescen
cuadrangular	7	50	50		alto	moderado		L1 negro, burbuja incolora	no fluorescen
Irregular	10	100			moderado			incolora	no fluorescen
Irregular	10	100			alto			negro	UV: amarillo muy tenue

Tabla 5.7.4. Inclusiones fluidas secundarias en cuarzo de venilla de Ruta 76. L1: líquido 1; L2: líquido 2; UV: luz ultravioleta.

Arroyo Paretas

En las muestras pertenecientes a la localidad Arroyo Paretas (Figura 1.1), correspondientes a cuarzo en venillas paralelas a los planos de estratificación (capítulo 5.1), se observaron 15 grupos de IF: 3 de origen primario, 5 de origen pseudosecundario y 7 de origen secundario.

Las IF de origen primario se presentan de forma aislada dentro de los cristales, mostrando diferentes tamaños, formas, número y relaciones de fases y fenómenos de fluorescencia (Tabla 5.7.5; Figura 5.7.7).

Forma	Tamaño (µm)	Fases (%)				Relieve				Color
		L1	burbuja	L2	sólido	L1	burbuja	L2	sólido	
elongadas a irregulares	12	50	50			moderado	alto			Incolora
Irregular		40		40	20	moderado		moderado	moderado	L2 gris, L1 y sólido incoloros
Irregular		80	10	10		moderado	alto	moderado		L1 y burbuja incoloras, L2 gris

Tabla 5.7.5. Inclusiones fluidas de origen primario en cuarzo de venilla de Arroyo Paretas. L1: líquido 1; L2: líquido.

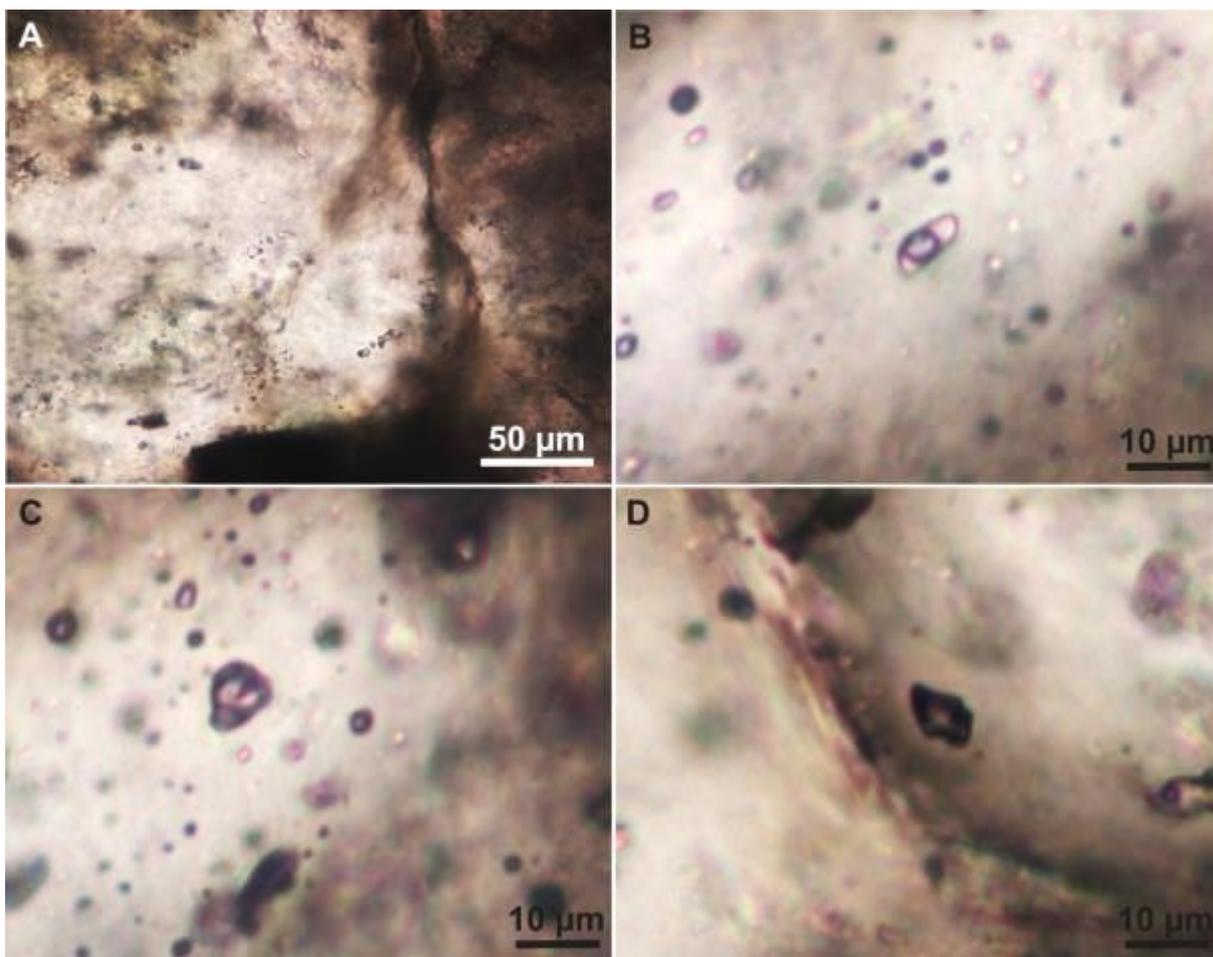


Figura 5.7.7. Inclusiones fluidas de origen primario en venilla de cuarzo de Arroyo Paretas. **A:** Vista general. **B:** Subhedral, de dos fases. **C:** Tres fases, con un líquido incoloro, uno gris y un sólido incoloro. **D:** Tres fases, con un líquido incoloro, uno gris y burbuja incolora.

Las inclusiones fluidas de origen pseudosecundario se presentan en forma de alineaciones paralelas a las caras cristalinas, mostrando diferentes tamaños, formas, número y relaciones de fases y fenómenos de fluorescencia (Tabla 5.7.6; Figura 5.7.8).

Forma	Tamaño (µm)	Fases (%)			Relieve			Color	Fluorescencia
		L1	burbuja	L2	L1	burbuja	L2		
irregular	hasta 12	100			moderado			incolora	no presenta
irregular	hasta 12	100			moderado			gris	no presenta
irregular	hasta 10	100			alto			gris oscuro	amarillo tenue con UV
alargada	12	80		20	moderado		bajo	incolora	no presenta
irregular	hasta 20	80	20		moderado	moderado		incolora	no presenta

Tabla 5.7.6. Inclusiones fluidas pseudosecundarias observadas en cuarzo de venilla de Arroyo Paretas. L1: líquido 1; L2: líquido 2; UV: luz ultravioleta.

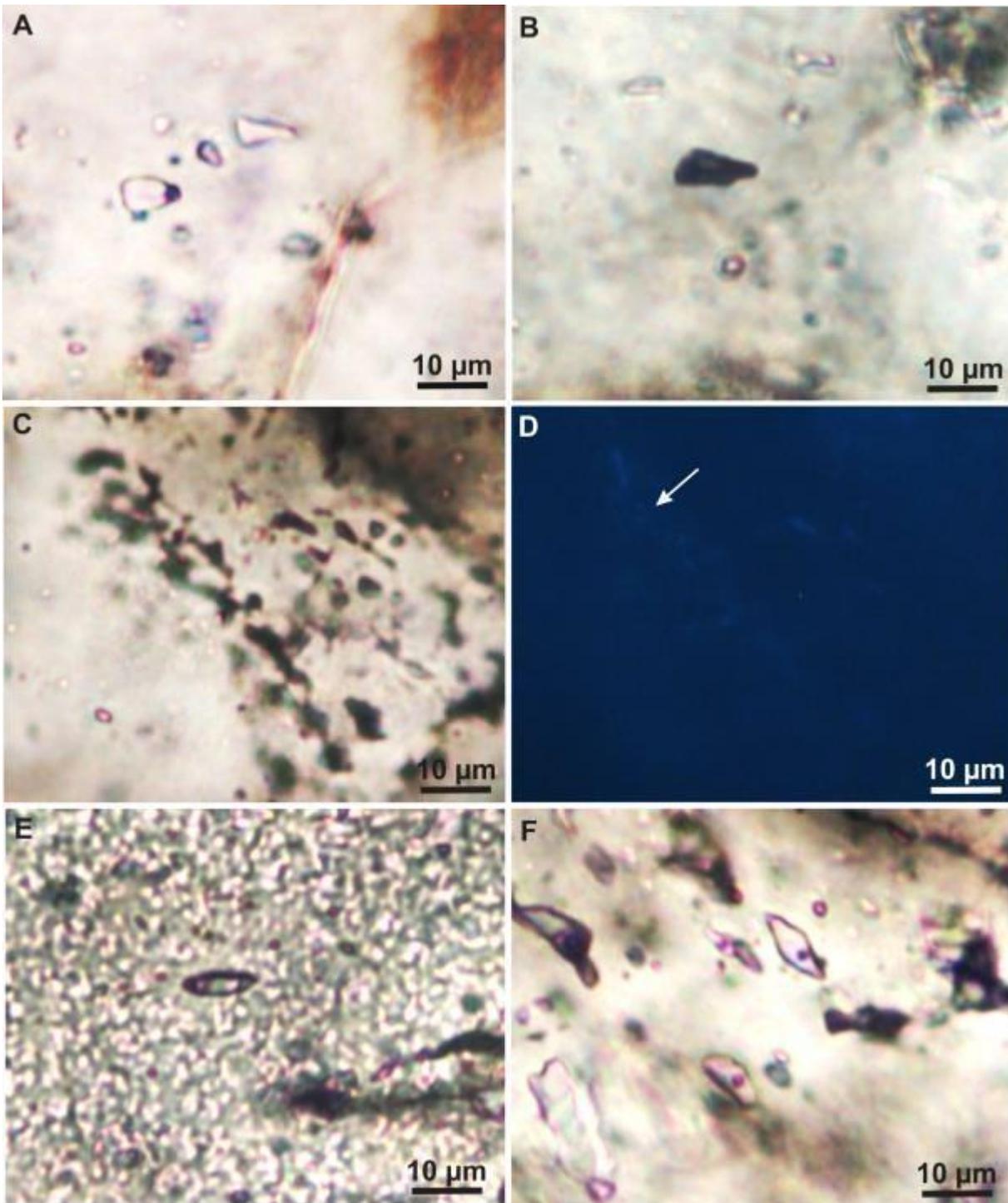


Figura 5.7.8. Inclusiones fluidas pseudosecundarias en cuarzo de venilla de Arroyo Paretas, dispuestas en alineaciones paralelas a las caras cristalinas. **A:** Irregulares de una y dos fases, incoloras. **B:** Irregular de una fase, de color gris. **C:** Una fase, de color gris. **D:** Idem, fluorescencia amarilla a celeste tenue con luz UV. **E:** Elongadas, de dos fases, con dos líquidos incolores. **F:** Elongadas, de dos fases.

Las inclusiones fluidas de origen secundario se presentan en forma de alineaciones que atraviesan las caras de los cristales, mostrando diferentes tamaños, formas, número y relaciones de fases y fenómenos de fluorescencia (Tabla 5.7.7; Figura 5.7.9).

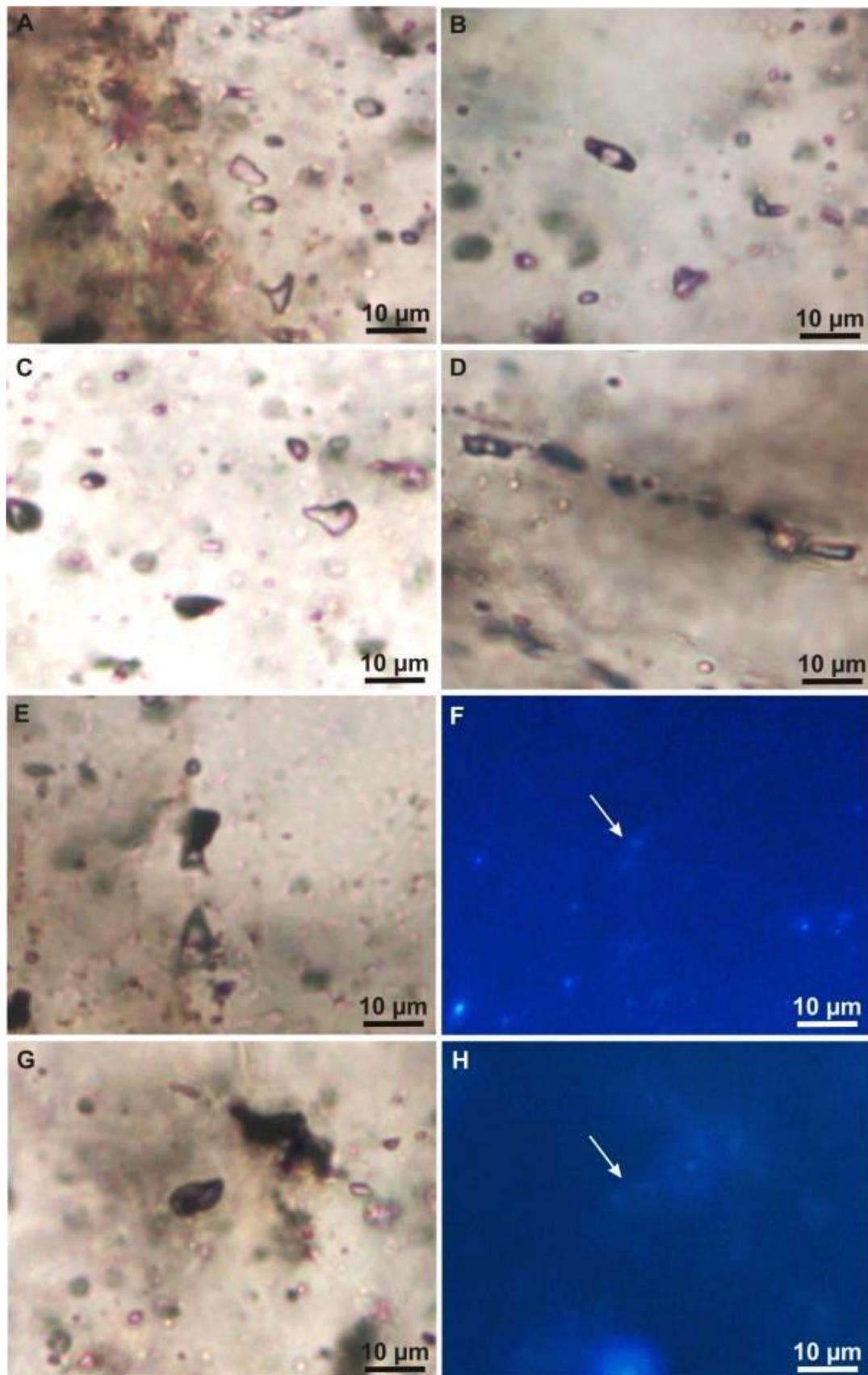


Figura 5.7.9. Inclusiones fluidas secundarias en cuarzo de venilla de Arroyo Paretas. Se presentan en forma de alineaciones atravesando las caras cristalinas. **A:** Irregulares de una fase. **B:** Irregulares de dos fases. **C:** Dos fases incoloras, con menor volumen de burbuja. **D:** Una y dos fases. **E:** Dos fases con dos líquidos, uno incoloro y uno gris. **F:** Idem E, fluorescencia celeste tenue con luz UV. **G:** Tres fases con dos líquidos con adherencia, uno incoloro, uno gris y una burbuja. **H:** Idem G, fluorescencia amarilla tenue del líquido gris.

Forma	Tamaño (µm)	Fases (%)			Relieve			Color	Fluorescencia
		L1	burbuja	L2	L1	burbuja	L2		
irregular	hasta 10	100			moderado			incolora	no presentan
elongada a irregular	hasta 12	30	70		moderado	moderado		incolora	no presentan
irregular	hasta 10	80	20		moderado	bajo		incolora	no presentan
elongada a irregular	hasta 12	100			bajo			incolora	no presentan
Irregular	hasta 10	20		80	alto		moderado	L1 incoloro, L2 gris	UV: amarillo tenue
Irregular	hasta 8	50	25	25	alto	moderado	alto	L1 y burbuja incoloros, L2 gris	UV: L2 amarillo tenue
Irregular	hasta 13	80	20		moderado	moderado		incolora	no presentan

Tabla 5.7.7. Inclusiones fluidas de origen secundario en cuarzo de venilla de Arroyo Paretas. L1: líquido 1; L2: líquido 2; UV: luz ultravioleta.

Se observaron fenómenos de fluorescencia en un grupo de origen pseudosecundario y en dos de origen secundario, con colores amarillos tenues bajo luz ultravioleta (Tablas 5.7.6 y 5.7.7; Figuras 5.7.8 y 5.7.9).

Cantera Las Mostazas

En las muestras pertenecientes a la localidad Las Mostazas, correspondientes a cuarzo de venillas verticales, se observaron 14 grupos de IF: 8 de origen primario, 1 de origen pseudosecundario y 4 de origen secundario.

Las IF de origen primario se presentan en forma aislada dentro de los cristales, mostrando diferentes tamaños, formas, número y relaciones de fases (Tabla 5.7.8; Figura 5.7.10).

Forma	Tamaño (µm)	Fases (%)				Relieve				Color
		L1	Burbuja	L2	sólido	L1	burbuja	L2	sólido	
circular a elongada	hasta 8	100				alto				incolora
Cuadrada	10	100				alto				incolora
circular a elongada	hasta 8	80	20			alto	normal			incolora
Irregular	hasta 8	60	40			normal	bajo			rosada
Cuadrangular	hasta 8	60		40		alto		alto		gris
Rómbica	10	50	50			alto	alto			gris
Elongada	10	80	12	8		normal	alto	alto		incolora
irregular, sólido cúbico	10	2	50		48	normal	normal		normal	incolora

Tabla 5.7.8. Inclusiones fluidas de origen primario en cuarzo en venilla de cuarzo de Las Mostazas. L1: líquido 1; L2: líquido 2.

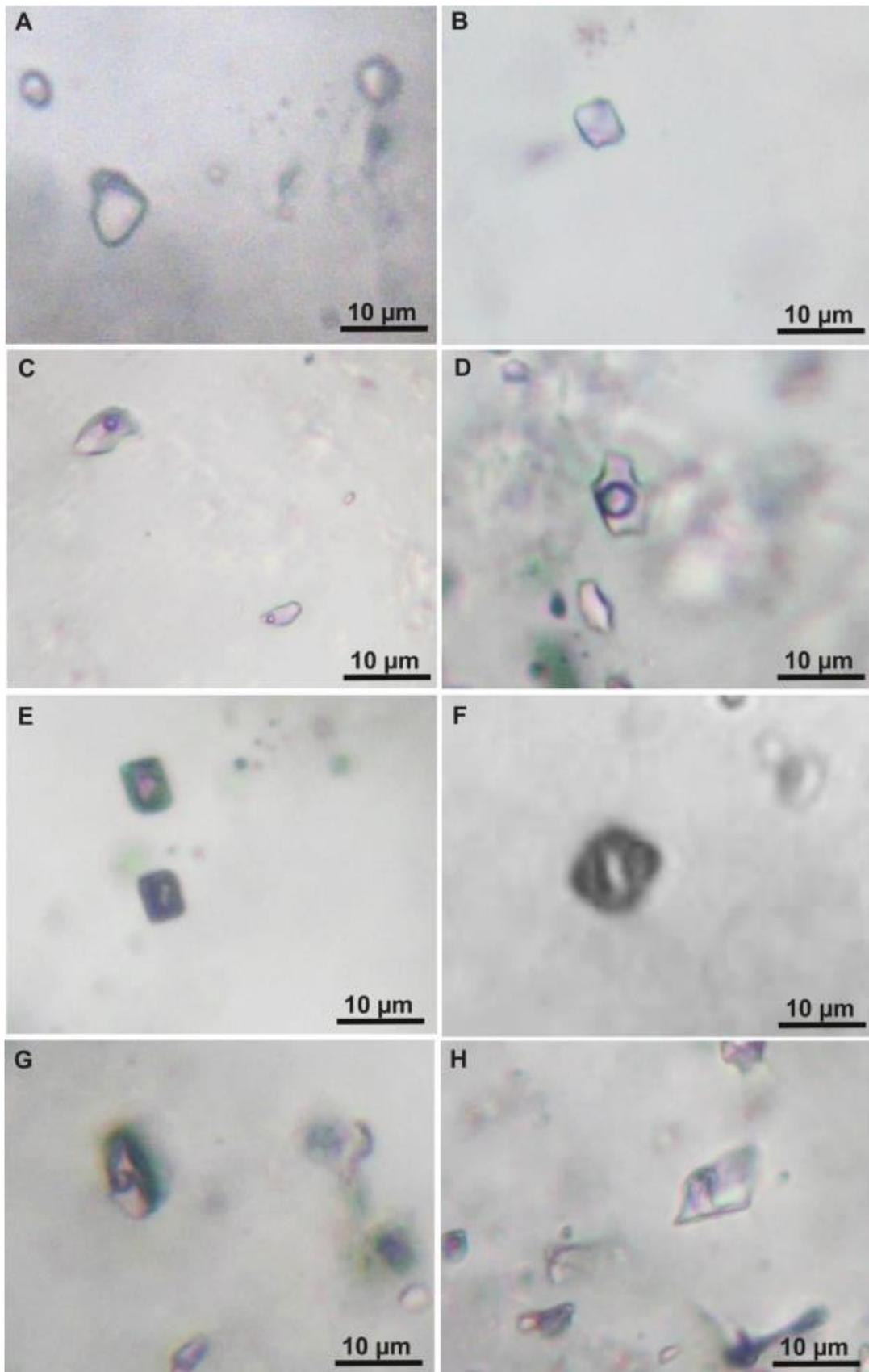


Figura 5.7.10. Inclusiones fluidas primarias en venilla de cuarzo de Las Mostazas. **A:** Forma circular, de una fase. **B:** Cuadrangulares, de una fase. **C y D:** Dos fases, con distinta proporción de burbuja. **E:** Cuadrangulares, de dos fases con dos líquidos, uno incoloro y uno gris. **F:** Rómbicas, de dos fases, con un líquido gris y burbuja incolora. **G:** IF de tres fases, con dos líquidos y una burbuja. **H:** Cúbica, de tres fases, con líquido, burbuja y un sólido.

Las IF de origen pseudosecundario se presentan en forma de alineaciones paralelas a las caras cristalinas, mostrando diferentes tamaños, formas, número y relaciones de fases (Tabla 5.7.9; Figura 5.7.11).

Forma	Tamaño (µm)	Fases (%)		Relieve		Color
		L1	burbuja	L1	burbuja	
Irregular	10	80	20	normal	normal	incolora

Tabla 5.7.9. Inclusiones fluidas de origen pseudosecundario en venilla de cuarzo de Las Mostazas. L1: líquido 1; L2: líquido 2.

Las IF de origen secundario se presentan en forma de alineaciones que atraviesan las caras de los cristales, mostrando diferentes tamaños, formas, número y relaciones de fases (Tabla 5.7.10; Figura 5.7.12).

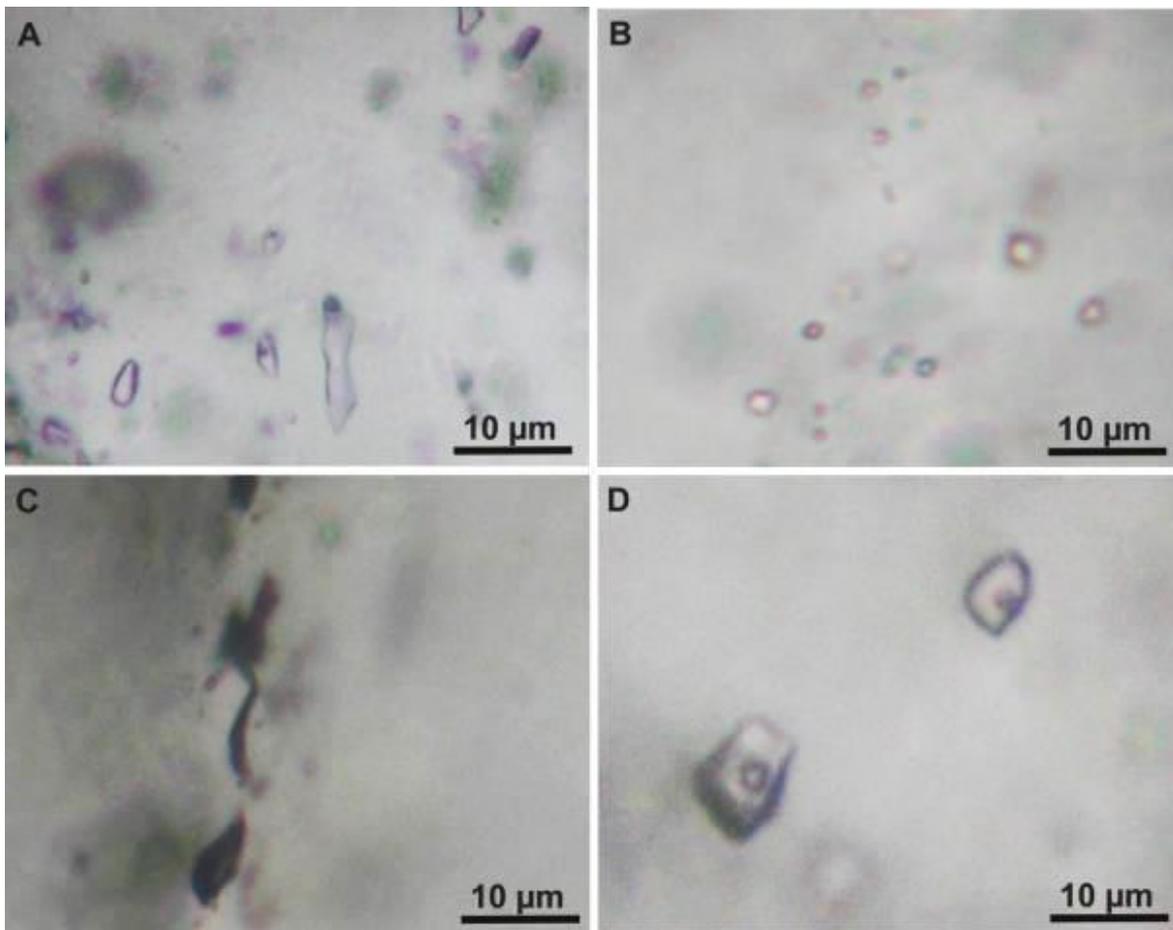


Figura 5.7.11. Inclusiones fluidas en venilla de cuarzo de Las Mostazas. **A:** Pseudosecundarias, de dos fases, orientadas en forma paralela a las caras cristalinas. IF de origen secundario. En alineaciones que atraviesan caras cristalinas: **B:** Circulares, de una fase. **C:** Una fase de color gris rojizo. **D:** Cuadradas a rómbicas, de dos fases con líquido y burbuja.

No se observaron en ninguno de ellos fenómenos de fluorescencia.

Forma	Tamaño (µm)	Fases (%)		Relieve		Color
		L1	burbuja	L1	burbuja	
circular a alargada	hasta 4	100		normal		incolora
Alargada	hasta 8	100		alto		negro
Cuadrada	8	70	30	normal	normal	incolora
redondeada	2	100		bajo		rosada

Tabla 5.7.10. Inclusiones fluidas de origen secundario observadas en muestras pertenecientes a la localidad de Las Mostazas. L1: líquido 1; L2: líquido 2.

5.7.2. Análisis de muestras de subsuelo: Matas algáceas carbonáticas

Se analizaron tres muestras de subsuelo de la Formación Tunas, pertenecientes al pozo PANG0001, extraídas a 842m de profundidad bajo boca de pozo, correspondientes a niveles de matas algáceas carbonáticas.

Las muestras, aptas para este tipo de estudio, están formadas por láminas finas de arcillitas intercaladas con láminas de calcita, con espesores de 1 a 10mm (Figura 5.7.12A).

En algunas muestras predomina *calcita esparítica*, de aspecto límpido, con cristales ehedrales que alcanzan tamaños de 3mm, con maclas de hasta 170µm de espesor; algunos cristales presentan hasta dos juegos de maclas. En otras muestras la calcita es menos límpida y de menor tamaño, en algunos sectores se manifiesta como *micrita* (tamaños menores a 4 µm) y en otros alcanza tamaños de hasta 40µm. La mayoría de estos cristales no presentan maclas, sólo algunos lo hacen, mostrando generalmente un solo juego de maclas delgadas (Figura 5.7.12B, 5.7.12C, 5.7.12E).

Se observa un evento carbonático posterior, sobreimpuesto al primero, constituido por cristales de calcita de mayor tamaño y apariencia más diáfana. Éste presenta cristales ehedrales, con tamaños de hasta 600µm y algunas maclas con delgado desarrollo (Figura 5.7.12D).

Sobre los cristales de carbonato se ven impregnaciones de colores castaños a marrones oscuros, que presentan fluorescencia amarilla. En algunos sectores estas impregnaciones se encuentran desplazadas a través de los planos de clivaje del mineral. Las maclas se encuentran sobreimpuestas a estas impregnaciones (Figura 5.7.12F).

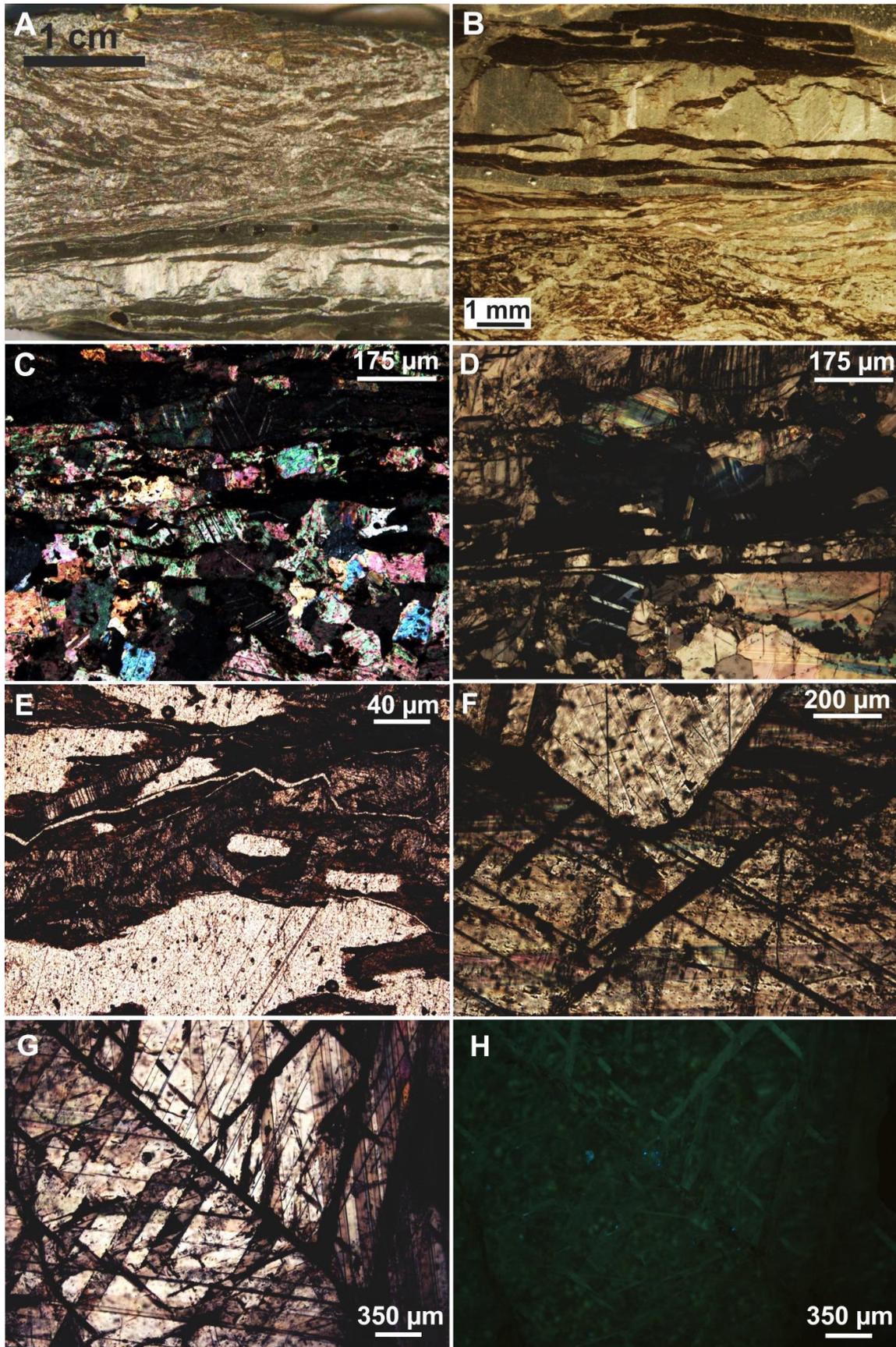


Figura 5.7.12. **A:** Muestra de mano de una mata algácea. **B:** Laminación irregular discontinua en mata algácea en lupa binocular. Fotomicrografías: **C:** Textura del carbonato de grano fino, con cristales orientados y laminación oscura discontinua. **D:** Textura del carbonato de grano grueso. **E:** Grietas de oscilación. **F:** Segundo evento carbonático con textura de superposición. **G:** Relación entre las impregnaciones, el clivaje y las maclas. **H:** Fluorescencia amarilla en impregnaciones, con luz UV.

En las muestras donde predomina calcita de mayor tamaño y diafanidad, se observó mayor tamaño y abundancia de inclusiones fluidas. Se reconocieron mayor cantidad de grupos de IF y se definieron con mayor claridad sus relaciones mutuas. Esta calcita presenta mayor recristalización, permitiendo mostrar con mayor claridad la historia de los fluidos que han circulado.

El *primer evento carbonático* contiene inclusiones fluidas intracristalinas, presentándose con una, dos y tres fases. Se observaron inclusiones fluidas de origen primario, pseudosecundario y secundario.

Se observaron en total 28 grupos de inclusiones fluidas: seis de origen primario, de dos o tres fases, que no presentan fluorescencia (Tabla 5.7.12); tres de origen pseudosecundario, de una o dos fases que no presentan fluorescencia (Tabla 5.7.13); diecinueve de origen secundario, de una, dos o tres fases, algunas de ellas presentando fluorescencia amarilla, lo que evidencia la presencia de hidrocarburo líquido y otras fluorescencia celeste, lo que evidencia la presencia de hidrocarburo gaseoso, probablemente gas metano (Tabla 5.7.14).

Las IF de origen primario ocurren en forma aislada o en forma de alineaciones según planos de crecimiento del cristal, mostrando diferentes tamaños, formas, número y relaciones de fases y fenómenos de fluorescencia (Tabla 5.7.12; Figuras 5.7.13 y 5.7.14).

Ocurrencia	Forma	Tamaño (µm)	Fases (%)			Color	Fluorescencia
			L1	burbuja	sólido		
En forma aislada	elongada	50	60	40		pardo	no fluoresce
En forma aislada	circular	2	60		40	incolora	amarillo a celeste
Eje mayor paralelo a plano de clivaje	prismáticas	5	80	20		incolora	no fluoresce
En forma aislada	Cuadrangular a irregular	25	70	10	20	L1 incoloro, burbuja incolora, sólido negro	no fluoresce

Tabla 5.7.12. Inclusiones fluidas intracristalinas de origen primario en el primer evento carbonático.

