



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PATAGONIA SAN JUAN BOSCO, FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y CIENCIAS DE LA SALUD, DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA



TRABAJO FINAL

ARQUITECTURA DE BANDAS DE DEFORMACIÓN DE LA FORMACIÓN BAJO BARREAL EN EL CERRO COLORADO DE GALVENIZ, FAJA PLEGADA DE SAN BERNARDO (CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE)

Autor: Facundo Luciano Méndez

Director: Dr. José Oscar Allard

Co-Directora: Geól. Sabrina Ximena Olazábal

RESUMEN

Las bandas de deformación son discontinuidades tabulares que afectan a rocas porosas y permeables, modificando sus propiedades petrográficas y petrofísicas. Esta contribución cuantifica la variación de estas propiedades en areniscas afectadas por la presencia de estas estructuras en rocas del Miembro Superior de la Formación Bajo Barreal (Grupo Chubut, Cretácico Superior) en el ámbito de la Faja Plegada de San Bernardo (FPSB), unidad reservorio más importante de la Cuenca del Golfo San Jorge. La caracterización se logró a través de un análisis multiescala: i) descripción de perfil sedimentológico, ii) caracterización estructural de las bandas de deformación, iii) análisis topológico de la red de bandas observada en afloramiento, iv) mediciones de permeabilidad al aire en muestras de mano y afloramiento, v) caracterización microscópica de petrografía y mecanismos de deformación y vi) cuantificación de tamaños de porosidad visual, fracciones clásticas y orientación de clastos. Las areniscas que albergan estas bandas de deformación forman parte de un cuerpo de areniscas de grandes dimensiones correspondiente a depósitos de barras y canales fluviales de baja sinuosidad. Las bandas de deformación se presentan como discontinuidades estructurales planares con orientación general este – oeste, inclinaciones altas a subverticales y rechazo centimétrico de inclinación con cinemática normal. El análisis topológico de la red de bandas permitió evaluar diversos parámetros medidos y calculados que indican a la mayoría de las zonas de muestreo como redes conectadas y evolucionadas. El análisis microtectónico llevado a cabo permitió la determinación de dos tipos de bandas de deformación a partir de los mecanismos de deformación reconocidos: bandas de cizalla y bandas dilatantes. Mecanismos de deformación como fracturamiento inter-intragranular y deformación dúctil de clastos volcániclasticos se reconocieron en la banda de deformación de cizalla, generando una disminución de la porosidad visual de 7,11% (protolito) a 0,32% (núcleo de banda), junto a un descenso de la permeabilidad al aire con K_{aire} : 180,07 mD (protolito) y K_{aire} : 101,75 mD (núcleo de banda). La banda de deformación dilatante indicó un aumento en la porosidad visual de 1,12% (protolito) a 20,22% (núcleo de banda), junto a un aumento equivalente en la permeabilidad al aire, de K_{aire} : 286,15 mD (protolito) a K_{aire} : 5025 mD (núcleo de banda). Ninguno de los mecanismos de deformación observados en las bandas de deformación de cizalla fueron reconocidos en las bandas dilatantes. Las variaciones cuantificadas en todos los parámetros analizados demuestran que estas estructuras pueden actuar como barreras o conductos permeables dependiendo de los mecanismos de deformación que se encuentren afectándolas, evidenciando la importancia de su análisis para caracterizar reservorios hidrocarbúferos.



AGRADECIMIENTOS

Transitar y completar una carrera universitaria requiere, además de un esfuerzo y esmero personal enorme, el apoyo de diversas personas, tanto a nivel institucional como a nivel personal. Quiero aprovechar este espacio para agradecer a todas estas personas que han sido indispensables en estos años de carrera. Gracias a la universidad pública, gratuita y de calidad que me brindó la posibilidad de estudiar esta hermosa carrera y conocer a tantas personas que forman parte de mi vida hoy en día, tanto profesional como personalmente. Agradecimiento a los jurados Nicolás Foix, Gabriel Casal y Jorge Rodríguez, que con sus correcciones y sugerencias ayudaron a mejorar la calidad del trabajo realizado. Gracias a José y Sabri por haberme brindado su conocimiento, paciencia y apoyo incondicional en este trabajo final y todas las publicaciones que realizamos juntos. Gracias a la familia Suazo que ofreció el contacto del dueño del campo donde se desarrolló este trabajo. Un agradecimiento a Oscar Valbuena por brindarnos acceso a su campo, facilitando el acceso a la zona de estudio. Gracias a “Los Aduladores de Pato“, grupo de amigos formado en esta carrera con los cuales hemos compartido incontables experiencias y han sido de gran apoyo emocional en estos años. Gracias al “Escuadrón de la Muerte“, grupo de hermanos de indispensable apoyo emocional, que con sus “Asados de la Muerte“ me han ofrecido un lugar donde festejar momentos de felicidad y compartir momentos difíciles. Gracias a mi pareja, Milagros, por acompañarme en este último año de carrera donde hallar el equilibrio entre estudio, trabajo, familia, amigos y pareja ha sido complejo, pero con su compañía y apoyo pude lograrlo. Por sobre todas las cosas, muchas gracias a mi familia, Magali, Flor, Violeta y Marianela que siempre apoyaron mi sueño de terminar esta carrera y estuvieron a mi lado, en los momentos felices y sobre todo en los momentos difíciles que tuvimos que sobrellevar a lo largo de estos años. ¿Cómo dejar de lado a nuestros amigos peludos, no? Las mascotas son seres especiales que pasan a formar parte de la familia y también están con nosotros, en las buenas y en las malas. Tal es el caso de Rocco, Zyla y “El Negro“, a quienes consideraré para esta sección de agradecimientos. Lamentablemente, en el camino perdemos a seres queridos que marcan nuestra vida. Quisiera recordar y agradecer a mis abuelos Luciano y Rosa, a mi tío Juan y a mi sobrino Simón, quienes desearía con todo mi corazón que estuvieran acá para disfrutar este gran logro, del cual también fueron parte. En especial quiero recordar y agradecer a mi viejo, Alejandro, con quien emprendía paseos por el campo neuquino, en lo que eran búsquedas de “piedras bonitas“. Experiencia que terminó siendo la desencadenante de un cariño enorme por esta carrera que decidí estudiar. Su apoyo y guía fueron el pilar donde me sostuve, no solo durante esta carrera, sino durante toda mi vida y gracias a ello, soy la persona que soy hoy en día.

¡MUCHAS GRACIAS!



ÍNDICE

1 - INTRODUCCIÓN.....	1- 17
1.1 – Geología regional.....	4 – 5
1.2 – Estratigrafía.....	5 – 12
1.2.A – Basamento.....	5 – 6
1.2.B – Estratigrafía del Grupo Las Heras.....	6
1.2.C – Estratigrafía del Grupo Chubut.....	6 – 10
1.2.D – Estratigrafía del Cenozoico.....	10 – 11
1.2.E – Geología local: Cerro Colorado de Galveniz.....	12
1.3 – Petrografía, microtectónica y topología.....	13 – 17
1.3.A – Estudios petrográficos en Cuenca del Golfo San Jorge (CGSJ).....	13
1.3.B – Conceptos de microtectónica de bandas de deformación.....	13 – 16
1.3.C – Topología estructural.....	16 – 17
2 - METODOLOGÍA DE TRABAJO	
2.1 – Perfil sedimentológico.....	18
2.2 – Análisis topológico.....	18 – 25
2.3 – Toma de muestras.....	26
2.4 – Medición de permeabilidad al aire.....	26 – 27
2.5 – Análisis petrográfico y microtectónico.....	27 – 28
2.6 – Confección y edición de fotomosaicos.....	28 – 29
2.7 – Análisis cuantitativo de parámetros de interés.....	29 – 35
2.7.A – Configuración inicial de <i>software Image J</i>	29
2.7.B – Análisis de porosidad visual.....	30 – 31
2.7.C – Análisis de fracción clástica.....	32 – 33
2.7.D – Análisis de orientación de clastos.....	33 – 34
3 - RESULTADOS	
3.1 – Perfil sedimentológico.....	35 – 41
3.1.A – Descripción e interpretación de litofacies.....	35 – 36
3.1.B – Descripción e interpretación de asociaciones de litofacies.....	37 – 41
3.2 – Caracterización estructural de bandas de deformación.....	42
3.3 – Análisis topológico.....	43 – 46
3.4 – Análisis microtectónico de bandas de deformación.....	47 – 77
3.4.A – Petrografía y cuantificación modal.....	50 – 51
3.4.B – Caracterización microtectónica.....	52 – 53
3.4.C – Porosidades visuales y permeabilidad al aire.....	54 – 62
3.4.D – Microfábrica.....	63 – 70
3.4.E – Análisis de orientación de clastos.....	71 – 77
4 - DISCUSIÓN	
4.1 – Comportamiento macroscópico de bandas de deformación.....	78
4.2 – Análisis topológico.....	79
4.3 – Análisis microtectónico.....	79 – 82



4.4 – Implicancia tectónica.....	83 – 84
4.5 – Implicancia en rocas reservorio de la Formación Bajo Barreal.....	85
5 - CONCLUSIONES.....	86
6 - BIBLIOGRAFÍA.....	87 – 97
7 - ANEXOS	
7.1 – Anexo N°1: Cuantificación modal.....	98 – 109
7.2 – Anexo N°2: Cuantificación de porosidades visuales.....	110 – 125
7.3 – Anexo N°3: Cuantificación de fracciones clásticas.....	126 – 134



1 - INTRODUCCIÓN

Las bandas de deformación son discontinuidades tabulares de origen tectónico que afectan rocas porosas y permeables. La presencia de estas estructuras en areniscas genera variaciones en la porosidad y permeabilidad, afectando su calidad como roca reservorio (Fossen *et al.* 2017). La siguiente contribución aborda la caracterización microtectónica de arenitas afectadas por la presencia de estas discontinuidades estructurales en canales fluviales del Miembro Superior de la Formación Bajo Barreal (Grupo Chubut) afloradas en la Faja Plegada de San Bernardo (FPSB) (**Fig. 1A**). El área de estudio se encuentra ubicada aproximadamente 70 km al oeste de la localidad de Sarmiento (**Fig. 1B**), en el sector oriental del Cerro Colorado de Galveniz, perteneciente al flanco occidental del Anticlinal del Cerro Cachetamán (**Fig. 2A, B**). Estas rocas corresponden a análogos de reservorio de la unidad productora de hidrocarburos más importante de la Cuenca del Golfo San Jorge (CGSJ), sin embargo, en el área son escasos los antecedentes estratigráficos (Figari *et al.* 1989; Rodríguez 1993; Bridge *et al.* 2000) y tectónicos (Gianni *et al.* 2015a; Bueti *et al.* 2022; Allard *et al.* 2022a). Los depósitos fluviales evaluados se encuentran afectados por la presencia de bandas de deformación que son objeto de análisis en esta tesis de grado. El marco tectonoestratigráfico se definió a partir de la cartografía geológica y el análisis sedimentológico clásico del intervalo de interés. En este contexto, se realizó el análisis cuantitativo que evalúa el efecto generado por la presencia de estas estructuras en la calidad del reservorio a través de la caracterización multiescala y multifuente. Las metodologías utilizadas abarcan: i) análisis topológico de afloramiento de las redes de bandas observadas, ii) petrografía de arenitas, iii) mediciones de permeabilidad al aire (K_{aire}) en muestras de mano utilizadas para cortes delgados, iv) caracterización microscópica de mecanismos de deformación, y v) una cuantificación de variaciones de porosidad visual, fracciones clásticas y orientación de clastos. En particular, el análisis microtectónico se realizó en siete arenitas afectadas por bandas de deformación, de las cuales se realizaron secciones delgadas representativas de la zona de núcleo de banda, zona de daño y protolito. Los resultados muestran variaciones de todos los parámetros cuantificados, indicando la importancia de estas discontinuidades estructurales al momento de caracterizar un análogo de reservorio de hidrocarburos.

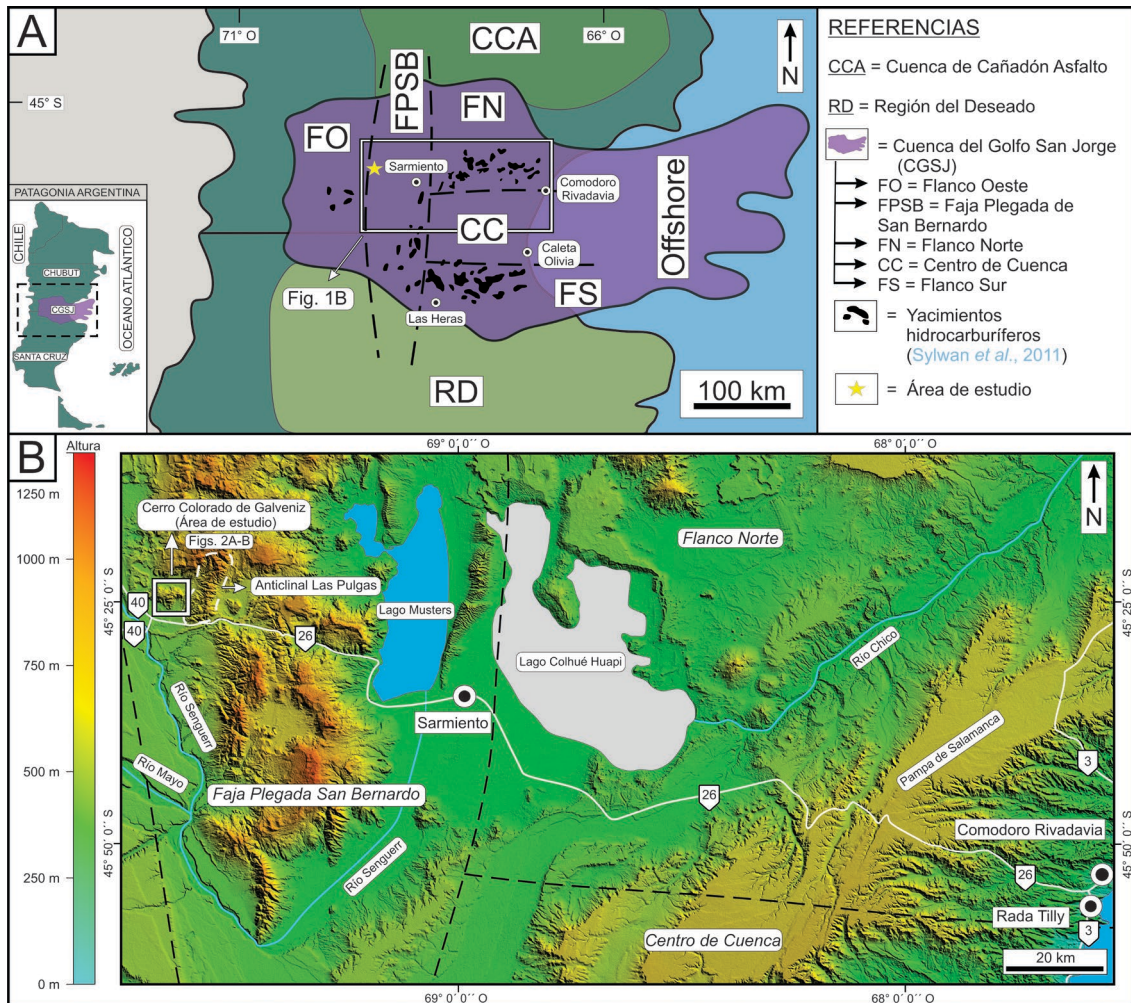


Figura 1. Ubicación regional de área de estudio. **A)** Ubicación y relación espacial de la Cuenca del Golfo San Jorge (CGSJ) con cuencas y regiones geológicas limitantes (basado en Sylwan et al. 2011). **B)** Ubicación del área de estudio.

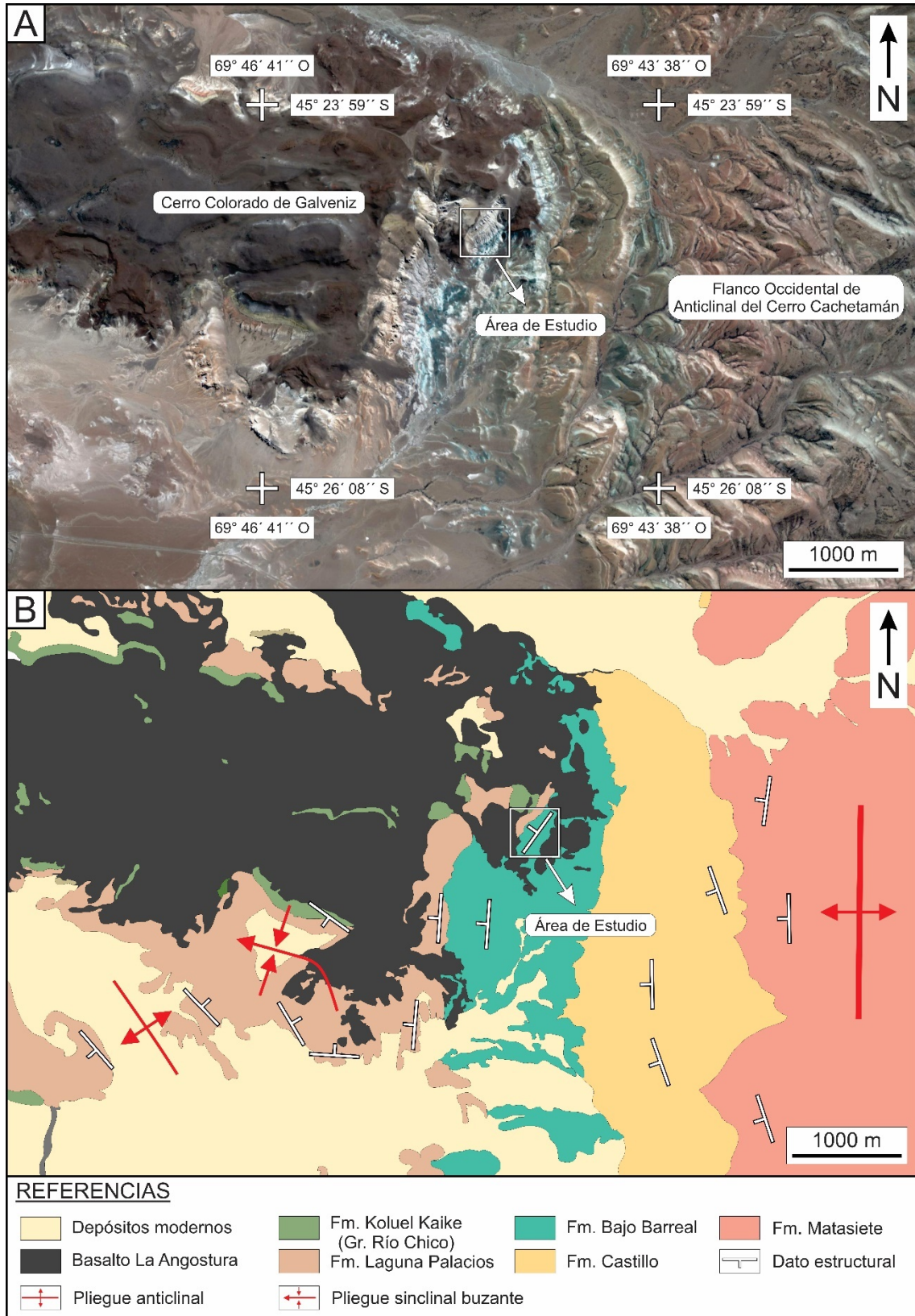


Figura 2. Ubicación de área de estudio. **A)** Imagen satelital tomada de Google Earth ®. **B)** Mapa geológico y datos estructurales fotointerpretados.

1.1 - Geología regional

El presente trabajo se encuentra desarrollado en la CGSJ, ubicada en el sector central de la Patagonia Argentina entre los paralelos 45° - 47° sur y los meridianos 65° - 71° oeste. La cuenca presenta una geometría elongada en dirección este – oeste, limitada al sur con la Región del Deseado y al norte por la Región Nordpatagónica y la Cuenca de Cañadón Asfalto. El límite occidental está marcado por la Cordillera de los Andes o la Precordillera Patagónica y el límite oriental está determinado a partir de información de subsuelo en la plataforma continental del Atlántico Sur. Esta cubeta sedimentaria se divide en base a la estructura en cinco sectores ([Barcat et al. 1989](#); [Fitzgerald et al. 1990](#); [Figari et al. 1999](#); [Ramos 2015](#)) (**Fig. 1A-B**). El sector oriental de la cuenca está conformado por el flanco norte, centro de cuenca y flanco sur, caracterizados por la presencia de fallas normales de rumbo dominante este – oeste y direcciones de inclinación hacia el centro de cuenca. Al oeste de estos sectores se encuentra la FPSB dominada por estructuras compresivas. En su mayoría son fallas normales de orientación norte – sur que han sufrido inversión positiva y están acompañadas de pliegues de inversión ([Ferello, 1950](#); [Ferello y Scocco 1951](#); [Barcat et al. 1984](#); [Figari et al. 1999](#); [Ramos et al. 2015](#), [Foix et al. 2015](#), [Allard et al. 2022a](#)). Por último, el sector occidental también se caracteriza por la presencia de estructuras compresivas de inversión positiva pero su orientación general es noroeste – sureste ([Clavijo 1986](#); [Fitzgerald et al. 1990](#); [Figari et al. 1999](#); [Miller y Marino 2019](#)). La inversión positiva de este sector occidental es significativamente menor que la del sector de la Faja Plegada de San Bernardo.

La Cuenca del Golfo San Jorge (CGSJ) es una cuenca de rift intracratónico relacionado a la apertura de Gondwana y el Océano Atlántico durante el Jurásico con una inversión positiva polihistórica del sector occidental con un relleno Jurásico hasta Cuaternario (**Fig. 3**) ([Fitzgerald et al. 1990](#); [Homoc et al. 1995](#); [Peroni et al. 1995](#); [Figari et al. 1999](#); [Rodríguez y Littke, 2001](#); [Sylwan et al. 2011](#); [Giacosa 2020](#), [Allard et al. 2020, 2022a](#)). Actualmente se han retomado modelos geotectónicos y geodinámicos de [Barcat et al. \(1989\)](#) y [Folguera e Iannuzzotto \(2004\)](#) donde se establece que la inversión del sector occidental de la cuenca comienza en el Cretácico Inferior tardío, estableciendo la depositación del Grupo Chubut como simultánea a la compresión o sinorogénica ([Folguera y Ramos 2011](#); [Folguera et al. 2011](#); [Gianni et al. 2015a, b, 2016, 2017, 2018a, b](#); [Navarrete et al. 2015](#); [Miller y Marino 2019](#)).

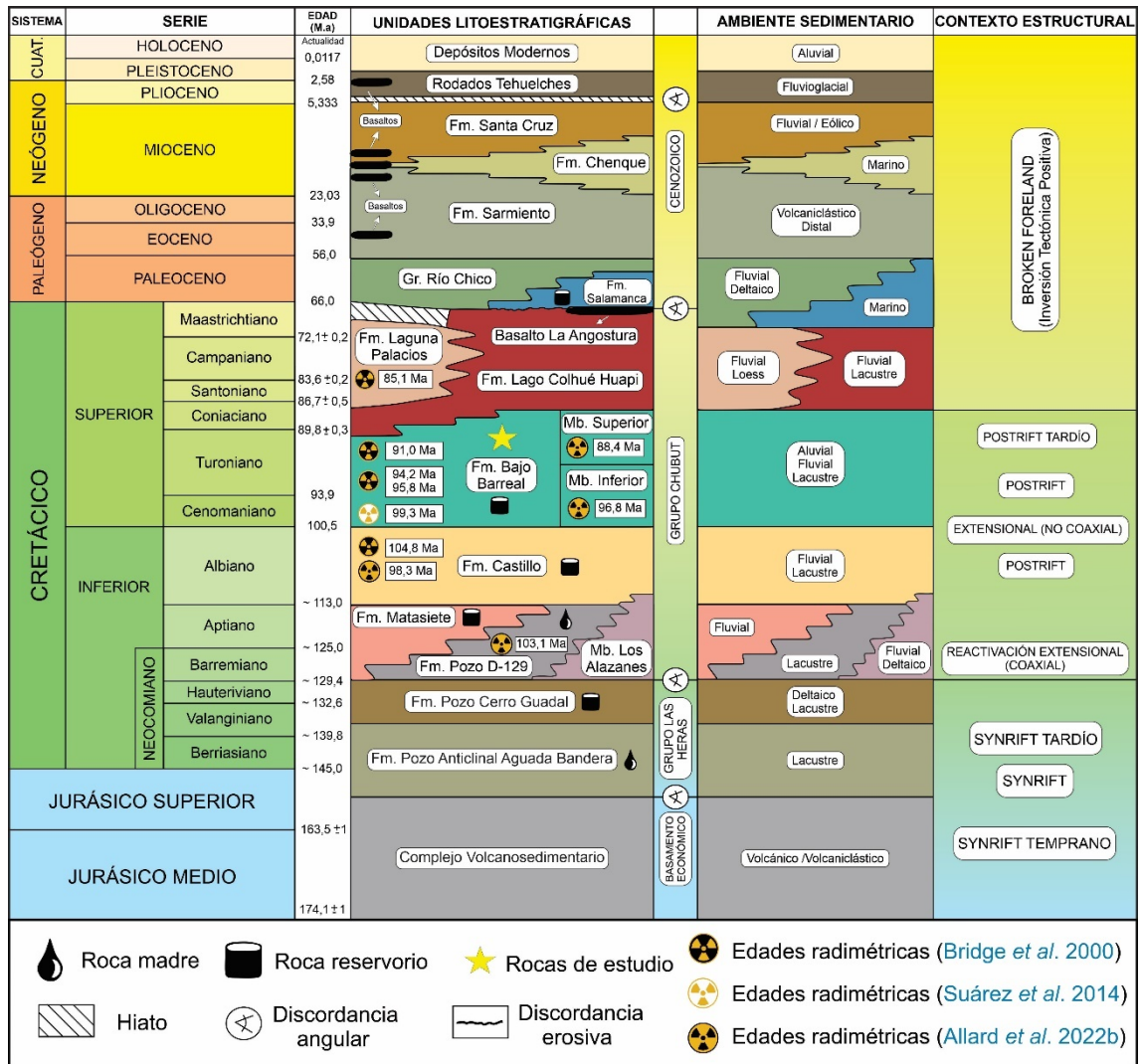


Figura 3. Cuadro cronoestratigráfico de la Cuenca del Golfo San Jorge en la Faja Plegada de San Bernardo. Contexto tectonoestratigráfico basado en Fitzgerald et al. (1990); Figari et al. (1999); Sylwan et al. (2011); Casal et al. (2015); Allard et al. (2020).

1.2 – Estratigrafía

1.2.A - Basamento

El concepto de basamento económico de la CGSJ incluye las rocas del basamento cristalino, el sustrato pre-rift de sucesiones sedimentarias previas y las rocas volcánicas jurásicas del synrift inicial de la cuenca. La ubicación y evolución de las cuencas extensionales triásicas y jurásicas en Patagonia central se asocian a zonas de debilidad de orientación dominante NNO-NO y ONO de edad paleozoica superior (Giacosa et al. 2010, 2020). En el caso de la CGSJ, los mapas estructurales del tope del basamento económico jurásico muestran una compleja organización de hemigrábenes neocomianos con orientación NNO-SSE, NO-SE, y E-O (Fitzgerald et al. 1990; Paredes et al. 2013, 2018a). En el Flanco Norte, Sector Oriental, de la cuenca encontramos un importante alto intracuenal de rocas cristalinas conocido como Alto de Río Chico de orientación NNE-SSO (Cortiñas 1996, Foix et al. 2020), mientras que en el Flanco Sur encontramos una fábrica de basamento indiferenciado orientada NE y SE, con estructuras perpendiculares entre sí (Paredes et al. 2018a). Por otro lado, la Faja Plegada de San Bernardo se

caracteriza por poseer una fábrica de basamento pre-rift con una orientación dominante NNO a NNE (Fitzgerald *et al.* 1990; Allard *et al.* 2020). El relleno inicial de la cuenca se encuentra representado por secuencias volcánicas y volcanoclásticas denominadas Complejo Volcánico Sedimentario (Clavijo 1986), Grupo Bahía Laura (Feruglio 1949), Complejo Marifil (Cortés 1988) o Grupo Lonco Trapial (Lesta y Ferello 1972). Estas rocas son de composición ácida a intermedia asociadas a un estadio de rift temprano del Jurásico Medio a Superior (Lesta y Ferello 1972; Clavijo 1986; Fitzgerald *et al.* 1990; Figari *et al.* 1999; Sylwan *et al.* 2011). Este relleno corresponde a la fase temprana y climax del evento synrift que derivó en la fragmentación de Gondwana, asociado a fusión de corteza inferior por la pluma de Karro (Pankhurst *et al.* 1998, 2000).

1.2.B - Estratigrafía del Grupo Las Heras

El Grupo Las Heras (Lesta *et al.* 1980; Barcat *et al.* 1989) es una unidad de subsuelo, también conocida informalmente como “Neocomiano”, depositada durante el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano. Se encuentra conformada por las formaciones Pozo Anticlinal Aguada Bandera (Lesta *et al.* 1980) y Pozo Cerro Guadal (Ferello y Lesta 1973), compuestas por pelitas negras, areniscas y conglomerados epiclásticos depositadas en un ambiente lacustre sin componentes volcanoclásticos. La ausencia de ceniza volcánica en esta unidad es un rasgo fundamental para diferenciarla de las unidades suprayacentes del Grupo Chubut (Clavijo 1986; Allard *et al.* 2018; Paredes *et al.* 2022). Dicha ausencia de actividad volcánica manifiesta condiciones de extensión de retroarco consistentes con un período de aumento del ángulo de subducción de la placa de Nazca con retracción de la trinchera del arco magmático (Folguera *et al.* 2020). El registro de estas unidades se asocia a una fase de synrift (Fitzgerald *et al.* 1990; Figari *et al.* 1999; Rodríguez y Littke 2001; Sylwan *et al.* 2011; Miller y Marino 2019), rellenando hemigrabenes con orientación NO-SE, NE-SO y E-O, y presentando geometrías estratales fuertemente asimétricas. Las pelitas negras de la Fm. PAAB conforman la roca madre del sistema petrolero más occidental de la cuenca (Figari *et al.* 1999, 2022).

1.2.C - Estratigrafía del Grupo Chubut

Formación Pozo D-129

Esta unidad está conformada por depósitos lacustres con alta participación de componentes volcanoclásticos, las pelitas negras de su sección superior representan la principal roca generadora de los hidrocarburos que se alojan en las formaciones Castillo y Bajo Barreal (Figari *et al.* 1999; Uliana *et al.* 2014; Figari *et al.* 2022). La sección inferior de la Formación Pozo D-129 está conformada por tobas y limolitas tobáceas, arcillitas laminadas grises a verdes, y una cantidad subordinada de areniscas depositadas en ambiente lacustre somero. Esta sección evoluciona verticalmente a tufitas de color gris claro conteniendo niveles delgados de areniscas tobáceas y calizas oolíticas, preservadas en un ambiente lacustre litoral (Atencio *et al.* 2015). La sección superior está compuesta por tobas blancas con areniscas y escasas calizas oolíticas, depositadas en ambiente marginal a fluvio-deltaico (Clavijo 1986). Figari y García (2018) diferencian cinco secciones en la formación que corresponderían a ciclos de nivel de base alto y bajo. Acorde a estos autores, los ciclos de expansión responderían a estadios de nivel alto y

favorecen la depositación de pelitas negras y calizas oolíticas, mientras en estratos de nivel bajo se depositan materiales clásticos gruesos y componentes volcánoclasticos. En la sección basal de la formación se reconoce un intervalo de areniscas identificado como Miembro Pozo Los Alazanes (Pezzi y Medori 1972; Barcat *et al.* 1984) cuyo origen se asocia a la erosión del sustrato ígneo y sedimentario subyacente (Sylwan 2001; Bellosi *et al.* 2002a; Sylwan *et al.* 2011; Foix *et al.* 2020). La edad de la Formación Pozo D-129 ha sido establecida en el rango Hauteriviense – Aptiano por varios autores en base a su contenido en ostrácodos y la asociación de polen *Cyclusphaera - Callisporites* (Masiuk y Viña 1979; Fitzgerald *et al.* 1990). La presencia de caparzones de ostrácodos utrículos y girogonites de carófitos (Asociación de *Flabellochara harrisi*) le asigna a esta formación una edad aptiana (Hechem *et al.* 1987; Carignano *et al.* 2017). Vallati *et al.* (2022) aportaron edades de Barremiano?-Aptiano temprano, mientras que De Sosa Tomas *et al.* (2023) sugieren una edad aptiana temprana para la formación a partir de asociaciones de carófitos. Dataciones radiométricas U-Pb recientes establecen una edad albiana (103,1 M.a.) para los niveles deltaicos superiores de la formación en la zona del codo del Río Senguerr a partir de estudios en depósitos volcánoclasticos finos (Allard *et al.* 2022b). En el sector sur del Cañadón Matasiete se reconoce una intercalación de esta formación con la parte media de la Formación Matasiete, confirmando el engranaje lateral entre las facies lacustres y sistemas fluviales (Sciutto 1981; Hechem *et al.* 1987; Hechem *et al.* 1990; Paredes *et al.* 2007, 2022).

Formación Matasiete

Esta formación se encuentra representada por conglomerados, areniscas y pelitas, de ambiente fluvial (Lesta y Ferello 1972; Lesta *et al.* 1980; Cortiñas y Arbe 1981; Sciutto 1981; Galeazzi 1989; Paredes *et al.* 2022) y se divide en tres miembros. El Miembro Inferior (Sección Conglomerádica Basal), representado por canales fluviales multiepisódicos de baja sinuosidad y geometría en cinta (Hechem *et al.* 1990). El relleno es de conglomerados finos y areniscas gruesas-medianas con estructuras tractivas, intercalados con depósitos de planicie de inundación dominados por limoarcillitas rojizas y limolitas tobáceas con evidencias de edafización (Paredes *et al.* 2007, 2022). El Miembro Medio (Sección Morada Inferior) está constituido por arcillitas y limos violáceos – grises interestratificados con conglomerados finos y areniscas gruesas a finas. Estos depósitos representan potentes depósitos de planicie de inundación que separan canales aislados con baja conectividad. El Miembro Superior (Sección Morada Superior) se encuentra representado por arcillitas y limolitas rojizas y blancas, tobas blancas y depósitos canalizados aislados con relleno multiepisódico. Los sistemas canalizados se reconocen como meandrosos, entrelazados y de baja sinuosidad, siendo este último estilo el dominante (Paredes *et al.* 2007; 2022). La edad de esta formación se establece para el Hauteriviense?-Aptiano, en base a su relación de engranaje lateral con la Formación Pozo D-129 (Sciutto 1981; Hechem *et al.* 1987; Hechem *et al.* 1990).

Formación Castillo

La Formación Castillo se caracteriza por el apilamiento de sucesiones potentes y extensas de material tobáceo fino de colores claros intercaladas con canales fluviales. Los sistemas canalizados son de baja sinuosidad y entrelazados con geometría lenticular y mantiforme (Meconi 1990; Paredes *et al.* 2015). El material volcánico, primario y retrabajado proveniente de la Cordillera de los Andes representa el porcentaje dominante de la unidad. La edad Ar-Ar de esta formación se establece para el Albiano a partir de análisis de tobas en el Codo del Senguerr (Jalfin *et al.* 1999; Bridge *et al.* 2000). Genise *et al.* (2020) establecen una edad albiana tardía a la formación a partir del método Ar-Ar aplicado en dos tobas de grano fino de los sitios cañadón Tronador ($100,14 \pm 0,32$ Ma) y cerro Colorado de Galveniz ($100,13 \pm 0,28$ Ma). Allard *et al.* (2022b) asignan una edad U-Pb cenomaniana temprana (98,3 M.a.) para esta formación, a partir del análisis de tobas con el menor retrabajo posible, en el codo del Río Senguerr. En subsuelo, el equivalente lateral Formación Mina del Carmen (Lesta 1968), aloja cerca del 10% del hidrocarburo líquido de la cuenca en fajas de canales fluviales, mientras las facies finas de planicie de inundación volcánicas actúan como sello principal (Acuña *et al.* 2011).

Formación Bajo Barreal

Esta formación de edad Cenomaniana – Turoniana (Lamanna *et al.* 2002; Casal *et al.* 2009, 2016; Paredes *et al.* 2022) contiene los principales reservorios de la cuenca y se encuentra dividida en Miembro Inferior y Miembro Superior (Sciutto 1981; Rodríguez 1992; Sciutto y Martínez 1996; Umazano *et al.* 2008; Paredes *et al.* 2016, 2018b, 2020, 2022). La edad de esta unidad depende de los métodos utilizados y de la localidad evaluada, planteando la necesidad de importantes calibraciones. Según Powell *et al.* (1989), basándose en la fauna de dinosaurios de Ocho Hermanos (una localidad próxima al área de estudio), la edad de al menos parte de la Fm. Bajo Barreal (incluyendo las areniscas verdes) puede ser aptiana a cenomaniana, sin descartar la posibilidad de que pueda alcanzar al Senoniano. Esta incertidumbre se complementa con la variación de edades radiométricas. Por un lado, Genise *et al.* (2022) obtiene una edad Ar/Ar de $100,14 \pm 0,32$ Ma en la Fm. Castillo en el Cerro Colorado de Galveniz, mientras que Suárez *et al.* 2014 una edad U/Pb de 96 Ma para la Fm. Laguna Palacios en el Cerro Colorado de Galveniz. Estas edades de alta precisión acotarían el intervalo temporal de toda la unidad en la zona de estudio. Por otro lado, distintas dataciones en los distintos miembros de la Fm. Bajo Barreal plantean inconsistencias a resolver. Las edades Ar/Ar en estratos piroclásticos indican una edad cenomaniana – turoniana (97,9 – 91 M.a.) (Bridge *et al.* 2000), aunque este estudio no presenta métodos analíticos o datos isotópicos de apoyo. Suárez *et al.* (2014) asignaron una edad cenomaniana ($94,1 \pm 0,7$ M.a.) al Miembro Superior de la formación a partir de determinaciones radiométricas U-Pb SHRIMP en cristales de circón de un nivel tobáceo en el codo del Senguerr, aunque en la muestra los autores indican la presencia de granos de circón con edades turonianas tempranas (94,1 - 93,1 - 91,7 M.a.). Recientemente, Allard *et al.* 2022b asignaron edades cenomanianas medias (96,8 M.a.) para el Miembro Inferior y coniacianas tempranas (88,4 M.a.) para el Miembro Superior a partir del análisis de tobas en el codo del Río Senguerr. Este contexto de incertidumbre de edad de los depósitos analizados motiva a asignar a los afloramientos

estudiados a la Fm. Bajo Barreal (*sensu lato*) sin especificar su equivalencia a los miembros inferior o superior.

Su arquitectura se caracteriza por canales fluviales de 3-4 metros de potencia, pelitas tobáceas y silicoclásticas de colores claros de planicie inundación. La relación proporcional entre el relleno de planicies de inundación y el de canales fluviales permite clasificar a la sucesión como un ambiente fluvial multicanalizado de alta acomodación (*sensu Martinsen et al. 1999*) con canales aislados y migración por avulsión (*Paredes et al. 2016, 2018b, 2020*). Los estudios sedimentológicos en el período 1960-2000 realizados por profesionales de la industria petrolera caracterizan los principales reservorios con el objetivo de optimizar la extracción de hidrocarburos. En este ámbito se reconocen diferentes denominaciones para los miembros de la formación en subsuelo dependiendo del sector de la cuenca en la que nos encontremos. El Miembro Inferior es equivalente con las formaciones Comodoro Rivadavia (Flanco Norte) y Cañadón Seco (Flanco Sur), mientras que el Miembro Superior es equivalente a las formaciones Yacimiento El Trébol (Flanco Norte) y Meseta Espinosa (Flanco Sur). El análisis de perfiles eléctricos permitió realizar caracterizaciones cualitativas del modelo de facies en sucesiones verticales, mientras que la información de secciones sísmicas, perfiles de pozo, recortes de *cutting* y testigos corona permitieron una reconstrucción de la organización estratigráfica de la unidad y sus reservorios de hidrocarburo (*Clavijo 1986; Barcat et al. 1989; Figari et al. 1999, 2022; Rodríguez y Littke 2001; Sylwan et al. 2011*). Los estudios de subsuelo han fomentado múltiples interpretaciones de los ambientes sedimentarios que incluyen sistemas fluviales efímeros o perennes, ríos entrelazados – meandrosos y abanicos aluviales volcaniclásticos. También se ha reconocido que las características petrofísicas de los reservorios son variables entre yacimientos, observándose asociaciones específicas de minerales autigénicos y procesos diagenéticos que afectan la calidad de los mismos (*Limarino et al. 2017, 2020*). En las últimas dos décadas, numerosos estudios de superficie han mejorado la comprensión de la sedimentología y organización de la formación a través de metodologías de análisis arquitectural, paleohidráulica, geoquímica y el uso de herramientas portátiles (*Bridge et al. 2000; Paredes et al. 2016, 2018b, 2020, 2022; Allard et al. 2022a, 2022c*).

Formación Laguna Palacios

Esta formación es una unidad volcaniclástica continental caracterizada por colores anaranjados, amarillentos y grises, que suprayace en concordancia y de manera transicional al Miembro Superior de la Formación Bajo Barreal en la Sierra de San Bernardo (*Di Persia 1953; Sciutto 1981; Bueti et al. 2019*). Está representada por componentes piroclásticos primarios asociados a lluvias de ceniza y componentes volcaniclásticos depositados en un ambiente eólico (*Bellosi et al. 2002b*), con sedimentación fluvial y lacustre subordinada (*Sciutto 1981; Genise et al. 2002*). Esta formación se considera cretácica superior por la relación de engranaje lateral que tiene con el Miembro Superior de la Formación Bajo Barreal. Existen dataciones controversiales como la de *Bridge et al. (2000)* que asigna una edad de $85,1 \pm 0,79$ Ma (Santoniano), y la de *Suárez et al. (2014)* con edades de $97,6 \pm 0,9$ Ma del Cenomaniano, la cual deja un hiato de más de 10 Ma con la suprayacente Formación Lago Colhué Huapi

(Maastrichtiano). Estas últimas mediciones fueron realizadas posiblemente sobre niveles piroclásticos que no sean primarios, sino que representen materiales retrabajados por sistemas fluviales y eólicos de componentes previamente depositados en áreas proximales a la fuente volcánica (Paredes *et al.* 2022).

Formación Lago Colhué Huapi

Esta formación es la unidad litoestratigráfica definida más recientemente del Grupo Chubut (Casal *et al.* 2015). Preliminarmente se puede considerar equivalente lateral del Miembro Superior de la Formación Bajo Barreal y también se la correlaciona con la Formación Meseta Espinosa en el Flanco Sur y Formación Yacimiento El Trébol en el Flanco Norte. Se caracteriza por el desarrollo de sistemas fluviales en un contexto de alta acomodación, con canales aislados y planicies de inundación limo arcillosas de color rojizo a morado. Esta coloración permite diferenciarla del Miembro Superior de la Formación Bajo Barreal con la cual comparte un contacto gradacional (Allard y Casal 2013; Casal *et al.* 2015). La ausencia de componentes piroclásticos y paleosuelos permiten diferenciarla de la Formación Laguna Palacios con la que comparte un techo transicional. También se reconoce una relación de discordancia angular entre el Miembro Superior de la Formación Bajo Barreal y la Formación Lago Colhué Huapi al este del anticlinal Las Pulgas (Allard *et al.* 2015). Esta relación se asocia a la posición de los afloramientos en relación a estructuras compresionales contemporáneas, con un frente de deformación activo en los afloramientos al norte de la Faja Plegada de San Bernardo, donde se generó levantamiento, erosión y discordancia angular. Este carácter simultáneo a la compresión fue recientemente identificado en el subsuelo de la FPSB (Iglesias *et al.* 2023). El techo de la unidad tiene una edad Maastrichtiana asignada a partir de una asociación palinológica en facies finas laminadas por Vallati *et al.* (2016). Esta edad es compatible con inferencias a partir de estudios de saurópodos, terópodos, ornitisquios (Casal *et al.* 2016) fragmentos de hojas y estromatolitos (Vallati *et al.* 2017, 2019; Casal *et al.* 2020). Un dato controversial son las facies finas dominadas por limoarcilitas rojas asignadas a esta formación (Maastrichtiano) y ubicadas por debajo de la Formación Laguna Palacios (Casal *et al.* 2015), esta última datada en 85 M.a. (Bridge *et al.* 2000) o 97 Ma. (Suárez *et al.* 2014) como máximo.

1.2.D - Estratigrafía del Cenozoico

Formación Salamanca

Esta formación representa el primer ciclo transgresivo-regresivo atlántico de la Argentina en la Patagonia (Ihering 1903; Feruglio 1949; Lesta y Ferello 1972) depositada al este y sur de la Faja Plegada San Bernardo, la cual representaba un alto paleogeográfico durante la transgresión (Camacho 1967; Sciutto 1981, Navarrete *et al.* 2015). Estos depósitos marinos suprayacen a las rocas cretácicas del Grupo Chubut (Feruglio 1949; Clyde *et al.* 2014; Foix *et al.* 2015), generalmente a las formaciones Bajo Barreal y Lago Colhué Huapi. Los ambientes depositacionales de la formación son marinos poco profundos y costeros, incluyendo estuarios, llanuras de marea y fluviales-deltaicos (Andreis *et al.* 1975; Foix *et al.* 2012; Foix *et al.* 2021). El contacto de esta formación con el Grupo Río Chico es transicional, representado por el Banco Negro Inferior, interpretado como

depósitos de manglar o pantano (Feruglio 1949; Comer *et al.* 2015). Se ha establecido una edad daniana (Paleoceno Inferior) para la formación a partir de estudios bioestratigráficos (Ihering 1903; Simeoni 2014) y paleomagnéticos (Somoza *et al.* 1995; Clyde *et al.* 2014), aunque existen menciones de edades maastrichtianas (Barcat *et al.* 1989; Nández y Malumián 2008).

Depósitos continentales cenozoicos

Los depósitos continentales cenozoicos más viejos se asignan al Grupo Río Chico, representados por ambientes sedimentarios fluviales, eólicos y paleosuelos (Andreis *et al.* 1975; Foix *et al.* 2013, 2015; Raigemborn y Beilinson 2020; entre otros). A partir de dataciones radimétricas y paleomagnéticas se asigna una edad daniana media a eocena media (62,5 – 42,2 Ma) al Grupo Río Chico (Iglesias *et al.* 2007; Krause *et al.* 2017). Continúa la Formación Sarmiento, de edad Eocena a Miocena temprana, caracterizada por un dominante aporte piroclástico depositado en un ambiente fluvial – eólico (Legarreta y Uliana 1994; Krause *et al.* 2017). Suprayace, en discordancia, la Formación Chenque (Bellosi 1987, 1995; Paredes *et al.* 2015), la cual representa depósitos de ambiente marino poco profundos de edad eocena – miocena temprana/media (Bellosi 1987; Malumián 1999; Palazzesi y Barreda 2012). Continúa en concordancia la Formación Santa Cruz (Furque y Camacho 1969) de origen continental, representada por depósitos fluviales – eólicos y paleosuelos (Feruglio 1949; Bellosi 1995; Melchor *et al.* 2016) de edad miocena (Cuitiño *et al.* 2015). Finalmente encontramos los Rodados Patagónicos, depósitos cuaternarios de origen fluvio-glacial (Feruglio 1949; Sciutto *et al.* 2000; Martínez y Kutschker 2011) que conforman los relieves mesetiformes del sector sureste de la provincia de Chubut.

1.2.E – Geología local: Cerro Colorado de Galveniz

Las bandas de deformación objeto del presente estudio se encuentran en cuerpos de areniscas pertenecientes al miembro informal Areniscas Verdes de la Formación Bajo Barreal, aflorantes en el flanco este del Cerro Colorado de Galveniz con un rumbo norte – sur a noreste – suroeste (**Fig. 2**). En esta localidad, existen diversos trabajos que brindan contexto estratigráfico, así como caracterizaciones estructurales, geomecánicas y microtectónicas de las rocas analizadas en esta contribución.

[Figari et al. \(1989\)](#) y [Bridge et al. \(2000\)](#) realizaron estudios sedimentológicos y de arquitectura fluvial en las areniscas verdes de esta zona de estudio. Describen los cuerpos de areniscas aflorantes en la zona como areniscas medianas a muy gruesas, teniendo el ciclo completo tendencias grano - estratocrecientes y con direcciones de paleocorrientes promedio ENE ([Figari et al. 1989](#); [Bridge et al. 2000](#)). En la zona superior del afloramiento se destaca un cuerpo arenoso de gran extensión lateral compuesto por dos fajas de canales sobreimpuestas. Esto se debe a que el afloramiento tiene un rumbo casi paralelo al paleoflujo promedio. En la zona inferior se reconoce un cuerpo arenoso distintivo de geometría en manto a levemente lenticular que se encuentra disectado por una serie de rellenos de canal gravosos solapados. Los rellenos de canal tienen tendencias granodecrecientes, pero los del depósito mantiforme presentan tendencia granocreciente en ciertos sectores y llegan a tener techos gravosos. Este cuerpo arenoso mantiforme es interpretado como un *crevasse splay* de un canal cercano de grandes dimensiones ([Bridge et al. 2000](#)).

[Bueti et al. \(2022\)](#) realizaron un trabajo de fotogrametría digital sobre la Formación Laguna Palacios y las areniscas verdes de Bajo Barreal en el que utilizan modelos de elevación digital (DOMs) para la calibración de geometrías estructurales y estratigráficas de escala cartográfica. Estos autores definen una relación de concordancia entre ambas unidades.

También existen antecedentes de caracterizaciones geomecánicas y petrofísicas en la zona de estudio realizados sobre las rocas de la Formación Bajo Barreal, en los cuáles se demuestra el potencial de la utilización de herramientas portátiles y no destructivas en campo ([Vidal et al. 2022a, b, c y 2023](#)).

Los análisis microtectónicos de bandas de deformación se restringen a la difusión de avances parciales de este trabajo final ([Méndez et al. 2018, 2022a y b](#)). Por otro lado, el estudio de permeabilidades al aire realizado por [Allard et al. \(2022c\)](#) evalúa la relación entre este parámetro y la estratigrafía de alta resolución, así como el efecto de la presencia de estructuras de mesoescala como lo son las bandas de deformación.

1.3 – Petrografía, microtectónica y topología

A continuación, se abordan de manera muy resumida los aspectos más relevantes de temáticas específicas que son eje del presente trabajo final.

1.3.A Estudios petrográficos en Cuenca del Golfo San Jorge (CGSJ)

Los estudios petrográficos son una técnica fundamental para el análisis de cuencas sedimentarias. En el caso de la CGSJ, estos se restringen a análisis modales enfocados en procedencia sedimentaria (Teruggi y Rossetto 1963; Tunik *et al.* 2004, 2006a, b; Umazano *et al.* 2009; Limarino y Giordano 2016; Limarino *et al.* 2020; Olazábal *et al.* 2020), detección de porosidad mediante métodos indirectos (Corbelleri *et al.* 1996; Droeven *et al.* 2009; Mustoni *et al.* 2010) o caracterizaciones de porosidad relacionadas a composición y procesos diagenéticos en areniscas (Ibañez *et al.* 2015; Tunik *et al.* 2015; Limarino y Giordano 2016; Limarino *et al.* 2017, 2020), casi sin incluir la caracterización microtectónica (Méndez *et al.* 2018, 2022a y b). Este último tipo de estudio es un déficit importante, ya que otorga una visión fundamental para la evaluación integrada de análogos de reservorios. En particular, la caracterización de los mecanismos de deformación microtectónicos permiten relacionar las variaciones de porosidad y permeabilidad con el desarrollo de bandas de deformación en rocas porosas y permeables (Fossen *et al.* 2017).

1.3.B Conceptos de microtectónica de bandas de deformación

Las bandas de deformación son estructuras tabulares de ancho milimétrico a centimétrico que pueden presentar compactación, cizalla o dilatación localizada en rocas porosas y permeables, como areniscas y conglomerados (Aydin 1978; Aydin y Johnson 1978; Davis 1999; Fossen *et al.* 2007; Fossen *et al.* 2017). Al comparar estas discontinuidades estructurales con fracturas en rocas no porosas y permeables, las bandas de deformación presentan anchos (A) más grandes y desplazamientos (D) mucho menores a los esperados (**Fig. 4**) (Fossen 2010; Fossen *et al.* 2017; Cavailhes y Rotevatn 2018; Wilson *et al.* 2021). Las bandas de deformación pueden clasificarse a partir de su mecánica en bandas de compactación pura (BCP), bandas de dilatación pura (BDP) y bandas de cizalla pura (BCiP). Entre estos extremos tenemos otros tipos de bandas, como las bandas de compactación con cizalla y las bandas de dilatación con cizalla (**Fig. 5**) (Fossen *et al.* 2007, 2017). Los mecanismos de deformación son factores muy importantes a la hora de analizar las variaciones de porosidad y permeabilidad que sufre la roca no deformada. Entre los más importantes encontramos cataclasis o fracturamiento granular, rotación y deslizamiento friccional de granos, disolución y cementación. De estos, la cataclasis, rotación y deslizamiento friccional ocurren simultáneamente a la deformación, es decir, sincinemáticamente, mientras que la disolución y cementación son procesos lentos que pueden ocurrir tanto durante, como después de la formación de la banda (Ngwenya *et al.* 2000; Philit *et al.* 2015; Fossen *et al.* 2017).

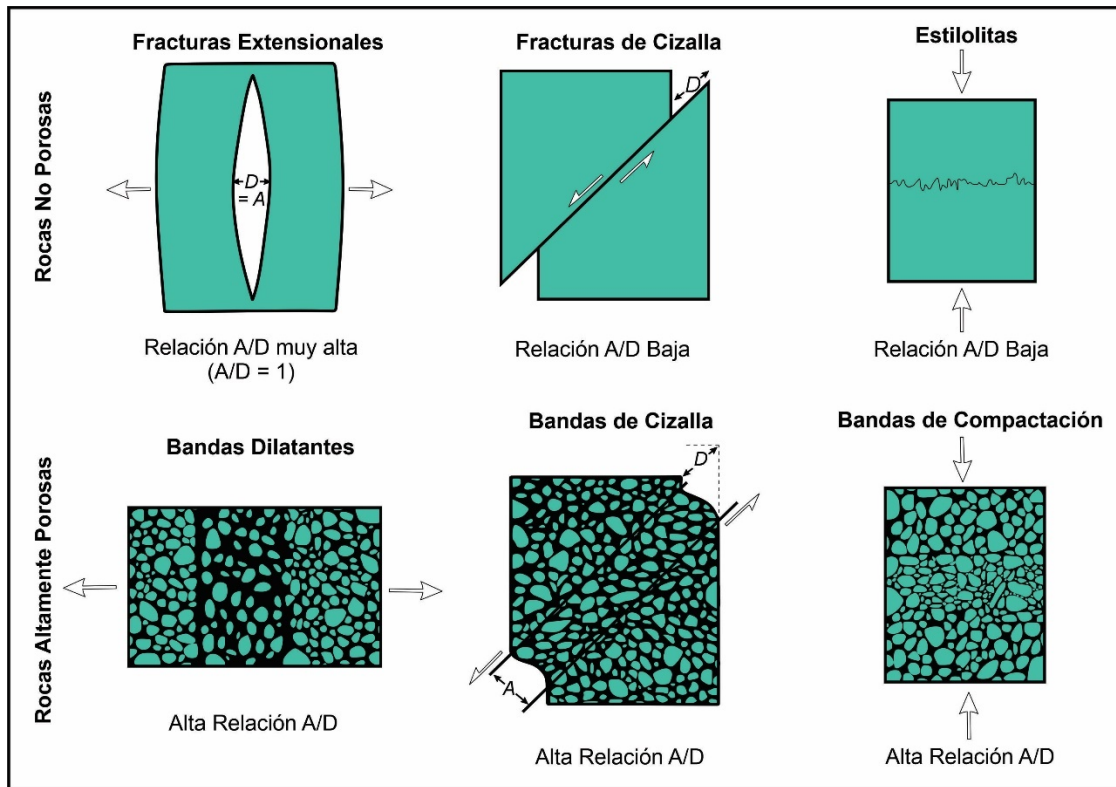


Figura 4. Relación A/D comparativa entre fracturas en rocas no porosas y bandas de deformación en rocas altamente porosas. Redibujado de [Fossen \(2010\)](#).

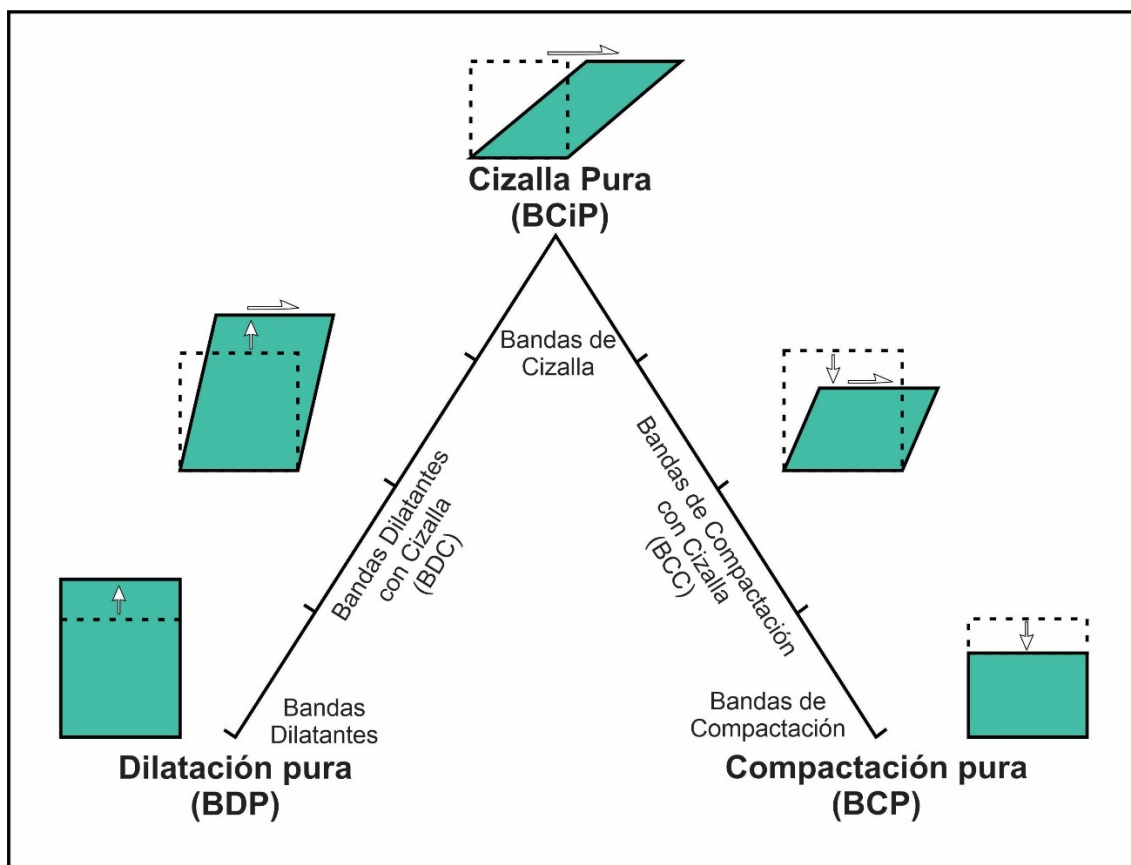


Figura 5. Clasificación cinemática de bandas de deformación. Notar la ausencia de eje horizontal. Redibujado de [Fossen et al. \(2017\)](#).

Los tipos de bandas más comunes son las que presentan comportamientos híbridos como, por ejemplo, las bandas de compactación con cizalla. En estos casos, el desplazamiento de cizalla puede ser mucho mayor que el desplazamiento de compactación. Por ejemplo, las clásicas bandas descritas por [Aydin \(1978\)](#) suelen mostrar desplazamientos de cizalla de pocos centímetros y espesores de alrededor de 1 mm. La reducción de porosidad generada normalmente por este tipo de bandas es de 10 a 15% en areniscas ([Aydin y Johnson 1978](#); [Torabi y Fossen 2009](#)), lo que implica una compactación de 0,13 a 0,2 mm para una banda de 1 mm de espesor. De esta forma, el desplazamiento de cizalla generado típicamente por estas bandas es dos órdenes de magnitud más grande que el desplazamiento de compactación ([Fossen et al. 2017](#)).

El nivel de compactación y desplazamiento de cizalla acumulado en las bandas incrementa con el espesor y el nivel de cataclasis que estas presentan, aunque existen casos en los que bandas individuales acumulan desplazamiento de cizalla a través de cataclasis y reordenamiento granular sin aumento de espesor ([Johansen y Fossen 2008](#); [Rotevatn et al. 2008](#)). Existen casos en el que una banda de compactación con cizalla genera una superficie de deslizamiento estriada en una zona de microcataclasis que puede acumular desplazamientos de cizalla mucho más grandes (escala decimétrica o de pocos metros) ([Rotevatn et al. 2008](#); [Zuluaga et al. 2014](#)). Sin embargo, el comportamiento más común cuando el proceso de deformación es muy intenso es la formación de una nueva banda de deformación, dejando inactiva la original. Este proceso ha sido nombrado como endurecimiento por deformación (*strain hardening*) ([Rudnicki y Rice 1975](#); [Aydin y Johnson 1978, 1983](#); [Antonellini et al. 1994](#); [Shipton y Cowie 2003](#)), cuya repetición lleva a la formación de zonas o grupos de bandas de deformación que pueden alcanzar varios decímetros de espesor. De la misma forma que con las bandas individuales, estos grupos de bandas acumulan desplazamiento mientras más espesor desarrollan.

Las bandas de deformación dilatantes no tienen evidencias de procesos cataclásticos y presentan porosidades más altas que las de la roca de caja, a menos que exista un relleno mineral. Existen descripciones de este tipo de bandas en arenas inconsolidadas ([Du Bernard et al. 2002](#)), las cuáles se creen que han sido formadas a profundidades someras. En ese caso específico, las mismas no presentan desplazamiento de cizalla y se desarrolla relleno de una mineralización opaca que evitó el colapso de la estructura ([Aydin et al. 2006](#)). Este tipo de bandas también se han encontrado en rocas consolidadas y no suelen resaltar en presencia de erosión diferencial a menos que se encuentren rellenas de precipitado mineral, el cual suele consistir en arcillas autigénicas u óxidos de hierro a causa de fluidos circulantes ([Antonellini et al. 1994](#)).

La presencia de bandas de deformación en rocas reservorio tiene un efecto en sus propiedades petrofísicas, lo que las ha convertido en motivo de estudios aplicados con interés de la industria petrolera ([Antonellini y Aydin 1995](#); [Baron et al. 2008](#); [Ballas et al. 2013](#); [Griffiths et al. 2016](#); [Gambino 2019](#)). Sin embargo, el nivel en el que estas estructuras afectan las capacidades de flujo del reservorio ha sido motivo de discusión por décadas ([Fossen y Bale 2007](#); [Brandenburg et al. 2012](#); [Ballas et al. 2015](#); [Lucas et al. 2023](#)). Las bandas individuales y grupos de bandas de deformación presentan variaciones significativas en su espesor, porosidad y permeabilidad, con segmentos o

puntos de unión que funcionan como puntos de filtración (Fossen y Bale 2007; Rotevatn *et al.* 2013). De esta manera, tanto el espesor como la segmentación son controles importantes para las condiciones de flujo y la integridad de la trampa.