Las inclusiones fluidas de ocurrencia pseudosecundaria y secundaria ocurren en forma de alineaciones según planos de clivaje y de fracturas, mostrando diferentes tamaños, formas, número y relaciones de fases y fenómenos de fluorescencia (Tablas 5.7.13 y 5.7.14; Figuras 5.7.13 y 5.7.14).

Ocurrencia	Forma	Tamaño (µm)	Fases (%)		Color	Fluorescencia
			L1	burbuja		
En los bordes de los cristales	Circular a elongada	<10	100		incolora	no fluoresce
Alineaciones paralelas al clivaje principal	elongada	40	20	80	burbuja negra y L1 incoloro	no fluoresce
Alineaciones paralelas al clivaje subordinado	elongada	50	80	20	L1 incoloro, burbuja negra	no fluoresce

Tabla 5.7.13. Inclusiones fluidas intracristalinas de origen pseudosecundario en el primer evento carbonático.

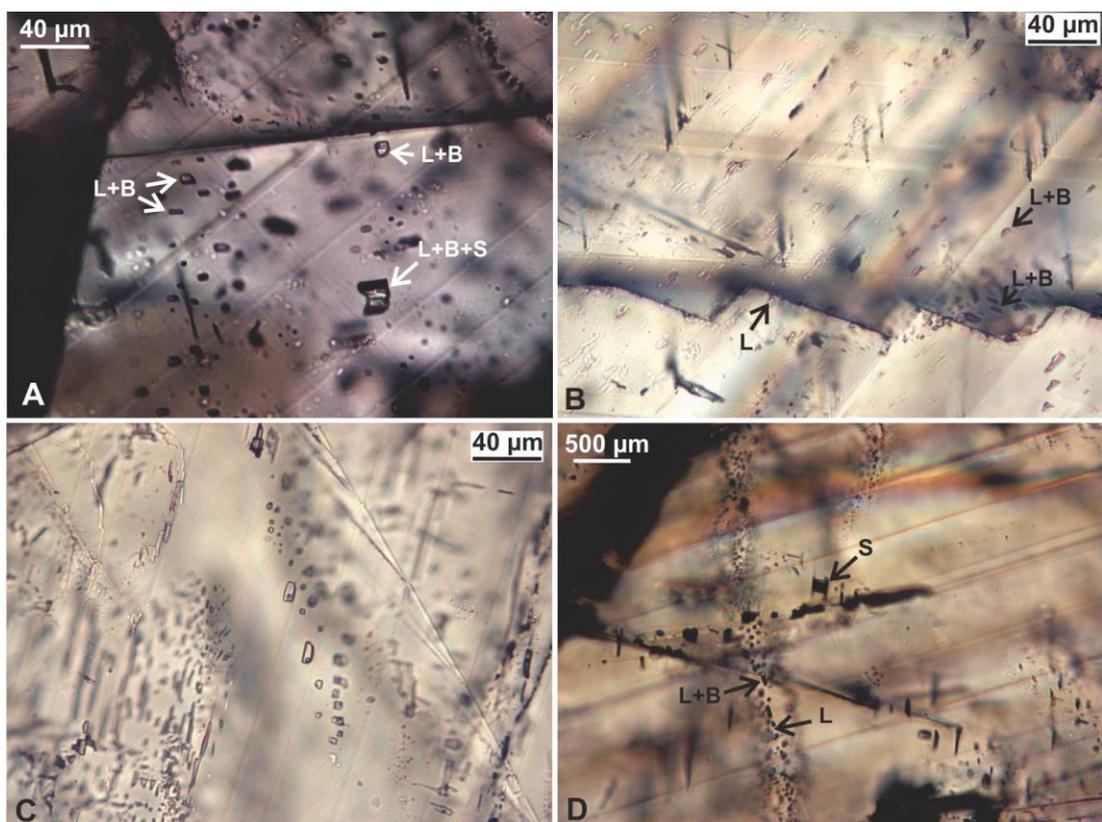


Figura 5.7.13. Fotomicrográficas de inclusiones fluidas **A:** Primarias. **B:** Pseudosecundarias en bordes de cristal y en alineaciones paralelas a planos de clivaje. **C:** Alineaciones de IF secundarias orientadas diagonal al clivaje. **D:** Alineaciones de IF perpendiculares al clivaje y atraviesan los cristales.

Ocurrencia	Forma	Tamaño (µm)	Fases (%)				Color	Fluorescencia
			L1	L2	burbuja	sólido		
Una de las caras alineada según plano de clivaje	irregulares	70				100	rojizo	no fluoresce
Alineaciones paralelas al clivaje	circular a elongada	10	100				incoloro	no fluoresce
Relacionadas a fracturas	irregulares	40	100				pardo	no fluoresce
Alineaciones paralelas al clivaje	irregulares	40	100				incoloro	no fluoresce
Alineaciones paralelas al clivaje	irregulares	20	100				incoloro	Celeste
Alineaciones paralelas al clivaje	circular a elongada	10	100				negro a rojizo	no fluoresce
Alineaciones paralelas al clivaje	circular a elongada	10	80		20		incoloro a rojizo	no fluoresce
Alineaciones paralelas al clivaje	irregulares	40	60			40	L1 incoloro, sólido negro	no fluoresce
Alineaciones paralelas al clivaje	cuadrangular	12	70		30		incoloro	no fluoresce
Alineaciones según la bisectriz del clivaje, perpendiculares a la laminación	cuadrangular	10	80		20		burbuja incolora, L1 negro	L1 amarillo
Alineaciones formando un ángulo de 20° con el clivaje, perpendiculares a la laminación	elongada	20	50	50			L1 incoloro, L2 negro	L1 celeste
			2	98				
Alineaciones según la bisectriz del clivaje	cuadrangular	10	80	10	10		L1 negro, L2 y burbuja incoloros	L2 amarillo dorado

Tabla 5.7.14. Inclusiones fluidas de origen secundario en el primer evento carbonático.

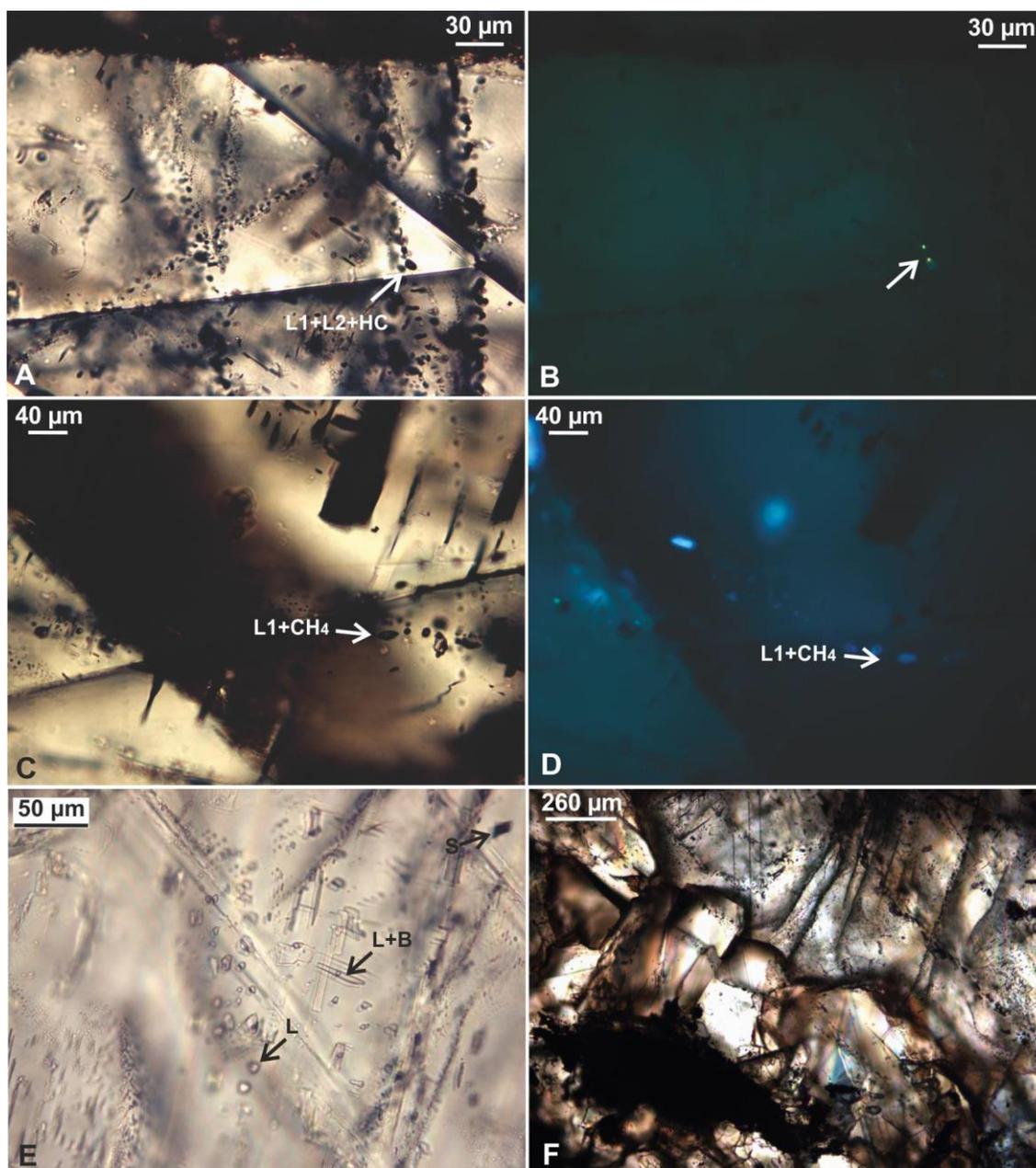


Figura 5.7.14. **A:** Alineaciones de IF que contienen hidrocarburos líquidos. **B:** Idem anterior con luz UV. **C:** Alineaciones de IF que contienen gas metano (CH_4). **D:** Idem anterior con luz UV. **E:** IF primarias en el carbonato del segundo evento. **F:** IF pseudosecundarias siguiendo caras de crecimiento de cristales del carbonato del segundo evento.

El segundo evento carbonático corresponde a calcita (sobrepuesta a la primera), con tres grupos de inclusiones fluidas de origen primario, de una y dos fases, que no presentan fluorescencia. Muestran diferentes tamaños, formas, número y relaciones de fases y fenómenos de fluorescencia (Tabla 5.7.15).

Ocurrencia	Forma	Tamaño (µm)	Fases (%)			Color	Fluorescencia
			L1	burbuja	sólido		
En forma aislada	irregulares	20			100	pardo	no fluoresce
Alineaciones orientadas según caras del cristal	elongada a circular	10	100			incoloro	no fluoresce
Alineaciones orientadas según caras del cristal	irregulares	25	80	20		incoloro	no fluoresce

Tabla 5.7.15. Inclusiones fluidas intracristalinas primarias y pseudosecundarias en el segundo evento carbonático.

5.7.3. Microtermometría de las inclusiones fluidas

A partir de las muestras analizadas se seleccionaron tres muestras de afloramiento y una de subsuelo para realizar los ensayos de calentamiento y enfriamiento, considerando el tamaño y cantidad de inclusiones fluidas, de manera tal que fueran adecuadas para obtener resultados confiables. Las muestras de afloramiento provienen de las localidades Estancia El Perdido, Arroyo Paretas y Las Mostazas y la muestra de subsuelo corresponde al pozo PANG0001.

5.7.3.1. Microtermometría en muestras de afloramiento

5.7.3.1.1. Estancia El Perdido

En esta localidad fueron ensayadas IF de origen primario y secundario. En el ensayo de inclusiones fluidas de dos fases de *origen primario* se obtuvieron resultados de temperaturas eutécticas, temperaturas de fusión final y temperaturas de homogeneización, en base a las cuales se calcularon salinidad y densidad (Tablas 5.7.16, 5.7.17, 5.7.18 y 5.7.19)

Teniendo en cuenta la temperatura de homogeneización (Th) de todas las IF de origen primario, se diferenciaron cuatro grupos: el primero presenta Th que va desde 60 a 110°C; el segundo grupo, más predominante, presenta Th que va desde 110 a 160°C; el tercer grupo presenta Th que va desde 170 a 190°C y el cuarto grupo presenta Th mayor a 220°C (Figura 5.7.15).

A partir del ensayo de congelamiento y calentamiento, se diferenciaron cuatro grupos de acuerdo a su comportamiento. Las IF pertenecientes al *Grupo I* presentan temperaturas de fusión final cercanas a 0°C, lo que indica que el líquido tiene una composición acuosa. Las IF del *Grupo II* presentan temperaturas de fusión final mayores a 0°C, evidenciando la formación de hidratos de carbono (clatratos) durante el ensayo de congelamiento debido a la presencia de componentes orgánicos en el líquido. Las IF del *Grupo III* no muestran cambios al disminuir la temperatura hasta -180°C, lo que indica la presencia de gases orgánicos, con predominancia de gas metano. Las IF del *Grupo IV* no presentan recuperación de una de sus fases durante el congelamiento y/o calentamiento, lo que indican que se han formado bajo condiciones meta-estables (Goldstein y Reynolds 1994).

- *Grupo I – IF acuosas:* presentan temperaturas eutécticas que van desde -42 hasta -29°C y temperaturas de fusión final cercanas a 0°C, las que indican valores de salinidad de 0 a 4% en peso de ClNa equivalente (Tabla 5.7.15; Goldstein y Reynolds, 1994, a partir de Bodnar, 1992).

Las temperaturas de homogeneización van desde 120 hasta 180°C (Figura 5.7.16). Las densidades, calculadas a partir de estas temperaturas, van desde 0,89 hasta 0,95g/cm³ (Goldstein y Reynolds, 1994; Tabla 5.7.15; Figura 5.7.17). Las presiones de entrapamiento correspondientes para esos valores de Th, van desde 4 hasta 12 bares (Figura 5.7.18). Según los valores de las Te, los componentes de la fase líquida podrían ser: H₂O, MgCl₂ y CaCl₂ (Shepherd *et al.* 1985, Goldstein y Reynolds 1994).

Forma	Relación B/L (%)	Te (°C)	Tff (°C)	Salinidad (%ClNa)	Th (°C)	Densidad (g/cm ³)
Irregular	20	-29,5	0	0	121,9	0,94
Circular	15	-32	-1	1,82	143,9	0,92
Rómbica	20	-30,5	-0,3	0,54	175,7	0,89
Circular	20	-41,8	-0,8	1,45	134,6	0,93
Circular	20	-38,2	-0,6	1,08	157,9	0,91
Cuadrangular a circular	20	-40	-0,1	0,18	118,2	0,95
Rectangular	40	-38	-1,5	2,77	128,3	0,94
Triangular	15	-39	-1,1	2,01	141	0,92
Cuadrangular	15	-28,2	-1	1,82	148	0,92
Irregular	20	-36	-0,4	0,72	148	0,92
Cuadrangular a circular	20	-39,2	-2	3,74	119,7	0,94
Cuadrangular	20	-37	-0,2	0,36	147,5	0,92

Tabla 5.7.16. *Ea. El Perdido.* Ensayos de microtermometría de IF del grupo I de origen primario, de composición acuosa. Te: temperatura eutéctica o temperatura de fusión inicial del sólido, Tff: temperatura de fusión final de la fase sólida, Th: temperatura de homogeneización.

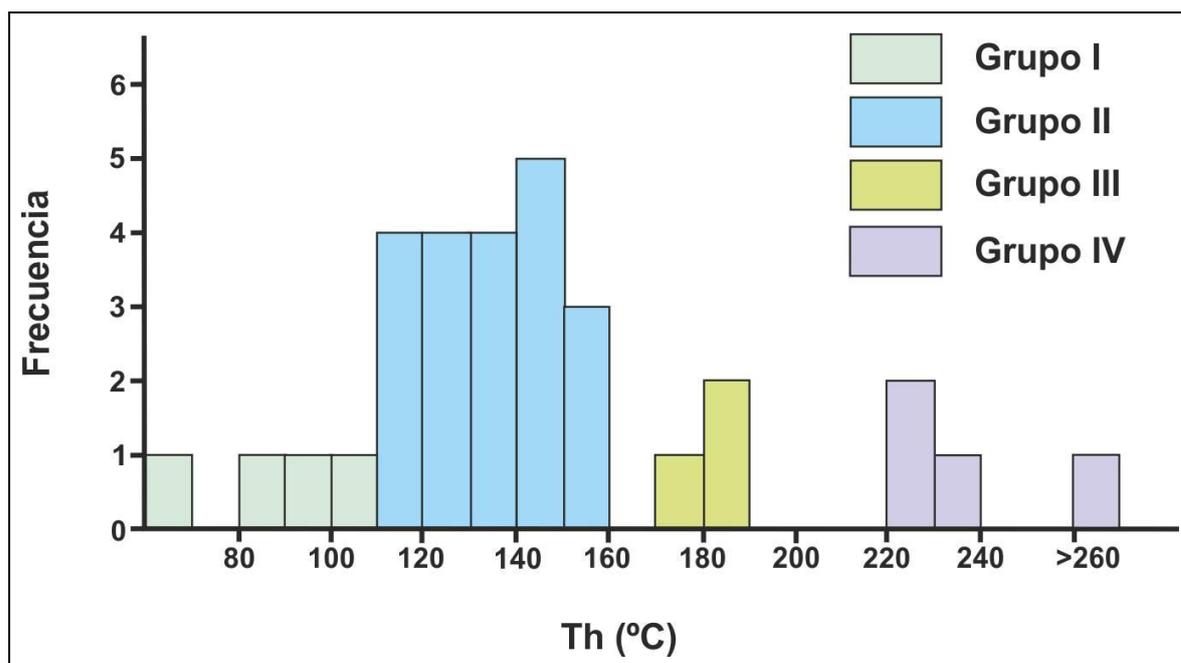


Figura 5.7.15. *Ea. El Perdido.* Temperaturas de homogeneización (Th) de las inclusiones fluidas de origen primario.

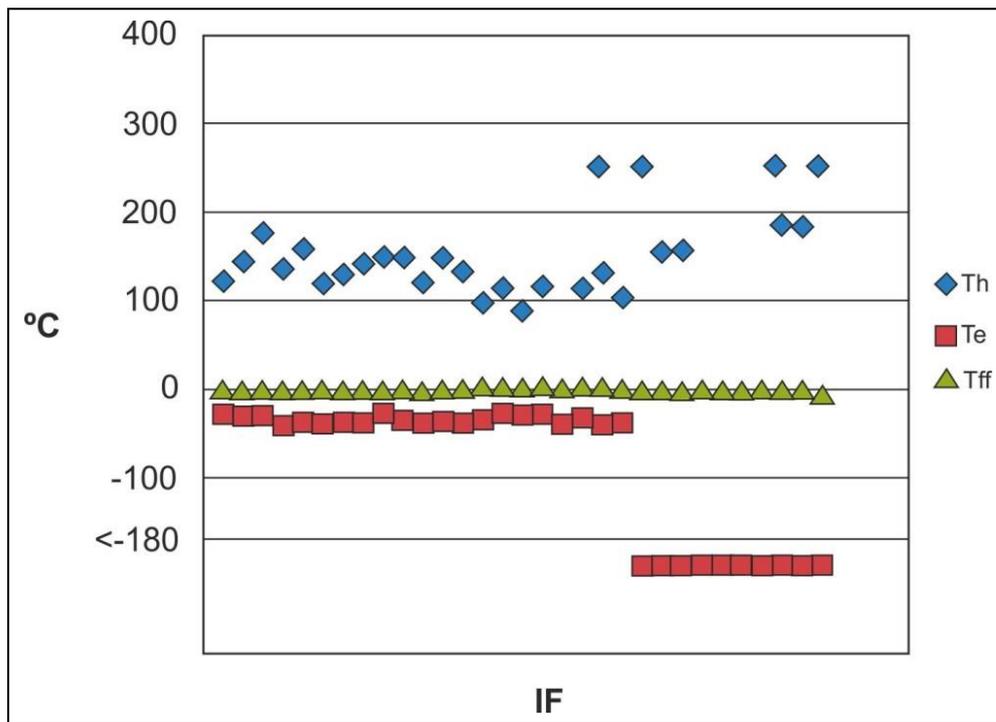


Figura 5.7.16. *Ea. El Perdido.* Temperaturas de homogeneización (Th), temperaturas eutécticas (Te, inferidas para valores menores a -180°C) y temperaturas de fusión final (Tff) de las inclusiones fluidas de origen primario.

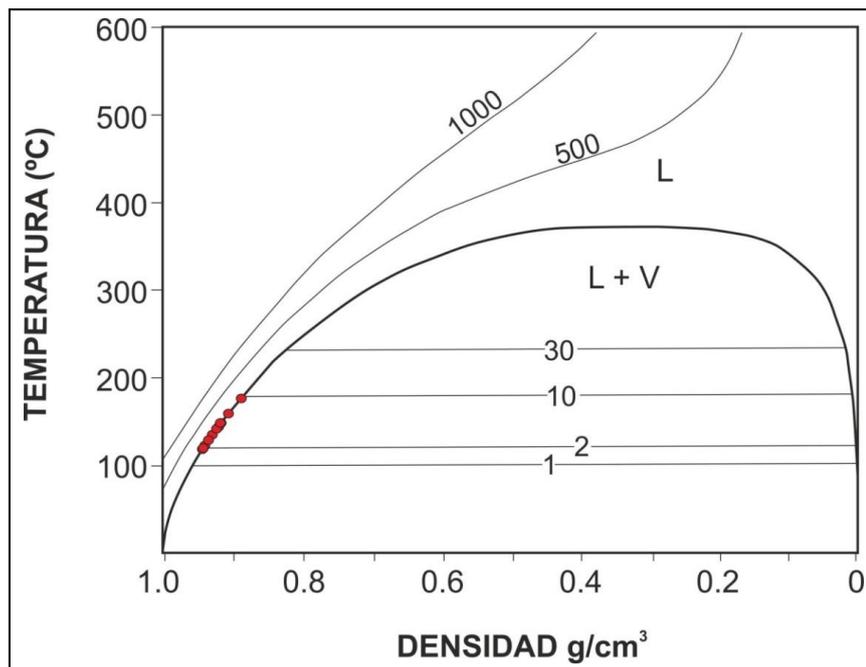


Figura 5.7.17. *Ea. El Perdido.* Estimación de la densidad de las IF del grupo I de origen primario, a partir de la temperatura de homogeneización. Las curvas en el interior del gráfico se refieren a presión, expresada en bares. L: líquido, V: vapor (Extraído de Goldstein y Reynolds, 1994).

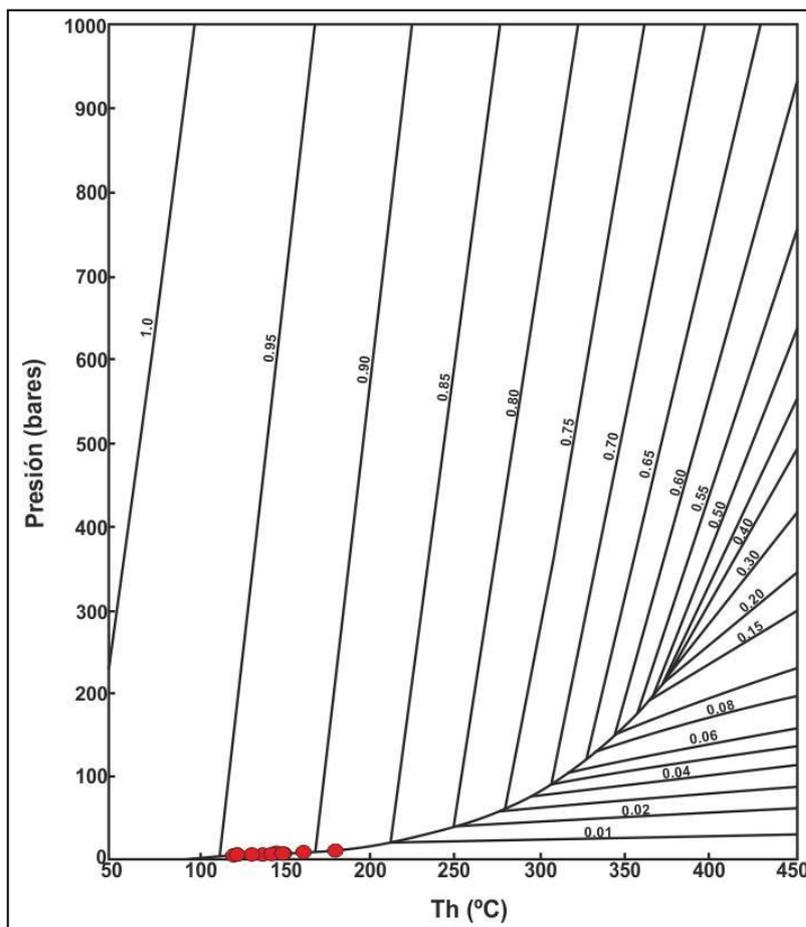


Figura 5.7.18. Ea. El Perdido. Estimación de la presión de entrapamiento alcanzadas por las IF del grupo I de origen primario, de composición acuosa, a partir de la temperatura de homogeneización (Extraído de Roedder, 1984).

- *Grupo II – IF orgánicas:* presentan temperaturas eutécticas que van desde -41 hasta -28°C y temperaturas de fusión final desde $0,2$ a $3,2^{\circ}\text{C}$, no identificándose para éstos el punto de fusión inicial. Las temperaturas de homogeneización van desde 88 a 132°C (Figura 11.15). Presentan salinidades que van desde $0,94$ a $0,98 \text{ g/cm}^3$ (Roedder 1984; Tabla 11.17 y Figura 11.19). Las presiones de entrapamiento van desde 50 hasta 100 bares (Roedder 1984; Figura 11.19).

Forma	Relación B/L (%)	Te ($^{\circ}\text{C}$)	Tff ($^{\circ}\text{C}$)	Th ($^{\circ}\text{C}$)	Densidad (g/cm^3)
Triangular	20	-40	0,2	132	0,98
Alargada	20	-35,5	3,2	96	0,97
Redonda	15	-28	2,2	113,8	0,98
Rómbica	20	-30,4	2	88	0,94
Irregular	10	-29	3	115,7	0,98
Irregular	20	-41	1,3	-	-
Irregular	20	-34	3	113	0,98
Irregular	20	-41	2,5	130	0,98
Irregular	15	-39	>1	103	0,98

Tabla 5.7.17. Ea. El Perdido. Ensayos de microtermometría de las IF II de origen primario, de composición orgánica. Te: temperatura eutéctica, Tff: temperatura de fusión final, Th: temperatura de homogeneización.

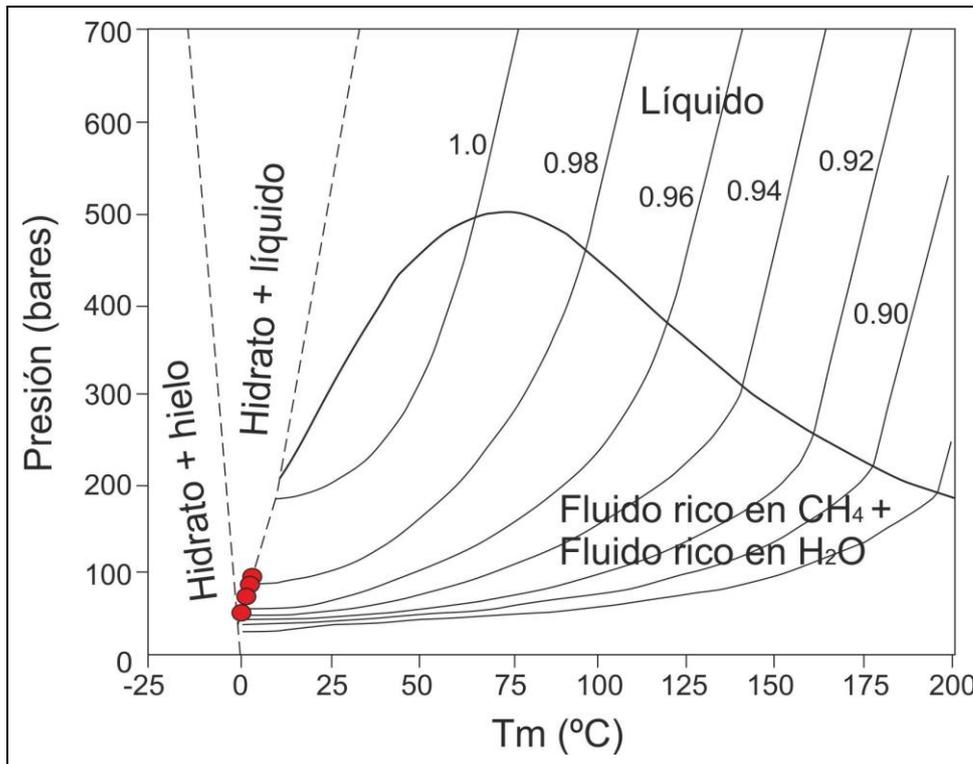


Figura 5.7.19. Ea. *El Perdido*. Estimación de la densidad y la presión de entrapamiento alcanzadas por las IF del grupo II de origen primario, orgánicas, a partir de la temperatura de fusión final del sólido (Roedder 1984).

- *Grupo III – IF con gases orgánicos:* Las temperaturas de fusión del sólido formado durante el congelamiento son cercanas a cero (Figura 5.7.15). Las temperaturas de homogeneización van desde 154 hasta 270°C (Figuras 5.7.15 y 5.7.16). Se observaron dos IF dentro de este grupo con contenido orgánico en fase líquida (temperaturas de fusión final del sólido formado durante el congelamiento, mayores a 0°C, lo que indica la formación de clatratos durante este ensayo). Las presiones de entrapamiento van desde 40 hasta 256 bares (Figura 5.7.19). La densidad en este tipo de IF son menores a 4 g/cm³ (Goldstein y Reynolds 1994).

Forma	Relación B/L (%)	Tff (°C)	Th (°C)
Irregular	40	-1,8	-
Triangular	30	-2,2	154
Irregular	20	-1,9	156
Rómbica	50	0,1	269
Triangular	50	-1,1	222,4
Triangular	50	-1,1	222,4
Irregular	20	0,2	-
Rómbica	25	-0,6	185,4
Irregular	20	-0,3	182
Irregular	20	-5,7	235

Tabla 5.7.18. Ea. *El Perdido*. Ensayos de microtermometría de las inclusiones fluidas de origen primario, de composición orgánica (gas). Tff: temperatura de fusión final, Th: temperatura de homogeneización.

- *Grupo IV – IF meta-estables*: Las temperaturas de homogeneización y recuperación son diferentes al repetir los ensayos. Presentan temperaturas eutécticas entre -42 y -29°C y temperaturas de homogeneización entre 69 y 136°C (Tabla 5.7.19; Figuras 5.7.15 y 5.7.16). En una de estas IF, de gran tamaño, se observa una segunda fase vapor, formada durante la recuperación luego del calentamiento, entre los 70 y 40°C , que desaparece rápidamente (Figura 5.7.20).

Forma	Relación B/L (%)	Te ($^{\circ}\text{C}$)	Tff ($^{\circ}\text{C}$)	Th ($^{\circ}\text{C}$)
Cuadrangular a circular	15	-41,2	-	-
Irregular	20	-35,5	-	-
Irregular	20	-29	-1,3	135,9
Triangular	15	-37	-	69,1
Irregular	20	-42,1	-	121,7
Rectangular	20	-37,1	-	-
Rómbica	10	-26,8	-	-
Rómbica	10	-38	-	123
Irregular	15	-29	2	-

Tabla 5.7.19. *Ea. El Perdido*. Ensayos de microtermometría de las IF del grupo IV de origen primario, con comportamiento meta-estable. Te: temperatura eutéctica, Tff: temperatura de fusión final, Th: temperatura de homogeneización.

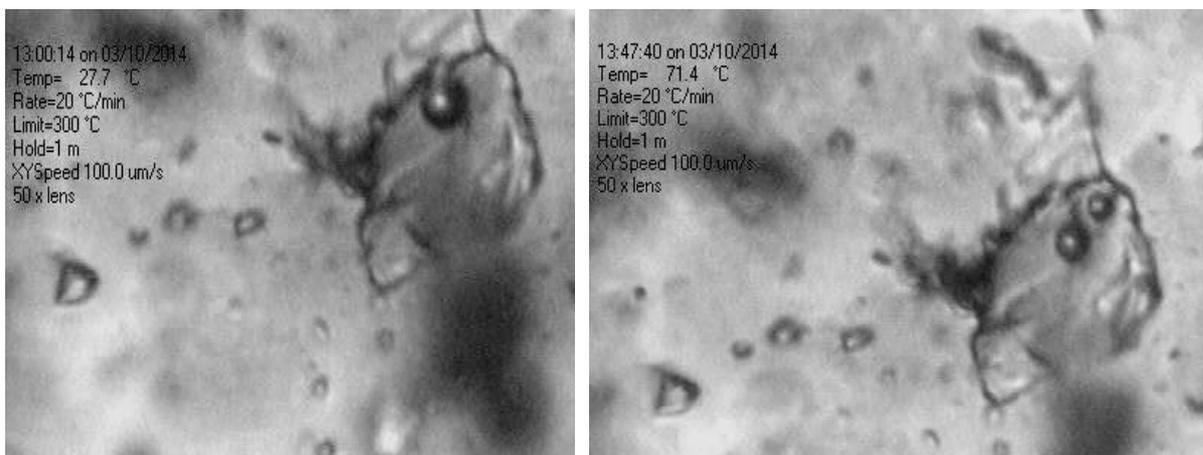


Figura 5.7.20. *Ea. El Perdido*. Fotomicrografía de una IF del grupo IV, de origen primario de dos fases, con comportamiento meta-estable. Segunda fase vapor formada luego del calentamiento, durante la recuperación (derecha), entre los 70 y 40°C , la cual desaparece rápidamente.

En el ensayo de inclusiones fluidas bifásicas de *origen pseudosecundario* y *secundario* se obtuvieron resultados de temperaturas eutécticas, temperaturas de fusión final y temperaturas de homogeneización, en base a las cuales se calculó salinidad y densidad (Tablas 5.7.20, 5.7.21, 5.7.22 y 5.7.23).

Teniendo en cuenta la temperatura de homogeneización (Th), se diferenciaron dos grupos. El primero, más abundante, presenta Th que van desde 100 a 140°C . El segundo grupo presenta Th que van desde 220 a 240°C (Figura 5.7.21).

A partir del ensayo de congelamiento y calentamiento, se diferenciaron cuatro grupos de acuerdo a su comportamiento. Las IF pertenecientes al *Grupo I* tienen una composición acuosa. Las IF del *Grupo II* presentan componentes orgánicos en el líquido. Las IF del *Grupo III* contienen gases orgánicos, con predominancia de gas metano. Las IF del *Grupo IV* presentan condiciones de meta-estabilidad.

- *Grupo I – IF acuosas*: presentan temperaturas eutécticas que van desde -42 hasta -30°C y temperaturas de fusión final del sólido formado durante el congelamiento, que se encuentran cercanas a 0°C. Las temperaturas de fusión final indican que el líquido tiene una composición acuosa. Las temperaturas de homogeneización van desde 111 hasta 140°C (Figura 5.7.22). Presentan salinidades de 0,5 a 2,6%wtClNa y densidades que van desde 0,93 hasta 0,95g/cm³ (Tabla 5.7.20; Figura 5.7.23). Las presiones de entrapamiento van desde 4 hasta 7 bares (Figura 5.7.24). Según los valores de las Te, los componentes de la fase líquida podrían ser: H₂O, ClNa y MgCl₂ (Shepherd *et al.* 1985, Goldstein y Reynolds 1994). Según los valores de las Te, los componentes de la fase líquida podrían ser: H₂O, ClNa y MgCl₂ (Shepherd *et al.* 1985, Goldstein y Reynolds 1994).