Modelados teóricos y prácticos han concluido que la presencia de bandas no tiene efectos de sello significativos (Fossen y Bale 2007; Torabi *et al.* 2013), y la presencia de diaclasas que las atraviesen puede funcionar como zonas de flujo (Tindall 2006). Sin embargo, la presencia de bandas de deformación introduce anisotropía en los reservorios que al menos distorsiona los canales hidráulicos de las unidades de flujo. El efecto generado en las propiedades petrofísicas dependerá de la magnitud de reducción de permeabilidad, orientación y distribución de esta anisotropía (Freitas *et al.* 2023). El nivel de reducción de permeabilidad dependerá de la cantidad de compactación y, en su gran mayoría, de la cantidad de cizalla que presente la o las bandas de deformación presentes (Ballas *et al.* 2015; Lucas *et al.* 2023). Otro factor importante en la reducción de porosidad y permeabilidad es la precipitación de minerales post-tectónicos (Dimmen *et al.* 2020). A la hora de analizar la influencia de las bandas de deformación en reservorios de hidrocarburo es importante evaluar cada reservorio de forma separada, debido a la cantidad de parámetros y condiciones que influyen en el tipo, frecuencia, posición con respecto a estructuras de mayor jerarquía, continuidad lateral-vertical y propiedades de reducción de permeabilidad que presentan las bandas de deformación (Fossen *et al.* 2017).

1.3.C Topología estructural

Las redes de discontinuidades estructurales (diaclasas, fallas, bandas de deformación) controlan muchas propiedades físicas de la roca como la resistencia, porosidad secundaria y permeabilidad, lo que hace que su caracterización sea muy importante a la hora de evaluar la influencia de las mismas en la calidad de un reservorio (Sanderson 2015; Griffiths *et al.* 2016). Las bandas de deformación individuales pueden ser descriptas por un grupo de atributos geométricos como el largo, espesor, orientación, etc. Estos suelen complementarse con caracterizaciones de los grupos de discontinuidades, por ejemplo, la distribución estadística de estos atributos como promedios, rangos, etc. Estos parámetros por sí solos resultan insuficientes para comprender la complejidad espacial del sistema, para lo cual se recurre al concepto de “topología” (Fig. 6). Este recurso ha sido utilizado para caracterizar y describir redes complejas de estructuras en las Ciencias Naturales, Sociales e Ingeniería (Latora y Marchiori 2002; Ravasz y Barabási 2003; Boccaletti *et al.* 2006). En geología, la descripción y caracterización de topología generalmente involucra parámetros adimensionales que pueden o no variar con los cambios de escala y transformación continua del espacio en el que se encuentran las discontinuidades (Sanderson y Nixon 2015; Nixon *et al.* 2020; Wilson *et al.* 2021; Heggernes *et al.* 2023; Mercuri *et al.* 2023). En términos simplificados, una arquitectura natural compleja se simplifica a partir de elementos geométricos como líneas (ramas) y puntos (nodos). Este tipo de caracterización es fundamental en el análisis de discontinuidades estructurales ya que permite cuantificar y caracterizar la distribución y relación espacial de los elementos identificados (Sanderson *et al.* 2018; Morley y Nixon 2016; Hansberry *et al.* 2021; Nyberg *et al.* 2018; Camanni *et al.* 2021; Peacock *et al.* 2019).

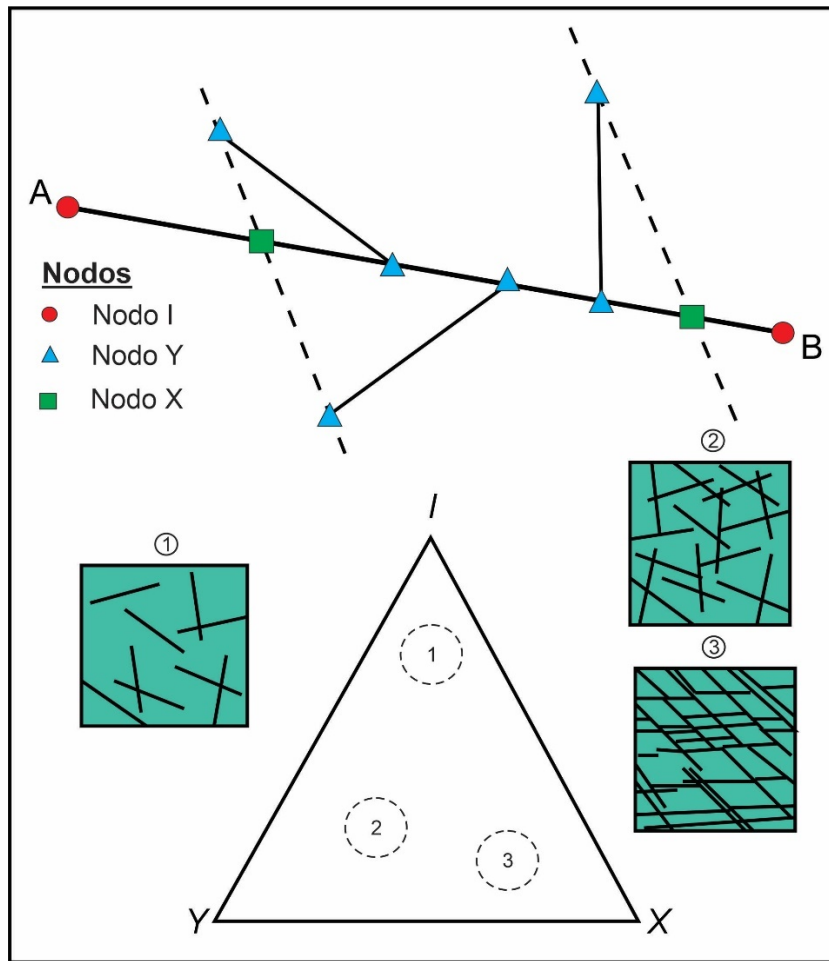


Figura 6. Esquema visual de utilización de topología para caracterización de redes de discontinuidades a partir de nodos y ramas. Las líneas continuas representan discontinuidades dentro del área de análisis y líneas punteadas representan discontinuidades fuera de la misma. Figura redibujada de [Wilson et al. \(2021\)](#).

2. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Las metodologías aplicadas durante este trabajo son múltiples y multiescala. Las mismas son presentadas de mayor a menor escala: 1) relevamiento del perfil sedimentológico, 2) análisis topológico de las redes de bandas de deformación, 3) muestreo orientado y 4) medición de permeabilidad al aire. Finalmente se detallan como se realizaron los análisis microscópicos y las cuantificaciones de parámetros de interés con *softwares* específicos.

2.1 - Perfil sedimentológico

La caracterización estructural se enmarca en un perfil sedimentológico tipo Selley de aproximadamente 60 metros sobre afloramientos bien expuestos con una resolución métrica a submétrica. El análisis de litofacies fue desarrollado teniendo en cuenta granulometría, estructuras sedimentarias, color, gradación, contactos y geometría de los cuerpos. El instrumental utilizado fue un GPS Garmin e-Trex 30x con una resolución espacial máxima de 5 metros, báculo de Jacob, brújula Brunton y comparador granulométrico provistos por el Laboratorio de Sedimentología y Estratigrafía del Departamento de Geología. La codificación de litofacies y asociaciones de litofacies se basaron en [Miall \(1996\)](#). Los datos de paleoflujo se obtuvieron de estructuras tractivas primarias siguiendo metodologías básicas ([Bossi et al. 2007](#)).

2.2 - Análisis topológico

Los afloramientos analizados pertenecen al limbo dorsal del anticlinal del Cerro Cachetamán de la Faja Plegada de San Bernardo. La cartografía estructural de la zona de estudio consistió en la medición de la orientación espacial de los niveles guía y la caracterización geométrica de discontinuidades estructurales de mesoescala. Los estratos analizados afloran sin complejidad estructural lo cual simplificó en análisis geométrico-cinemático de las discontinuidades estructurales. En este marco general, se realizó un análisis de topología de las bandas de deformación mejor desarrolladas. Para este análisis se seleccionaron las zonas más representativas de la variedad de poblaciones de bandas de deformación presentes, donde al menos se observen, 30 nodos ([Procter y Sanderson 2017](#)). Se utilizaron áreas de muestreo circulares en lugar de rectangulares para disminuir el sesgo, al dar la misma probabilidad de analizar una fractura en cualquier dirección en una superficie 2D ([Mauldon 1994](#); [Procter y Sanderson 2017](#)).

Siguiendo a [Sanderson y Nixon \(2015\)](#), la topología de una red de fracturas 2D se encuentra representada por líneas, nodos, y ramas (**Fig. 7**), donde cada línea consiste de una o más ramas con un nodo en cada extremo. Estos elementos se analizaron en campo y digitalizaron en fotos digitales de alta calidad.

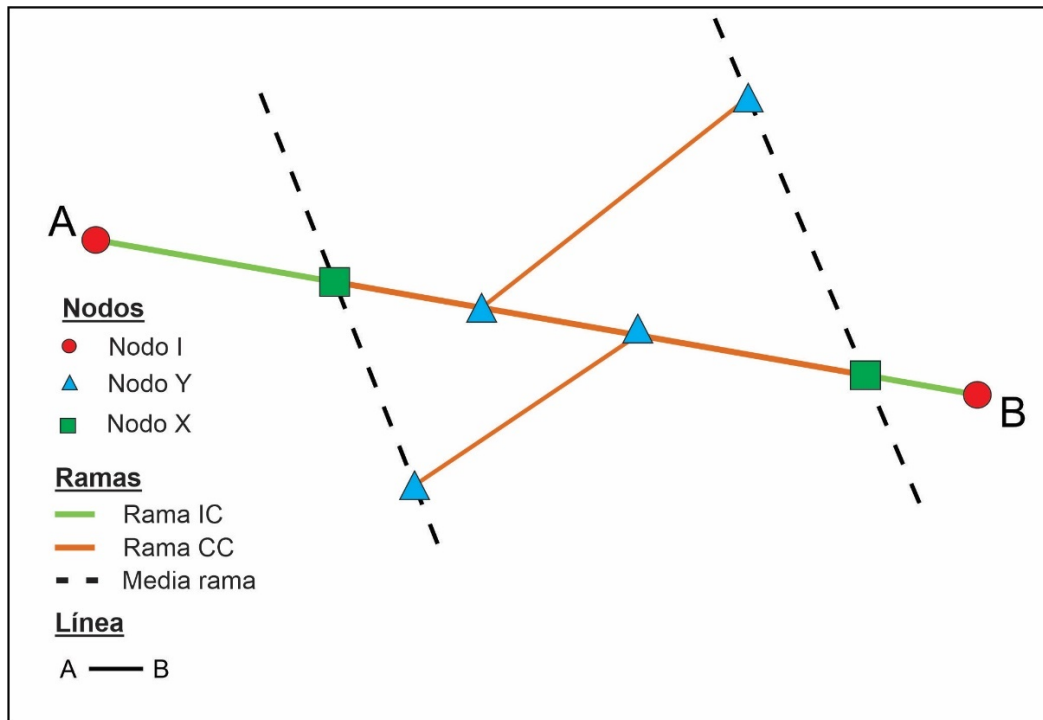


Figura 7. Elementos topológicos de red de fracturas 2D (tomado de Sanderson y Nixon 2015).

Existen tres tipos de nodos, nodos aislados (nodos I), intersección abrupta de fracturas (nodos Y) e intersección continua de fracturas (nodos X) (*sensu* Manzocchi 2002). La proporción de estos nodos puede ser representados en un diagrama triangular para caracterizar la relación espacial de las discontinuidades (Fig. 8). De manera complementaria, se suma a estos la intersección de fracturas contra el borde del área muestreada (nodos E) (Sanderson *et al.* 2019).

En el caso de las ramas, cada una tiene dos nodos en sus extremos, que permiten clasificarlas en seis tipos de ramas: I-I, I-X, I-Y, Y-Y, Y-X, X-X. Como los nodos se clasifican en aislados (nodos I) y conectados (nodos Y – X) podemos simplificar la clasificación de ramas en tres grupos: ramas aisladas (I-I), ramas parcialmente conectadas (I-C) y ramas doblemente conectadas (C-C) (Ortega y Marrett 2000). Con esta clasificación podemos realizar un ploteo en un diagrama triangular (Fig. 9) donde las redes que ploteen cerca de la esquina I-I tienen una alta proporción de ramas aisladas y, por lo tanto, un bajo nivel de conectividad. De la misma forma, redes que ploteen cerca de la esquina C-C tienen alta proporción de ramas interconectadas y un alto nivel de conectividad. Por otro lado, las líneas corresponden a discontinuidades completas que contienen varias ramas a partir de las intersecciones explicadas previamente.

Esta descripción geométrica básica se complementa con numerosos parámetros que surgen de dichos parámetros cuantitativos. A continuación, se hace una breve descripción de aquellos utilizados en la presente contribución.

Parámetro calculado de nodos

El parámetro calculado es el grado de un nodo (D), el cual describe el grado de conexión que existe entre nodo/s y rama/s. Por ejemplo, un nodo I tiene un $D = 1$, un nodo Y tiene un $D = 3$, y un nodo X tiene un $D = 4$. Como todos los nodos tienen un grado asociado, se resumen estos valores en un grado promedio ($\langle D \rangle$). Este valor suele variar entre

$\langle D \rangle = 1$ para una red con fracturas aisladas y nodos tipo I, y $\langle D \rangle = 4$ para una red de fracturas entrecruzadas de largos infinitos con nodos tipo X (Sanderson *et al.* 2019). De esta forma, como una rama (R) tiene dos nodos (N), el grado promedio estará dado por la siguiente ecuación:

$$\text{Ecuación 1} \quad \langle D \rangle = 2(R/N) \quad \text{Grado promedio de nodos}$$

Parámetros calculados de líneas

Como los nodos I e Y representan la punta de una sola línea, la cantidad de líneas (N_L) se verá representada por la siguiente ecuación:

$$\text{Ecuación 2} \quad N_L = \frac{1}{2} (N_I + N_Y) \quad \text{Número de líneas}$$

Otro parámetro determinado a partir del conteo de nodos es el número promedio de conexiones por línea (C_L). Ya que una conexión debe ser a través de un nodo Y o X, y cada uno de estos conectará a dos líneas, la ecuación para determinar este parámetro será:

$$\text{Ecuación 3} \quad C_L = 2 (N_Y + N_X) / N_L \quad \text{Conexiones por línea}$$

La frecuencia areal de fractura (P_{20}), intensidad de fractura (P_{21}) e intensidad de fractura adimensional (P_{22}) permiten describir la abundancia de fracturas a través de la metodología del sistema P_{XY} , donde X denota la dimensión de la región de muestreo e Y la dimensión del parámetro que está siendo medido (Dershowitz y Einstein 1988; Dershowitz y Herda 1992). La frecuencia de fractura areal (P_{20}) se encuentra definida como el número de fracturas (N_L) normalizado por el área de muestreo (A) y tiene dimensiones (m^{-2}). La intensidad de fractura (P_{21}) indica el largo total de líneas por unidad de área.

En este caso, tendremos dimensiones (m^{-1}). Por último, la intensidad de fractura adimensional (P_{22}) no tendrá dimensiones (m^0).

$$\text{Ecuación 4} \quad P_{20} = N_L / A \quad \text{Frecuencia}$$

$$\text{Ecuación 5} \quad P_{21} = \sum L / A = N_L \cdot L_C / A \quad \text{Intensidad}$$

$$\text{Ecuación 6} \quad P_{22} = N_L \cdot L_C^2 / A = P_{21} \cdot L_C \quad \text{Intensidad adimensional}$$

El largo característico de líneas (L_C) es la media aritmética del largo de las líneas (L).

$$\text{Ecuación 7} \quad L_C = \sum L / N_L \quad \text{Largo característico de líneas}$$

Parámetros calculados de ramas

Cada rama tendrá dos nodos en sus extremos, un nodo I para una (1) rama, un nodo Y para tres (3) ramas y un nodo X para cuatro (4) ramas. Por lo tanto, la cantidad de (N_R) es:

$$\text{Ecuación 8} \quad N_R = \frac{1}{2} (N_I + 3N_Y + 4N_X) \quad \text{Número de ramas}$$

A partir del conteo de nodos y ramas podemos calcular un número de conexiones por rama (C_R):

$$\text{Ecuación 9} \quad C_R = (3N_Y + 4N_X) / N_R \quad \textit{Conexiones por rama}$$

La ecuación 9 dará un valor adimensional que variará entre 0 – 2, el cual sirve como medida de conectividad de las discontinuidades. Este parámetro puede ser plotado en el triángulo de proporción de nodos para analizar su variación con la topología (**Fig. 9**).

De la misma forma que se hizo con las líneas, podemos evaluar las ramas con la metodología del sistema P_{XY} , definiendo frecuencia areal de ramas (R_{20}), intensidad de ramas (R_{21}) e intensidad adimensional de ramas (R_{22}).

$$\text{Ecuación 10} \quad R_{20} = N_R / A \quad \textit{Frecuencia}$$

$$\text{Ecuación 11} \quad R_{21} = \sum L_R / A = N_R \cdot R_C / A \quad \textit{Intensidad}$$

$$\text{Ecuación 12} \quad R_{22} = N_R \cdot R_C^2 / A = R_{21} \cdot R_C \quad \textit{Intensidad adimensional}$$

El largo característico de rama (B_C) es la media aritmética del largo de las ramas (L_R).

$$\text{Ecuación 13} \quad R_C = \sum L_R / N_R \quad \textit{Largo característico de ramas}$$

La relación entre la cantidad de ramas y líneas está dada por la siguiente ecuación:

$$\text{Ecuación 14} \quad N_R / N_L = (N_I + 3N_Y + 4N_X) / (N_I + N_Y) \quad \textit{Relación ramas / líneas}$$

Como se definió al principio, la presencia de una línea o rama completa se define a partir de la presencia de dos nodos. Por lo tanto, si la otra punta de una línea o rama se encuentra fuera del área de muestreo, contará como $\frac{1}{2}$ línea dentro del valor final de la ecuación 2. En el caso de que una rama atravesase toda el área de muestreo, sin tener un nodo dentro, no fue contada. De esta forma, una línea o rama será contada solo una vez por área de muestreo.

En la **figura 8A** podemos observar cómo varían las relaciones N_R/N_L con la topología de la red de fracturas. Un sistema de fracturas aisladas estará dominado por nodos I, y relaciones N_R/N_L cercanas a 1, mientras que un sistema de fracturas largas, cercanas y que se cortan entre sí, tendrán una dominancia de nodos X y relaciones N_R/N_L que tiendan a infinito. De forma similar, las conexiones por línea (C_L) se encuentran relacionadas con la topología de la red, donde podemos observar que una red con ausencia de fracturas aisladas (ausencia de nodos I) plotearía a lo largo del eje Y – X, pero tendría valores diferentes de C_L (**Fig. 8B**).

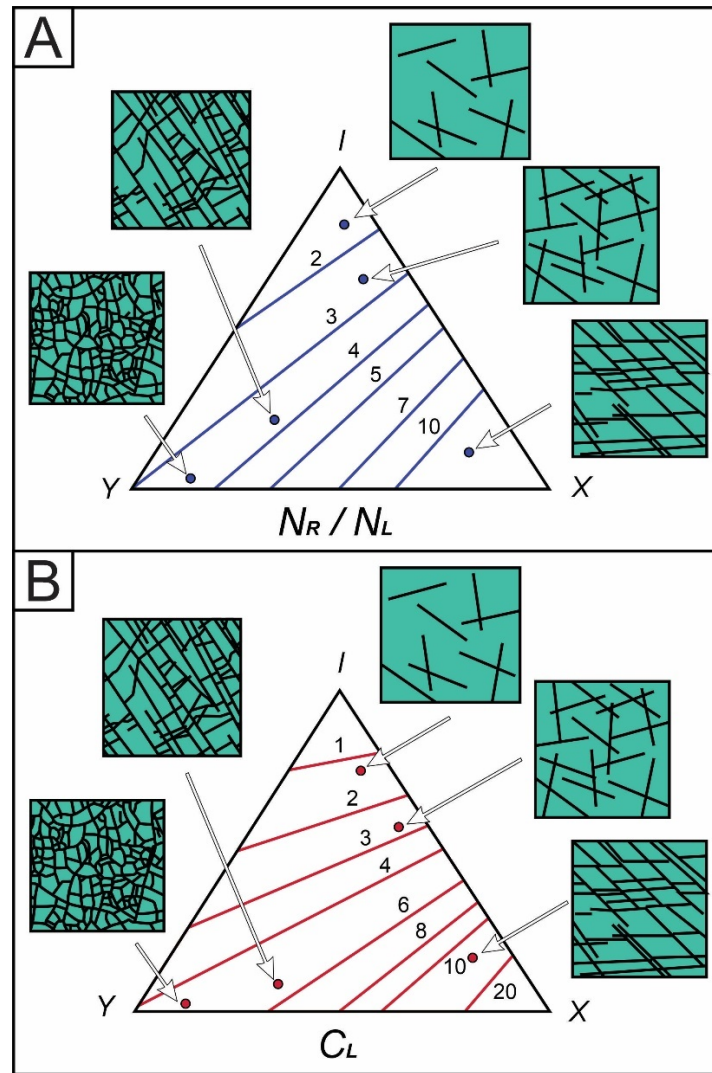


Figura 8. Diagrama triangular de proporción de nodos con ejemplos de variaciones en topología de red de fracturas. **A)** Esquema de variación de topología con ejes de relación N_R/N_L . **B)** Esquema de variación de topología con ejes de conexiones por línea (C_L). Tomado de Sanderson y Nixon (2015).

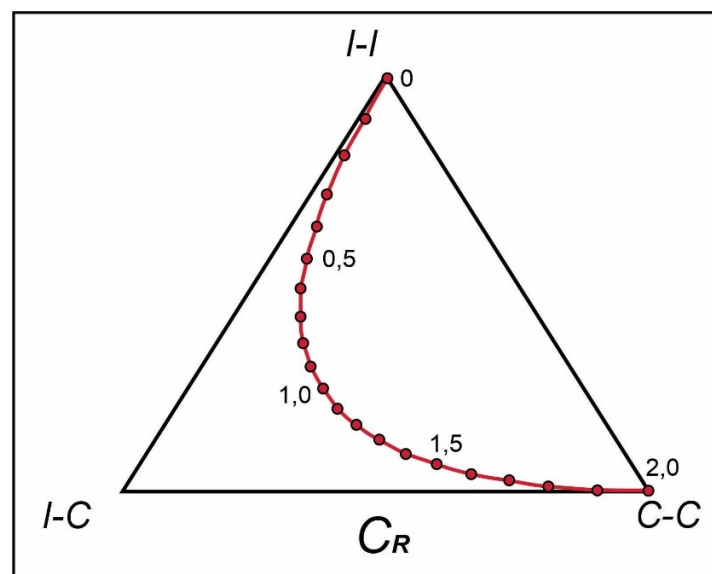


Figura 9. Diagrama triangular de proporción de ramas. En trazado rojo se observan los valores de conexiones por rama (C_R) que se pueden obtener. Modificado de Sanderson y Nixon (2015).

Componentes y regiones

Así como podemos encontrar nodos y ramas en nuestra red de fracturas, también podemos encontrar componentes y regiones. Un componente (K) simple puede ser una rama aislada (i en **Fig. 10**), pero un componente compuesto estará conformado por numerosos nodos y ramas conectadas (ii en **Fig. 10**). Estos componentes compuestos pueden formar desde pequeños grupos de fracturas a redes infinitas. Por el otro lado, las regiones (Re) son los espacios que quedan encerrados entre ramas, formando bloques de roca sin deformar ([Sanderson et al. 2019](#)). Estos componentes y regiones se pueden relacionar con los nodos y ramas a través de la siguiente ecuación:

$$\text{Ecuación 15} \qquad \text{Re} = N_R - N + K \qquad \text{Cantidad de regiones}$$

Es importante tener en cuenta que si tenemos componentes que no se encuentran completamente dentro del área de muestreo existe la posibilidad de que esas componentes se unan fuera de ella. De esta forma, al utilizar la ecuación 15, tendremos que elegir entre dos formas de cálculo. Una forma es tomar a todas las componentes que no se encuentren completamente dentro del área de muestreo como una sola, bajo el concepto de que podrían unirse fuera de esta, y obtener así un valor mínimo de regiones (Re). La otra es utilizar dos valores de K, uno mínimo y uno máximo, obteniendo a su vez, dos valores mínimos y máximos de cantidad de regiones (Re). En este trabajo utilizaremos el valor máximo de la segunda opción.

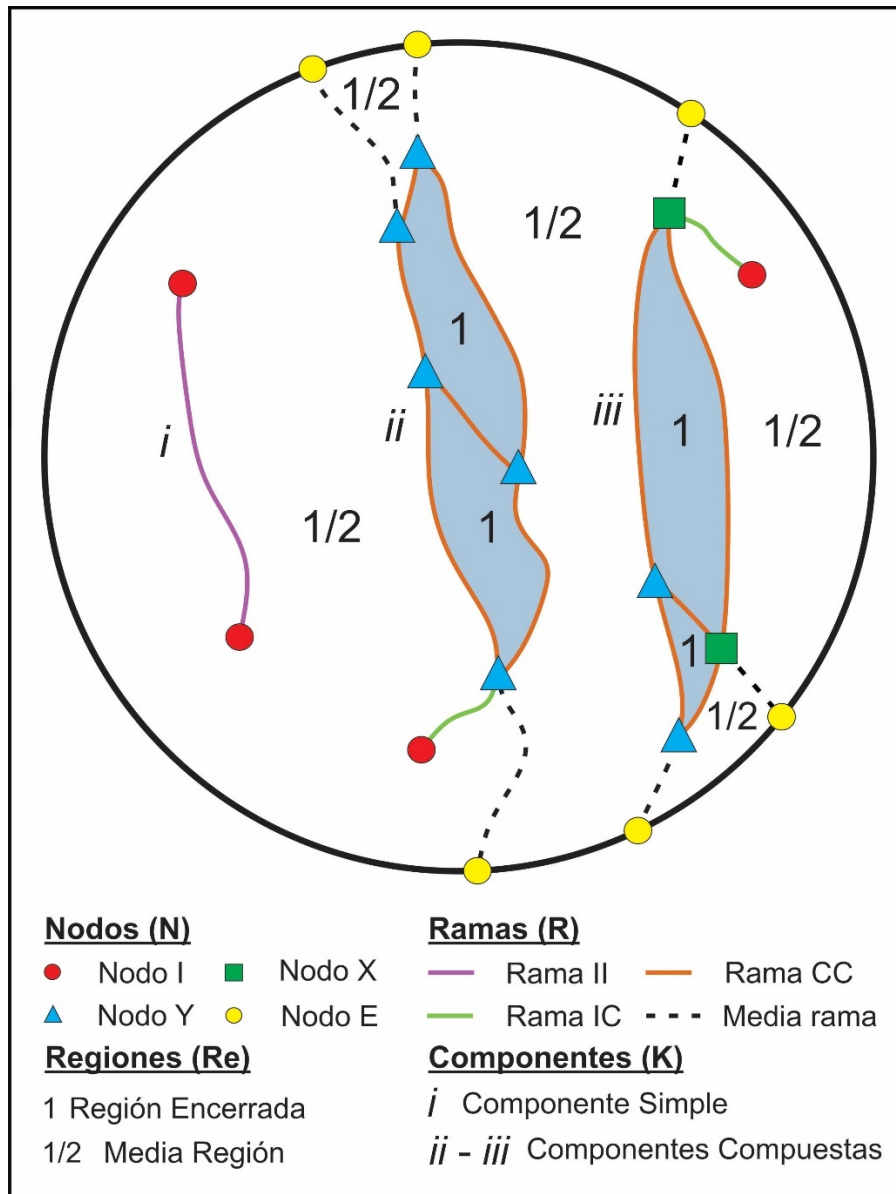


Figura 10. Gráfico ilustrativo de nodos (N), ramas (R), regiones (Re) y componentes (K). Notar que el componente simple (i) está compuesto por dos nodos y una sola rama, mientras que las compuestas (ii y iii) están conformadas por numerosos nodos y ramas.

Modelos de percolación

Existe la teoría de la existencia valores críticos de percolación, a partir de los cuáles podemos establecer si nuestra red de fracturas se encuentra conectada o desconectada. Estos valores críticos existen para las conexiones por línea (C_L), conexiones por rama (C_R), relaciones líneas/ramas (N_R/N_L), intensidad adimensional de líneas (P_{22}) y la intensidad adimensional de ramas (R_{22}). Para obtener estos valores críticos, se utilizan los modelos de percolación, los cuáles han sido desarrollados para evaluar la conectividad de sistemas aleatorios principalmente a través de la generación de ramas en un enrejado regular (percolación de enrejado) o colocación de líneas aleatorias en un plano (percolación continua). En la tabla de la **figura 11** vemos una compilación de resultados para estos valores críticos desarrollados por [Balberg y Binensbaum \(1983\)](#) y [Robinson \(1983, 1984\)](#). En el caso de estudio se utilizaron los valores del modelo aleatorio.

Modelo	$\langle \sin\phi \rangle$	C_L	N_R/N_L = C_L+1	P_{22C} $C_L/\langle \sin\phi \rangle$	R_{22C} = $P_{22C}/(N_R/N_L)$	C_R = $2R_{22C} \langle \sin\phi \rangle$
Aleatorio	$\frac{2}{\pi}$ $\sim 0,637$	3,57	4,57	5,61	1,23	1,56
Ortogonal	$\frac{1}{2} \sin 90$ =0,5	3,11	4,11	6,22	1,51	1,51

Figura 11. Tabla de valores críticos para modelos aleatorios y ortogonales. Tomado de [Balberg y Binenbaum \(1983\)](#) y [Robinson \(1983, 1984\)](#).

De estos parámetros el que se cree más apropiado para la determinación de la conectividad de una red de fracturas utilizando el valor crítico de percolación es la intensidad adimensional de ramas (R_{22C}). En la **figura 12** podemos observar un ejemplo de su utilización en el diagrama triangular de proporción de nodos, donde los ejes representan los valores de intensidad adimensional de ramas en su valor crítico de percolación (R_{22C}) para cada topología. El análisis se realiza ploteando nuestra zona de muestreo en el gráfico y comparando su valor de R_{22} con el valor de R_{22C} que correspondería por su topología. En la zona de muestreo naranja podemos notar que nuestro $R_{22} > R_{22C}$, por lo tanto, ese sistema se encuentra conectado. Por el otro lado, en la zona de muestreo amarilla nuestro $R_{22} < R_{22C}$, clasificando al sistema como no conectado ([Sanderson y Nixon, 2018](#); [Wilson et al. 2021](#)).

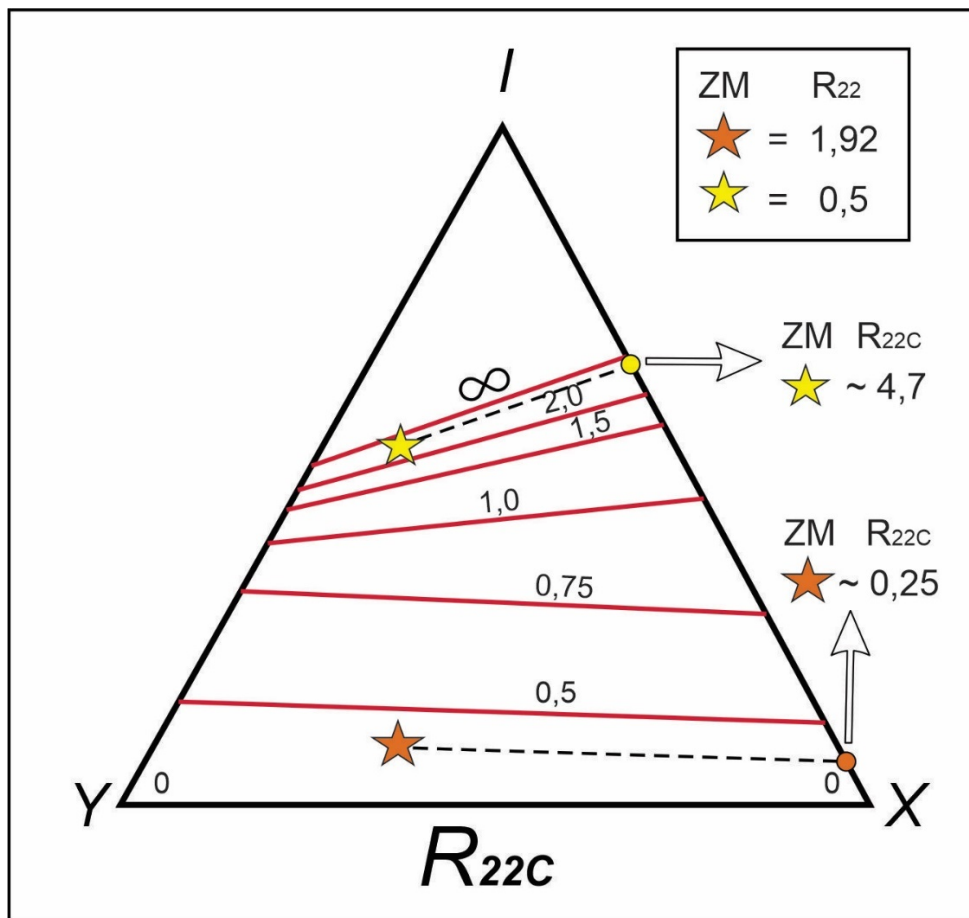


Figura 12. Diagrama triangular de proporción de nodos con contornos representando los valores críticos de percolación en la intensidad adimensional de ramas (R_{22C}). Tomado de [Sanderson y Nixon 2018](#).

2.3 - Toma de muestras

El análisis petrográfico se realizó en muestras de areniscas medianas pertenecientes a cuerpos de canales principales. Las muestras de las bandas de deformación de interés se tomaron orientadas para realizar las secciones delgadas impregnadas con resina *epoxy* azul que permitió el análisis de porosidad visual (**Fig. 13**). La ubicación de las láminas delgadas se definió transversal a las bandas de deformación para abarcar las distintas regiones de las discontinuidades (núcleo, protolito). De esta forma fue posible evaluar cambios de porosidad y de la microfábrica vinculados a la deformación microtectónica.

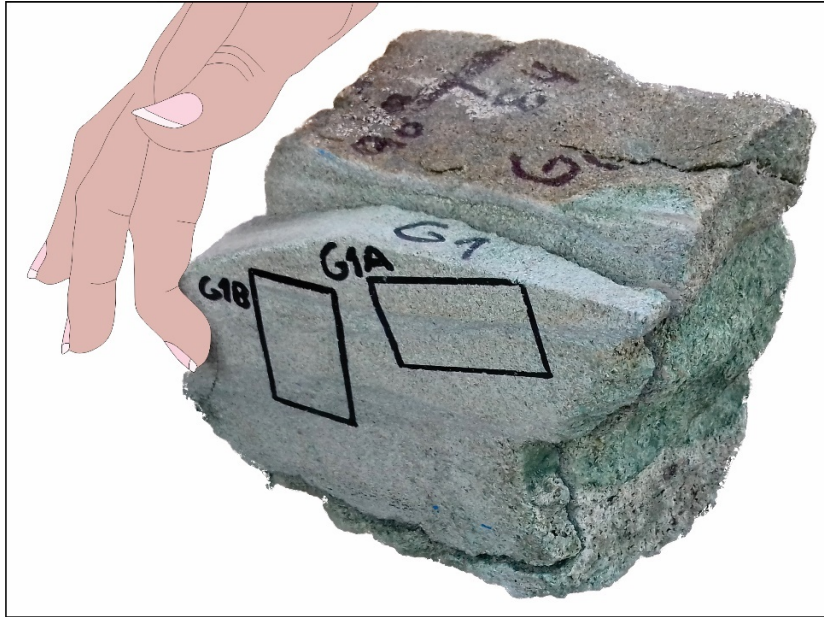


Figura 13. Ejemplo de muestra orientada de bandas de deformación acondicionada para realización de secciones delgadas.

2.4 - Medición de permeabilidad al aire

Las mediciones de permeabilidad se realizaron con un permeamómetro al aire portátil *Tiny Perm 3* (**Fig. 14A**). Las mismas se realizaron en campo sobre superficies lisas y poco meteorizadas, mientras que en laboratorio sobre las muestras macroscópicas utilizando las superficies de corte de las submuestras utilizadas para elaborar el corte delgado. El principio de funcionamiento del instrumento consiste en la inyección de aire a presión a través del accionamiento del vástago, y la medición del reingreso del aire inyectado (**Fig. 14A**). Este proceso es registrado en una aplicación de *smartphone* que procesa los datos en tiempo real y permite evaluar la calidad del resultado (**Figs. 14B, C**). En el gráfico obtenido, la línea verde corresponde a la curva de inyección y la línea azul corresponde a la curva de admisión de aire. La pendiente positiva en la curva de admisión representa la presión requerida para la inyección y la negativa el regreso del aire inyectado al aparato. Al realizar la inyección de aire, los factores más importantes son apoyar la boquilla de forma completa para que no exista pérdida lateral de aire y realizar una inyección más constante que rápida. El patrón de esta línea durante la medición anticipa de forma cualitativa el resultado que obtendremos, ya que una línea de descenso lenta indicará una roca con baja permeabilidad (**Fig. 14B**). En los casos de permeabilidades

muy bajas se utiliza una extrapolación del dato luego de tres minutos de medición debido al tiempo de espera entre mediciones. En caso contrario, una roca permeable la línea de descenso será más rápida y no alcanzará valores de presión máxima tan altas ya que se pierde un porcentaje en la matriz rocosa (**Fig. 14C**). Otro factor importante de este registro es la posibilidad de evaluar la validez del dato que estamos registrando en tiempo real, ya que si las curvas se presentan irregulares indica una pérdida de contacto entre la boquilla del aparato y la superficie rocosa.

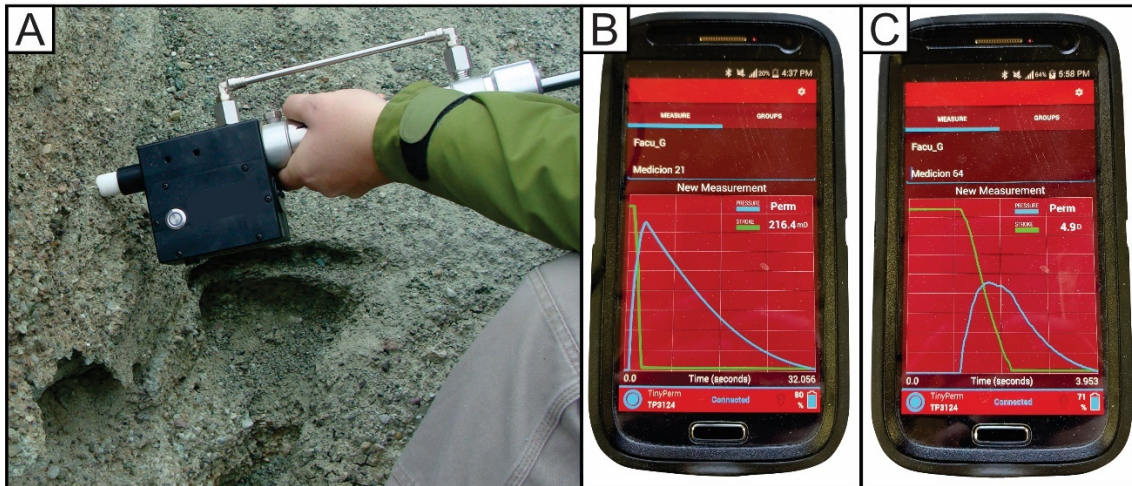


Figura 14. Medición de permeabilidad al aire con permeamómetro *in situ*. **A)** Posicionamiento de aparato medición sobre superficie rocosa *in situ*. **B)** Registro de medición para una roca con baja permeabilidad. **C)** Registro de medición para una roca con alta permeabilidad. Notar que el instrumento ajusta la unidad de la lectura a darcy (D) o milidarcy (mD).

2.5 - Análisis petrográfico y microtectónico

La escala de mayor detalle abordada consistió en el análisis petrográfico y microtectónico de arenitas vinculadas a bandas de deformación o sus protolitos. Se analizaron 12 secciones delgadas en microscopio de polarización Optika B-383POL y la captura de microfotografías con cámara digital Nikon D330. Se realizó un conteo de 350 puntos por sección delgada considerando la fracción granular (cuarzo, feldespatos, líticos) e intergranular (cementos, matriz y poros) para una posterior clasificación de las secciones siguiendo la propuesta de [Folk et al. \(1970\)](#). Los conteos se realizaron a partir de una grilla digital sobre fotomosaicos de las secciones completas (**Fig. 15**). La descripción cualitativa de la microtectónica permitió el reconocimiento de procesos como fracturamientos inter- e intragranulares, así como indentación de clastos ([Passchier y Trouw 2005](#)). El análisis cuantitativo de la microtectónica se realizó digitalmente con los fotomosaicos a partir del análisis de la porosidad y la microfábrica.

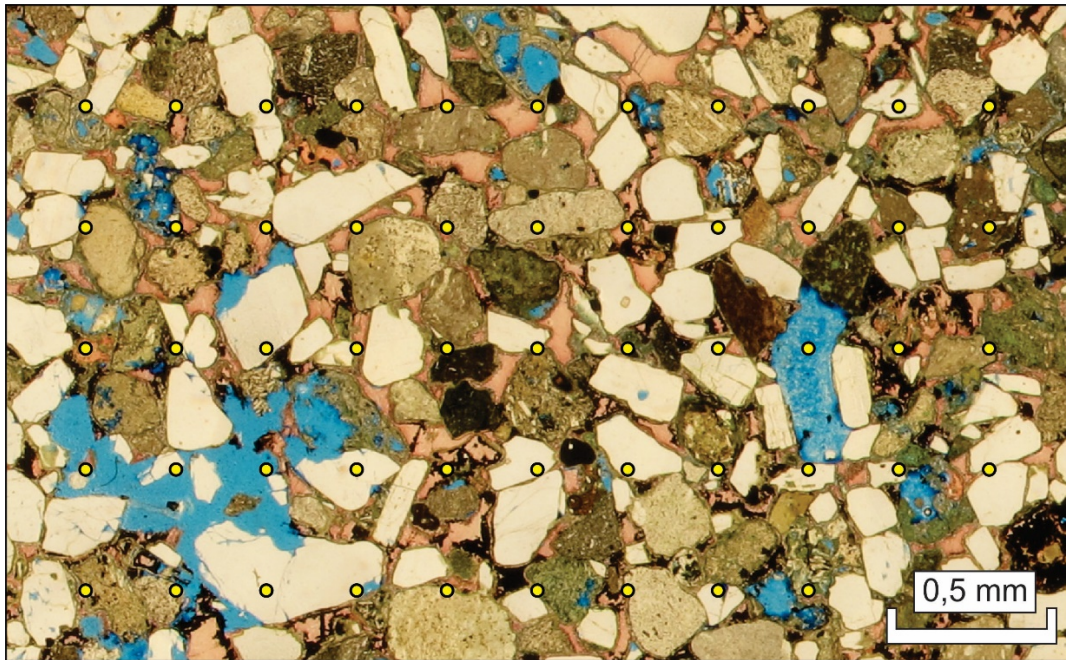


Figura 15. Grilla digital de conteo utilizada para definir las proporciones petrográficas de todas las secciones delgadas.

2.6 - Confección y edición de fotomosaicos

Cada sección delgada se analizó a partir de la confección de un micropanel fotográfico utilizando el *software PTGui* uniendo 100 microfotografías individuales, las cuales fueron tomadas a nicoles paralelos y zoom óptico 4X (**Fig. 16**). La unión de cada microfotografía se realizó con la versión de prueba del *software PTGui* a partir de puntos de control (**Fig. 17**), los cuáles pueden ser unidos automáticamente o de manera manual por el usuario. En este estudio, las uniones fueron automáticas, excepto en zonas puntuales de conflicto donde se utilizó la configuración manual para un resultado óptimo. La confección de estos fotomosaicos de alta calidad permitió realizar el análisis integrado de la microfábrica de las secciones delgadas en su totalidad, así como superponer una grilla de conteo petrográfica y los análisis específicos detallados a continuación.

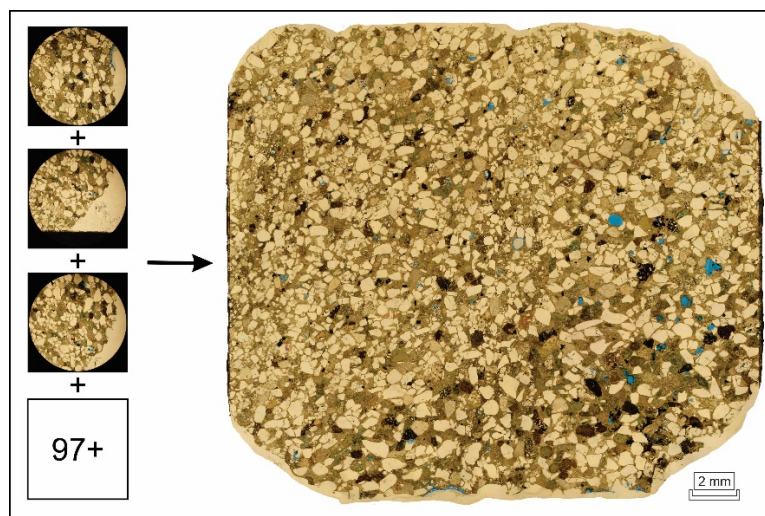


Figura 16. Micropanel fotográfico resultante de sección delgada. El ejemplo corresponde a la sección delgada B1B.

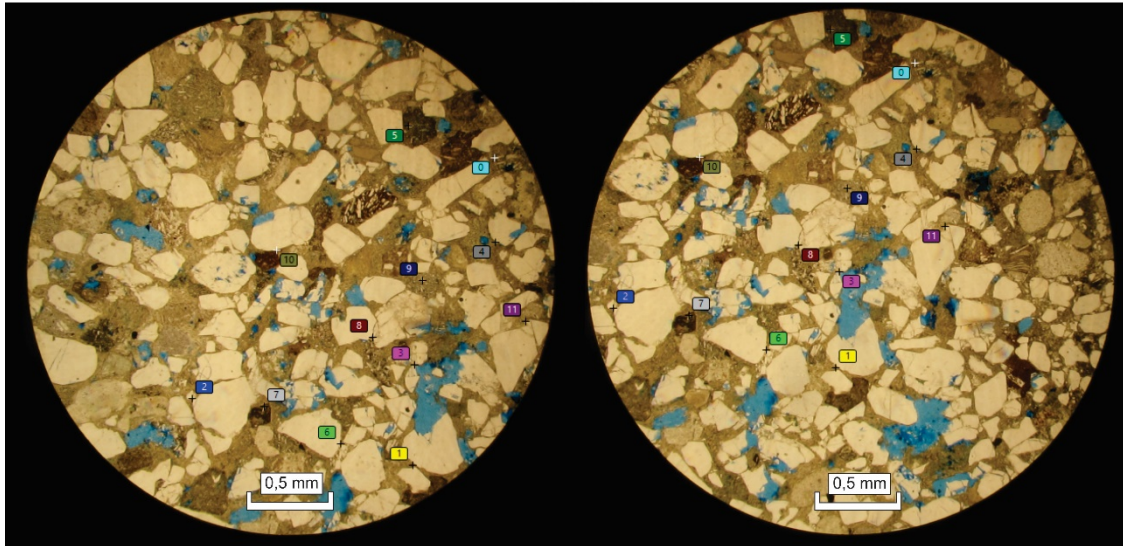


Figura 17. Unión de microfotografías individuales a través de puntos de control.

2.7 - Análisis cuantitativo de parámetros de interés

Los análisis cuantitativos de porosidad visual, fracción clástica y orientación de clastos que se llevaron a cabo en este trabajo se lograron con la utilización del *software* de uso libre *Image J*. A continuación, se detallarán los pasos básicos para lograrlo.

2.7.A - Configuración inicial de software Image J

El primer paso fue transformar el micropanel de formato .jpg (mapa de bits JPEG) a .tiff (mapa de bits TIFF), ya que el *software Image J* requiere este último formato. El siguiente paso fue establecer la escala de la microfotografía, a través de un objeto con una medida conocida, ya que la imagen se encontrará, por defecto, en unidad de pixel x pixel o en *inches x inches* (pulgadas x pulgadas). En este caso, medimos un clasto en cada sección delgada con la escala del microscopio óptico. Luego de esto se procedió a realizar las mediciones de objetos. El *software* ofrece una variedad de resultados para realizar mediciones (Fig. 18), los cuáles pueden ser exportados en formato .csv (*Excel*).

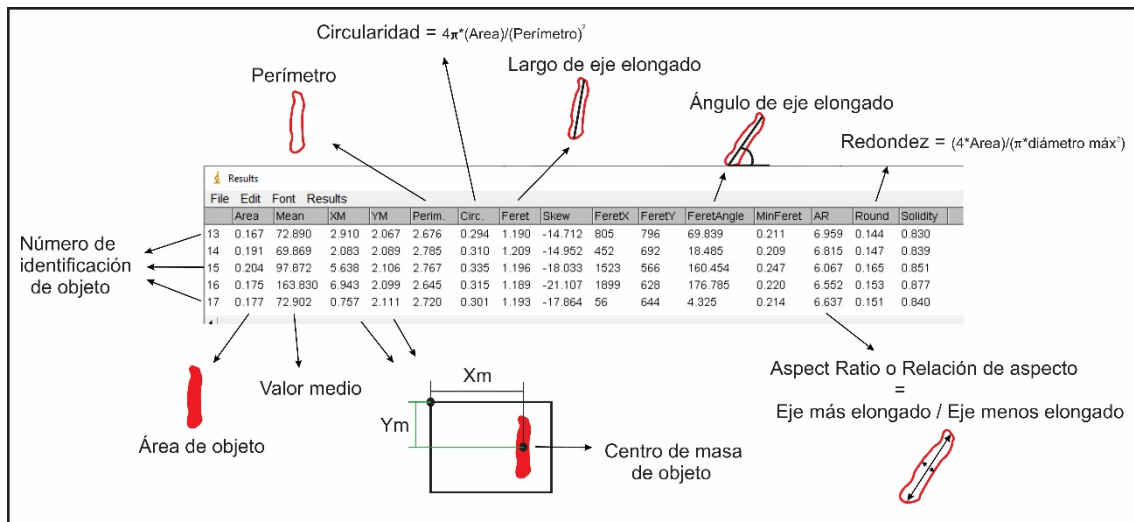


Figura 18. Ejemplo de mediciones realizadas en objetos con *software Image J*.

2.7.B - Análisis de porosidad visual

Para este análisis se realizó un resaltado de la porosidad visual de la sección delgada a través de un *Color Threshold*, el cual consiste de tres deslizadores donde podemos seleccionar el color (*HUE*), saturación (*Saturation*) y brillo (*Brightness*) de los objetos que queremos analizar. En este caso, seleccionamos el color celeste correspondiente a la resina *epoxy* azul que resalta y discrimina la porosidad visual de la sección delgada (**Fig. 19**). Luego se realizó el análisis, en el cual se evaluó el área ocupada por los poros y su valor promedio. Este análisis se puede hacer para la totalidad de los objetos o para intervalos específicos. En este caso, realizamos un análisis total (**Fig. 20**) y por intervalos realizando una clasificación de la porosidad visual en criptoporosidad, microporosidad fina, microporosidad gruesa, mesoporosidad, macroporosidad fina, macroporosidad gruesa y megaporosidad (**Fig. 21**). Esta clasificación está modificada de la establecida por [Limarino et al. \(2020\)](#) donde utilizan el diámetro de un círculo equivalente a la superficie del poro irregular, mientras que, en nuestro caso, se utiliza el área ocupada por dicho poro.

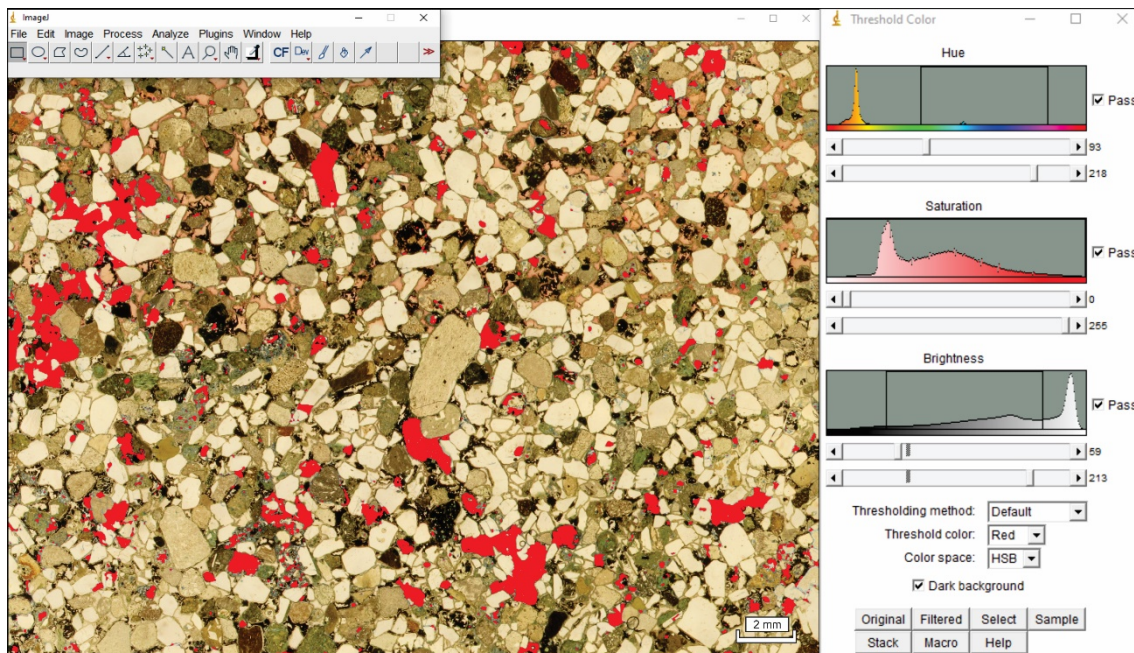


Figura 19. Porosidad visual resaltada en color rojo utilizando *software Image J*. El proceso se realiza a partir de la configuración de los deslizadores de color (*HUE*), saturación (*Saturation*) y brillo (*Brightness*).

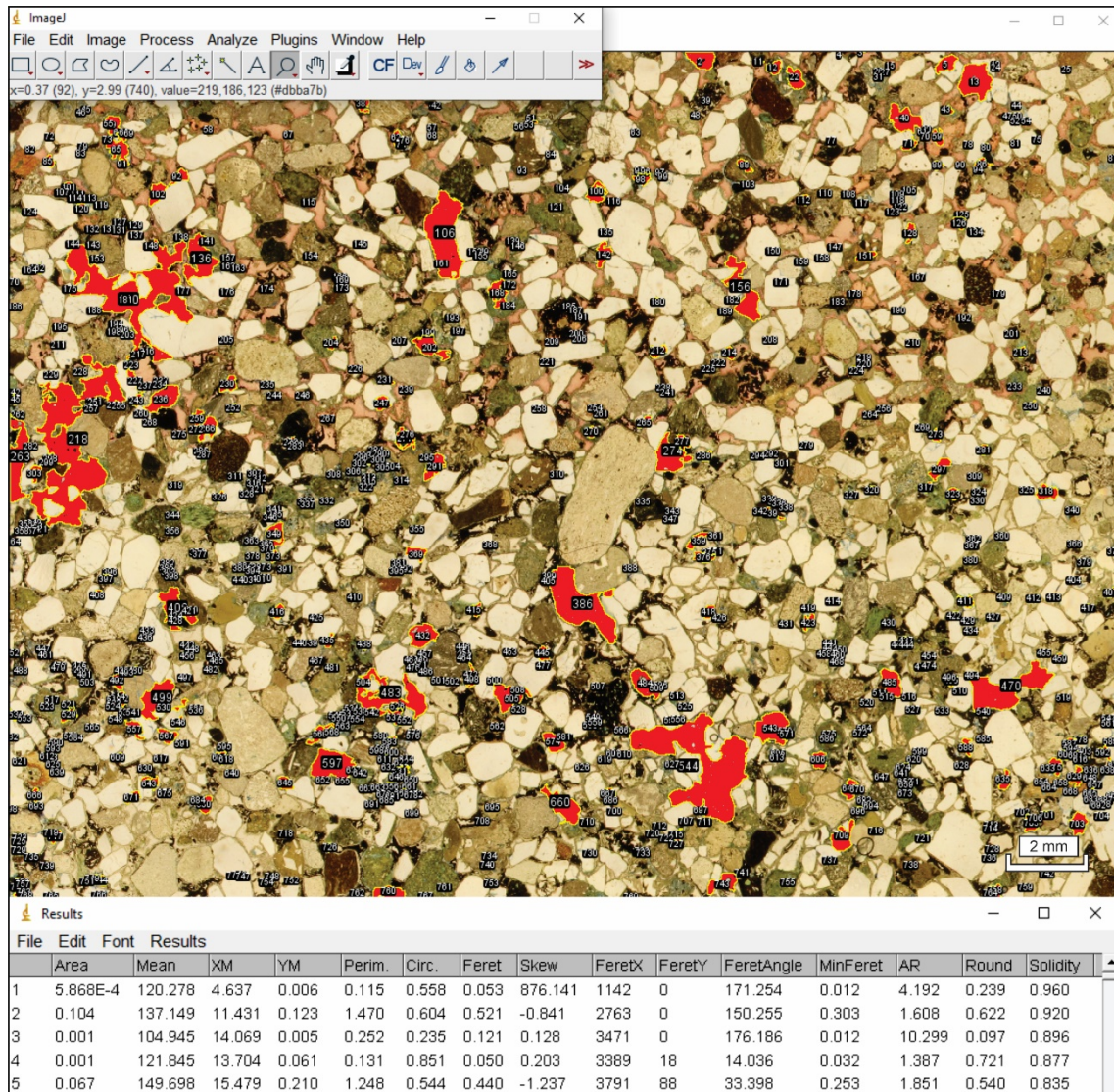


Figura 20. Resultados de análisis automático de porosidad visual. Significado de cada parámetro en la figura 18.

Tipo de porosidad	Área ocupada (mm ²)
Criptoporosidad	<0,001
Microporosidad fina	0,001 - 0,02
Microporosidad gruesa	0,02 - 0,062
Mesoporosidad	0,062 - 0,125
Macroporosidad fina	0,125 - 0,25
Macroporosidad gruesa	0,25 - 1
Megaporosidad	>1

Figura 21. Clasificación de porosidad visual. Modificada de Limarino *et al.* (2020).

2.7.C - Análisis de fracción clástica

Se realizó un análisis similar al realizado con la porosidad visual, cuantificando y clasificando las fracciones clásticas con bordes definidos y alto contraste. El objetivo fue analizar las variaciones en las zonas de núcleo, zonas de daño y protolitos. Para esto se utilizó una herramienta del *software* que permite transformar nuestra imagen en binaria, de forma que nuestra fracción clástica aparece de un color y la matriz – cemento de otro color. Con el fin de lograr una diferenciación más nítida, se realizó un realzado de contraste en la imagen (**Figs. 22A, B**). Posteriormente se transformó la imagen a *8bit* y luego a binaria (**Fig. 22C**). A partir de este procedimiento se discriminan las fracciones a través de un *threshold* de escala de grises resaltando la fracción clástica para el análisis automático (**Fig. 23**). Es importante resaltar que la metodología no permite diferenciar clastos con bordes poco definidos y/o escaso contraste con la matriz. Esto condiciona parcialmente los resultados, sin embargo, permitió evaluar el tamaño y la microfábrica de los componentes dominantes de las arenitas.

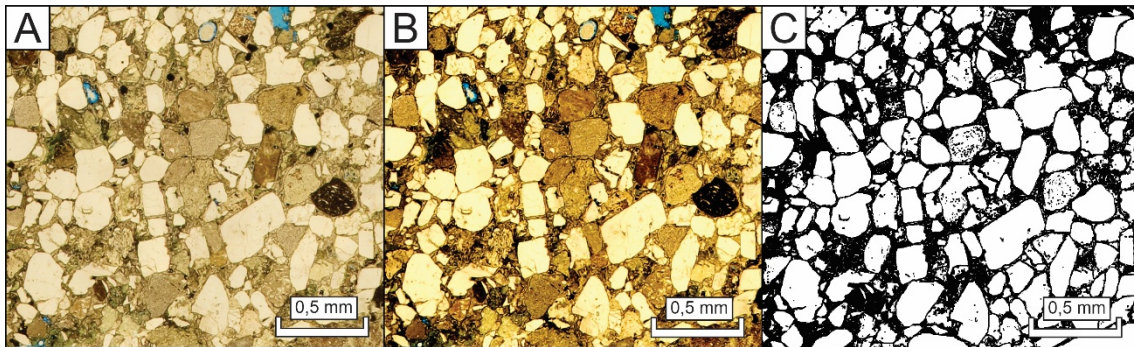


Figura 22. Acondicionamiento de imagen para análisis de fracción clástica. A) Imagen original. B) Imagen con aumento de contraste. C) Transformación a *8bit* y binaria.

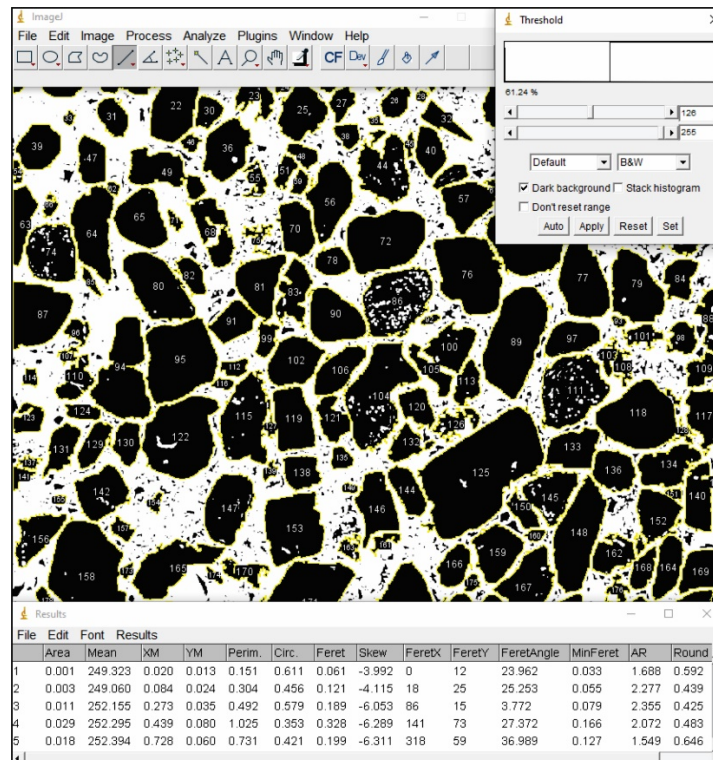


Figura 23. Análisis cuantitativo automático de la fracción clástica.

El análisis de la fracción clástica permitió realizar una clasificación a partir del área ocupada por la misma en fracción muy fina (0,001 – 0,01 mm²), fina (0,01 – 0,1 mm²), media (0,1 – 1 mm²) y gruesa (>1 mm²) (**Fig. 24**). También se pudieron conocer los tamaños promedio de clasto de las secciones delgadas.