Forma	Relación L/B (%)	Te (°C)	Tff (°C)	Salinidad (% CLNa)	Th (°C)	Densidad (g/cm ³)
Elongada	20	-41,9	-1	1,82	126,9	0,94
Irregular	30	-37,5	-1,4	2,58	139	0,93
Triangular	20	-30	-1	1,82	140	0,93
Elongada	10	-40	-0,3	0,54	111	0,95
Elongada	10	-38	-0,6	1,08	124	0,94
Elongada	15	-31	-0,6	1,08	120	0,94

Tabla 5.7.20. *Ea. El Perdido.* Microtermometría de IF del grupo I, acuosas, de origen secundario. Te: temperatura eutéctica, Tff: temperatura de fusión final, Th: temperatura de homogeneización.

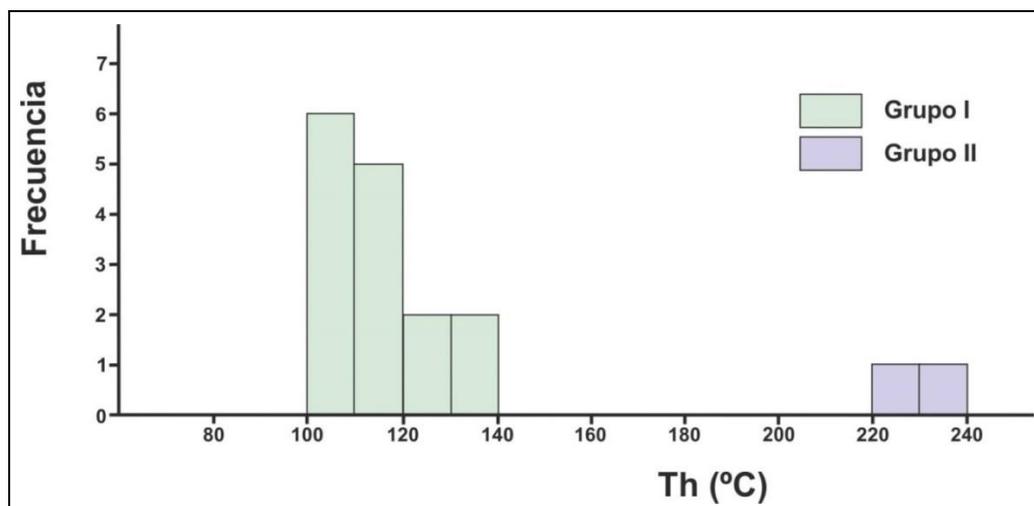


Figura 5.7.21. *Ea. El Perdido.* Temperaturas de homogeneización (Th) de las IF de origen secundario.

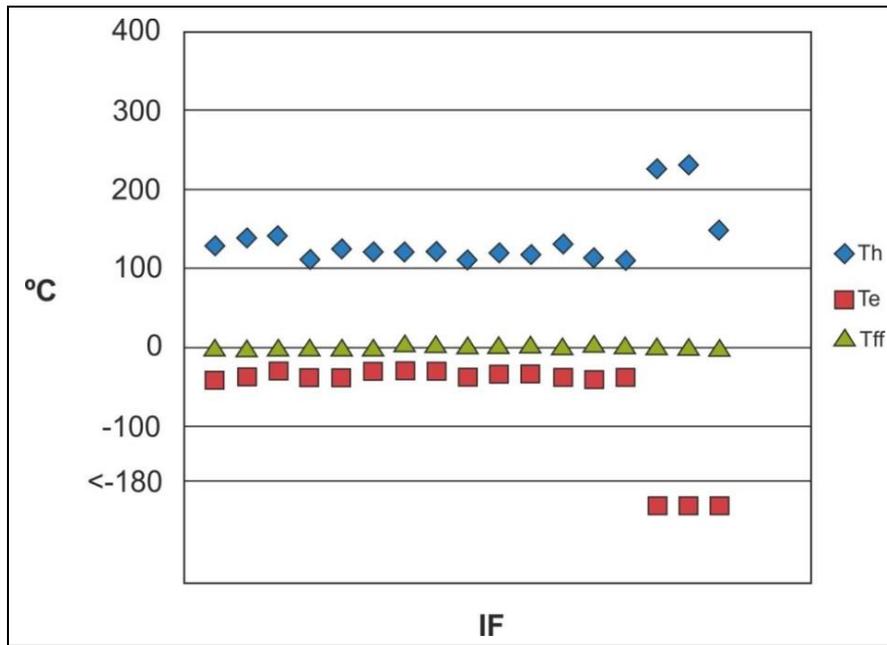


Figura 5.7.22. *Ea. El Perdido.* Temperaturas de homogenización (Th), temperaturas eutécticas (Te, inferidas para valores menores a -180°C) y temperaturas de fusión final (Tff) de las inclusiones fluidas de origen secundario.

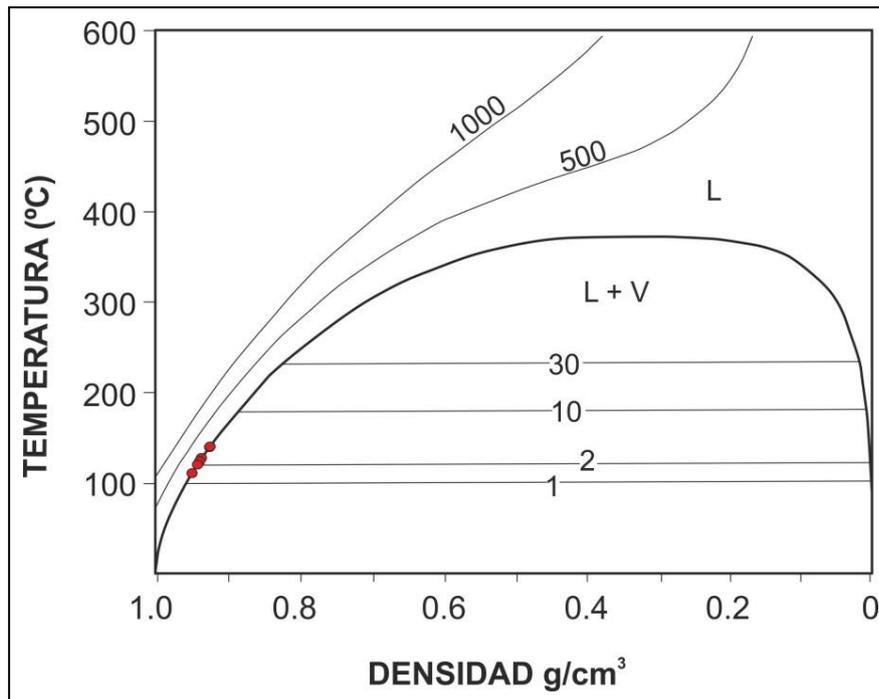


Figura 5.7.23. *Ea. El Perdido.* Estimación de la densidad de las IF de origen secundario, de composición acuosa, a partir de la temperatura de homogenización (Extraído de Goldstein y Reynolds, 1994).

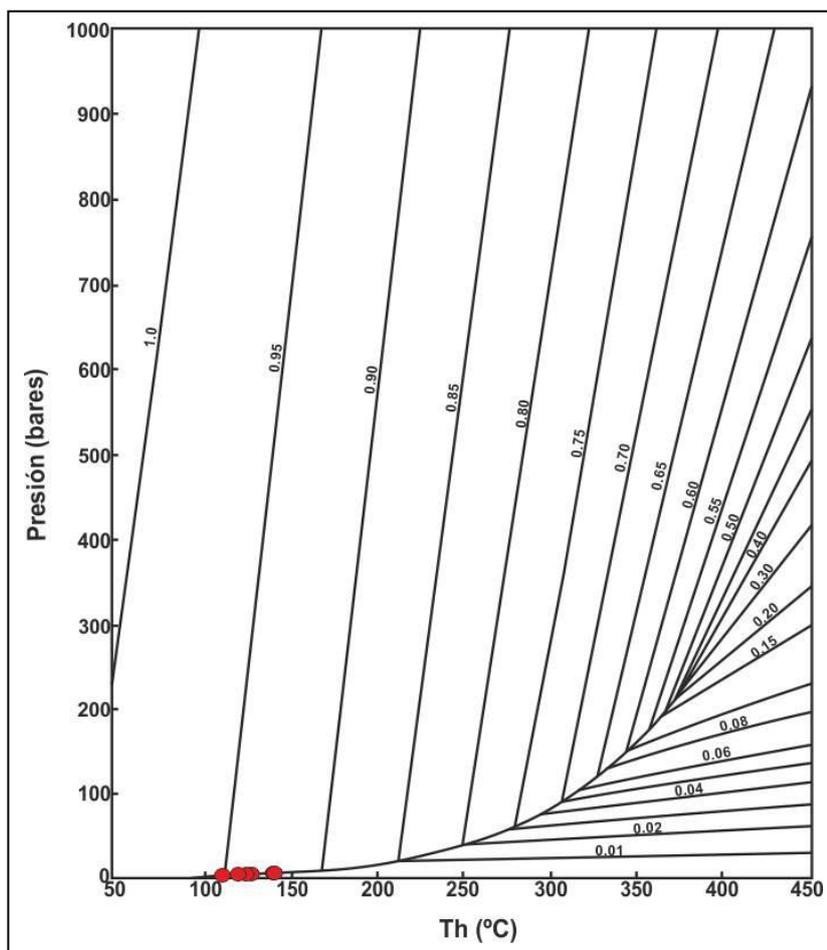


Figura 5.7.24. Ea. El Perdido. Estimación de la presión de entrapamiento alcanzadas por las IF de origen secundario, de composición acuosa, a partir de la temperatura de homogeneización (Extraído de Roedder, 1984).

- *Grupo II – IF orgánicas:* Fueron reconocidas temperaturas eutécticas que van desde -41 hasta -30°C y temperaturas de fusión final desde 2 a 4°C, representativas de componentes de carbono hidratados, no identificándose para éstos el punto de fusión inicial. Las temperaturas de homogeneización van desde 110 a 121°C (Figura 5.7.22). Las densidades van desde 0,97 hasta 0,98 g/cm³ (Tabla 5.7.21; Figura 5.7.25). Las presiones de entrapamiento van desde 63 hasta 108 bares (Figura 5.7.25).

Forma	Relación B/L (%)	Te (°C)	Tff (°C)	Th (°C)	Densidad (g/cm ³)
Circular a elongada	20	-30	4	120,3	0,98
Circular a elongada	20	-30	3,7	121	0,98
Elongada	20	-37	2	110	0,97
Elongada	20	-34,8	2,4	119	0,98
Rectangular	20	-34	3,3	116	0,98
Irregular	30	-38	1,2	130	0,98
Elongada	20	-40,7	4	113,5	0,97
Elongada	20	-38	2	110	0,97

Tabla 5.7.21. Ea. El Perdido. IF de origen secundario, de composición. Ensayos de microtermometría. Te: temperatura de congelamiento, Tff: temperatura de fusión final; Th: temperatura de homogeneización.

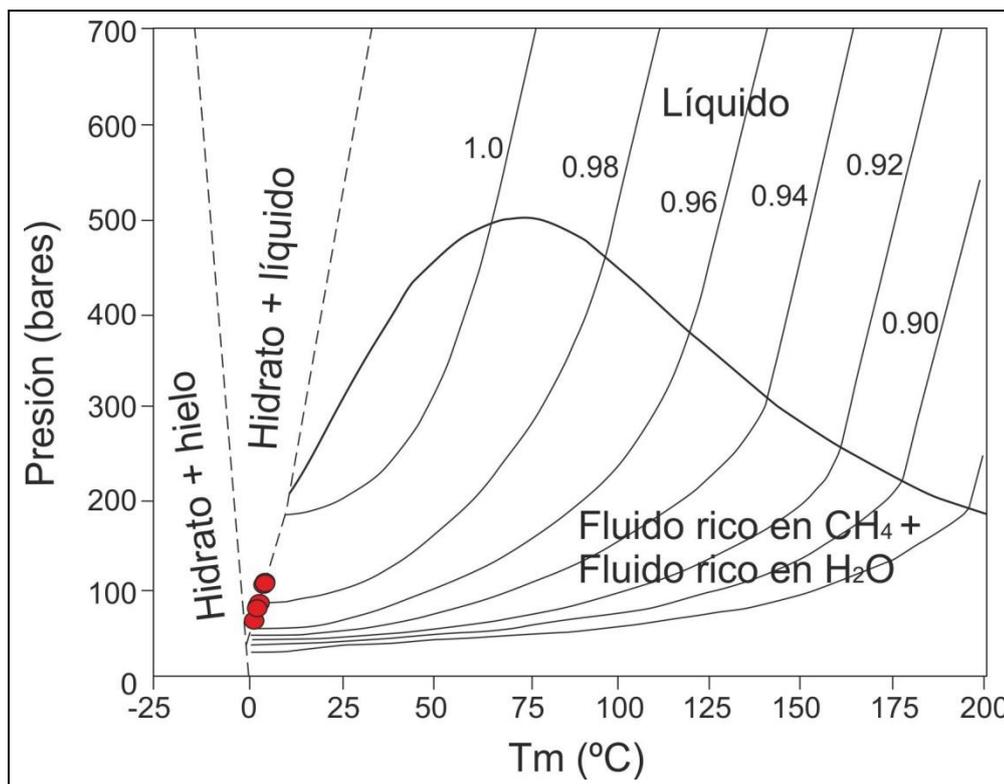


Figura 5.7.25. Ea. El Perdido. IF orgánicas de origen secundario (grupo II). Estimación de la densidad y la presión de entrapamiento alcanzada, a partir de la temperatura de homogeneización (Roedder 1984).

- *Grupo III – IF con gases orgánicos:* Las IF de este grupo no muestran cambios cuando son enfriadas hasta -180°C , lo que indica que contienen gases orgánicos, con una proporción elevada de gas metano. Las temperaturas de homogeneización van desde 147 hasta 225°C (Figura 5.7.22). Las temperaturas de fusión final son cercanas a cero, con una salinidad de $2\% \text{wtClNa}$. Se observaron dos IF dentro de este grupo con contenido orgánico en fase líquida (temperaturas de fusión mayores a 0°C). Las densidades van desde $0,83$ hasta $0,92 \text{g/cm}^3$ (Tabla 5.7.22). Las presiones de entrapamiento van desde 12 hasta 55 bares (Figura 5.7.25).

Forma	Relación B/L (%)	Tff ($^{\circ}\text{C}$)	Th ($^{\circ}\text{C}$)	Densidad (g/cm^3)
Circular	40	0,2	225	0,84
Circular	40	0,2	230	0,83
Elongada a circular	30	-1,1	147	0,92

Tabla 5.7.22. Ea. El Perdido. Ensayos de microtermometría de IF de origen secundario, de composición orgánica (gas). Te: temperatura de congelamiento, Tff: temperatura de fusión de la fase líquida, Th: temperatura de homogeneización.

- *Grupo IV - IF meta-estables*: dentro de este grupo se encuentra una IF que no muestra recuperación de una de sus fases luego del congelamiento. La temperatura de congelamiento es de -32°C (Tabla 11.23; Figura 5.7.21).

Forma	Relación B/L (%)	Te ($^{\circ}\text{C}$)	Th ($^{\circ}\text{C}$)
Circular a elongada	20	-32	-

Tabla 5.7.23. *Ea. El Perdido*. Ensayos de microtermometría de las IF de origen secundario, con comportamiento meta-estable. Te: temperatura de congelamiento, Th: temperatura de homogeneización.

5.7.3.2. Arroyo Paretas

En esta localidad fueron ensayadas IF de origen primario y secundario. En el ensayo de inclusiones fluidas bifásicas de *origen primario* se obtuvieron resultados de temperaturas eutécticas, temperaturas de fusión final y temperaturas de homogeneización, en base a las cuales se calculó salinidad y densidad (Tablas 5.7.24, 5.7.25, 5.7.26 y 5.7.27).

Teniendo en cuenta la temperatura de homogeneización (Th), se diferenciaron tres grupos. El primero presenta Th que van desde 110 a 140°C . El segundo grupo presenta Th que van desde 150 a 180°C . El tercer grupo presenta Th mayores a 250°C (Figura 5.7.26).

A partir del ensayo de congelamiento y calentamiento, se diferenciaron cuatro grupos de acuerdo a su comportamiento. Las IF pertenecientes al *Grupo I* tienen una composición acuosa. Las IF del *Grupo II* presentan componentes orgánicos en el líquido. Las IF del *Grupo III* contienen gases orgánicos, con predominancia de gas metano. Las IF del *Grupo IV* presentan condiciones de meta-estabilidad.

- *Grupo I - IF acuosas*: presentan temperaturas de congelamiento que van desde -50 hasta -24°C y temperaturas de fusión se encuentran cercanas a 0°C , lo que indican que tienen componentes acuosos. Las temperaturas de homogeneización van desde 133 hasta 170°C (Figura 5.7.27). A partir de las Tff se obtienen salinidades que van de de 0 a $1,82\%$ wtClNa y a partir de las Th se obtienen densidades que van desde $0,89$ hasta $0,94\text{g/cm}^3$ (Tabla 5.7.24; Figura 5.7.28). Las presiones de entrampamiento van desde 4 hasta 10 bares (Figura 5.7.29). Según los valores de las Te, los componentes de la fase líquida podrían ser: H_2O , ClNa, MgCl_2 y KCl (Shepherd *et al.* 1985, Goldstein y Reynolds 1994).

Forma	Relación B/L (%)	Te ($^{\circ}\text{C}$)	Tff ($^{\circ}\text{C}$)	Salinidad	Th ($^{\circ}\text{C}$)	Densidad (g/cm^3)
Elongada	20	-24	-0,3	0,54	156,7	0,91
Elongada	40	-37,3	-1	1,82	162	0,92
Elongada a irregular	15	-35,9	-1	1,82	137	0,93
Irregular	15	-40,7	-0,5	0,90	133,3	0,94
Elongada	20	-40	0	0	170	0,89

Tabla 5.7.24. *Arroyo Paretas*. Ensayos de microtermometría de las IF de origen primario, acuosas. Te: temperatura de congelamiento, Tff: temperatura de fusión final, Th: temperatura de homogeneización.

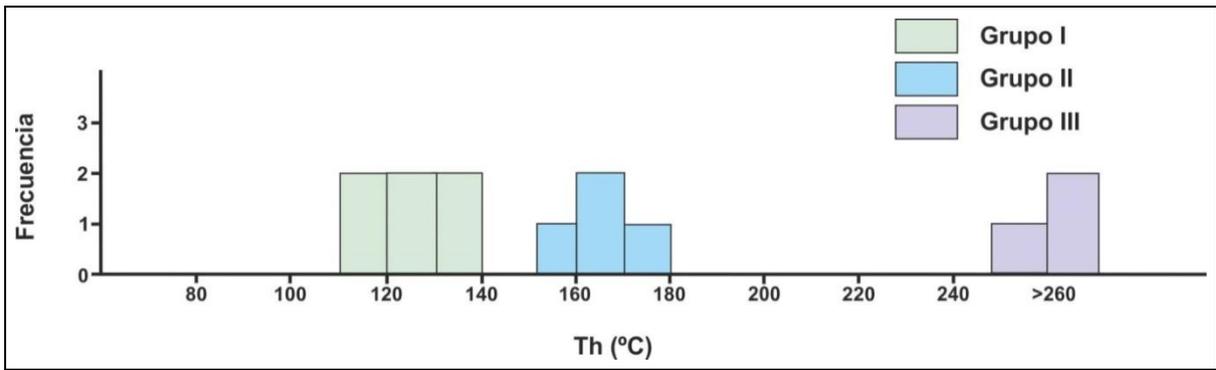


Figura 5.7.26. Arroyo Paretas. Temperaturas de homogeneización (Th) de las IF de origen primario.

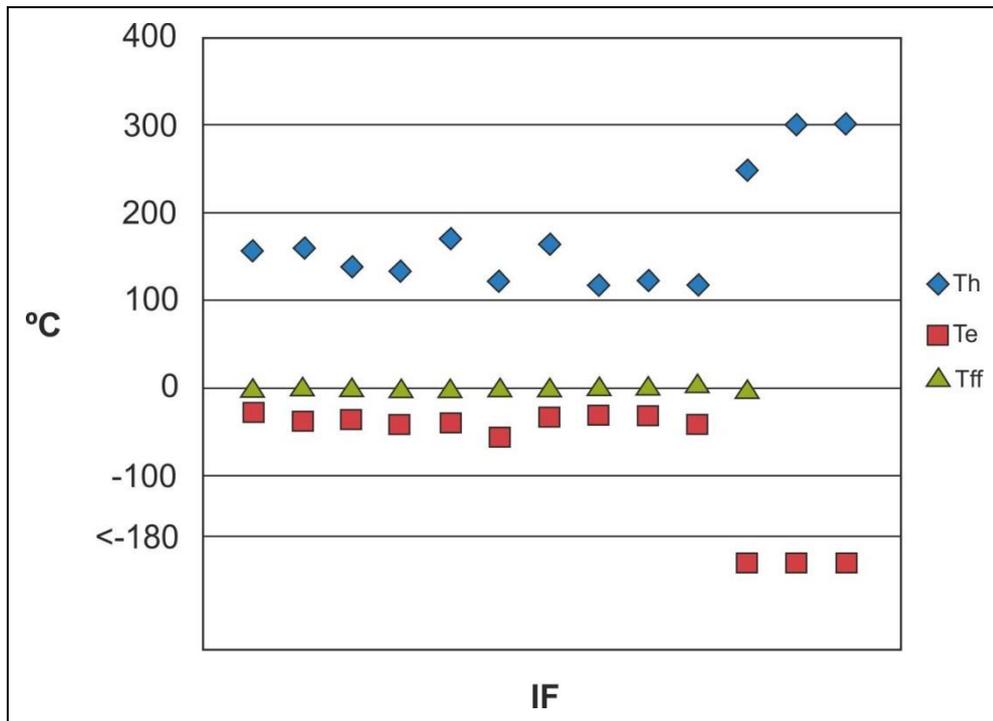


Figura 5.7.27. Arroyo Paretas. Temperaturas de homogeneización (Th), temperaturas eutécticas (Te, inferidas para valores menores a -180°C) y temperaturas de fusión final (Tff) de las inclusiones fluidas de origen primario.

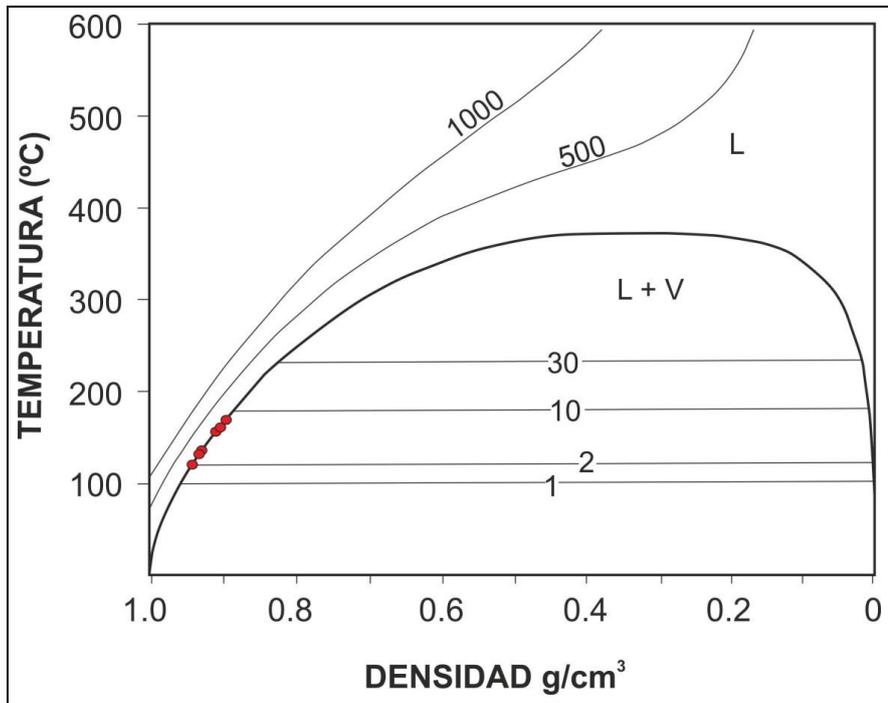


Figura 5.7.28. Arroyo Paretas. Estimación de la densidad de las IF de origen primario, acuosas, a partir de la temperatura de homogeneización (Extraído de Goldstein y Reynolds 1994).

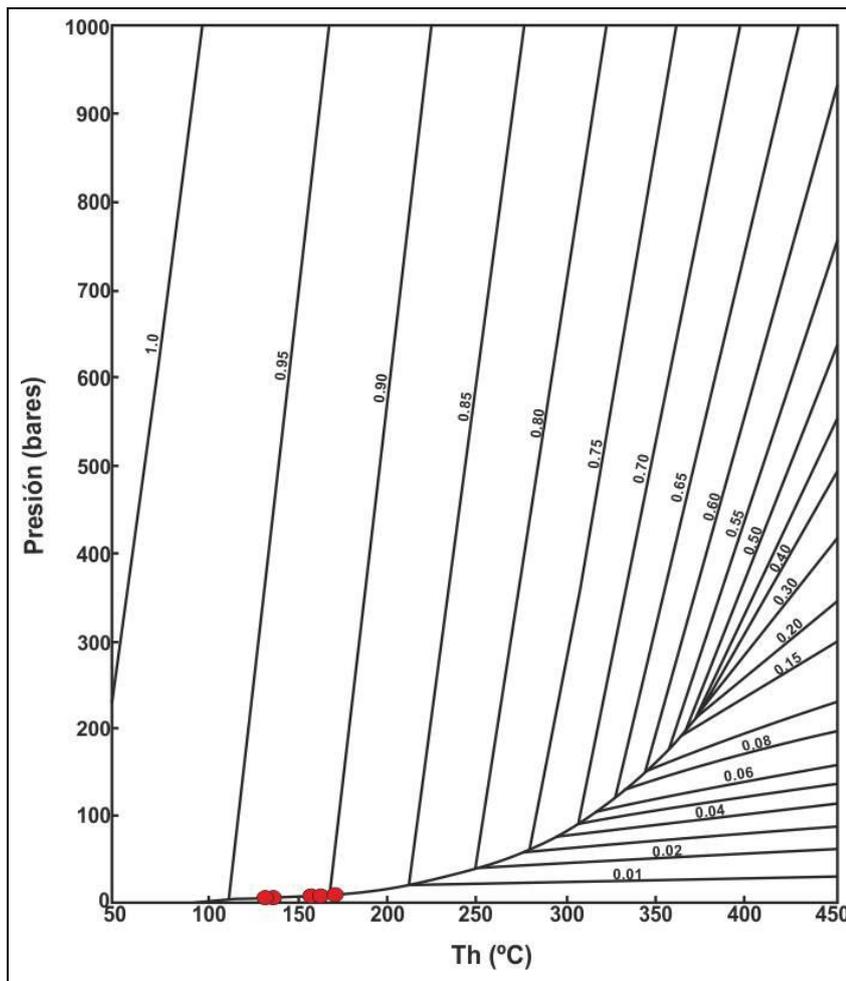


Figura 5.7.29. Arroyo Paretas. Estimación de la presión de entrapamiento alcanzadas por las IF de origen primario, acuosas, a partir de la temperatura de homogeneización (Extraído de Roedder, 1984).

- *Grupo II – IF orgánicas*: Fueron reconocidas temperaturas eutécticas que van desde -41 hasta -30°C y temperaturas de fusión final desde 2 a 4°C, representativas de componentes de carbono hidratados (clatratos) que indican la presencia de componentes orgánicos, no identificándose para éstos el punto de fusión inicial. Las temperaturas de homogeneización van desde 116 a 163°C (Figura 5.7.27). Presentan densidades que van desde 0,92 hasta 0,99g/cm³. Las presiones de entrapamiento van desde 44 hasta 145 bares (Tabla 5.7.25; Figura 5.7.30).

Forma	Relación B/L (%)	Th (°C)	Te (°C)	Tff (°C)	Densidad (g/cm ³)
Irregular	10	121,1	-56	0,5	0,92
Irregular	20	162,8	-32	0,1	0,94
Elongada a irregular	20	116,7	-32	4	0,98
Irregular	10	123,4	-32	5	0,99
Circular	20	118	-42	7	0,99

Tabla 5.7.25. Arroyo Paretas. Ensayos de microtermometría de las IF de origen primario, de composición orgánica. Te: temperatura eutéctica, Tff: temperatura de fusión final, Th: temperatura de homogeneización.

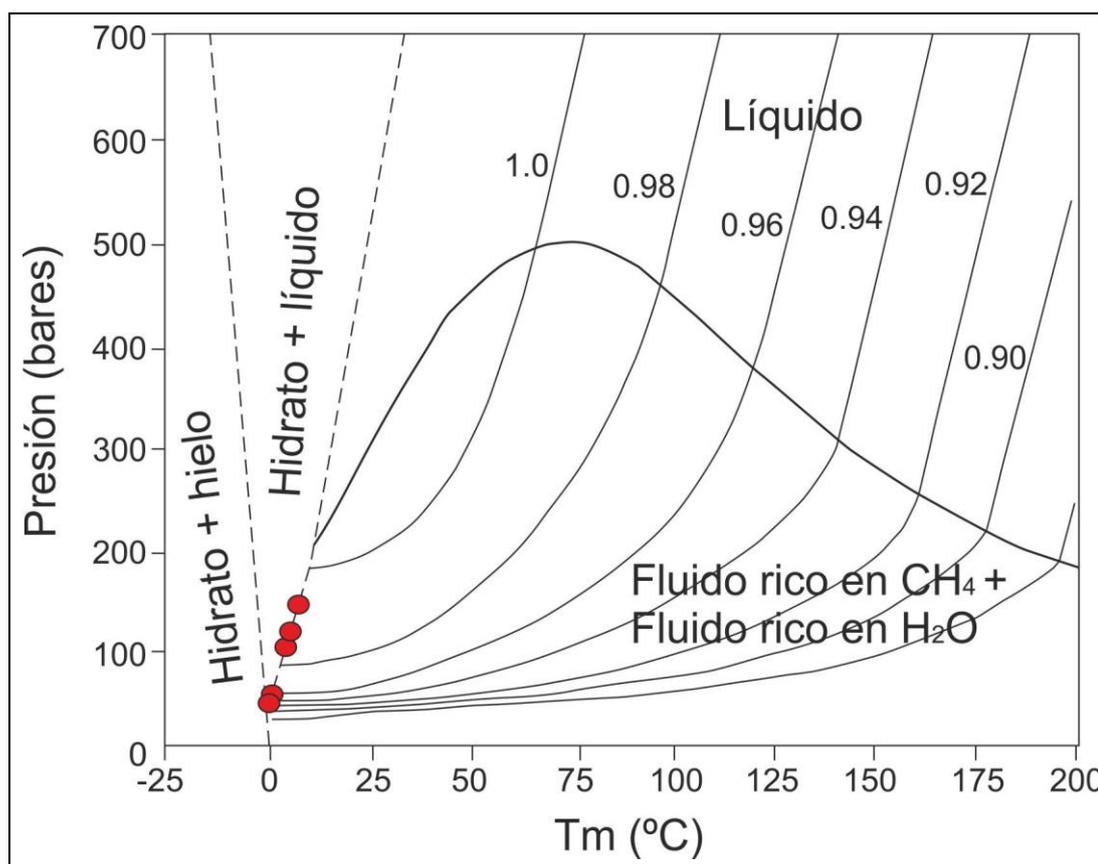


Figura 5.7.30. Arroyo Paretas. Estimación de la densidad y la presión de entrapamiento alcanzada por las IF de origen primario, de composición orgánica, a partir de la temperatura de homogeneización (Extraído de Roedder, 1984).

- *Grupo III - IF con gases orgánicos*: Las IF de este grupo no muestran cambios cuando son enfriadas hasta -180°C , lo que indica que contienen gases orgánicos, con una proporción elevada de gas metano. Las temperaturas de homogeneización son mayores a 249°C (Figura 5.7.27).

Forma	Relación L/B (%)	Th ($^{\circ}\text{C}$)
Irregular	15	249
Triangular	50	>250
Rectangular	45	>250

Tabla 5.7.26. Arroyo Paretas. Ensayos de microtermometría de las IF de origen primario, de composición orgánica (gas). Th: temperatura de homogeneización.

- *IF con comportamiento meta-estable*: dentro de este grupo se encuentran IF que no muestran recuperación de su fase vapor luego del ensayo de congelamiento o de calentamiento. Las temperaturas eutéctica van desde -25 a -41°C y la temperatura de homogeneización de una de ellas de 114°C (Tabla 5.7.27; Figura 5.7.26).

Forma	Relación B/L (%)	Te ($^{\circ}\text{C}$)	Th ($^{\circ}\text{C}$)
Cuadrangular a irregular	15	-39	-
Rectangular	15	-40,8	-
Circular	20	-	114
Elongada a circular	10	-25	-
Rectangular	20	-35,6	-

Tabla 5.7.27. Arroyo Paretas. Ensayos de microtermometría de las IF de origen primario, meta-estables. Te: temperatura eutéctica, Th: temperatura de homogeneización.

En el ensayo de inclusiones fluidas bifásicas de *origen pseudosecundario y secundario* se obtuvieron resultados de temperaturas eutécticas, temperaturas de fusión final y temperaturas de homogeneización, en base a las cuales se calculó salinidad y densidad (Tablas 5.7.28, 5.7.29, 5.7.30 y 5.7.31).

Teniendo en cuenta la temperatura de homogeneización (Th), se diferenciaron tres grupos. El primero, más predominante, presenta Th que van desde 110 a 150°C . El segundo grupo presenta Th que van desde 160 a 180°C . El tercer grupo presenta Th mayores a 250°C (Figura 5.7.31).

A partir del ensayo de congelamiento y calentamiento, se diferenciaron cuatro grupos de acuerdo a su comportamiento. Las IF pertenecientes al *Grupo I* tienen una composición acuosa. Las IF del *Grupo II* presentan componentes orgánicos en el líquido. Las IF del *Grupo III* contienen gases orgánicos, con predominancia de gas metano. Las IF del *Grupo IV* presentan condiciones de meta-estabilidad.

- *Grupo I - IF acuosas*: presentan temperaturas eutécticas que van desde -43 hasta -36°C y temperaturas de fusión final se encuentran cercanas a 0°C , evidenciando composiciones acuosas,

con salinidades de 0,3 a 1,7% wtClNa. Las temperaturas de homogeneización van desde 113 hasta 146°C (Figura 5.7.32) y densidades que van desde 0,92 hasta 0,95g/cm³ (Tabla 5.7.28; Figura 5.7.33). Las presiones de entrapamiento van desde 4 hasta 7 bares (Figura 5.7.34). Según los valores de las Te, los componentes de la fase líquida podrían ser: H₂O, ClNa y MgCl₂ (Shepherd *et al.* 1985, Goldstein y Reynolds 1994).

Forma	Relación B/L (%)	Te (°C)	Tff (°C)	Salinidad (%ClNa)	Th (°C)	Densidad (g/cm ³)
Rectangular a circular	20	-40	-0,2	0,36	133	0,94
Elongada	10	-42	-0,5	0,90	146	0,92
Irregular	15	-40	-0,5	0,90	145	0,92
Irregular	20	-43	-0,3	0,54	141,9	0,93
Cuadrangular a irregular	40	-36	-0,9	1,64	113,8	0,95

Tabla 5.7.28. Arroyo Paretas. Ensayos de microtermometría de las IF de origen secundario, acuosas. Te: temperatura eutéctica, Tff: temperatura de fusión final, Th: temperatura de homogeneización.