Fracción clástica	Área ocupada (mm ²)
Fracción muy fina	0,001 - 0,01
Fracción fina	0,01 - 0,1
Fracción media	0,1 - 1
Fracción gruesa	>1

Figura 24. Clasificación de fracción clástica.

2.7.D - Análisis de orientación de clastos

El *software Image J* se utilizó para obtener una diversidad de resultados a partir de su análisis de objetos. De particular interés para el análisis de la microfábrica fue el *Aspect Ratio (AR)* y *feret angle*, los cuales corresponden a la relación de aspecto (relación entre eje más elongado y menos elongado) y el ángulo con respecto a la horizontal del eje más elongado de los objetos de análisis, respectivamente. Con la ayuda del *plugin Extended Analyze Particles* podemos realizar un análisis diferenciado de objetos acotando todos los parámetros que el *software* reconoce (**Fig. 25A**), a diferencia de la herramienta *Analyze Particles* que sólo permite discriminar a partir del área ocupada y circularidad de los objetos de análisis (**Fig. 25B**). De esta forma, para este análisis los parámetros que se acotaron fueron *Area* (0,001 mm² – *Infinity*) y *Aspect Ratio (AR)* (>1,5). Se seleccionó ese valor de relación de aspecto para que los objetos analizados se encuentren elongados en un 50 % y la evaluación de su orientación sea más representativa.

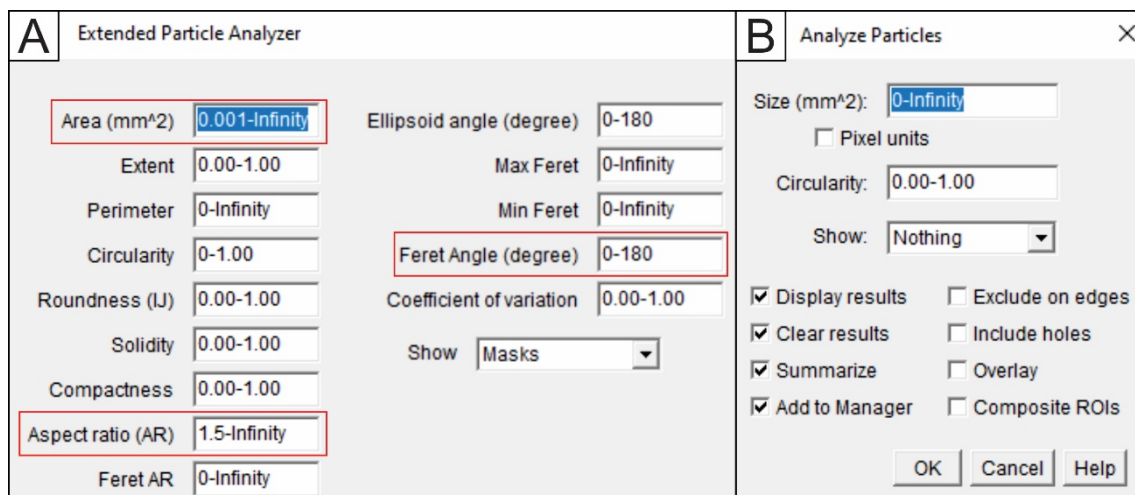


Figura 25. Parámetros de análisis disponibles en *software Image J*. **A)** *Plugin Extended Particle Analyzer*. Notar que permite acotar mayor cantidad de parámetros. **B)** Herramienta *Analyze Particles*.

Una vez obtenidos los resultados se acondicionaron los valores de *Feret Angle* en un block de notas para poder cargarlos en el *software* de uso libre *Georient*, con el cuál realizamos los diagramas de rosas (**Fig. 26A**). Luego de analizar los datos del diagrama, pudimos hacer un análisis para resaltar las orientaciones que se presentaron como preferenciales. En el ejemplo de la **figura 26B** resaltamos los objetos con un $AR > 1,5$ y *Feret Angle* entre 10° - 40° .

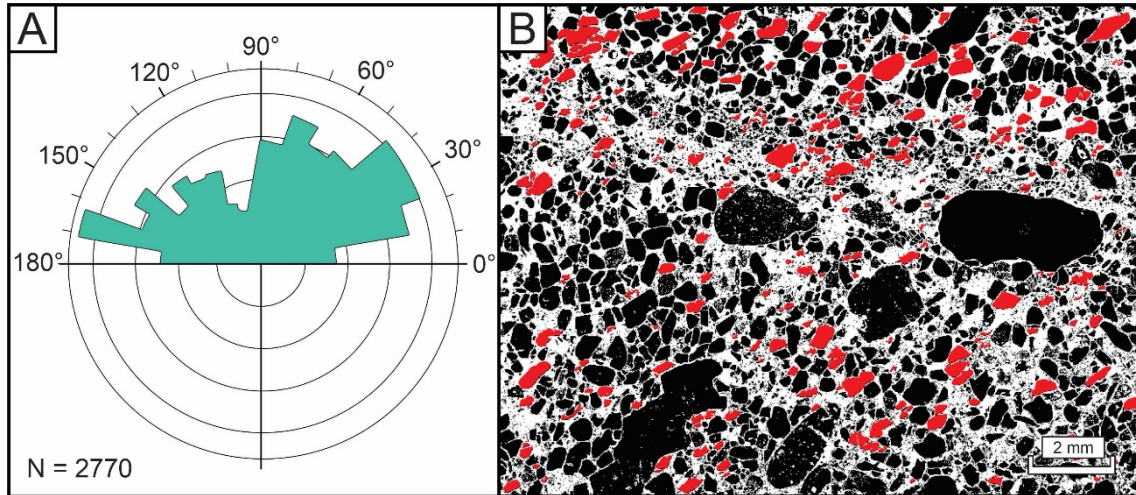


Figura 26. Análisis de orientación de clastos. **A)** Diagrama de rosas con resultados de objetos con $AR > 1,5$ y *Feret Angle* entre 10° - 40° . **B)** Resaltado de objetos contenidos dentro de los parámetros de medición establecidos (color rojo).

3 – RESULTADOS

A continuación, se presentan los resultados en orden decreciente de escala, desde el perfil sedimentológico y análisis topológico, a la caracterización microscópica que incluye cuantificaciones de porosidad visual, fracción clástica y orientación de clastos.

3.1 - Perfil sedimentológico

El perfil sedimentológico abarca 60 metros de espesor del tope de la Fm. Bajo Barreal, en este se interpretaron 7 litofacies que conforman 6 asociaciones de litofacies (**Tabla 1**). Las litofacies han sido definidas en base a características básicas como litología, tamaño de grano, coloración, estructuras primarias y geometrías (Bridge 1993; Miall 1996; 2014).

3.1.A – Descripción e interpretación de litofacies

	Descripción	Interpretación
Gh	Conglomerado mediano a grueso de color verdoso con estratificación horizontal y tendencia general granodecreciente. Presenta base erosiva, geometría lenticular e intraclastos pelíticos en la base que varían entre 5 y 8 cm. Los <i>sets</i> estratificados varían entre 3 y 10 cm.	Depósito de fondo de canal con migración de forma tractiva de alto régimen de flujo diluido unidireccional (Miall, 1996).
Sa	Arenisca fina a gruesa de color verdoso con estratificación entrecruzada en artesa. El espesor de los <i>sets</i> varía entre 8 cm y 15 cm. Está limtiada por superficies de migración de mayor jerarquía y presenta geometría externa lobulada. Eventual presencia de intraclastos conglomerádicos tobáceos y fangolíticos. Suele presentarse con estratificación difusa y color blanquecino.	Depósito asociado a migración aguas abajo de dunas de cresta sinuosa (3D) en condiciones de bajo régimen de flujo acuoso, diluido y unidireccional (Bridge 1993, Miall 1996).
Sm	Arenisca mediana a gruesa con colores verdosos, maciza. Se presenta con geometría lenticular arealmente acotada.	Depósito tractivo de carga de fondo bajo condiciones de alta descarga. La depositación se asocia a una rápida desaceleración y agradación vertical (Smith y Lowe 1991).
Sh	Arenisca mediana a gruesa de color verdoso con estratificación de bajo ángulo.	Depósito de capa plana en condiciones de alto régimen de flujo diluido unidireccional. Se encuentra asociado a formas de fondo de baja amplitud y gran longitud de onda (Miall, 1996).
Tm	Tobas blanquecinas macizas o con laminación paralela. Las láminas preservadas son de 2 a 3 mm de espesor. Niveles de espesor decimétrico de geometría tabular con buena continuidad lateral.	Depósito por decantación en condiciones subácueas con aporte volcániclastico retrabajado (Umazano et al. 2008; Paredes et al. 2016).
Fm	Fangolitas y limos tobáceos macizas con fracturas en bloques.	Decantación a partir de suspensión, asociado a corrientes acuosas y diluidas, el material se deposita por agradación vertical (Smith y Lowe, 1991).
Ta	Tobas arenosas de color blanquecino y verdoso macizas con presencia de intraclastos y fracturas en bloques	Depósito de flujo denso en condiciones de alta descarga (Tunbridge, 1981; Tooth, 1999).

Tabla 1. Descripción e interpretación de las litofacies reconocidas para la Formación Bajo Barreal en la zona de estudio.

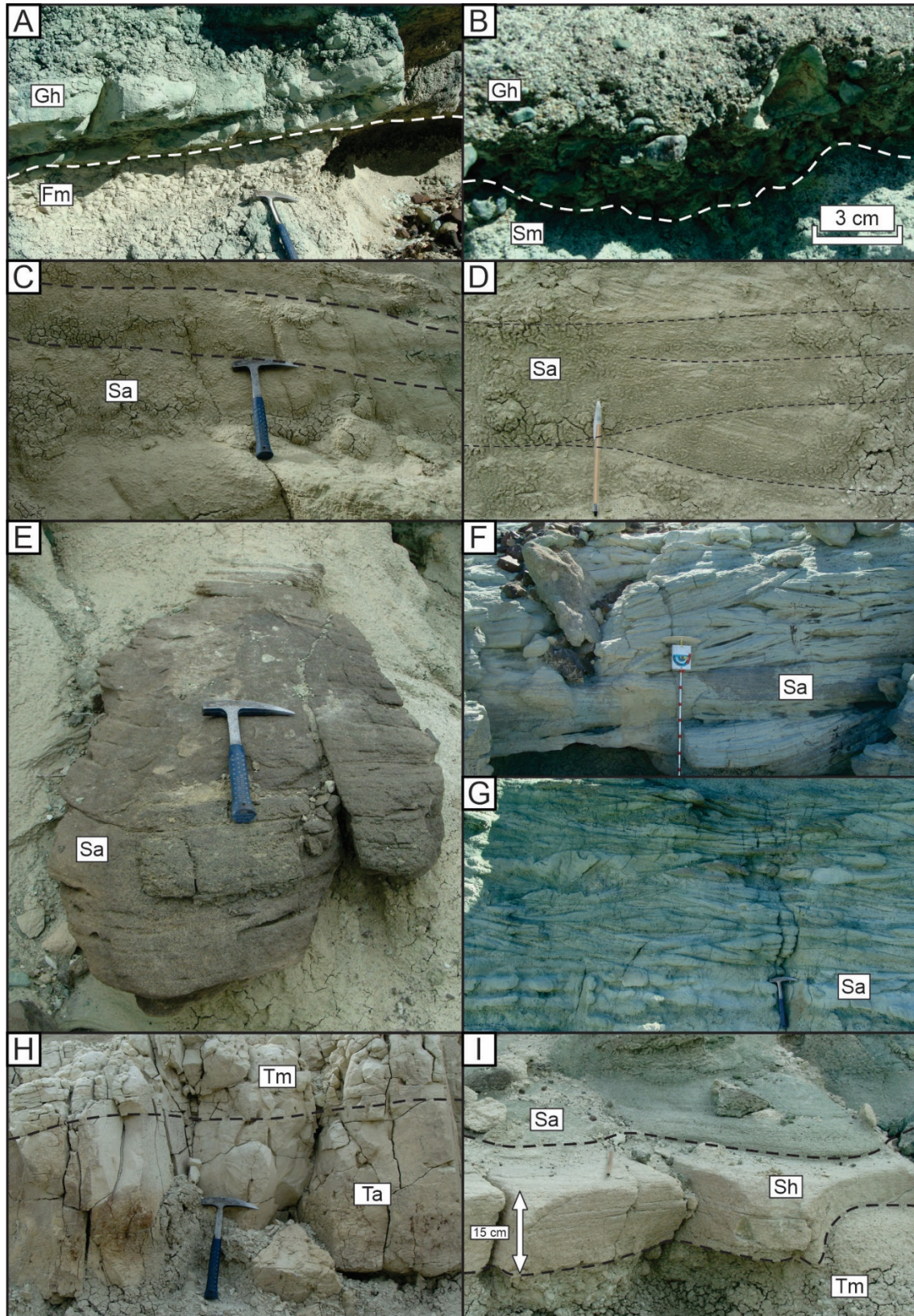


Figura 29. Litofacias representativas del perfil sedimentológico. La piqueta y lapicera utilizadas de escala en las figuras miden 30 cm y 15 cm respectivamente. **A)** Fangos macizos (Fm) incididos por un cuerpo conglomerádico fino con base erosiva y estratificación horizontal (Gh). **B)** Areniscas macizas en base (Sm) incididos por un cuerpo conglomerádico grueso con base erosiva y estratificación horizontal (Gh). **C)** Areniscas con estratificación entrecruzada en artesas difusa (Sa). Las superficies resaltadas son de migración de barra de acreción lateral. **D)** Areniscas finas con estratificación entrecruzada en artesas difusa

(Sa). Las superficies resaltadas representan límites de los *sets*. **E**) Vista en planta de areniscas gruesas con estratificación entrecruzada en artesas (Sa). **F**) Areniscas gruesas con estratificación entrecruzada en artesas (Sa) con estructuras de corte y relleno. **G**) Areniscas gruesas con estratificación entrecruzada en artesas (Sa). Vista en la dirección de paleoflujo. **H**) Tobas arenosas macizas (Ta), en contacto neto con tobas con laminación paralela (Tm). **I**) Estratos de areniscas con estratificaciones de bajo ángulo (Sh).

3.1.B - Descripción e interpretación de asociaciones de litofacies

Planicie de inundación distal (PID). Asociación conformada por litofacies de grano fino como fangolitas (Fm), o tobas (Tm). Se presentan en paquetes de decenas de metros de espesor y se continúan lateralmente por cientos de metros. Se interpreta una depositación agradacional por decantación en un ambiente de baja energía, asociado a la planicie adyacente de cauces fluviales que aportan el sedimento por desborde de cauce principal durante eventos de alta descarga. Eventualmente recibe aportes de alta densidad donde se reconocen intraclastos tobáceos. La presencia de tobas retrabajadas se asocia a una posible fuente volcánica distal (Walker 1971), la cual aporta material piroclástico desde el sector oeste (Fitzgerald *et al.* 1990; Hechem y Strelkov 2002; Umazano *et al.* 2009).

Planicie de inundación proximal (PIP). Asociación de litofacies limolíticas (Fm), tobas (Tm), tobas arenosas (Ta) y areniscas macizas (Sm) (**Fig. 31**). Esta se presenta en paquetes alternados de litofacies de grano fino y de areniscas de pocos metros de espesor, con una dominancia de las de grano fino sobre las areniscas. Presenta geometrías complejas plano convexas con abundantes superficies de corte internas. Se interpreta como una planicie de inundación proximal debido a la cercanía con los canales fluviales y la alternancia entre depósitos de grano fino por decantación y arenosos por aportes del canal en eventos de alta descarga (Bridge 1993, Miall 1996).

Depósito de flujo en manto (FM): Asociación de litofacies tobáceas (Ta) y arenosas con laminaciones y estratificaciones horizontales (Sh). Estos depósitos tienen espesores menores a 1 metro se encuentran intercalados entre depósitos de planicie de inundación proximal (PIP) con bases erosivas muy sutiles. La presencia de material arenoso y desarrollo de estructuras tractivas de alto régimen de flujo se interpreta como un desborde de cauce principal sobre una zona de planicie de inundación proximal en condiciones excepcionales de alta descarga de flujos turbulentos (McKee *et al.* 1967; Tunbridge 1981; Fielding 2006).

Relleno de canal de baja sinuosidad (CBS). Asociación caracterizada por una base con depósitos de areniscas gruesas (Sh) o conglomerádicas (Gh) con estratificaciones horizontales, geometría lenticular, y pocas decenas de centímetros de espesor. La base erosiva en el caso de los depósitos conglomerádicos se da sobre planicies de inundación proximal (PIP), pero está poco desarrollada cuando se encuentra sobre depósitos de flujo en manto (FM). Los depósitos de relleno de canal están representados por areniscas gruesas macizas (Sm) o con estratificaciones entrecruzadas en artesas (Sa), seguida en ocasiones por depósitos de areniscas más finas macizas (Sm) (**Figs. 31, 32, 33 y 34**). Las paleocorrientes reconocidas presentan una moderada dispersión de 50° - 60°. Esta asociación presenta una leve tendencia granodecreciente que suele interrumpirse por la

incisión de un nuevo canal, demostrando un comportamiento característico de canales *multi-storey* (Bridge 2003; Gibling 2006). Se interpreta esta asociación como canales de baja sinuosidad por la relación espacial con macroformas de acreción frontal y ausencia de macroformas de acreción lateral, así como la moderada variabilidad de paleocorrientes en canales individuales (Bridge *et al.* 2000). La recurrente incisión de nuevos canales sobre el relleno indica migración por avulsión y reocupación, mientras que la elevada proporción de planicie de inundación proximal sustenta procesos de avulsión transicional (Jones y Hajek 2007). Es importante resaltar que sobre este tipo de cuerpos canalizados se desarrollan las bandas de deformación objeto de estudio del presente trabajo.

Barra de acreción frontal (BAF). Asociación caracterizada por un relleno de areniscas gruesas con estratificaciones entrecruzadas en artesas (Sa) (Figs. 30, 33 y 34), geometrías plano-convexas y superficies internas inclinadas de gran escala vinculadas a la migración de macroformas. Las direcciones de migración de macroformas poseen una dirección paralela a la dirección de flujo reconocida en la asociación CBS y se encuentra en una posición adyacente a la misma. A partir de las características descriptas y la dirección de transporte subparalela a la dirección de transporte del cauce adyacente se interpreta a la asociación como barras de acreción frontal (Bridge 2003, 2006; Miall 2014).

Barra de acreción lateral (BAL). caracterizada por un relleno de areniscas muy finas macizas (Sm), geometrías lobuladas cóncavas hacia abajo y superficies de migración de macroforma (Fig. 30). Las direcciones de migración de macroforma poseen una dirección casi ortogonal a las direcciones de paleoflujo reconocidas en la asociación de canal de alta sinuosidad (CAS), con la que se encuentra relacionada espacialmente de forma adyacente. A partir de las características descriptas y las direcciones de migración de macroforma muy oblicuas en comparación con las paleocorrientes medidas en las mesoformas sobre la asociación CAS se interpreta a la asociación como barras de acreción lateral (Allen 1970; Bridge 1977).

Relleno de canal de alta sinuosidad (CAS). Asociación de geometría lenticular con base erosiva, relleno de areniscas gruesas con estratificaciones entrecruzadas en artesas (Sa), seguido de areniscas finas con estratificaciones entrecruzadas en artesas incipientes (Sa) (Fig. 30). Las paleocorrientes presentan una dispersión considerable y guardan una relación casi ortogonal con la dirección de acreción de las macroformas. Algunas direcciones de paleoflujo son opuestas a la inclinación de las macroformas. Estas características, junto con la presencia de un relleno de areniscas con estructuras sedimentarias de bajo régimen de flujo, tendencia granodecreciente y relación espacial con macroformas de acreción lateral (BAL) permiten interpretar a esta asociación como un canal de alta sinuosidad (Allen 1970; Bridge 1977; Miall 2014).

Los cuerpos arenosos de las **figuras 30, 31, 32, 33 y 34** se encuentran enumerados de abajo hacia arriba según aparición como se especifica en el perfil sedimentológico (Figura 35).

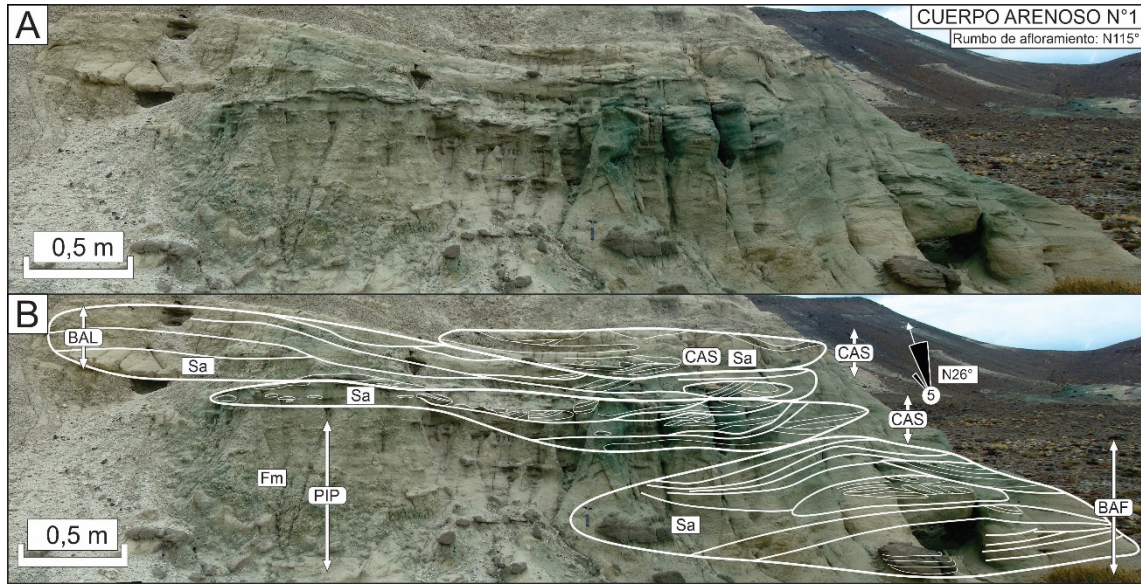


Figura 30. Fotomosaico de cuerpo arenoso N°1. **A)** Panel de afloramiento. **B)** Interpretación de asociaciones de litofacies barra de acreción frontal (BAF), barra de acreción lateral (BAL), relleno de canal de alta sinuosidad (CAS) y planicie de inundación proximal (PIP).



Figura 31. Fotomosaico de cuerpo arenoso N°2. **A)** Panel de afloramiento. **B)** Interpretación de asociaciones de litofacies planicie de inundación proximal (PIP) y relleno de canal de baja sinuosidad (CBS).

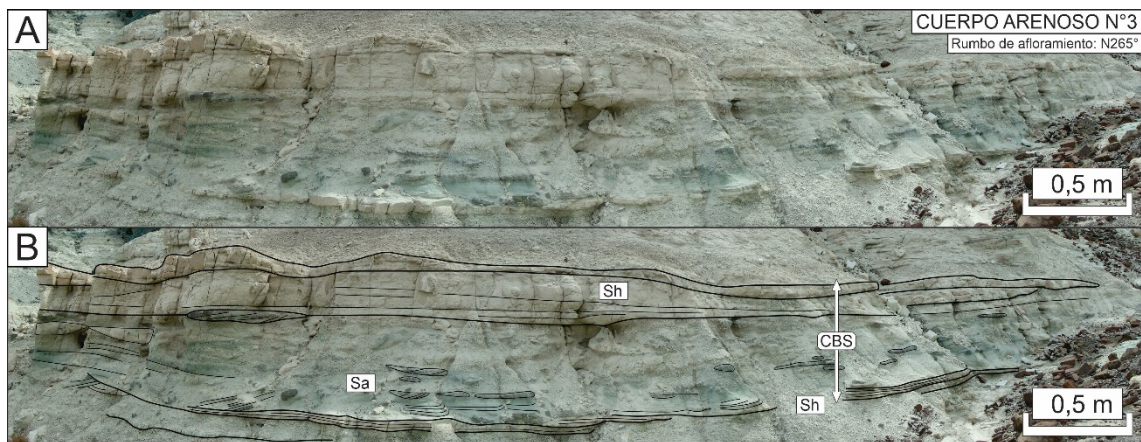


Figura 32. Fotomosaico de cuerpo arenoso N°3. **A)** Panel de afloramiento. **B)** Interpretación de asociación de litofacies relleno de canal de baja sinuosidad (CBS).

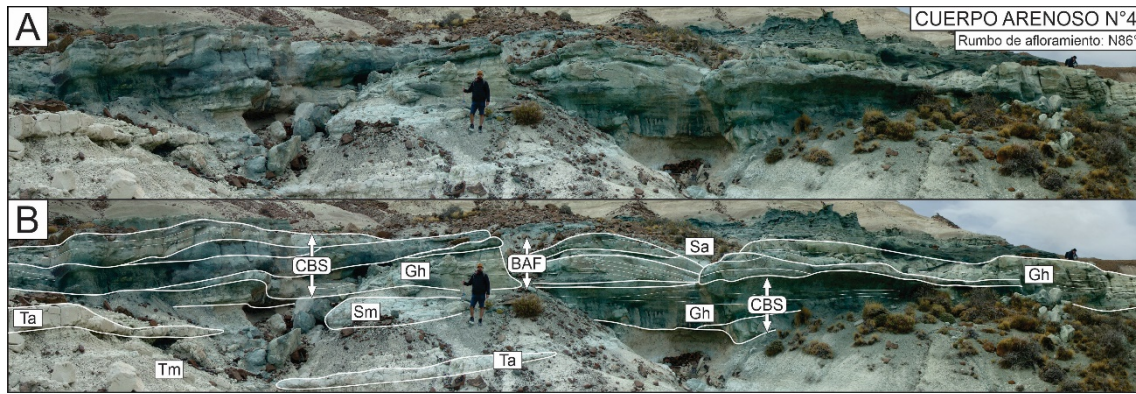


Figura 33. Fotomosaico de cuerpo arenoso N°4. **A)** Panel de afloramiento. **B)** Interpretación de asociaciones de litofacies relleno canal de baja sinuosidad (CBS) y barra de acreción frontal (BAF).

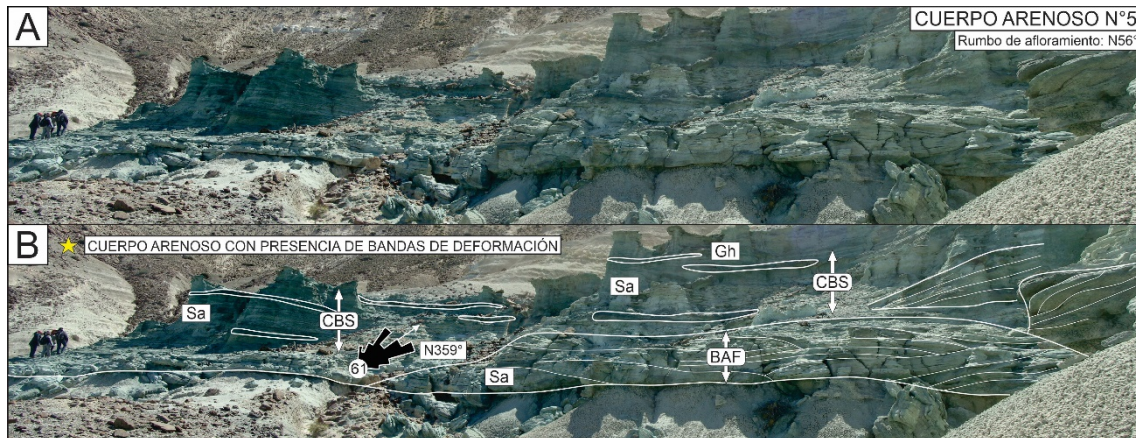


Figura 34. Fotomosaico de cuerpo arenoso N°5. **A)** Panel de afloramiento. **B)** Interpretación de asociaciones de litofacies barra de acreción frontal (BAF) y relleno de canal de baja sinuosidad (CBS). Este cuerpo es el que contiene las bandas de deformación analizadas en este estudio.

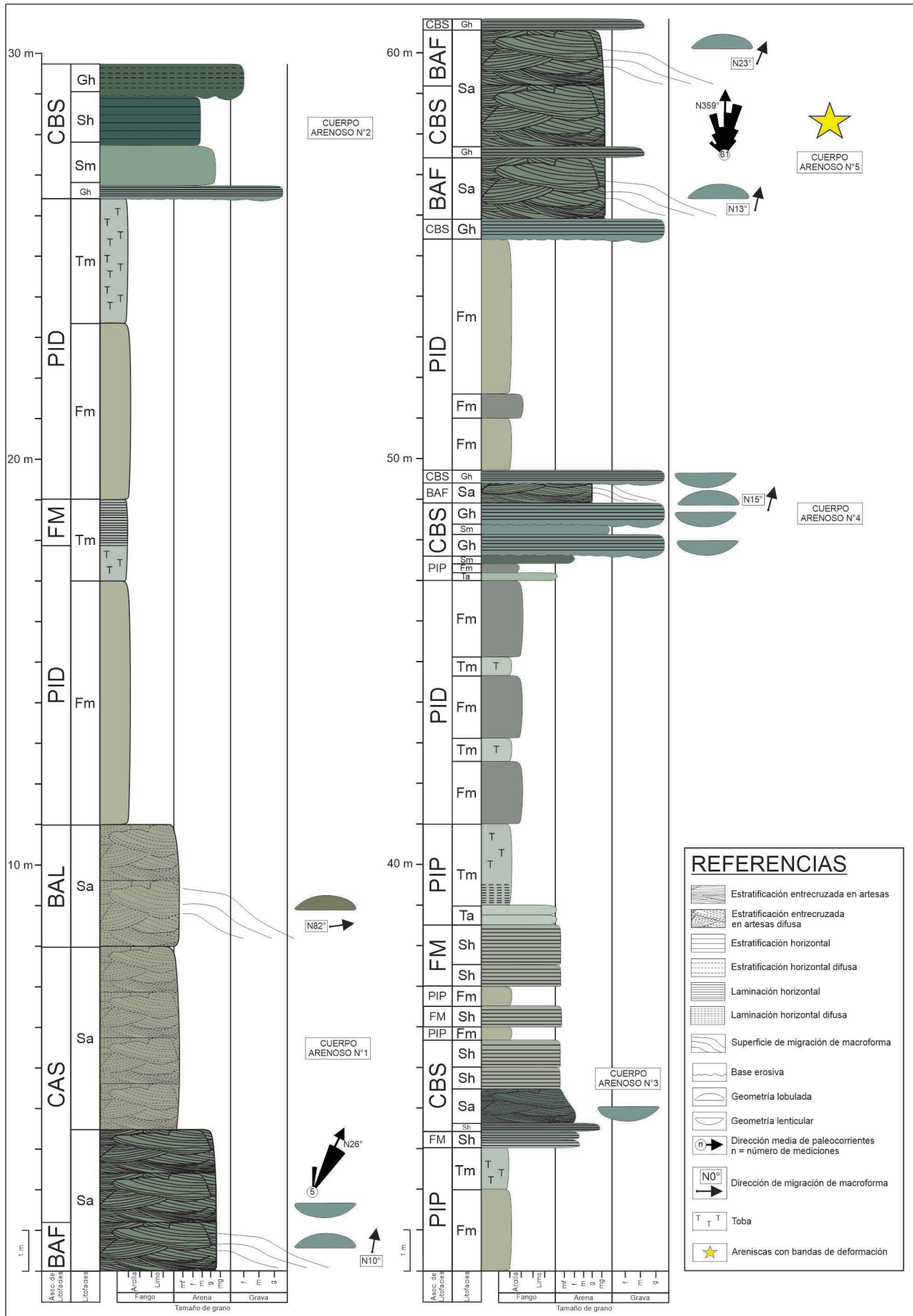


Figura 35. Perfil sedimentológico de la Formación Bajo Barreal en el cerro Colorado de Galveniz.

3.2 – Caracterización estructural de bandas de deformación

Las bandas de deformación se presentan como discontinuidades estructurales planares con orientación general este – oeste, inclinaciones altas a subverticales y rechazo centimétrico de inclinación con cinemática normal (Figs. 36.A, B). En planta las estructuras se relevan con zonas de transferencia *soft-link* y *hard-link* simples y complejas (Fig. 36.C). Un rasgo particular son las variaciones en el comportamiento de las mismas en las zonas de contacto litológico. La figura 26.D ejemplifica esta arquitectura, en la parte superior, de granulometría gruesa, la banda de deformación se presenta de forma individual y al llegar a la zona inferior, de granulometría más fina, cambia su inclinación y se releva con zonas de transferencia subverticales de tipo *hard-link*. La caracterización en campo de las discontinuidades estructurales aporta importantes rasgos microarquitecturales. Por un lado, las bandas de deformación más evolucionadas definen estructuras frágiles de mesoescala con rechazos centimétricos, sin desarrollo de zonas de daño frágiles (Fig. 36.A). Este comportamiento documenta el aumento en el *strain* en un contexto influenciado por la porosidad. Por otro lado, las bandas de deformación caracterizadas presentan su mejor desarrollo en *clusters* restringidos al estrato analizado de canal principal, sin embargo, localmente se observa su proyección hacia niveles infrayacentes de la planicie proximal (Fig. 36.D). Esta interacción vertical define cambios en la arquitectura de la deformación controlada por el comportamiento geomecánico, donde los niveles tobáceos presentan un comportamiento frágil que fomenta el desarrollo de fracturas tensiles.

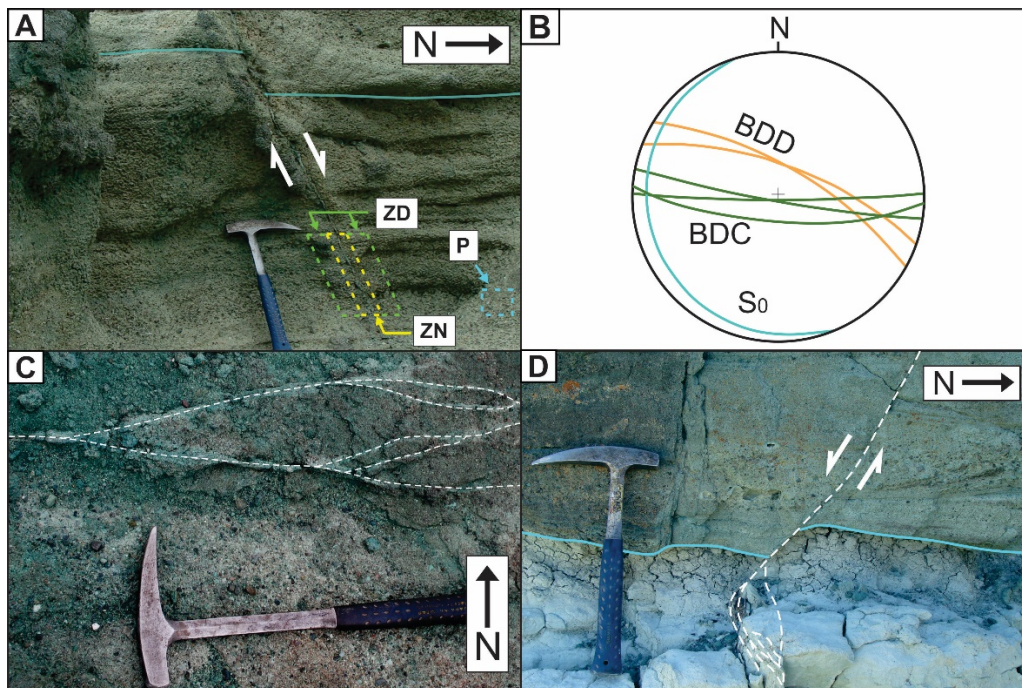


Figura 36. Características estructurales de bandas de deformación reconocidas. **A)** Banda de deformación con zonas de arquitectura estructural detalladas. ZN: zona de núcleo. ZD: zona de daño. P: protolito. **B)** Ploteo estereográfico de los datos estructurales analizados. BDD: banda de deformación dilatante, BDC: banda de deformación de cizalla, S₀: estratificación. **C)** Zona de transferencia *hard-link* compleja entre bandas de deformación (vista en planta). **D)** Banda de deformación individual que pasa a conjunto de bandas en transición de areniscas gruesas a finas. Notar el relevo con zonas de transferencia de tipo *hard-link*.

3.3 - Análisis topológico

El análisis de topología en las regiones muestreadas (**Figs. 37 y 38**) se realizó abarcando zonas que representan la variabilidad de población de bandas de deformación desarrolladas en el cuerpo arenoso N°5. Se seleccionaron 5 zonas de muestreo de diámetro variable entre 20 y 120 cm sobre areniscas correspondientes a la facies Sa descrita previamente. Las mismas se encuentran contenidas en las asociaciones de facies de canales fluviales de baja sinuosidad (CBS) y barras de acreción frontal (BAF). Esta caracterización permitió la medición y cálculo de los parámetros topológicos detallados en la **figura 39**.

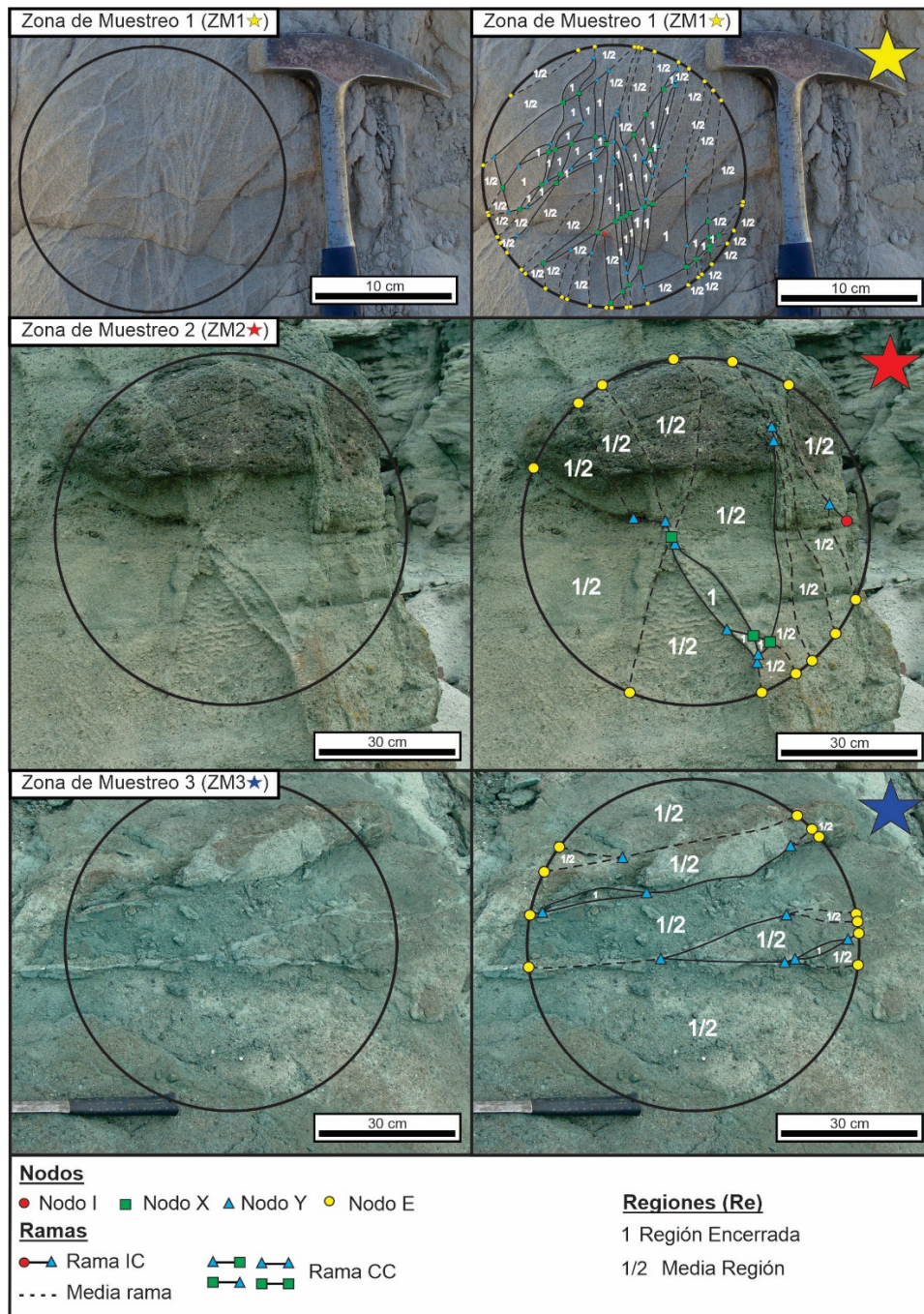


Figura 37. Detalle de las zonas de muestreo 1-3 correspondiente al cuerpo arenoso N°5. Notar la variabilidad de nodos y densidad de ramas.

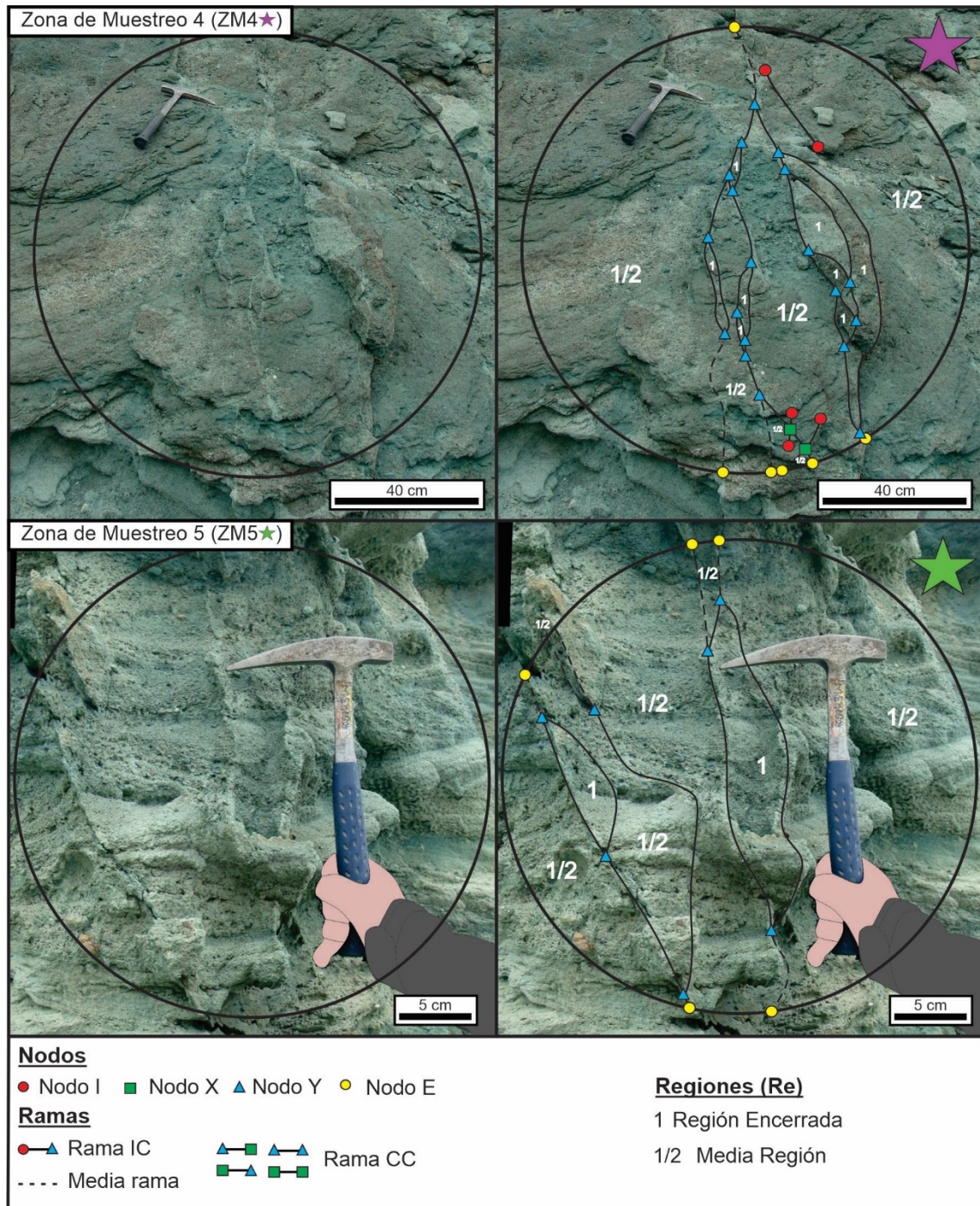


Figura 38. Detalle de las zonas de muestreo 4-5 correspondiente al cuerpo arenoso N°5, ver posición en figura 35. En todos los casos, la imagen izquierda corresponde a la imagen cruda y la derecha es la interpretación de los parámetros topológicos medidos.

El análisis de los parámetros medidos y calculados (**Fig. 39**) para las zonas de muestreo indica un dominio de nodos Y – X y ramas CC (**Fig. 40**). La cantidad de regiones (Re) reconocidas no superan el valor de 10 en la mayoría de las zonas de muestreo, excepto en la zona N°1, donde se registraron 57 regiones. Se observan pocos componentes (K), pero de manera compuesta, es decir, comprenden a la mayoría de nodos y ramas reconocidas. El grado promedio de nodos ($\langle D \rangle$) se encuentra entre 2,69 y 3,41, lo cual indica un gran nivel de conectividad al encontrarse cerca del valor máximo de 4.

		ZM1★	ZM2★	ZM3★	ZM4★	ZM5★	Valores críticos
Nodos	I	1	1	0	5	0	—————
	Y	43	9	9	19	7	
	X	35	3	0	2	0	
Ramas	II	0	0	0	1	0	—————
	IC	1	1	0	2	0	
	CC	115	11	8	30	7	
Regiones	Re	57	8	6,5	10	5	—————
Componentes	K	1	1	3	1	2	—————
Grado promedio de nodos	<D>	3,41	3,07	3	2,69	3	—————
Conexiones por línea	C _L	7,09	4,8	4	3,5	4	3,57
Conexiones por rama	C _R	1,99	1,95	2	1,85	2	1,56
Intensidad de líneas sin dimensión	P ₂₂	7,2	0,81	0,36	2,62	1,63	5,61
Intensidad de ramas sin dimensión	R ₂₂	1,17	0,21	0,12	0,9	0,54	Figura 41

Figura 39. Parámetros calculados y medidos de análisis topológico de todas las zonas de muestreo (ZM). Los valores críticos corresponden a modelos de percolación que diferencian sistemas desconectados de los conectados (Sanderson y Nixon 2018; Wilson *et al.* 2021).

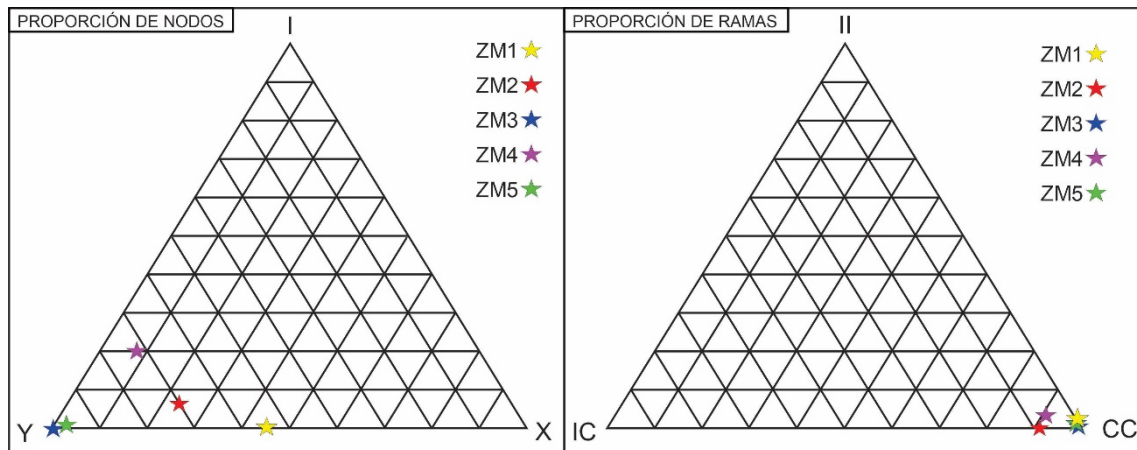


Figura 40. Diagramas triangulares de proporción de nodos y ramas. Notar la dominancia de nodos tipo Y, y ramas tipo CC.

Los valores calculados de conexiones por línea (C_L), conexiones por rama (C_R), intensidad de líneas sin dimensión (P₂₂) e intensidad de ramas sin dimensión (R₂₂) pueden compararse con los valores críticos de percolación para analizar la conectividad de los sistemas. Los valores calculados de conexiones por línea (C_L) varían entre 4 y 7, mientras que los de conexiones por rama (C_R) se encuentran entre 1,85 y 2. Teniendo en cuenta los valores de referencia propuestos por Balberg y Binenbaum (1983) y Robinson (1983; 1984), estos resultados superan los valores críticos de percolación correspondientes a sistemas conectados. Al mismo tiempo, estos valores posicionan a las zonas de muestreo en la base de los triángulos de proporciones (Fig. 41), donde se ubican los sistemas altamente conectados. Los valores de intensidad de líneas sin dimensión (P₂₂) varían entre 0,36 y 7,2. La única zona de muestreo registra un valor de mayor al valor crítico de

percolación fue la zona 1, mientras el resto tiene valores menores. Es importante resaltar que el concepto percolación no se aplica en sentido estricto a las bandas de deformación (ver discusión).

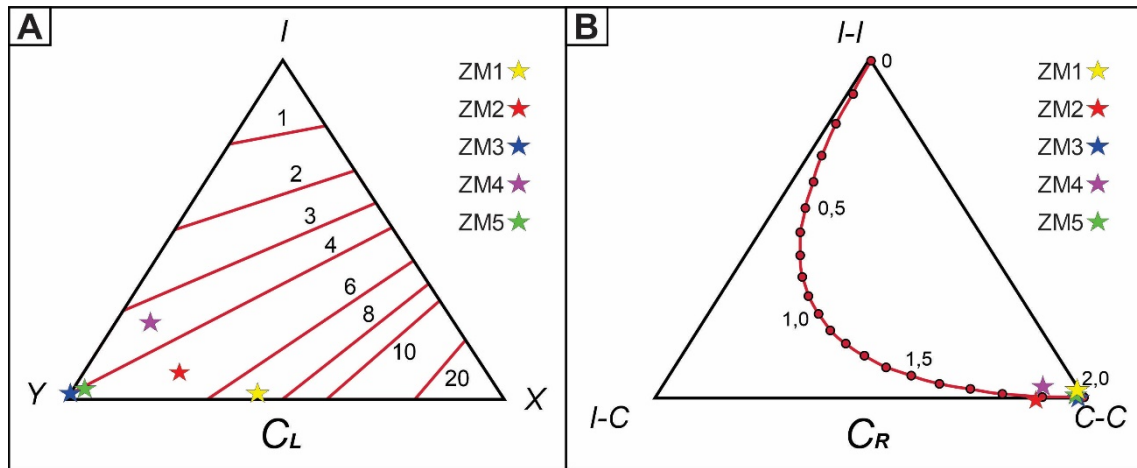


Figura 41. Diagramas triangulares de proporciones de nodos y ramas con ejes y puntos de parámetros calculados. **A)** Ejes correspondientes a conexiones por línea (C_L). Notar la predominancia de nodos tipo “Y”. **B)** Puntos correspondientes a conexiones por rama (C_R). Observar la predominancia de ramas conectadas tipo “C-C”.

El valor de intensidad de ramas sin dimensión (R_{22}) se analiza con valores críticos (R_{22c}) individuales para cada zona al tratarse del parámetro más indicativo de la conectividad de los sistemas (**Fig. 42**). Se observa que la mayoría de las zonas superan el valor crítico, considerándose sistemas conectados (Sanderson y Nixon 2018; Wilson *et al.* 2021). Como excepción se ubica la zona de muestreo N°2, la cual presentó un valor de intensidad menor al crítico y se considera como un sistema no conectado.

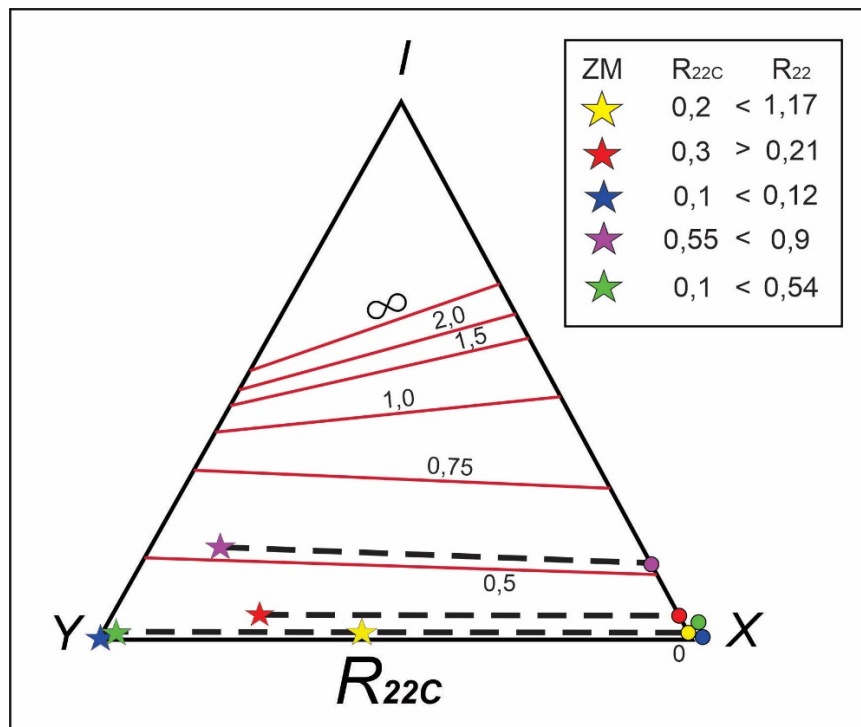


Figura 42. Diagrama triangular de proporciones de nodos con ejes correspondientes a valores críticos de percolación de intensidad de ramas sin dimensión (R_{22c}).

3.4 - Análisis microtectónico de bandas de deformación

El análisis petrográfico se divide en grupos definidos por dos o más secciones delgadas correspondientes a la/s banda/s de deformación (B) y su/s protolito (P). Estos conjuntos de muestras pueden representar una o más muestras de las bandas de deformación (**Fig. 43**). El tamaño de bloques muestreados condicionó la confección de las secciones delgadas de ambas zonas (protolito y banda de deformación) en una misma muestra, algunas sólo permitieron realizar una por muestra.

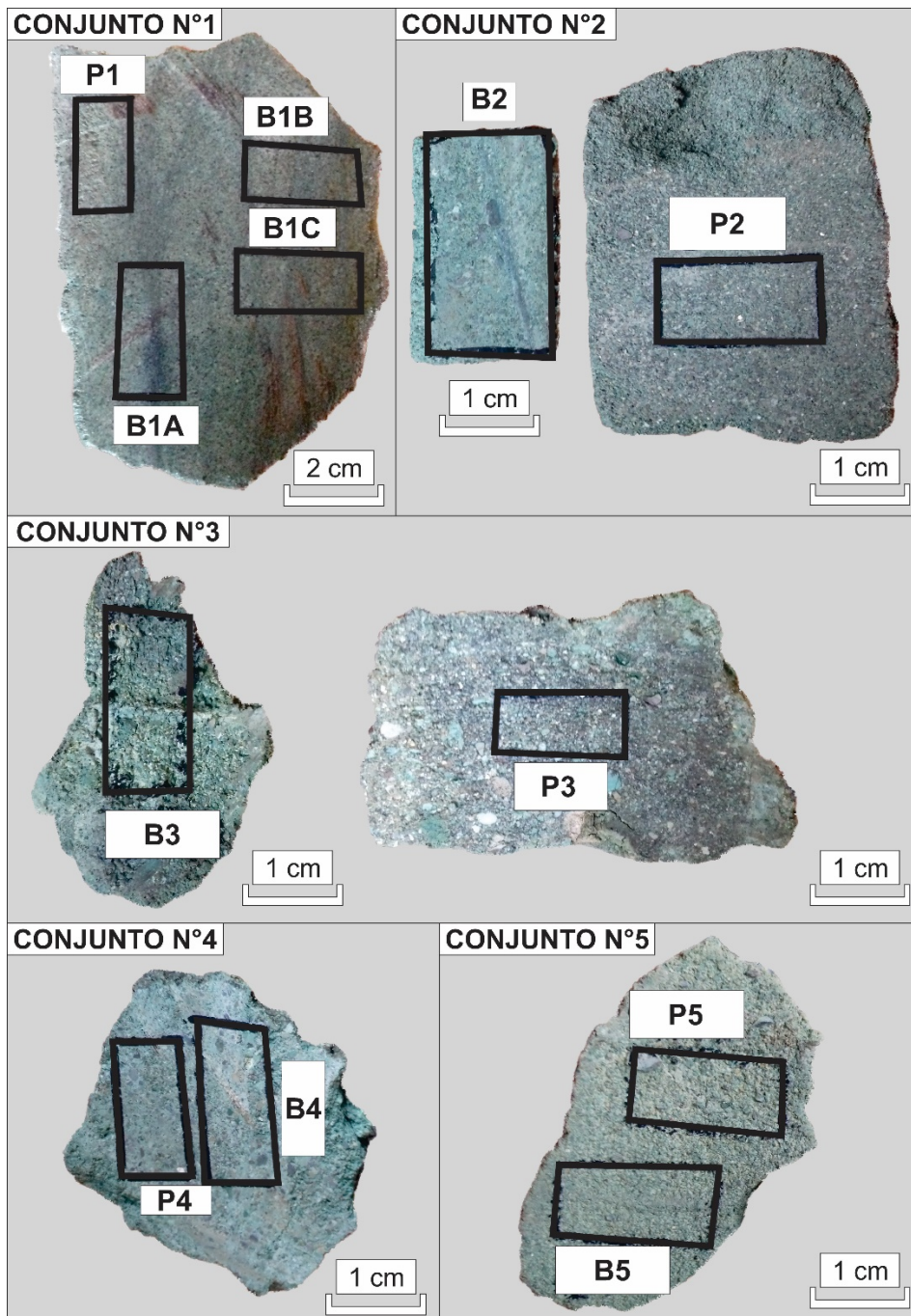


Figura 43. Muestras macroscópicas correspondientes al cuerpo N°5 (ver **Figs. 34, 35**) mostrando los conjuntos banda de deformación – protolito seleccionados para realizar los análisis petrográficos. Notar que el conjunto de muestras N°1 presenta tres secciones delgadas correspondientes a bandas de deformación (B).

La caracterización microtectónica permitió diferenciar microfacies en las bandas de deformación, las cuáles se subdividieron en zona de núcleo y zona de daño. Las secciones delgadas que presentan esta diferenciación son las láminas delgadas B1A, P1, B2, P2, B3, P3, en las cuales se indican una zona de núcleo (ZN), zona de daño (ZD) y protolito (P) (**Fig. 44**). Por el otro lado, las secciones delgadas que no presentan esta diferenciación (B1B, B1C, P1, B4, P4, B5, P5) son evaluadas simplemente como zona de banda (B) y protolito (P) (**Fig. 45**).

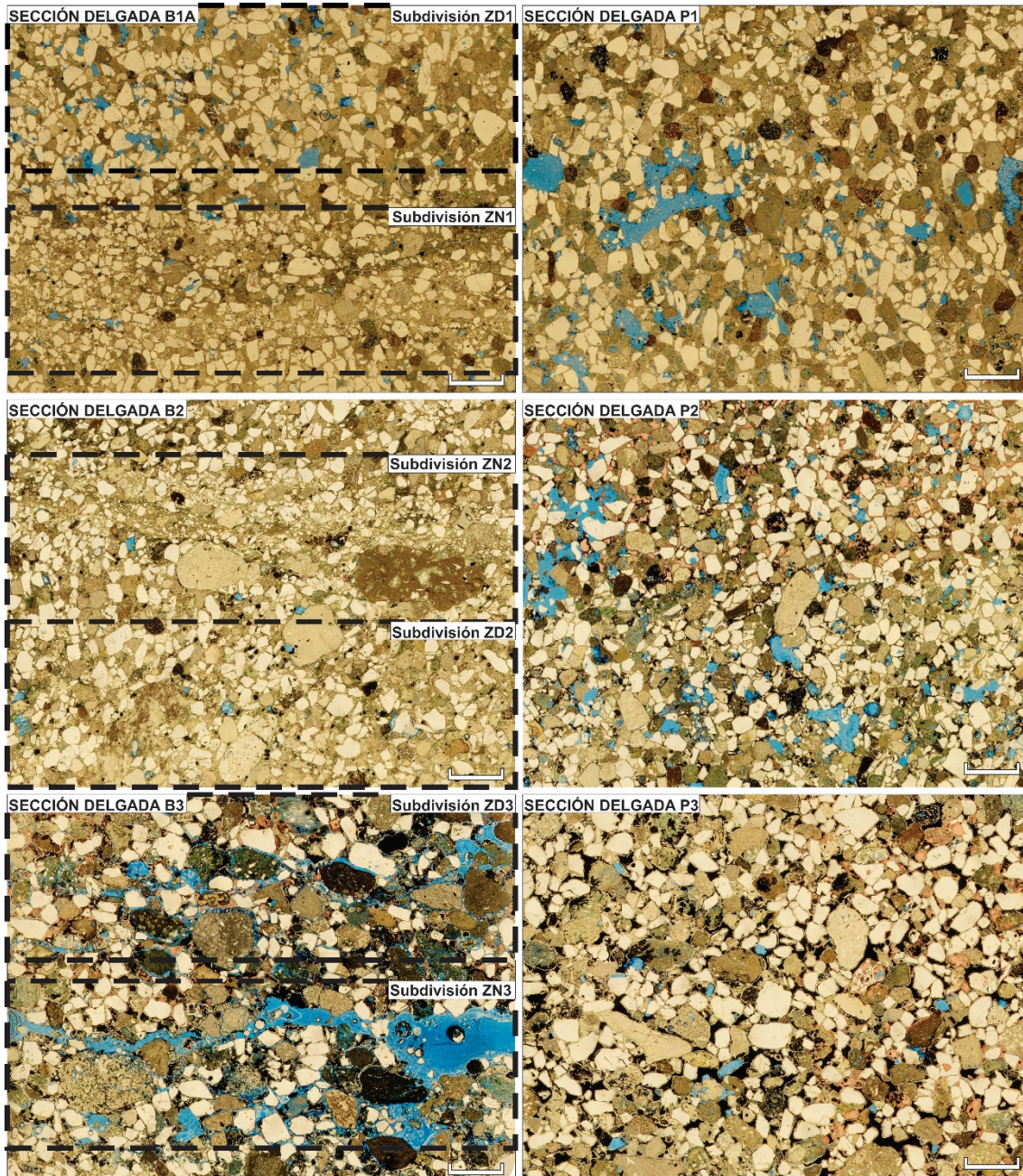


Figura 44. Microfotografías de las bandas de deformación (B) detallando subdivisiones microtectónicas (ZN, ZD) y sus respectivos protolitos (P). La escala gráfica representa 2 mm en todos los casos. Notar la presencia del rasgo lineal correspondiente a la zona de núcleo (ZN) de bandas de deformación, que permite separarla de la microfacies tectónica zona de daño (ZD). Las secciones delgadas B1A y P1 corresponden al conjunto N°1 (**Fig.43**). Las secciones delgadas B2 y P2 corresponden al conjunto N°2 (**Fig.43**). Las secciones delgadas B3 y P3 corresponden al conjunto N°3 (**Fig.43**).