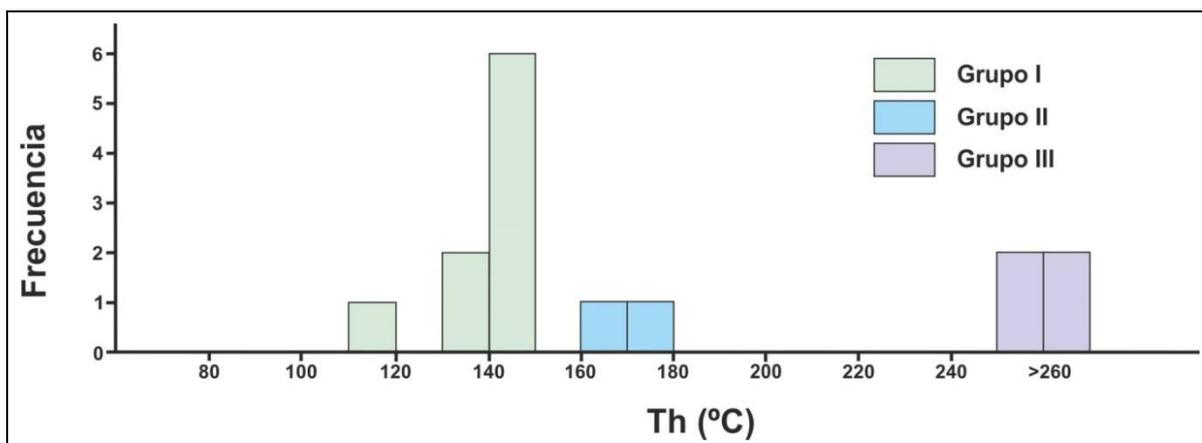


Figura 5.7.31. Arroyo Paretas. Temperaturas de homogeneización (Th) de las inclusiones fluidas de origen secundario.

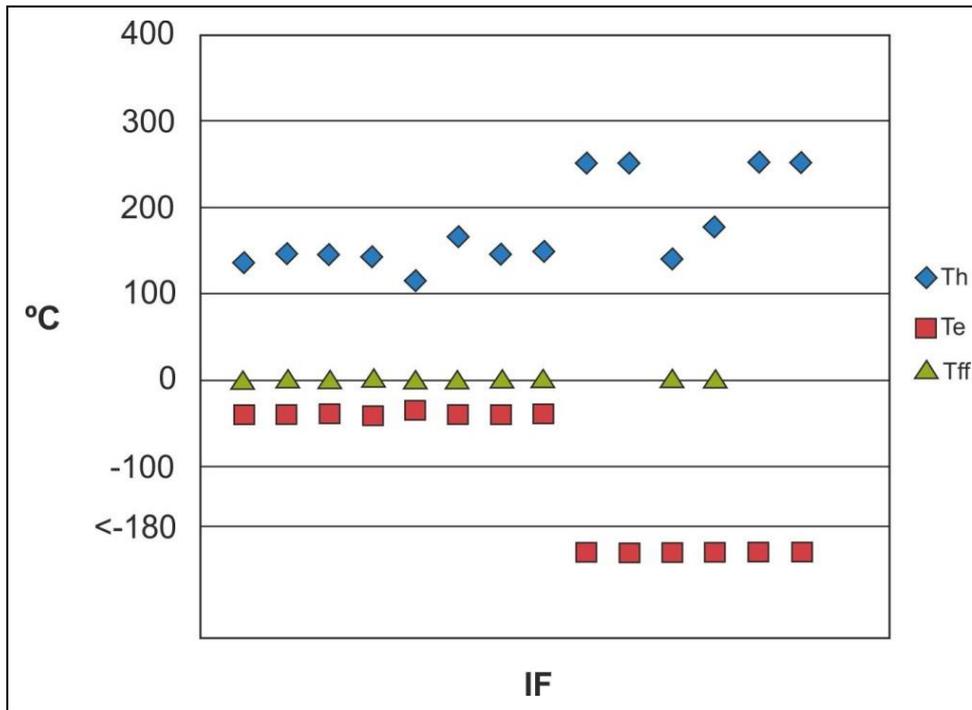


Figura 5.7.32. Arroyo Paretas. Temperaturas de homogeneización (Th), temperaturas eutécticas (Te, inferidas para valores menores a -180°C) y temperaturas de fusión final (Tff) de las inclusiones fluidas de origen secundario.

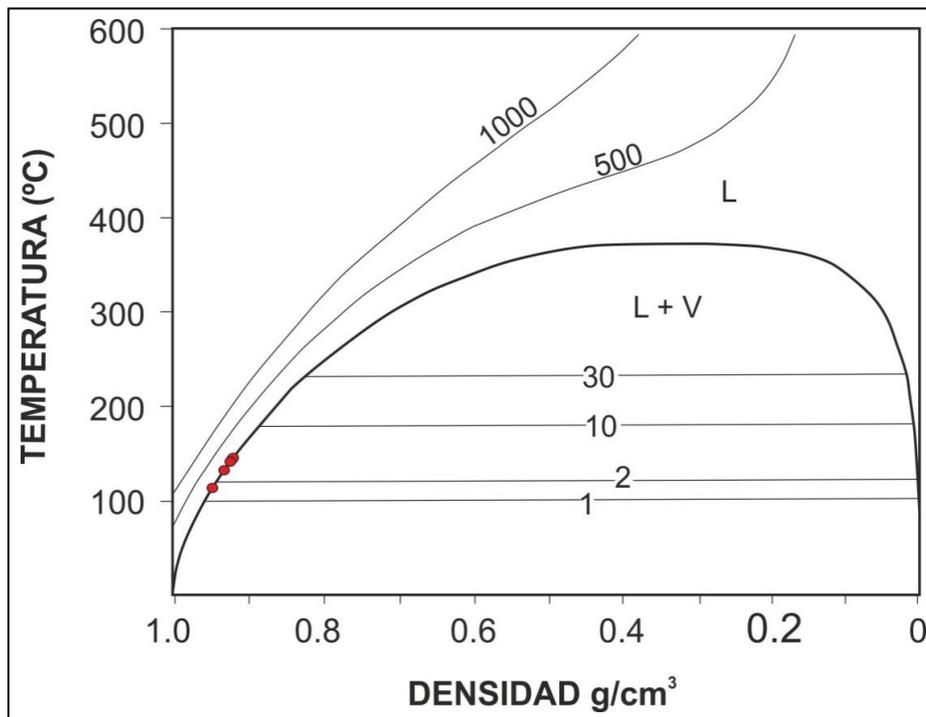


Figura 5.7.33. Arroyo Paretas. Estimación de la densidad de las IF de origen secundario, acuosas, a partir de la temperatura de homogeneización (Goldstein y Reynolds 1994).

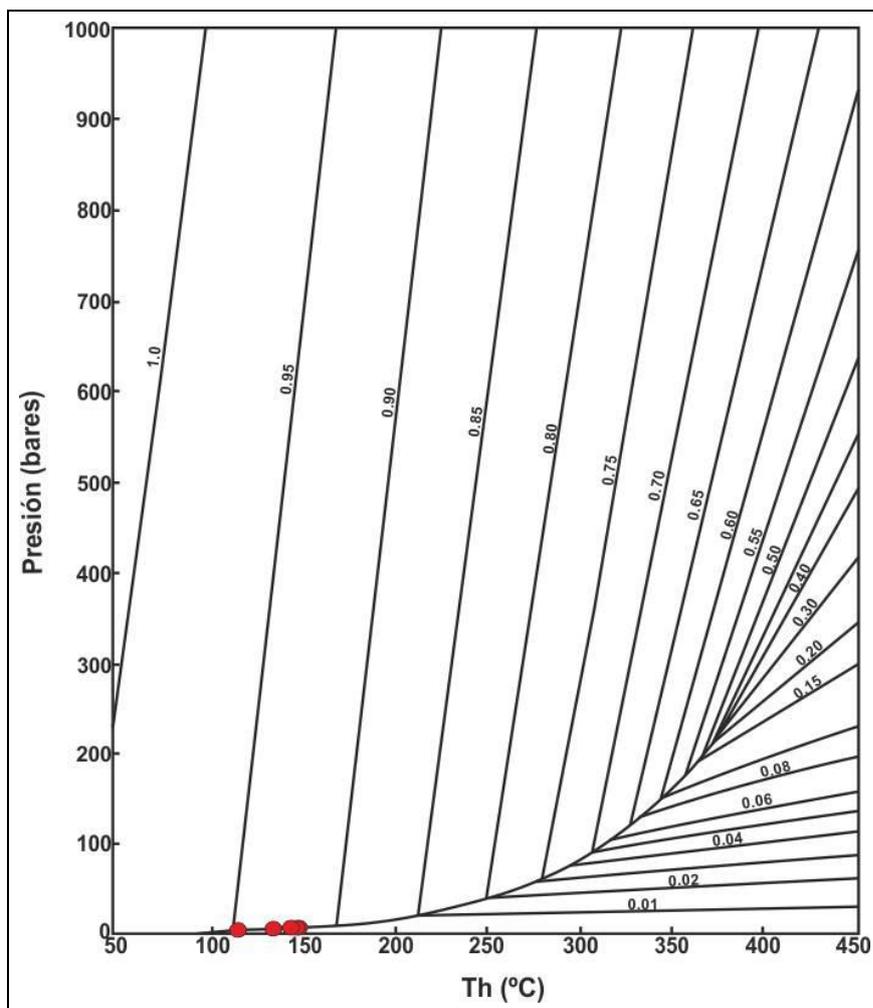


Figura 5.7.34. Arroyo Paretas. Estimación de la presión de entrapamiento alcanzadas por IF de origen secundario, acuosas, a partir de la temperatura de homogeneización (Roedder 1984).

- *Grupo II - IF orgánicas:* Presentan temperaturas eutécticas de -40°C y temperaturas de fusión de 0,1°C, por lo cual se puede inferir que presentan componentes orgánicos. Las temperaturas de homogeneización van desde 144 a 165°C (Figura 5.7.31). Las densidades tienen valores de 0,94g/cm³ (Tabla 5.7.29; Figura 5.7.34). Las presiones de entrapamiento son de 47 bares (Figura 5.7.34).

Forma	Relación B/L (%)	Te (°C)	Tff (°C)	Th (°C)	Densidad (g/cm ³)
Elongada	15	-40	0,1	165	0,94
Elongada	15	-40	0,1	144	0,94
Elongada	15	-40	0,1	147	0,94

Tabla 5.7.29. Arroyo Paretas. Ensayos de microtermometría de las IF de origen secundario, orgánicas. Th: temperatura de homogeneización, Te: temperatura autéctica, Tm: temperatura de fusión final.

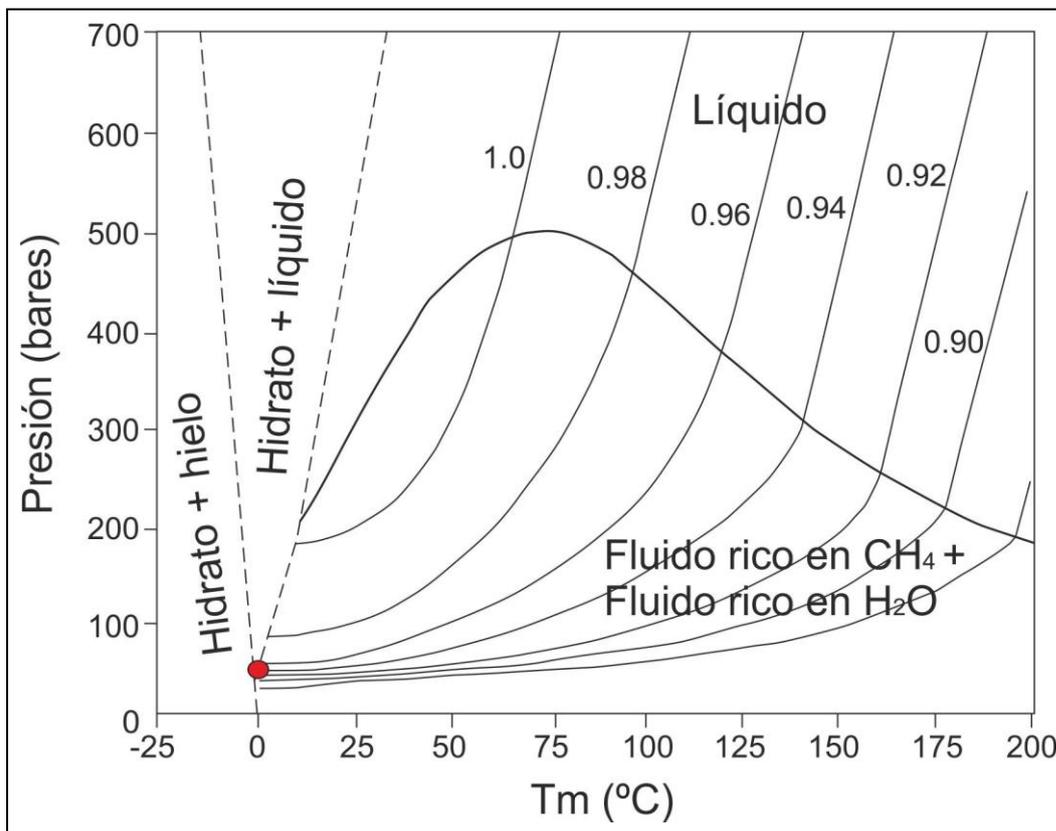


Figura 5.7.35. Arroyo Paretas. Estimación de la densidad y la presión de entrapamiento alcanzada por las IF de origen secundario, orgánicas, a partir de la temperatura de homogeinización (Roedder 1984).

- *Grupo III - IF orgánicos gaseosas:* Las IF de este grupo no muestran cambios cuando son enfriadas hasta -180°C , lo que indica que contienen gases orgánicos, con una proporción elevada de gas metano. Las temperaturas de fusión final se encuentran entre $-0,5$ y $-0,3^{\circ}\text{C}$. Las temperaturas de homogeneización van desde 140 hasta más de 250°C (Tabla 5.7.30; Figura 5.7.32).

Forma	Relación B/L (%)	Tff ($^{\circ}\text{C}$)	Th ($^{\circ}\text{C}$)
Elongada	20		250
Elongada	20		250
Irregular a elongada	20	-0,5	140
Elongada	20	-0,3	175,8
Elongada	10		>250
Elongada	10		>250

Tabla 5.7.30. Arroyo Paretas. Ensayos de microtermometría de las IF de origen secundario, orgánicas. Tff: temperatura de fusión de la fase líquida, Th: temperatura de homogeinización.

- *IF con comportamiento meta-estable:* dentro de este grupo se encuentran las IF que no muestran recuperación de la fase vapor luego del congelamiento o del calentamiento. La temperatura

eutéctica es de -30 a -35°C y la temperatura de homogeneización de una de ellas es de 131°C (Tabla 5.7.31).

Forma	Relación B/L (%)	Te (°C)	Th (°C)
Elongada	15%	-30	-
Elongada	20%	-35	131

Tabla 5.7.31. Arroyo Paretas. Ensayos de microtermometría de las IF de origen secundario, meta-estables. Te: temperatura eutéctica, Th: temperatura de homogeneización.

5.7.3.3. Cantera Las Mostazas

En esta localidad las inclusiones fluidas ensayadas son de menor tamaño que en las localidades anteriores; fueron ensayadas IF de *origen primario* y se obtuvieron resultados de las temperaturas de homogeneización, en base a las cuales se calculó densidad y presión alcanzada. Debido al tamaño de las IF, la cantidad de datos de congelamiento obtenida fue menor (Tablas 5.7.32, 5.7.33).

Calentamiento

Las inclusiones fluidas bifásicas y trifásicas de origen primario fueron calentadas hasta que se homogeneizaron las fases presentes. Según las distintas temperaturas de homogeneización (Th) obtenidas se dividió a las inclusiones fluidas en cuatro grupos (Tabla 5.7.32; Figura 5.7.36).

- *Grupo I:* Presentan temperaturas de homogeneización que van de los 70 a los 100°C, se caracterizan por ser las más pequeñas y de menor relieve, son inclusiones fluidas de dos fases de formas circulares.
- *Grupo II:* Presentan temperaturas de homogeneización de 110° a 160° C, es el predominante y se caracteriza por inclusiones de mayor tamaño, con dos fases, con mayor tamaño de burbuja y un relieve más alto en relación al grupo anterior. Las formas son circulares y elongadas.
- *Grupo III:* Presentan temperaturas de homogeneización mayores a los 160°C, corresponden a inclusiones fluidas de dos y tres fases, de mayor tamaño, la burbuja es más pequeña en comparación con el grupo anterior y el relieve es más alto (Figura 5.7.37).
- *Grupo IV:* Está conformado por inclusiones fluidas de pequeño tamaño, relieve muy alto y colores grises. Estas inclusiones al ser calentadas no presentaron cambios (Figura 5.7.37).

Fases	Forma	Te	Th	Densidad (g/cm ³)
V+L	Circular	-	78,6	0,97
V+L	Circular	-	119,6	0,94
V+L	Irregular	-	153,8	0,91
V+L	Circular	-	135,4	0,93
V+L	Circular	-	155	0,91
V+L	Circular	-	97,4	0,96
V+L	Irregular	-	136,4	0,93
V+L	Circular	-	136	0,93
V+L	Circular	-	136,8	0,93
V+L	Circular	-	138,6	0,93
V+L	Circular	-	88,8	0,97
V+L	Facetada	-	114	0,95
V+L	Circular	-	129	0,94
V+L	Circular	-	142	0,92
V+L	Circular	-	125	0,94
V+L+S	Facetada	-21	186	0,88

Tabla 5.7.32. *Cantera Las Mostazas.* Ensayos de microtermometría (calentamiento) de las IF de origen primario. Te: temperatura eutéctica, Th: temperatura de homogeneización.

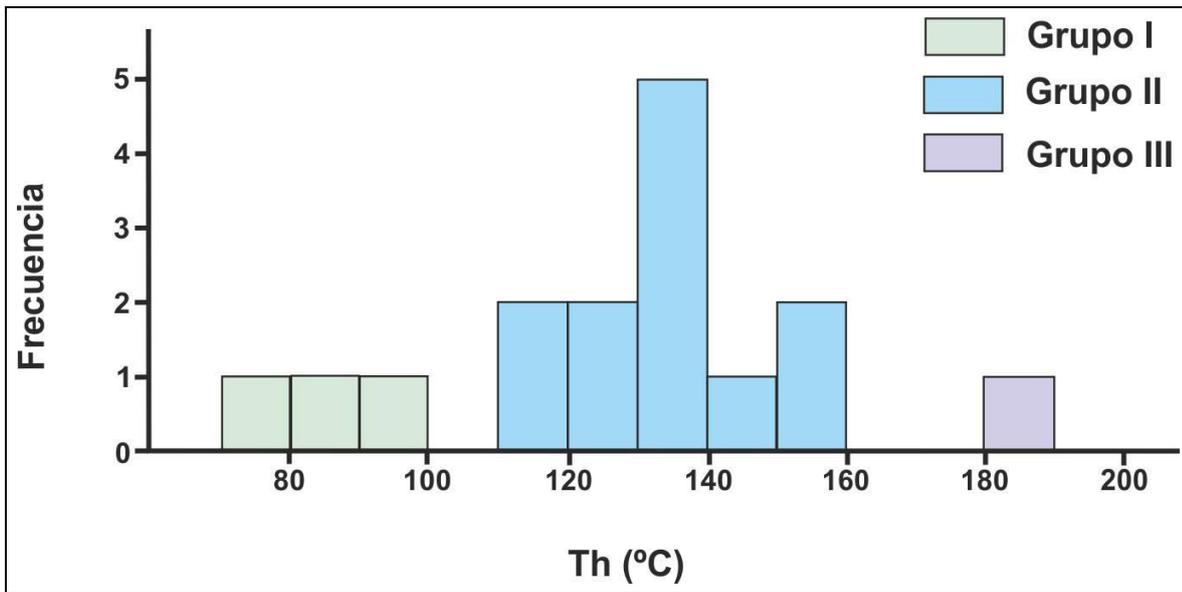


Figura 5.7.36. *Cantera Las Mostazas.* Temperaturas de homogeneización (Th) de las inclusiones fluidas de origen primario.

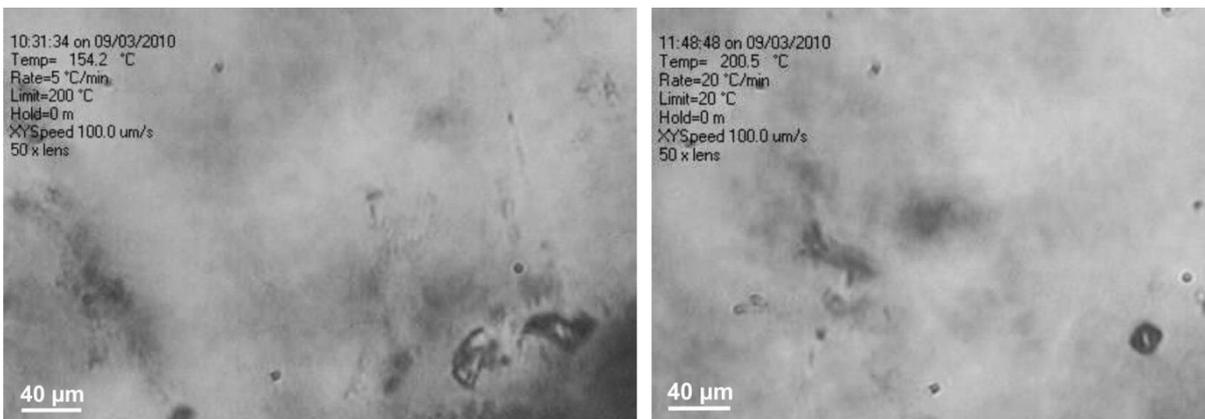


Figura 5.7.37. *Cantera Las Mostazas.* En platina durante el calentamiento. Izquierda: IF de tres frases perteneciente al grupo III, con un cristal cúbico. Derecha: If de dos fases de forma cuadrada y alto relieve, perteneciente al grupo IV.

Las inclusiones fluidas ensayadas poseen densidades que van de 0,88 a 0,97g/cm³ (Tabla 5.7.32; Figura 5.7.38). Las presiones de entrapamiento van desde 2 a 13 bares (Figura 5.7.39).

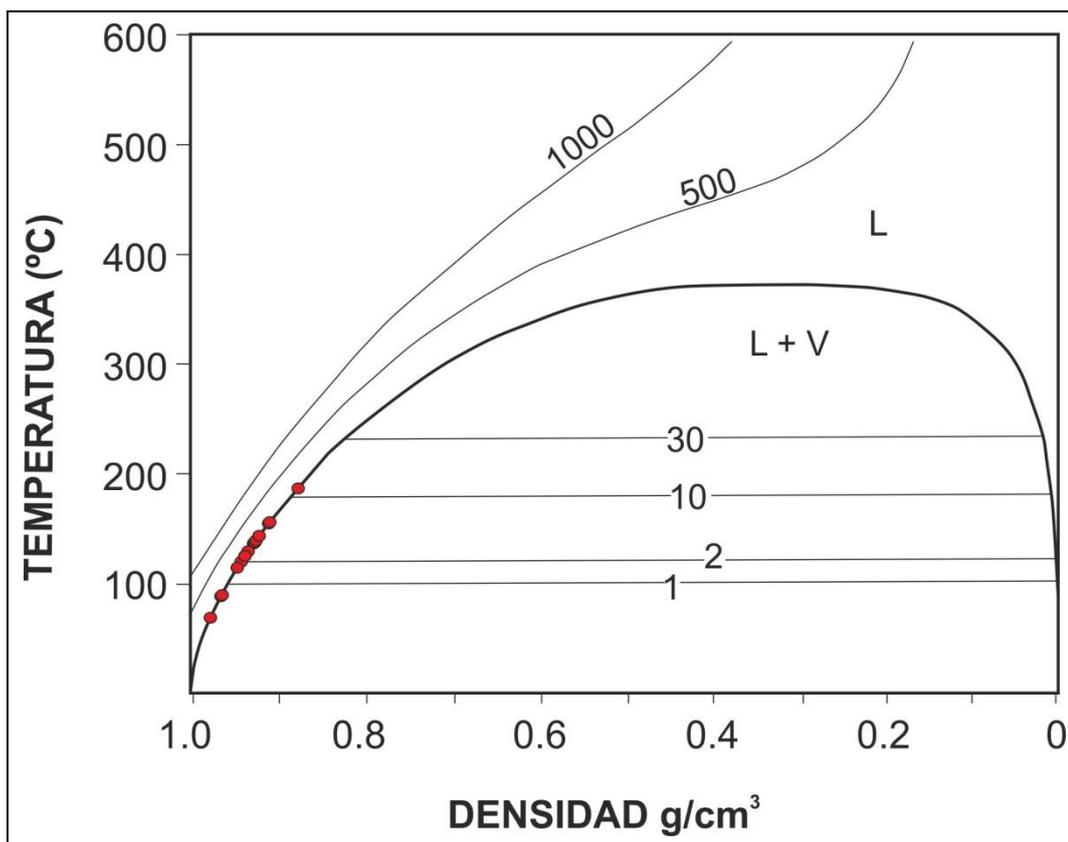


Figura 5.7.38. *Cantera Las Mostazas.* Estimación de la densidad de las IF de origen primario, acuosas, a partir de la temperatura de homogenización (Goldstein y Reynolds 1994).

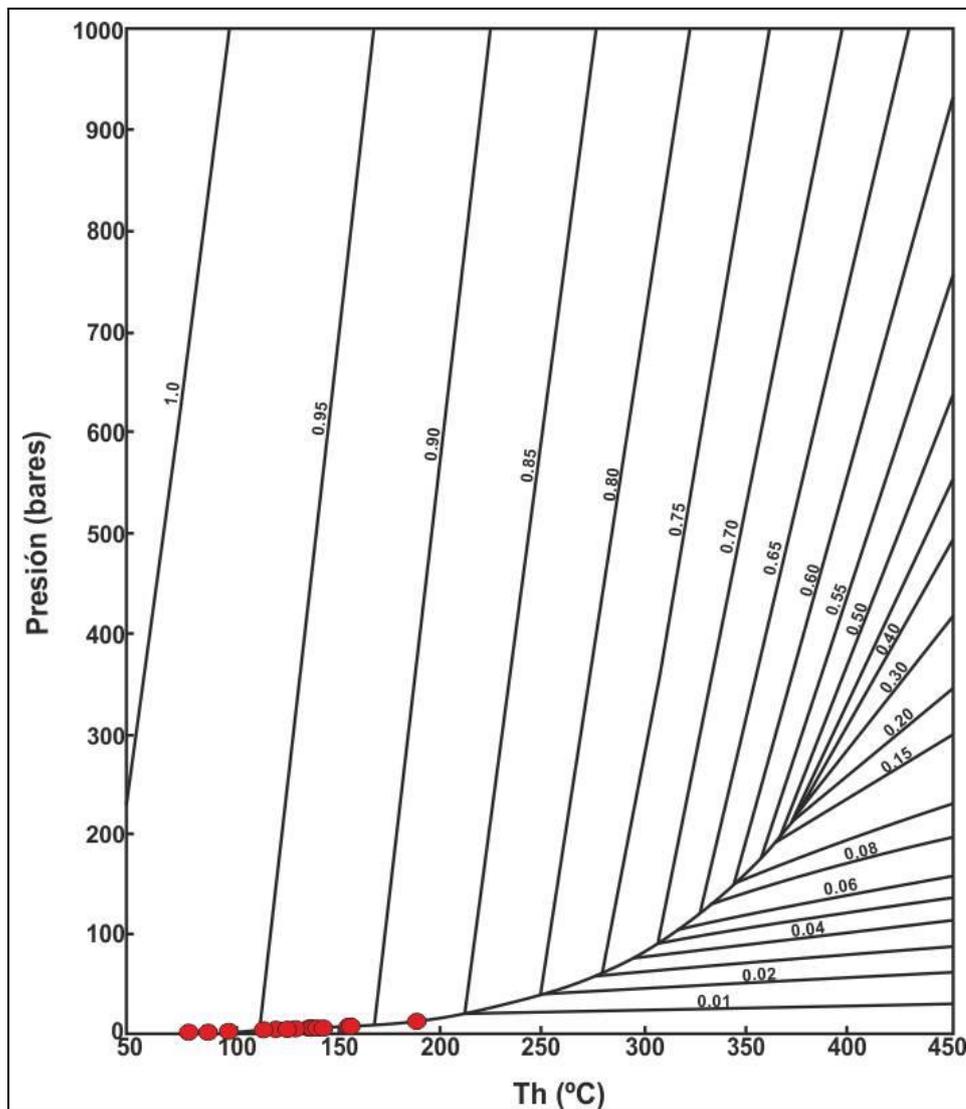


Figura 5.7.39. *Cantera Las Mostazas.* Estimación de la presión de entrapamiento alcanzadas por las IF de origen primario, acuosas, a partir de la temperatura de homogeneización (Roedder 1984).

Congelamiento.

Solo fue posible obtener datos mediante el ensayo de congelamiento en tres inclusiones fluidas, mayores a $25\mu\text{m}$. En la primera de ellas, de dos fases, solo fue posible observar la temperatura de fusión final (Tff) obteniéndose un valor de $1,1^{\circ}\text{C}$. En la segunda, de tres fases compuestas por una burbuja y un cristal hijo cúbico, solo se pudo obtener el dato de la temperatura eutéctica (Te) la cual dio un valor de -21°C . En la tercera de ellas, de dos fases, se obtuvo una Te de -61°C y una Tf de 3°C (Tabla 5.7.33). Las temperaturas de fusión final son mayores a 0°C , lo que indica la formación de clatratos durante el ensayo debido a que poseen componentes orgánicos. Las presiones de entrapamiento de estas inclusiones se encuentran entre 64 y 91 bares, con densidades de 0,96 a $0,98\text{g}/\text{cm}^3$ (Figura 5.7.40). Según los valores de las Te, los componentes de la fase líquida podrían ser H_2O y ClNa (Shepherd *et al.* 1985, Goldstein y Reynolds 1994).

Tipo	II	III (con cristal cúbico)	II
Relación L/B	25%	<10%	20%
Relieve	alto	moderado	moderado
Te (°C)	no se observó	-21	-61
Tff (°C)	1,1	no se observó	3

Tabla 5.7.33: Ensayos de microtermometría (congelamiento) de las inclusiones fluidas de origen primario en una muestra correspondiente a la localidad Las Mostazas. Te: temperatura eutéctica, Th: temperatura de homogeneización.

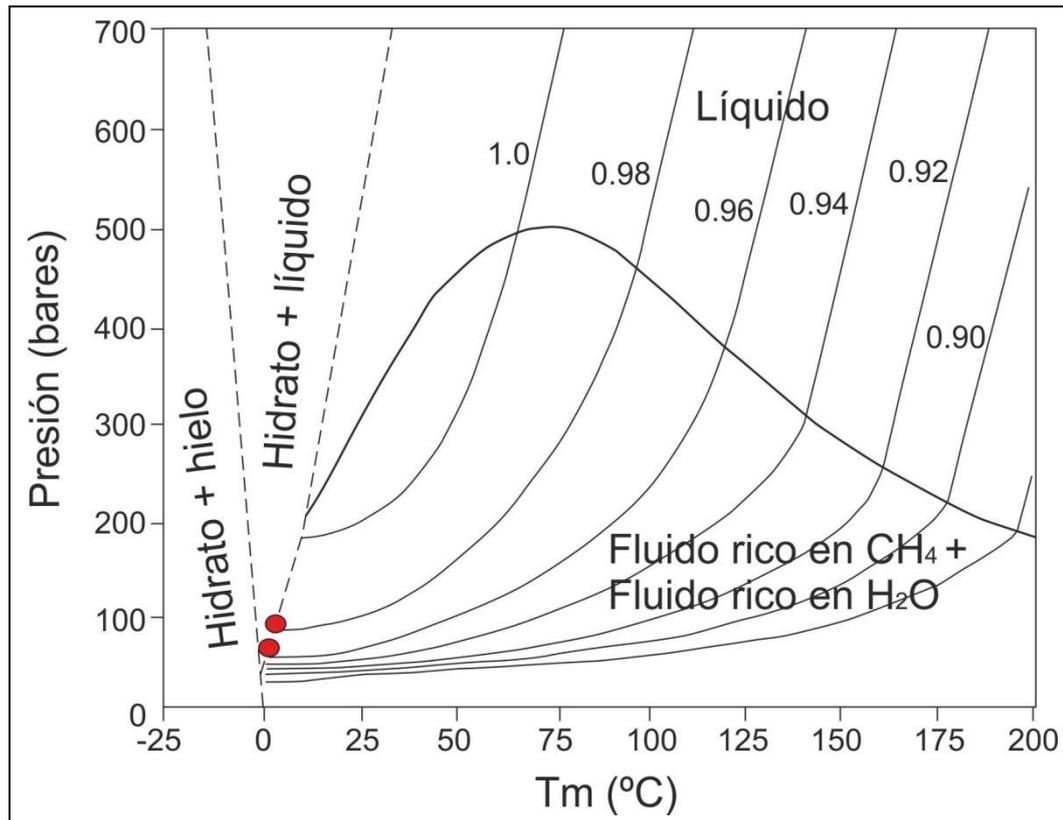


Figura 5.7.40. Cantera Las Mostazas. Estimación de la presión de entrapamiento alcanzadas por las IF de origen primario, orgánicas, a partir de la temperatura de homogeneización (Roedder 1984).

5.7.3.2. Microtermometría en subsuelo

En una muestra de carbonato correspondiente a matas algales, proveniente del pozo PANG0001, se realizaron ensayos de congelamiento y calentamiento en inclusiones fluidas de dos fases. Los mismos se realizaron en IF de origen primario, pseudosecundario y secundario. En el ensayo de inclusiones fluidas bifásicas de *origen primario* se obtuvieron resultados de temperaturas eutécticas, temperaturas de fusión final y temperaturas de homogeneización, en base a las cuales se calculó salinidad y densidad (Tablas 5.7.34, 5.7.35, 5.7.36 y 5.7.37).

Teniendo en cuenta la temperatura de homogeneización (Th), se diferenciaron dos grupos. El primero, más predominante, presenta Th que van desde 80 a 180°C. El segundo grupo presenta Th que van desde 200 a 290°C (Figura 5.7.41).

A partir del ensayo de congelamiento y calentamiento, se diferenciaron cuatro grupos de acuerdo a su comportamiento. Las IF pertenecientes al *Grupo I* tienen una composición acuosa. Las IF del *Grupo II* presentan componentes orgánicos en el líquido. Las IF del *Grupo III* contienen gases orgánicos, con predominancia de gas metano. Las IF del *Grupo IV* presentan condiciones de meta-estabilidad.