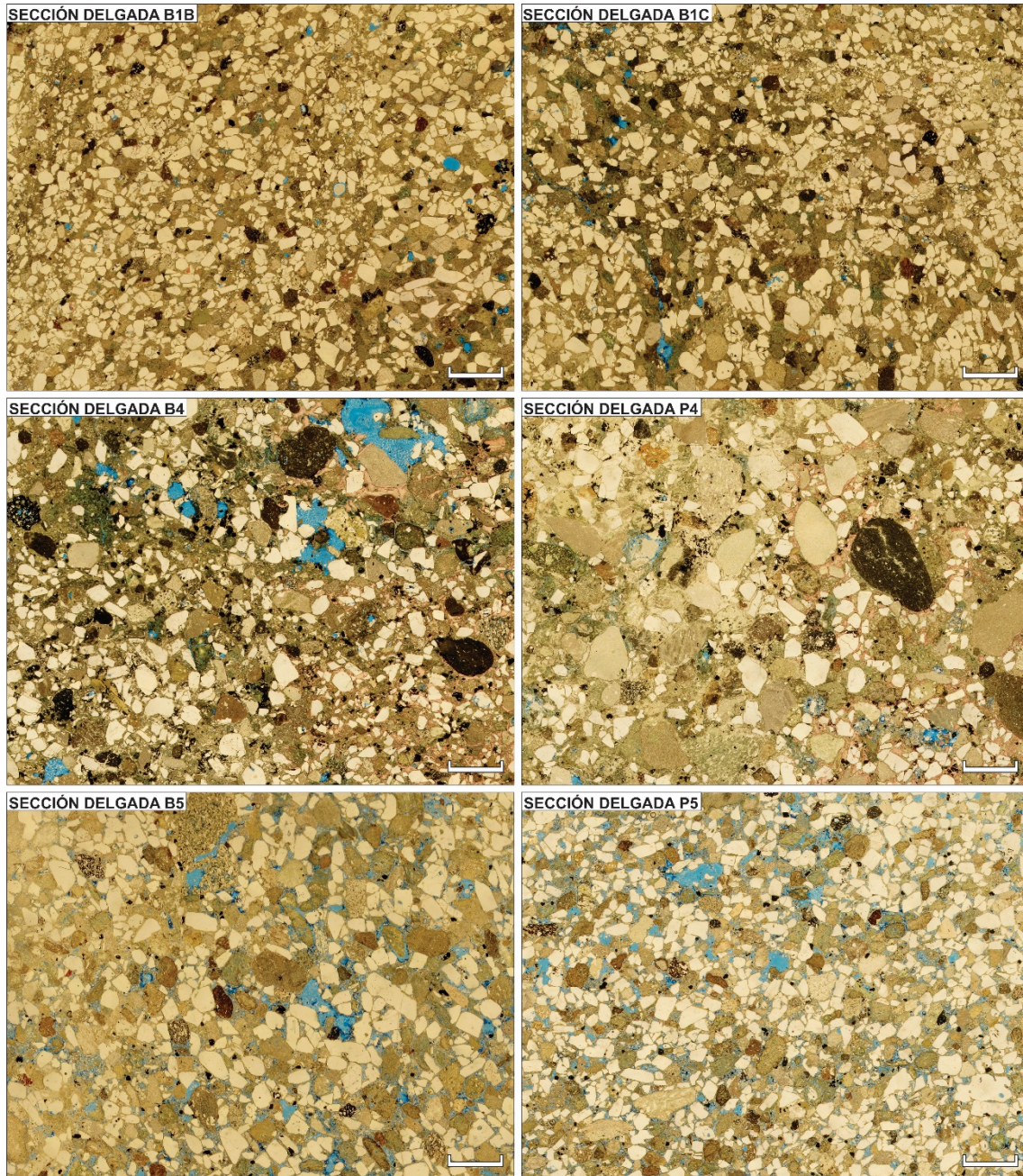


Figura 45. Microfotografías de las bandas de deformación (B) y sus respectivos protolitos (P). La escala gráfica representa 2 mm en todos los casos. Las secciones delgadas B1B y B1C corresponden al conjunto N°1 (**Fig.43**). Las secciones delgadas B4 y P4 corresponden al conjunto N°4 (**Fig.43**). Las secciones delgadas B5 y P5 corresponden al conjunto N°5 (**Fig.43**).

3.4.A – Petrografía y cuantificación modal

La petrografía sedimentaria se realizó sobre un total de 12 arenitas, lo cual define un total de 4200 puntos caracterizados (**Fig. 46.A, Anexo N°1**). Las arenitas presentan una granulometría de arena media, con buena selección y una fracción clástica subredondeada a redondeada. Las muestras se clasifican como feldarenitas líticas y litoarenitas feldespáticas (*sensu Folk et al. 1970*) (**Fig. 46.A**). La fracción clástica se encuentra dominada feldespatos alcalinos (**Fig. 46.B, C**) y plagioclasas (**Fig. 46.D**), ocupando desde 30 % a cerca del 70 % de la composición modal. Los cristales se presentan generalmente límpidos, a excepción de las muestras 3 y 4, donde suelen encontrarse con alteraciones carbonáticas y ferruginosas. También se reconocen clastos de cuarzo (**Fig. 46.E**) con extinción *flash*, ocupando proporciones menores al 10 % de las secciones delgadas y minerales secundarios como anfíboles. Los datos cuantitativos de cada sección delgada se detallan en el Anexo N°1.

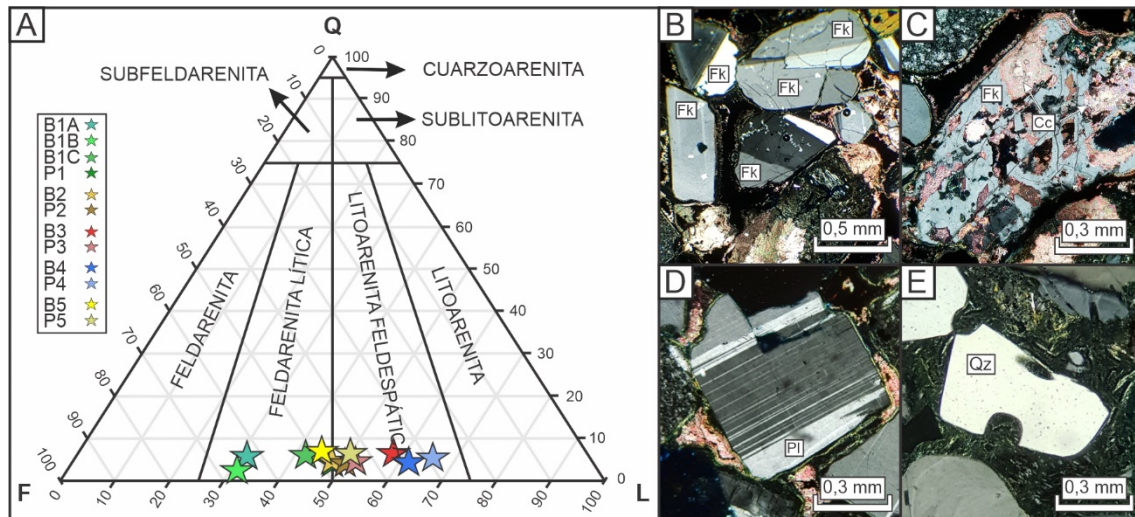


Figura 46. Caracterización y detalles de fracción clástica de las 12 arenitas analizadas. **A)** Clasificación según *Folk et al. (1970)*. Notar la dominancia de fracción clástica de feldespatos y líticos. **B)** Rasgos texturales y componentes principales representados por clastos de feldespato potásico (Fk). **C)** Detalle de clasto de feldespato potásico (Fk) alterado parcialmente a calcita (Cc) y con rasgos de disolución parcial. **D)** Detalle de clasto límpido de plagioclasas (Pl) exhibiendo macla polisintética. **E)** Detalle de clasto de cuarzo (Qz) mostrando engolfamiento con preservación de pasta volcánica.

Los fragmentos líticos volcánicos reconocidos se dividen en derivados de rocas ígneas básicas, intermedias, ácidas y de componentes piroclásticos. Los líticos volcánicos intermedios y básicos presentan textura microlítica (composición intermedia) (**Fig. 47.A**) y *lathwork* (composición básica) (**Fig. 47.B**) y constituyen de 2,8 % al 12 % del total (promedio de 7,1 %). Los líticos volcánicos ácidos (**Fig. 47.C**) constituyen de 0,3 % al 5,4 % del total (promedio de 2,6 %). Los componentes piroclásticos se encuentran representados por líticos pumíceos (**Fig. 47.D**), desvitrificados (**Fig. 47.E**) con textura plumosa (**Fig. 47.F**) y vítreos con textura perlítica (**Fig. 47.G**). Estos componen de 6,3 % al 22 % del total (promedio de 16 %). Por otro lado, se reconocen líticos fuertemente alterados a minerales opacos que obliteran fuertemente su textura original, dificultando su identificación (**Fig. 47.H**). Estos se encuentran representados entre 3,7 % al 10 % del

total (promedio de 5,4 %). De manera subordinada se reconocen líticos metamórficos (**Fig. 47.I**) en un porcentaje de $\sim 0,1$ % del total.

La fracción intergranular está compuesta por matriz tobácea y diferentes tipos de cementos, observándose una concordancia o relación respecto al tipo de banda de deformación que esté afectando a la roca. En este sentido, se observa que la porosidad primaria se ocluye con matriz tobácea en el caso bandas de deformación de cizalla, mientras que en las bandas dilatantes y protolitos se produce la precipitación de cementos. Estas mineralizaciones están asociadas a cementos carbonáticos (calcita y dolomita), zeolíticos (heulandita) y de ferruginosos (**Fig. 47.J**). Finalmente, la mayor parte de las porosidades observadas son secundarias por disolución de fragmentos líticos (**Fig. 47.K**) y feldespatos (**Fig. 47.L**) y por fractura (**Fig. 47.G**).

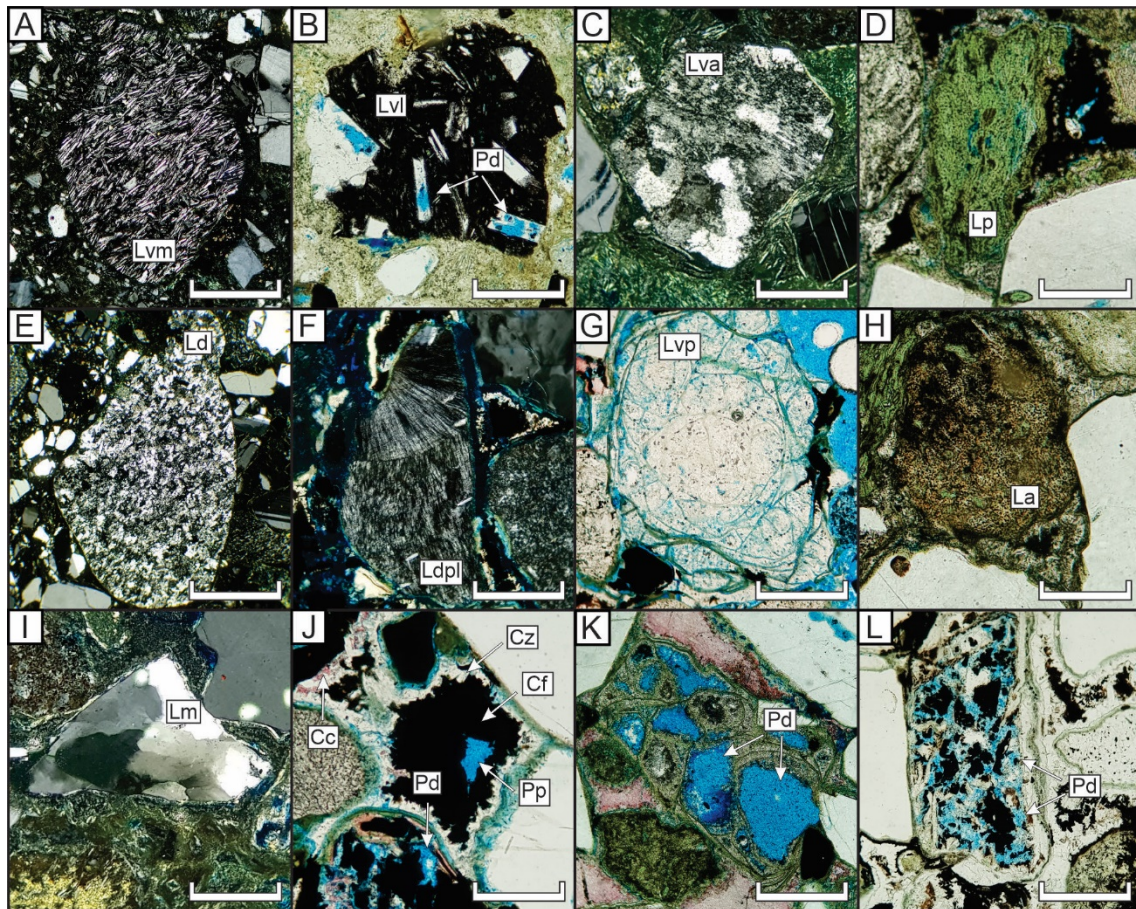


Figura 47. Microfotografías correspondientes a la fracción lítica dominante, tipos de porosidad y cementos. La escala gráfica representa 0,3 mm en todos los casos. **A)** Lítico volcánico intermedio con textura microlítica (Lvm). **B)** Lítico volcánico básico con textura *lathwork* (Lvl) y porosidad secundaria móldica producida por disolución (Pd) de microlitos de plagioclasas. **C)** Lítico volcánico ácido (Lva) con textura granular gruesa. **D)** Lítico pumíceo (Lp) intensamente alterado a minerales arcillosos. **E)** Lítico desvitrificado (Ld) asociado a líticos de composición ácida y vítrea. **F)** Lítico desvitrificado con textura plumosa (Ldpl). **G)** Lítico vítreo con textura perlítica (Lvp), notar el intenso desarrollo de porosidad secundaria por fracturamiento. **H)** Lítico alterado (La), notar la porosidad secundaria móldica por disolución. **I)** Cuarzo policristalino con más de 5 subgranos, asociado a fuentes metamórficas (Lm). **J)** Relicto de porosidad primaria (Pp) casi totalmente obstruida por cementos carbonáticos (Cc), zeolíticos (heulandita) (Cz) y ferruginosos (Cf). Porosidad secundaria por disolución (Pd) de lítico alterado. **K)** Porosidad secundaria móldica por disolución (Pd) de lítico vítreo. **L)** Porosidad secundaria por disolución (Pd) de feldespato corroído.

3.4.B - Caracterización microtectónica

Bandas de deformación de cizalla

Las mismas corresponden al conjunto de muestras 1 y 2, y comprenden a las secciones delgadas B1A, B1B, B1C, P1, B2, P2 (**Fig. 43**). El análisis microtectónico de las zonas de núcleo de bandas de deformación de cizalla permitió reconocer: (i) mecanismos de deformación frágil como fracturamiento inter e intragranular con atricción de fracciones de feldespatos y anfíboles (**Figs. 48.A, B, C, D**), y (ii) indentación tanto de clastos de feldespatos como de fragmentos líticos (**Figs. 48.E, F**). Estos últimos presentan comportamientos de deformación dúctil (**Figs. 48.G, H, I**), los cuales se intensifican en fragmentos tobáceos, desvitrificados y alterados. Los mismos suelen presentarse en una posición elongada en dirección paralela al núcleo de banda de deformación (**Fig. 48.J**), y en ocasiones extremas llegan a formar una pseudomatriz tectónica (**Figs. 48.K, L**). Las zonas de daño presentan como rasgos de deformación fracturamiento inter e intragranular con atricción y casos puntuales de comportamiento dúctil de fragmentos líticos. Las zonas de protolito presentan casos muy aislados de fracturamiento intragranular y ausencia de comportamiento dúctil de fragmentos líticos.

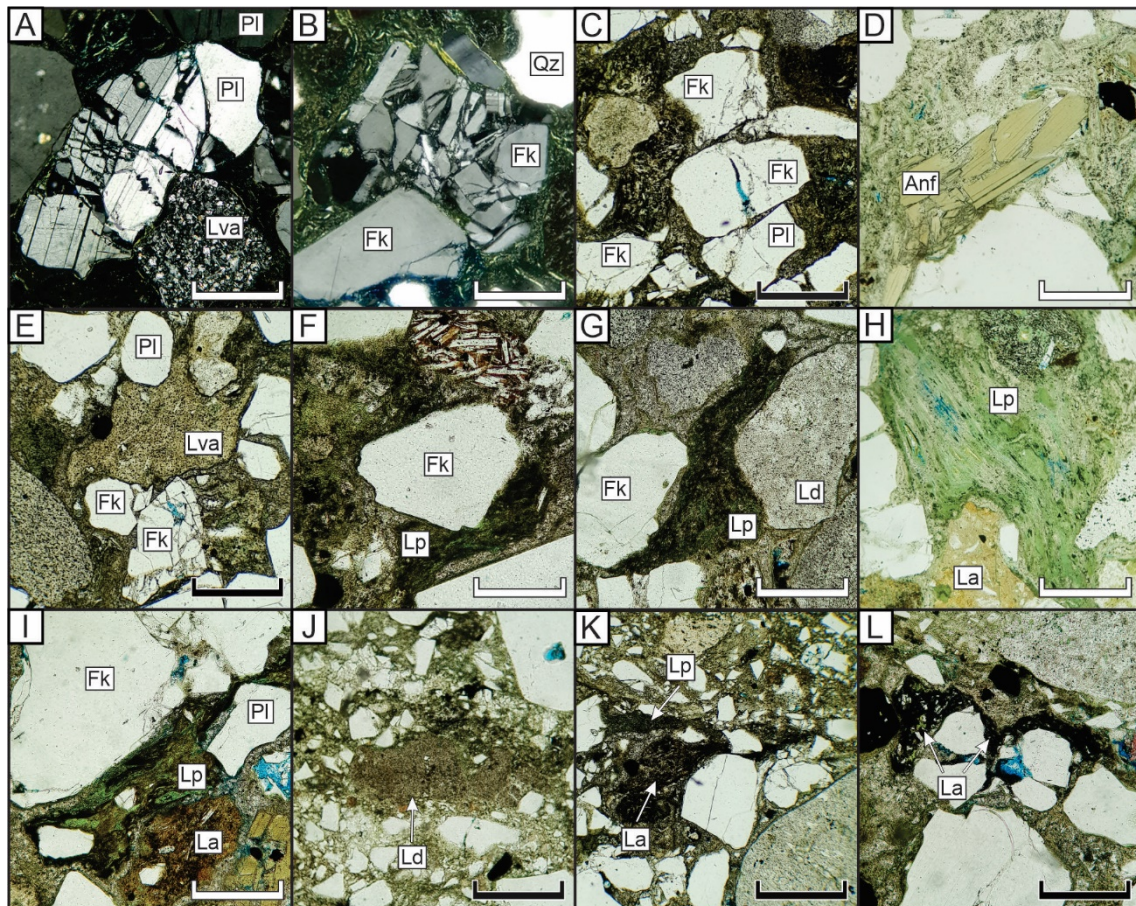


Figura 48. Mecanismos de deformación en bandas de deformación de cizalla. La escala gráfica blanca representa 0,3 mm y la negra representa 0,5 mm. **A)** Fracturamiento intragranular en plagioclasa (Pl), notar la ausencia de fracturamiento del lítico volcánico ácido (Lva). **B)** Fracturamiento intragranular de feldespato potásico (Fk) en contacto con clasto de cuarzo (Qz) y feldespato potásico (Fk). El contacto entre estas fracciones genera un comportamiento frágil. **C)** Fracturamiento intergranular de feldespato potásico (Fk) y plagioclasas (Pl). **D)** Fracturamiento intragranular de anfíbol (Anf). **E)** Indentación sin

fracturamiento de lítico volcánico ácido (Lva) en contacto con plagioclasas (Pl) y feldespatos potásicos (Fk). Notar respuesta dúctil del lítico (Lva). **F**) Indentación sin fracturamiento de lítico pumíceo (Lp) y feldespato potásico (Fk). **G**) Comportamiento dúctil de lítico pumíceo (Lp) en contacto con lítico desvitrificado (Ld) y feldespato potásico (Fk). **H**) Comportamiento dúctil de lítico pumíceo (Lp) en contacto con lítico alterado (La). **I**) Comportamiento dúctil de lítico pumíceo (Lp) en contacto con plagioclasas (Pl), feldespato potásico (Fk) y lítico alterado (La). **J**) Comportamiento dúctil y disposición paralela al núcleo de banda de lítico desvitrificado (Ld). **K**) Comportamiento dúctil extremo de líticos pumíceo (Lp) y alterado (La) conformando una pseudomatriz tectónica. **L**) Comportamiento dúctil extremo de lítico alterado (La) conformando una pseudomatriz tectónica.

Bandas de deformación dilatantes

Este tipo de discontinuidades corresponde al conjunto de muestras 3 y 4, y se asocia a las secciones delgadas B3, P3, B4, P4 (**Fig. 43**). El análisis microtectónico de las zonas de núcleo de bandas de deformación dilatantes permitió el reconocimiento de fracturamiento de fragmentos de cuarzo, feldespatos y líticos sin presencia de atricción (**Figs. 49.A, B, C, D**). Asimismo, se identificó fracturamiento de mineralizaciones de cementos carbonáticos y ferruginosos (**Fig. 49.E**). Este comportamiento se ve acompañado por un desarrollo de porosidad secundaria por fracturamiento o un relleno parcial/total por mineralización (**Figs. 49.F, G, H**). En la zona de daño se reconoce fracturamiento sin presencia de atricción, pero en una menor intensidad que en la zona de núcleo. Las zonas de protolito presentan casos muy aislados de fracturamiento ténsil sin presencia de atricción.

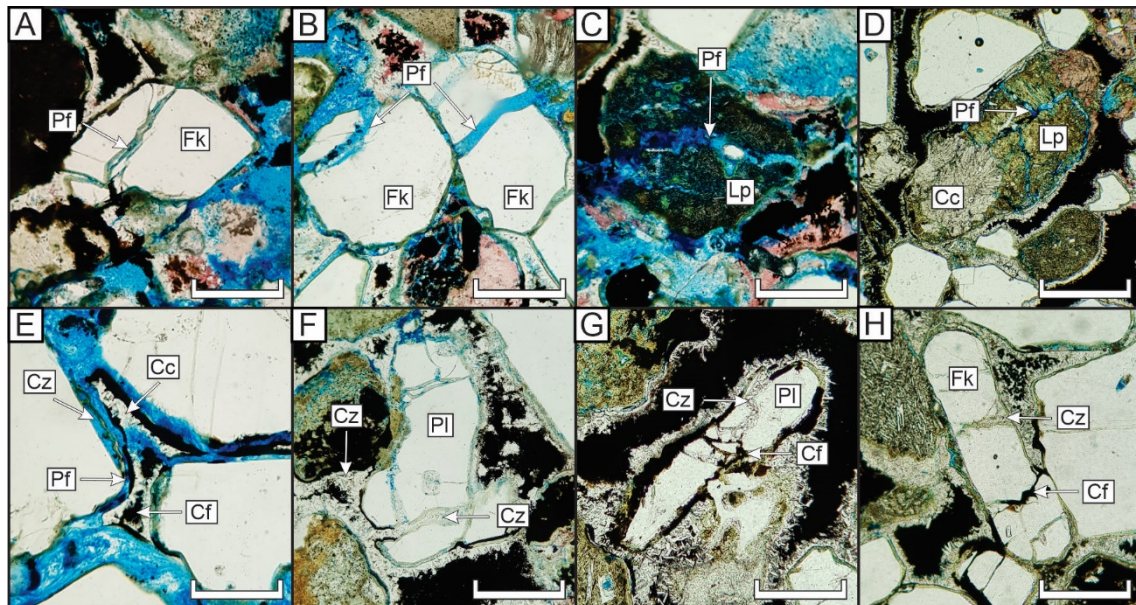


Figura 49. Bandas de deformación dilatantes caracterizadas por fracturamiento ténsil sin atricción. La escala gráfica representa 0,3 mm en todos los casos. **A, B**) Fracturamiento en feldespato potásico (Fk) y generación de porosidad secundaria por fracturamiento (Pf). **C**) Fracturamiento de lítico pumíceo (Lp) y generación de porosidad secundaria por fracturamiento (Pf). **D**) Fracturamiento de lítico pumíceo (Lp) con una alteración parcial a calcita (Cc) y generación de porosidad secundaria por fracturamiento (Pf). **E**) Fracturamiento en cementos carbonáticos (calcita) (Cc), zeolíticos (heulandita) (Cz) y ferruginosos (Co), que induce la generación de porosidad secundaria por fracturamiento (Pf) y disolución de cementos. **F**) Fracturamiento de clasto de plagioclasas (Pl) con un relleno de cemento zeolítico (heulandita) (Cz). **G**) Fracturamiento de clasto de plagioclasas (Pl) con un relleno de cemento zeolítico (heulandita) (Cz) y de minerales ferruginosos (Co). **H**) Fracturamiento de clasto de feldespato potásico (Fk) con un relleno de cemento zeolítico (Cz) y ferruginoso (Cf).

3.4.C - Porosidades visuales y permeabilidad al aire

El análisis cuantitativo de las porosidades visuales permitió identificar diferencias entre las microfacies tectónicas establecidas. A continuación, se presenta un análisis general de los resultados con figuras de las secciones delgadas más representativas de cada tipo de banda. Para mayor información respecto a la cuantificación de cada muestra referirse al Anexo N°2.

Bandas de deformación de cizalla (conjunto de muestras 1 y 2)

Las secciones delgadas correspondientes a zonas de núcleo B1A-ZN1, B1B, B1C y B2-ZN2 presentan porosidades totales que varían entre 0,32 y 1 %. Los tamaños de poro promedio varían entre 0,005 y 0,008 mm² para el conjunto de muestras 1 (B1A-ZN1, B1B y B1C) y observamos un valor de 0,01 mm² para la sección B2-ZN2 (**Fig. 50**). Se observa una ausencia total de megaporosidad, y casi total de macroporosidad gruesa con una leve representación de 0,14 % en B1C. La presencia de macroporosidad fina es limitada, con una representación de 0,14 % en B1B y ausencia de la misma en el resto de las muestras. Las fracciones de porosidad visual restantes se encuentran en todas las secciones con una dominancia de las microporosidades finas y gruesas. Las mediciones de permeabilidad al aire en estas muestras varían entre 47,4 y 151,4 mD.

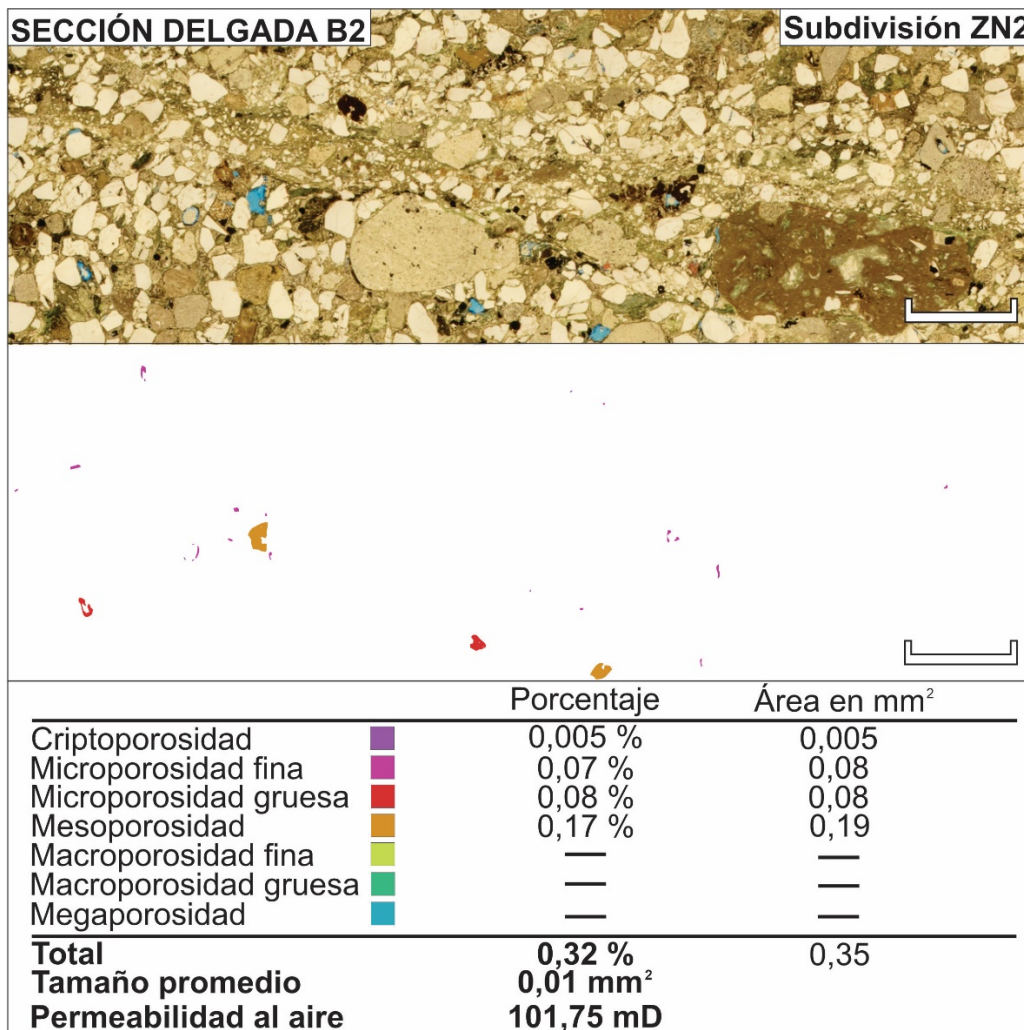


Figura 50. Cuantificación de porosidad visual (%) de zona de núcleo de banda de deformación de cizalla

(B2-ZN2). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B2 (subdivisión ZN2). **Centro.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales. La medición de permeabilidad al aire (mD) posee un valor de 101,75 mD. Notar la ausencia de macro y megaporosidades.

Las secciones delgadas correspondientes a zonas de daño B1A-ZD1 y B2-ZD2) tienen porosidades totales de 4,9 y 0,59 %, respectivamente. Los tamaños de poro promedio presentan valores de 0,015 y 0,01 mm². Al igual que la zona de núcleo hay ausencia de megaporosidad, sin embargo, la macroporosidad gruesa y fina aumenta con valores cercanos a 0,4 y 0,14 %, respectivamente. Las microporosidades gruesas y finas son dominantes con proporciones entre 1,3 y 1,46 % respectivamente. Las mediciones de permeabilidad al aire dieron como resultado 185,8 mD para la sección B1-ZD1 y 140 mD para la sección B2-ZD2 (**Fig. 51**).

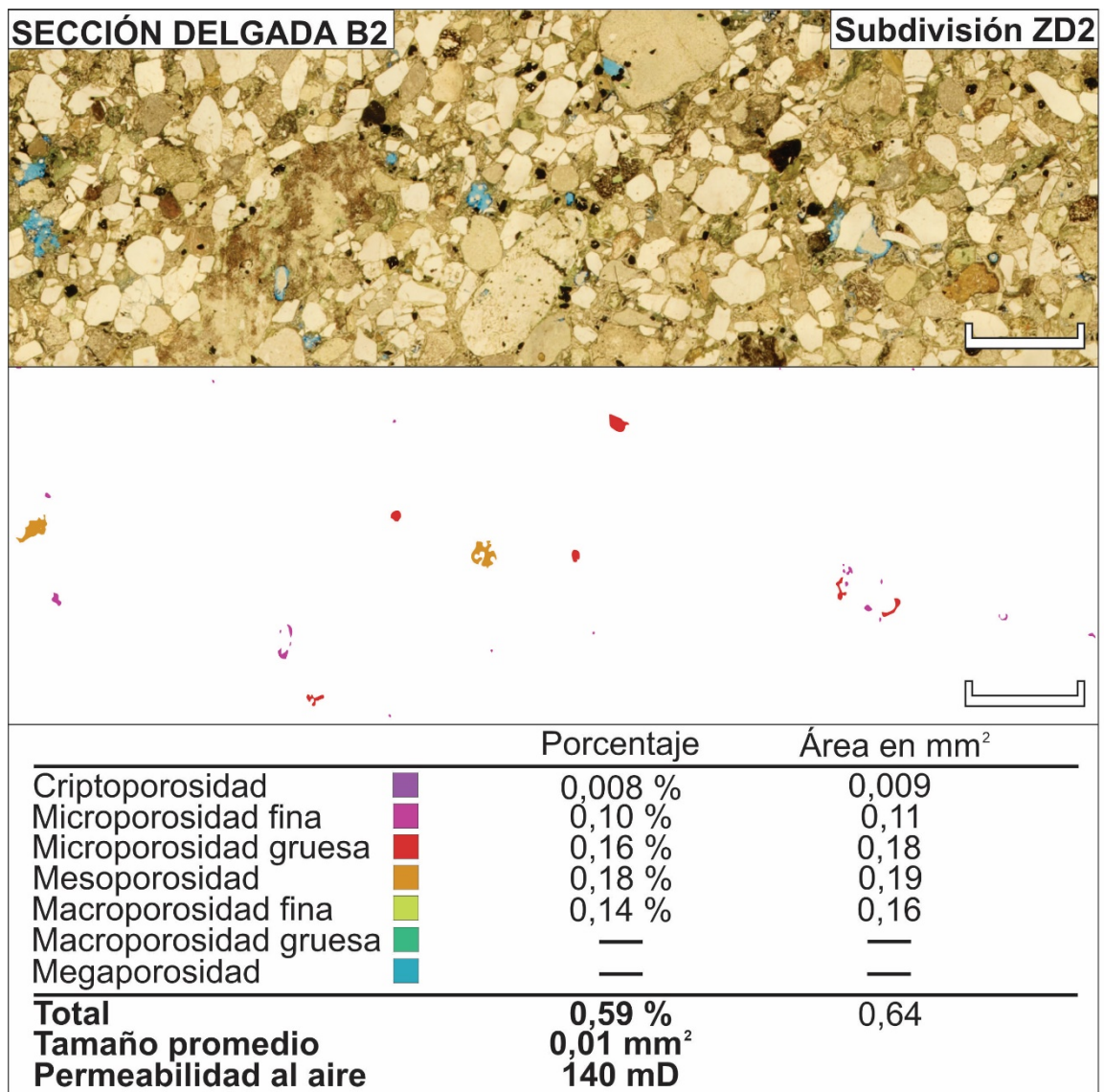


Figura 51. Cuantificación de porosidad visual (%) de zona de daño de banda de deformación de cizalla (B2-ZD2). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B2 (subdivisión ZD2). **Centro.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales. Notar la representatividad de la macroporosidad fina.

En el caso de las secciones delgadas correspondientes a protolitos P1 y P2, observamos porosidades totales con rangos de 6 y 7,74 %. En estos casos se destaca la presencia de megaporosidad, con una representación de 1,7 a 3,25 %. Las macroporosidades gruesas y finas muestran una presencia mayor con valores de 1,6 y 1,35 % respectivamente. Finalmente, en este caso, las microporosidades gruesas y finas se encuentran relegadas con porcentajes cercanos a 0,9 y 0,7 % respectivamente. Las mediciones de permeabilidad al aire arrojaron valores de 214 y 180 mD para las secciones P1 y P2, respectivamente (Fig. 52).

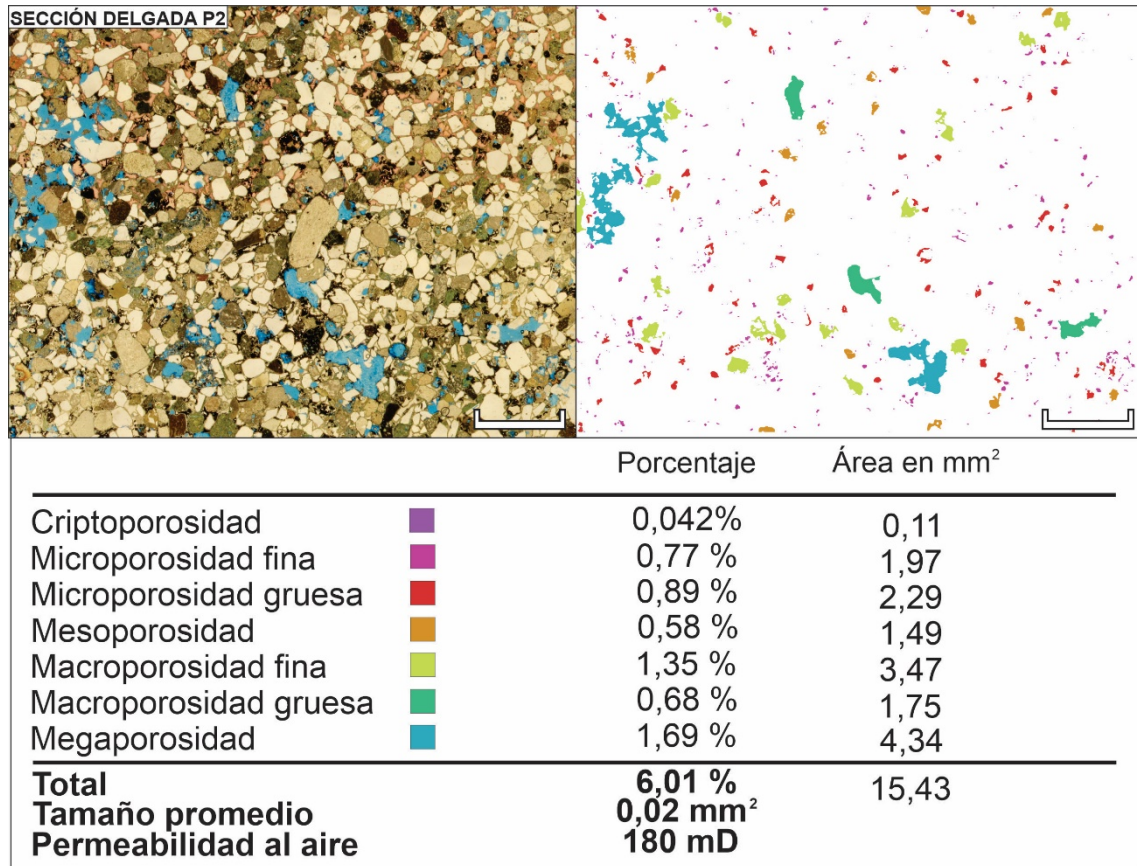


Figura 52. Cuantificación de porosidad visual de zona de protolito de banda de deformación de cizalla (P2). La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada P2. **Arriba – Derecha.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales. Notar la presencia de todos los tamaños de porosidad, con dominio de la megaporosidad.

Bandas de deformación dilatantes (conjunto de muestras 3 y 4)

Las secciones delgadas correspondientes a zonas de núcleo B3-ZN3 y B4 presentan los valores más altos de porosidad total, con un máximo de 20,22 % y tamaño poral promedio de 0,018 mm² en el caso de ZN3 (**Fig. 53**). Se destaca la abundante presencia de megaporosidad, con porcentajes que alcanzan los 15,52 %, y la menor representación del resto de los tamaños de porosidades. Los macroporos gruesos y finos representan valores cercanos a 1,3 y 0,2 % respectivamente. Mientras que las meso y microporosidades son las menos representadas con valores que varían entre 0,07 - 0,64 % y 0,3 - 1,23 % respectivamente. Esta microfacies se vincula a los valores de permeabilidad al aire más altos con 5025 mD para B3-ZN3.

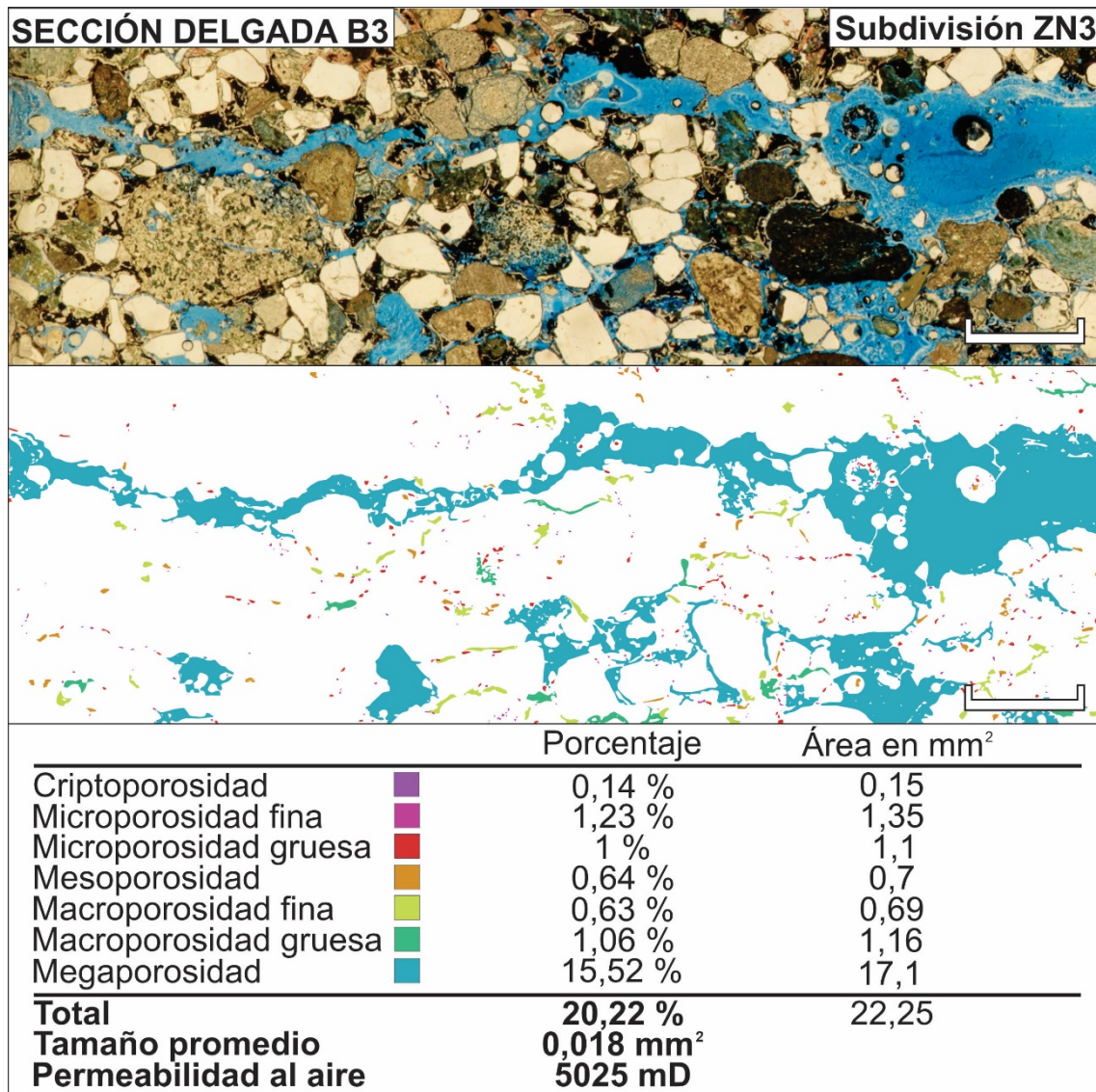


Figura 53. Cuantificación de porosidad visual de zona de núcleo de banda de deformación dilatante (B3-ZN3). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B3 (subdivisión ZN3). **Centro.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales. Notar el dominio de megaporosidad con alta conectividad y una fábrica canalizada.

La sección delgada correspondiente a la zona de daño (B3-ZD3) (**Fig. 54**) presenta un valor de porosidad total de 8,3 % y tamaño poral promedio de 0,007 mm². La distribución de porosidades es más homogénea, siendo las más representadas los microporos (1,32 - 1,77 %) y megaporos (1,56 %). En este caso, la medición de permeabilidad al aire posee un valor relativamente elevado de 1570 mD.

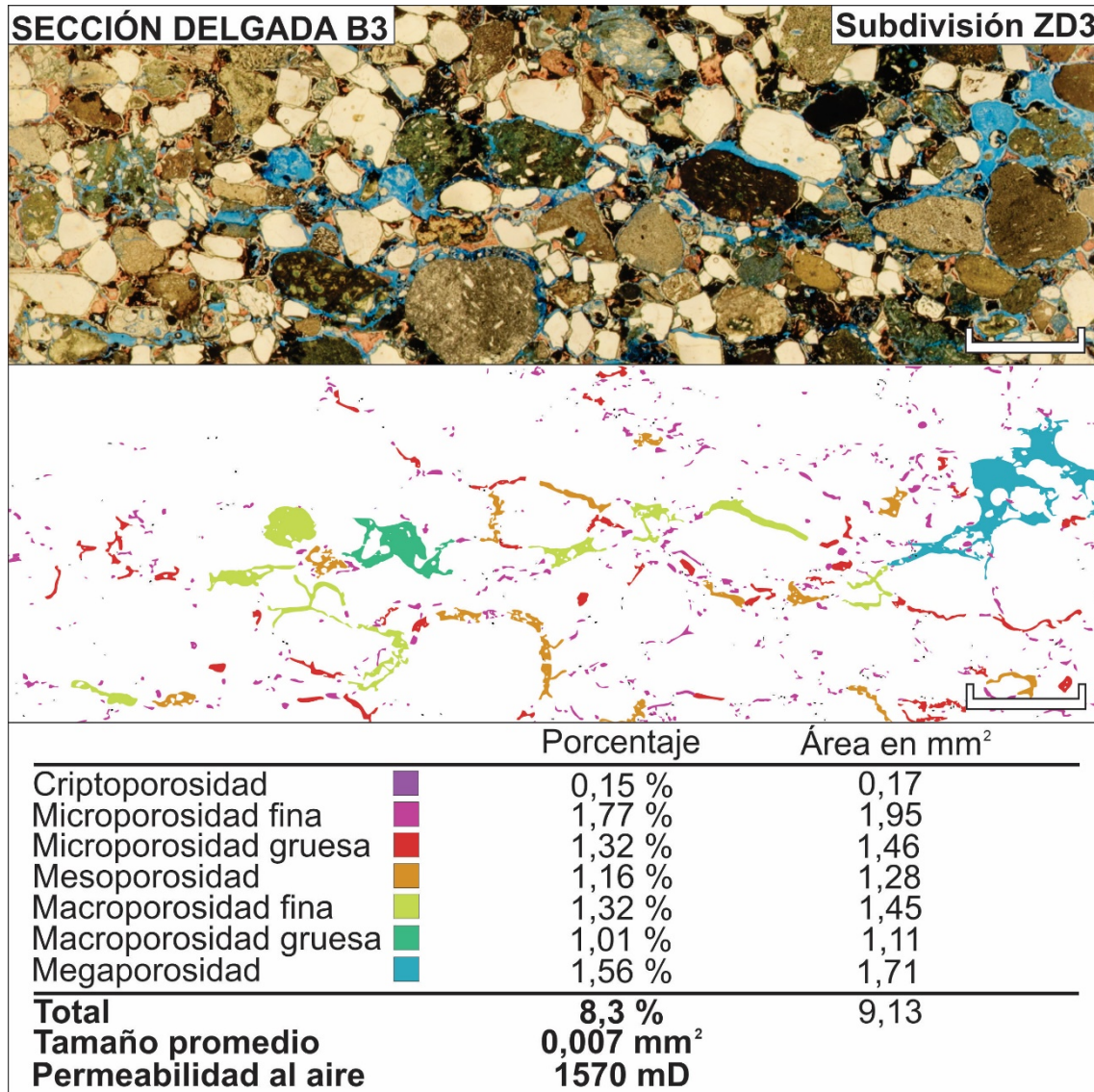


Figura 54. Cuantificación de porosidad visual de zona de daño de banda de deformación ditalante (B3-ZD3). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B3 (subdivisión ZD3). **Centro.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales. Notar la disminución de megaporosidad, sin pérdida de conexión entre el resto de fracciones porosas.

Las secciones delgadas correspondientes a protolitos (P3-P5) presentan los valores de porosidad visual más bajos, con 1,01 % en el caso de P3 (**Fig. 55**) y 0,55 % para P5. Los tamaños porales promedios son 0,009 mm² (P3) y 0,003 mm² (P5). Un rasgo que se destaca es la ausencia de mega y macroporosidades, y una representación homogénea del resto de las porosidades. Las mediciones de permeabilidad al aire en estos protolitos dieron un resultado bajo para P3 con 286,15 mD, mientras P5 obtuvo un resultado alto con 450 mD.

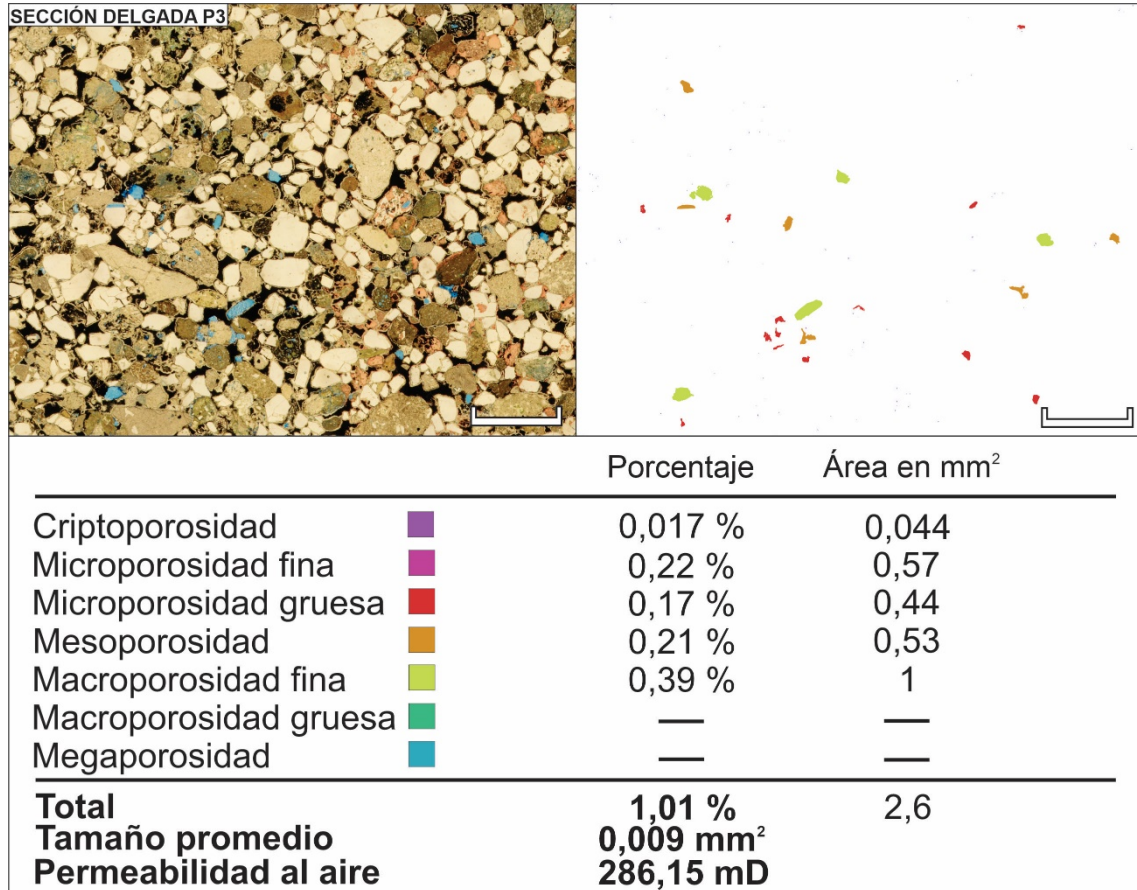


Figura 55. Cuantificación de porosidad visual de zona de protolito de banda de deformación dilatante (P3). La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada P3. **Arriba – Derecha.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales. Notar la ausencia de macroporosidad gruesa y megaporosidad.

Análisis comparado de porosidades visuales y permeabilidades al aire

El análisis comparado de los resultados permite establecer tendencias de variación de porosidad visual y permeabilidad para la mayoría de conjuntos banda de deformación – protolito analizados, siendo el conjunto de muestras 5 el único que no presenta variaciones significativas (**Fig. 56**).

Las bandas de deformación de cizalla (conjunto de muestras 1 y 2) presentan una disminución de los parámetros analizados hacia el núcleo de banda desde la zona de protolito. Se destaca la disminución de un 50% del tamaño promedio de poro de $0,02 \text{ mm}^2$ en el protolito a $0,01 \text{ mm}^2$ en el núcleo de banda y la disminución-desaparición de macro y megaporosidades en los núcleos de banda (**Fig. 57**). Las porosidades visuales totales del protolito disminuyen de 6-7 % a 0,6-0,75 % en la zona de daño y 0,3-1 % en la zona de núcleo. Por otro lado, las permeabilidades al aire (K_{aire}) más bajas fueron medidas en la zona de núcleo con K_{aire} : 50-100 mD, mientras en la zona de daño y protolito se midieron K_{aire} : 140-185 mD y K_{aire} : 180-215 mD respectivamente (**Fig. 58**).

Un comportamiento opuesto se registra en las bandas de deformación dilatantes (conjunto de muestras 3 y 4), donde se da un aumento de los parámetros analizados hacia el núcleo de banda. En particular se observa un aumento del 100% en el tamaño promedio de poro de $0,009 \text{ mm}^2$ en el protolito a $0,018 \text{ mm}^2$ en la zona de núcleo. Al mismo tiempo se da un desarrollo importante de macro y megaporosidades en los núcleos de bandas. Las porosidades visuales totales aumentan de 0,5-1 % en el protolito a 8,3 % en la zona de daño y 20,2 % en la zona de núcleo. Estos valores se asocian a mapas de porosidad que evidencian patrones continuos que representan verdaderos conductos de permeabilidad. Estas microfábricas de porosidad sugieren una desagregación física y disolución de la fábrica sedimentaria clástica de la arenita durante la deformación ténsil. En este marco se obtuvieron los valores más altos de permeabilidad al aire (K_{aire}) para la zona de núcleo de banda dilatante con valores de K_{aire} : 5025 mD, mientras que en la zona de daño y protolito se midieron K_{aire} : 1570 mD y K_{aire} : 285-440 mD, respectivamente.

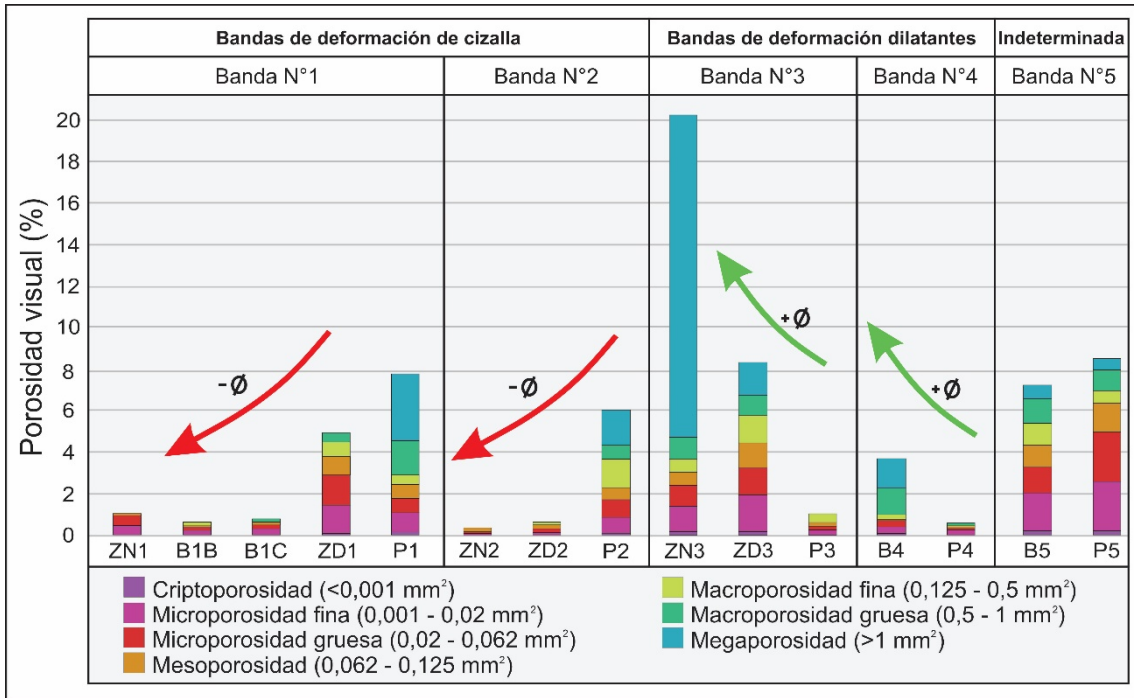


Figura 56. Comparación de proporción y clasificación de porosidades visuales (%). ZN: zona de núcleo. ZD: zona de daño. B: banda de deformación s/subdivisión. P: Protolito.

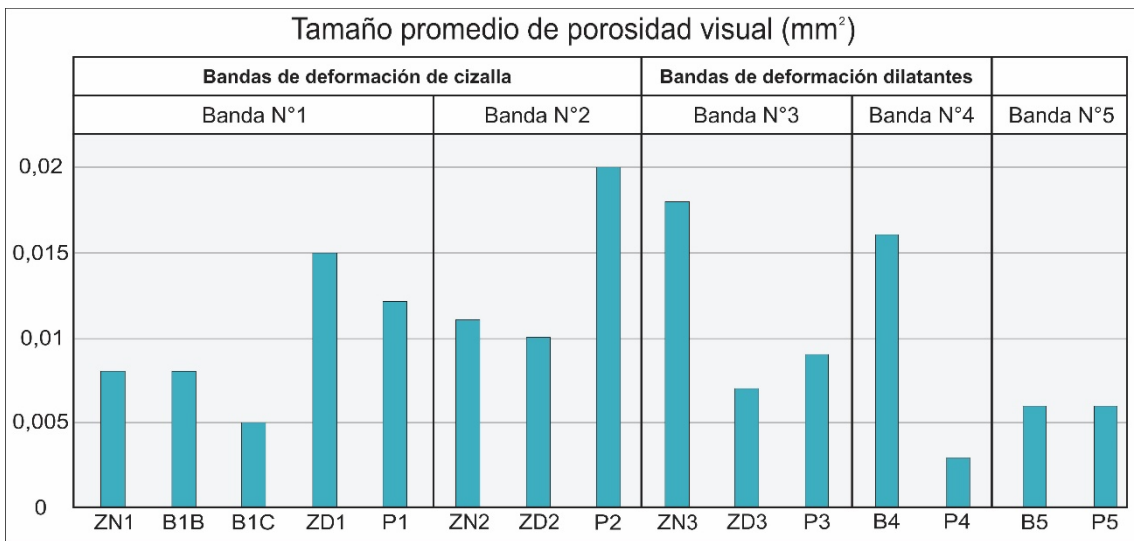


Figura 57. Gráfico de columnas representando los tamaños promedio (mm²) de porosidad visual de secciones delgadas analizadas. ZN: zona de núcleo. ZD: zona de daño. B: banda de deformación s/subdivisión. P: Protolito.

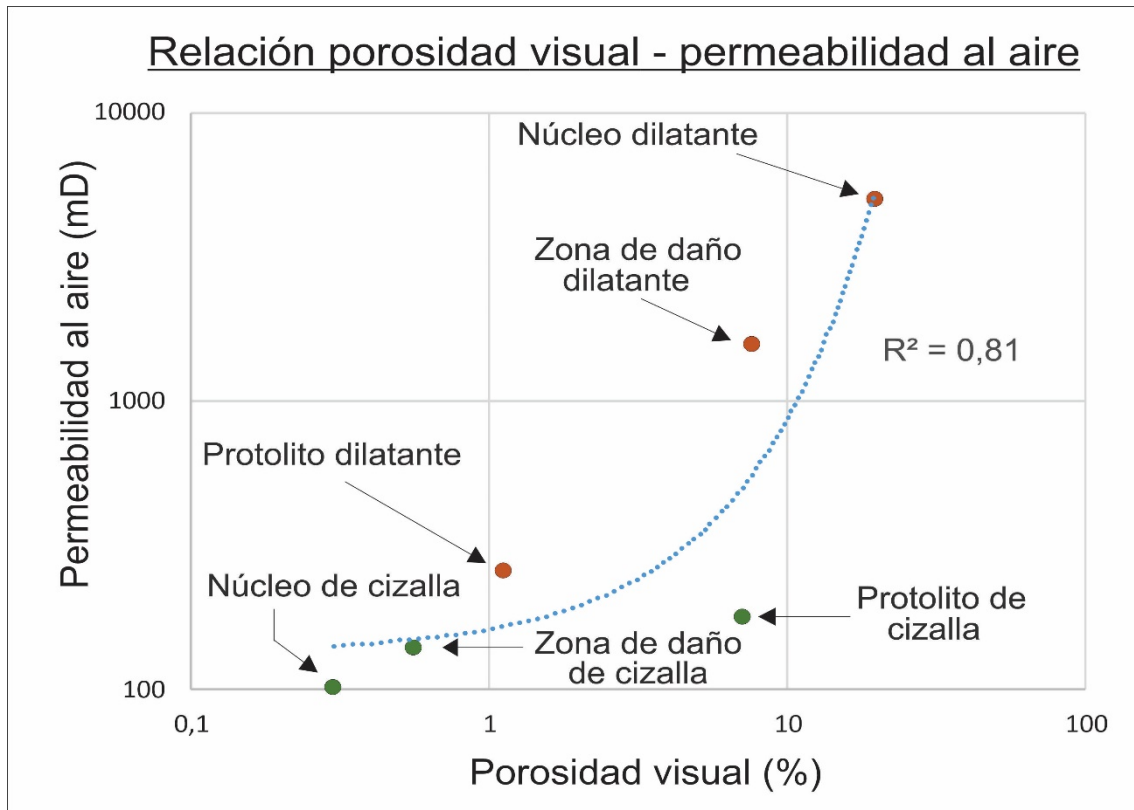


Figura 58. Relación porosidad visual – K_{aire} . Notar el incremento en los parámetros en las microfacies tectónicas dilatantes (conjunto de muestras 3) y la disminución en las microfacies tectónicas de cizalla (conjunto de muestras 2).

3.4.D - Microfábrica

El análisis cuantitativo del tamaño de las fracciones clásticas permitió identificar diferencias entre las microfacies tectónicas. Es importante mencionar que la fracción ocupada por porosidad visual se tiene en cuenta en el cálculo de los porcentajes, pero no está representada en las figuras para una mayor apreciación de la fracción clástica. Para su observación referirse a la sección previa. A continuación, se presenta un análisis general de los resultados con figuras de algunas secciones delgadas. La cuantificación detallada de cada sección se encuentra en el Anexo N°3.