- *Grupo I - IF acuosas*: Presentan temperaturas de congelamiento que van desde -124 hasta -41°C y temperaturas de fusión se encuentran cercanas a 0°C, lo que indica que contienen componentes acuosos, con salinidades de 0 a 0,54% wtClNa. Las temperaturas de homogeneización van desde 83 hasta 176°C (Figura 5.7.42), con densidades de 0,89 hasta 0,97g/cm³ (Tabla 5.7.34; Figura 5.7.43). Las presiones de entrapamiento van de 0 a 11 bares (Figura 5.7.44). Según los valores de las Te, los componentes de la fase líquida podrían ser: H₂O, ClNa, CaCl₂ y MgCl₂ (Shepherd *et al.* 1985, Goldstein y Reynolds 1994). Una de las IF tiene un valor de Te de -123,9°C, esto podría indicar que existe un sistema CO₂-CH₄. Utilizando el gráfico de Burrus (1981) podemos estimar una proporción de 92% de CH₄ y 8% de CO₂.

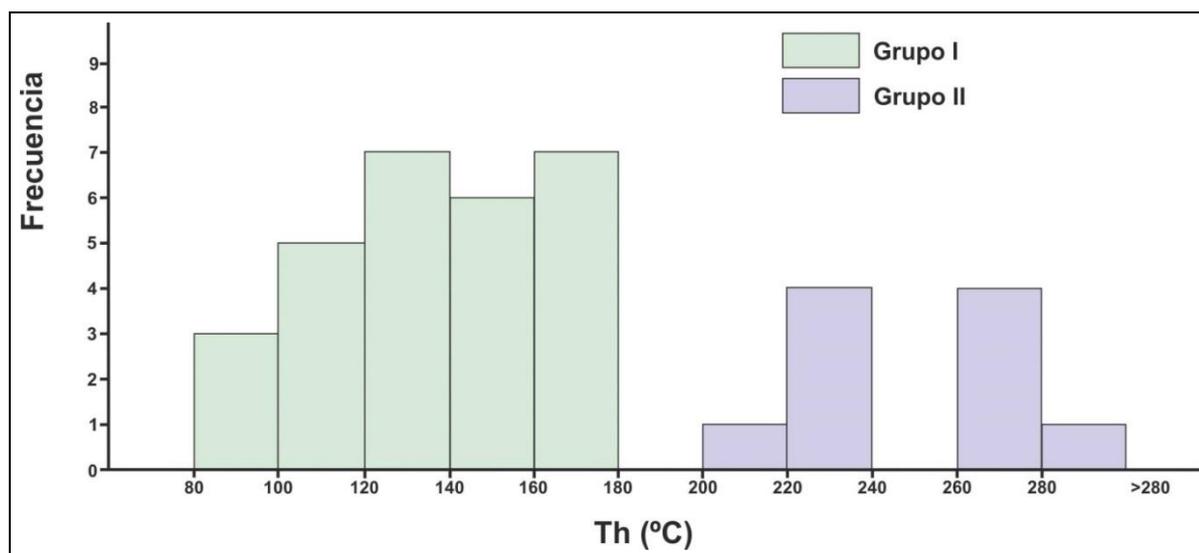


Figura 5.7.41: Pozo PANG0001. Temperaturas de homogeneización (Th) de las IF de origen primario.

Forma	Relación B/L (%)	Te (°C)	Tff (°C)	Salinidad (%ClNa)	Th (°C)	Densidad (g/cm ³)
Elongada	25	-49,5	0	0	152	0,92
Elongada	20	-123,9	-0,3	0,54	173	0,89
Elongada	30	-41	-0,3	0,54	150	0,92
Cuadrangular a rectangular	20	-57,5	-0,3	0,54	165,4	0,9
Circular	10	-	-	-	83,4	0,97
Circular	<10	-	-	-	92	0,96
Circular	10	-	-	-	133,5	0,93
Circular	10	-	-	-	107,9	0,95
Circular	10	-	-	-	162	0,91
Elongada	10	-	-	-	155	0,92
Cuadrangular a rectangular	10	-	-	-	87,5	0,97
Cuadrangular a rectangular	10	-	-	-	103,2	0,95
Cuadrangular a rectangular	10	-	-	-	137,4	0,93
Cuadrangular a rectangular	20	-	-	-	138,3	0,93
Irregular	10	-	-	-	162,9	0,9
Irregular	10	-	-	-	141,4	0,93

Tabla 5.7.34. Pozo PANG0001. Ensayos de microtermometría de las IF de origen primario, acuosas. Te: temperatura eutéctica, Tff: temperatura de fusión final, Th: temperatura de homogeneización.

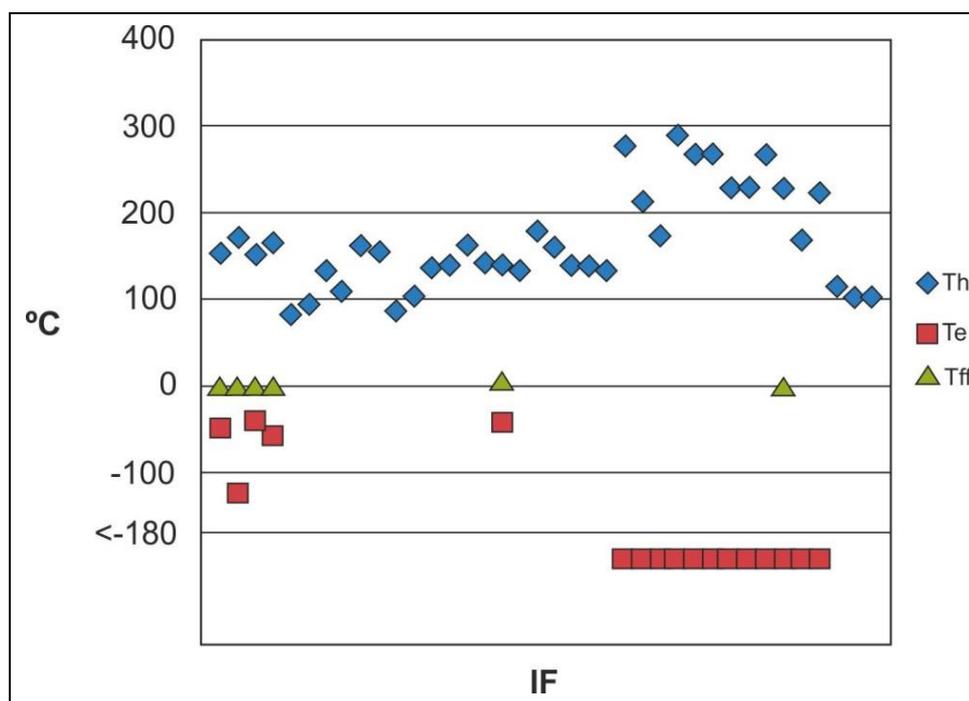


Figura 5.7.42. Pozo PANG0001. Temperaturas de homogeneización (Th), temperaturas eutécticas (Te, inferidas para valores menores a -180°C) y temperaturas de fusión final (Tff) de las IF de origen secundario.

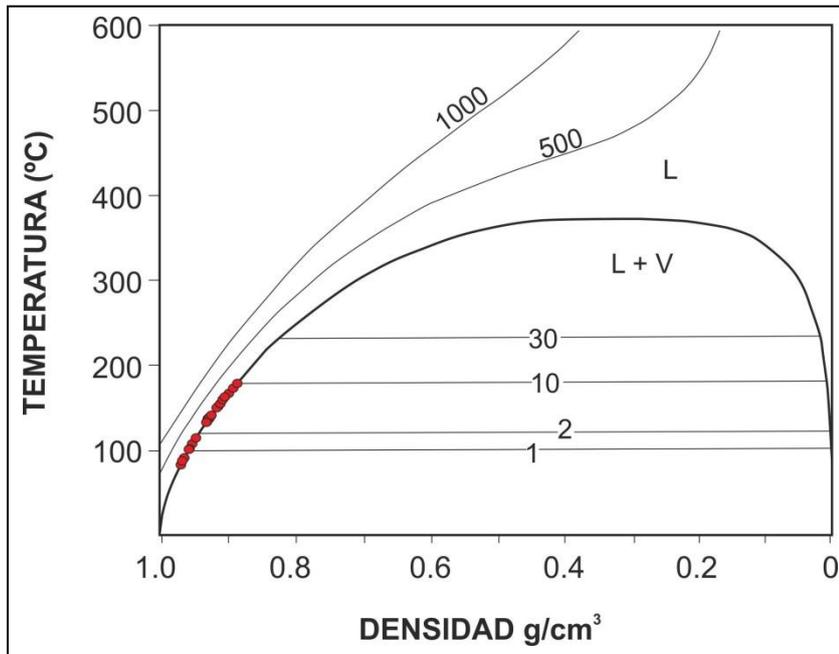


Figura 5.7.43. Pozo PANG0001. Estimación de la densidad de las IF de origen primario, acuosas, a partir de la temperatura de homogenización (Goldstein y Reynolds 1994).

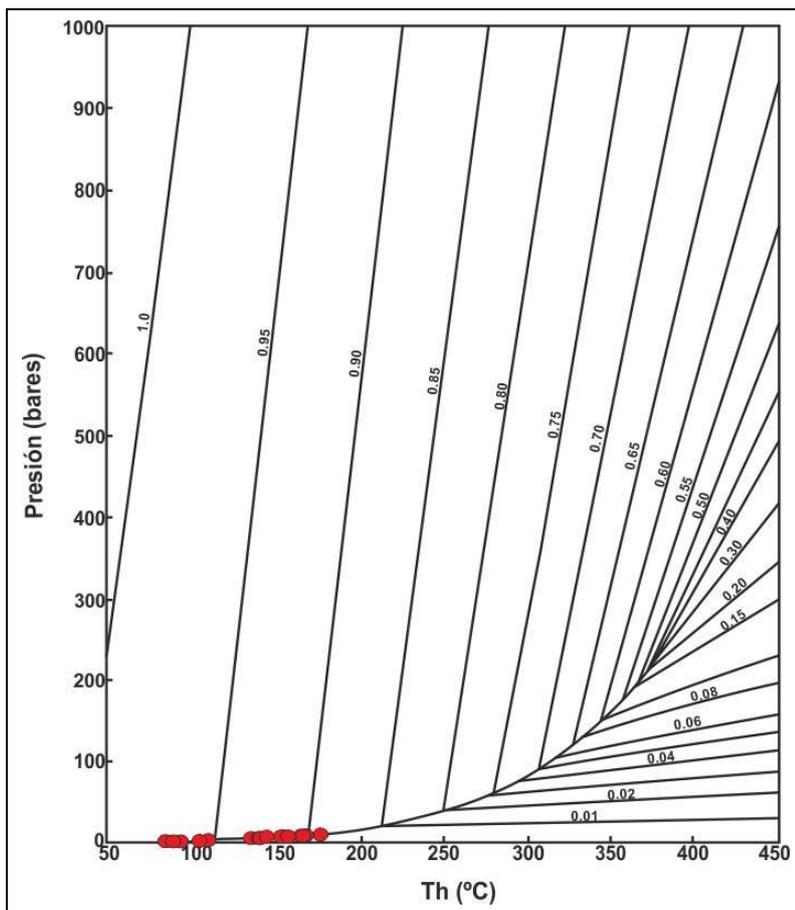


Figura 5.7.44. Pozo PANG0001. Estimación de la presión de entrapamiento alcanzadas por las IF de origen primario, acuosas, a partir de la temperatura de homogenización (Roedder 1984).

- *Grupo II - IF orgánicas:* En este grupo de IF solo se pudo obtener una temperatura de congelamiento de $-42,2^{\circ}\text{C}$ y una temperatura de fusión de $5,5^{\circ}\text{C}$, evidenciando la formación de clatratos durante el ensayo de congelamiento debido a que contienen componentes orgánicos. Las temperaturas de homogeneización van desde 133 a 179°C (Figura 5.7.42), con una densidad de $0,99\text{g/cm}^3$ (Tabla 5.7.35). La presión obtenida es de 127 bares (Figura 5.7.45).

Forma	Relación B/L (%)	Te ($^{\circ}\text{C}$)	Tff ($^{\circ}\text{C}$)	Densidad (g/cm^3)	Th ($^{\circ}\text{C}$)
Cuadrangular	20	-42,2	5,5	0,99	139,3
Irregular	20	-	-	-	133
Cuadrangular a rectangular	20	-	-	-	178,8
Cuadrangular a rectangular	20	-	-	-	159,7
Cuadrangular a rectangular	20	-	-	-	140,4
Cuadrangular a rectangular	20	-	-	-	137,4
Cuadrangular a rectangular	20	-	-	-	134,4

Tabla 5.7.35. Pozo PANG0001. Ensayos de microtermometría de las IF de origen primario, orgánicas. Te: temperatura eutéctica, Tff: temperatura de fusión final. Th: temperatura de homogeneización.

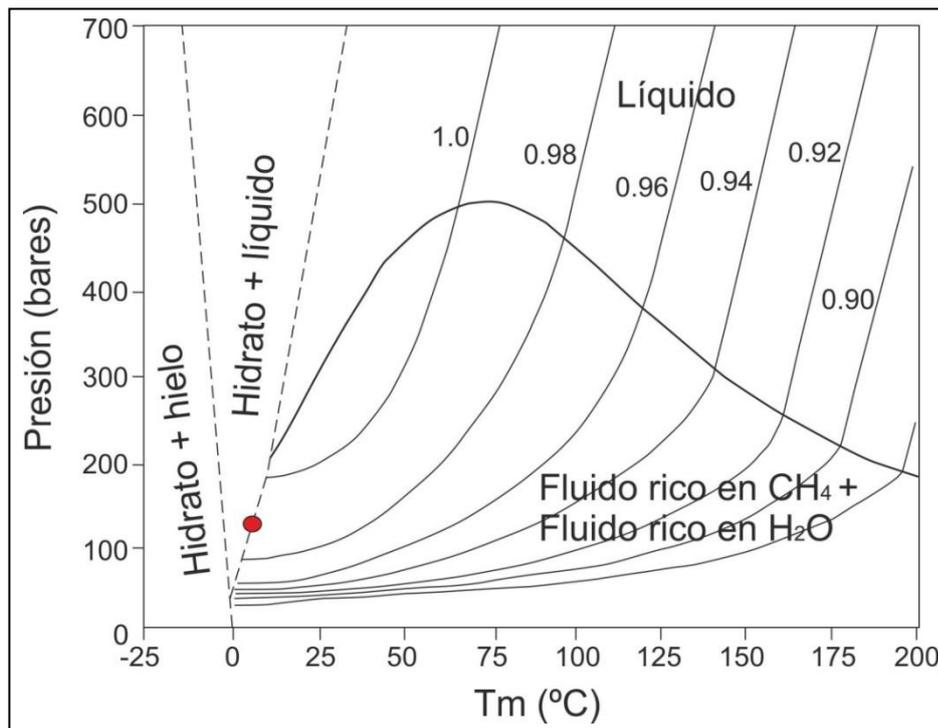


Figura 5.7.45. Pozo PANG0001. Estimación de la presión de entrapamiento alcanzadas por las IF de origen primario, orgánicas, a partir de la temperatura de homogeneización (Roedder 1984).

- *Grupo III - IF gases orgánicos:* Las IF de este grupo no muestran cambios cuando son enfriadas hasta -180°C , lo que indica que contienen gases orgánicos, con una proporción elevada de gas metano. La temperatura de homogeneización va desde 169 hasta más de 290°C . La temperatura de fusión de la fase líquida se encuentra entre $-0,2$ y $-0,3^{\circ}\text{C}$ (Figura 5.7.42). En tres casos fue posible medir la temperatura inicial de fusión del líquido (temperatura eutéctica; Te) obteniendo

valores que van desde -50 hasta -60°C, evidenciando la presencia de CaCl₂ (cloruro de calcio) en la composición del líquido. En una IF se produjo la nucleación de una nueva fase vapor a los -0,3°C.

Forma	Relación B/L (%)	Te (°C)	Tff (°C)	Tn de fase vapor (°C)	Th (°C)
Circular	30	-	-	-	276,9
Triangular	20	-	-	-	213,4
Elongada	20	-	-	-	174
Rómbica	30	-	-	-	290
Rectangular grande	35	-50	-	-	268,3
Rectangular grande	20	-	-	-	268
Rectangular	25	-	-0,2	-	229,1
Rectangular	25	-	-0,2	-	229
Cuadrangular	25	-	-	-	268
Cuadrangular	30	-60	-0,3	-	227
Irregular grande	30	-	-	-	169
Rectangular grande	10	-60	-	-0,3	222,3

Tabla 5.7.36. Pozo PANG0001. Ensayos de microtermometría de IF de origen primario, orgánicas (gas). Te: temperatura eutéctica, Tff: temperatura de fusión final; Tn: temperatura de nucleación, Th: temperatura de homogeneización.

- *IF con comportamiento meta-estable*: dentro de este grupo se encuentran las IF que no muestran recuperación de su fase vapor luego del calentamiento. Las temperaturas de homogeneización se encuentran entre 102 y 115°C (Tabla 5.7.37; Figura 5.7.42).

Forma	Relación L/B (%)	Th (°C)
Cuadrangular a rectangular	20	114,7
Elongada	20	102,2
Elongada	20	102,2

Tabla 5.7.37. Pozo PANG0001. Ensayos de microtermometría de las IF de origen primario, meta-estables. Th: temperatura de homogeneización.

En el ensayo de inclusiones fluidas bifásicas de *origen pseudosecundario y secundario* se obtuvieron resultados de temperaturas eutécticas, temperaturas de fusión final y temperaturas de homogeneización, en base a las cuales se calculó salinidad y densidad (Tablas 5.7.38, 5.7.39 y 5.7.40).

Teniendo en cuenta la temperatura de homogeneización (Th), se diferenciaron cuatro grupos. El primero presenta Th que van desde 100 a 120°C. El segundo grupo presenta Th que van desde 140 a 180°C. El tercer grupo presenta Th que van desde 180 a 220°C. El cuarto grupo presenta Th mayores a 180°C (Figura 5.7.46).

A partir del ensayo de congelamiento y calentamiento, se diferenciaron tres grupos de acuerdo a su comportamiento. Las IF pertenecientes al *Grupo I* tienen una composición acuosa. Las IF del

Grupo II presentan componentes orgánicos en el líquido. Las IF del *Grupo III* contienen gases orgánicos, con predominancia de gas metano.

- *Grupo I - IF acuosas*: Presentan temperaturas de congelamiento que van desde -120 hasta -40°C y temperaturas de fusión se encuentran cercanas a 0°C, evidenciando la presencia de componentes acuosos, con salinidades de 0 a 1,08%wtClNa (Figura 5.7.47). Las temperaturas de homogeneización van desde 117 hasta 170°C, con densidades que van desde 0,9 hasta 0,92g/cm³ (Tabla 5.7.38; Figura 5.7.48). Las presiones de entrapamiento van de 4 a 9 bares (Figura 5.7.49). Según los valores de las Te que se encuentran entre -40 y -60°C, los componentes de la fase líquida podrían ser: H₂O, ClNa, CaCl₂ y MgCl₂ (Shepherd *et al.* 1985, Goldstein y Reynolds 1994). Los valores de Te que se encuentran entre -119 y -122°C, podrían estar indicando un sistema CO₂- CH₄. Utilizando el gráfico de Burrus (1981) se puede estimar que existe un 93% de CH₄ y un 7% de CO₂.

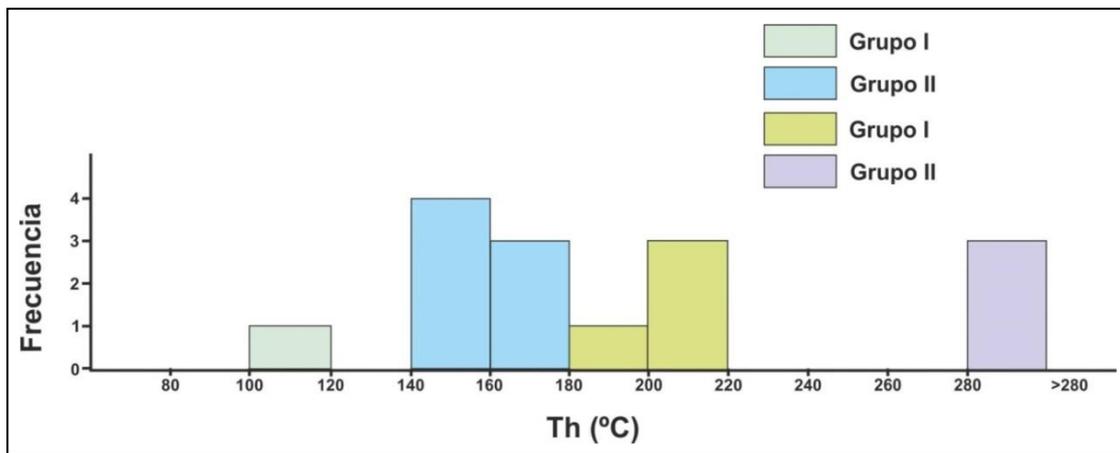


Figura 5.7.46: Pozo PANG0001. Temperaturas de homogeneización (Th) de IF de origen secundario.

Forma	Relación L/B (%)	Te (°C)	Tff (°C)	Salinidad (%ClNa)	Th (°C)	Densidad (g/cm ³)
Circular	10	-59,3	-0,4	0,72	146	0,92
Circular	20	-40,5	0	0	117,9	0,92
Irregular grande	30	-122	-0,6	1,08	151,5	0,92
Elongada	5	-	-	-	148,5	0,92
Cuadrangular	20	-119,3	-0,4	0,72	170	0,9

Tabla 5.7.38. Pozo PANG0001. Ensayos de microtermometría de las IF de origen secundario, acuosas. Te: temperatura eutéctica, Tff: temperatura de fusión final, Th: temperatura de homogeneización.

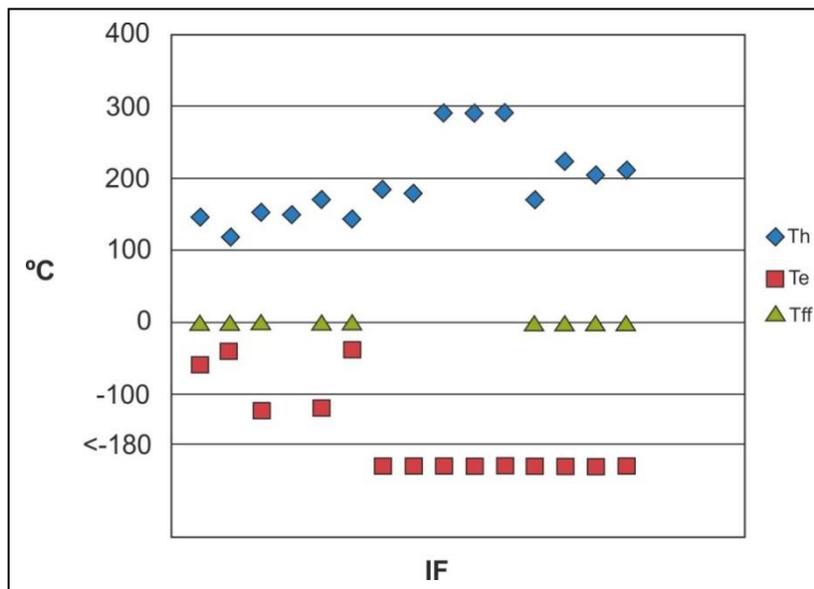


Figura 5.7.47. Pozo PANG0001. Temperaturas de homogeneización (Th), temperaturas eutécticas (Te, inferidas para valores menores a -180°C) y temperaturas de fusión final (Tff) de las IF de origen secundario.

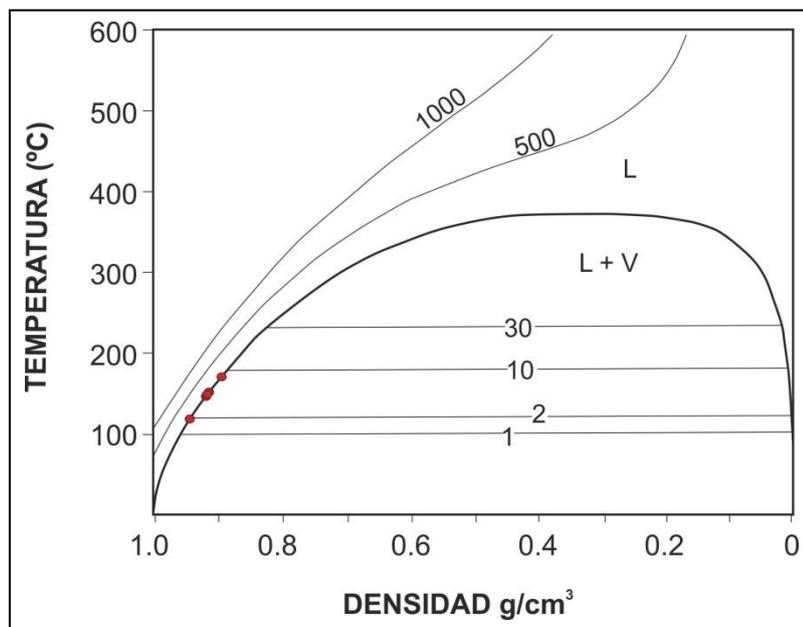


Figura 5.7.48. Pozo PANG0001. Estimación de la densidad de las IF de origen secundario, acuosas, a partir de la temperatura de homogeneización (Goldstein y Reynolds 1994).

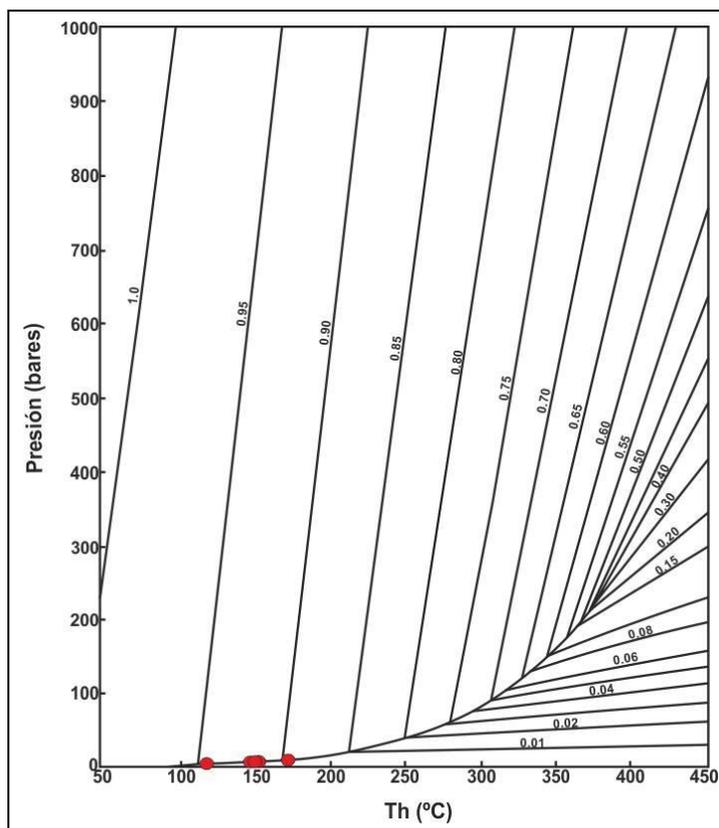


Figura 5.7.49. Pozo PANG0001. Estimación de la presión de entrapamiento alcanzadas por IF de origen secundario, acuosas, a partir de la temperatura de homogeneización (Roedder 1984).

- *Grupo II - IF orgánicas:* Compuesto por una IF que presenta una temperatura de congelamiento de -38°C y una temperatura de fusión final de 0 a 0,3°C, evidenciando la formación de clatratos durante el ensayo de congelamiento debido a la presencia de componentes orgánicos. La temperatura de homogeneización es de 143°C (Figura 5.7.47). La densidad tiene un valor de 0,94g/cm³ (Tabla 5.7.39; Figura 5.7.50). La presión de entrapamiento tiene un valor de 47 bares (Figura 5.7.47).

Forma	Relación L/B (%)	Te (°C)	Tff (°C)	Densidad (g/cm ³)	Th (°C)
Circular	20	-38	0,3	0,93	143,6

Tabla 5.7.39. Pozo PANG0001. Ensayos de microtermometría de las IF de origen secundario, orgánicas. Te: temperatura eutéctica, Tff: temperatura de fusión final, Th: temperatura de homogeneización.

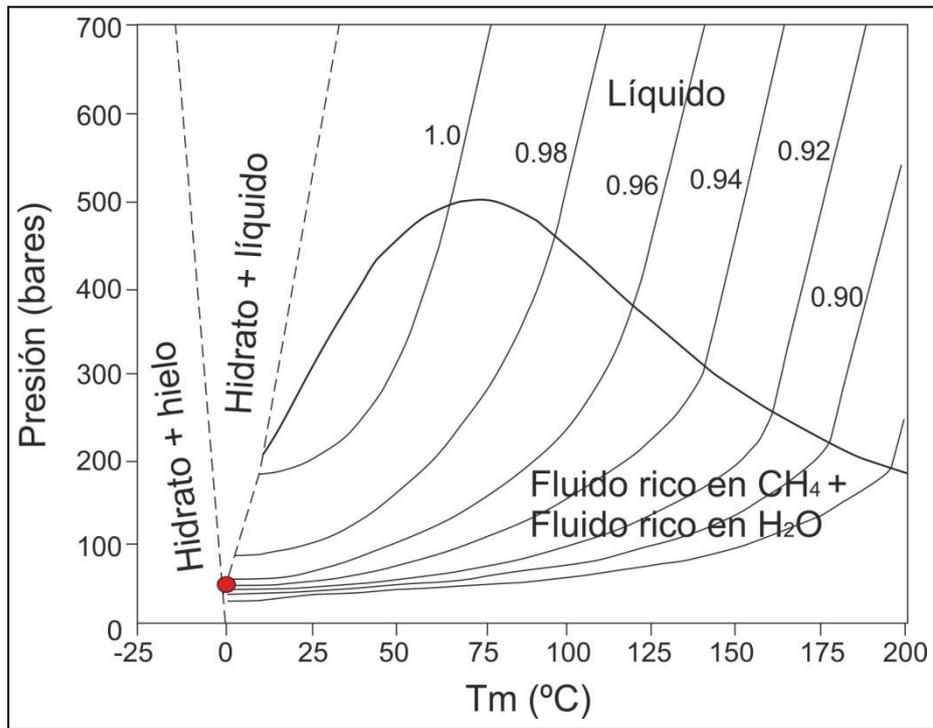


Figura 5.7.50. Pozo PANG0001. Estimación de la presión de entrapamiento alcanzadas por las IF de origen secundario, orgánicas, a partir de la temperatura de homogeneización (Roedder 1984).

- *IF con componentes orgánicos (gas):* Las IF de este grupo no muestran cambios cuando son enfriadas hasta -180°C , lo que indica que contienen gases orgánicos, con una proporción elevada de gas metano. Las temperaturas de homogeneización van desde 170 hasta 290°C (Figura 5.7.47).

Forma	Relación L/B (%)	Th ($^{\circ}\text{C}$)
Cuadrangular	20	184,4
Elongada grande	20	179
Rectangular grande	30	290
Irregular	60	290
Irregular	60	290
Irregular a circular	20	170
Elongada	20	223
Elongada	20	204
Rómbica	20	210

Tabla 5.7.40. Pozo PANG0001. Ensayos de microtermometría de las IF de origen secundario, orgánicas (gas). Th: temperatura de homogeneización.

5.7.4. Interpretaciones

A partir del análisis de la petrografía, fluorescencia y microtermometría de las inclusiones fluidas en cuarzo de venillas (de muestras de afloramiento) y en calcita de origen algáceo (de muestras de los registros del Pozo PANG0001), se han identificado distintos fluidos que han circulado en la Formación Tunas.

Mediante el análisis de las inclusiones fluidas presentes en cuarzo de venillas de las muestras analizadas en distintos afloramientos de la Formación Tunas, se pudo determinar la paragénesis de los fluidos asociados a dicho mineral, que circularon por las mencionadas venillas (Figura 5.7.51).

En primer lugar, durante la generación del cuarzo, habría circulado un fluido rico en agua con bajo porcentaje de NaCl y $MgCl_2$ (evidenciado por sus Te), junto con un volumen muy pequeño de hidrocarburos líquidos y gaseosos, evidenciados por la fluorescencia de las inclusiones fluidas y los comportamientos a baja temperatura con formación de carbonos hidratados (clatratos). La circulación de los mismos habría seguido ocurriendo posteriormente, a través de los planos que conforman las caras de los cristales y luego atravesando los cristales en una etapa más tardía. Por último, habrían circulado hidrocarburos gaseosos (con altas proporciones de gas metano), evidenciado por las inclusiones fluidas con fluorescencia celeste y que no presentan cambios al ser enfriadas hasta temperaturas de $-180^{\circ}C$ (Figura 5.7.51).



Figura 5.7.51. Secuencia paragenética construida a partir del análisis de las inclusiones fluidas en muestras pertenecientes a distintas localidades aflorantes de la Formación Tunas.

Mediante el análisis de las inclusiones fluidas presentes en el carbonato de las muestras analizadas en el pozo PANG0001, se pudo determinar la paragénesis de los fluidos que circularon a través del mismo y de los eventos que sucedieron durante su migración (Figura 5.7.52).

En primer lugar, durante la generación del carbonato, habría circulado un fluido de composición acuosa con ciertas proporciones de ClNa , CaCl_2 y MgCl_2 (evidenciado por sus T_e), junto con carbonato (se observaron inclusiones fluidas con cristales hijos de carbonato) y gas compuesto por CO_2 y CH_4 . Estos fluidos habrían circulado luego a través de los planos de clivaje del mineral. Posteriormente, se produce la migración de hidrocarburo líquido (evidenciado por inclusiones fluidas con fluorescencia amarilla y temperaturas de fusión final mayores a 0°C) y gaseoso (representado por inclusiones fluidas que presentan fluorescencia celeste y no presentan cambios durante el ensayo de congelamiento). Sobre la roca actúa luego un esfuerzo que produce algunas fracturas pequeñas en el carbonato, por las cuales habría migrado un fluido rico en agua probablemente con fluidos portadores de algunos componentes opacos (que podrían ser sulfuros u óxidos) y luego un fluido rico en agua y en hidrocarburos líquidos. El mismo podría ser producto del soterramiento, de un evento tectónico o de la presión de fluidos. Las maclas observadas en calcita podrían ser el resultado de la presión ejercida por el esfuerzo mencionado. El fluido se habría enriquecido posteriormente en hidrocarburos gaseosos (Figura 5.7.52).

Por último, se produce la generación de otro carbonato, de apariencia más diáfana, con cristales de mayor tamaño y superpuesto al primer carbonato. Durante su generación circularon fluidos ricos en agua, asociados a óxidos o sulfuros, evidenciados por su presencia en inclusiones fluidas de origen primario y pseudosecundario (Figura 5.7.52).