Bandas de deformación de cizalla (conjunto de muestras 1 y 2)

Las zonas de núcleo de las secciones delgadas B1A-ZN1, B1B, B1C y B2-ZN2 presentan fracciones clásticas que ocupan proporciones del 51 al 54 % del área total, con 46 - 49 % ocupada por matriz y cemento (**Fig. 59**). Los tamaños de clasto promedio varían entre 0,01 y 0,036 mm². Se observa un dominio de la fracción media con proporciones entre 23 - 32 %, seguida por la fracción fina con un 17 - 21 % de área ocupada, los cuales corresponden a líticos, feldespatos y cuarzos. La fracción gruesa está representada por líticos volcánicos.

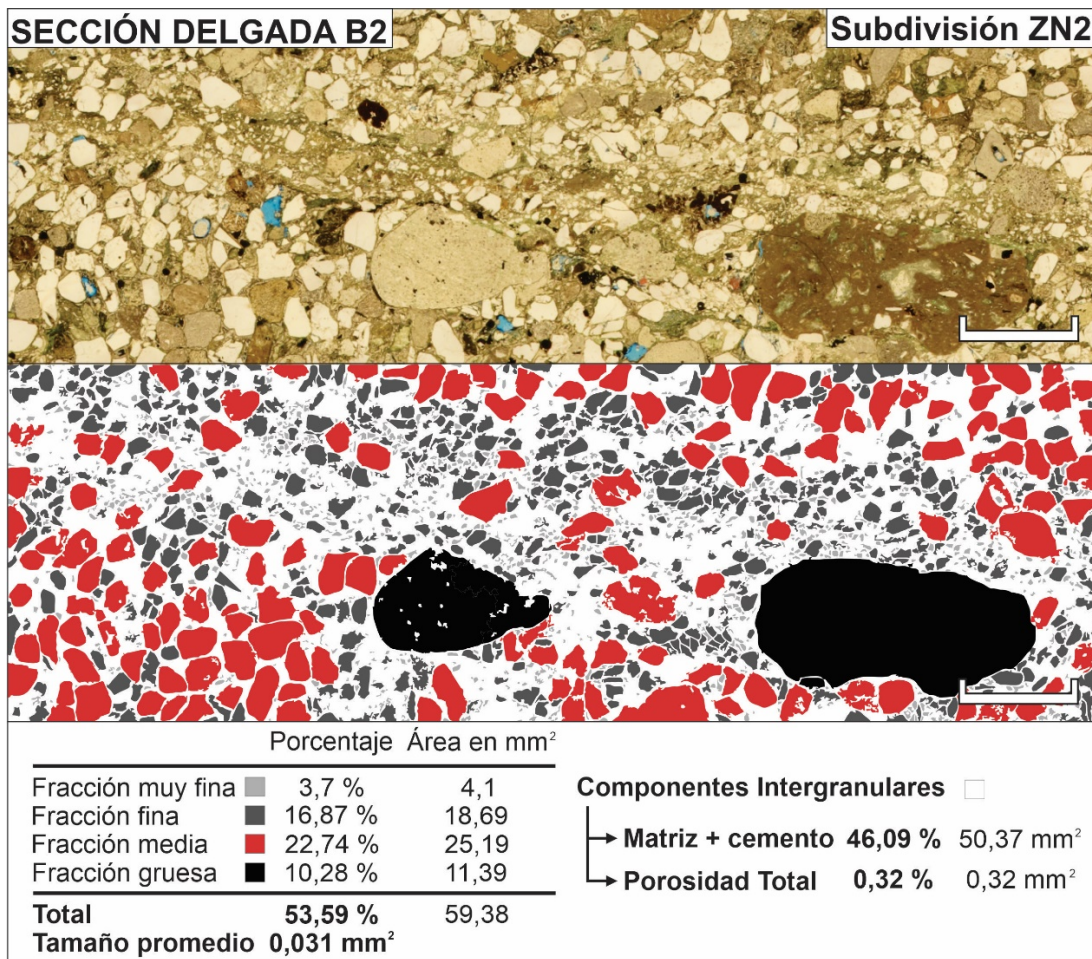


Figura 59. Cuantificación de fracciones clásticas e intergranular (%) de zona de núcleo de banda de deformación de cizalla (B2-ZN2). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B2 (subdivisión ZN2). **Centro.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

Las zonas de daño B1A-ZD1 y B2-ZD2 tienen fracciones clásticas que ocupan 57 - 59 % del área total, respectivamente. La fracción matriz – cemento representa un 38 - 40 % de las secciones delgadas (**Fig. 60**). La microfábrica se caracteriza por tamaños de clasto promedio son 0,045 y 0,08 mm². Al comparar con las zonas de núcleo se observa un aumento del área ocupada por la fracción media con valores de 30 - 37 % y una disminución en el caso de la fracción fina con valores de 16 - 17 %. Estas tendencias granulométricas, se asocian a líticos volcánicos, pumíceos, feldespatos y cuarzos. La fracción muy fina también presenta una disminución, con valores de 1 - 3 %.

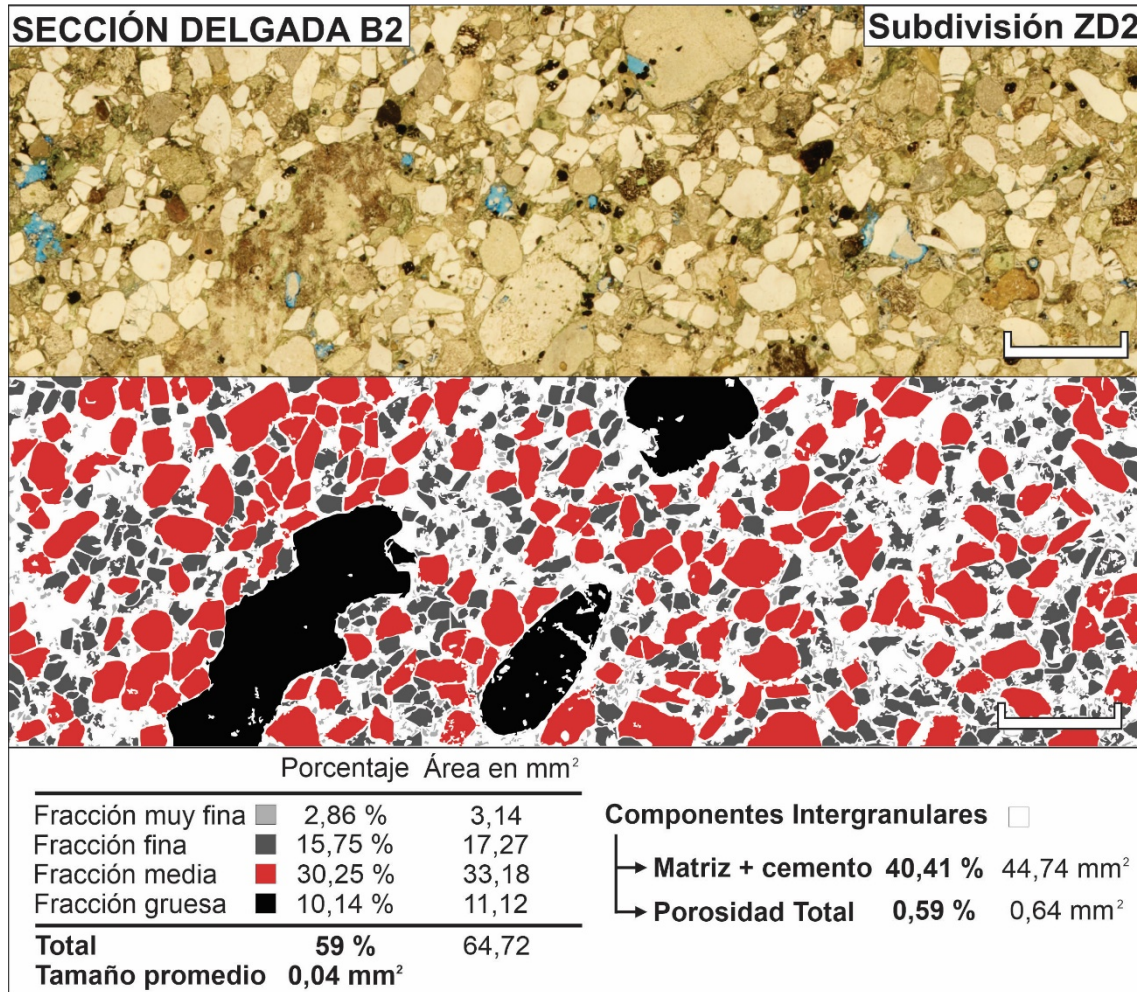


Figura 60. Cuantificación de fracciones clásticas e intergranular (%) de zona de daño de banda de deformación de cizalla (B2-ZD2). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B2 (subdivisión ZN2). **Centro.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas. En este caso, la fracción gruesa corresponde a líticos volcánicos. Notar la moderada orientación de clastos.

En el caso de los protolitos P1 y P2 las fracciones clásticas ocupan un 60 - 63 % del área total, y presentan un de 30 - 33 % de matriz – cemento (**Fig. 61**). Los tamaños de clasto promedio son los más elevados de las microfacies analizadas, con valores de 0,06 mm². Destaca la amplia dominancia de la fracción media con valores de 46 - 50 %, la cual se encuentra representada por clastos líticos, feldespatos y cuarzos. Por el otro lado, las fracciones finas y muy finas se encuentran muy relegadas con valores de 7 - 16 % y 1 - 1,5 %, respectivamente.

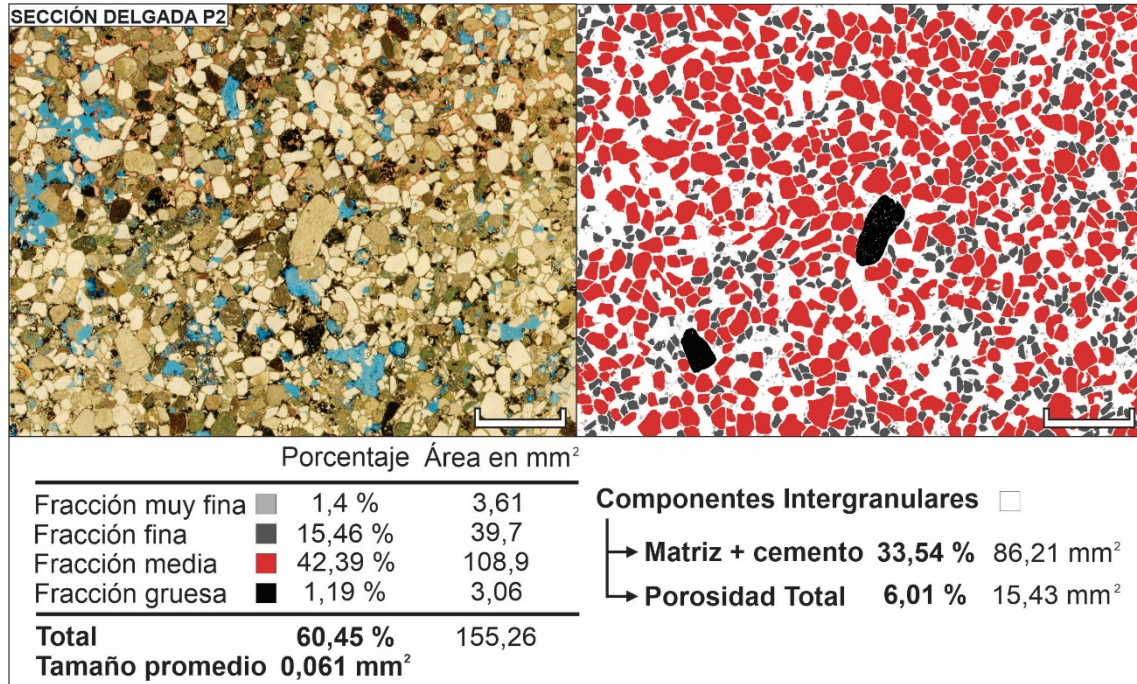


Figura 61. Cuantificación de fracciones clásticas e intergranular (%) de zona de protolito de banda de deformación de cizalla (P2). La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada P2. **Arriba – Derecha.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas. En este caso la fracción gruesa está subordinada y representada solamente por líticos volcánicos.

Bandas de deformación dilatantes (conjunto de muestras 3 y 4)

Las secciones delgadas correspondientes a zona de núcleo se asocian a las secciones delgadas B3-ZN3 y B4. Estas presentan fracciones clásticas que ocupan un 52 - 56 % del área total, con una representación de 28 - 40 % de fracción matriz – cemento (**Fig. 62**). Los tamaños de clasto promedio son 0,066 y 0,063 mm². La fracción media es dominante con 33 - 35 % del área total, seguida por la fracción gruesa con un 12 % en el caso de B3-ZN3 y por la fracción fina con un 13 % en el caso de B4. Las fracciones finas y muy finas se encuentran pobremente representadas con valores de 6 - 12 % y 1 - 3 %, respectivamente.

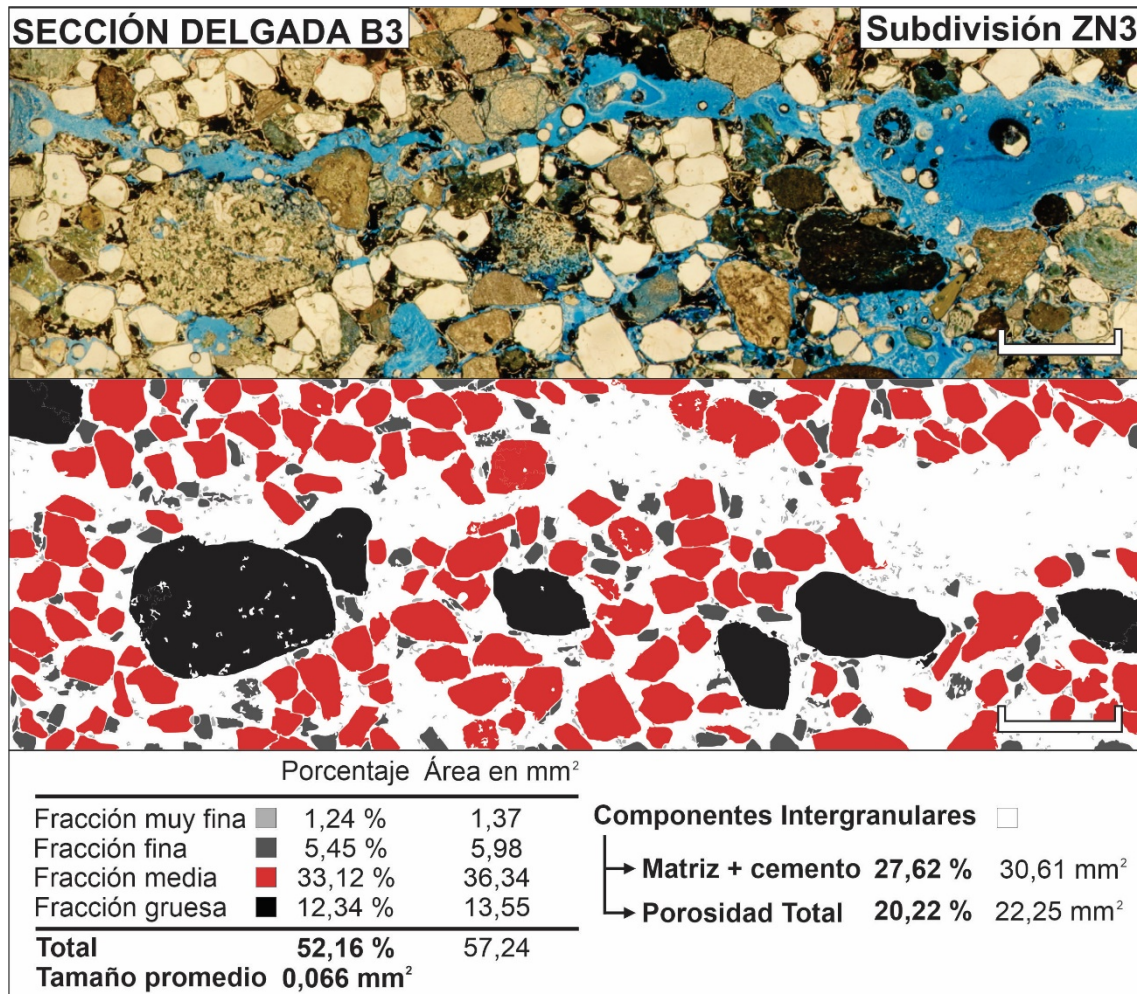


Figura 62. Cuantificación de fracciones clásticas e intergranular (%) de zona de núcleo de banda de deformación dilatante (B3-ZN3). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B3 (subdivisión ZN3). **Centro.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

La zona de daño B3-ZD3 presenta 64 % del área total ocupada por la fracción clástica, con un 28 % de representación de fracción matriz-cemento (**Fig. 63**). El tamaño promedio de clastos medido es de 0,08 mm², mientras que la fracción media continúa siendo dominante con un 36 % del área total ocupada, seguida por la fracción gruesa con un 20 % de área ocupada. Estas tendencias se encuentran representadas por fragmentos líticos y feldespáticos. Las fracciones finas y muy finas continúan siendo pobremente representadas con un 6 y 1 % de área ocupada, respectivamente.

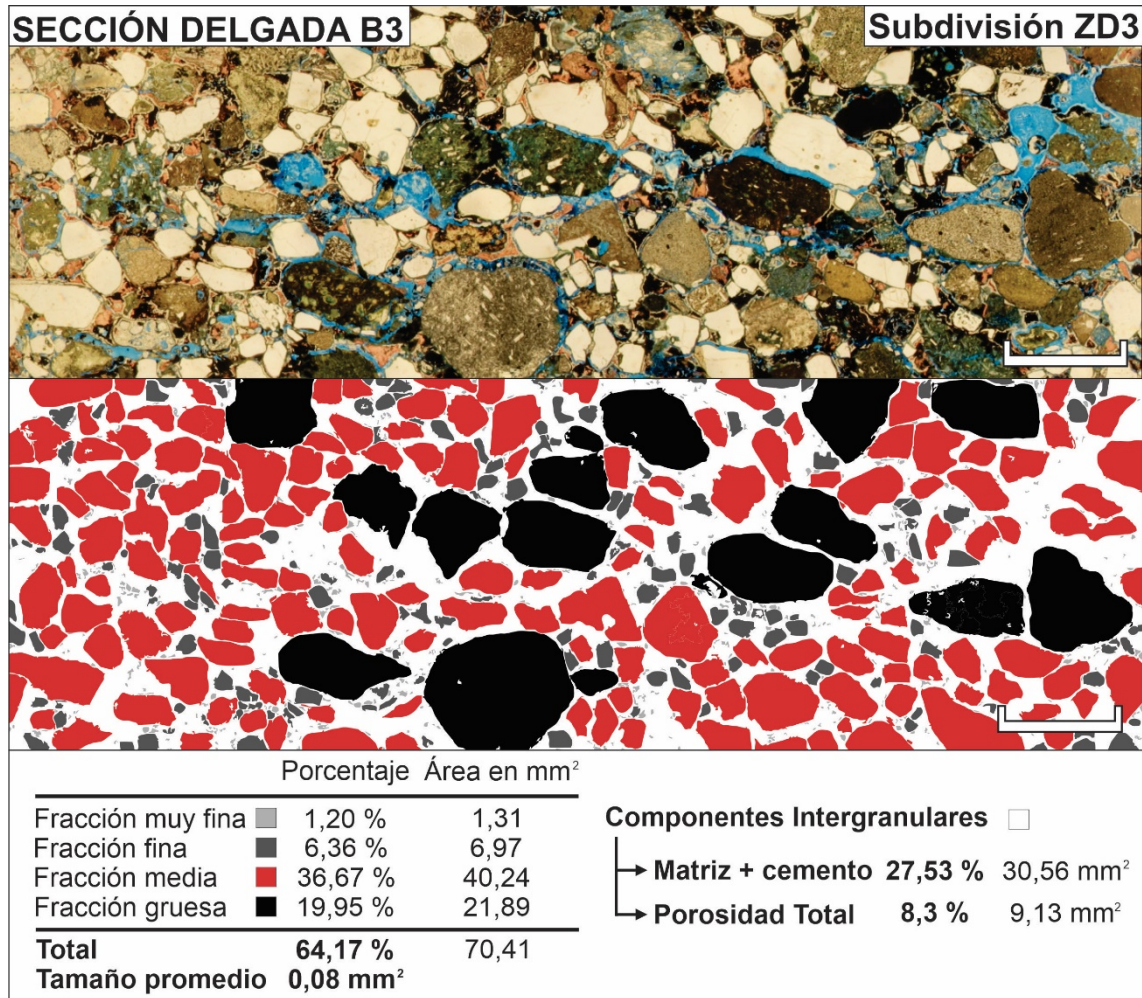


Figura 63. Cuantificación de fracciones clásticas e intergranular (%) de zona de daño de banda de deformación dilatante (B3-ZD3). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B3 (subdivisión ZD3). **Centro.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

En el caso de protolitos P3 y P4 las fracciones clásticas ocupan 64 y 65 % del área total de la sección delgada, con una representación de 34 y 35 % de la fracción matriz-cemento (**Fig. 64**). Los tamaños promedio de clastos son de 0,1 y 0,05 mm². Respecto de la fracción media, esta es dominante con un porcentaje de área total ocupada de 46 %, seguida de la fracción gruesa con un 11 %. Estas tendencias se encuentran representadas por fragmentos líticos volcánicos, pumíceos y feldespáticos principalmente. Las fracciones fina y muy fina se encuentran subordinadas con 7 y 0,6 %, respectivamente.

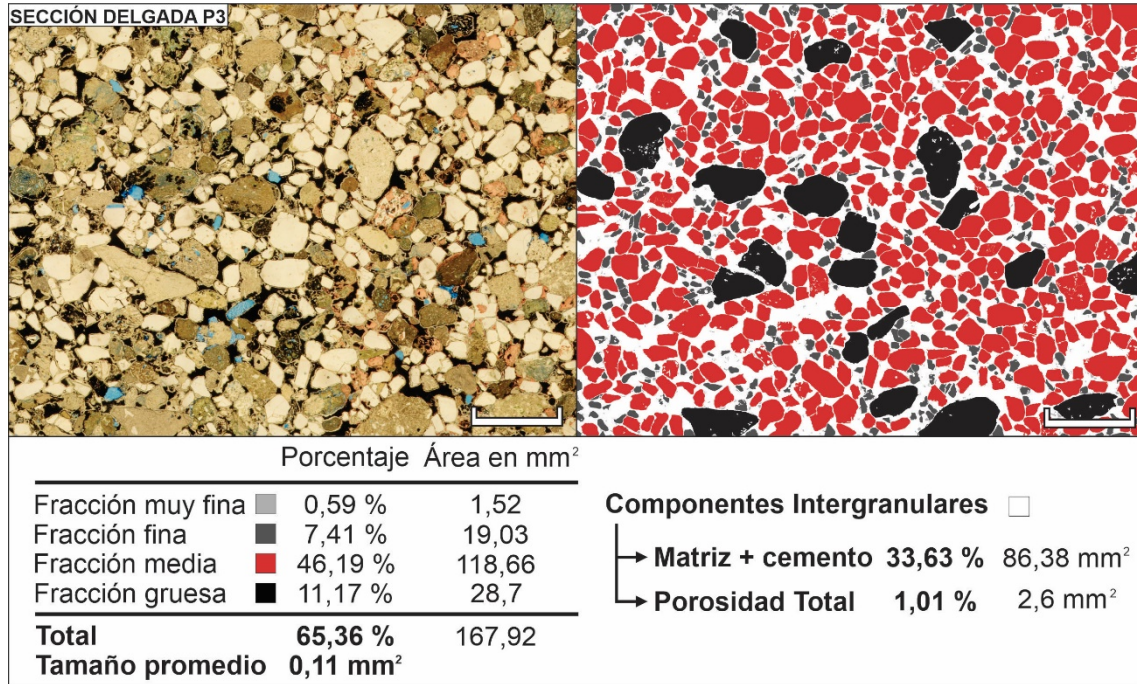


Figura 64. Cuantificación de fracciones clásticas e intergranular (%) de zona de protolito de banda de deformación de cizalla (P3). La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada P3. **Arriba – Derecha.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

Análisis comparado de fracciones clásticas y fracción matriz-cemento

Los resultados de granulometría visual permiten realizar el análisis comparado para establecer tendencias de variación en las fracciones clásticas y matriz-cemento en los conjuntos de muestras de banda de deformación – protolito analizadas.

Las bandas de deformación de cizalla (conjunto de muestras 1 y 2) muestran una disminución del área ocupada por fracción clástica y un aumento del área ocupada por fracción matriz-cemento desde el protolito hacia la zona de núcleo de banda. Asimismo, se observa una disminución del 50% en el tamaño promedio de clastos, de 0,06 mm² en el protolito a 0,03 mm² en la zona de núcleo. Respecto de los tamaños de cada región, la fracción clástica media sufre una disminución desde protolito (50 %) a zona de núcleo (23 %), mientras las fracciones finas y muy finas aumentan levemente de 1,5 % y 16 % (protolito) a 4 % y 17 % (núcleo de banda), respectivamente (Fig. 65). Por el otro lado, se observa un aumento del área ocupada por la fracción clástica gruesa en el conjunto de muestras 2, de 1,2 % en el protolito a 10,3 % en la zona de núcleo de banda.

Las bandas de deformación dilatantes (conjunto de muestras 3 y 4) presentan una disminución del área ocupada por fracción clástica similar a la observada en las bandas de cizalla, pero no presentan un aumento significativo del área ocupada por la fracción matriz-cemento (Fig. 65). Los tamaños promedio de clasto sufren una disminución de 0,1 mm² (protolito) a 0,07 mm² (núcleo de banda) en el caso del conjunto de muestras 3, mientras que el conjunto de muestras 4 presenta una relación inversa con 0,05 mm² en el protolito y 0,06 mm² en el núcleo de banda. La variación más significativa observada es el caso de la fracción media con una disminución de 46 % en el protolito a 33 % en el núcleo de banda para el conjunto de muestras 3 (Fig. 66).

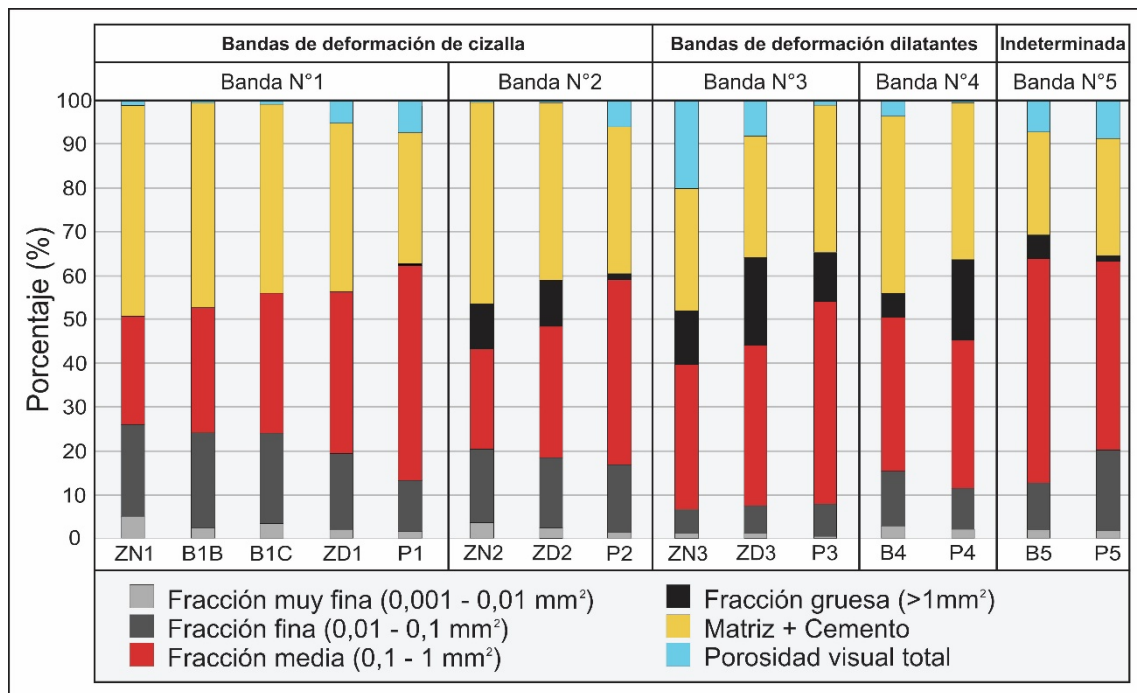


Figura 65. Cuadro comparativo de la proporción de los distintos tamaños granulométricos de las distintas facies microtectónicas de las bandas de deformación. Se indica la proporción relativa de cada fracción de tamaños de las fracciones clásticas (%), de la componente matriz + cemento y de la porosidad visual total. ZN: zona de núcleo. ZD: zona de daño. B: banda de deformación s/subdivisión. P: Protolito. Notar el

aumento de las fracciones finas, muy finas, matriz + cemento y la disminución de fracciones medias en la microfacies de zona de núcleo de cizalla.

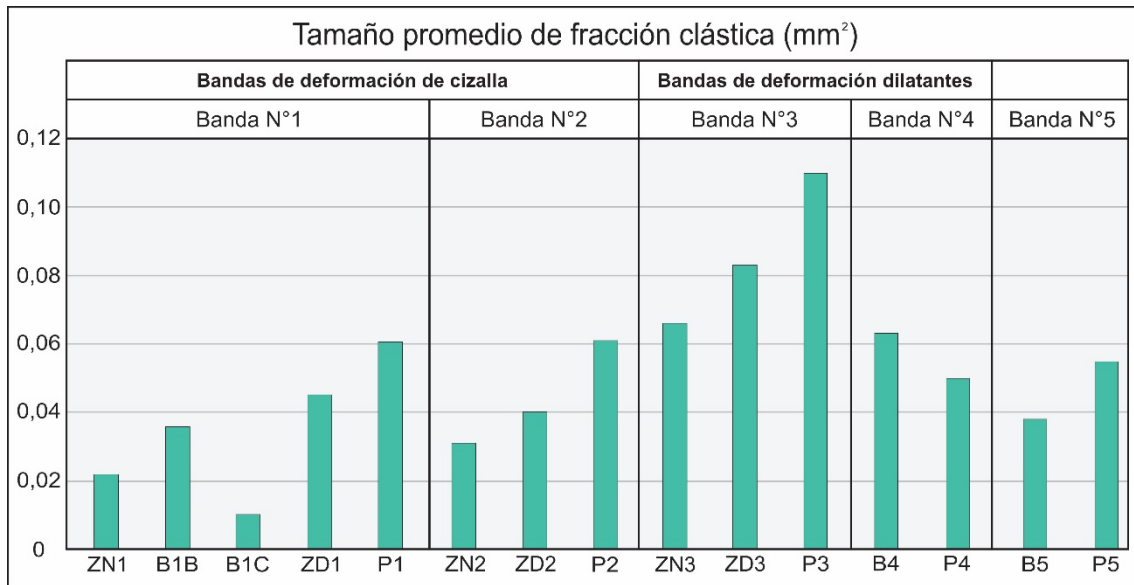


Figura 66. Comparación de tamaño promedio de la fracción clástica de las bandas de deformación analizadas. ZN: zona de núcleo. ZD: zona de daño. B: banda de deformación s/subdivisión. P: Protolito.

3.4.E - Análisis de orientación de clastos

El análisis de orientación de clastos permitió identificar diferencias entre las microfábricas de las facies microtectónicas. A continuación, se presenta un análisis general de los resultados con figuras de una selección de cortes delgados más representativos. La cuantificación exacta de cada sección delgada se encuentra en el Anexo N°4.

Banda de deformación de cizalla (conjunto de muestras 2)

La sección delgada correspondiente a la zona de núcleo de banda de deformación B2-ZN2 posee un total de 542 clastos con una relación de aspecto (AR) mayor a 1,5. Las orientaciones observadas permiten diferenciar dos poblaciones dominantes con orientaciones que se encuentran en los intervalos de $0-40^\circ$ y $140-170^\circ$ (**Fig. 67**). Esta microfábrica se vincula al límite del núcleo de la banda de deformación con una orientación de 160° , lo cual define que los dominios de orientación de clastos son subparalelos u oblicuos a este rasgo mayor.

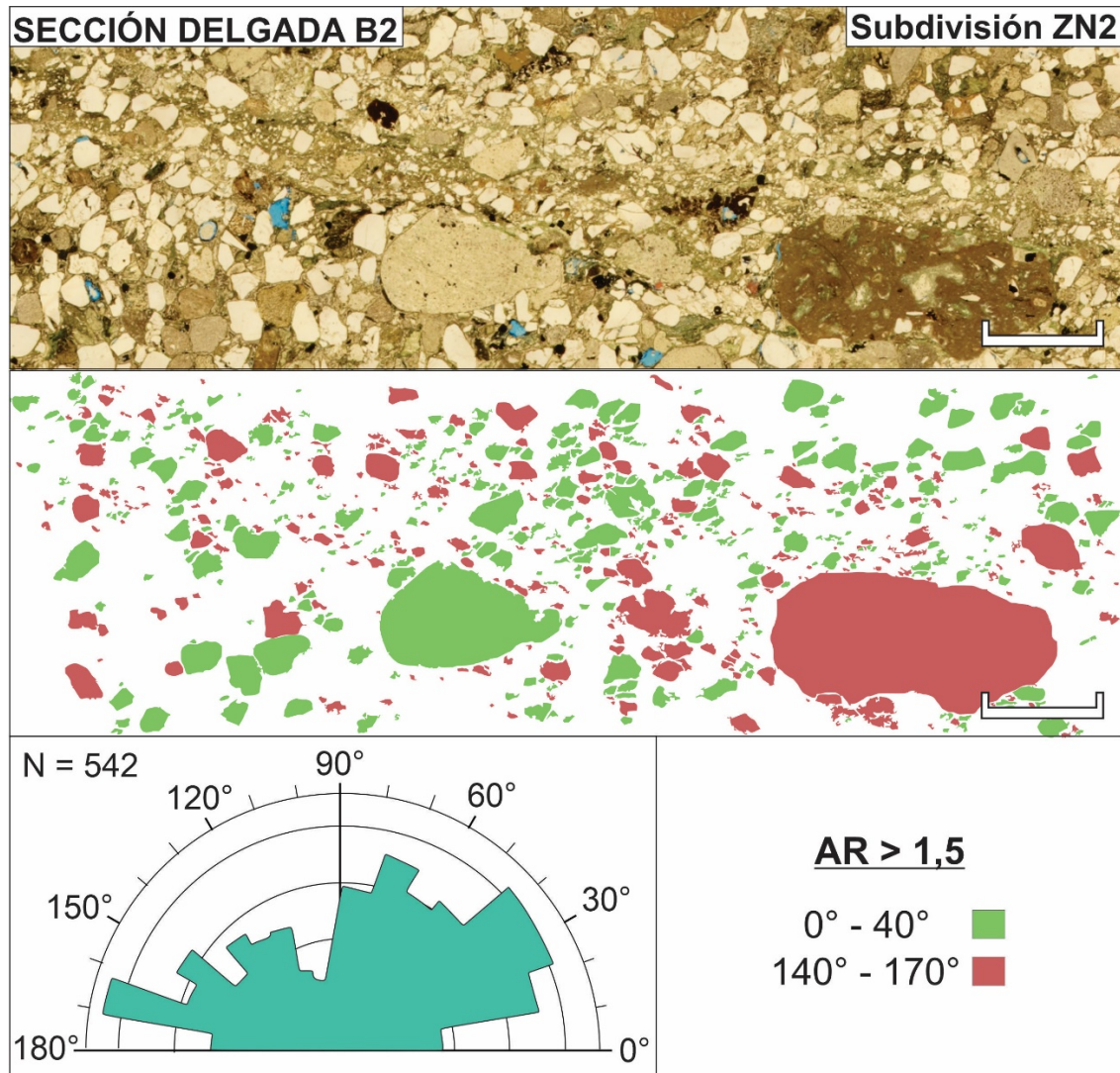


Figura 67. Orientación de clastos para una zona de núcleo de banda de deformación dilatante (B2-ZN2). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B2 (subdivisión ZN2). **Centro.**

Mapa de clastos clasificados en base a las modas de orientación. El fondo blanco representa toda la fracción clástica que no forma parte de los parámetros de resaltado más la fracción intergranular. **Abajo – Izquierda.** Diagrama de rosas de valores angulares de fracción clástica con $AR > 1,5$. **Abajo – Derecha.** Rangos de valores angulares utilizados para el mapa microfotográfico.

El análisis de la sección delgada de zona de daño B2-ZD2 presentó 394 clastos con una relación de aspecto (AR) mayor a 1,5. La orientación de dichos clastos muestra un leve dominio de la población comprendida en el intervalo $40-80^\circ$, con una presencia subordinada de las poblaciones correspondientes a los intervalos $10-40^\circ$, $110-140^\circ$ y $160-80^\circ$ (**Fig. 68**).

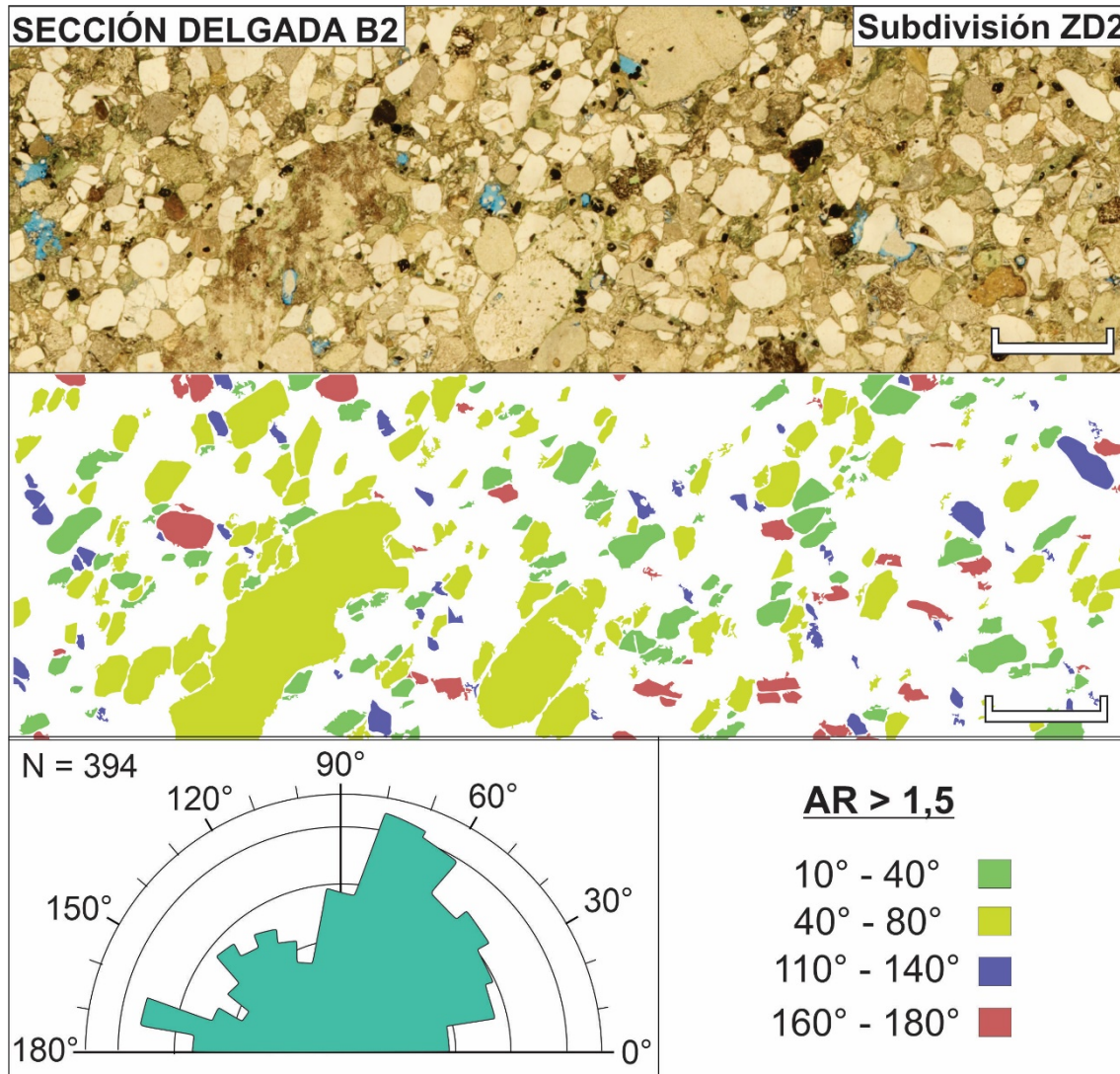


Figura 68. Orientación de clastos para una zona de daño de banda de deformación dilatante (B2-ZD2). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B2 (subdivisión ZD2). **Centro.** Mapa de clastos clasificados por valores angulares dominantes. El fondo blanco representa toda la fracción clástica que no forma parte de los parámetros de resaltado más la fracción intergranular. **Abajo – Izquierda.** Diagrama de rosas de valores angulares de fracción clástica con $AR > 1,5$. **Abajo – Derecha.** Rango de valores angulares utilizados para el mapa microfotográfico.

La sección delgada correspondiente a la zona de protolito B2-P2 presentó un total de 1751 clastos con una relación de aspecto (AR) mayor a 1,5. La distribución de orientaciones es polimodal sin una población dominante, es decir, con una representación equivalente de todas las orientaciones que otorga una fábrica aleatoria en la sección delgada (**Fig. 69**). También se reconoce un tamaño de clasto uniforme (fracción media) y buena a moderada selección, con ocasionales clastos sobredimensionados de composición neovolcánica.

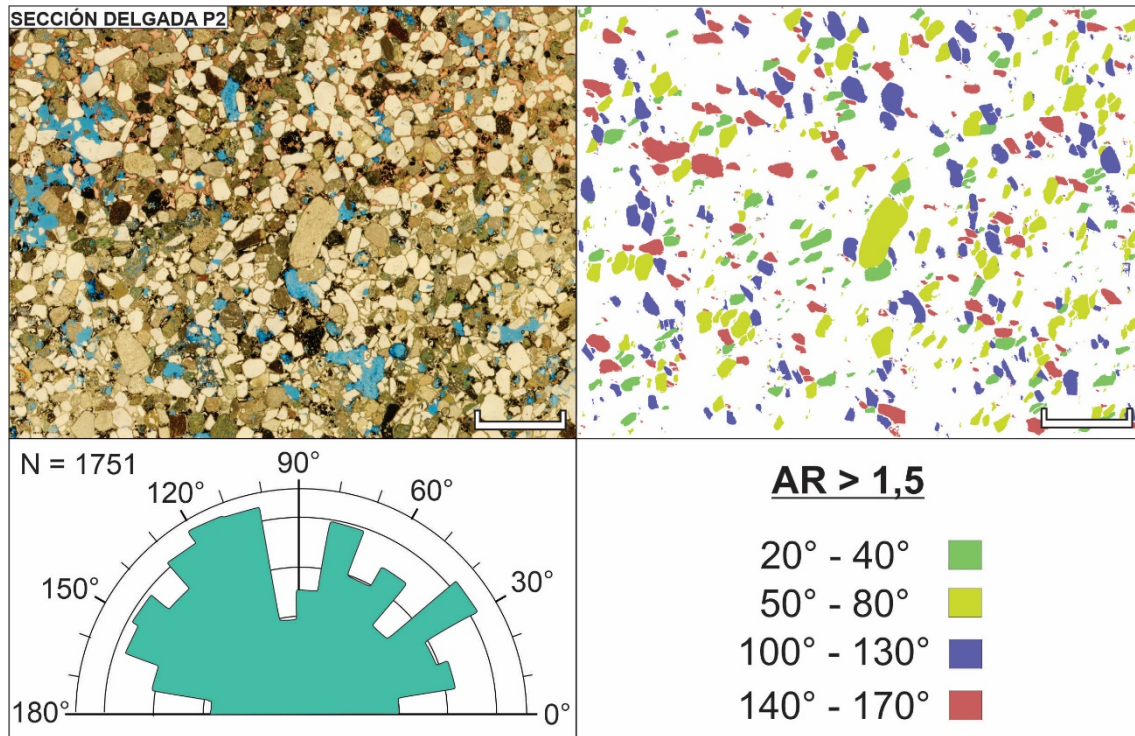


Figura 69. Orientación de clastos para zona de protolito de banda de deformación dilatante (P2). La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba - Izquierda:** Fotomosaico de sección delgada P2. **Arriba - Derecha:** Mapa de orientación de clastos clasificados por modas de orientación. El fondo blanco representa toda la fracción clástica que no forma parte de los parámetros de mapeo más la fracción intergranular. **Abajo - Izquierda.** Diagrama de rosas de valores angulares de fracción clástica con $AR > 1,5$. **Abajo - Derecha.** Rango de valores angulares seleccionados para el mapa microfotográfico.

Bandas de deformación dilatantes (conjunto de muestras 3)

La sección delgada correspondiente a la zona de núcleo de banda de deformación B3-ZN3 presentó 663 clastos con una relación de aspecto (AR) mayor a 1,5. Las orientaciones de clastos permitieron diferenciar tres poblaciones, con rangos angulares de $10-40^\circ$, $110-130^\circ$ y $140-170^\circ$, representados en la **figura 70**. Es importante destacar que la microfábrica está relacionada a un patrón lineal de megaporosidad que define la banda dilatante con orientación aproximada 180° , definiendo orientaciones subparalelas, de bajo y de alto ángulo.

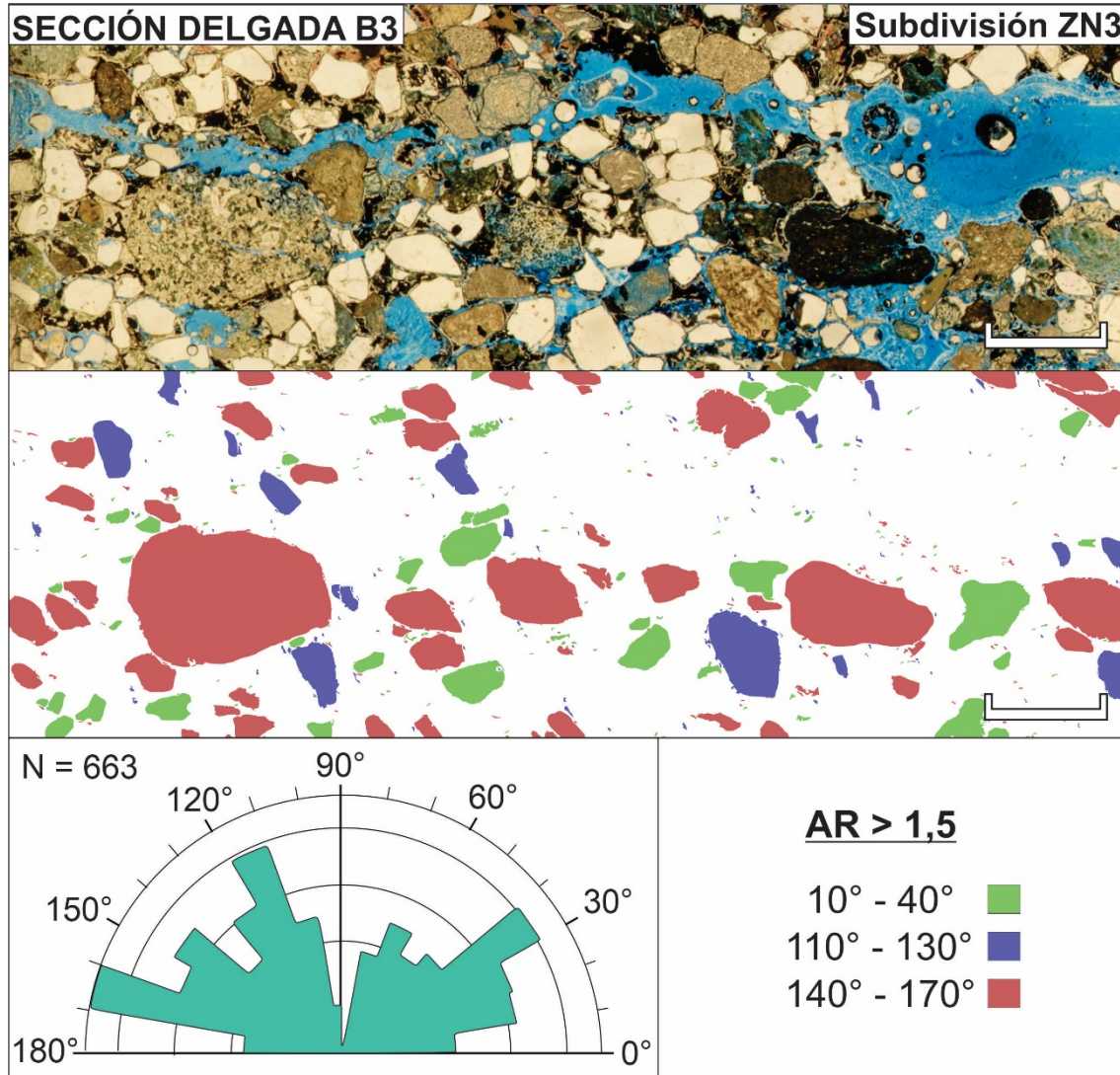


Figura 70. Orientación de clastos para zona de núcleo de banda de deformación de dilatante (B3-ZN3). La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B2 (subdivisión ZN3). **Centro.** Mapa de orientación de clastos clasificados en base a las modas de orientación. El fondo blanco representa toda la fracción clástica que no forma parte de los parámetros del mapeo microfotográfico más la fracción intergranular. **Abajo – Izquierda.** Diagrama de rosas de valores angulares de fracción clástica con $AR > 1,5$. **Abajo – Derecha.** Rango de valores angulares seleccionados para el mapa microfotográfico.

En el caso de la sección delgada correspondiente a la zona de daño B3-ZD3 se reconocieron 633 clastos con una relación de aspecto (AR) mayor a 1,5. En este mosaico se diferenciaron las mismas modas de orientación que en el caso anterior, con una predominancia de la población de $140-170^\circ$, por sobre las de $10-40^\circ$, $110-130^\circ$ (**Fig. 71**).

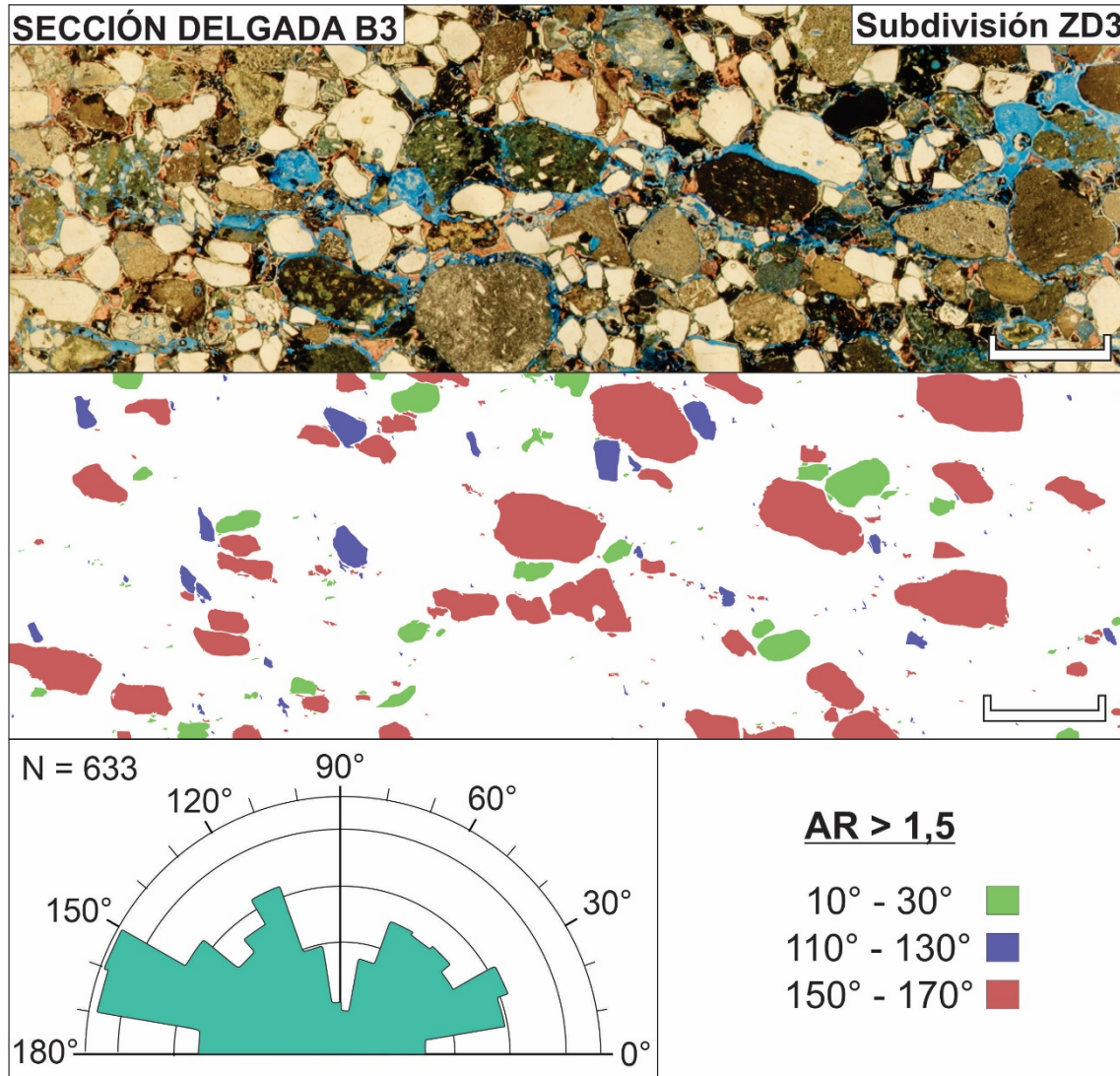


Figura 71. Orientación de clastos para zona de daño de banda de deformación dilatante (B3-ZD3). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B2 (subdivisión ZD2). **Centro.** Mapa de orientación de clastos clasificados en base a las modas de orientación. El fondo blanco representa toda la fracción clástica que no forma parte de los parámetros del mapeo microfotográfico más la fracción intergranular. **Abajo – Izquierda.** Diagrama de rosas de valores angulares de fracción clástica con $AR > 1,5$. **Abajo – Derecha.** Rango de valores angulares seleccionados para el mapa microfotográfico.

La sección delgada correspondiente a la zona de protolito P3 presentó 1090 clastos con una relación de aspecto (AR) mayor a 1,5. En este caso, el patrón es polimodal pero no se reconoce ninguna orientación dominante en la población de clastos (**Fig. 72**), lo cual se complementa con una fracción clástica con tamaño de clasto uniforme y moderada selección.

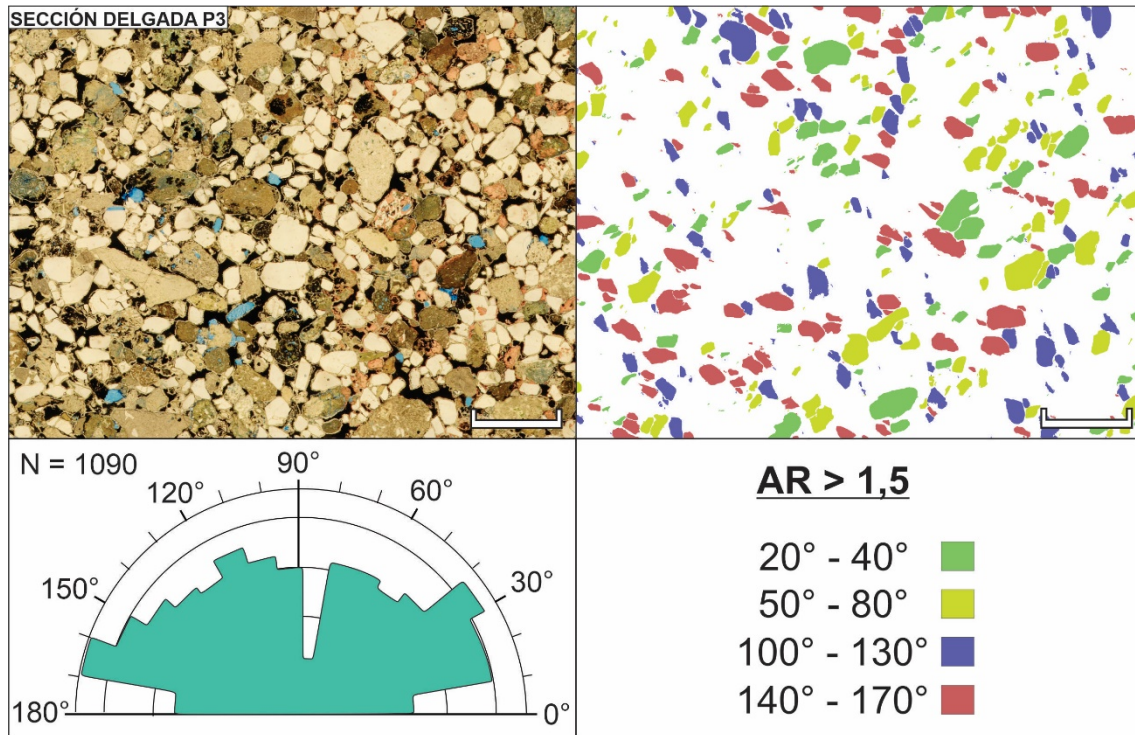


Figura 72. Orientación de clastos para zona de protolito de banda de deformación dilatante (P3). La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba - Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada P2. **Arriba - Derecha.** Mapa de orientación de clastos clasificados en base a las modas dominantes. El fondo blanco representa toda la fracción clástica que no forma parte de los parámetros de resaltado más la fracción intergranular. **Abajo - Izquierda.** Diagrama de rosas de valores angulares de fracción clástica con $AR > 1,5$. **Abajo - Derecha.** Rangos de valores angulares seleccionados para el mapa microfotográfico.

Variación espacial de la microfábrica

El análisis comparado de los resultados permite establecer tendencias de orientación preferencial para la fracción clástica de los conjuntos de muestras de banda de deformación – protolito (**Fig. 73**).

En el caso de la banda de deformación de cizalla (conjunto de muestras 2) podemos observar que la zona de protolito (P2) no presenta una orientación preferencial de su fracción clástica. Sin embargo, el comportamiento de la zona de daño (B2-ZD2), posee un dominio del intervalo comprendido entre los 60-80°, con un leve aumento en la representación del intervalo 160-180°. Cuando se analiza la zona de núcleo (B2-ZN2) observamos que la población del intervalo 160-180° es dominante, junto con el intervalo de 10-40°.

El análisis de la banda de deformación dilatante (conjunto de muestras 3) posee resultados concordantes con la banda de deformación de cizalla. La zona de protolito (P3) no presenta una orientación predominante, con la mayoría de las poblaciones de clastos distribuidas de forma homogénea. En la zona de daño (B3-ZD3) se observa una predominancia de la población 140-170°, seguida de las correspondientes a las orientaciones 10- 40° y 110-130°. Finalmente, en la zona de núcleo (B3-ZN3) continúa la dominancia de la población 140-170°, y aumenta la representación de las poblaciones 10- 40° y 110-130°.

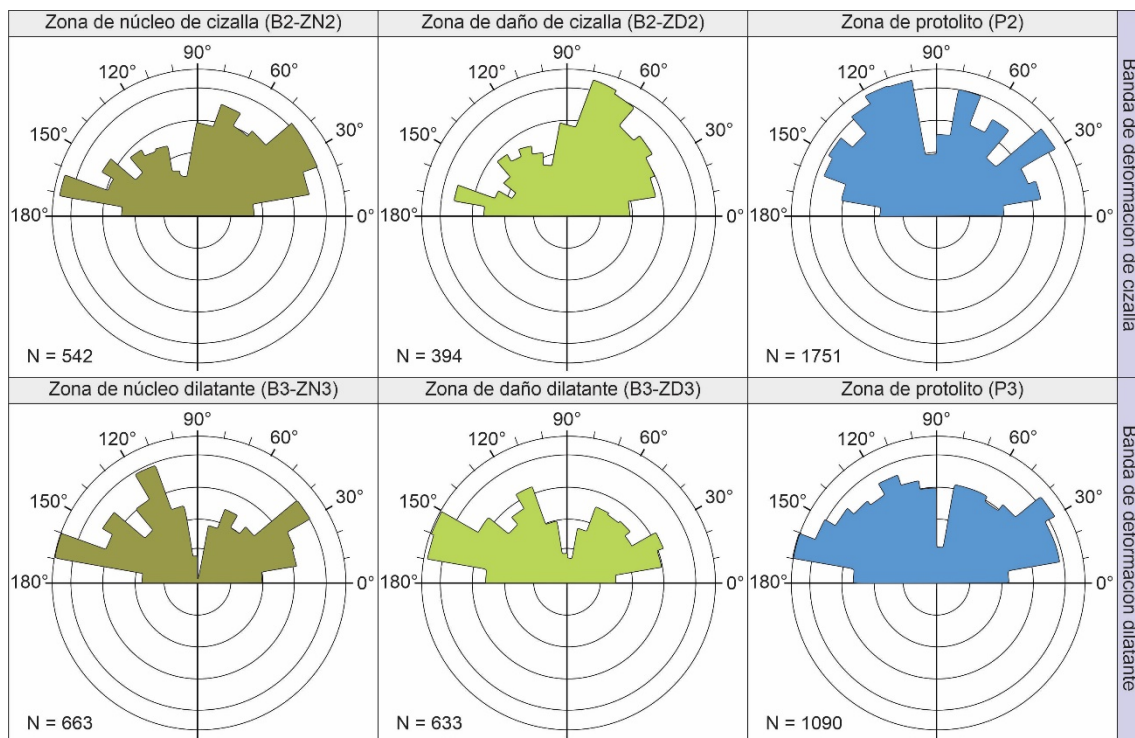


Figura 73. Representación de orientación de clastos en bandas de deformación de cizalla y dilatante. Notar la tendencia a orientarse que presenta la fracción clástica en las microfácies de zona de daño y núcleo.

4 – DISCUSIÓN

El análisis mutiescala realizado sobre las arenitas de la Formación Bajo Barreal en el Cerro Colorado de Galveniz permite evaluar los controles asociados a las variaciones microtectónicas de las bandas de deformación y su relación con la estructura de mayor jerarquía. En particular, la integración de la petrografía sedimentaria con la cuantificación de la microfábrica expone la influencia del comportamiento reológico de fracciones líticas. Desde el punto de vista aplicado, las caracterizaciones realizadas discuten el efecto barrera o conducto de estas discontinuidades que coexisten en un mismo estrato de areniscas análogas a los reservorios de hidrocarburo de la CGSJ.

4.1 – Comportamiento macroscópico de bandas de deformación

Las areniscas que contienen las bandas de deformación se vinculan a un sistema fluvial con importante aporte volcánico, en coincidencia con lo establecido por Figari *et al.* (1989), Rodríguez (1992) y Bridge *et al.* (2000). El contenido tobáceo varía acorde a la asociación de litofacies, con su mayor expresión en depósitos de planicie de inundación proximal, mientras que en los cuerpos de areniscas esta señal es sutil o solo se reconoce con la petrografía donde los clastos pumíceos que se interpretan como neovolcánicos (Critelli y Ingersoll 1995; Olazábal *et al.* 2020). Estas características imponen una estratigrafía mecánica que controla los mecanismos de deformación.