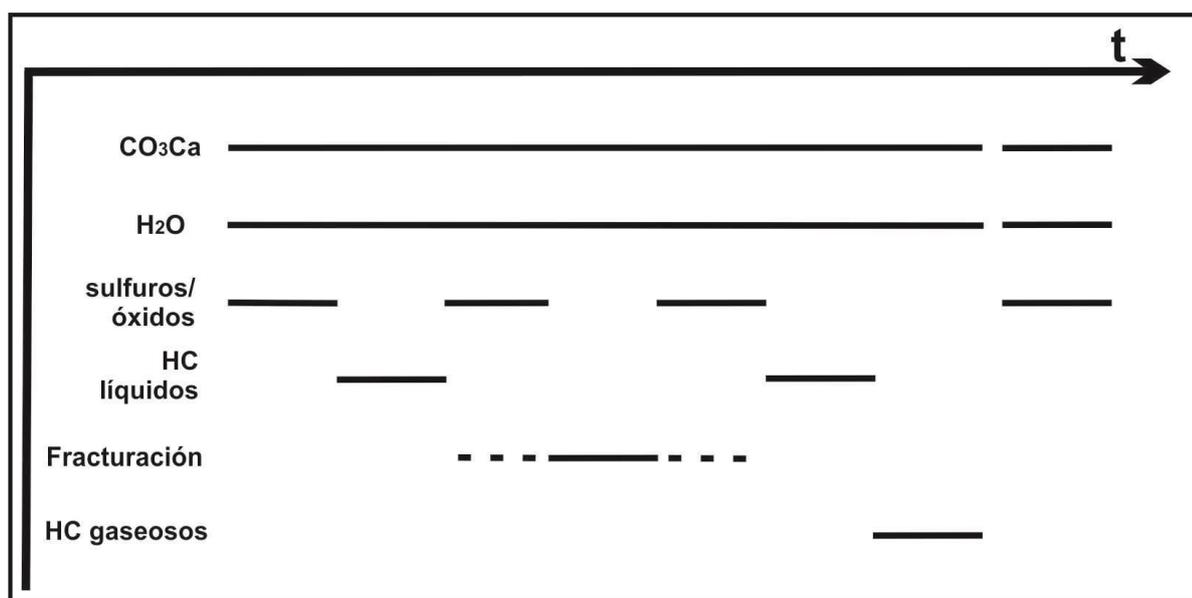


Figura 5.7.52. Secuencia paragenética construida a partir del análisis de las inclusiones fluidas en muestras pertenecientes al pozo PANG0001.

Los ensayos microtermométricos en las muestras de la Formación Tunas indican temperaturas de homogeneización promedio de 126 hasta 152°C para las inclusiones fluidas de composición acuosa, de 111 a 153°C para las orgánicas y mayores a 200°C para las orgánicas gaseosas, manteniéndose estas temperaturas en toda la formación. Las inclusiones fluidas acuosas contienen dos fases (líquido + vapor) y un componente, a diferencia de las orgánicas que contienen dos componentes con comportamientos diferentes durante el ensayo de calentamiento. Por este motivo se considera que solo los datos obtenidos a partir de las inclusiones fluidas de composición acuosa estarían representando las condiciones reales de diagénesis y por ende del estadio de ventana de generación (Cesaretti 1993).

Las inclusiones fluidas acuosas de muestras de afloramiento presentan salinidades bajas, desde 0,4 hasta 1,37% wtClNa. Las presiones obtenidas a partir de las temperaturas de homogeneización de estas inclusiones fluidas, van desde 0 a 13 bares, siendo levemente menores en la Cuenca de Claromecó (Tabla 5.7.41).

Localidad	Ubicación	Origen de las IF	Composición	Th (°C)	Densidad	Salinidad	Presión (min, bares)	Presión (max)
Ea. El Perdido	Sierra de Las Tunas	Primario	Acuosas	140,4	0,92	1,37	4	12
			Orgánicas	111,44	0,92		50	100
			Orgánicas gaseosas	203,3	-	-	-	-
		Secundario	Acuosas	126,8	0,94	1,49	4	7
			Orgánicas	117,47	0,95		63	108
			Orgánicas gaseosas	200,66	-	-	-	-
Arroyo Paretas	Sierra de Pillahuincó	Primario	Acuosas	151,8	0,92	1,01	4	10
			Orgánicas	130,22	0,94		44	145
			Orgánicas gaseosas	>283	-	-	-	-
		Secundario	Acuosas	135,94	0,93	0,87	4	7
			Orgánicas	152	0,91		47	47
			Orgánicas gaseosas	>219	-	-	-	-
Las Mostazas	Sierra de Pillahuincó	Primario	Acuosas	129,5	0,93		2	13
			Orgánicas		-	-	64	91
Pozo PANG0001	Cuenca de Claromecó	Primario	Acuosas	134	0,93	0,4	0	11
			Orgánicas	146,14	0,92	-	127	127
			Orgánicas gaseosas	236,25	-	-	-	-
		Secundario	Acuosas	146,78	0,92	0,63	4	9
			Orgánicas	143,6	0,95	-	47	47
			Orgánicas gaseosas	226,71	-	-	-	-

Tabla 5.7.41. Valores de temperatura de homogeneización (Th), densidad, salinidad y presión promedios, para los distintos tipos de inclusiones medidos en diferentes localidades de la Formación Tunas.

Las densidades promedio, estimadas para las inclusiones fluidas acuosas, van desde 0,92 hasta 0,94g/cm³. Las densidades promedio obtenidas en las inclusiones fluidas de composición orgánica en

general son levemente mayores que en las de composición acuosa, con valores desde 0,91 hasta 0,95g/cm³. Estos valores de densidad corresponden a valores de gravedad API de 22,22 a 16,58 (Rikles 1980), cuyo valor calorífico se sitúa entre 10675 y 10500 cal/g (Levorsen 1973). Esto podría estar indicando la presencia de un petróleo negro y petróleo pesado (Bidner 2001). En cuanto a las presiones promedio, los valores son mucho mayores que en el grupo anterior, desde 44 hasta 145 bares (Tabla 5.7.41).

Las inclusiones fluidas de composición orgánica gaseosa, muestran temperaturas de homogeneización promedio más elevadas que los grupos anteriores, con valores mayores a 200°C (Tabla 5.7.41).

Los mayores valores de presión en las inclusiones fluidas de composición orgánica se deben probablemente a que la generación del hidrocarburo ha tenido lugar en estratos con condiciones de baja permeabilidad, a contenidos altos de materia orgánica y/o a una elevada viscosidad del hidrocarburo. Esto se conoce como *sobrepresión* (McPherson y Bredehoeft 1997).

Teniendo en cuenta el estado de maduración del hidrocarburo que ha circulado, se puede interpretar que la Formación Tunas se encontraría en la ventana de generación de gas metano.

La presencia de los dos tipos principales de inclusiones fluidas observados mediante la petrografía, intercristalinas e intracristalinas, demuestra que hubo momentos distintos de entrapamiento.

Según Roedder (1984) las inclusiones fluidas ricas en CO₂ homogeneizan a temperaturas menores de 31° C, mientras que las inclusiones fluidas acuosas homogeneizan a temperaturas mucho mayores. Las inclusiones fluidas bifásicas correspondientes a las muestras de afloramiento, que no muestran fluorescencia, presentan temperaturas de homogeneización que van desde los 70 hasta los 190°C. Las temperaturas eutécticas obtenidas, aunque estos datos son escasos, van desde los -21°C hasta los -61°C. Se considera que estas inclusiones son de composición acuosa, con solutos disueltos que corresponden a NaCl y MgCl₂. En el pozo PANG0001 se obtuvieron valores de temperatura eutéctica que van desde -50 hasta -60°C, evidenciando la presencia de ClNa, CaCl₂, MgCl₂ en la fase líquida y valores de alrededor de -120°C que evidencian la presencia de CO₂ y CH₄ en la fase gaseosa en el subsuelo de la Formación Tunas.

Los valores de fusión final del hielo mayores a 0°C indican la presencia de carbono hidratado o clatrato en toda la secuencia de la Formación Tunas; la Te, la Tff y la Th en estos compuestos dependen de los contenidos de gas y sal. Las inclusiones fluidas que no muestran cambios al ser enfriadas hasta temperaturas de -180°C indican la presencia de gas orgánico, rico en metano.

En algunas inclusiones se observó un cristal hijo cúbico, lo cual estaría indicando una salinidad mayor al 26,3% wt.ClNa (Roedder 1984). Esto se corresponde con la temperatura eutéctica (Te) obtenida en una inclusión trifásica (-21° C) en la localidad Las Mostazas.

Teniendo en cuenta los valores de temperatura de homogeneización (Th) obtenidos, las inclusiones fluidas acuosas de mayor temperatura (observadas en muestras de afloramiento y las observadas en muestras de subsuelo) corresponden probablemente a la historia del soterramiento,

representando la temperatura mínima alcanzada en dicho proceso. Por otro lado, las inclusiones de menor temperatura podrían haberse formado en una etapa anterior al soterramiento y luego habrían sido llevadas a profundidades (y por lo tanto presiones) mayores, o podrían corresponder a la etapa de ascenso de la columna sedimentaria o *up-lift*. Tanto las temperaturas de homogeneización como las presiones de entrapamiento de todas las localidades son mayores en las inclusiones fluidas primarias que en las secundarias, con lo cual puede asumirse que las inclusiones fluidas secundarias podrían haberse generado durante esta última etapa. Si consideramos un gradiente geotérmico normal (30°C/Km), obtenemos profundidades máximas de soterramiento entre 4 y 5Km (Tabla 5.7.426 bares/Km).

Localidad	Origen de las IF	Th (°C)	Profundidad (Km; según Th)	Presión (bares)
Ea. El Perdido	Primario	140,4	4,7	12
	Secundario	126,8	4,2	7
Arroyo Paretas	Primario	151,8	5	10
	Secundario	135,94	4,5	7
Las Motazas	Primario	129,5	4,3	13
Pozo PANG0001	Primario	134	4,5	11
	Secundario	146,78	4,9	9

Tabla 5.7.42. Valores de profundidades de soterramiento y presiones obtenidos a partir de la temperatura de homogeneización promedio (Th) en diferentes localidades de la Formación Tunas.

Considerando que las inclusiones fluidas se encuentran en cuarzo de venilla, los valores bajos de presión podrían deberse a que existe la liberación de presión que se produce en las fracturas y podría atribuirse a presión de fluidos, que es menor que la presión litostática (Roedder y Bodnar 1980).

Los valores de temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas acuosas se corresponden con la textura maciza observada en el cuarzo en donde éstas se encuentran, la cual se forma en condiciones de temperatura entre 160 y 280°C (Echavarría 2004).

5- 8 - ANÁLISIS DE MATERIA ORGÁNICA

Los análisis de materia orgánica comprenden análisis de cantidad, calidad y madurez. En este capítulo se muestran dichos análisis realizados en la Formación Tunas en subsuelo, en el pozo PANG0001 (Figura 1.1). La cantidad de materia orgánica fue determinada mediante el análisis de Carbono Orgánico Total (COT); la calidad fue definida mediante el análisis del tipo de materia orgánica, evaluada por examinación microscópica de los macerales del carbón y los análisis de madurez fueron efectuados mediante la medición de la reflectancia de la vitrinita.

La materia orgánica observada en la Formación Tunas, en el pozo PANG0001, corresponde a material carbonizado. Resulta importante el estudio de este carbón ya que el mismo ha tenido una revalorización como fuente energética a partir de las últimas décadas en función de la mayor demanda de recursos energéticos y la disminución de las reservas de petróleo y gas. Esto se debe a que se han desarrollado nuevas formas de obtención de energía a partir del carbón: combustión de mezclas de carbón, gas metano de carbón, gasificación de carbón en subsuelo (UCG), entre otras. Por este motivo, la realización de diversos estudios en carbón o material carbonoso de distintas cuencas de nuestro país resulta relevante.

Una de las definiciones más completas es la propuesta por Francis en 1961, según la cual el *carbón* es una masa compacta estratificada compuesta por restos vegetales (principalmente terrestres) intercalada con pequeñas cantidades de materia inorgánica que ha sido modificada química y físicamente por agentes naturales.

Los factores más importantes en el desarrollo de cualquier yacimiento de carbón son el origen de la materia orgánica que lo conforma (vinculada al ambiente sedimentario) y el grado de diagénesis que la misma ha sufrido. Este último, producido por efecto del soterramiento o de la deformación tectónica, define el rango y el tipo de carbón, la composición y el porcentaje de la fracción orgánica e inorgánica (mineral). Estos parámetros son los más utilizados para clasificar el carbón según las normas ASTM.

La primera clasificación sobre el tipo de carbones se realiza en función del tipo de material que le da su origen y define dos grandes grupos: *húmicos*, con apariencia bandeada y compuestos principalmente por restos herbáceos visibles a simple vista y *sapropélicos*, cuya materia orgánica está representada por restos de plantas microscópicas, razón por la cual su apariencia es homogénea (Stach *et al.* 1982).

Los carbones húmicos pueden describirse de acuerdo a los macerales que los componen: *maceral* es la parte orgánica que puede identificarse en los carbones. El término describe la forma y la naturaleza de los constituyentes microscópicamente reconocibles del carbón. Para describirlos y distinguirlos se utilizan parámetros como la reflectancia, el color, la forma, el relieve y la dureza al pulido (Stach *et al.* 1982). El ICCP (International Committee for Coal and Organic Petrology) ha establecido normas estándar para la petrografía, con las cuales la descripción del maceral debe corresponderse con su apariencia con luz incidente utilizando objetivos de aceite de inmersión (con

aumento de 25 a 50x). Existen tres grupos macerales, cuyas características se describen en la tabla 5.8.2. Dentro de cada grupo hay subgrupos y dentro de ellos distintos macerales, los cuales son descriptos en las tablas 5.8.3, 5.8.4 y 5.8.5.

Gr maceral	Reflectividad	Color	Fluorescencia	Dureza
Vitrinita	Intermedia	Gris medio	Depende del maceral y del rango: de rojo-naranja a rojo-marrón. Amarillo en muy bajo rango	Blanda
Inertinita	Alta	Gris claro, blanco, blanco amarillento	Macerales con baja reflectividad muestran débil a nula (más común)	Dura
Liptinita	Baja (en alto rango puede parecerse a la de la vitrinita)	Gris oscuro	Fuerte a débil: amarillo, verdoso, naranja o marrón (lipnitos). En alto rango no muestra fluorescencia.	Media

Tabla 5.8.2. Características petrográficas de los tres grupos macerales (ICCP 2000).

Subgrupo	Características	Maceral	Características	Fluorescencia
Telovitrinita	Con estructura vegetal (visible o no)	Telinita	Estructura visible	Similar o menor a la collotelinita
		Collotelinita	Estructura no visible	Emite fluorescencia hasta semiantracita
Detrovitrinita	Fragmentos de vitrinita (plantas)	Vitrodetrinita	Pequeños fragmentos	Similar a los demás macerales o menor en sedimentos ricos en alginita
		Collodetrinita	Como motas	Depende del rango: amarilla-marrón hasta rojo-marrón
Gelovitrinita	Coloidal. Forma de ovoides. Cristalización de soluciones húmicas (no fibras vegetales)	Corpogelinita	Cuerpos homogéneos y discretos (relleno de celdas)	Débil
		Gelinita	Homogéneo y sin estructura. Rellena huecos	Débil o ausente

Tabla 5.8.3. Características petrográficas de los macerales del grupo de la *Vitrinita* (ICCP 2000).

Subgrupo	Maceral	Características	Fluorescencia
Telo-inertinita	Fusinita	Alta reflectividad. Estructura celular bien preservada	No
	Semifusinita	Reflectividad intermedia entre vitrinita y fusinita	Poca. Menor que vitrinita. A mayor reflectividad, menor fluorescencia
	Funginita	Restos de hongos: esporas, sclerotia, hyphae, mycelia *	No
Detro-inertinita	Inertodetrinita	Fragmentos muy pequeños. Estructura no distinguible al microscopio (<10µm)	Rara
Gelo-inertinita	Secretinita	Forma redondeada a oblada, sin formas celulares	No
	Macrinita	Cuerpos grandes y compactos (sin estructura) o matriz amorfa. Comúnmente elongados en corte perpendicular a la estratificación	Poca. Menor que vitrinita. A mayor reflectividad, menor fluorescencia
	Micrinita	Granos muy pequeños redondeados (<2µm)	No

Tabla 5.8.4. Características petrográficas de los macerales del grupo de la *Inertinita* (ICCP 2000).

Maceral	Procedencia	Características	Fluorescencia
Sporinita	Polen y esporas	10 a 200µm. Comprimidas y alineadas según los planos de estratificación	UV: marrón; azul: amarillo a marrón; con 25% de mat volátil, desaparece
Resinita	Resinas. Excreciones celulares	Rellenos de celdas o cuerpos aislados circulares, ovalados, elongados o relleno de espacios vacíos. Pueden haber estructuras zonadas y gas	UV: azul, amarillo a marrón.
Cutinina	Cutículas de hojas o tallos	Forma de bandas de espesor variable. En horizontal pueden verse celdas.	UV: verdoso; azul: amarillo a naranja (en bajo rango)
Alginita	Algas	Pueden conservar la estructura original de las colonias de algas. Formas ovaladas, circulares, tabulares radiadas	
Suberinita	Paredes celulares	Formas rectangulares o masas laminares o celdas (partes oscuras)	UV: celeste; azul: amarillo a marrón
Fluorinita			
Bituminita	"Sapropel fósil"	Muy oscuro. 2 a 4µm. No tiene forma esférica, puede ser una masa de grano fino.	Azul: verde a amarillo
Exsudatinita			

Tabla 5.8.5. Características petrográficas de los macerales del grupo de la *Liptinita* (ICCP 2000).

El análisis petrográfico del carbón de origen húmico permite, mediante el conocimiento de sus constituyentes macerales, tener una idea acerca del ambiente de depositación del mismo. En el caso de la vitrinita, existen estudios que utilizan sus propiedades ópticas para definir el rango del carbón. A medida que aumenta el rango del carbón la reflectancia de los componentes orgánicos se incrementa. La reflectancia de la vitrinita se considera el método por excelencia para definir el rango en el carbón (Thomas 2002). A su vez, el rango del carbón, parámetro que mide la madurez de la materia orgánica, puede relacionarse con el estado de diagénesis y la ventana de generación en que se encuentra una formación.

5.8.1. Análisis de cantidad de materia orgánica (COT)

Los análisis de COT se realizaron en las muestras que se consideraron de mayor interés: fangolitas carbonosas y carbón pertenecientes a la facies P10. Los valores obtenidos para estas muestras pueden observarse en la tabla 5.8.1.

Muestra	Litología	Profundidad (mbbp)	COT (%)
120 BOX 222	Fangolita carbonosa	801,68	12,84
111 BOX 226	Carbón	813,10	46,08
83 BOX 240	Fangolita carbonosa	850,33	4,93
79 BOX 242	Fangolita carbonosa	856,87	6,92
76 BOX 243	Fangolita carbonosa	858,03	4,11

Tabla 5.8.1. Valores de COT de muestras del pozo PANG0001.

5.8.2. Análisis de calidad de la materia orgánica

Se reconocieron, en la Formación Tunas, dos tipos diferentes de materia orgánica carbonizada:

- *Material algáceo (kerógeno Tipo I)*: corresponde a matas algáceas que se encuentran intercaladas en toda la secuencia, en láminas de hasta dos centímetros de espesor (Anexo I). Fueron identificadas como tales siguiendo los criterios de Noffke *et al.* (2008; Capítulo 5.2). El carbón formado por este tipo de materia orgánica se conoce como *carbón sapropélico*.

- *Material proveniente de plantas (kerógeno Tipo III)*: corresponde a material carbonizado que se encuentra intercalado en la secuencia, con espesores de 1 cm hasta 3 metros, encontrándose el banco más espeso a los 843 m (Anexo I; Figura 5.8.1). Puede distinguirse en estos niveles la estructura vegetal, correspondiente a restos de *Glossopteris*, *Gangamopteris*, *Lycopsidas* y restos leñosos indefinidos (Figura 5.2.8). El carbón formado por este tipo de materia orgánica se conoce como *carbón húmico*.

Los fluidos asociados al carbón sapropélico de la Formación Tunas y su estadio de diagénesis, fueron analizados mediante inclusiones fluidas (capítulo 5.7), estudiadas en láminas de carbonato asociadas a las matas algáceas.

El carbón húmico será analizado a continuación mediante petrografía, en siete muestras de carbón y fangolitas carbonosas, pertenecientes a distintas profundidades del pozo PANG0001. Se realizó el reconocimiento y conteo de los macerales y se midió la reflectancia de la vitrinita (Figura 5.8.1).

5.8.3. Análisis de macerales

En los carbones de la Formación Tunas, que están representados por bandas monomacerálicas de hasta dos centímetros de espesor, fueron reconocidos macerales del grupo de la vitrinita, o bien de la inertinita, con completa ausencia de macerales del grupo de la liptinita.

- Del grupo de la *vitrinita* predominan la collotelinita (Col) y la gelovitrinita (Ge). En menor cantidad se observó corpogelinita (Cor). En ocasiones se torna imposible distinguir el maceral (Figura 5.8.2).

- Del grupo de la *inertinita* se observó únicamente fusinita (Fu; Figura 5.8.2).

Se observa pirita (Py), generalmente en forma framboidal (hasta 11%; Figura 5.8.2).

Mediante el conteo de macerales se obtuvieron resultados variables, en general con predominio de vitrinita. El porcentaje de materia mineral y de pirita es alto en la mayoría de las muestras (Tabla 5.8.6).

Las bandas formadas por *vitrinita* (microlitotipo *vitrinita*) en general derivan de tejidos leñosos como tallos, ramas y raíces, lo cual indica un ambiente de bosque pantanoso. Las bandas formadas por *fusinita* (microlitotipo *fusinita*), en cambio, son producto de incendios de pantanos, por lo tanto representa un período en donde la superficie de la turbera permanece seca y desciende el nivel de la capa freática (Bustin *et al.* 1989).

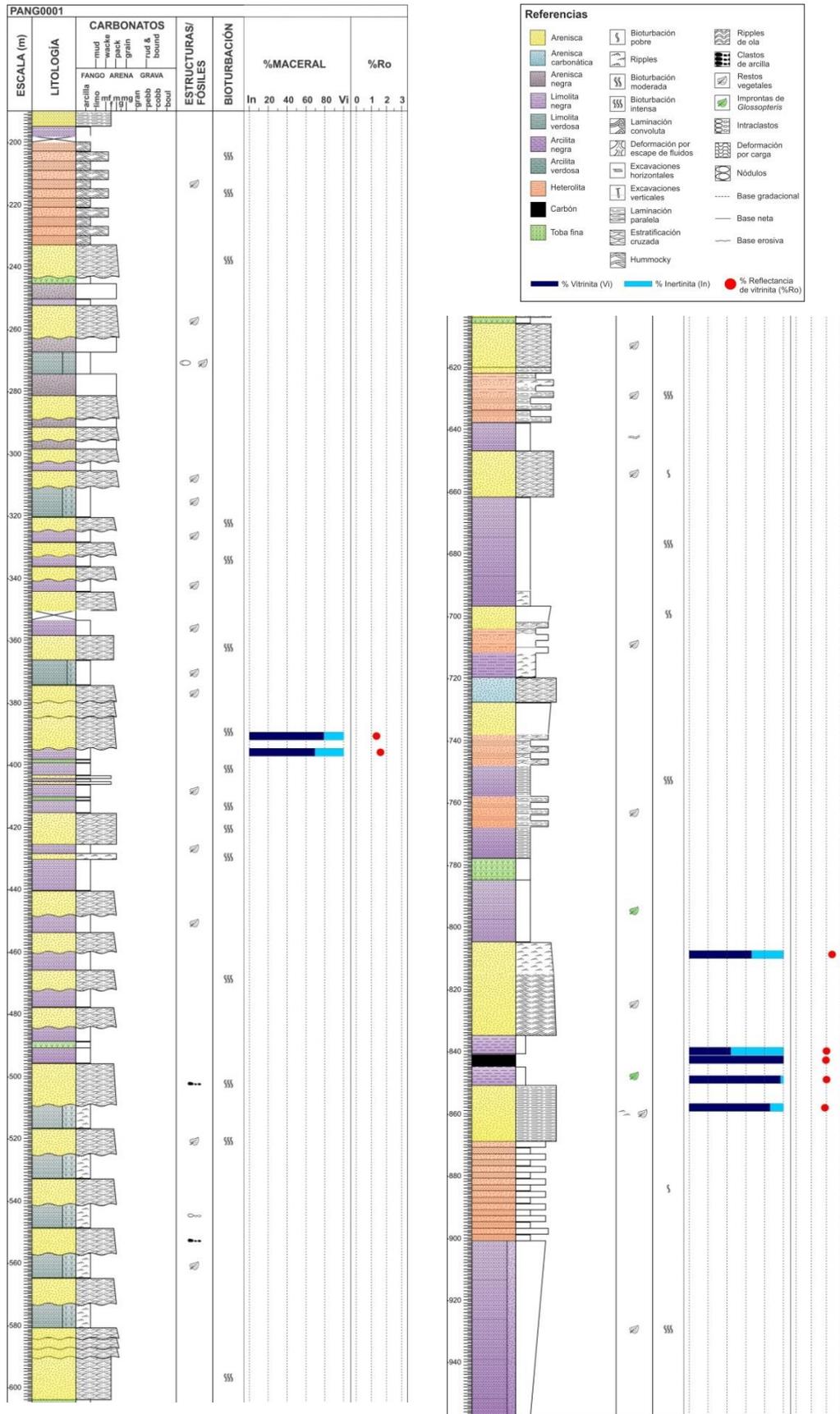


Fig. 5.8.1. Perfil simplificado de la Formación Tunas en el pozo PANG0001. Ubicación de las siete muestras analizadas. Porcentajes de cada maceral (In: inertinita, en azul; Vi: vitrinita, en celeste) y reflectancia media de la vitrinita (%Ro, puntos rojos).

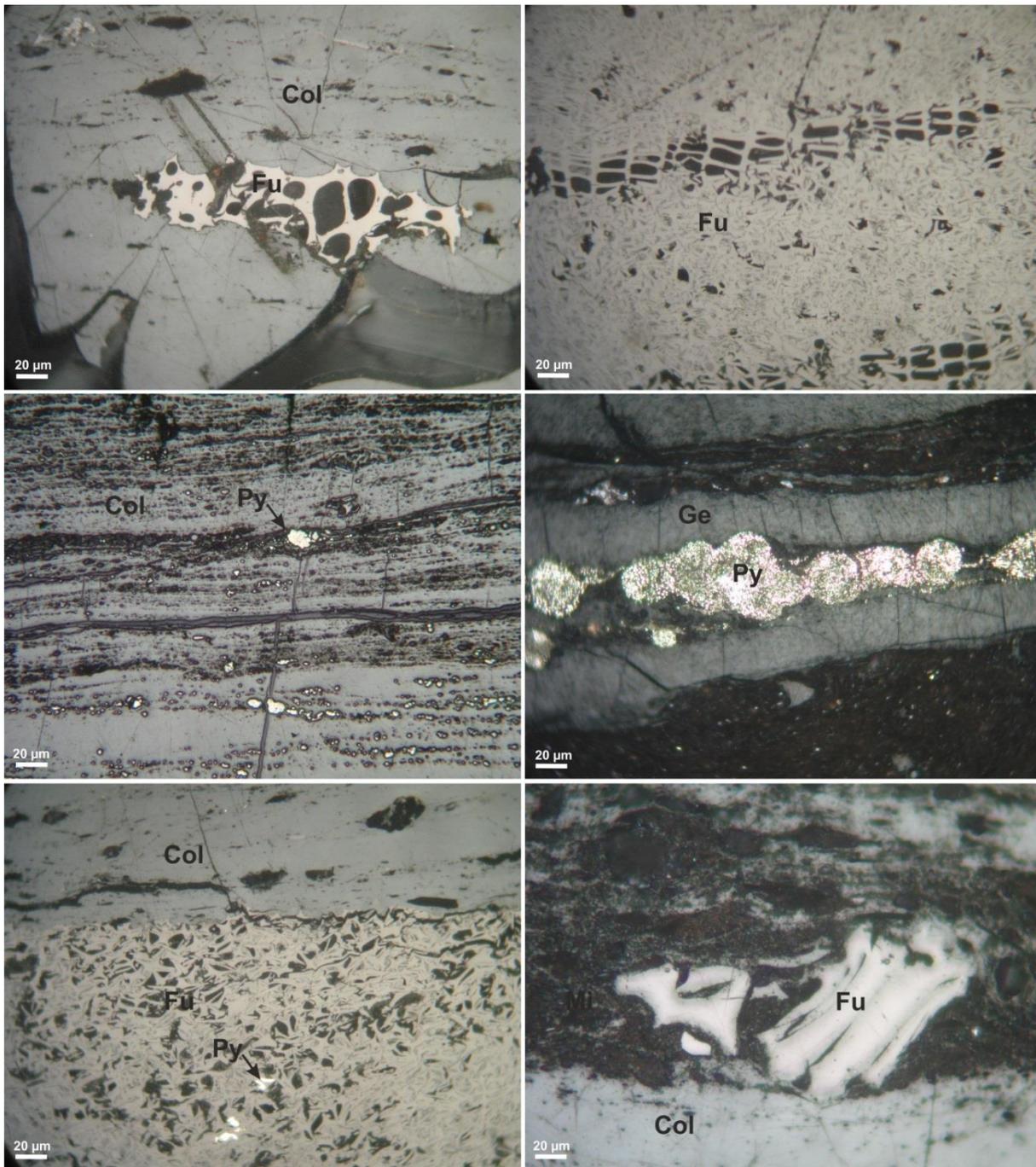


Figura 5.8.2. Fotomicrografías de briquetas de muestras de la Formación Tunas, extraídas del pozo PANG0001, con luz reflejada, donde se observan los distintos componentes (macerales, materia mineral y pirita). Col: collotelinita; Fu: fusinita; Cor: corpogelinita; Py: pirita; Ge: gelinita; Mi: materia mineral.

Muestra	Profundidad (mbbp)	Vitrinita (%)	Inertinita (%)	Mat mineral (%)	Pirita (%)
433 - BOX 76	396,18	46,63	12,15	40,32	0,90
420 - BOX 81	412,65	55,20	24,17	17,74	2,89
111 - BOX 226	813,10	56,77	28,52	14,70	0,00
C - BOX 237	842,00	0,83	1,05	98,03	0,09
A - BOX 237	842,00	58,26	0,00	30,30	11,44
83 - BOX 240	850,33	64,91	2,11	30,82	2,16
79 - BOX 242	856,87	54,02	13,00	31,72	1,26

Tabla 5.8.6. Porcentaje de los distintos macerales, materia mineral y pirita de las muestras de la Formación Tunas extraídas del pozo PANG0001.

5.8.4. Madurez de la materia orgánica: Reflectancia de vitrinita

La reflectancia se midió principalmente en collotelinita, aunque en algunas muestras no fue posible distinguir ésta de gelovitrinita, por lo cual los valores pueden resultar un poco más altos de lo que deberían, dando lugar a algunos errores.

Los valores obtenidos de reflectancia media de la vitrinita (R_o media) van desde 1,9 a 2,4% en las muestras extraídas de la parte inferior del perfil (entre 857 y 850m de profundidad) y desde 1,3 a 1,6% en las muestra extraídas de la parte superior del mismo (entre 413 y 396m de profundidad). Se puede observar, por lo tanto, una disminución en los valores de reflectancia de la vitrinita en las muestras extraídas de la parte superior de la secuencia (Figura 5.8.1 y Tabla 5.8.7).

Muestra	R_o media	Profundidad máxima (en metros, Teichmüller, 1979)	T° máxima (°C)	% Mat. Volátil	Rango (ASTM)	Ventana de generación
433 - BOX 76	1,365	1840	145 - 165	23	Bituminoso medio en volátiles	Gas húmedo
420 - BOX 81	1,600	1940	150 - 170	18,2	Bituminoso bajo en volátiles	Gas húmedo
111 - BOX 226	2,380	2230	167 - 187	9,5	Semiantracita	Gas metano
C - BOX 237	2,022	2090	157 - 180	12,2	Semiantracita	Gas metano
A - BOX 237	1,988	2060		12,6	Semiantracita	Gas húmedo
83 - BOX 240	2,071	2125		12	Semiantracita	Gas metano
79 - BOX 242	1,945	2020		13	Semiantracita	Gas húmedo

Tabla 5.8.7. Pozo PANG0001. Formación Tunas. Reflectancia media de vitrinita (R_o media), profundidad máxima de soterramiento, temperatura máxima alcanzada, porcentaje de materia volátil, rango (según las normas ASTM) y ventana de generación en que se encuentra el carbón, calculados a partir de R_o media.

Según los resultados de reflectancia de la vitrinita, los carbones extraídos en la sección inferior del pozo PANG0001 clasifican como semiantracíticos y los extraídos en la parte superior clasifican como bituminosos con bajo a medio contenido en volátiles. El contenido de materia volátil va de 9 a 14% en las muestras extraídas en la parte inferior y de 18 a 24% en las muestras extraídas de la parte

superior. Los dos gráficos utilizados (Kotter 1960; Borntraeger 1982) dieron resultados similares (Figuras 5.8.3 y 5.8.4, Tabla 5.8.7).

Los valores de profundidad máxima de soterramiento fueron obtenidos a partir de los porcentajes de R_o media, utilizando el gráfico de Teichmüller (1979) y la curva de las muestras pertenecientes a Scheibenhardt. Solo fue posible utilizar dicha curva, con un gradiente geotérmico de $7,7^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, debido a que las demás curvas no permiten obtener ningún tipo de valor. Dicho gradiente es cercano al calculado por Pucci (1995), que va desde $5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ para el sector que se encuentra entre Ventana y Tandilia y $3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ para la extensión *offshore* de la Cuenca de Claromeco; en el pozo Puelches obtiene un gradiente mayor a $3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Los valores de profundidad así obtenidos van desde 2750m en las muestras de la parte inferior del perfil hasta 1930m en las muestras de la parte superior (Figura 5.8.5, Tabla 5.8.7).

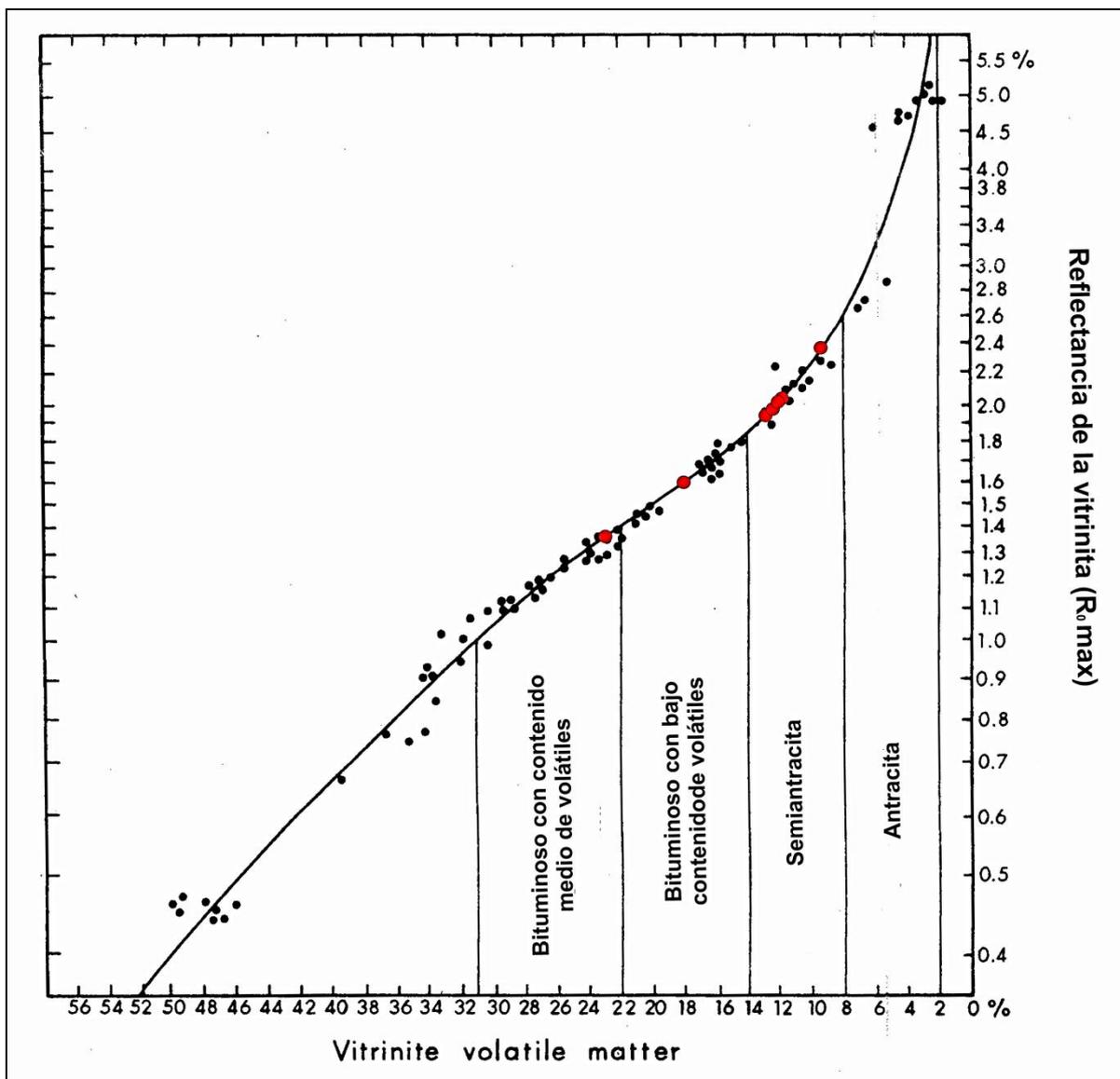


Figura 5.8.3. Gráfico donde se observa la relación entre la reflectancia de la vitrinita y el porcentaje de materia volátil para muestras de carbones europeos. También se muestra el rango del carbón (basado en la norma ASTM) según la cantidad de materia volátil (Kotter 1960). Los puntos rojos corresponden a las muestras de la Formación Tunas.