Las areniscas fluviales de canal principal contienen y desarrollan las bandas de deformación con una arquitectura uniforme y una distribución localizada. El patrón anastomosado de estas discontinuidades estructurales y su continuidad lateral por decenas de metros sustenta un estado evolutivo avanzado poco pervasivo del estrato afectado. Por otro lado, el contacto con las areniscas tobáceas finas de planicie de inundación subyacentes al cuerpo principal muestra la variación en el comportamiento de las bandas de deformación al cambiar de unidad geomecánica. Allí se observa una variación en la inclinación de las bandas de deformación y la tendencia a un *strain hardening* al generarse ramificaciones y relevos con zonas de transferencia de tipo *hard link* (Rudnicki y Rice 1975; Antonellini *et al.* 1994; Shipton y Cowie 2003).

La arquitectura y densidad de las bandas de deformación sustentan un predominio de las mismas en asociaciones de facies arenosas y gravoarenosas de canal principal, donde la porosidad inicial es mayor (Allard *et al.* 2022c). Esta fábrica favorecería el reordenamiento durante la deformación tectónica temprana, tanto para la formación de bandas de cizalla como dilatantes (Fossen *et al.* 2017). Por otro lado, el dominio de diaclasas en los niveles tobáceos subyacentes al estrato que contiene las bandas de deformación documenta el control geomecánico a nivel de estrato. Este comportamiento sugiere que la evolución diagenética de las tobas macizas implicaría una elevada cementación silícea y ausencia de macroporos. Estos factores favorecerían un comportamiento frágil que inhibiría la formación de bandas de deformación.

4.2 – Análisis topológico

El análisis de la topología de las bandas de deformación permitió identificar una dominancia de nodos Y – X y ramas tipo CC. El grado promedio de nodos ($\langle D \rangle$) presenta valores cercanos al límite máximo de 4, lo cual indica un elevado nivel de conectividad (Procter y Sanderson 2017; Sanderson *et al.* 2019). Los parámetros calculados de conexiones por línea (C_L) y conexiones por rama (C_R) dieron resultados que superaron los valores críticos de percolación correspondientes a sistemas conectados (Sanderson y Nixon 2015). Los resultados de intensidad de líneas sin dimensión (P_{22}) solo registraron una zona de muestreo que superó el valor crítico de percolación (ZM1). Por otro lado, los valores de intensidad de ramas sin dimensión (R_{22}) superaron los valores críticos de percolación para la mayoría de las zonas de muestreo, considerándose sistemas conectados (Sanderson y Nixon 2018; Wilson *et al.* 2021). La excepción fue la zona de muestreo N°2 (ZM2), lo cual se vincula a una zona marginal del sistema de bandas de deformación que representa un estado evolutivo menor. Más allá de esta particularidad, el análisis de topología permitió considerar a la mayoría de las zonas de muestreo como redes conectadas y evolucionadas. Es importante resaltar que las bandas de deformación suelen ser zonas de menor permeabilidad, por lo cual el concepto de percolación no debe considerarse en sentido literal. Al margen del efecto real en la permeabilidad, estos parámetros son excelentes indicadores del estado de *strain* de discontinuidades en rocas porosas y su conexión espacial.

4.3 – Análisis microtectónico

La presencia de mecanismos de deformación con atricción observada en las bandas de deformación de cizalla se interpreta como el producto de la conducta frágil de los clastos de feldespato, cuarzo y anfíbol frente al esfuerzo diferencial (Figs. 74A, B, C y D). En algunos casos, este comportamiento frágil se asocia a un aprovechamiento de los planos de clivaje cristalográfico, que representan planos de debilidad mecánica (Chuhan *et al.* 2002; Rawling y Goodwin 2003; Cavailhes y Rotevatn 2018). En este contexto se promueve el fracturamiento y deslizamiento inter e intragranular (Wibberley 1999; Cavailhes *et al.* 2013a, b) lo cual facilita los procesos de flujo cataclástico (Tullis y Yund 1987). De esta forma se da un proceso microtectónico que no está asociado a rocas cataclásticas y representa estadios incipientes de la deformación frágil en rocas porosas. Por otro lado, la indentación entre clastos de feldespato y líticos se asocia al comportamiento dúctil de la fracción lítica volcániclastica (Pittman y Larese 1991; Cavailhes y Rotevatn 2018). Esta última conducta dúctil se intensifica en fragmentos pumíceos, los cuáles se reconocen dispuestos en una posición elongada en dirección paralela a las bandas de deformación, y en ocasiones conforman pseudomatriz tectónica. El análisis cuantitativo de las fábricas de las microfácies permite evaluar la heterogeneidad de los procesos microtectónicos (Figs. 74E, F y G). La comparación de la microfábrica de las bandas de deformación de cizalla y dilatantes expone una orientación tectónica de los clastos de mayores dimensiones que responde a las microfácies del núcleo y la zona de daño. Aunque los mecanismos de ambos escenarios son particulares, tanto los procesos de cizallamiento como de fracturamiento tensil

inducen en el núcleo de la banda de deformación un reordenamiento de los clastos subparalelos a la discontinuidad estructural. Esta orientación de los ejes mayores de los clastos puede vincularse a una tectonita lineal inducida por la rotación en un medio granular con importantes componentes dúctiles representados por la matriz y los líticos neovolcánicos. En este contexto, las modificaciones de porosidad entre las microfacies sustenta una variación lateral del *strain* que impacta en la petrofísica de las areniscas. Teniendo en cuenta lo mencionado, las características y evolución de las bandas de deformación están fuertemente controladas por la petrología de las arenitas, en especial la proporción de componentes volcánicos de baja a muy baja rigidez, la compactación y el estado diagenético.

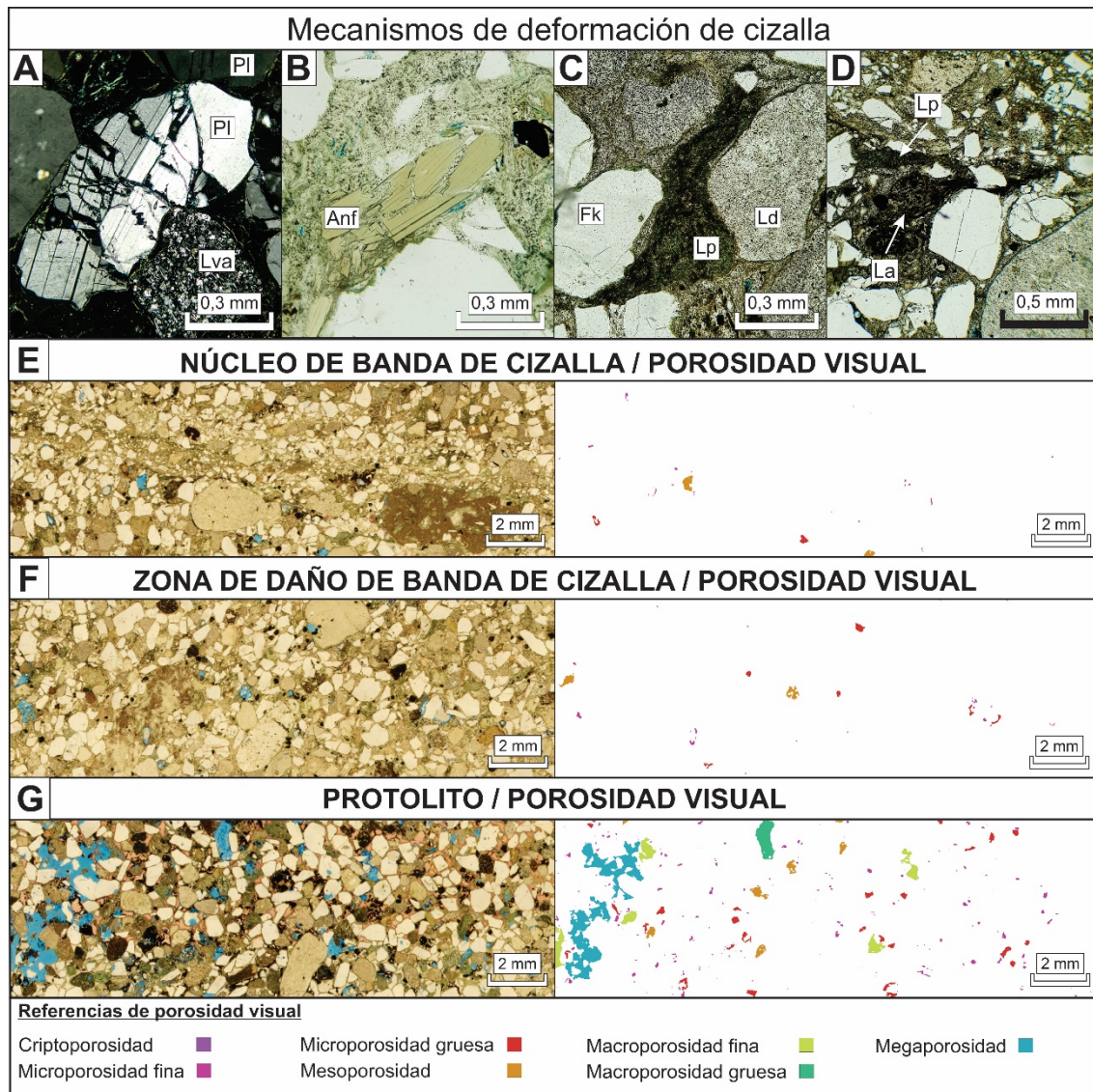


Figura 74. Mecanismos de deformación y variaciones de porosidad visual en microfacies de banda de cizalla. **A)** Fracturamiento intragranular en plagioclasa (PI), notar la ausencia de fracturamiento del lítico volcánico ácido (Lva). **B)** Fracturamiento intragranular de anfíbol (Anf). Notar comportamiento frágil y aprovechamiento de planos de clivaje. **C)** Comportamiento dúctil de lítico pumíceo (Lp) en contacto con lítico desvitrificado (Ld) y feldespato potásico (Fk). **D)** Comportamiento dúctil extremo de líticos pumíceo (Lp) y alterado (La) conformando una pseudomatriz tectónica. **E)** Facies tectónica de núcleo de banda y su mapa de porosidad visual. **F)** Facies tectónica de zona de daño de banda y su mapa de porosidad visual. **G)** Facies tectónica de protolito y su mapa de porosidad visual.

Desde el punto de vista petrofísico, la disminución de porosidad visual y permeabilidad al aire en bandas de deformación de cizalla se interpreta como el reordenamiento de la microfábrica mediante fracturamiento y atricción causada por el flujo granular (Marchner y Vermeer 2001; Adam *et al.* 2005) y cataclástico (Menéndez *et al.* 1996; Zhu *et al.* 2011), así como al aumento de la matriz por la conducta dúctil de fragmentos pumíceos. Este control litológico en la microarquitectura estructural es fundamental para evaluar discontinuidades de este tipo en sucesiones volcanoclásticas como en la Fm. Bajo Barreal. Un caso particular son las bandas de deformación dilatantes, las cuales se reconocen evidencias de fracturamiento de cuarzo, feldespatos, líticos y cementos sin presencia de atricción (Figs. 75 A, B). El aumento en la porosidad visual y permeabilidad observado en estas microfácies tectónicas se interpreta como consecuencia de la ausencia de procesos de flujo granular y cataclástico (Figs. 75 E, F y G). Estos parámetros son críticos ya que aumentan la proporción de matriz y reducen el tamaño de grano permitiendo obturar el sistema poral de manera más eficiente. Por otro lado, el incremento de la megaporosidad genera conductos permeables, que pueden ser aprovechados por fluidos mineralizantes (Antonellini *et al.* 1994; Antonellini y Aydin 1995). Este comportamiento se observa en las figuras 75 C, D, donde el conducto permeable no se aprecia claramente al estar mineralizado por carbonatos de calcio (calcita), zeolitas y cementos ferruginosos (Figs. 75 C y D). En consecuencia, la diagénesis estructural puede transformar una vía de migración de fluidos en una barrera hidráulica.

Finalmente es importante resaltar que la relación entre la petrografía de areniscas volcanoclásticas y la microtectónica de las bandas de deformación demuestran la necesidad e importancia de ampliar los estudios cuantitativos. En particular, es fundamental evaluar el efecto del incremento en el contenido volcanoclástico en la microfábrica tectónica de bandas de deformación desarrolladas en areniscas del miembro inferior de la Fm. Bajo Barreal (Sección Tobácea) y de la Fm. Castillo.

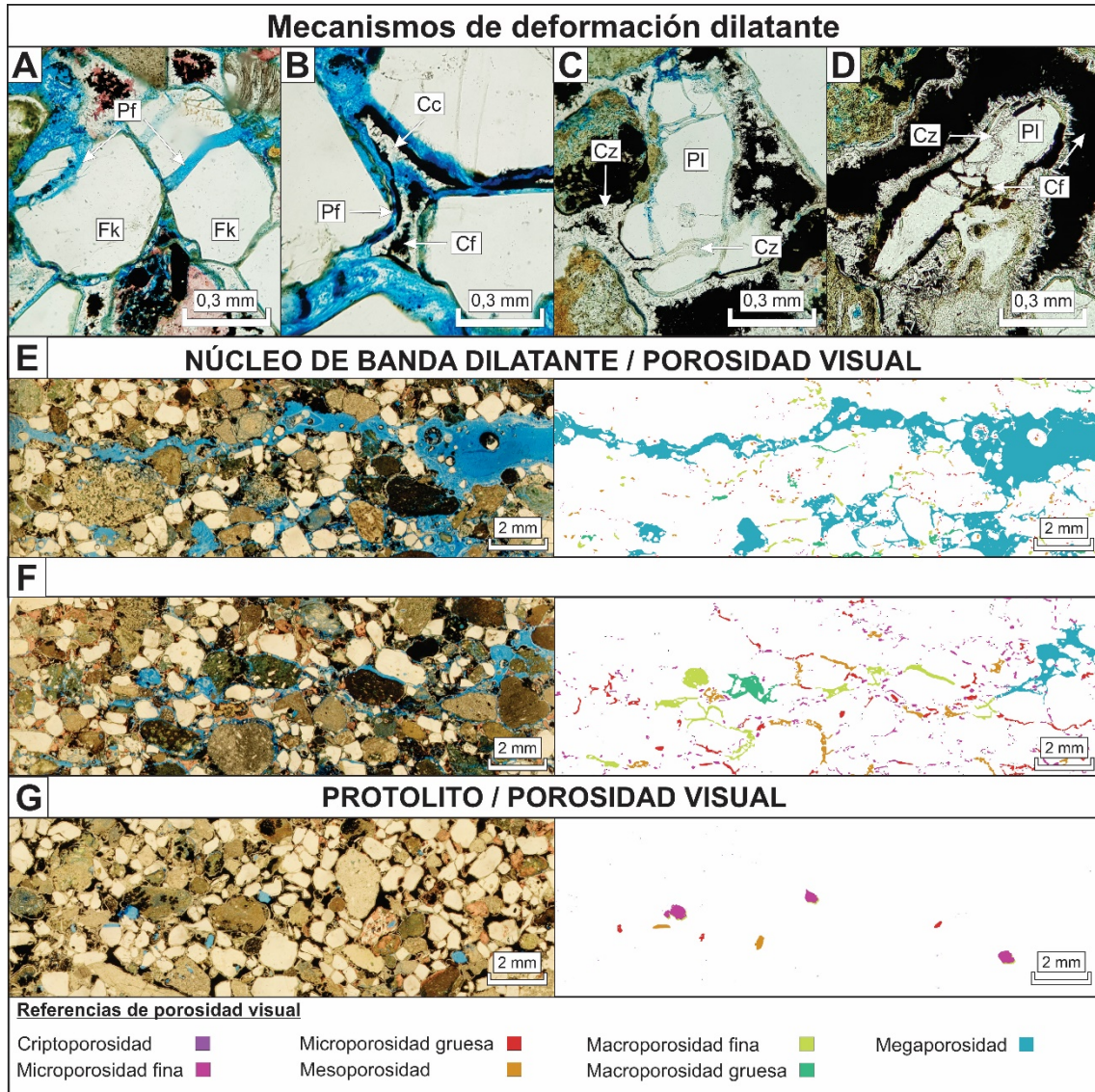


Figura 75. Mecanismos de deformación y variaciones de porosidad visual en microfacies de banda dilatante. **A)** Fracturamiento sin atricción de feldespato potásico (Fk) y generación de porosidad secundaria por fracturamiento (Pf). **B)** Fracturamiento sin atricción de cementos carbonáticos (calcita) (Cc) y de minerales opacos (Co) y generación de porosidad secundaria por fracturamiento (Pf). **C)** Fracturamiento sin atricción de clasto de plagioclasas (Pl) con un relleno de cemento zeolítico (Cz). **D)** Fracturamiento sin atricción de clasto de plagioclasas (Pl) con un relleno de cemento zeolítico (heulandita) (Cz) y de minerales ferruginosos (Cf). **E)** Facies tectónica de núcleo de banda y su mapa de porosidad visual. **F)** Facies tectónica de zona de daño de banda y su mapa de porosidad visual. **G)** Facies tectónica de protolito y su mapa de porosidad visual.

4.4 – Implicancia tectónica

El reconocimiento de dos tipos de bandas de deformación (de cizalla y dilatante) en las arenitas de la Formación Bajo Barreal en el Cerro Colorado de Galveniz requiere de un análisis de compatibilidad con los modelos geométricos, cinemáticos y dinámicos respecto de las estructuras mayores. En este sentido, la posición de las bandas de deformación en el flanco del anticlinal del Co. Cachetamán no es compatible con estructuras extensionales vinculadas al arco externo de un plegamiento paralelo, ya que se encuentran orientadas ortogonalmente a la posición que deberían tener en ese caso. Por otro lado, la baja inclinación del limbo sugiere un moderado a bajo estado evolutivo del pliegue que desfavorece el fallamiento incipiente por flexodeslizamiento de las unidades geomecánicas, el cual tampoco es favorecido por la orientación de las discontinuidades. Este marco general se complementa con la relación espacial de las bandas de deformación con respecto al anticlinal del Co. Cachetamán, la cual permite relacionar su origen al desarrollo de la morfoestructura. Este análisis dinámico define discontinuidades oblicuas a subparalelas a la dirección de inclinación del limbo del pliegue, las cuales son coaxiales con la dirección de acortamiento. En este marco, el análisis mecánico sustenta deformación en planos discretos subverticales o de alto ángulo mediante mecanismos ténsiles o de cizalla en rocas porosas que sugiere condiciones de baja presión de confinamiento (Cosgrove 1998). Esta última condición es crítica y está documentada de manera indirecta por la baja resistencia mecánica de las areniscas del Cerro Colorado de Galveniz respecto de otras localidades de la FPSB (Vidal *et al.* 2022c y 2023). Todas estas características indicarían, al menos, dos eventos tectónicos diferentes superpuestos, uno contraccional y uno extensional. La ausencia de una relación de corte entre ambos tipos de bandas de deformación no permite establecer la edad relativa de cada generación de dichas discontinuidades. En el caso de las bandas de cizalla, pueden plantearse dos orígenes contrastantes: 1) estructura heredada preinversión vinculada a propagación ciega de una falla extensional (Ferrill *et al.* 2017) y 2) estructura neoformada durante la inversión vinculada al desarrollo del anticlinal bajo esfuerzos compresivos en dirección este-oeste (Fig. 76) (Ballas *et al.* 2013, 2015; Fossen *et al.* 2017). La ausencia de estructuras cartográficas transversales al limbo en cercanías de las bandas de deformación sugiere un origen simultáneo a la inversión. En este contexto, el bajo confinamiento y la estratigrafía mecánica podría inducir durante el crecimiento lateral del pliegue la permutación de esfuerzos que permitan estructuras extensionales oblicuas al eje del pliegue (Ferrill *et al.* 2017). Por otro lado, las bandas dilatantes podrían desarrollarse por descompresión durante la exhumación del anticlinal, lo cual estaría indirectamente evidenciado por esfuerzos tensionales post-mineralización. Este último proceso podría ser cíclico, debido al reconocimiento de diversos pulsos de tensión-mineralización, observado a partir de bandas mineralizadas (conjunto de muestras 4) y bandas con mineralizaciones fracturadas sin presencia de atricción (conjunto de muestras 3).

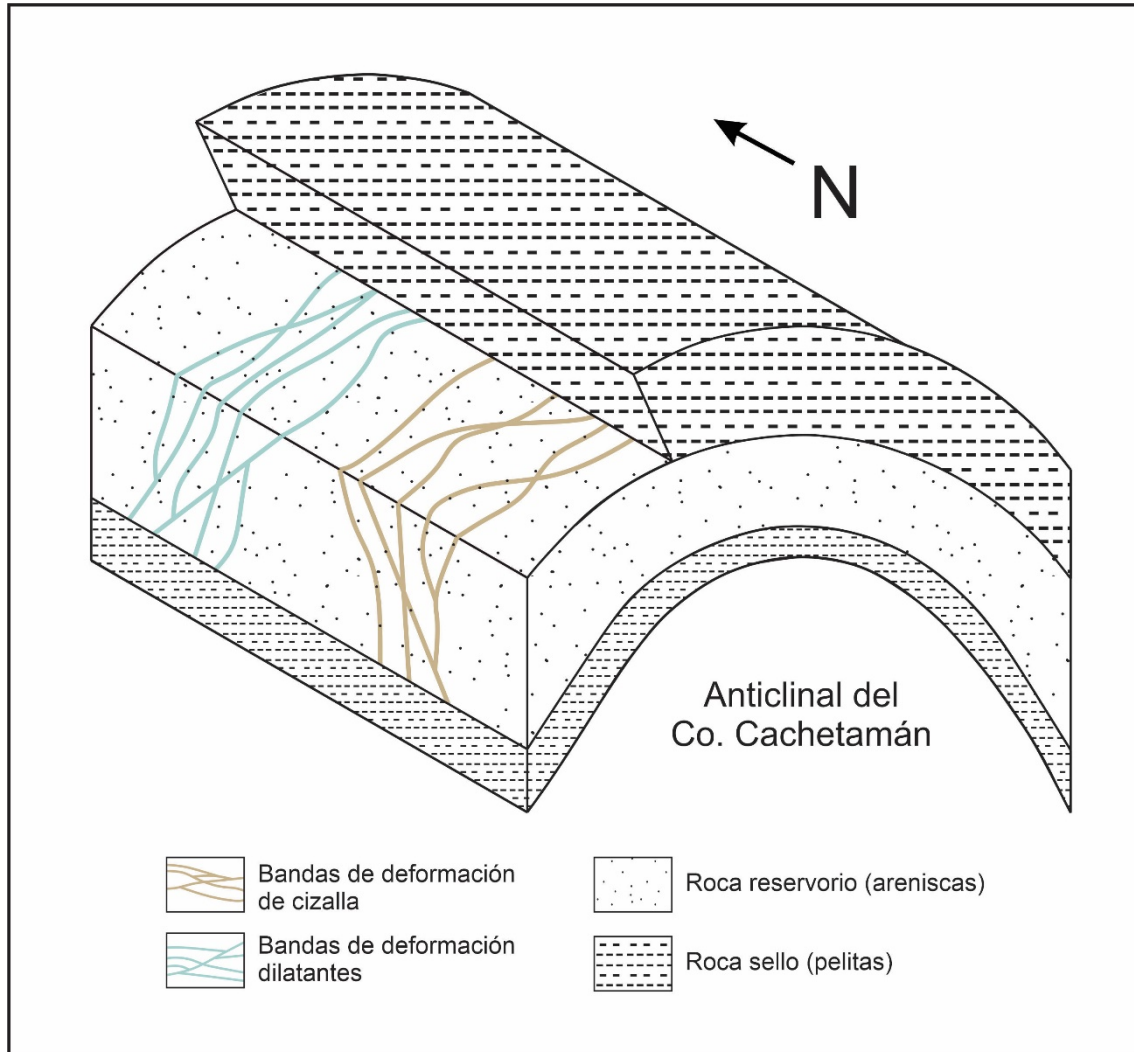


Figura 76. Relación espacial entre bandas de deformación reconocidas y el anticlinal del Co. Cachetamán. Modelo esquemático que no respeta las escalas relativas entre las bandas de deformación y el pliegue de inversión.

4.5 – Implicancia en rocas reservorio de la Formación Bajo Barreal

El desarrollo de estructuras tectónicas como las bandas descriptas afectan notablemente la calidad petrofísica de rocas reservorio (Antonellini y Aydin 1995; Baron *et al.* 2008; Ballas *et al.* 2013; Griffiths *et al.* 2016; Gambino 2019). En el caso de las bandas de deformación de cizalla se observa una disminución en la porosidad visual y permeabilidad al aire (Fossen *et al.* 2017). La ausencia de cementación en este tipo de bandas evidencia la poca capacidad de albergar y transmitir fluidos. Este comportamiento de “barrera” podría resultar en la compartimentalización del reservorio, condicionando la dirección de flujo del fluido en cuestión (petróleo, gas o agua). Por el otro lado, la presencia de bandas de deformación dilatantes puede favorecer la condición del reservorio al aumentar las propiedades de porosidad visual y permeabilidad al aire. Este proceso resulta en la formación de “conductos” que favorecen la migración de fluidos en una dirección paralela a la discontinuidad estructural. Estos elementos podrían estar favorecidos por fluidos reactivos que alteren y disuelvan los cementos de las areniscas. Este comportamiento general puede variar considerablemente en el caso de que el conducto sea aprovechado por fluidos mineralizantes (Antonellini *et al.* 1994), cambiando la condición de conducto a una barrera de flujo. Teniendo en cuenta que ambos tipos de bandas de deformación son subparalelas a la dirección de inclinación del limbo dorsal del pliegue de inversión tectónica, la heterogeneidad principal que imparten estos elementos es subparalela al eje del pliegue. Esta situación microestructural podría condicionar el flujo lateral en los pliegues buzantes de la FPSB.

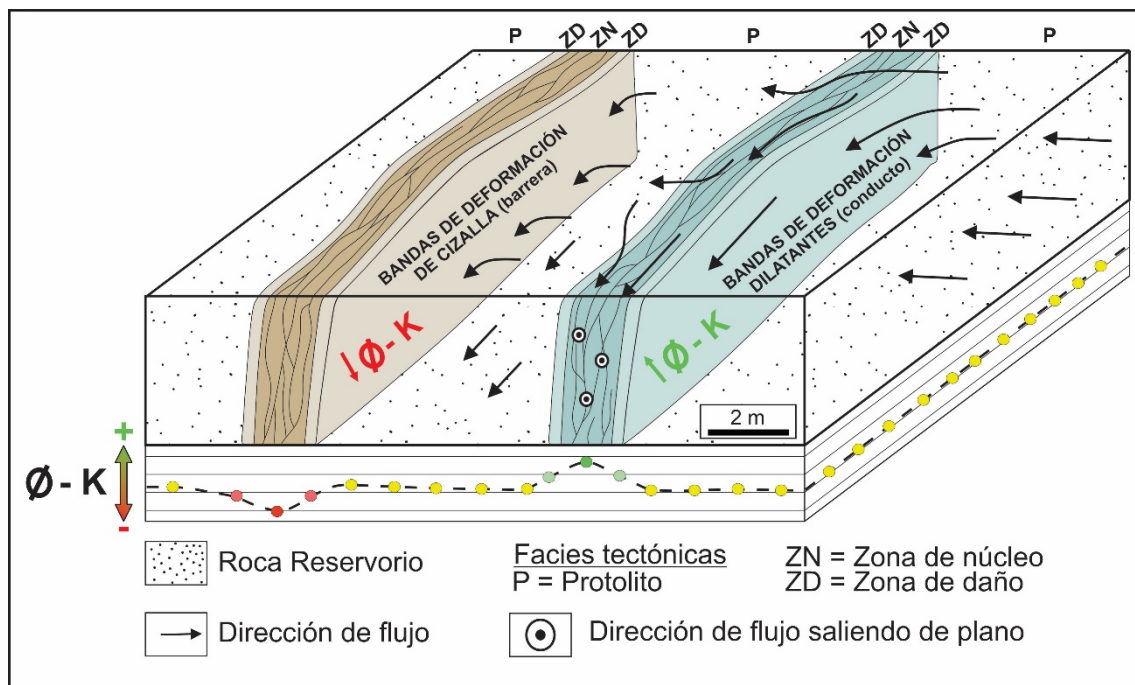


Figura 77. Propuesta del comportamiento de flujo en presencia de bandas de deformación de cizalla y dilatantes. Notar la tendencia a utilizar las bandas dilatantes como “conducto”, mientras las bandas de cizalla se comportan como una “barrera” frente al fluido en movimiento transversal a las discontinuidades.

5 – CONCLUSIONES

- El análisis topológico realizado sobre las bandas de deformación permitió establecer las zonas de muestreo como redes conectadas.
- El análisis microtectónico de las bandas de deformación de cizalla estableció una relación directa entre los mecanismos de deformación frágil como flujo granular y cataclástico con la disminución de los parámetros petrofísicos de porosidad visual y permeabilidad al aire (K_{aire}).
- El análisis microtectónico realizado sobre las bandas de deformación dilatantes determinó una relación directa entre la presencia de microfracturas ténsiles de fracciones clásticas - cristalinas sin atricción, con el aumento de los parámetros petrofísicos de porosidad visual y permeabilidad al aire (K_{aire}).
- La formación de las bandas de deformación de cizalla se vincula con esfuerzos compresivos en dirección este – oeste responsables de la formación de la morfoestructura anticlinal del Cerro Cachetamán. Por otro lado, se relaciona la formación de las bandas de deformación dilatantes con la descompresión generada durante la exhumación del anticlinal.
- El análisis cuantitativo llevado a cabo demuestra distintas implicancias en el estudio de análogos estructurales en rocas reservorio de la Faja Plegada de San Bernardo. Las bandas de deformación de cizalla tienen un comportamiento de “barrera” al observarse una ausencia de cementos en las facies tectónicas de cizalla causada por la disminución de los parámetros petrofísicos de porosidad visual y permeabilidad al aire (K_{aire}). Por otro lado, las bandas de deformación dilatantes muestran un comportamiento de “conducto” al definir canales de permeabilidad de origen tectónico. Estas zonas también habrían focalizado fluidos mineralizantes que permitieron la precipitación de cementos carbonáticos, zeolíticos (heulandita) y de minerales ferruginosos.

6 – BIBLIOGRAFÍA

- Acuña, C., Schiuma, A., Parra, D., Droeven, C., Bernedo, M. y Paredes, J.M. 2011. Modelo paleoambiental de la Formación Mina del Carmen en el Yacimiento Cerro Dragón, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 419-439, Mar del Plata.
- Adam, J., Urai, J.L., Wieneke, B., Oncken, O., Pfeiffer, K., Kukowski, N., Lohrmann, J., Hoth, S., van der Zee, W., y Schmatz, J. 2005. Shear localisation and strain distribution during tectonic fault. *Journal of Structural Geology*, 27, 283-301.
- Allard, J.O., Foix, N., Casal, G. y Rodríguez, A. 2015. Sobre el contexto tectonoestratigráfico de las formaciones Laguna Palacios y Lago Colhué Huapi (Grupo Chubut, Cretácico superior), Cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia. 16° Reunión de Tectónica: 117-118, General Roca, Río Negro.
- Allard, J.O., Foix, N., Ferreira, M.L. y Atencio, M. 2018. (Re)visión de secuencias sedimentarias cretácicas en pozos profundos de la cuenca del Golfo San Jorge: litoestratigrafía, quimioestratigrafía y controles externos. 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Sesiones Generales: 731-753. Mendoza.
- Allard, J.O., Foix, N., Bueti, S.A., Sánchez, F.M., Ferreira, M.L. y Atencio, M. 2020. Comparative structural analysis of inverted structures in the San Bernardo fold belt (Golfo San Jorge basin, Argentina) Inversion controls and tecto-sedimentary context of the Chubut Group. *Journal of South American Earth Sciences* 97: 102405.
- Allard, J.O., Foix, N., Paredes, J.M., Giacosa, R.E, Bueti, S.A., Sánchez, F.M. 2022a. Estructura y tectónica de las cuencas del Golfo San Jorge y Cañadón Asfalto. Relatorio XXI Congreso Geológico Argentino. Puerto Madryn, 1239-1292.
- Allard, J.O., Foix, N., Urrez, N. y Cuello, M.J. 2022b. Edades U-PB del Grupo Chubut en el Codo del Río Senguerr, cuenca del Golfo San Jorge (Patagonia Extraandina): calibración cronoestratigráfica e impacto en el análisis del sistema petrolero. XI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Estratigrafía y Análisis de Cuencas: 215 – 243. Mendoza.
- Allard, J.O., Foix, Bueti, S.A., Méndez, F.L., Vidal, P.A. 2022c. Permeabilidad de análogos de reservorios de la Formación Bajo Barreal en el cerro Colorado de Galveniz, Faja Plegada de San Bernardo: controles sedimentarios y estructurales. Actas del XXI Congreso Geológico Argentino, Simposio XV, Geología de la cuenca del Golfo San Jorge. Puerto Madryn, 1523 – 1524.
- Allen, J.R.L. 1970. *Physical Processes of Sedimentation*. Allen y Unwin, London, p. 248.
- Andreis, R.R., Mazzoni, M. y Spalletti, L.A. 1975. Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, Provincia del Chubut, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 30 (1): 85-103.
- Antonellini, M. A., Aydin, A. y Pollard, D. D. 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *Journal of Structural Geology*, 16, 941–959.
- Antonellini, M., Aydin, A. 1995. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometry and spatial distribution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 79, 642-671.
- Atencio, M., Junken, E., Basile, Y.A., Utgé, S. y Spath, F. 2015. Geomorfología sísmica de la última transgresión lacustre de la Formación Pozo D-129 en la región de la Faja Plegada, cuenca del Golfo San Jorge. *Revista Asociación Geológica Argentina* 72 (1): 136-147.
- Aydin, A. 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied Geophysics*, 116, 913–930.
- Aydin, A. y Johnson, A. M. 1978. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstones. *Pure and Applied Geophysics*, 116, 931–942.
- Aydin, A., y Johnson, A.M. 1983. Analysis of faulting in porous sandstones. *Journal of Structural Geology*, 5, 19–31.
- Aydin, A., Borja, R. I. y Eichhubl, P. 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *Journal of Structural Geology*, 28, 83–98.
- Balberg, I. y Binenbaum, N. 1983. Computer study of the percolation threshold in a twodimensional anisotropic system of conducting sticks. *Physical Review*, B 28, 3799–3812.
- Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Fossen, H., Benedicto, A. y Skurtveit, A. 2013. Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, France). *Journal of Structural Geology*, 47, 3–15.
- Ballas, G., Fossen, H. y Soliva, R. 2015. Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. *Journal of Structural Geology* 76, 1–21.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A., Stach, N.H. y Zucchi, H. E. 1984. Geología de la región comprendida entre los lagos Musters-Colhue Huapi y la Sierra Cuadrada, Departamentos Sarmiento y

- Paso de Indios, Provincia del Chubut. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 263-282, San Carlos de Bariloche.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A. y Zucchi, H.E. 1989. Cuenca Golfo San Jorge. En: Chebli, G.A., Spalletti, L.A. (Eds.), Cuenas Sedimentarias Argentinas. Serie de Correlación Geológica, 6: 319-345. San Miguel de Tucumán.
- Baron, M., Parnell, J., Darren, M., Carr, A., Przyjalowski, M. y Feely, M. 2008. Evolution of hydrocarbon migration style in a fractured reservoir deduced from fluid inclusion data, Clair Field, west of Shetland, UK. *Marine and Petroleum Geology*, 25, 153–172.
- Bellosi, E.S. 1987. Litoestratigrafía y Sedimentación del "Patagoniano" en la Cuenca San Jorge, Terciario de Chubut y Santa Cruz, Argentina. Tesis doctoral Universidad de Buenos Aires (inédita), 252 pp., Buenos Aires.
- Bellosi, E.S. 1995. Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia central durante el Terciario medio. *Boletín de Informaciones Petroleras* 44: 50-83, Buenos Aires.
- Bellosi, E.S., Villar, H.J. y Laffitte, G.A. 2002a. Un nuevo sistema petrolero en el Flanco Norte de la cuenca del Golfo San Jorge: revalorización de áreas marginales y exploratorias. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, CD, 16 páginas, Mar del Plata.
- Bellosi, E.S., González, M. y Genise, J.F. 2002b. Paleosuelos y sedimentación cretácica de la cuenca San Jorge (Grupo Chubut) en la Sierra de San Bernardo, Patagonia Central. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 747-753, El Calafate.
- Boccaletti, S., Latora, V., Moreno, Y., Chavez, M. y Hwang, D. 2006. Complex networks: structure and dynamics. *Physics Reports*, 424, 175-308.
- Bossi, G.E. 2007. Análisis de paleocorrientes. Ediciones Magna, 200 pp. San Miguel de Tucumán.
- Brandenburg, J. P., Alpak, F. O., Solum, J. G. y Naruk, A. 2012. A kinematic trishear model to predict deformation bands in a fault-propagation fold, East Kaibab monocline, Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 96, 109-132.
- Bridge, J.S. 1977. Flow, bed topography, grain size and sedimentary structures in open channel bends: a three-dimensional model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2, 401-416.
- Bridge, J.S. 1993. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. Best, J.L., Bristow, C.S. (Eds.), *Braided Rivers*, Geological Society of London, Special Publication 75, pp. 13 - 71.
- Bridge, J.S., Jalfin, G.A. y Georgieff, S.M. 2000. Geometry, lithofacies, and spatial distribution of Cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge Basin, Argentina: outcrops analog for the hydrocarbon-bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary Research* 70: 319-337.
- Bridge, J.S. 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes and Sedimentary Record*. Blackwell, pp. 1-491.
- Bridge, J.S. 2006. *Fluvial Facies Models: Recent Developments*. SEPM Special Publication 84, pp. 1-85.
- Bueti, S.A. 2019. Análisis Estructural de la Sierra Silva, Faja Plegada de San Bernardo, Cuenca del Golfo San Jorge: Integración de información de subsuelo, sensores remotos y afloramiento. Tesis final de Grado, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (inédita), 128 pp., Comodoro Rivadavia.
- Bueti, S.A., Allard, J.A., Sánchez F.M., Foix, N. 2022. Fotogrametría digital de la formación Laguna Palacios en la Faja Plegada de San Bernardo (Cuenca del Golfo San Jorge): Implicancias tectono-estratigráficas. Actas del XXI Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica II, Geología Estructural y Geotectónica. Puerto Madryn, 101 – 102.
- Camacho, H.H. 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22 (4): 253-280.
- Camanni, G., Vinci, F., Tavani, S., Ferrandino, V., Mazzoli, S., Corradetti, A., Parente, M. y Iannace, A. 2021. Fracture density variations within a reservoir-scale normal fault zone: A case study from shallow-water carbonates of southern Italy. *Journal of Structural Geology*, 151, 1-9.
- Carignano, A.P., Paredes, J.M., Olazábal, S.X. y Valle, M.N. 2017. Ostracoda (Crustacea) from the Pozo D-129 Formation (upper Barremian?-Aptian), Golfo San Jorge basin, Patagonia, Argentina: Taxonomic descriptions, palaeoenvironments and palaeogeographical implications. *Cretaceous Research* 78, 206- 220.
- Casal, G.A., Candeiro, C.R., Martínez, R.D., Ivany, E. e Ibiricu, L.M. 2009. Dientes de Theropoda (Dinosauria: Saurischia) de la Formación Bajo Barreal, Cretácico Superior, Provincia del Chubut, Argentina. *Geobios* 39: 553-560.
- Casal, G.A., Allard, J.O. y Foix, N. 2015. Análisis estratigráfico y paleontológico del Cretácico superior en la cuenca del Golfo San Jorge: nueva unidad litoestratigráfica para el Grupo Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina* 72: 81-99.

- Casal, G.A., Martínez, R.D., Luna, M. e Ibiricu, L.M. 2016. Ordenamiento y caracterización faunística del Cretácico Superior del Grupo Chubut, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Revista Brasileira de Palaontología* 19:53-70.
- Casal, G.A., Vallati, P., Ibiricu, L.M., De Sosa Tomas, A., Foix, N., Allard, J.O. y Martínez, R.D. 2020. Primer registro de estromatolitos en el Maastrichtiano tardío del Grupo Chubut, cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia central, Argentina. *Andean Geology* 47 (1): 162-178.
- Cavailles, T., Sizun, J.P., Labaume, P., Chauvet, A., Buatier, B., Soliva, R., Mezri, L., Charpentier, D., Leclere, H., Trave, A. y Gout, C. 2013a. Influence of fault rock foliation on fault zone permeability: the case of deeply buried arkosic sandstones (Grès d'Annot, southeastern France). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 97, 1521–1543.
- Cavailles, T., Soliva, R., Labaume, P., Wibberley, C., Sizun, J.P., Gout, C., Charpentier, D. y BuaTier, M. 2013b. Phyllosilicates formation in faults rocks: implications for dormant fault-sealing potential and fault strength in the upper crust. *Geophysical Research Letters*, 40, 1–7.
- Cavailles, T., Rotevatn, N. 2018. Deformation bands in volcanoclastic rocks – Insights from the Shihtiping tuffs, Coastal Range of Taiwan. *Journal of Structural Geology*, 113, 155–175
- Chuhan, F.A., Kjeldstad, A., Bjørlykke, K. y Høeg, K. 2002. Porosity loss in sand grain crushing– experimental evidence and relevance to reservoir quality. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 39–53.
- Clavijo R. 1986. Estratigrafía del cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca Golfo San Jorge. *Boletín de Informaciones Petroleras* 9: 15-32. Buenos Aires.
- Clyde, W.C., Wilf, P., Iglesias, A., Slingerland, R.L., Barnum, T., Bijl, P.K., Bralower, T.J., Brinkhuis, H., Comer, E.E., Huber, B.T., Ibáñez-Mejía, M., Jicha, B.R., Krause, J.M., Schueth, J.D., Singer, B.S., Raigemborn, M.S., Schmitz, M.D., Sluijs, A. y Zamaloea, M. 2014. New age constraints for the Salamanca Formation and lower Río Chico Group in the western San Jorge Basin, Patagonia, Argentina: implications for Cretaceous/Paleogene extinction recovery and land mammal age correlations. *Geological Society of America Bulletin* 126: 289-306.
- Comer, E.E., Slingerland, R.L., Krause, J.M., Iglesias, A., Clyde, W.C., Raigemborn, M.S. y Wilf, P. 2015. Sedimentary facies and depositional environments of diverse early Paleocene floras, north-central San Jorge Basin, Patagonia, Argentina. *Society for Sedimentary Geology*, v. 30, 553–573.
- Corbelleri, A., Lenge, D., Ortea, J. y Breda, E. 1996. Application of magnetic resonance logging in San Jorge basin (Argentina). *SPWLA 37th Annual Logging Symposium. Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts*, pp. 1–12 New Orleans, Louisiana.
- Cortés, J.M. 1988. Descripción geológica de la Hoja 46d «Meseta del Canquel» (escala 1:200000), provincia del Chubut. Tesis doctoral Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), 179 pp. Buenos Aires.
- Cortiñas, J.S. y Arbe, H.A. 1981. El Cretácico continental inferior en el sector occidental de la Cuenca del Golfo San Jorge. *Boletín de Informaciones Petroleras* 9: 15-32.
- Cortiñas, J.S. 1996. La cuenca de Somuncurá – Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. XIII Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas I: 147-163, Buenos Aires.
- Cosgrove, J. W. 1998. The role of structural geology in reservoir characterization, en M. P. Coward, T. S. Daltaban, and H. Johnson, eds., *Structural geology in reservoir characterization: Geological Society Special Publication* 127, p. 1–13.
- Critelli, S., Ingersoll, R.V. 1995. Interpretation of neovolcanic vs. palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (southern California). *Sedimentology* 42, 783–804.
- Cuitiño, J.I., Scasso, R.A., Ventura Santos, R. y Mancini, L.H. 2015. Sr ages for the Chenque Formation in the Comodoro Rivadavia region (Golfo San Jorge Basin, Argentina) Stratigraphic implications. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 22: 3-12.
- Davis, G. H. 1999. *Structural Geology of the Colorado Plateau Region of Southern Utah, with Special Emphasis on Deformation Bands*. Geological Society of America, Special Papers, 342.
- De Sosa Tomas, A.; Martín-Closas, C. y Vallati, P. 2023. Charophytes from the Pozo D-129 Formation (lower Aptian, Lower Cretaceous), source rock in the Golfo San Jorge Basin, Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research*, 151.
- Dershowitz, W.S. y Einstein, H.H. 1988. Characterizing rock joint geometry with joint system models. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 1, 1-51.
- Dershowitz, W.S. y Herda, H.H. 1992. Interpretation of fracture spacing and intensity. Tillerson, J.R., Wawersik, W.R. (Eds.), *Proceedings of the 33rd U.S. Symposium on Rock Mechanics*. Balkema, Rotterdam, Sante Fe, New Mexico, pp. 757-766.
- Di Persia, C.A. 1953. Informe sobre el levantamiento geológico efectuado en la parte norte de la estructura del Anticlinal II de Feruglio y en el cierre sud de la estructura del Cerro Cachetamán, Sierra de San

- Bernardo, G.M.C.R., escala 1:10.000. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), Comodoro Rivadavia.
- Dimmen, V., Rotevatn, A., y Nixon, C.W. 2020. The Relationship between Fluid Flow, Structures, and Depositional Architecture in Sedimentary Rocks: An Example-Based Overview. *Geofluids*, 1-19.
- Droeven, C., Acuna, C., Lopez, E., Sarvotham, S. y Balliet, R. 2009. San Jorge Gulf basin complex formation evaluation with 2D NMR T1-T2 data. SPWLA 50th Annual Logging Symposium. Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts, Texas, pp. 1-12.
- Du Bernard, X., Eichhubl, P. y Aydin, A. 2002. Dilation bands: a new form of localized failure in granular media. *Geophysical Research Letters*, 29 (24), 2176.
- Ferello, R. 1950. Estudio geológico de la "Sierra del Castillo". YPF, informe inédito. Buenos Aires.
- Ferello, R. y Lesta, P. 1973. Acerca de la existencia de una dorsal inferior en el sector central de la serranía de San Bernardo (Chubut). 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 19-26. Córdoba.
- Ferello, R. y Scocco, R. 1951. Consideraciones teóricas acerca de la tectónica de la Sierra de San Bernardo. YPF, Informe Inédito, Buenos Aires.
- Ferrill, D. A., Morris, A. P., McGinnis, R. N., Smart, K. J., Wigginton, S. S., y Hill, N. J. 2017. Mechanical stratigraphy and normal faulting, *Journal of Structural Geology*, 94, 275-302.
- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Vol. 1: 1-347. Buenos Aires.
- Fielding, C.R. 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour-fills: extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology* 190, 227-240.
- Figari, E.G., Hechem, J. y Homocv, J.F. 1989. Arquitectura depositacional y análisis paleogeográfico de las "areniscas verdes" de la Formación Bajo Barreal, Sierra de San Bernardo, provincia del Chubut. Geia. Gral. de Exploración. Comisión Geológica N°2. Comodoro Rivadavia. Informe inédito, 24 pp.
- Figari, E.G., Strelkov, E., Laffife, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, S., Martínez, R. y Villar, H. 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 197-237, Mar del Plata.
- Figari, E.G. y García, D. 2018. Modelos analógicos superficie subsuelo para el Chubutiano Inferior de las cuencas de Cañadón Asfalto y del Golfo San Jorge, Argentina. 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 669-688, Mendoza.
- Figari, E.G., Hechem, J., Continanzia, M.J., Gavarrino, A., Urrez, N. y García, D. 2022. Cuencas hidrocarburíferas, sus sistemas petroleros y principales yacimientos. Relatorio XXI Congreso Geológico Argentino. Puerto Madryn, 1416-1448.
- Fitzgerald, M.G., Mitchum, R.M., Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74: 879-920.
- Foix, N., Foster, M., Allard, J.O., Paredes, J.M., Giacosa, R.E., Iovine, G. y Espinach, S. 2012. Depósitos deltaicos de la Formación Salamanca (Paleoceno): un nuevo modelo sedimentario a partir de información de subsuelo y afloramiento, cuenca del Golfo San Jorge. XIII Reunión Argentina de Sedimentología. Actas: 83-84, Salta.
- Foix, N., Paredes, J.M. y Giacosa, R.E. 2013. Fluvial architecture variations linked to changes in accommodation space: Río Chico Formation (Late Paleocene), Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 394: 342-355.
- Foix, N., Paredes, J.M., Giacosa, R.E. y Allard, J.O. 2015. Arquitectura estratigráfica del Paleoceno en el flanco norte de la cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (1): 96-106.
- Foix, N., Allard, J.O., Ferreira, M.L. y Atencio, M. 2020. Spatio-temporal variations in the Mesozoic sedimentary record, Golfo San Jorge Basin (Patagonia, Argentina) Andean vs. cratonic sources. *Journal of South American Earth Sciences* 98: 102464.
- Foix, N., Krause, J.M., Bellosi, E., Raigenborn, M.S., 2021. Sedimentitas paleógenas y neógenas del margen atlántico. En: Giacosa, R.E. (Ed.), Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Chubut, p. 489-521.
- Folguera, A. y Iannizzotto, N.F. 2004. The lagos La Plata and Fontana fold-and thrust belt: long-lived orogenesis at the edge of western Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 7, 541-566.
- Folguera, A., Ramos, V.A., 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 531-546.
- Folguera, A., Orts, D., Spagnuolo, M., Rojas Vera, E., Litvak, V., Sagripanti, L., Ramos. M.E., Ramos, V.A., 2011. A review of Late Cretaceous to Quaternary palaeogeography of the southern Andes. *Biological Journal of the Linnean Society* 103, 250-268.

- Folguera, A., Fernández Paz, L., Iannelli, S., Navarrete, C., Echaurren, A., Gianni, G., Butler, K.L., Horton, B.K., Litvak, V., Encinas, A. y Orts, D. 2020. The origin of the San Jorge Gulf Basin in the context of the Mesozoic-Cenozoic evolution of Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 97, 102422.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *N. Z. Journal of Geology & Geophysics*, 13, 937–968.
- Fossen, H., Schultz, R. A., Shipton, Z. K. y Mair, K. 2007. Deformation bands in sandstone; a review. *Journal of the Geological Society, London*, 164, 755–769.
- Fossen, H. y Bale, A., 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. *The American association of Petroleum Geologists Bulletin* 91, 1685–1700.
- Fossen, H. 2010. *Structural geology*. Cambridge, Cambridge University Press. 457 pp.
- Fossen, H., Soliva, R., Ballas, G., Trzaskos, B., Cavalcante, C. y Schultz, R.A. 2017. A review of deformation bands in reservoir sandstones: geometries, mechanisms and distribution. Ashton, M., Dee, S.J., Wennberg, O.P., (eds) *Subseismic-Scale Reservoir Deformation*. Geological Society London, Special Publications 459, 9–33.
- Freitas, R. B., Nogueira, F.C., Vasconcelos, D. L., Honório, G., Nicchio, M.A., Stohler, R. y Souza, J.A. 2023. 3D topological análisis in deformation bands: Insights for structural characterization and impact on permeability. *Journal of Structural Geology* 176.
- Furque, G. y Camacho, H.H. 1969. El Cretácico Superior y Terciario de la región Austral del Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 61-76, Mendoza.
- Galeazzi, J.S., 1989. Análisis de facies y paleocorrientes de la Formación Matasiete en la sección Sur del Cañadón homónimo: Sierra de San Bernardo, Chubut, Argentina. Tesis Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inérito), 182 pp. Buenos Aires.
- Gambino, S., Fazio, E., Maniscalco, R., Punturo, R., Lanzafame, G., Barreca, G. y Butler, R.W.H. 2019. Fold-related deformation bands in a weakly buried sandstone reservoir analogue: A multi-disciplinary case study from the Numidian (Miocene) of Sicily (Italy). *Journal of Structural Geology* 118, 150–164.
- Genise, J.F., Scitutto, J.C., Laza, J.H., González, M.G. y Belloso, E.S. 2002. Fossil bee nests, coleopteran pupal chambers and tuffaceous paleosols from the Late Cretaceous Laguna Palacios Formation, Central Patagonia (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 177: 215-235.
- Genise, J.F., Belloso, E.S., Sarzetti, L.C., Krause, M.J., Dinghi, P.A., Sanchez, M.V., Umazano, A.M., Puerta, P., Cantil, L.F. y Jicha, B.R., 2020. 100 Ma sweat bee nests: Early and rapid codiversification of crown bees and flowering plants. *PLoS ONE* 15 (1): e0227789.
- Giacosa, R.E., Zubia, M., Sánchez, M. y Allard, J.O. 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au-Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 30: 134-150.
- Giacosa, R.E. 2020. Basement control, sedimentary basin inception and early evolution of the Mesozoic basins in the Patagonian foreland. *Journal of South American Earth Sciences* 97: 102407.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. y Giménez, M. 2015a. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics*, 649, 81-99.
- Gianni, G.M., Navarrete, C. y Folguera, A. 2015b. Synorogenic foreland rifts and transtensional basins: A review of Andean imprints on the evolution of the San Jorge Gulf, Salta Group and Taubaté Basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 288-306.
- Gianni, G., Folguera, A., Navarrete, C., Encinas, A. y Echaurren, A. 2016. The North Patagonian Orogen: Meso-Cenozoic evolution from the Andes to the foreland area. Folguera A., Naipauer M., Sagripanti L., Giambiagi M., Orts D., Giglione L. (Eds.), *The Growth of the Southern Andes*, 173- 200, Springer, Switzerland.
- Gianni, G.M., Echaurren, A., Folguera, A., Likerman, J., Encinas, A., García, H.P.A., Dal Molin, C. y Valencia, V.A. 2017. Cenozoic intraplate tectonics in Central Patagonia: Record of main Andean phases in a weak upper plate. *Tectonophysics* 721, 151-166.
- Gianni, G.M., Dávila, F.M., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C. y Giménez, M. 2018a. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America. *Earth-Science Reviews*, 185, 26-462.
- Gianni, G.M., Navarrete, C., Liendo, I., Díaz, M., Giménez, M.E., Encinas, A. y Folguera, A. 2018b. Cretaceous intraplate contraction in Southern Patagonia: A far-field response to changing subduction dynamics? *Tectonics*, 37, 2915-2937.
- Gibling M. R. 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 731-770.
- Griffiths, J., Faulkner, D.R., Edwards, A.P. y Worden, R.H. 2016. Deformation band development as a function of intrinsic host-rock properties in Triassic Sherwood Sandstone. *Reservoir Quality of Clastic*

- and Carbonate Rocks: Analysis, Modelling and Prediction. Geological Society, London, Special Publications, 435,
- Hansberry, R.L., King, R.C., Holford, S.P., Hand, M., Debenham, N. 2021. How wide is a fault damage zone? Using network topology to examine how fault-damage zones overprint regional fracture networks. *Journal of Structural Geology*, 146, 1-9.
- Hechem, J.J., Figari, E.G. y Musacchio, E.A. 1987. Cuenca del Golfo San Jorge. Hallazgo de la Formación D-129. *Petrotecnia* 28: 13-15.
- Hechem, J.J., J.F. Homoc y E.G. Figari, 1990. "Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en la Sierra de San Bernardo, Cuenca del Golfo San Jorge, Chubut, Argentina". IX Congreso Geológico Argentino, San Juan. Actas 3: p. 173-176.
- Hechem, J. y Strelkov, E., 2002. Secuencia sedimentaria mesozoica del Golfo San Jorge, En M.J.Haller (Editor): *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, 1-9:129-147.
- Homoc, J.F., Conforto, G.A., Lafourcade, P.A. y Chelotti, L.A. 1995. Fold belt in the San Jorge Basin, Argentine: an example of tectonic inversion. Buchanan, J.G., Buchanan, P.G. (Eds.), *Basin Inversion*. Geological Society Special Publication, 88, 235-248.
- Ibañez, L.M., Ovejero, R., Georgieff, S.M., Ferreira, L. y Bossi, G. 2015. Petrografía y porosidad de areniscas portadoras de petróleo. Formación Bajo Barreal (Cretácico), Cuenca Golfo San Jorge, Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 27, 29-51.
- Iglesias, A., Wilf, P., Johnson, K.R., Zamuner, A.B., Cúneo, N.R., Matheos, S.D. y Singer, B.S. 2007. A Paleocene lowland macroflora from Patagonia reveals significantly greater richness than North American analogs. *Geology* 35, 947-950.
- Ihering, H. 1903. On the molluscan fauna of the Patagonian Tertiary. *Proceedings of the American Philosophical Society* 41, 132-137.
- Jalfin, G.A., Bellosi, E.S., Sanagua, J. y Villar, H. 1999. Procesos múltiples de migración, alteración y mezcla en petróleos de la Cuenca del Golfo San Jorge: una evaluación geoquímica integrada. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 445-465, Buenos Aires.
- Johansen, T.E.S. y Fossen, H. 2008. Internal geometry of fault damage zones in interbedded siliciclastic sediments. Wibberley, C.A.J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E., Colletinni, C. (Eds.), *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-flow Properties*, Geological Society, London, Special Publications, vol. 299, pp. 35-56.
- Jones, H.L. y Hajek, E.A. 2007. Characterizing avulsion stratigraphy in ancient alluvial deposits. *Sedimentary Geology* 202, 124-137.
- Krause, J.M., Clyde, W.C., Ibañez-Mejía, M., Schmitz, M.D., Barnum, T., Bellosi, E. y Wilf, P. 2017. New age constraints for early Paleogene strata of central Patagonia, Argentina: implications for the timing of South American land mammal ages. *Geological Society of America Bulletin* 129 (7-8): 886-903.
- Lamanna, M.C., Martínez, R.D. y Smith, J. 2002. A definitive abelisaurid theropod dinosaur from the early Late Cretaceous of Patagonia. *Journal of Vertebrate Paleontology* 22: 58-69.
- Latora, V. y Marchiori, M. 2002. Is the Boston subway a small-world network? *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications* 314, 109-113.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1994. Asociaciones de fósiles y hiatos en el Supracretácico-Neógeno de la Patagonia: Una perspectiva estratigráfico- secuencial. *Ameghiniana*, 31 (3), 257-281.
- Lesta, P. 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 251-280. Buenos Aires.
- Lesta, P., Ferello, R. y Chebli, G. 1980. Chubut extraandino. En: Turner, J.C. (Ed.), 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 1307-1387, Córdoba.
- Lesta, P. y Ferello, R. 1972. Región Extra-andina del Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A. (Ed.), *Geología Regional Argentina: Academia Nacional de Ciencias*: 601-654, Córdoba.
- Limarino, C.O. y Giordano, S.R. 2016. Unraveling multiple provenance areas using sandstone petrofacies and geochemistry: an example in the southern flank of the Golfo San Jorge Basin (Patagonia, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 208-231.
- Limarino, C.O., Giordano, S.R. y Rodríguez Albertani, R.J. 2017. Diagenetic model of the Bajo Barreal Formation (Cretaceous) in the southwestern flank of the Golfo de San Jorge Basin (Patagonia, Argentina). *Marine and Petroleum Geology* 88: 907-931.
- Limarino, C.O., Giordano, S.R., Rodríguez Albertani, R.J., Ciccio, P.L. y Bodan, F. 2020. Patterns and origins of the porosity in the productive reservoirs of the upper part of the Chubut Group, southern Flank of the Golfo de San Jorge Basin, Patagonia Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 98: 102480.
- López Angriman A., Zarpellón, C., Mussel, F. y Cohen, M. 2014. Modelo Paleogeográfico de la Sección Superior de la Formación Pozo D-129. Su aplicación al desarrollo de reservas en la cuenca del Golfo

- San Jorge, Argentina. IX° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 1: 489-510, Mendoza.
- Lucas, L.C.V., Vasconcelos, D.L., Balsamo, F., Silva, M.E., Nogueira, F.C.C., Stohler, R.C., Bezerra, F.H.R., Honorio, G.B., Nicchio, M.A., Vaz, I.C., Souza, J.A.B. 2023. Interaction and linkage of basin-boundary fault segments control deformation bands distribution and damage zone permeability. *Journal of Structural Geology* 176.
- Malumián, N. 1999. La Sedimentación en la Patagonia Extraandina. En Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Naturales, Anales 29 (18): 557-612.
- Manzocchi, T. 2002. The connectivity of two-dimensional networks of spatially correlated fractures. *Water Resources Research*, 38.
- Marchner, T. y Vermeer, P.A. 2001. Macromodelling of softening in noncohesive soils. Vermeer, P.A., Diebels, S., Ehlers, W., Herrman, H.J., Luding, S., Ramm, E. (Eds.), *Continuous and Discontinuous Modelling of Cohesive-frictional Materials*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 88-110.
- Martínez, O.A. y Kutschker, A. 2011. The 'Rodados Patagónicos' (Patagonian shingle formation) of eastern Patagonia: environmental conditions of gravel sedimentation. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 336-345.
- Martinsen, O., Ryseth, A., Hansen, W.H., Fleshe, H., Torkildsen, G. e Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ercson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* 46: 235-259.
- Masiuk, V. y Viña, F.J. 1979. Bioestratigrafía del subsuelo en el área sudoccidental de Chubut. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Año VI, N°18: 70-113, Buenos Aires.
- Mauldon, M. 1994. Intersection probabilities of impersistent joints. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics*, 31, 107-115.
- McKee, E.D., Crosby, E.J. y Berryhill Jr., H.J. 1967. Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 829-851.
- Meconi, G. 1990. Facies, arquitectura fluvial y paleoambientes del Grupo Chubut en el Codo del Río Senguer, límite provincial de Chubut-Santa Cruz. 3° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 193-196. San Juan.
- Melchor, R.N., Umazano, A.M., Pérez, M. y Krause, J.M. 2016. Endemic bioturbation: distinctive Neogene eolian trace fossil assemblages dominated by large meniscate burrows from Patagonia, Argentina. *Ichnia 2016*, Abstract book, 208-209 pp.
- Méndez, F.L., Olazábal, S.X., Allard, J.A. 2018. Microtectónica de arenitas del Grupo Chubut afloradas en la Sierra de San Bernardo, Cuenca del Golfo San Jorge. Libro de actas VI Jornadas de las Ciencias de la Tierra Eduardo Musacchio, 29-30. Comodoro Rivadavia, Argentina.
- Méndez, F.L., Allard, J.A., Olazábal, S.X. 2022^a. Microtectónica de arenitas de la Formación Bajo Barreal afloradas en el Cerro Colorado de Galveniz, Cuenca del Golfo San Jorge. Actas del XXI Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica XV, Geología de la Cuenca del Golfo San Jorge. Puerto Madryn, 1535 – 1536.
- Méndez, F.L., Allard, J.A., Olazábal, S.X., Bueti, S.A. 2022^b. Análisis microtectónico de bandas de deformación en arenitas de la Formación Bajo Barreal, Cuenca del Golfo San Jorge. XI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Programa de Estudiantes. Mendoza, 27-34.
- Menendez, B., Zhu, W. y Wong, T. 1996. Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in Berea sandstone. *Journal of Structural Geology*, 18, 1-16.
- Mercuri, M., Tavani, S., Aldega, L., Trippeta, F., Bigi, S., y Carminati, E. 2023. Are open-source aerial images useful for fracture network characterisation? Insights from a multi-scale approach in the Zagros Mts. *Journal of Structural Geology*, 171, 1-19.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer, Berlín, p. 582.
- Miall, A.D. 2014. *Fluvial Depositional Systems*. Springer, Switzerland, p. 316.
- Miller, M. y Marino, J. 2019. New insights from the Neocomian basins in the West of Chubut and Santa Cruz provinces, Argentina. *Journal of South America Earth Sciences*.
- Morley, C.K. y Nixon, C.W. 2016. Topological characteristics of simple and complex normal fault networks. *Journal of Structural Geology*, 84, 68-84.
- Mustoni, J.L., Denyer, P. y Norman, C. 2010. Deep conformance control by a novel thermally activated particle system to improve sweep efficiency in mature waterfloods of the San Jorge Basin. SPE Improved Oil Recovery Symposium. Society of Petroleum Engineers, Tulsa, Oklahoma.
- Náñez, C. y Malumián N. 2008. Paleobiogeografía y paleogeografía del Maastrichtiano marino de Patagonia, Tierra del Fuego y de la Plataforma Continental Argentina basada en foraminíferos bentónicos. *Revista Española de Paleontología* 23, 273-300.

- Navarrete, C.R., Gianni, G.M., Echaurren, A. y Folguera, A. 2015. Tectonic inversion events in the western San Jorge Gulf Basin from seismic, borehole and field data. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 486-497.
- Ngwenya, B., Elphick, S., Main, I.G., y Shimmiel, G.B. 2000. Experimental constraints on the diagenetic self-sealing capacity of faults in high porosity rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 183, p. 187-199.
- Nyberg, B., Nixon, C.W. y Sanderson, D.J. 2018. NetworkGT: A GIS tool for geometric and topological analysis of two-dimensional fracture networks. *Geosphere*, 14, 1618-1634.
- Olazábal, S.X., Tunik, M.A. y Paredes, J.M. 2020. Sandstone petrography and provenance of the Chubut Group (Cretaceous) in the Cañadón Matasiete (Golfo San Jorge Basin, central Patagonia) Implications for basin evolution and alluvial organization. *Journal of South American Earth Sciences* 98: 102463.
- Ortega, O. y Marrett, R. 2000. Prediction of macrofracture properties using microfracture information, Mesaverde Group sandstones, San Juan basin, New Mexico. *Journal of Structural Geology*, 22, 571-588.
- Palazzesi, L. y Barreda, V. 2012. Fossil pollen records reveal a late rise of open-habitat ecosystems in Patagonia. *Nature Communications* 3: 1294.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C. y Riley, T.R. 1998. The Chon-Aike silicic igneous province of Patagonia and related rocks in Antarctica: a silicic LIP. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81:113-136.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. y Kelley, S.P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41: 605-625.
- Paredes, J.M., Foix, N., Colombo Piñol, F., Nillni, A., Allard, J.O., Marquillas, R.A. 2007. Volcanic and climatic controls on fluvial style in a highenergy system: the Lower Cretaceous Matasiete Formation, Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 202: 96-123.
- Paredes, J.M., Plazibat, S., Crovetto, C., Stein, J., Cayo, E. y Schiuma, A. 2013. Fault kinematics and depocenter evolution of oil-bearing, continental successions of Mina del Carmen Formation (Albian) in the Golfo San Jorge basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 46: 63-79.
- Paredes, J.M., Allard, J.O., Foix, N., Alvarez, B., Olazábal, S.X., 2014. Sedimentología y perfiles de rayos gamma de la Formación Pozo D-129 en la Sierra de San Bernardo, Chubut. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, pp. 455-479 (Mendoza).
- Paredes, J.M., Foix, N., Allard, J.O., Colombo, F. y Tunik, M.A. 2015. Alluvial architecture of reworked pyroclastic deposits in peri-volcanic basins: Castillo Formation (Albian) of the Golfo san Jorge basin, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 72 (1): 42-62.
- Paredes, J.M., Foix, N. y Allard, J.O. 2016. Sedimentology and alluvial architecture of the Bajo Barreal Formation (upper cretaceous) in the Golfo San Jorge basin: outcrop analogues of the richest oil-bearing fluvial succession in Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 72: 317-335.
- Paredes, J.M., Aguiar, M., Ansa, A., Giordano, S.R., Ledesma, M. y Tejada, S. 2018a. Inherited discontinuities and fault kinematics of a multiphase, non-colinear extensional setting: Subsurface observations from the South Flank of the Golfo San Jorge Basin, Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 81: 87-107.
- Paredes, J.M., Foix, N., Allard J.O., Valle, M.N. y Giordano, S.R. 2018b. Complex alluvial architecture, paleohydraulics and controls of a multichannel fluvial system, Bajo Barreal Formation (Upper Cretaceous) in the cerro Ballena anticline, Golfo San Jorge basin, Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 85: 168-190.
- Paredes, J.M., Giordano, S.R., Valle, M.N., Olazábal, S.X., Allard, J.O., Foix, N. y Tunik, M.A. 2020. Climatic control on stacking density of fluvial successions: Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation of the Golfo San Jorge Basin, Patagonia. *Marine and Petroleum Geology* 113: 104-116.
- Paredes, J.M., Foix, N. y Allard, J.O. 2022. Estratigrafía cretácica de la Cuenca del Golfo San Jorge. *Relatorio XXI Congreso Geológico Argentino*. Puerto Madryn, 142-187.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer Berlin Heidelberg New York. ISBN-10 3 540-64003-7. 353 pp.
- Peacock, D.C., Sanderson, D.J., Bastesen, Eivind, Rotevatn, Atle y Storstein, T.H. 2019. Causes of bias and uncertainty in fracture network analysis. *Norwegian Journal of Geology*, 99, 113-128.
- Peroni, G., Hegedus, A., Cerdan, J., Legarreta, L., Uliana, M. y Laffite, G. 1995. Hydrocarbon accumulation in an inverted segment of the Andean Foreland: San Bernardo Belt, Central Patagonia. En: Tankard, A., Suarez, R., Welsink, H. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62, 403-419.
- Pezzi, E.E. y Medori, R.M. 1972. Proyecto Miembro Pozo LA.1 (Los Alazanes). Área Este Lago Colhué Huapi. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), Buenos Aires.

- Philip, S., Soliva, R., Labaume, P., Gout, C. y Wibberley, C. 2015. Relations between shallow cataclastic faulting and cementation in porous sandstones: first insight from a groundwater environmental context. *Journal of Structural Geology*, 81, 89–105.
- Pittman, E.D. y Larese, R.E. 1991. Compaction of lithic sands: experimental results and applications. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. V.75. N°8. 1279–1299.
- Powell, J., O. Gimenez, R. Martínez y J. Rodríguez, 1989. Hallazgo de saurópodos en la Formación Bajo Barreal de Ocho Hermanos, Sierra de San Bernardo, provincia del Chubut (Argentina) y su significado cronológico. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Paleontología*. Volume I:165-176. Curitiba, Brasil.
- Procter, A. y Sanderson, D.J. 2017. Spatial and layer-controlled variability in fracture networks, *Journal of Structural Geology*.
- Raigemborn, M.S. y Beilinson, E. 2020. Stratigraphic architecture and paleosols as basin correlation tools of the early Paleogene infill in central-south Patagonia, Golfo San Jorge Basin, Argentinean Patagonia. *Journal of South American Earth Science* 99: 102519.
- Ramos, V.A. 2015. Evolución de la cuenca Golfo San Jorge: su estructuración y régimen tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (1), 12-20.
- Ravasz, E. y Barabási, A.L. 2003. Hierarchical organization in complex networks. *Physical Review*, E 67, 1-7.
- Rawling, G.C. y Goodwin, L.B. 2003. Cataclasis and particulate flow in faulted, poorly lithified sediments. *Journal of Structural Geology*, 25, 317–331.
- Rodríguez, J.F.R. 1992. Interpretación paleoambiental de la Formación Bajo Barreal (Cretácico Tardío) en Estancia Ocho Hermanos, Chubut: IV Reunión Argentina de Sedimentología, La Plata, octubre 1992, Actas III, p. 81–88.
- Rodríguez, J.F.R. 1993. La depositación de las areniscas verdes (Formación Bajo Barreal, Cretácico Tardío) y sus implicancias tafonómicas. En: *Congreso Geológico Argentino, 12° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Actas, Mendoza, v.1, p. 194-199.
- Rodríguez, J.F.R. y Littke, R. 2001. Petroleum generation and accumulation in the Golfo San Jorge Basin, Argentina: a basin modeling study. *Marine and Petroleum Geology* 18: 995-1028.
- Rotevatn, A., Torabi, A., Fossen, H. y Braathen, A. 2008. Slipped deformation bands: a new type of cataclastic deformation bands in Western Sinai, Suez rift, Egypt. *Journal of Structural Geology*, 30, 1317–1331.
- Rotevatn, A., Sandve, T.H., Keilegavlen, E., Kolyukhin, D. y Fossen, H. 2013. Deformation bands and their impact on fluid flow in sandstone reservoirs: the role of natural thickness variations. *Geofluids* 13, 359–371.
- Robinson, P.C. 1983. Connectivity of fracture systems – a percolation approach. *Journal of Physics A: Mathematical and Theoretical*, 16, 605-614.
- Robinson, P.C. 1984. Numerical calculations of critical densities for lines and planes. *Journal of Physics A: Mathematical and Theoretical*, 17, 2823-2830.
- Rudnicki, J.W. y Rice, J.R. 1975. Conditions for the localization of deformation in pressure-sensitive dilatant materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 23, 371–394.
- Sanderson, D.J. 2015. Field-based structural studies as analogues to sub-surface reservoirs. *Geological Society, London, Special Publications*, 436.
- Sanderson, D.J., y Nixon, C.W. 2015. The Use of Topology in Fracture Network Characterization: *Journal of Structural Geology*, 72, 55-66.
- Sanderson, D.J., Nixon, C.W. 2018. Topology, connectivity and percolation in fracture networks. *Journal of Structural Geology*, 115, 167–177.
- Sanderson, D.J., Peacock, D.C.P., Nixon, C.W., Rotevatn, A. 2019. Graph theory and the analysis of fracture networks. *Journal of Structural Geology*, 125, 155–165.
- Sciutto, J.C. 1981. Geología del Codo del Río Senguerr, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 203-219. San Luis.
- Sciutto, J.C. y Martínez, R.D. 1996. El Grupo Chubut en el Anticlinal Sierra Nevada, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Geológico de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 67-75. Buenos Aires.
- Sciutto, J.C., Césari, O., Escribano, V. y Pezucchi, H. 2000. Hoja Geológica 4566-III, Comodoro Rivadavia, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 351, 60 pp., Buenos Aires.
- Shipton, Z.K., y Cowie, P.A. 2003. A conceptual model for the origin of fault damage structures in high-porosity sandstone: *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 333–344.
- Simeoni, M. 2014. Nannofossils and foraminifera from the Salamanca Formation (Paleocene) in Punta Peligro Norte (Chubut, Argentina). *Carnets de Géologie Notebooks on Geology* 14: 343-349.

- Smith, G.A. y Lowe, D.R. 1991. Lahars: volcano-hidrologic events and deposition in the debris flow – hyperconcentrated flow continuum. Fisher, R.V. and Smith, G.A. (Eds.) *Sedimentation In Volcanic Settings*. SEPM Special Publication 45: 59-70.
- Somoza, R., Cladera, G. y Archangelsky, S. 1995. Una nueva taoflora Paleocena de Chubut, Patagonia. Su edad y ambiente de depositación. VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 265–269, Trelew.
- Suárez, M., Márquez, M., De La Cruz, R., Navarrete, C. y Fanning, M. 2014. Cenomanian-?early Turonian minimum age of the Chubut Group, Argentina: SHRIMP U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 50: 67–74.
- Sylwan, C., Droeven, C., Iñigo, J., Mussel, F. y Padva, D. 2011. Cuenca del Golfo San Jorge. 8° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Cuencas Argentinas: visión actual: 139-183. Mar del Plata.
- Teruggi, M. E. y Rosetto, H. 1963. Petrología del Chubutiano en el codo del río Senguerr. *Boletín de Informaciones Petroleras* 354: 18-35. Buenos Aires.
- Tindall, S.E. 2006. Jointed deformation bands may not compartmentalize reservoirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90, 177–192.
- Tooth, S. 1999. Floodout in Central Australia. En: Miller A.J. and Gupta, A. (Eds.) *Varieties of Fluvial Form*, John Wiley, Chichester. pp. 219–247.
- Torabi, A., y Fossen, H. 2009. Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 93 (7), 919–938.
- Torabi, A., Fossen, H. y Braathen, A. 2013. Insight into petrophysical properties of deformed sandstone reservoirs. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 97(4), 619–637.
- Tullis, J. y Yund, R.A. 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanisms and microstructures. *Geology* 15, 606–609.
- Tunbridge, I.P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation and some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology*, 28, 79–95.
- Tunik, M.A., Vietto, M.E., Scitutto, J.C. y Estrada, E. 2004. Procedencia de areniscas del Grupo Chubut en el área central de la Sierra de San Bernardo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59, 601–606.
- Tunik, M.A., Fernández, M.I. y Vietto, M.E. 2006a. Petrografía y procedencia de la Formación Castillo. Informe final realizado para la empresa REPSOL YPF. Parte I: 826 pp.
- Tunik, M.A., Fernández, M.I. y Vietto, M.E. 2006b. Petrografía y procedencia de la Formación Castillo. Informe final realizado para la empresa REPSOL YPF. Parte II: 296 pp.
- Tunik, M.A., Paredes, J.M., Fernández, M.I., Foix, N. y Allard, J.O. 2015. Análisis petrográfico de areniscas de la Formación Castillo (Albiano) en la Faja Plegada de San Bernardo, cuenca Golfo San Jorge, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72, 63–80.
- Uliana, M.A., Legarreta, L., Laffite, G.A. y Villar, H.J. 2014. Estratigrafía y geoquímica de facies generadoras en las cuencas petrolíferas de Argentina. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio de Reservorios No Convencionales: 3-92. Mendoza.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G. y Melchor, R.N. 2008. Mechanism of aggradation in fluvial systems influenced by explosive volcanism: an example from the Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 203: 213-228.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G., Jalfin, G.A. y Melchor, R.N. 2009. Sedimentary record of a late Cretaceous volcanic arc in central Patagonia: petrography, geochemistry and provenance of fluvial volcanoclastic deposits of the Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 30, 749–766.
- Vallati, P., Casal, G., Foix, N., Allard, J., De Sosa Tomas, A. y Calo, M. 2016. First report of a Maastrichtian palynoflora from the Golfo San Jorge Basin, central Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 53: 995-505.
- Vallati, P., De Sosa Tomas, A., Casal, G.A. y Calo, M. 2017. Salviniales from the late Cretaceous of the Golfo San Jorge Basin. *Cretaceous Research* 74, 45-55.
- Vallati, P., De Sosa Tomas, A. y Casal, G. 2019. A Maastrichtian terrestrial palaeoenvironment close to the K/Pg boundary in the Golfo San Jorge basin, Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 97: 102401.
- Vallati, P., De Sosa Tomas, A., Passalia, M.G., Pérez Loinaze, V.S., Archangelsky, S. y Romero, E. 2022. Palinofloras y megafloras del cretácico de la Cuenca del Golfo San Jorge. *Relatorio XXI Congreso Geológico Argentino*. Puerto Madryn, 914-928.
- Vidal, P.A., Allard, J. A., Manzanal, D.G., Méndez, F.L., Bueti, S.A. y Laskowski, C.B. 2022a. Caracterización geomecánica y petrofísica de afloramiento de la Formación Bajo Barreal en el Cerro

- Colorado de Galveniz (Cuenca del Golfo San Jorge). Actas del XXI Congreso Geológico Argentino, Simposio XV, Geología de la Cuenca del Golfo San Jorge. Puerto Madryn, 1561–1562.
- Vidal, P.A., Allard, J. A., Manzanal, D.G., Videla, M., Giannone, F. y Laskowski, C.B. 2022b. Variabilidad y correlación de parámetros geomecánicos básicos de la Formación Bajo Barreal en la Faja Plegada de San Bernardo. Libro de actas X Jornadas de las Ciencias de la Tierra Eduardo Musacchio. Comodoro Rivadavia, Argentina.
- Vidal, P.A., Manzanal, D.G., Allard, J. A. y Laskowski, C.B. 2022c. Geomechanical and petrophysical characterization of Bajo Barreal Formation in GSJB. IX Latin American Rock Mechanis Symposium. Asunción, Paraguay.
- Vidal, P.A., Allard, J. A. y Manzanal, D.G. 2023. Variabilidad geomecánica en afloramientos análogos de reservorios de la Formación Bajo Barreal: Uso de métodos directos e indirectos. Memorias del XXVI Congreso Argentino de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica, Comodoro Rivadavia, Argentina.
- Walker, G.P.L. 1971. Grain size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.* 79, 696-714.
- Wibberley, C.A.J. 1999. Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones? *Journal of Structural Geology*, 21, 1219–1227.
- Wilson, P. I. R., Wilson, R.W., Sanderson, D. J., Jarvis I. y McCaffrey K. J. W. 2021. Analysis of deformation bands associated with the Trachyte Mesa intrusion, Henry Mountains, Utah: implications for reservoir connectivity and fluid flow around sill intrusions. *Solid Earth*, 12, 95–117.
- Zhu, W., Baud, P., Vinciguerra, S. y Wong, T.-F. 2011. Microtectonics of brittle faulting and cataclastic flow in Alban Hills tuff. *Journal of Geophysical Research*, 166, B06209.
- Zuluaga, L.F., Fossen, H. y Rotevatn, A. 2014. Progressive evolution of deformation band populations during Laramide fault-propagation folding: Navajo Sandstone, San Rafael monocline, Utah, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 68, 66–81.

7 – ANEXOS

7.1 – Anexo N°1: Cuantificación modal.

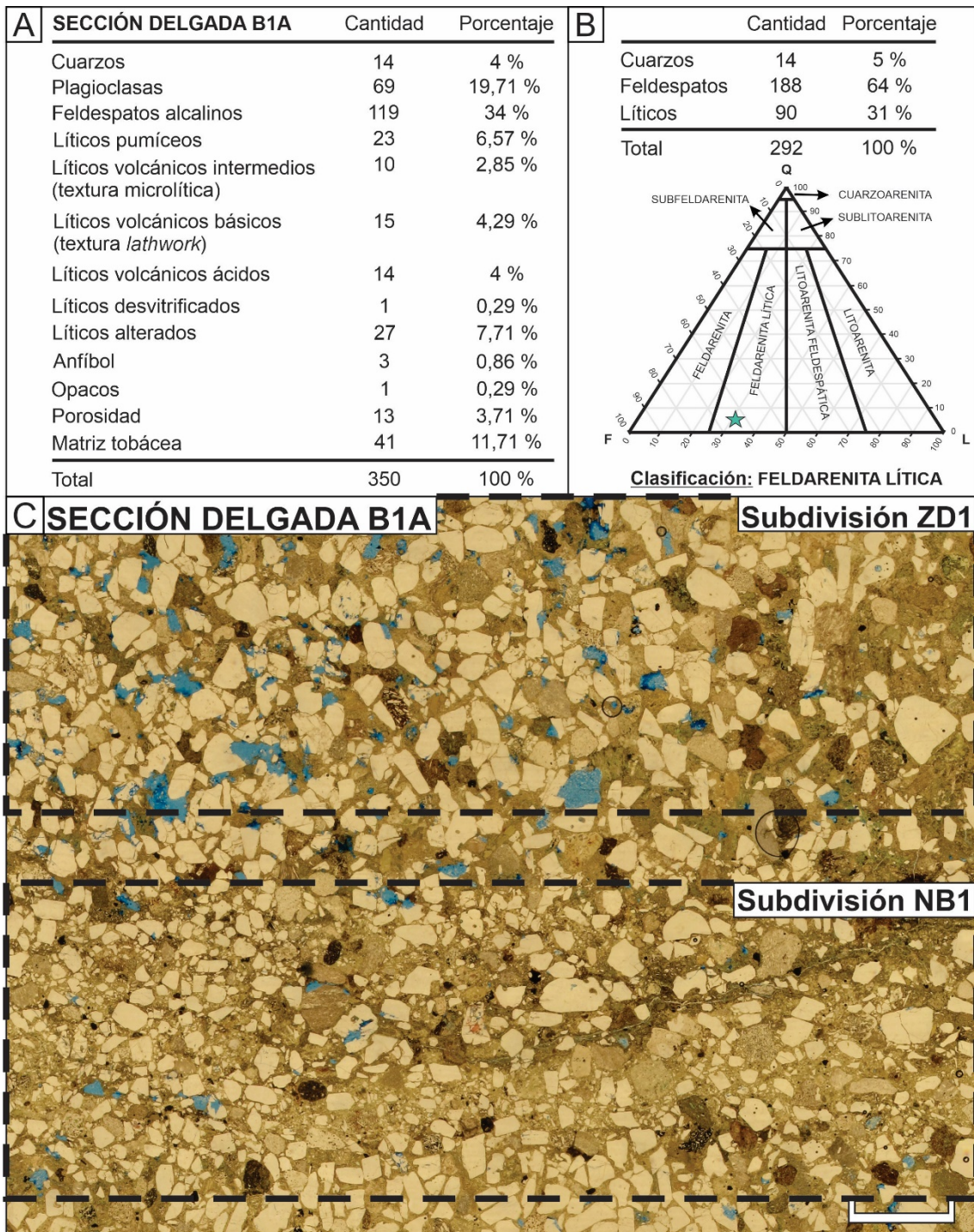


Figura 78. Cuantificación modal de sección delgada B1A. **A)** Detalle de cuantificación con cálculo de porcentajes. **B)** Recalculo de cuantificación modal con cuarzos, feldespatos y líticos totales para su clasificación. **C)** Fotomosaico de sección delgada B1A con sus subdivisiones remarcadas en línea punteada. La escala gráfica representa 2 mm.

A SECCIÓN DELGADA B1B			B		
	Cantidad	Porcentaje		Cantidad	Porcentaje
Cuarzos	6	1,71 %	Cuarzos	6	2 %
Plagioclasas	77	22 %	Feldespatos	186	68 %
Feldespatos alcalinos	109	31,14 %	Líticos	83	30 %
Líticos pumíceos	23	6,57 %	Total	275	100 %
Líticos volcánicos intermedios (textura microlítica)	10	2,86 %			
Líticos volcánicos básicos (textura <i>lathwork</i>)	13	3,71 %			
Líticos volcánicos ácidos	19	5,43 %			
Líticos desvitrificados	3	0,86 %			
Líticos alterados	13	3,71 %			
Líticos plutónicos ácidos	1	0,29 %			
Líticos metamórficos	2	0,57 %			
Anfíbol	7	2 %			
Opacos	3	0,86 %			
Porosidad	5	1,43 %			
Matriz tobácea	59	16,86 %			
Total	350	100 %			

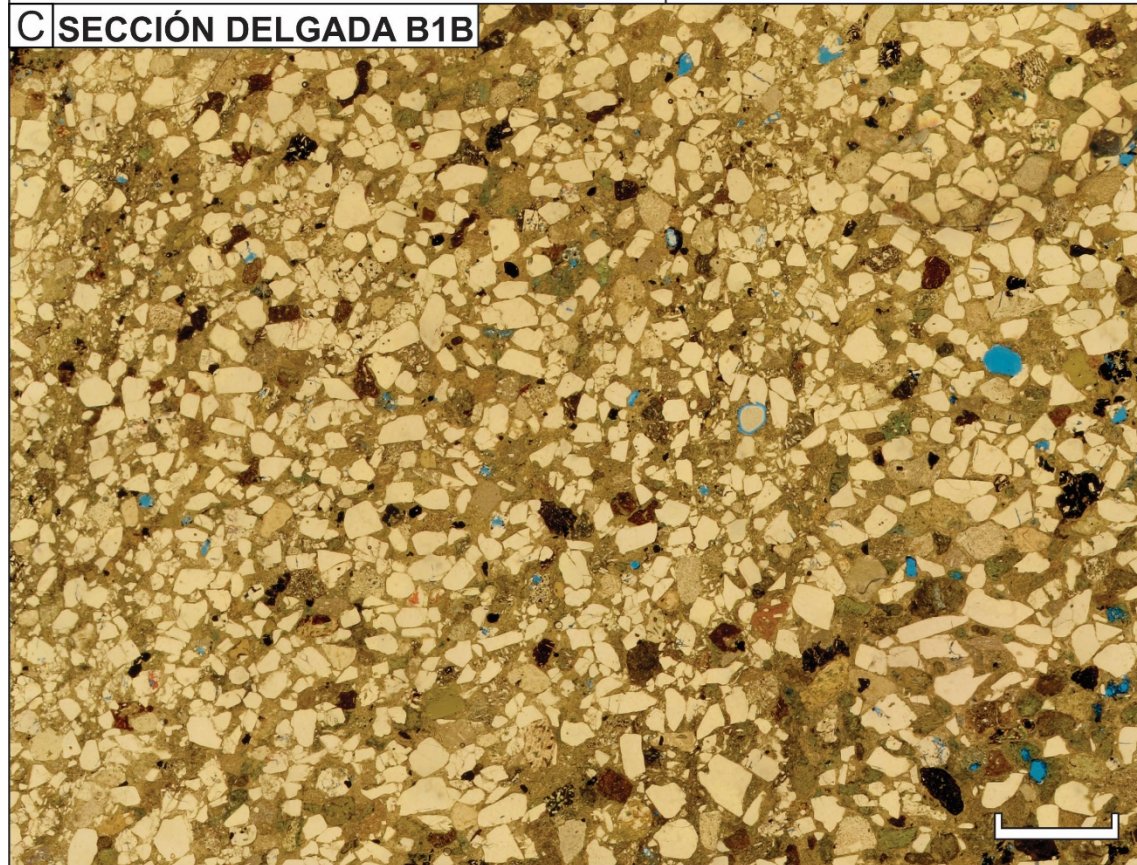
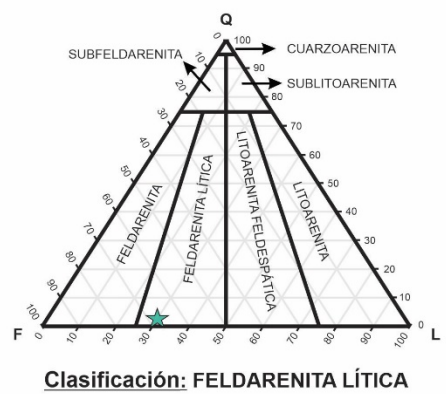


Figura 79. Cuantificación modal de sección delgada B1B. **A)** Detalle de cuantificación con cálculo de porcentajes. **B)** Recalculo de cuantificación modal con cuarzos, feldespatos y líticos totales para su clasificación. **C)** Fotomosaico de sección delgada B1B. La escala gráfica representa 2 mm.

A SECCIÓN DELGADA B1C			B		
	Cantidad	Porcentaje		Cantidad	Porcentaje
Cuarzos	15	4,29 %	Cuarzos	15	5 %
Plagioclasas	38	10,86 %	Feldespatos	154	53 %
Feldespatos alcalinos	116	33,14 %	Líticos	122	42 %
Líticos pumíceos	30	8,57 %	Total	291	100 %
Líticos volcánicos intermedios (textura microlítica)	21	6 %			
Líticos volcánicos básicos (textura <i>lathwork</i>)	17	4,86 %			
Líticos volcánicos ácidos	14	4 %			
Líticos desvitrificados	7	2 %			
Líticos alterados	29	8,29 %			
Líticos metamórficos	4	1,14 %			
Anfíbol	1	0,29 %			
Porosidad	4	1,14 %			
Matriz tobácea	54	15,43 %			
Total	350	100 %			

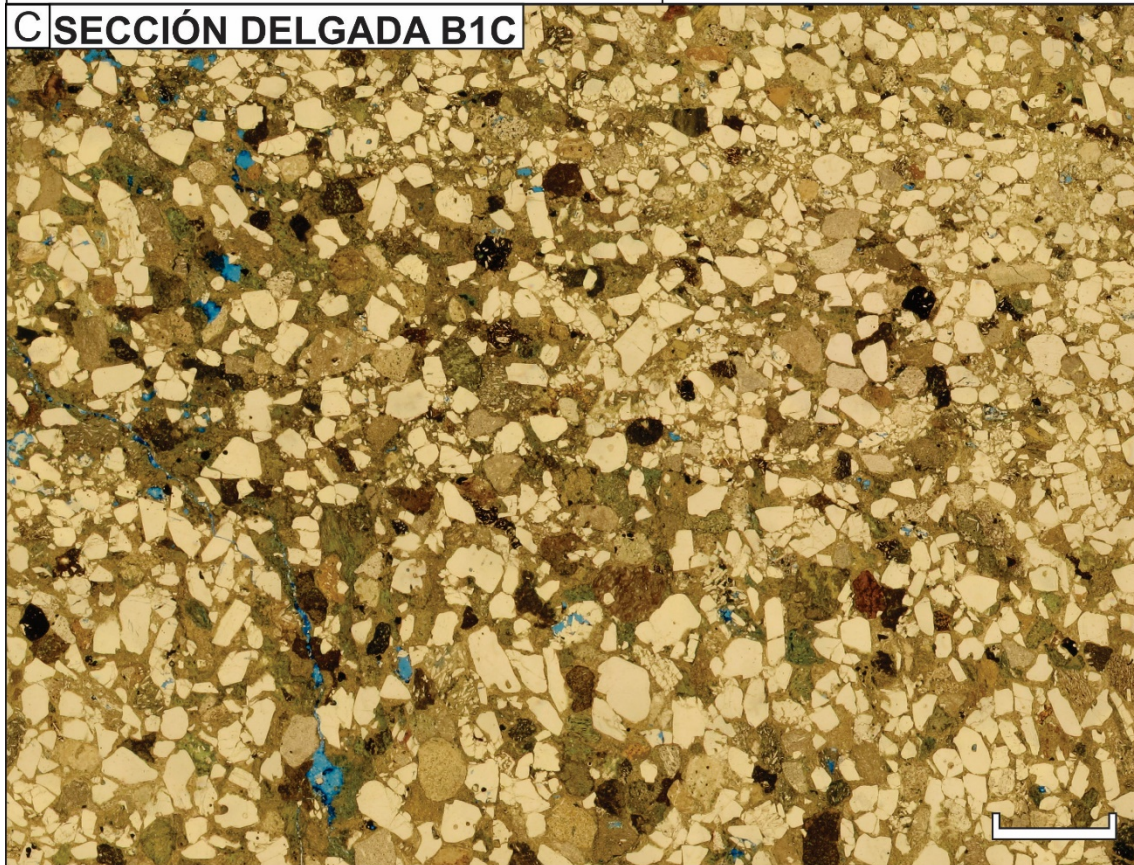
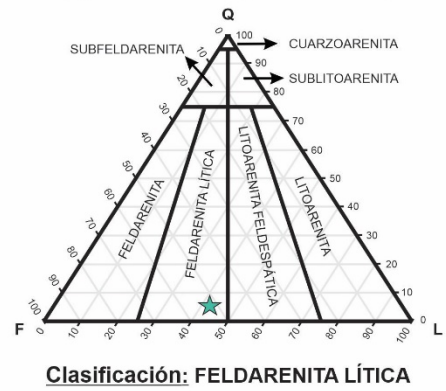


Figura 80. Cuantificación modal de sección delgada B1C. A) Detalle de cuantificación con cálculo de porcentajes. Recalculo de cuantificación modal con cuarzos, feldespatos y líticos totales para su clasificación. C) Fotomosaico de sección delgada B1C. La escala gráfica representa 2 mm.

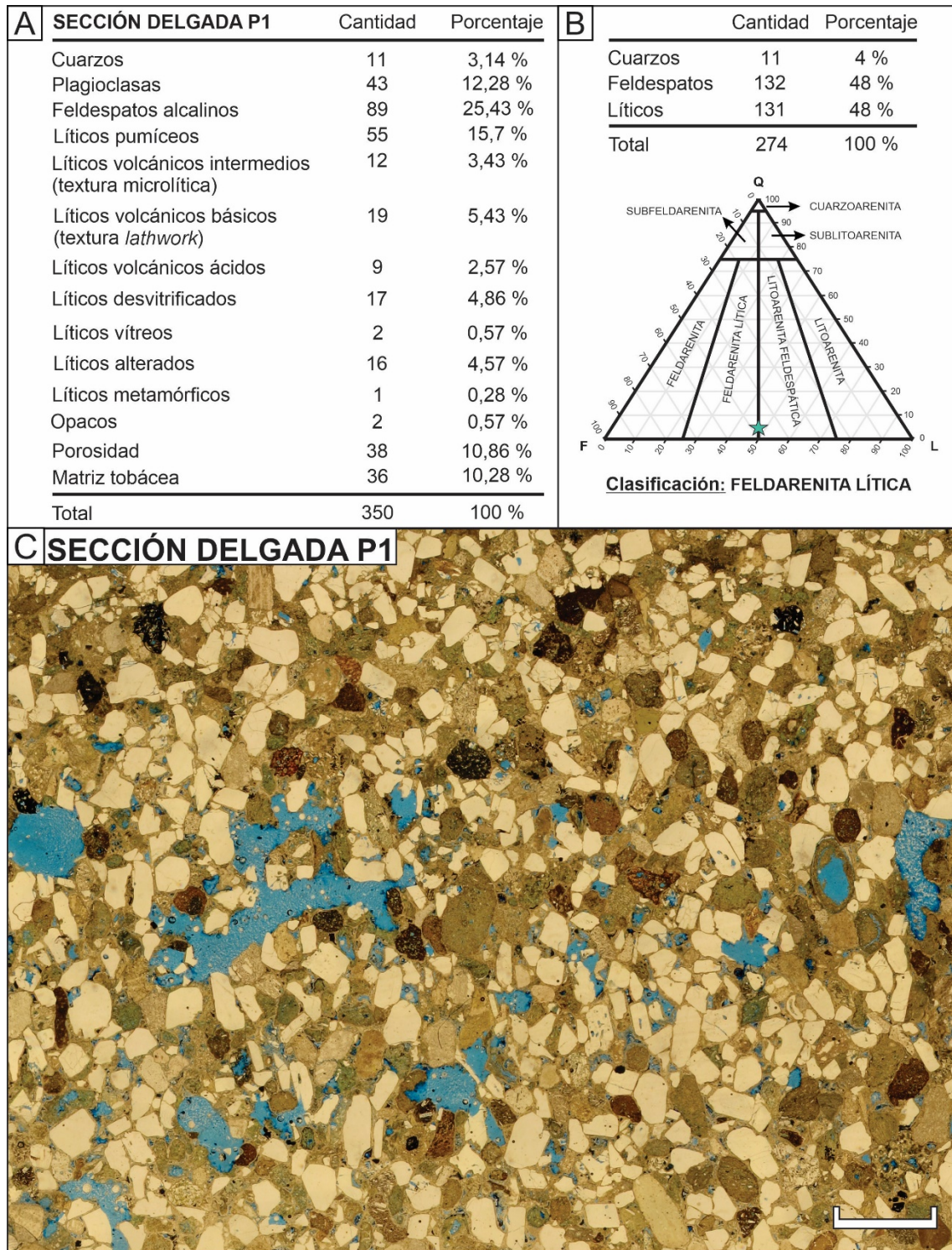
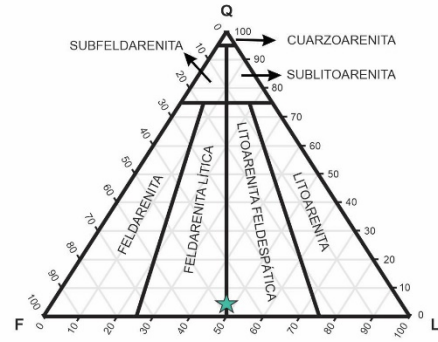


Figura 81. Cuantificación modal de sección delgada P1. **A)** Detalle de cuantificación con cálculo de porcentajes. **B)** Recalculo de cuantificación modal con cuarzoes, feldespatos y líticos totales para su clasificación. **C)** Fotomosaico de sección delgada P1. La escala gráfica representa 2 mm.

A SECCIÓN DELGADA B2			B		
	Cantidad	Porcentaje		Cantidad	Porcentaje
Cuarzos	10	2,86 %	Cuarzos	10	4 %
Plagioclasas	40	11,43 %	Feldespatos	131	49 %
Feldespatos alcalinos	91	26 %	Líticos	128	48 %
Líticos pumíceos	26	7,43 %	Total	269	100 %
Líticos volcánicos intermedios (textura microlítica)	14	4 %			
Líticos volcánicos básicos (textura <i>lathwork</i>)	19	5,43 %			
Líticos volcánicos ácidos	10	2,86 %			
Líticos plutónicos ácidos	3	0,86 %			
Líticos desvitrificados	40	11,46 %			
Líticos vitreos	7	2 %			
Líticos alterados	12	3,43 %			
Anfíbol	1	0,28 %			
Cemento carbonático	1	0,28 %			
Cemento zeolítico	18	5,13 %			
Opacos	4	1,13 %			
Porosidad	2	0,56 %			
Matriz tobácea	52	14,86 %			
Total	350	100 %			



Clasificación: FELDARENITA LÍTICA

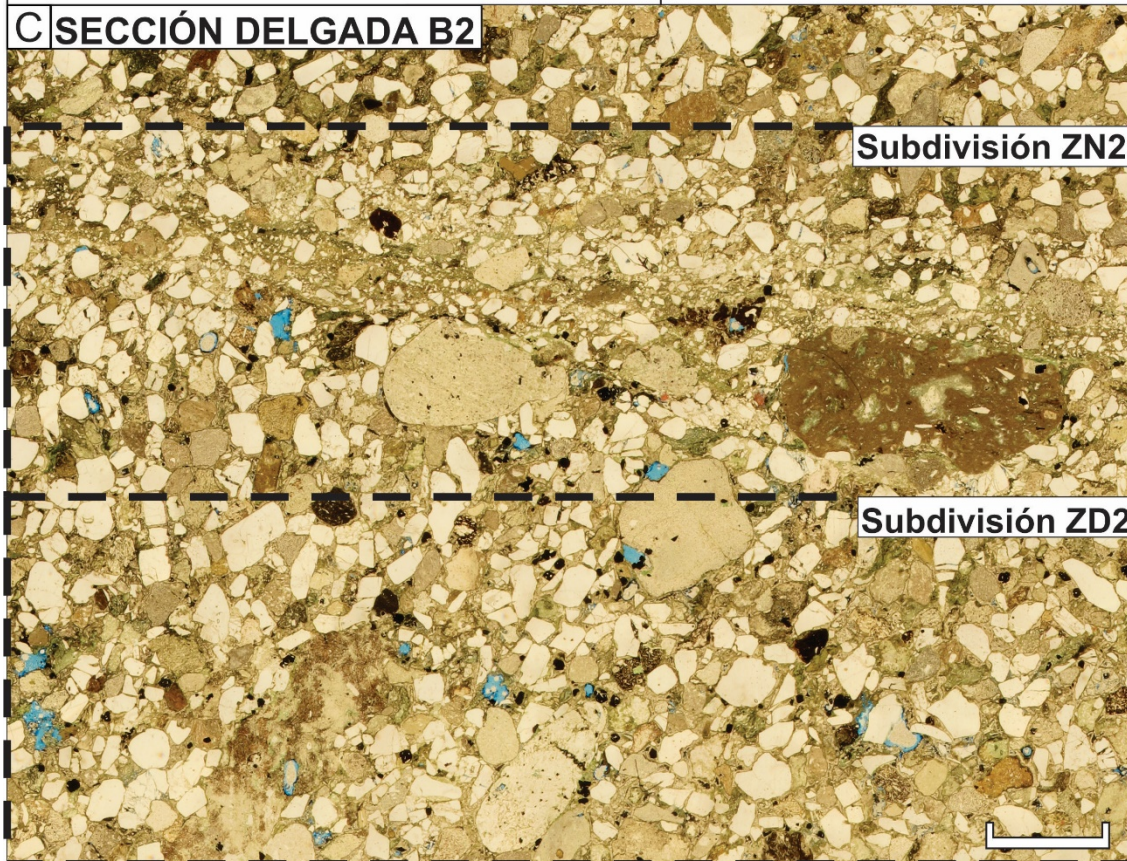
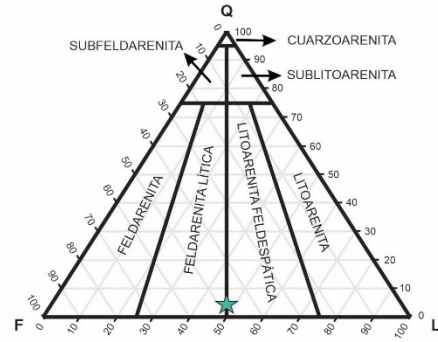


Figura 82. Cuantificación modal de sección delgada B2. A) Detalle de cuantificación con cálculo de porcentajes. B) Recalculo de cuantificación modal con cuarzos, feldespatos y líticos totales para su clasificación. C) Fotomosaico de sección delgada B2 con sus subdivisiones remarcadas en línea punteada. La escala gráfica representa 2 mm.

A SECCIÓN DELGADA P2			B		
	Cantidad	Porcentaje		Cantidad	Porcentaje
Cuarzos	9	2,57 %	Cuarzos	9	4 %
Plagioclasas	37	10,57 %	Feldespatos	123	47 %
Feldespatos alcalinos	86	24,57 %	Líticos	129	49 %
Líticos pumíceos	35	10 %	Total	261	100 %
Líticos volcánicos intermedios (textura microlítica)	20	5,71 %			
Líticos volcánicos básicos (textura <i>lathwork</i>)	21	6 %			
Líticos volcánicos ácidos	3	0,86 %			
Líticos desvitrificados	30	8,56 %			
Líticos vitreos	4	1,14 %			
Líticos alterados	16	4,47 %			
Anfíbol	3	0,86 %			
Cemento carbonático	36	10,39 %			
Cemento zeolítico	1	0,29 %			
Cemento ferruginoso	15	4,29 %			
Opacos	1	0,29 %			
Porosidad	33	9,43 %			
Total	350	100 %			



Clasificación: FELDARENITA LÍTICA

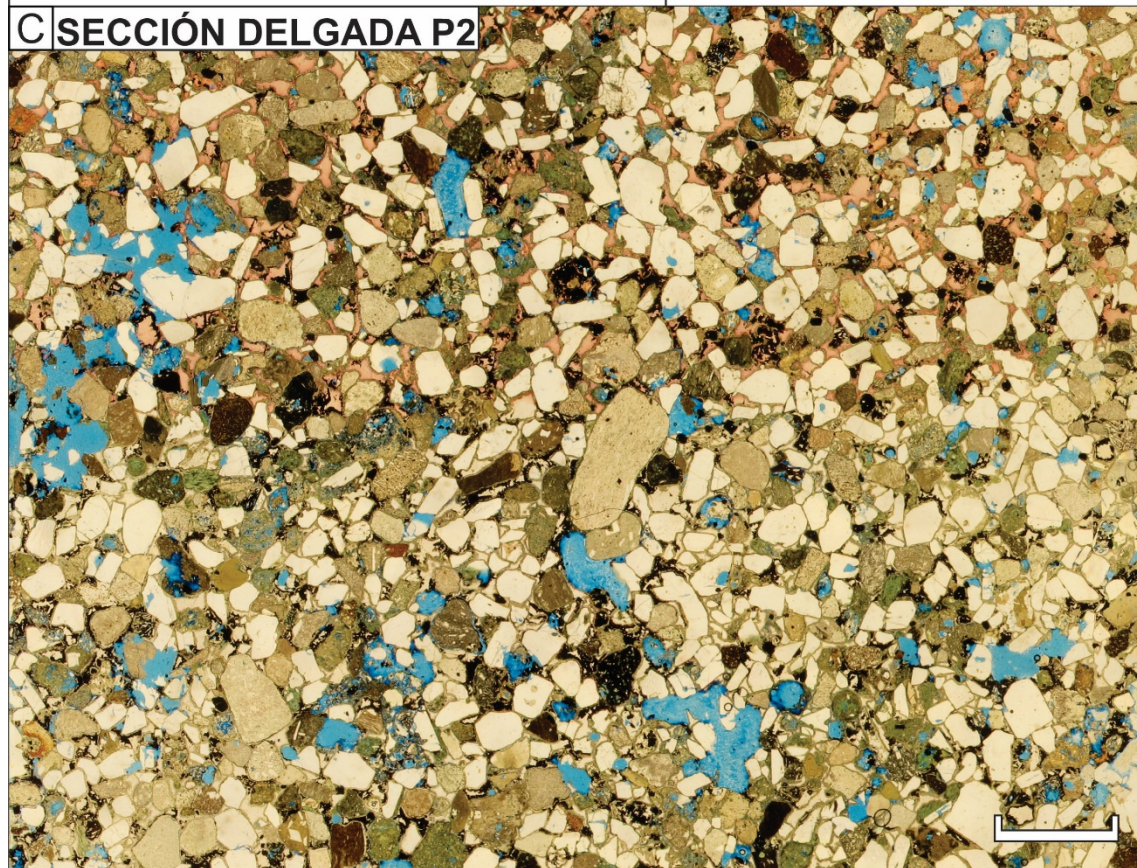


Figura 83. Cuantificación modal de sección delgada P2. **A)** Detalle de cuantificación con cálculo de porcentajes. **B)** Recalculo de cuantificación modal con cuarzoes, feldespatos y líticos totales para su clasificación. **C)** Fotomosaico de sección delgada P2. La escala gráfica representa 2 mm.

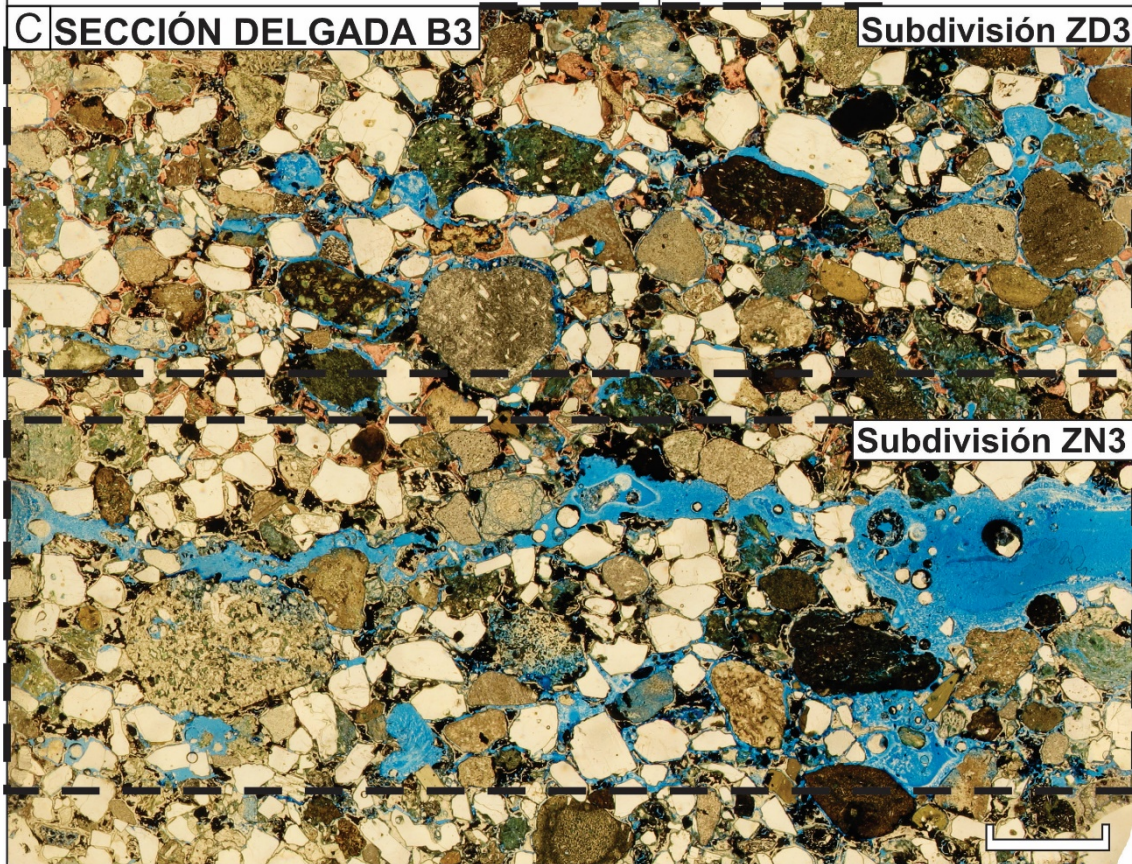
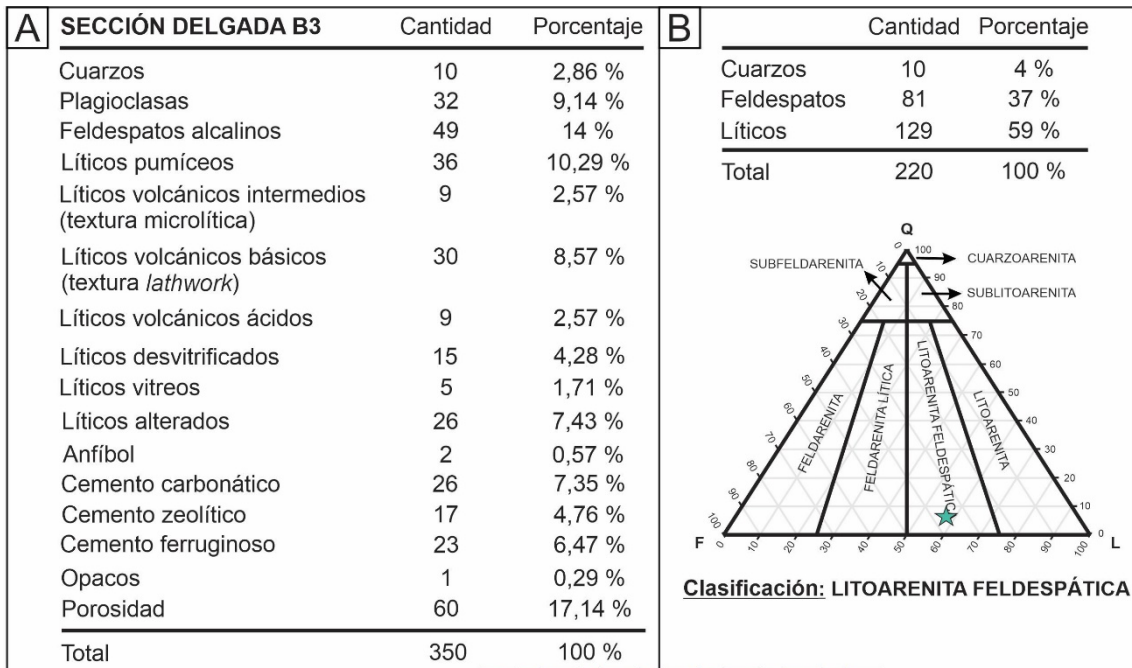


Figura 84. Cuantificación modal de sección delgada B3. A) Detalle de cuantificación con cálculo de porcentajes. B) Recalculo de cuantificación modal con cuarzoes, feldespatos y líticos totales para su clasificación. C) Fotomosaico de sección delgada B3 con sus subdivisiones remarcadas en línea punteada. La escala gráfica representa 2 mm.

A SECCIÓN DELGADA P3			B		
	Cantidad	Porcentaje		Cantidad	Porcentaje
Cuarzos	7	2 %	Cuarzos	7	3 %
Plagioclasas	33	9,43 %	Feldespatos	118	46 %
Feldespatos alcalinos	85	24,29 %	Líticos	128	51 %
Líticos pumíceos	36	10,29 %	Total	253	100 %
Líticos volcánicos intermedios (textura microlítica)	22	6,29 %			
Líticos volcánicos básicos (textura <i>lathwork</i>)	20	5,71 %			
Líticos volcánicos ácidos	16	4,57 %			
Líticos desvitrificados	12	3,43 %			
Líticos vitreos	2	0,57 %			
Líticos alterados	20	5,71 %			
Anfíbol	2	0,57 %			
Cemento carbonático	41	11,71 %			
Cemento zeolítico	14	4 %			
Cemento ferruginoso	32	9,14 %			
Porosidad	8	2,29 %			
Total	350	100 %			

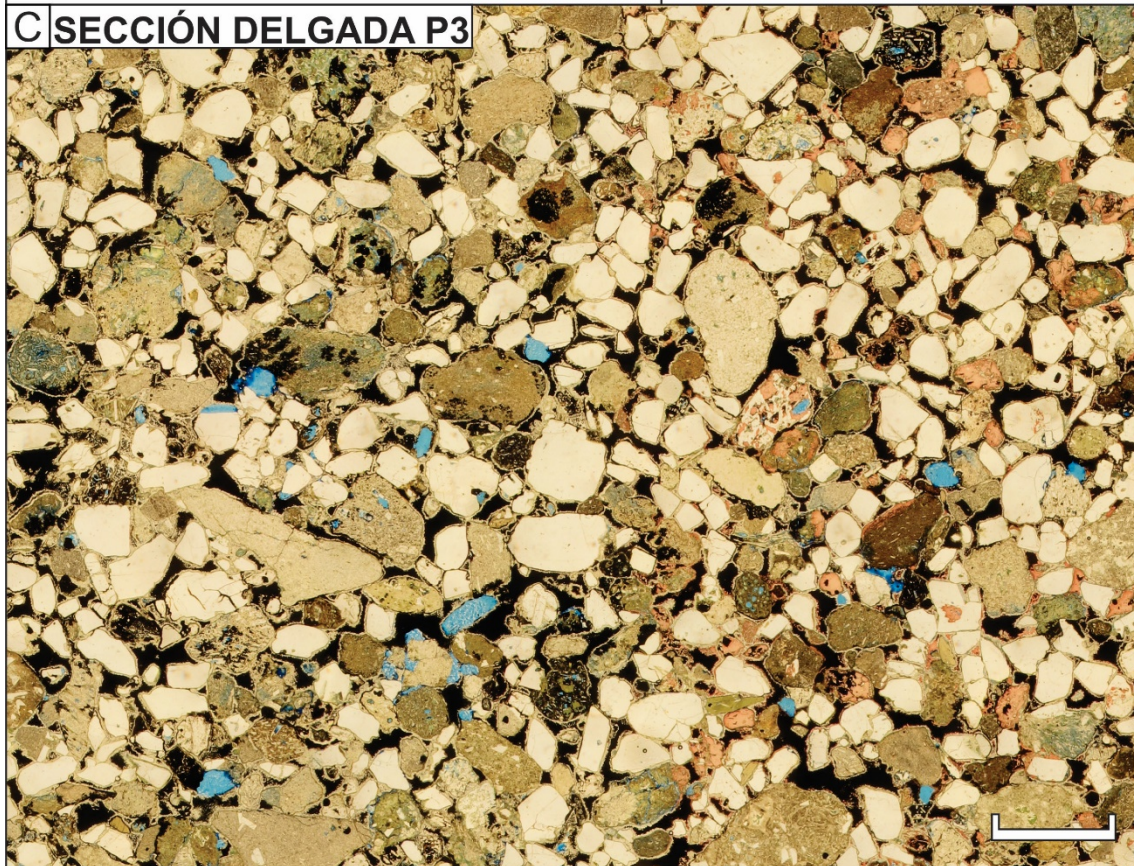
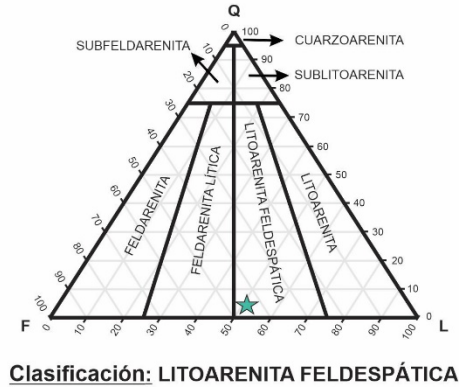


Figura 85. Cuantificación modal de sección delgada P3. **A)** Detalle de cuantificación con cálculo de porcentajes. **B)** Recalculo de cuantificación modal con cuarzoes, feldespatos y líticos totales para su clasificación. **C)** Fotomosaico de sección delgada P3. La escala gráfica representa 2 mm.

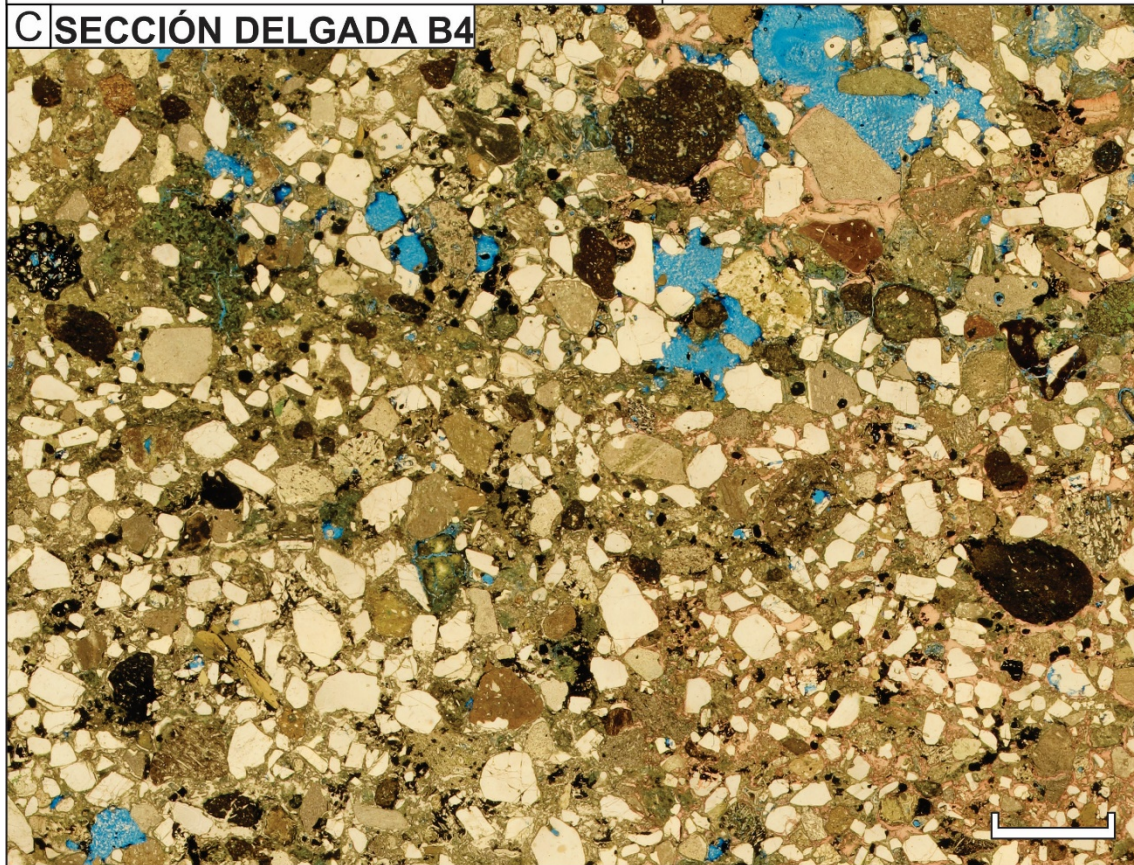
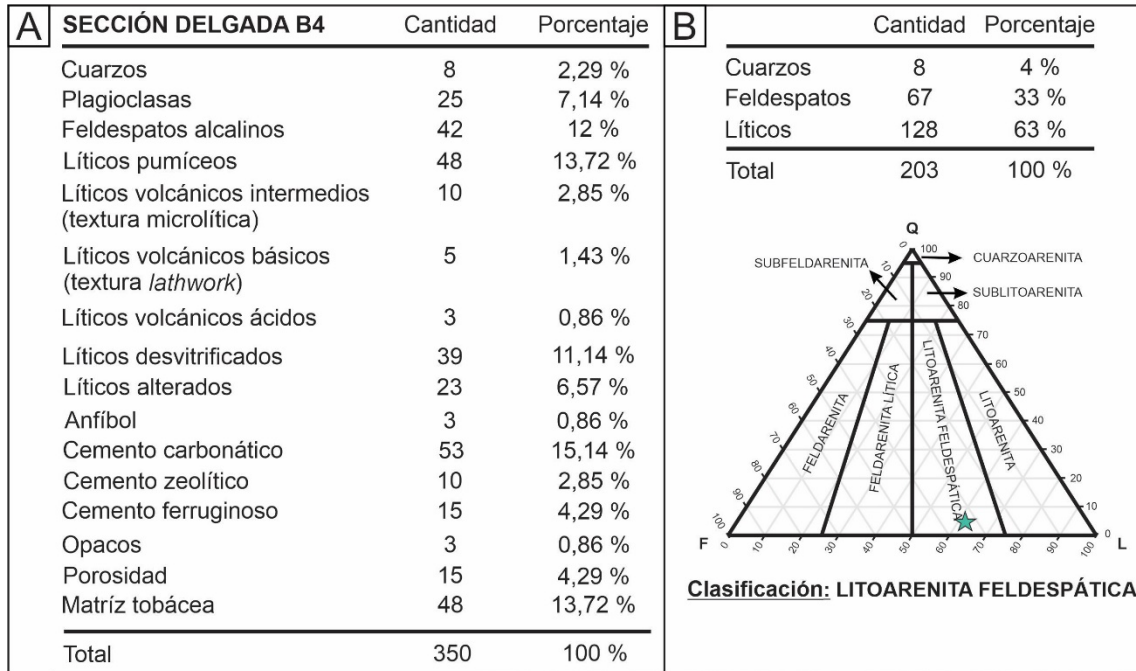


Figura 86. Cuantificación modal de sección delgada B4. **A)** Detalle de cuantificación con cálculo de porcentajes. **B)** Recalculo de cuantificación modal con cuarzos, feldespatos y líticos totales para su clasificación. **C)** Fotomosaico de sección delgada B4. La escala gráfica representa 2 mm.