Mediante la comparación de las profundidades a las cuales se extrajeron las muestras en el Pozo PANG0001 y las profundidades obtenidas a partir de los valores de reflectancia de la vitrinita, se puede observar que estas últimas dieron buenos resultados, pudiendo obtenerse una recta de regresión lineal (Figura 5.8.6). Calculando la distancia entre tres puntos de estas rectas, se estimó el ascenso de la columna sedimentaria, observándose que a mayor profundidad se obtienen valores mayores (hasta 1660m) que a menor profundidad (1130m; Figura 5.8.6, Tabla 5.8.8).

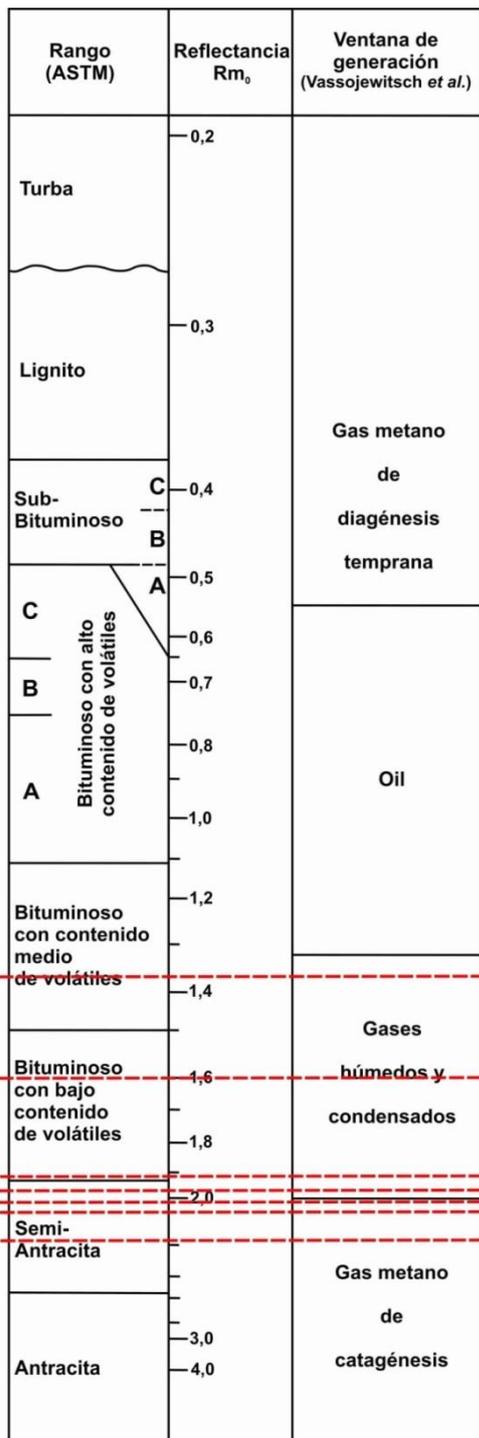


Figura 5.8.4. Gráfico donde se observan (con línea punteada roja) los valores de reflectancia media de la vitrinita (R_{m_0}) obtenidos en los carbones de la Formación Tunas, el rango del mismo (según la norma ASTM) y el estado en el que se encuentra en relación con la ventana de generación de hidrocarburos líquidos gaseosos o sólidos (Extraído y modificado de Borntraeger 1982).

Ascenso de la columna (m)	
Pto 1: $R_0=0$	1660,5
Pto 2: $R_0=1$	1485
Pto 3: $R_0=3$	1130

Tabla 5.8.8. Valores de ascenso de la columna sedimentaria calculados en distintos puntos, con distintos valores de reflectancia de la vitrinita (R_0).

Según los datos obtenidos en el perfil del pozo PANG0001, la parte inferior de la Formación Tunas alcanzó la ventana de generación de gas metano (catagénesis tardía, según Borntreager 1982), mientras que la parte superior sólo alcanza la ventana de generación de gases condensados y húmedos (Figura 5.8.5, Tabla 5.8.7).

La temperatura obtenida a partir de la reflectancia de la vitrinita da valores de entre 145°C y 187°C, según el gráfico de Teichmüller (1979a; Figura 5.8.7, Tabla 5.8.7).

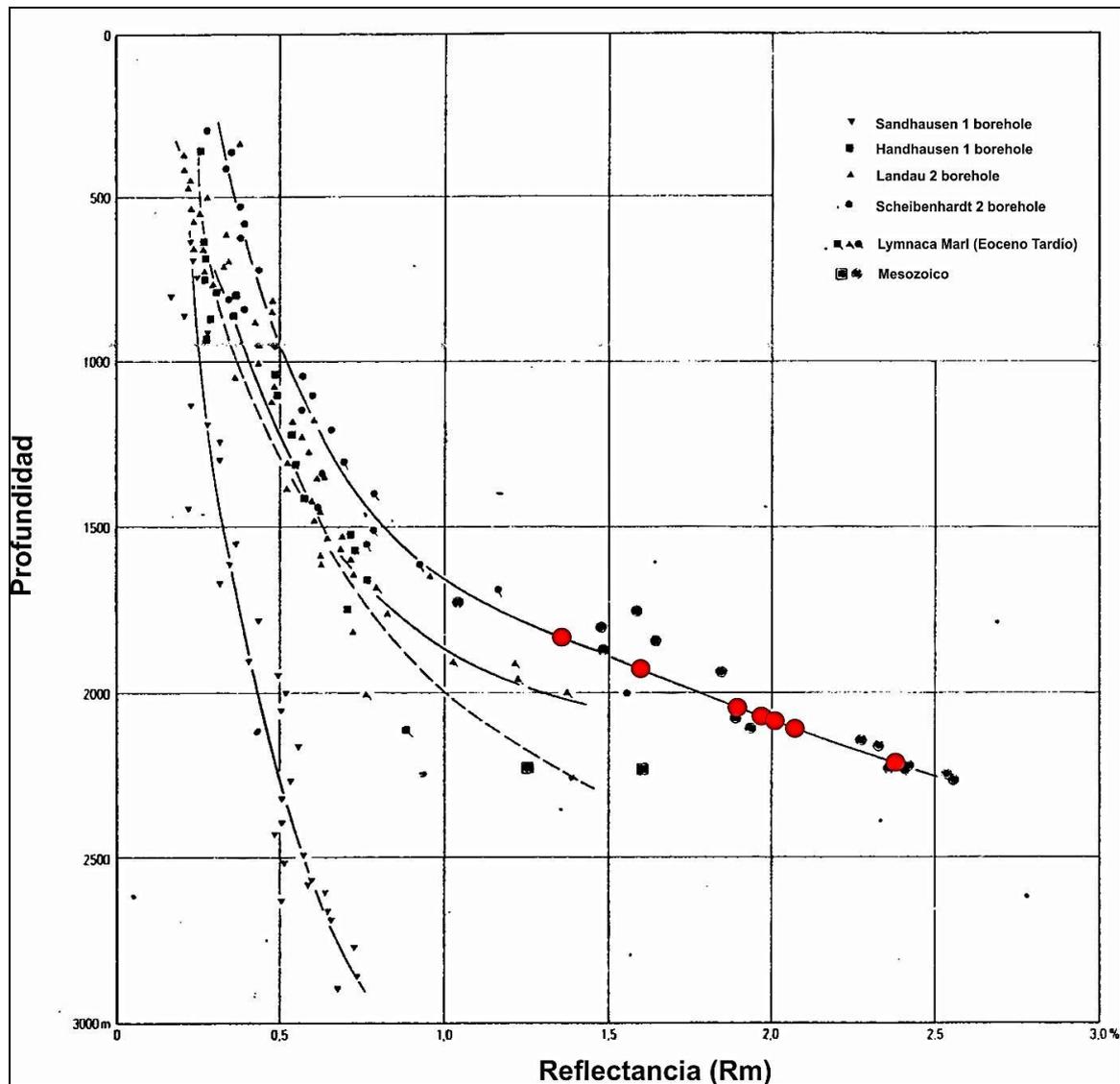


Figura 5.8.5. Gráfico donde se observa la relación entre la reflectancia de la vitrinita y la profundidad de soterramiento. Los círculos, cuadrados y triángulos negros corresponden a muestras de carbones de Alemania estudiadas por Teichmüller (1979a). Los círculos rojos corresponden a muestras de la Formación Tunas en el pozo PANG0001.

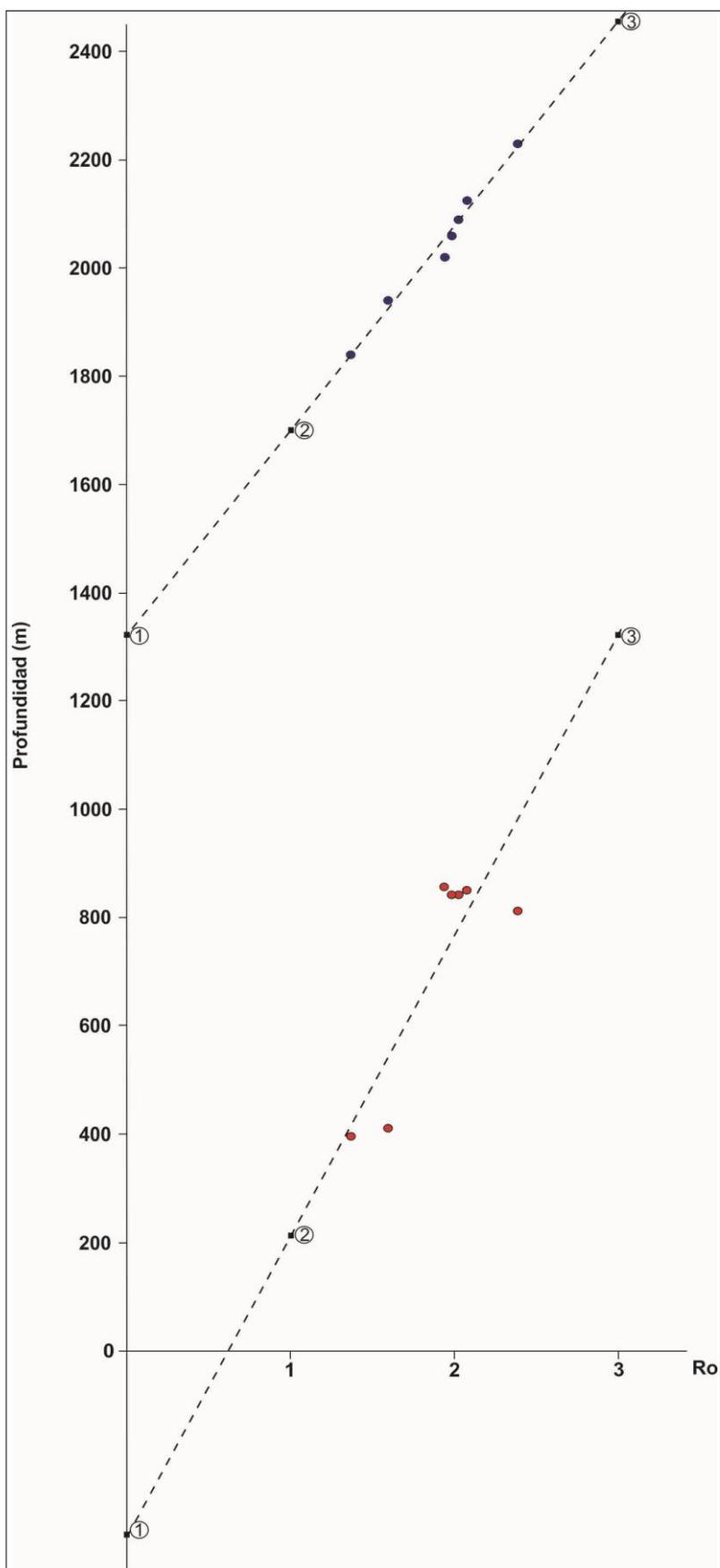


Figura 5.8.6. Curvas de regresión construidas a partir de los valores de profundidad y reflectancia de vitrinita (R_0) de muestras del pozo PANG0001. Los puntos rojos representan la profundidad (actual) a la que se extrajeron las muestras y los puntos azules representan la profundidad máxima de soterramiento, obtenida a partir de R_0 . En los puntos 1, 2 y 3 se calcularon los valores de ascenso de la columna sedimentaria.

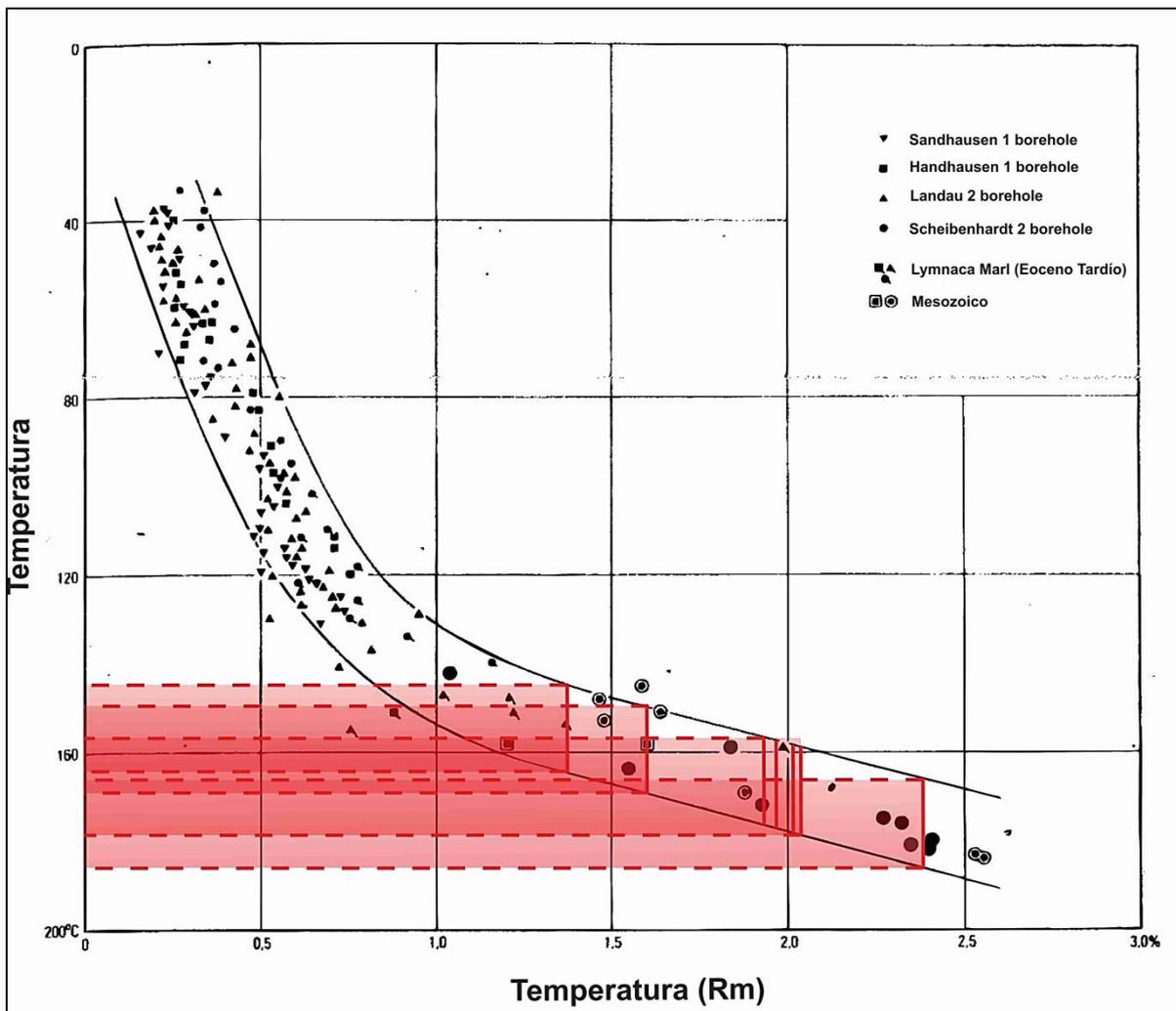


Figura 5.8.7. Gráfico donde se observa la relación entre reflectancia de la vitrinita y temperatura máxima a la cual fueron sometidas distintas muestras de carbones de Alemania estudiadas por Teichmüller (1979). Los campos pintados en rojo corresponden a las muestras de la Formación Tunas en el pozo PANG0001 (Extraído de Teichmüller 1979).

5.8.4. Interpretaciones y discusiones

Las matas algáceas de la parte superior del perfil corresponden a carbones sapropélicos que categorizarían como un Kerógeno de tipo I, en tanto que los macerales identificados en petrografía de carbón corresponden a carbones húmicos que caracterizarían como un kerógeno III.

Los carbones de la Formación Tunas (de edad pérmica) están compuestos por bandas monomacerálicas formadas principalmente por los macerales collovitrinita y gelovitrinita, del Grupo de la Vitrinita, o bien por fusinita, del Grupo de la Inertinita. Esto indica un ambiente original de bosque pantanoso húmedo (collovitrinita y gelovitrinita), alternante con períodos en los cuales la turbera se secaba, debido al descenso de la capa freática; en estos últimos períodos se habrían producido incendios (Bustin *et al.* 1989), generando los depósitos de fusinita. Las interpretaciones ambientales realizadas coinciden con las propuestas previas de otros autores (Ruiz y Bianco 1985; Lesta y Sylwan 2005; Zorzano *et al.* 2011). Jasper *et al.* (2008; 2011; 2012; 2013) afirman la

existencia de incendios durante el Pérmico de Gondwana, en base al estudio de inertinita o *charcoal* en la Cuenca de Paraná (Brasil), Cuenca de Karoo (Sudáfrica), Cuenca de Damodar (India) y en el área del Mar Muerto (Jordania).

Los valores de reflectancia de vitrinita (R_o) permiten clasificar a los carbones de la parte inferior como semiantracíticos y a los carbones de la parte superior como bituminosos con bajo contenido de volátiles.

A partir de los valores de R_o , podemos inferir que la Formación Tunas alcanzó, durante su soterramiento, la ventana de generación de gas seco o gas metano (en la parte inferior) hasta gases condensados y húmedos (en la parte superior).

Según los valores de reflectancia de vitrinita que se obtuvieron, la parte inferior de la Formación Tunas estuvo soterrada a una profundidad máxima de 2230m, mientras que la parte superior de la formación alcanzó sólo 1940m de enterramiento. La temperatura alcanzada pudo haber sido de 77°C a 110°C o de 145°C a 187°C, según el gráfico que se utilice, con un porcentaje de materia volátil que va de 9 a 13% en las muestras extraídas en la parte inferior y de 18 a 23% en las muestras extraídas de la parte superior. Se observa un incremento de la temperatura y una disminución de la cantidad de materia volátil a medida que aumenta la profundidad a la cual se extrajo la muestra.

Los valores calculados de ascenso de la columna sedimentaria son mayores a mayor profundidad (desde 1130m hasta 1660m). Esto puede deberse a problemas con la precisión del método, ya que debe considerarse un posible error debido a la dificultad en el reconocimiento de los macerales (si se mide R_o en gelovitrinita se obtendrán valores mayores a los reales). Cabe destacar además, que el gráfico utilizado para determinar la profundidad de soterramiento respecto a los valores de R_o sólo representa una aproximación, ya que éste fue definido para un contexto geológico diferente, con un gradiente geotérmico un poco distinto (Teichmüller 1979). Por dichos motivos debería tomarse para la estimación del ascenso de la columna sedimentaria un valor promedio de 1395m.

Para una corrección de los datos obtenidos sería conveniente conocer el gradiente geotérmico que ha tenido la cuenca de Claromecó durante el Pérmico, así como la tasa de compactación que ha sufrido la Formación Tunas durante su soterramiento, valores no disponibles hasta el momento en función del nivel de conocimiento que se maneja de la mencionada cuenca.

CAPÍTULO 6

INTEGRACIÓN DE LOS

RESULTADOS Y

CONCLUSIONES

6 – INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Durante el transcurso de esta tesis se realizaron diversos estudios en la Formación Tunas, en afloramiento y en subsuelo, que permitieron conocer su nivel de compactación, dado tanto por efectos de la tectónica como por soterramiento y su nivel de diagénesis mediante la determinación de las presiones, temperaturas y profundidades de soterramiento a las cuales estuvo sometida la formación, su porosidad y una evaluación de su ubicación en la ventana de generación de hidrocarburos.

Se establece a continuación un esquema comparativo con los diferentes métodos aplicados y los distintos resultados obtenidos para los mismos parámetros analizados.

Las distintas facies analizadas en los afloramientos de la Formación Tunas fueron depositadas en sistemas de canales y cuerpos de agua someros adyacentes con características óxicas (evidenciadas por la presencia de cantidades importantes de óxido de hierro, en forma de hematita). Esto coincide con las interpretaciones paleoambientales realizadas por Zavala *et al.* (1993), quienes describen depósitos fluviales hacia el techo de la formación.

En cuanto a las facies de subsuelo, se observan algunos tramos de carácter marino a transicional, evidenciados por una alta bioturbación y estructuras de tipo *hummocky*. Las facies de carbón y fangolitas carbonosas se depositaron en un ambiente de bosque pantanoso húmedo, alternante con períodos en los cuales la turbera se secaba debido al descenso de la capa freática. La presencia de pirita framboidal indica que el ambiente fue anóxico durante la diagénesis temprana, alcanzando a medirse concentraciones de pirita superiores al 11% (muestra BOX237) y ausencia de inertinita. Esto puede atribuirse a períodos en los cuales se produce el ascenso de la capa freática y en los cuales no se registrarían incendios, inhibiendo la oxidación de pirita y el desarrollo de inertinita. En el resto de las muestras una menor concentración de pirita se encuentra asociada a mayores valores de inertinita, correspondientes a períodos en los cuales se produce el descenso de la capa freática.

Las facies aflorantes muestran cambios en el nivel de energía del ambiente sedimentario, evidenciado por la variación en el tipo de canales observados.

Desde el punto de vista de la petrografía y la procedencia, las facies de la Formación Tunas presentan diferencias composicionales, pasando de arcosas en la base hasta areniscas líticas con alto contenido de fragmentos líticos correspondientes a rocas volcánicas hacia el techo, lo cual implica áreas de procedencia distintas. Esto, junto con la presencia de capas de tobas, indica la existencia de un magmatismo regional activo relativamente cercano al área de Sierras Australes que tuvo lugar durante el Pérmico, el cual produciría cambios tectónicos que afectaron a la Formación Tunas durante su depositación.

Los datos de anisotropía de susceptibilidad magnética muestran resultados claros en cuanto a la deformación de la Formación Tunas, mostrando los ejes K_{max} en dirección noroeste-sureste, paralelos a los ejes de los pliegues, tanto en las localidades de las Sierras Australes como en las de la Cuenca de Claromecó. Los ejes K_{min} van desde posiciones horizontales en la base de la formación, con orientaciones suroeste-noreste, hasta posiciones verticales en el techo, mostrando una disminución de

la impronta tectónica en la fábrica magnética desde la base hacia el techo, siendo en los niveles superiores de origen principalmente sedimentario. El grado de la anisotropía también tiende a disminuir hacia el este, donde se encuentran expuestos los niveles superiores de la formación (Figura 6.1). Estos datos son consistentes con una disminución paulatina de la deformación hacia el NE y hacia los términos estratigráficos más jóvenes. Los resultados obtenidos avalan modelos previos que sugieren que la deformación se fue atenuando durante el Pérmico Temprano al Pérmico Tardío, con una migración del frente orogénico hacia la cuenca de antepaís ubicada hacia el NE. Esto es consistente con lo observado en el campo, tanto desde el punto de vista estructural (las longitudes de onda de los pliegues se vuelven mayores hacia el techo) como sedimentario (variación de energía del ambiente y cambios composicionales de las distintas facies), con los resultados paleomagnéticos obtenidos previamente (Tomezzoli y Vilas 1999; Tomezzoli 2001) y con los resultados de compactación. Estos últimos indican una disminución de la compactación hacia el este, donde se encuentra el techo de la formación, evidenciado por la disminución de los valores de los índices de compactación y de empaquetamiento cerrado, así como también de las profundidades de soterramiento estimadas (Figura 6.1).

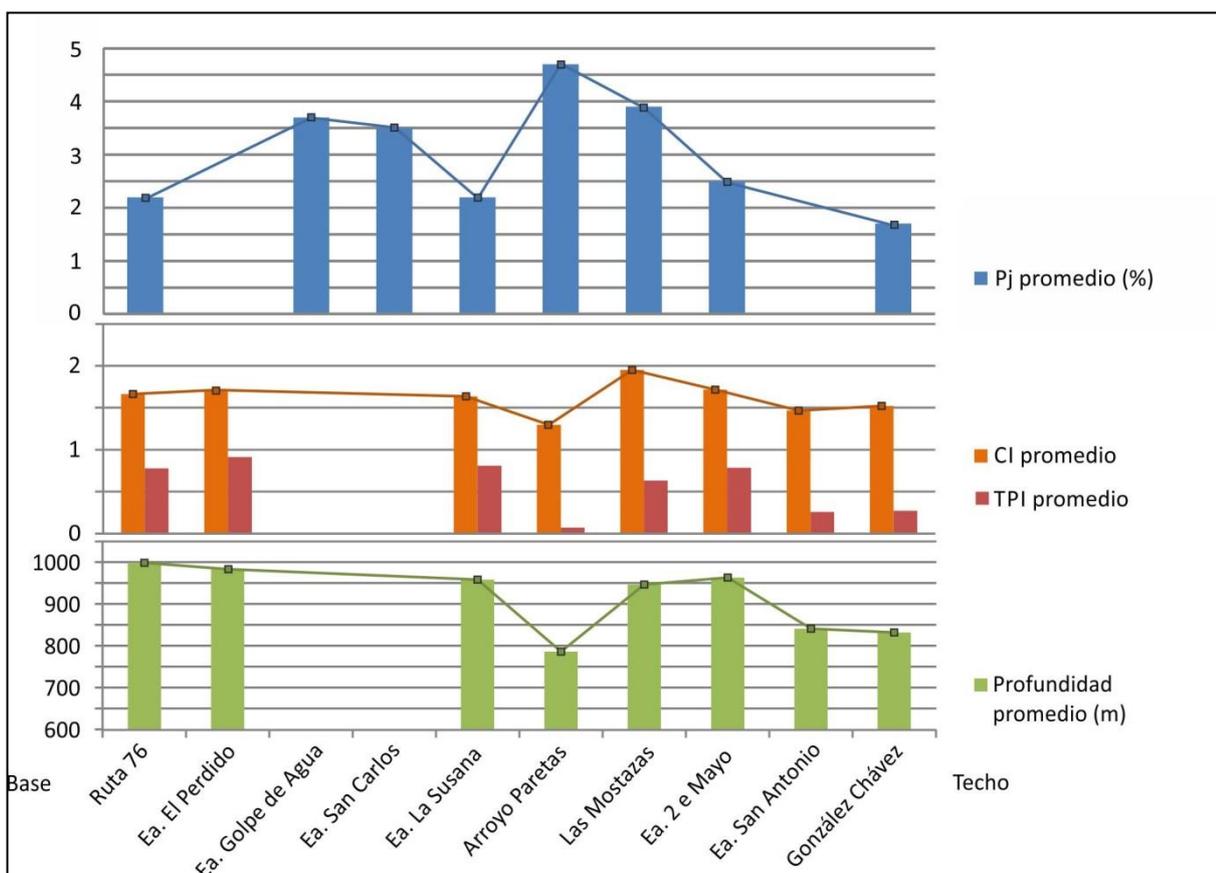


Figura 6.1. Análisis comparativo de valores promedios del grado de anisotropía de susceptibilidad magnética (Pj promedio), valores promedios de los índices de compactación (CI) y de los índices de empaquetamiento cerrado (TPI) y valores promedio de las profundidades de soterramiento obtenidas.

Los valores de profundidad obtenidos mediante los índices de compactación y empaquetamiento cerrado se encuentran entre 820 y 1000m. Estos valores son consistentes con los estimados por Lesta y Sylwan (2005), quienes consideran 20 m erosionados de la Formación Pampeano, 180 m de rocas correspondientes al Mio-Plioceno, una discordancia correspondiente al Mesozoico y 600 m de espesor para la Formación Tunas, lo que resultaría en 800 m de profundidad mínima de soterramiento.

Los valores de profundidad obtenidos mediante los índices de compactación se corresponderían a valores de presión que van desde 185 a 226bares, considerando un gradiente normal de presión (226bares/Km). A su vez coincidirían con valores máximos de temperatura que van desde los 24 a los 30°C, si se considera un gradiente normal de temperatura (30°C/Km) y partiendo desde 0°C en superficie (Tabla 6.1).

Metodología aplicada	Presión (bares)	Temperatura (°C)	Profundidad (metros)	Grado de diagénesis	Ventana de generación
Índices de compactación (IC y TPI)	<i>185 a 226</i>	<i>24 a 30</i>	820 a 1000		
Porosidad	<i>678 a 1582</i>	<i>90 a 200</i>	<i>3000 a 7000</i>	Mesogénesis madura	
Inclusiones fluidas	1 a 13	70 a 176	<i>43 a 4600</i>	<i>Mesogénesis madura</i>	Gas metano
Reflectancia de la vitrinita	<i>415 a 504</i>	145 a 187	1840 a 2230	<i>Mesogénesis madura</i>	Gas metano

Tabla 6.1. Comparación de los resultados obtenidos mediante los distintos métodos. Los valores que se encuentran en cursiva fueron obtenidos indirectamente, utilizando gradientes normales de presión (226bares/Km) y temperatura (30°C/Km). Para estimar las profundidades de soterramiento mediante reflectancia de la vitrinita fue necesario utilizar un gradiente de temperatura de 7,7°C/100m.

En cuanto a la porosidad, de origen secundario, también parece disminuir hacia el este. En muestras de afloramiento se observó porosidad por disolución y por microfracturación en las facies de areniscas y porosidad a través de planos de laminación en las facies de fangolitas. Las porosidades por disolución se generan durante la diagénesis. Las porosidades generadas por microfracturación de los clastos y por fracturación de la roca, pueden haber sido producto también de los esfuerzos tectónicos actuantes en la Formación Tunas, con dirección suroeste-noreste. Las porosidades a través de los planos de laminación podrían haber sido generadas durante el ascenso de la columna sedimentaria.

En muestras de subsuelo se observó porosidad por disolución, en menor proporción que en las muestras de afloramiento, pero de todos modos la misma resulta relevante. No está claro si la porosidad por fracturas persiste en subsuelo, esto resultaría favorable, al igual que la porosidad en los planos de laminación originada durante el proceso de telogénesis, ya que generarían permeabilidad en la roca.

Cuantitativamente, la porosidad alcanza valores promedios de 1%, con máximos de 7%, por lo cual las facies de areniscas de la Formación Tunas podrían caracterizarse como un reservorio de tipo “Tight sandstones” (Magoon 1988).

Los valores de porosidad secundaria por disolución corresponderían a un estadio de mesogénesis madura dentro de la diagénesis (Schmidt y McDonald 1979; Pittman 1979). Según los

valores de porosidad obtenidos, la Formación Tunas habría alcanzado temperaturas que van desde 90 a 200°C y profundidades que van de 3000 a 7000m, calculadas para un gradiente normal de temperatura (30°C/Km; Schmidt y McDonald 1979). Las presiones correspondientes a estos valores, calculadas para un gradiente normal de presión (226bares/Km), van de 678 a 1582 bares (Tabla 6.1).

Los estudios en inclusiones fluidas acuosas indican que la Formación Tunas alcanzó, durante su deformación y fracturación, temperaturas que van desde 70 a 176°C, con presiones que van desde 1 a 13 bares determinadas a partir de los graficos de temperatura y presión de Roedder (1984). Considerando que dichos estudios se realizaron en venillas, los valores bajos de presión se atribuyen a la liberación de presión que existe en las fracturas y representarían valores de presión hidrostática, por lo cual las presiones litostáticas alcanzadas deberían ser mayores (Roedder y Botnar 1980). Debido a esto, no se considera que se pueda estimar un valor real de la profundidad de soterramiento alcanzada a partir de estos datos.

Utilizando las temperaturas de homogeneización de las IF acuosas se obtienen valores de profundidad de soterramiento de hasta 4600m, utilizando un gradiente normal de temperatura.

Durante la precipitación del cuarzo y posteriormente a ésta han circulado fluidos acuosos. En afloramiento estos fluidos contienen además NaCl y MgCl₂, mientras que en subsuelo contienen ClNa, CaCl₂, MgCl₂ en la fase líquida y CO₂ y CH₄ en la fase gaseosa. Existen además evidencias de circulación de fluidos ricos en hidrocarburos, tanto líquidos, durante una etapa inicial, como gaseosos en una etapa posterior, llegando a circular gas metano. La presencia de gas en la Formación Tunas la ubica en un estadio de diagénesis orgánica correspondiente a la ventana de generación de gas metano (Tissot y Welte 1984), correlacionable con una etapa de mesogénesis madura para la diagénesis inorgánica (Schmidt y McDonald 1979; Tabla 6.1).

Los tenores de materia orgánica determinados mediante el análisis de COT (entre 4 y 13% en fangolitas carbonosas y 46% en carbón), clasifican a la roca como una potencial roca generadora de hidrocarburos líquidos, gaseosos o sólidos. Por su parte, la presencia de matas algáceas (Kerogeno tipo I) sería alentadora en un programa de exploración ya que sus productos de maduración serían hidrocarburos líquidos si el nivel de madurez fuera el adecuado.

En relación al análisis de los macerales en muestras de subsuelo, éstos indican que los carbones de la Formación Tunas se depositaron en un ambiente original de bosque pantanoso húmedo, alternante con períodos en los cuales la turbera se secaba, debido al descenso de la capa freática. Los valores de reflectancia de la vitrinita permiten clasificar a los carbones de la parte inferior como semiantracíticos y a los carbones de la parte superior como bituminosos con bajo contenido de volátiles. A partir de estos valores, podemos inferir que la Formación Tunas alcanzó, durante el soterramiento, la ventana de generación de gas seco o gas metano (en la parte inferior) hasta gases condensados y húmedos (en la parte superior), con temperaturas que pueden ir desde los 77°C hasta los 187°C, las cuales aumentan con el aumento de la profundidad. El porcentaje de materia volátil va de 9 a 13% en las muestras extraídas en la parte inferior y de 18 a 23% en las muestras extraídas de la parte superior, reflejando una disminución de la misma con el aumento de profundidad.

Según los valores de reflectancia de la vitrinita, la parte inferior de la Formación Tunas estuvo soterrada a una profundidad máxima de 2230m, mientras que la parte superior de la formación alcanzó sólo 1940m de enterramiento. Para obtener estos valores fue necesario utilizar un gradiente geotérmico de 7,7°C/100m, mayor al gradiente normal (Teichmüller 1979). Los valores de ascenso de la columna sedimentaria calculados son mayores a mayor profundidad (desde 1130m hasta 1660m). Esto puede deberse a problemas con la precisión del método o a la mayor compactación y posteriormente mayor des-compactación, que soportan las muestras que estuvieron soterradas a mayor profundidad.

Existe una diferencia en los valores obtenidos indirectamente por los distintos métodos. Considerando que el gradiente geotérmico debería ser mayor al normal (capítulo 5-8), se realizaron nuevos cálculos, utilizando un gradiente geotérmico de 7,7°C/100m. Este gradiente geotérmico corresponde a Scheibenhardt, en Alemania (Teichmüller 1979) y ha sido utilizado para obtener profundidades de soterramiento de la Formación Tunas, a partir de los valores de R_0 . Dicho gradiente además se acerca al gradiente obtenido por Pucci (1995). De este modo se obtuvieron resultados más cercanos (Tabla 6.2).

Metodología aplicada	Presión (bares)	Temperatura (°C)	Profundidad (metros)	Grado de diagénesis	Ventana de generación
Índices de compactación (IC y TPI)	<i>185 a 226</i>	<i>63 a 77</i>	820 a 1000		
Porosidad	<i>263 a 588</i>	<i>90 a 200</i>	<i>1168 a 2600</i>	Mesogénesis madura	
Inclusiones fluidas	1 a 13	70 a 176	<i>900 a 2286</i>	<i>Mesogénesis madura</i>	Gas metano
Reflectancia de la vitrinita	<i>415 a 504</i>	145 a 187	1840 a 2230	<i>Mesogénesis madura</i>	Gas metano

Tabla 6.2. Comparación de los resultados de compactación, porosidad, inclusiones fluidas y reflectancia de la vitrinita, obtenidos mediante los distintos métodos. Los valores que se encuentran en cursiva fueron obtenidos indirectamente, utilizando un gradiente normal de presión (226bares/Km) y un gradiente de temperatura de 7,7°C/100m.

Si bien existen diferencias en los resultados obtenidos mediante los distintos métodos, estas suelen darse en los valores que se obtuvieron indirectamente. Sin embargo, los resultados indican claramente que la Formación Tunas alcanzó valores de temperatura de *70 a 190°C* y una ventana de generación de *gas metano*, dentro de un estado de *mesogénesis madura B* (Tabla 6.2). En la figura 6.2 se observa que existe una buena consistencia entre los datos de reflectancia de vitrinita (R_0), de porosidad y de estadio de diagénesis, coincidiendo a su vez con la finalización de la ventana de generación de hidrocarburos líquidos e inicio de la ventana de generación de hidrocarburos gaseosos.

Según las normas ASTM, los carbones de este rango generarían aproximadamente 8650 Kcal/Kg (Thomas 2002).

Los valores de densidad obtenidos para las inclusiones fluidas orgánicas (de 0,91 a 0,95g/cm³) corresponden a valores de gravedad API de 22,22 a 16,58 (Rikles 1980), cuyo valor calorífico se sitúa entre 10675 y 10500 cal/g (Levorsen 1973). Esto podría estar indicando la presencia de un petróleo negro y petróleo pesado (Bidner 2001).

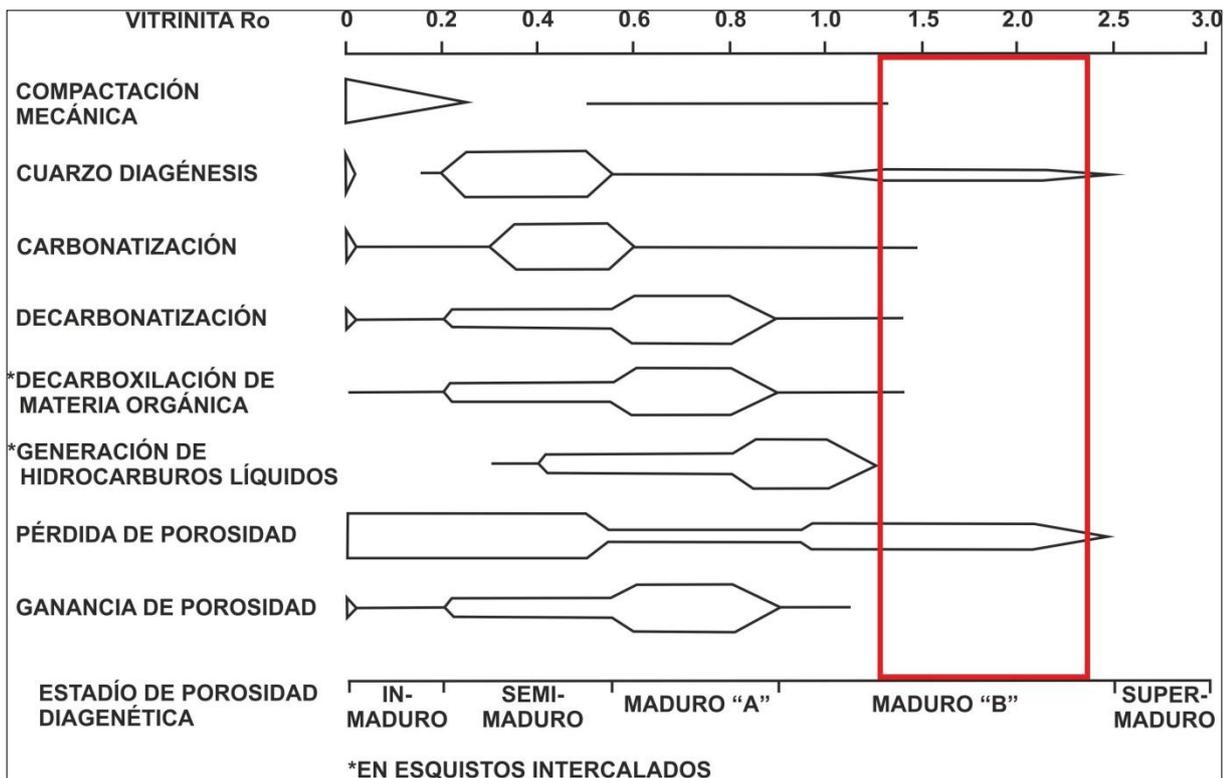


Figura 6.2. Estadios de diagénesis y valores de reflectancia de la vitrinita en areniscas cuarzosas de edad Jurásica de Prudhoe Bay Field y del Océano del Norte (Smith y MacDonald, 1979). En rojo, valores de reflectancia de la vitrinita para las muestras de carbones de la Formación Tunas, que coinciden con un estadio “B” de diagénesis madura. Debe considerarse que estas últimas tienen composiciones distintas a las areniscas estudiadas por los autores, conteniendo mayor cantidad de feldespato y fragmentos líticos que las hacen menos resistentes a la diagénesis, con mayores pérdidas de porosidad.

Los resultados de presiones y de profundidades de soterramiento alcanzadas muestran un rango variable. Esto puede deberse a que se utilizaron métodos indirectos para su estimación, sin un conocimiento preciso de los gradientes geobáricos y geotérmicos de la zona.

A pesar de las diferencias existentes entre los distintos métodos, se obtuvieron resultados consistentes que indican que la Formación Tunas alcanzó *temperaturas* que van desde los 70 hasta los 190°C, habiendo alcanzado la *ventana de generación de gas metano*, dentro de un estadio de *mesogénesis madura*, con *profundidades de soterramiento que superan los 800m y no son mayores a 2290m*. Los *tenores de materia orgánica* en subsuelo tienen valores de 4 a 13% en fangolitas carbonosas y de 46% en carbón. Los valores de *porosidad* van desde 1 a 7%.

Los datos aportados en esta tesis permiten caracterizar a la Formación Tunas, en la Cuenca de Claromecó, la cual no presentaría una importante deformación, como una potencial roca generadora/reservorio en un sistema de petróleo/gas/carbón. De este modo, podrían presentarse tres modelos hipotéticos:

- 1) Las capas de carbón y fangolitas carbonosas habrían generado gas durante su historia diagénica y el mismo podría estar alojado en las facies más gruesas, que actuarían como reservorio de tipo *Tigh Gas Sanstones*, por sus bajos valores de porosidad (1 a 7%).

- 2) Las capas de carbón y fangolitas carbonosas podrían estar alojando el gas generado durante la diagénesis, lo que se asemejaría a un reservorio de tipo *shale gas*.
- 3) El carbón puede no haber llegado a generar todo el gas durante su historia diagenética, siendo posible su combustión para la generación, lo que se conoce como *gas de carbón (GDC)*.

Por otro lado, la *presencia de matas algáceas (Kerogeno tipo I)* sería alentadora en un programa de exploración ya que sus productos de maduración serían *hidrocarburos líquidos*.

CAPÍTULO 7

BIBLIOGRAFÍA

14 – BIBLIOGRAFÍA

- Allen, J.R.L., 1962. Petrology, origin and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England. *Journal of Sedimentary Petrology*. 32: 657-697.
- Álvarez, G.T., 2004. Cuencas Paleozoicas asociadas a la prolongación norte del sistema de Sierras de Ventania, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur. Argentina.
- Álvarez, G.T., 2007. Extensión noroccidental de la cuenca paleozoica de Claromecó, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 62 (1): 86-91.
- Alessandretti, L., Philipp, R.P., Chemale, F., Brückmann, M.P., Zvirtes, G., Metté, V., Ramos, V.A., 2013. Provenance, volcanic record, and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Fold Belt and the Claromecó Foreland Basin: implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences*. 71 pp.
- Amos, A.J., 1980. Correlación de las formaciones carbonáticas y pérmicas marinas de Argentina. *Anales de la Academia Brasileira de Ciencias*. 53(2): 347-356.
- 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 Cladera, G., 1992. Las epiclastitas pérmicas de la Cuenca Sauce Grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina). Parte 1: Composición y procedencia de los detritos. *Actas 4º Reunión de Sedimentología*, 1: 127-134. La Plata.
- Andreis, R.R. y Torres Ribeiro, M., 2003. Estratigrafía, facies y evolución depositacional de la Formación Sauce Grande (Carbonífero Superior): Cuenca Sauce Grande, Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 58 (2): 137-165.
- Andreis, R.R., Iñiguez Rodríguez, A.M., Lluch, J.J. y Rodríguez, S., 1989. Cuenca paleozoica de ventania. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G. Spalletti, L. (Eds.): *Cuencas sedimentarias argentinas. Serie Correlación Geológica*, 6:265-298. San Miguel de Tucumán.
- Andreis, R.R. y Japas, S., 1996. Cuencas Sauce Grande y Colorado. En: S. Archangelsky (Ed.), *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*. Academia Nacional de Ciencias, 45-64. Córdoba.
- 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. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires. 2: 207-224.
- Andreis, R.R., Amos, A.J., Archangelsky, S. y González, C.G. 1987. Cuencas Sauce Grande (Sierras Australes) - Colorado. En: S. Archangelsky (Ed.). *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 213-223. Córdoba.
- Archangelsky, S., Azcuy, C.L., González, C.R. y Sabbatini, N., 1987. Correlación general de biozonas. En: S. Archangelsky (Ed.), *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 281-292. Córdoba.

- Archangelsky, S.; Azcuy C.L.; Césari, S.N.; González, C.R.; Hünicken, M.A.; Mazzoni, A. & Sabattini, N. 1997. Correlación y edad de las biozonas. In: S. Archangelsky (ed.), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay, Academia Nacional de Ciencias, p. 203-226.
- 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, pp. 143-153.
- Benedetto J.L., 2010. El continente de Gondwana a través del tiempo. Una introducción a la Geología Histórica. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba. 384 pp.
- Bidner, S.M. 2001. Propiedades de la roca y los fluidos en reservorios de petróleo. Editorial Universitaria de Buenos Aires. 242 pp.
- Bodnar, R.J. y Bethke, 1984. Systematics of stretching of fluid inclusions; fluorite and sphalerite at 1 atmosphere confining pressure. *Economic Geology*. 79: 141-161.
- Bodnar, R.J., 1992. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57. pp. 683-684.
- Borntraeger, G., 1982. Stach's Textbook of Coal Petrology. Eds: Stach, E., Th. Mackowsky, M., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D., Teichmüller, R.
- Borradaile, G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*. 156, 1-20.
- Bowen, B.B., Benison, K.C., Oboh-Ikuenobe, F.E., Story, S. y Mormile, M.R., 2008. Active hematite concretion formation in modern acid saline lake sediments, Lake Brown, Western Australia *Earth and Planetary Science Letters*. 268 (1-2): 52-63.
- Buggisch, W. E., 1987. Stratigraphy and Very Low Grade Metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and Implications in Gondwana Correlation. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I (7/8)*: 819-837. Stuttgart.
- Burrus, R.C., 1981. Fluid inclusions: applications to petrology. Mineralogical Association of Canada. En: Hollister, L.S. y Crawford, M.L. Short Course handbook. 305 pp.
- Bustin, R.M., Cameron, A.R., Grieve, D.A., Kalkreuth, W.D., 1989. Coal Petrology. Its principles, methods, and applications. Ed: Geological Association of Canada.
- Carver, R. E., 1971. Procedures in sedimentary petrology. Willey. Intersciences. 653 pp.
- Cesaretti, N.N., 1993. Inclusiones fluidas en hidrocarburos: su utilidad en la interpretación del proceso de maduración y migración del petróleo. Tesis doctoral. 170 pp.
- Cesaretti, N.N., Parnell, J., Domínguez, E., de Brodtkorb, M.K., 2000. Inclusiones fluidas e isótopos de oxígeno en los cuarzos autigénicos de la Formación Auquilco, Yesera de Tromen, Provincia de Neuquén. ... Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Eds. Schalamuk, I., Brodtkorb, M., Etcheverry, R.
- Choquette, P.W. y Pray, L., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association Petroleum Geologists. Bulletin*. 54: 207-250.

- Cingolani C., Rauscher, R. y Bonhomme, M., 1991. Grupo La Tinta (Precámbrico y Paleozoico inferior) provincia de Buenos Aires, República Argentina. Nuevos datos geócroriológicos y micropaleontológicos en las sedimentitas de Villa Cacique, partido de Juarez. *Revista técnica de Ypfb.* 12(2): 177-191.
- Cobbold, P., Gapais, D. y Rossello, E., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology.* 13, 743-758.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1987. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina. *Hercynica*, 2(2): 135-148.
- De Dicco, R., 2006. 2010, *¿Odisea energética? Petróleo y crisis.* 1ª ed., Capital Intelectual. Buenos Aires. 102 pp.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C. Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. and Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235. Tulsa.
- Di Pasquo, M., Martínez, M.A., Freije, H., 2008. Primer registro palinológico de la Formación Sauce Grande (Pennsylvaniano-Cisuraliano) en las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana.* V.45. Nro. 1.
- Dvorak, J. y Hroudá, F., 1975. The reflection of the deeper structure of the Artmanov - Osoblaha block (Nizky Jeseník Mountains, Czechoslovakia) in magnetic anisotropy and deformation history of overlying Palaeozoic sediments. *Vestník ústředního ústavu geologie.* 50: 285-296.
- Echavarría, L.E., 1997. Texturas de cuarzo del depósito epitermal El Dorado-Monserrat, Provincia de Santa Cruz: descripción e implicancias genéticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.* 54 (2): 491-503.
- Echavarría, L.E., 2004. Los fluidos hidrotermales formadores de la mineralización epitermal el Dorado-Monserrat, Macizo del Deseado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.* 59 (1): 70-82.
- Emery, J.R. y Griffith, J.C., 1954. Reconnaissance investigation into relationships between behavior and petrographic properties of some Mississippian sediments. *Mineral Industry Pennsylvania State University Bulletin.* 62: 67-80.
- Fisher, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 72: 1409-1414.
- Folk, R., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks.* Austin. The University of Texas. Hemphill. 170 pp.
- Francis, W., 1961. *Coal: its formation and composition.* Edward Arnold Ltd.
- Fryklund, B., Marshall, A. y Stevens, J., 1996. Cuenca del Colorado. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina.* Eds: V.A. Ramos y M.A. Turic. Relatorio 8: 135-158.

- Füchtbauer, H., 1967. Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. Proceedings Seventh World Petroleum Congress, México. 2: 353-369.
- 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, 141, 70 pp.
- Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J.L., Autran, A. y Rochette, P., 1993. Magnetic susceptibility of the Mount Louis-Andorra ilmenite type granite (Pyrenees): a new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoning granite plutons. Journal of Geophysical Research. 98, 4317-4331.
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: Tulsa, Oklahoma, EUA, SEPM Short Course, 31, 199 p.
- González-Partida, E., Camprubí, A., Canet, C. y González-Sánchez, F., 2008. Fisicoquímica de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en depósitos minerales tipo *Mississippi Valley* y asociados Parte I: temperatura, presión y composición de inclusiones fluidas. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen 60, núm. 1, 2008, p. 11-22.
- Graham, J.W., 1954. Magnetic susceptibility, an unexploited element of petrofabric. Geological Society of American Bulletin 65, 1257-1258.
- Gregori, D.A., Grecco, L.E. y Llambías, E.J., 2003. El intrusivo López Lecube: Evidencias de magmatismo alcalino Gondwánico en el sector sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58, 167-175.
- 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. Elsevier.
- 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.
- Harrington, H.J., 1955. The Permian "Eurydesma fauna of Eastern Argentina. Journal of Paleontology 29(1): 112-128.
- Harrington, H.J., 1972. Sierras Australes de Buenos Aires. En: A.F. Leanza (dir y ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, p.401.
- 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).
- Harwood, G., 1991. Microscopical techniques: Principles of sedimentary petrography. En Techniques in Sedimentology. Editores: Tucker, M., Blackwell, Oxford. 108-173.
- Hoholick, J.D., Metarko, T.A. y Potter, P.E., 1982. Weighted contact packing improved formula for grain packing of quartz arenites. The Mountain Geologist. 19: 79-82.
- Hrouda, F. y Jezek, J., 1999. Palaeomagnetism and Diagenesis in Sediments. Eds: Tarling, D. y Turner, P. Magnetic anisotropy indications of deformations associated with diagenesis, Geological Society, London. 127-137.

- 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, 82 p., Rosario.
- Iñiguez, A. M. y Andreis R. R., 1971. Caracteres sedimentológicos de la Formación Bonete, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Reunión Geológica de las Sierras Australes Bonaerenses. Provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas. La Plata. pp. 103-120.
- Iñiguez, A.M., Andreis, R.R. y Zalba P.A., 1988. Eventos piroclásticos en la Formación Tunas (Pérmico), Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. Actas II, Jornadas Geológicas Bonaerenses. 383-395.
- Japas, M.S., 1986. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. I. perfil del arroyo Atravesado. Sierra de Las Tunas, Sierras Australes de Buenos Aires. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Buenos Aires, Anales 38:145-156.
- Japas, M.S., 1995a. Evolución estructural de la porción austral del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49(3/4): 368-372.
- Japas, M.S., 1995b. El Arco Noroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires: Producto de megakinks extensionales durante el proceso de la deformación? Actas 4° Jornadas Geológicas Bonaerenses, 1: 257-263. Junín.
- Japas, M.S., 1999. Revisión de las teorías acerca del origen del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54 (1): 9-22.
- Jasper, A., Uhl, D., Guerra-Sommer, M. y Mosbrugger, V., 2008. Palaeobotanical evidence of wildfires in the Late Palaeozoic of South America – Early Permian, Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil. Journal of South American Sciences. 26: 435-444.
- Jasper, A., Uhl, D., Guerra-Sommer, M., Cerruti Bernardes-de-Oliveira, M.E. y Galarce Machado, N.T., 2011. Upper Paleozoic charcoal remains from South America: Multiple evidences of fire events in the coal bearing strata of the Paraná Basin, Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 306: 205-218.
- Jasper, A., Guerra-Sommer, M., Uhl, D., Bernardes-de-Oliveira, M.E.C., Ghosh, A.K., Tewari R. y Secchi, M.I., 2012. Palaeobotanical evidence of wildfire in the Upper Permian of India: Macroscopic charcoal remains from the Raniganj Formation, Damodar Basin. The Paleobotanist. 61: 75-82.
- Jasper, A., Guerra-Sommer, M., Abu Hamad, A.M.B., Bamford, M., Bernardes-de-Oliveira, M.E.C., Tewari R. y Uhl, D., 2013. The burning of Gondwana: Permian fires on the southern continent—A palaeobotanical approach. Gondwana Research. 24: 148-160.
- Juan, R., Jager, J., Russell, J., Gebhard, I., 1996. Flanco Norte de la Cuenca del Colorado. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Eds: V.A. Ramos y M.A. Turic. Relatorio 7: 117-133.

- Kahn, J.C., 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sands-size sediments. 1 on the measurement of packing in sandstones. *Journal of Geology*. 64: 385-395.
- Keidel, J., 1916. La geología de las Sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas del Cabo y los Andes. Min. Agric. Nac., An. Dir. Nac. Geol. Min., IX, 3. Buenos Aires.
- Kostadinoff, J., 1993. Geophysical evidence of a Paleozoic Basin in the interhilly area of Buenos Aires Province, Argentina. *Comptes Rendus XII ICCP*. Volumen 1: 397-404. Buenos Aires.
- Kostadinoff, J., 2007. Evidencia geofísica del umbral de Trenque Lauquen en la extensión norte de la Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 62 (1): 69-75.
- Kostadinoff, J. y Font de Affolter, G. 1982. Cuenca Interserrana Bonaerense, 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.
- Kotter, K., 1960. Die mikroskopische Reflexionsmessung miy dem Photomultipliar und ihre Anwendung auf die Kohlenuntersuchung. En: Bustin, R.M., Cameron, A.R., Grieve, D.A. y Kalkreuth, W.D., 1983. *Coal Petrology. Its principles, methods and applications*. Geological Association of Canada Short Course Notes. Volumen 3. 230 pp.
- Krumbein, W.C. y Pettijohn, F.J., 1938. *Manual of sedimentary petrography*. Appleton-Century-Crofts, Inc. (New York), 549 pp.
- Lesta P. y Sylwan, C., 2005. Cuenca de Claromecó. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Frontera Exploratoria de la Argentina, pp. 217-231. Eds: Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L., Vallejo, E.L.
- Levorsen, A.I. 1973. *Geología del Petróleo*. Editorial Universitaria de Buenos Aires. 452 pp.
- Llambías E.J. y Prozzi, C. R. 1975. Ventania. 6° Congreso Geológico Argentino. Relatorio 79-102. Buenos Aires.
- López Gamundi, O.R., Alvarez, L., Andreis, R.R., Bossi, G.E., Espejo, I.S., Fernández-Seveso, Kokogian, D., Lagarreta, L., Limarino, C.O. y Sessarego, H., 1989. Cuencas intermontanas. En: *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Eds: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. pp 123-68. Serie Correlación Geológica Nro. 6, Universidad Nacional de Tucumán.
- López Gamundi, 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 Gamundi, 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 Science*. 8 (2): 129-142.
- López Gamundi, O.R., Fildani, A., Weislogel, A. y Rossello, E., 2013. The age of the Tunas Formation in the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina): implications for the Permian

- evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*. En prensa.
- Magoon, L.B. 1988. Petroleum system of the United States. U.S. Geological Survey, Bulletin 1870. Denver, Co. 68 pp.
 - Magoon, L.B. 1992. The petroleum system – Status of research and methods. U.S. Geological Survey, Bulletin 2007. Denver, Co. 98 pp.
 - Massabie, A. y Rossello, E. 1984. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 337-352.
 - Massabie, A., Rossello, E.A. y López Gamundi, O.R., 2005. Cubierta Paleozoica-Mesozoica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Buenos Aires* (Eds: deBarrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé M.F. y Llambías, E.). Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Cap. 6: 85-100.
 - Massabie, A.C., Nestiero, O.E., Sanguinetti, A.S., 2008. Brechas y microbrechas cohesivas en cuarcitas de las Sierras Australes de Buenos Aires. Similitudes, diferencias y aproximaciones a su vinculación tectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 63 (2): 163-171.
 - McBride, E.F., Diggs, T.N. y Wilson J.C., 1990. Compaction of Wilcox and Carrizo Sandstones (Paleocene-Eocene) to 4420m, Texas Gulf Coast. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 61, No. 1, p. 73-85.
 - McPherson, B.J.O.L. y Bredehoeft, J.D., 1997. Hydrodynamic history of the Uinta Basin: Modeling fluid migration and sobrepresure. *Geofluids II. Contributions to the Second International Conference on Fluid Evolution, Migration and Interaction in Sedimentary Basins and Orogenic Belts*. Ed. Hendry, J.P., Carey, P.F., Pernell, J., Ruffell, A.H., Worden, R.H.
 - Monteverde, A., 1937. Nuevo yacimiento de material pétreo en González Chaves. *Revista Minera* 8, 116–124.
 - Morel, E., Gutiérrez, P.R., 2000. *Malanzania nana* Archangelsky, Azcuy y Wagner (Lycophyta) en el Carbonífero Superior de Buenos Aires, Cuenca de Claromecó, Argentina. *Ameghiniana* (Revista de la Asociación Paleontológica Argentina). 37 (2): 247-250.
 - Noffke, N., Beukes, N., Bower, D., Hazen, R.M., Swift, D.J.P., 2008. An actualistic perspective into Archean worlds cyano-bacterially induced sedimentary structures in the siliciclastic Nhlazatse Section, 2.9 Ga. Pongola Supergroup, South Africa. *Geobiology*. 6, 5-20.
 - Pángaro, F., Ramos, V.A., 2012. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: Newpieces 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*. Ed. Elsevier. 1-22.
 - Parés, J. M. y B. A. Van der Pluijm, 2002. Phyllosilicate fabric characterization by Low-Temperature Anisotropy of Magnetic Susceptibility (LT-AMS). *Geophys. Res. Lett.*, 29, 24, 2215.
 - Pettijohn, F.J., 1970. Rocas sedimentarias. 2da Edición. Ed. Eudeba. 731 pp.

- Pettijohn, F.J., 1975. Sedimentary rocks. 2da ed. Eds: Harper and Row. Nueva York. 628 pp.
- Pittman, E.D., 1979. Porosity, diagenesis and productive capability of sandstone reservoirs. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Ed: Scholle P.A. and Schluger P.R. Special Publication N° 26, 159-173.
- Ploszkiewicz, V., 1999. Buenos Aires, una nueva provincia petrolera? Actas del IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata. 2: 651-657.
- Pucci, J.C., 1995. Argentina`s Claromeco Basin need further exploration. Oil and Gas Journal. Ed. Newsletter Statistics. 93 (39).
- Ramos, V.A., 1984. Patagonia: un nuevo continente paleozoico a la deriva?. 9° Congreso Geológico Argentino (S. C. Bariloche). Actas 2: 311-325. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999. Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (24): 715-789, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Kostadinoff, J. 2005. La cuenca de Claromecó. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino. Eds. De Barrio, Etcheverry, Caballé y Llambías. 471-480.
- Riecker, 1962. Hydrocarbon fluorescence and migration of petroleum. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist. 46 (1): 60-75.
- Riggi, A., 1935. Geología de la Sierra de "Las Tunas" y sus relaciones con las demás sierras australes de la provincia de Buenos Aires. Anales del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", 38, Geología, 26: 313-332. Buenos Aires.
- Rikles, B. 1980. Tablas de conversión para la industria del petróleo. YPF. Gerencia de Tecnología de la dirección de Industrialización. 150pp.
- Rocha Campos, A.C. y Carvalho, R.G., 1975. Two new bivalves from the Permian "Eurydesma Fauna" of Eastern Argentina: Boletim Instituto Geologico, Universidade Sao Paulo (Sao Paulo, Brazil). V.6: p.181-191.
- Rodrigues, N., Cobbold P.R., Loseth H. and Ruffet, G., 2009. Widespread bedding-parallel veins of fibrous calcite ('beef') in a mature source rock (Vaca Muerta Fm, Neuquén Basin, Argentina): evidence for overpressure and horizontal compression. *Journal of the Geological Society*. Vol. 166, N° 4, p. 695-709.
- 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., 1972. The composition of fluid inclusions. U.S. Geology Survey Prof. 164 p.
- Roedder, E., 1979. Fluid inclusions evidence on the environment of sedimentary diagenesis, a review. En: Aspects of diagenesis. Eds: Scholle, P.A. y Schlager P.R. SEPM Special Publication. 26: 89-107.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy, 12, 644 p.
- Roedder, E. y Boddnar, R.J., 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusions studies. Annual Review Earth Planet Science. 8: 263-301.

- Rossello, E.A. y Massabie, A.C., 1981. Micro y mesoestructuras en las formaciones Lolen y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas. Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36 (3): 272-285.
- Rossello, E.A. y Massabie, A.C., 1992. Caracterización tectónica del kinking mesoscópico de las Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (2): 179-187.
- Ruiz, L., Bianco, T., 1985. Presencia de restos de Lycopsidas arborescentes en Las Mostazas, Paleozoico Superior de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Tandil. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. 217p.
- Scasso, R.A., Limarino, C.O., 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología. Publicación Especial Nro. 1. 2º Edición. 258 pp.
- Sellés Martínez, J., 1986. Las Sierras Australes de Buenos Aires: Su vinculación a un cizallamiento regional. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41(1-2): 187-190.
- Sellés Martínez, J., 1989. The structure of Sierras Australes (Buenos Aires-Argentina). An example of folding in a transpressive environment. Journal of South American Earth Sciences 2(4): 317-329.
- Schmidt, V. and McDonald, D.A., 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Ed: Scholle P.A. and Schluger P.R. Special Publication N° 26, 159-173.
- Sheperd, T.J., Rankin, A.H. y Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Ed. Blackie and Son. 239 pp.
- Sibley, D.F. y Bratt, H., 1976. Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite. Journal of Sedimentary Petrology. 46: 881-896.
- Sorby, H.C., 1858. On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. Geological Society of London Quarterly Journal. 14: 453-500.
- Stach, E., Mackowsky, M., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D., Teichmüller, R., 1982. Coal Petrology. Ed. Gebrüder Borntraeger. 535 pp.
- Suero, T., 1972. Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Ministerio de Obras Públicas, LEMIT, División Geología. Anales 3: 135-147. La Plata.
- Taylor, J.M., 1950. Pore-space reduction in sandstones. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, Vol. 34, No. 4; p. 701-716.
- Teichmüller, 1979. Die Diagenese der kohligen Substanzen in den Gesteinen des Tertiärs und Mesozoikums des mittleren Oberrhein-Grabens. En: Borntraeger, G., 1982. Stach's Textbook of Coal Petrology. Eds: Stach, E., Th. Mackowsky, M., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D., Teichmüller, R.
- Thomas, L., 2002. Coal Geology. John Wiley & Sons Ltd. The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex, England.

- Tissot, B.P. y Welte, D.H., 1984. Petroleum Formation and occurrence. Second revised and enlarged edition. Springer-Verlag. 699 pp.
- Tomezzoli, R.N., 1997. Geología y Paleomagnetismo en el ámbito de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, 306 p. (inédito).
- Tomezzoli, R.N., 1999. La Formación Tunas en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Relaciones entre sedimentación y deformación a través de su estudio paleomagnético. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (3): 220-228.
- Tomezzoli, R.N., 2001. Further Palaeomagnetic results from the Sierras Australes fold and thrust belt, Argentina. *Geophysical Journal International*, 147: 356-366.
- Tomezzoli, R.N., 2012. Chilenia y Patagonia: ¿un mismo continente a la deriva? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69 (2): 222-239.
- Tomezzoli, R.N. y Cristallini, E.O., 1998. Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(1): 117-129.
- Tomezzoli, R.N. y Cristallini, E.O., 2004. Secciones estructurales de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Repetición de la secuencia estratigráfica a partir de fallas inversas? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(2): 330-340.
- Tomezzoli R.N., Melchor, R. y McDonald, W.D., 2006. Tectonic implications of post-folding Permian magnetizations in the Carapacha Basin, La Pampa Province, Argentina. *Earth and Planets Space*. 58: 1235-1246.
- Tomezzoli, R.N y Vilas, J. F., 1999. Paleomagnetic constraints on age of deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. *Geophysical Journal International*, 138: 857-870.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L.V., 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province/Argentina). *Geologisches Rundschau*, 79(3): 797-821.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L.V., 1991. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires province/Argentina). *Geologisches Rundschau*, 79(3): 797-821.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. y Krumm, S., 1989. Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina). *Tectonophysics*, 185: 335-356.
- Walker R.G. y James N.P., 1992. Facies models. Response to sea level change. Geological Association of Canada. 409 pp.
- Wanless, H.R., 1979. Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. *Journal Sedimentary Petrology*. 49: 437-462.
- Wegener, A., 1912. Die Entstehung der Kontinene, Petermanns Mitteil-ungen. En: Hallam, A., 1976. De la deriva de los continents a la tectónica de placas. Ed. Labor S.A. 173 pp.
- Wegener, A., 1929. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig Druck und Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn Akt.-Ges. 221 pp.

- Wilson, J.C. and McBride, E.F., 1988. Compaction of porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura basin, California: *A.A.P.G. Bull.*, v. 72, p. 664-681.
- Winkler, H.F.G., 1967. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 2º Edición Springer Verlag, New York.
- Worden y Burley, 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to Stone. *Sandstone diagenesis: Recent and Ancient*. International Association of Sedimentologists. Editores: Stuart D. Burley y Richard H. Worden. 2-43 p.
- Yoshida, H.D, Yamamoto, K., Murakami, Y., Matsuoka, K., 2006. Formation of biogenic iron-oxide nodules in reducing sediments as an analogue of near-field redox reaction products. *Physics and Chemistry of the Earth*. Elsevier. 31: 593–599.
- 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: 443-469.
- 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.
- 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. y Arcuri, M.J., 2011. La Formación Tunas (Pérmico) en la Cuenca Interserrana. Primera correlación entre campo y subsuelo mediante registros de rayos gamma. XVIII Congreso Geológico Argentino, Actas. Neuquén, 2-6.

Perfil pozo PANG0001
Fm Tunas (Pérmico)



Referencias

1	...
2	...
3	...
4	...
5	...
6	...
7	...
8	...
9	...
10	...
11	...
12	...
13	...
14	...
15	...
16	...
17	...
18	...
19	...
20	...
21	...
22	...
23	...
24	...
25	...
26	...
27	...
28	...
29	...
30	...
31	...
32	...
33	...
34	...
35	...
36	...
37	...
38	...
39	...
40	...
41	...
42	...
43	...
44	...
45	...
46	...
47	...
48	...
49	...
50	...