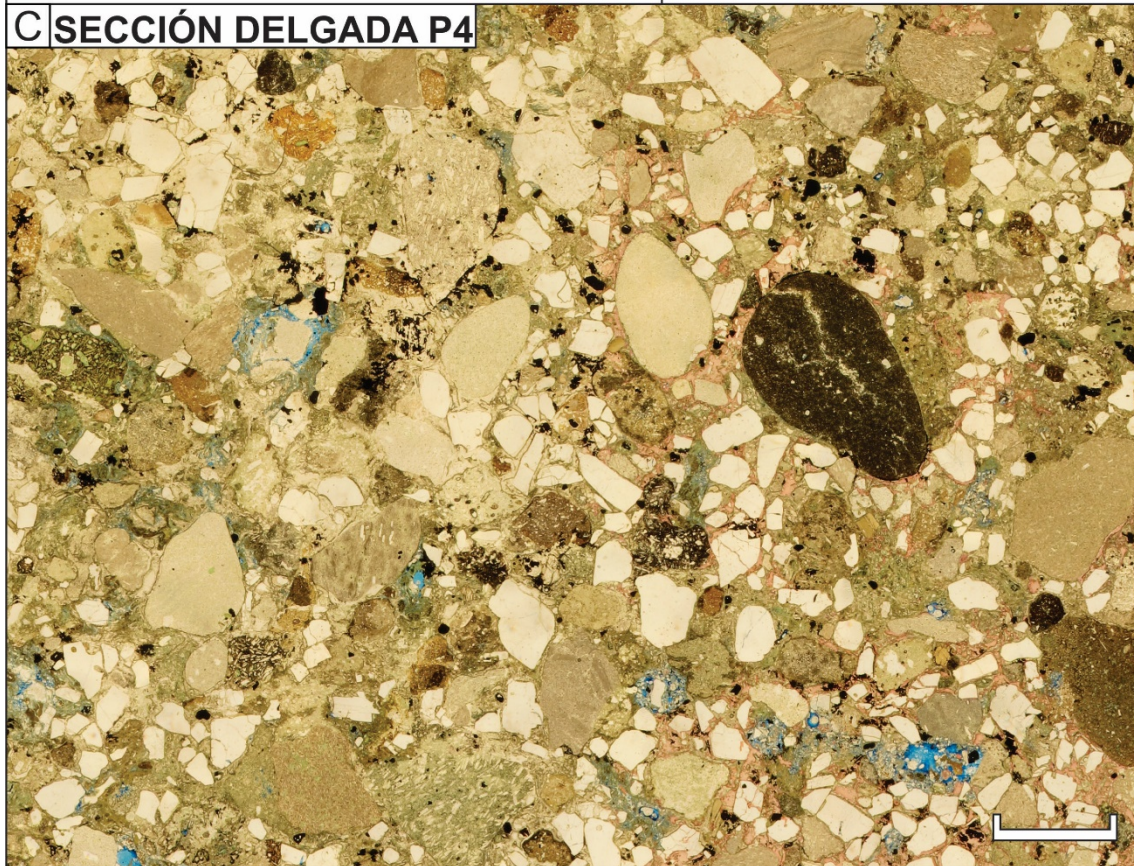
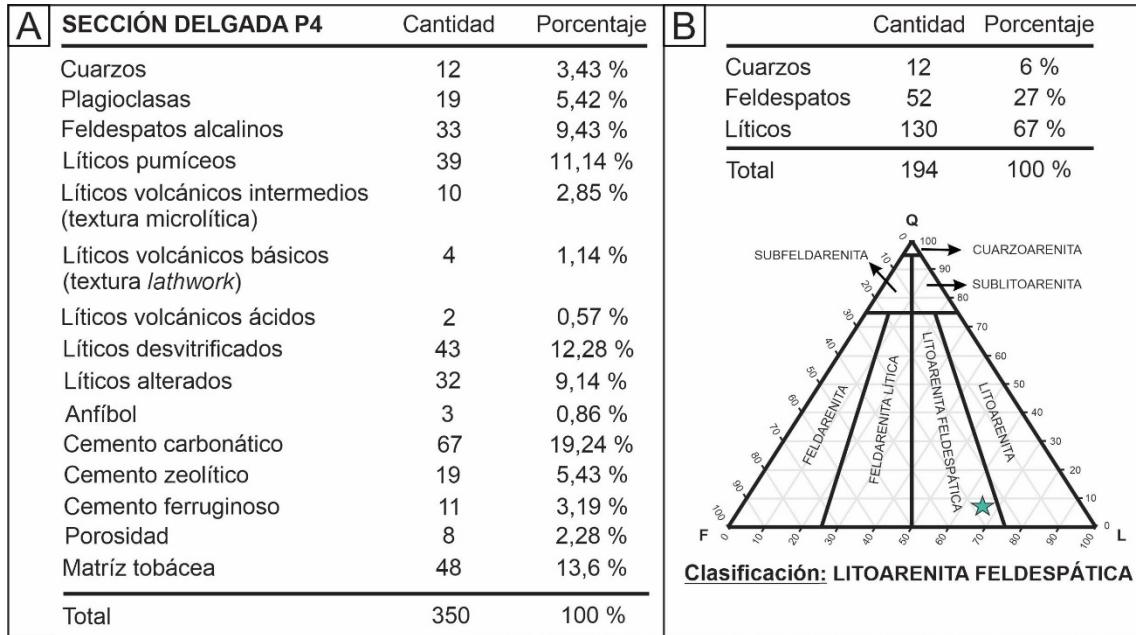


Figura 87. Cuantificación modal de sección delgada P4. **A)** Detalle de cuantificación con cálculo de porcentajes. **B)** Recalculo de cuantificación modal con cuarzoes, feldespatos y líticos totales para su clasificación. **C)** Fotomosaico de sección delgada P4. La escala gráfica representa 2 mm.

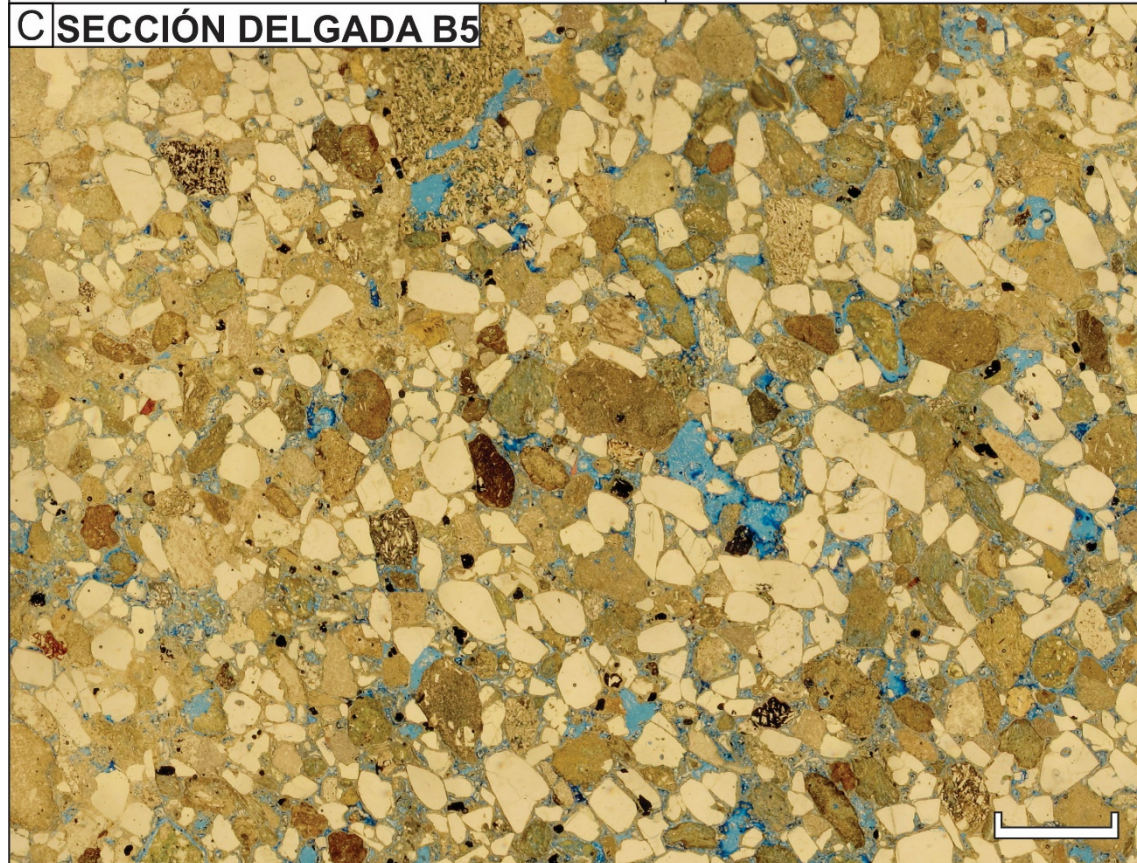
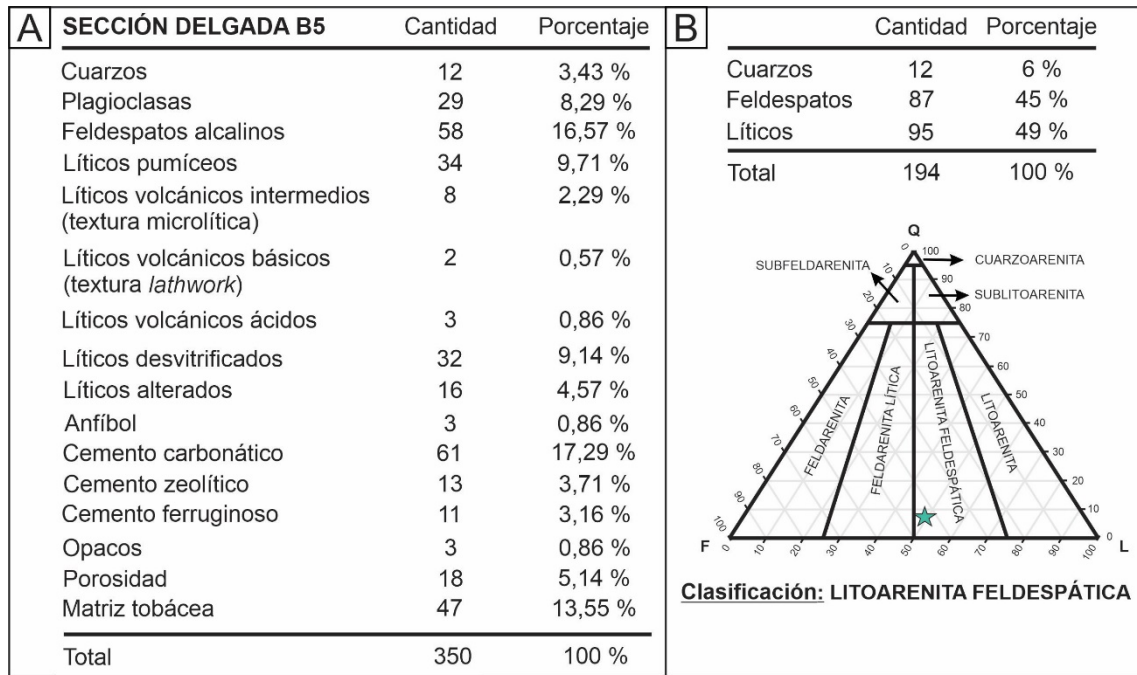


Figura 88. Cuantificación modal de sección delgada B5. **A)** Detalle de cuantificación con cálculo de porcentajes. **B)** Recalculo de cuantificación modal con cuarzos, feldespatos y líticos totales para su clasificación. **C)** Fotomosaico de sección delgada B5. La escala gráfica representa 2 mm.

A SECCIÓN DELGADA P5			B		
	Cantidad	Porcentaje		Cantidad	Porcentaje
Cuarzos	12	3,43 %	Cuarzos	12	6 %
Plagioclasas	39	11,14 %	Feldespatos	103	51 %
Feldespatos alcalinos	64	18,29 %	Líticos	87	43 %
Líticos pumíceos	30	8,57 %	Total	202	100 %
Líticos volcánicos intermedios (textura microlítica)	8	2,29 %			
Líticos volcánicos básicos (textura <i>lathwork</i>)	2	0,57 %			
Líticos volcánicos ácidos	3	0,86 %			
Líticos desvitrificados	31	8,86 %			
Líticos alterados	13	3,71 %			
Anfíbol	3	0,86 %			
Cemento carbonático	57	16,28 %			
Cemento zeolítico	12	3,43 %			
Cemento ferruginoso	11	3,14 %			
Opacos	4	1,14 %			
Porosidad	21	6 %			
Matriz tobácea	40	11,43 %			
Total	350	100 %			

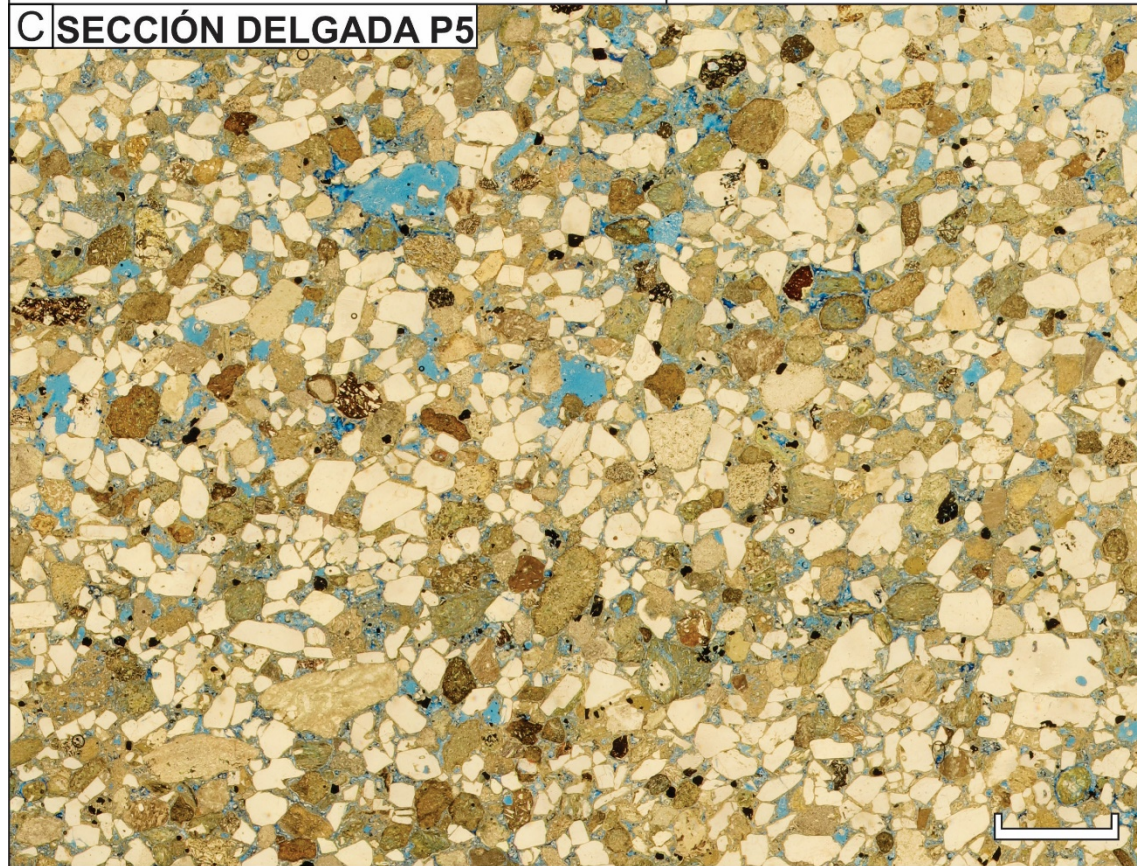


Figura 89. Cuantificación modal de sección delgada P5. **A)** Detalle de cuantificación con cálculo de porcentajes. **B)** Recalculo de cuantificación modal con cuarzos, feldespatos y líticos totales para su clasificación. **C)** Fotomosaico de sección delgada P5. La escala gráfica representa 2 mm.

Tabla N°1. Cuantificación de porosidades visuales de secciones delgadas.

	Criptoporos (%) (<0,001 mm ²)	Microporos finos (%) (0,001 - 0,02 mm ²)	Microporos gruesos (%) (0,02 - 0,062 mm ²)	Mesoporos (%) (0,062 - 0,125 mm ²)	Macroporos finos (%) (0,125 - 0,5 mm ²)	Macroporos gruesos (%) (0,5 - 1 mm ²)	Megaporos (%) (>1 mm ²)	Porosidad Total (%)	Perm. al aire (mD)	Tam. Promedio (mm ²)	Área Total (mm ²)
ZN1	0,02	0,37	0,52	0,12	—	—	—	1,03	47,4	0,008	110,1
B1B	0,007	0,18	0,2	0,06	0,14	—	—	0,58	141,36	0,008	256,9
B1C	0,022	0,25	0,17	0,15	0,14	—	—	0,74	151,4	0,005	256,9
ZD1	0,07	1,33	1,47	0,92	0,69	0,42	—	4,91	185,8	0,015	110,1
P1	0,097	0,96	0,7	0,68	0,45	1,61	3,25	7,74	214	0,012	256,9
ZN2	0,005	0,07	0,08	0,17	—	—	—	0,32	101,75	0,01	110,1
ZD2	0,008	0,1	0,16	0,18	0,14	—	—	0,59	140	0,01	110,1
P2	0,042	0,77	0,89	0,58	1,35	0,68	1,69	6,01	180	0,02	256,9
ZN3	0,14	1,23	1	0,64	0,63	1,06	15,52	20,22	5025	0,018	110,1
ZD3	0,15	1,77	1,32	1,16	1,32	1,01	1,56	8,3	1570	0,007	110,1
P3	0,017	0,22	0,17	0,21	0,39	—	—	1,01	286,15	0,009	256,9
B4	0,03	0,34	0,3	0,07	0,19	1,3	1,39	3,64	95,8	0,016	256,9
P4	0,026	0,2	0,09	0,07	0,16	—	—	0,55	449,9	0,003	256,9
B5	0,18	1,83	1,25	1,08	2,22	—	0,62	7,19	600,78	0,006	256,9
P5	0,2	2,37	2,36	1,41	1,1	0,48	0,56	8,48	1313,87	0,002	256,9

Tabla N°2. Cuantificación de fracciones clásticas de secciones delgadas.

	Fracción muy fina (%) (0,001 - 0,01 mm ²)	Fracción fina (%) (0,01 - 0,1 mm ²)	Fracción media (%) (0,1 - 1 mm ²)	Fracción gruesa (%) (>1 mm ²)	Matriz y Cemento (%)	Porosidad Total (%)	Tam. Promedio (mm ²)
ZN1	5,2	20,95	24,79	—	48,03	1,03	0,022
B1B	2,64	21,55	28,71	—	46,52	0,58	0,036
B1C	3,42	20,67	32,05	—	43,12	0,74	0,01
ZD1	2,21	17,24	37	—	38,64	4,91	0,045
P1	1,56	11,72	49,02	0,51	29,45	7,74	0,061
ZN2	3,7	16,87	22,74	10,28	46,09	0,32	0,031
ZD2	2,86	15,75	30,25	10,14	40,41	0,59	0,04
P2	1,4	15,46	42,39	1,19	33,55	6,01	0,061
ZN3	1,24	5,45	33,12	12,34	27,63	20,22	0,066
ZD3	1,2	6,36	36,67	19,95	27,52	8,3	0,08
P3	0,59	7,41	46,19	11,17	33,63	1,01	0,11
B4	2,89	12,61	35,11	5,47	40,28	3,64	0,063
P4	2,1	9,4	33,8	18,28	35,87	0,55	0,05
B5	1,91	10,96	50,94	5,54	23,46	7,19	0,038
P5	1,8	18,45	43,06	1,22	26,99	8,48	0,055

7.2 – **Anexo N°2:** Cuantificación de porosidades visuales.

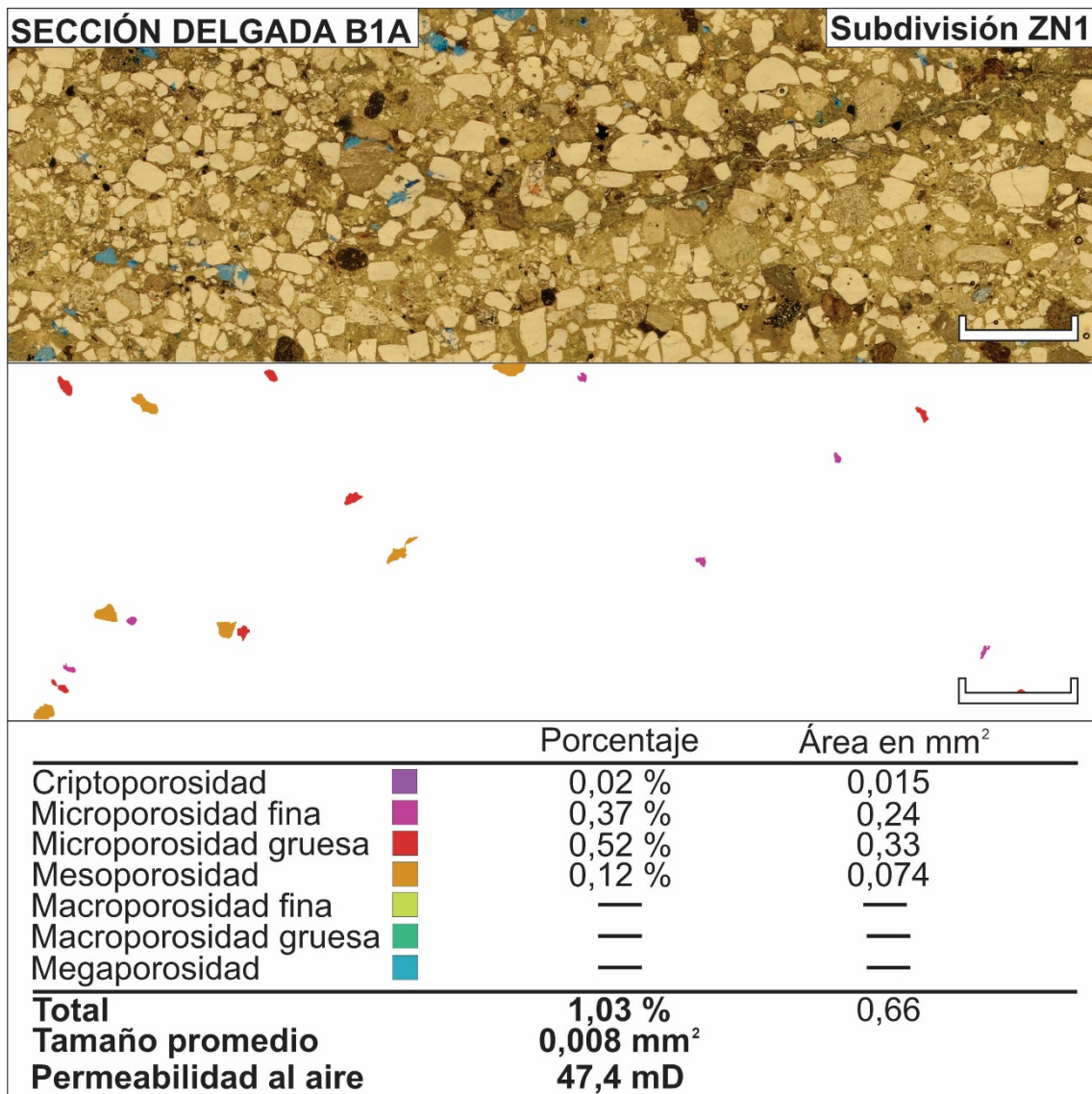


Figura 90. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada B1A (subdivisión ZN1). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B1A (subdivisión ZN1). **Centro.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

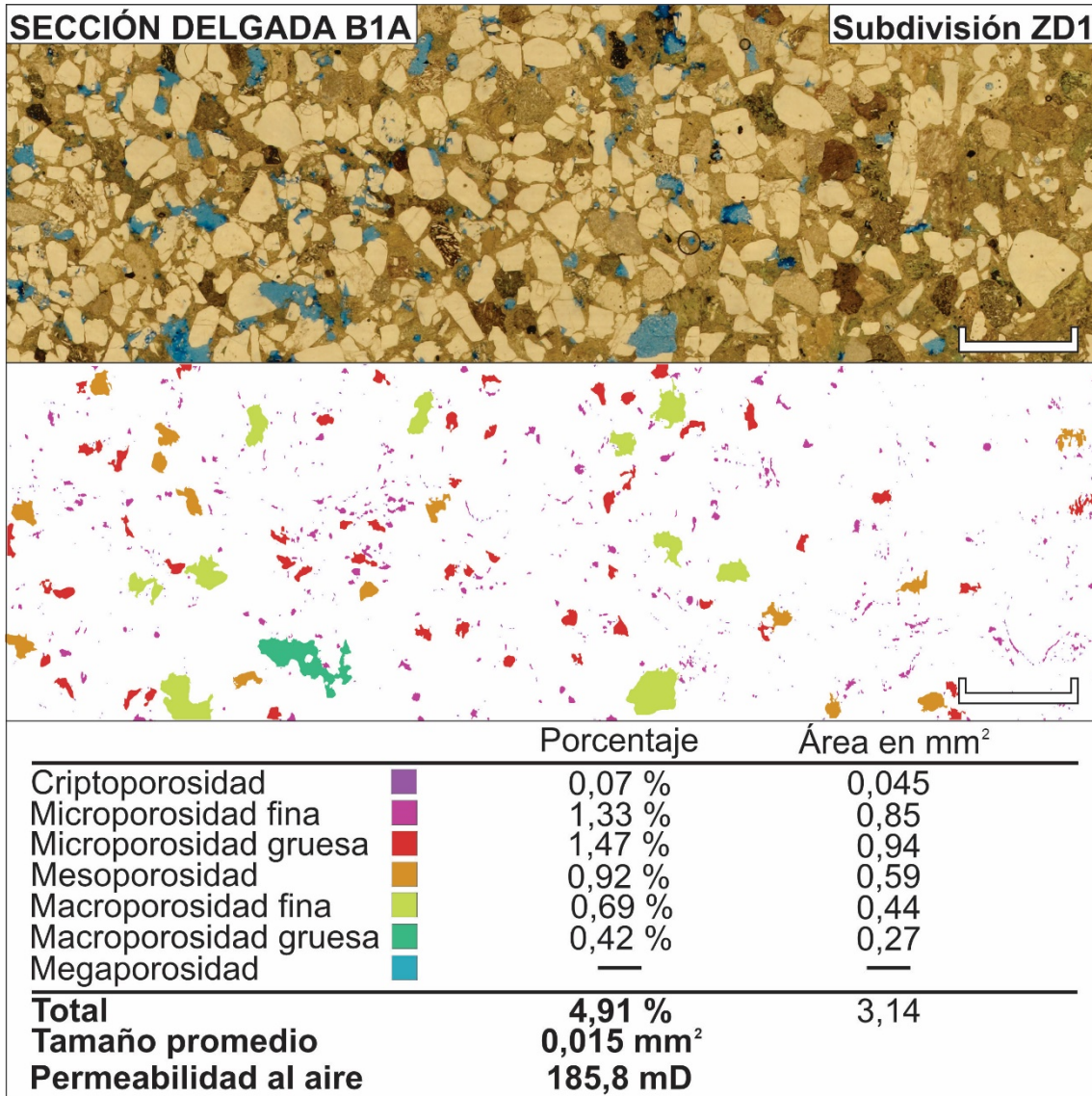


Figura 91. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada B1A (subdivisión ZD1). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B1A (subdivisión ZD1). **Centro.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

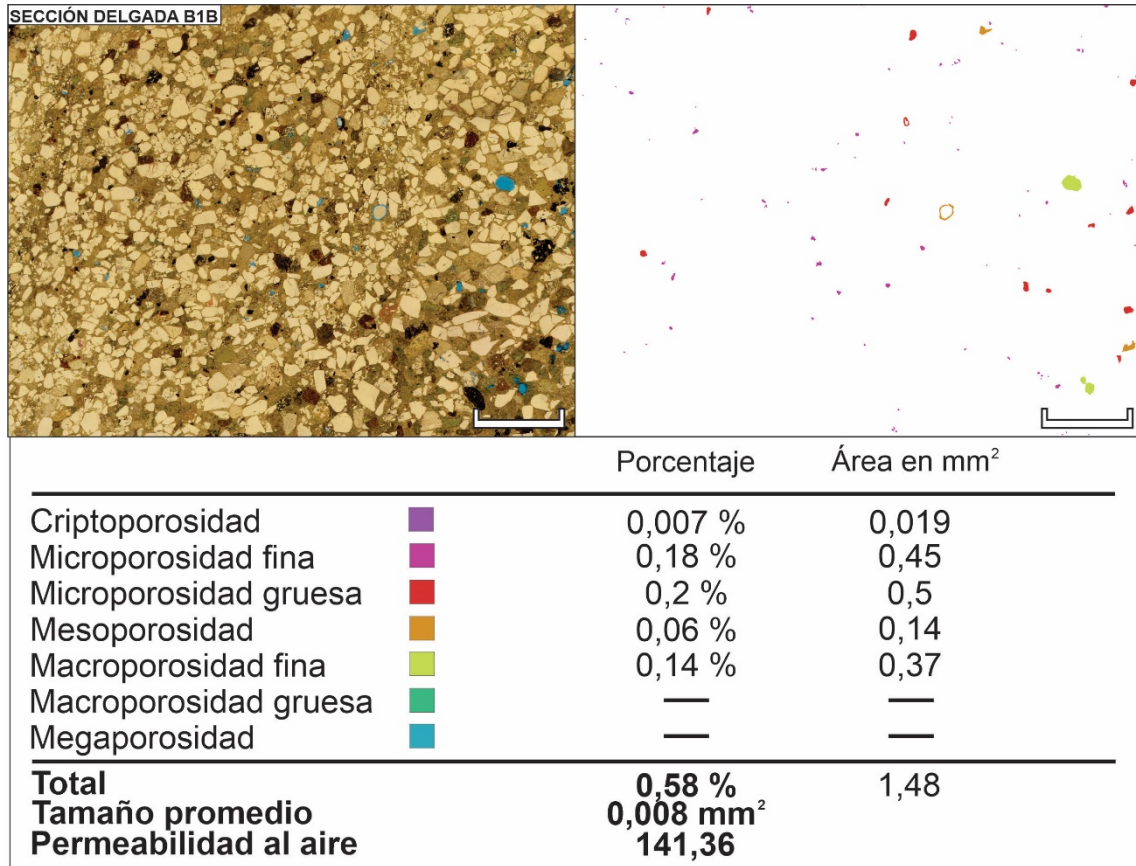


Figura 92. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada B1B. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada B1B. **Arriba – Derecha.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

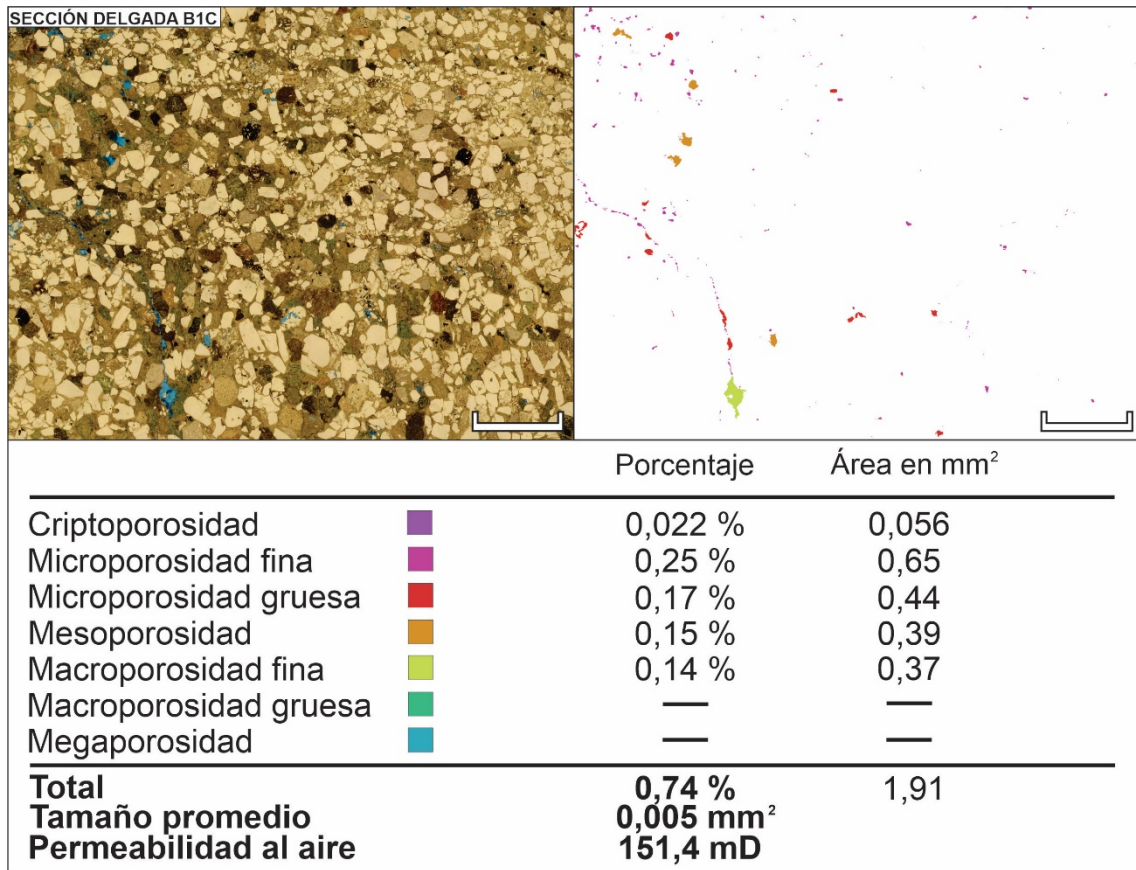


Figura 93. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada B1C. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada B1C. **Arriba – Derecha.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

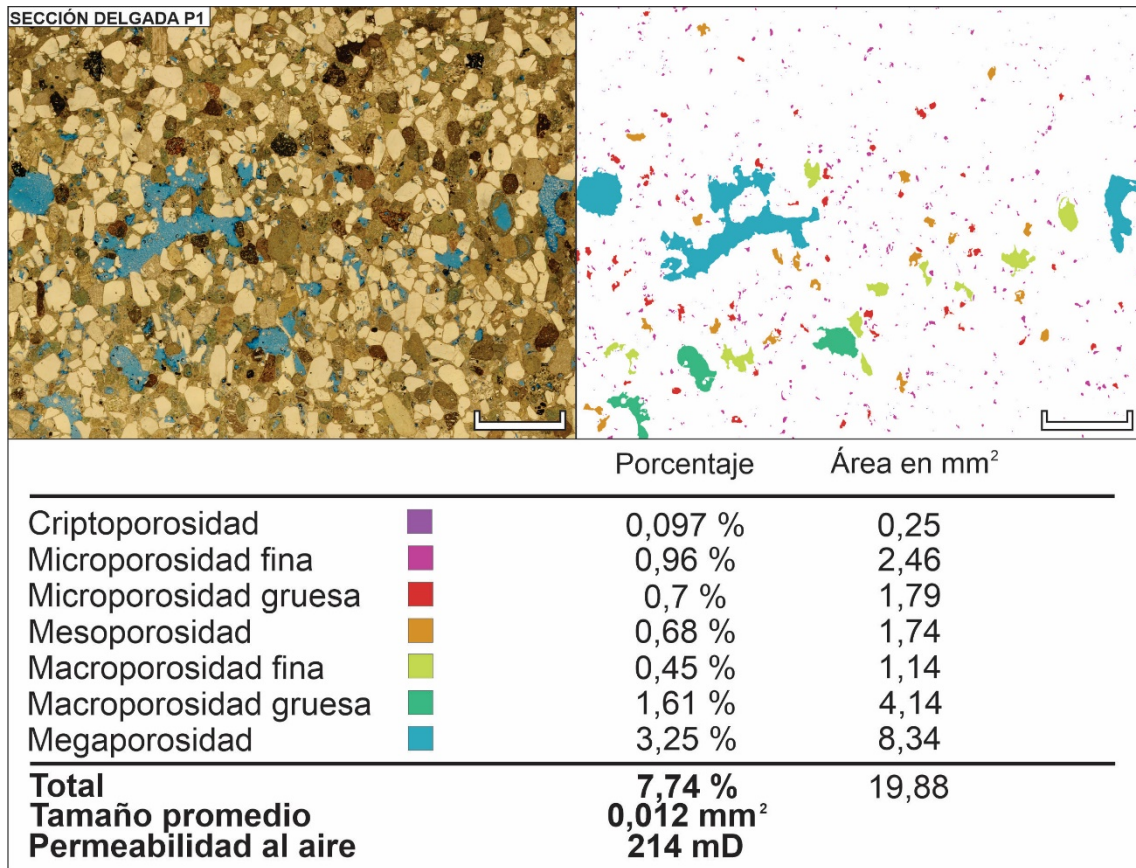


Figura 94. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada P1. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada P1. **Arriba – Derecha.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

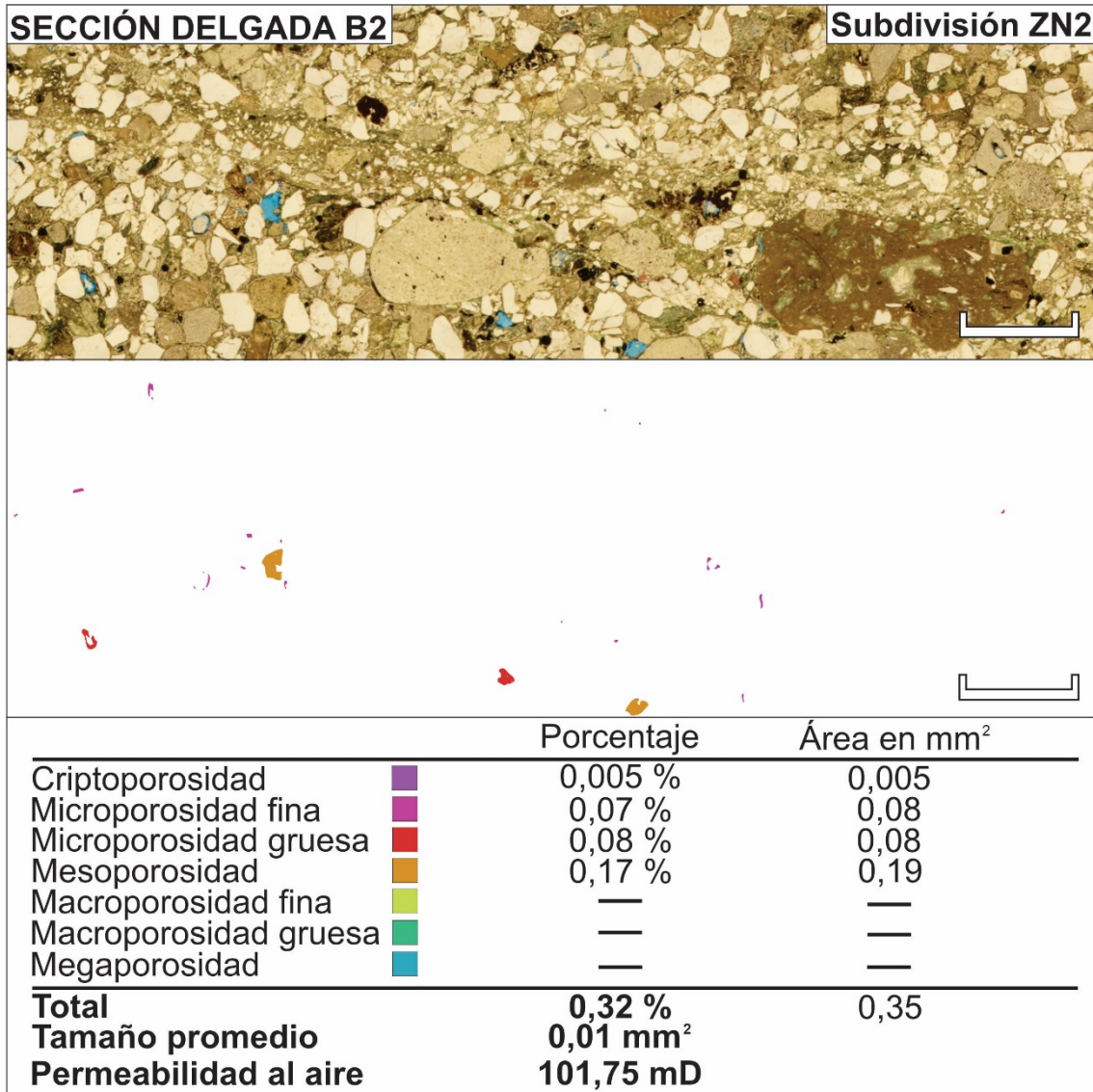


Figura 95. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada B2 (subdivisión ZN2). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B2 (subdivisión ZN2). **Centro.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

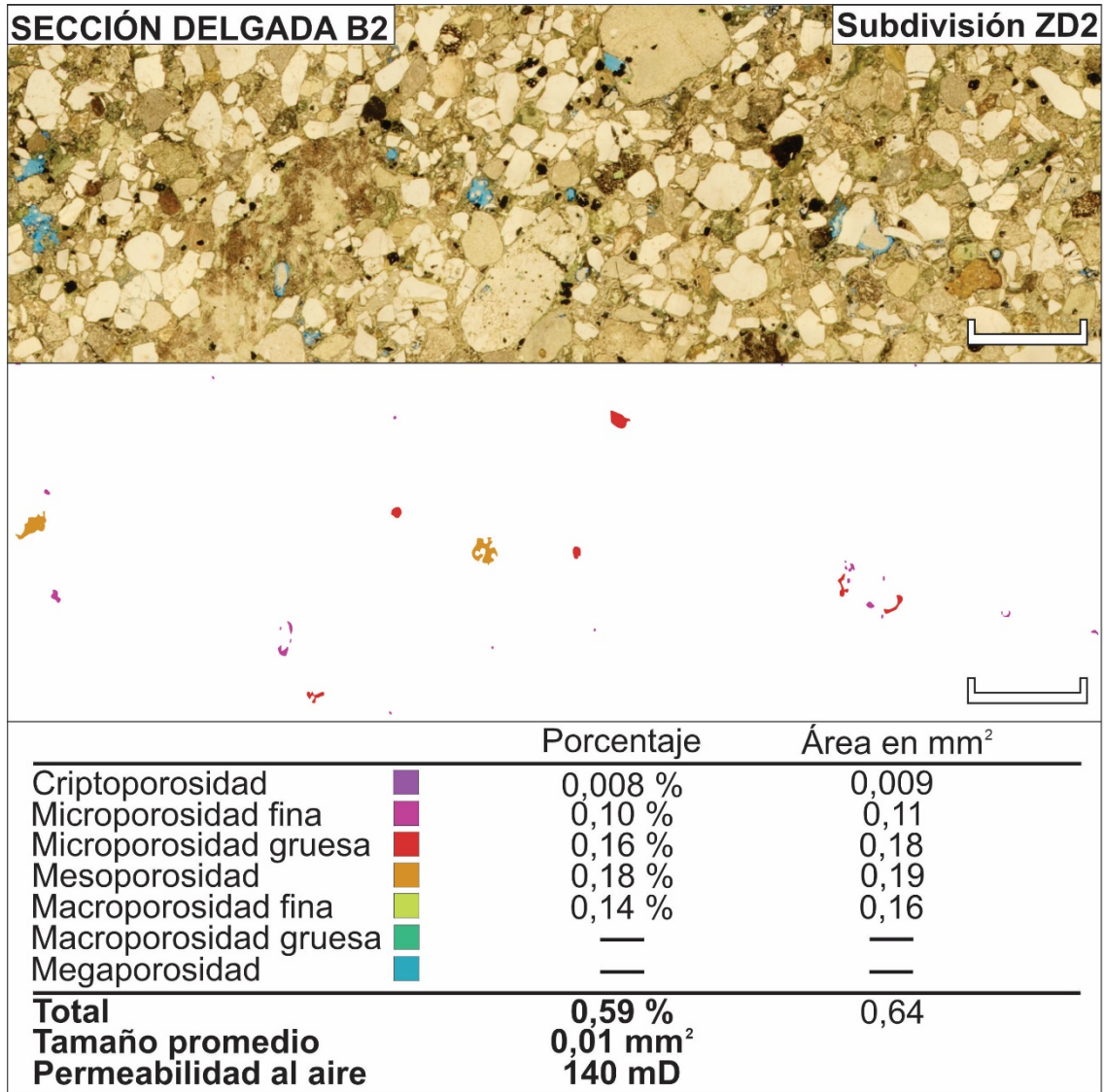


Figura 96. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada B2 (subdivisión ZD2). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B2 (subdivisión ZD2). **Centro.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

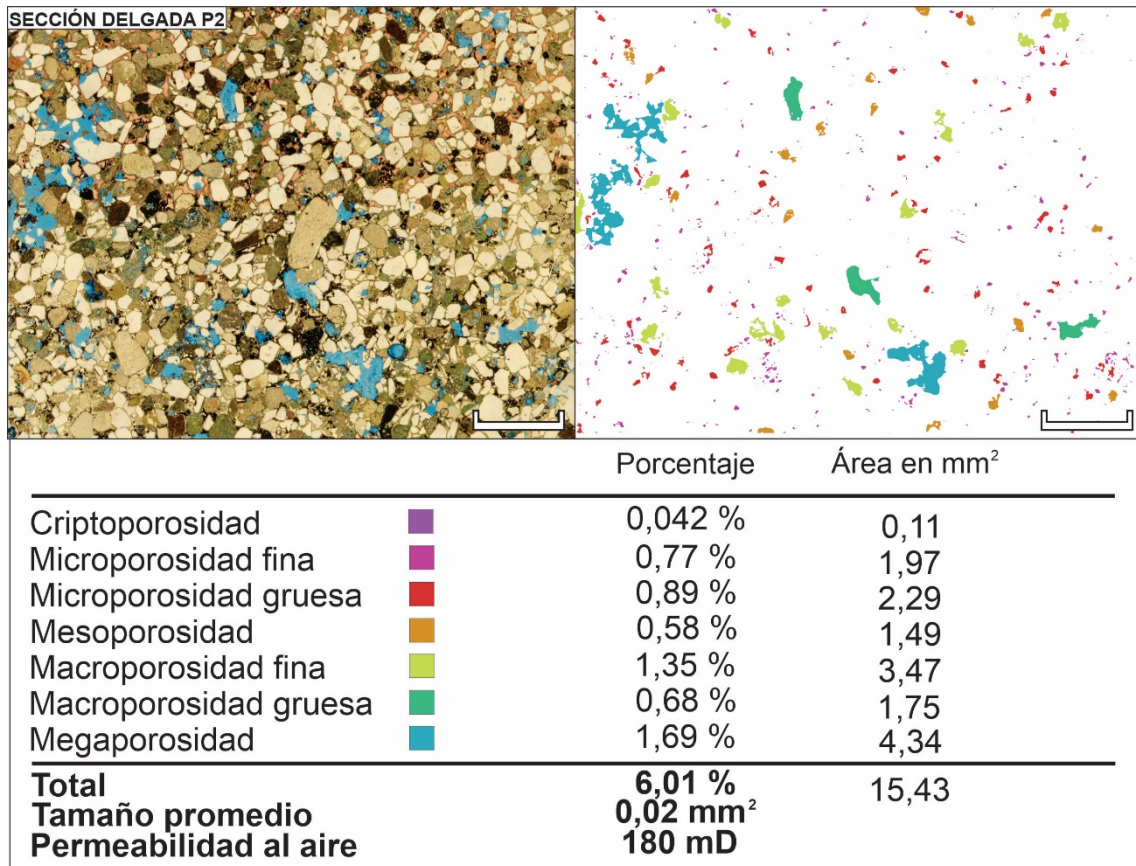


Figura 97. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada P2. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada P2. **Arriba – Derecha.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

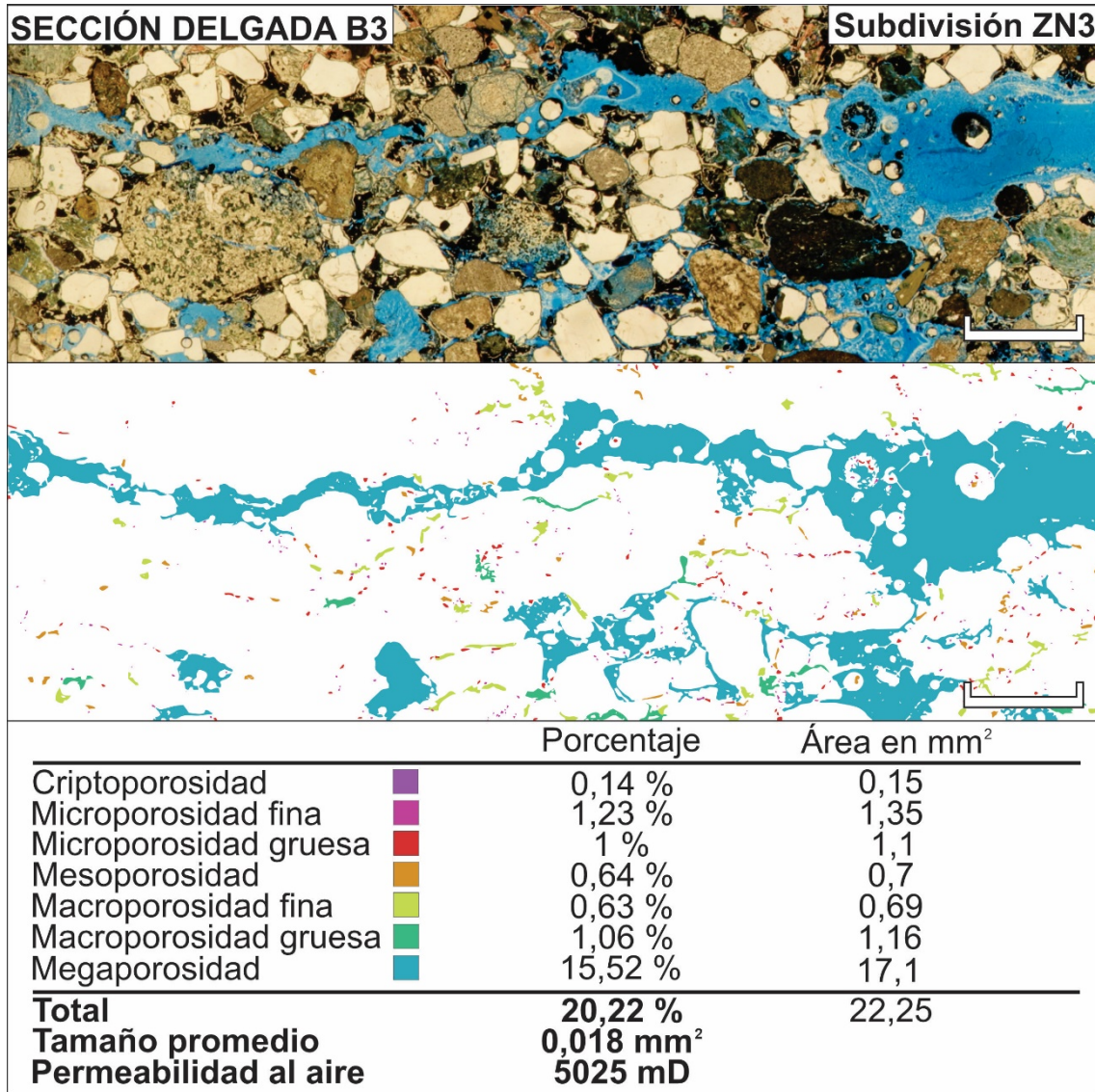


Figura 98. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada B3 (subdivisión ZN3). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B3 (subdivisión ZN3). **Centro.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

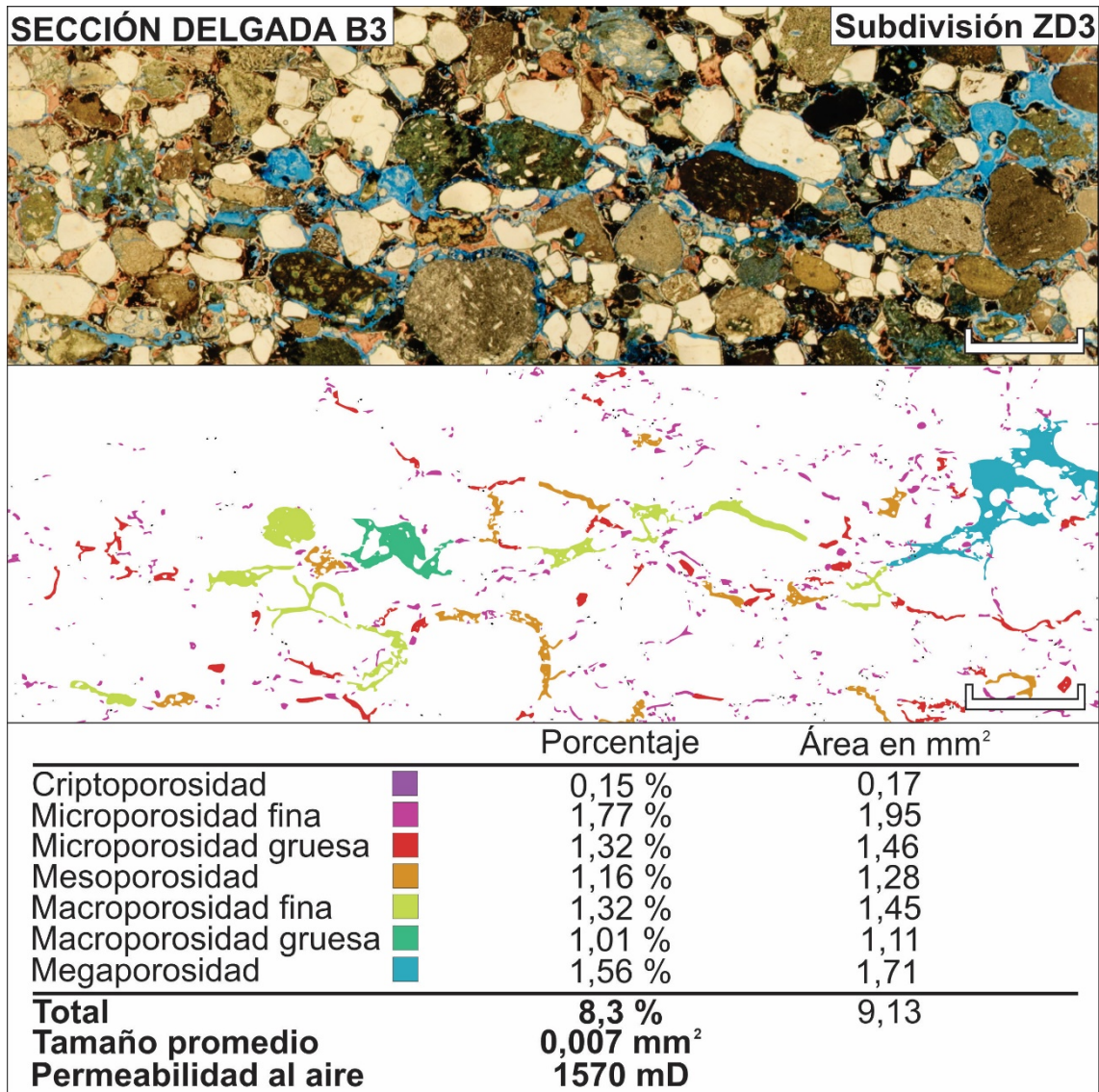


Figura 99. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada B3 (subdivisión ZD3). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B3 (subdivisión ZD3). **Centro.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

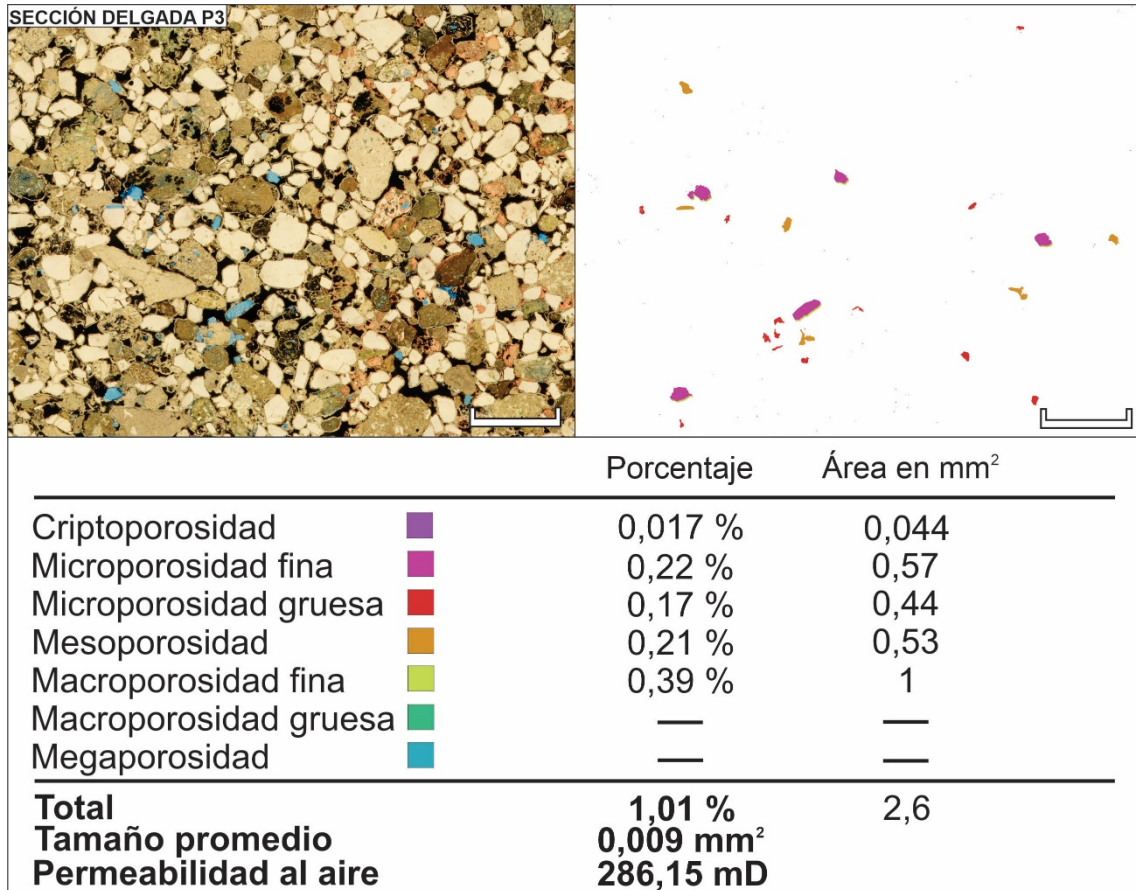


Figura 100. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada P3. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada P3. **Arriba – Derecha.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

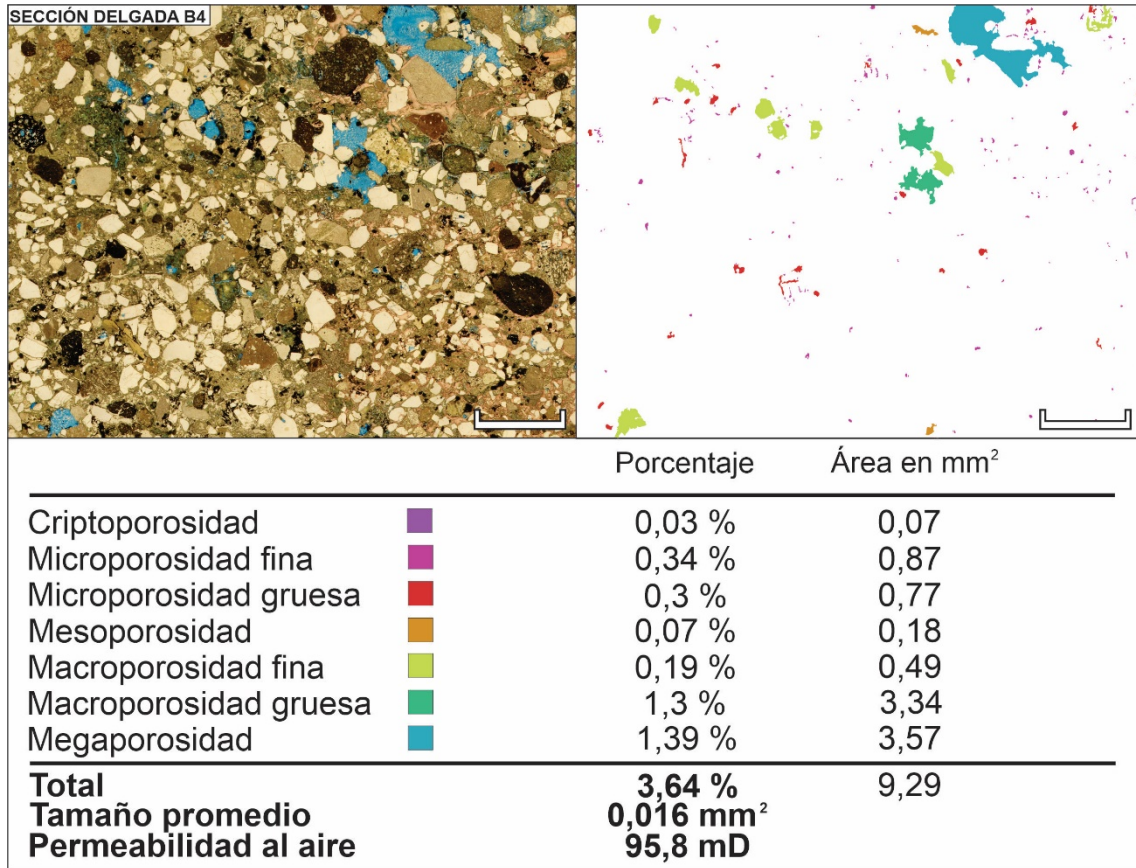


Figura 101. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada B4. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada B4. **Arriba – Derecha.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

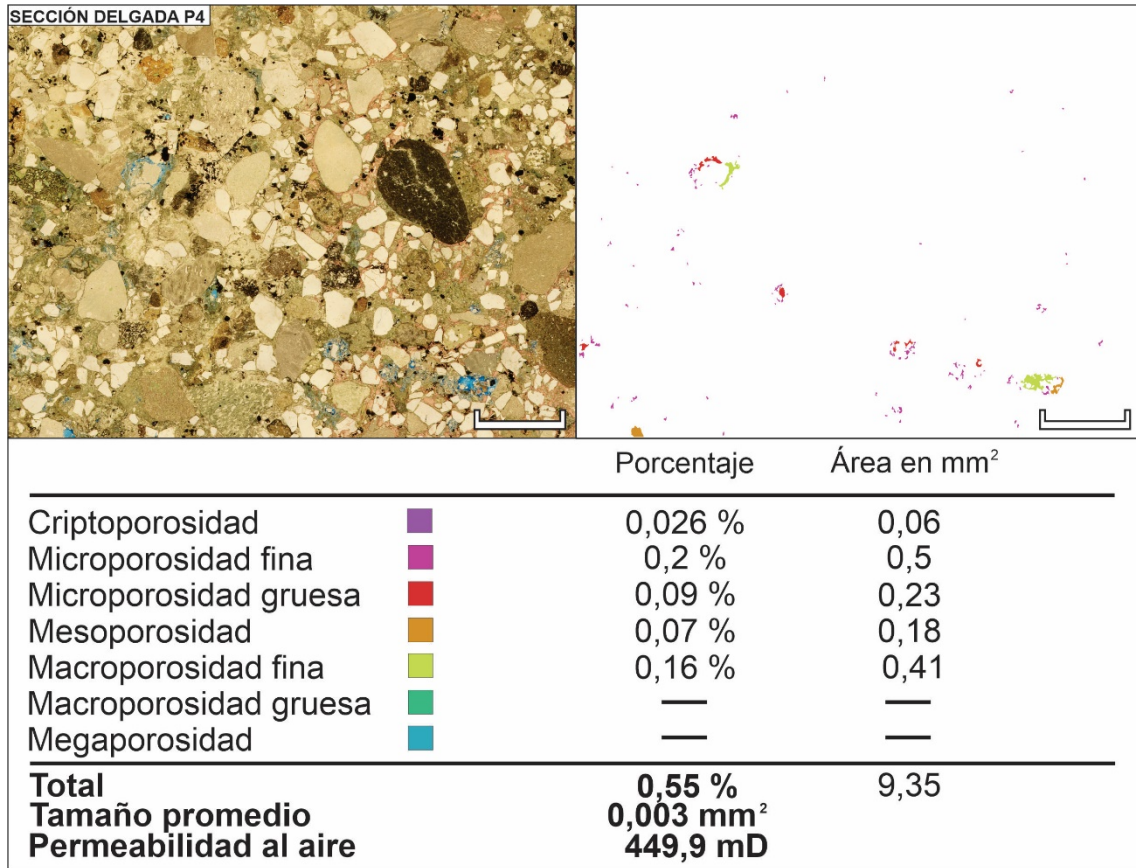


Figura 102. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada P4. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada P4. **Arriba – Derecha.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

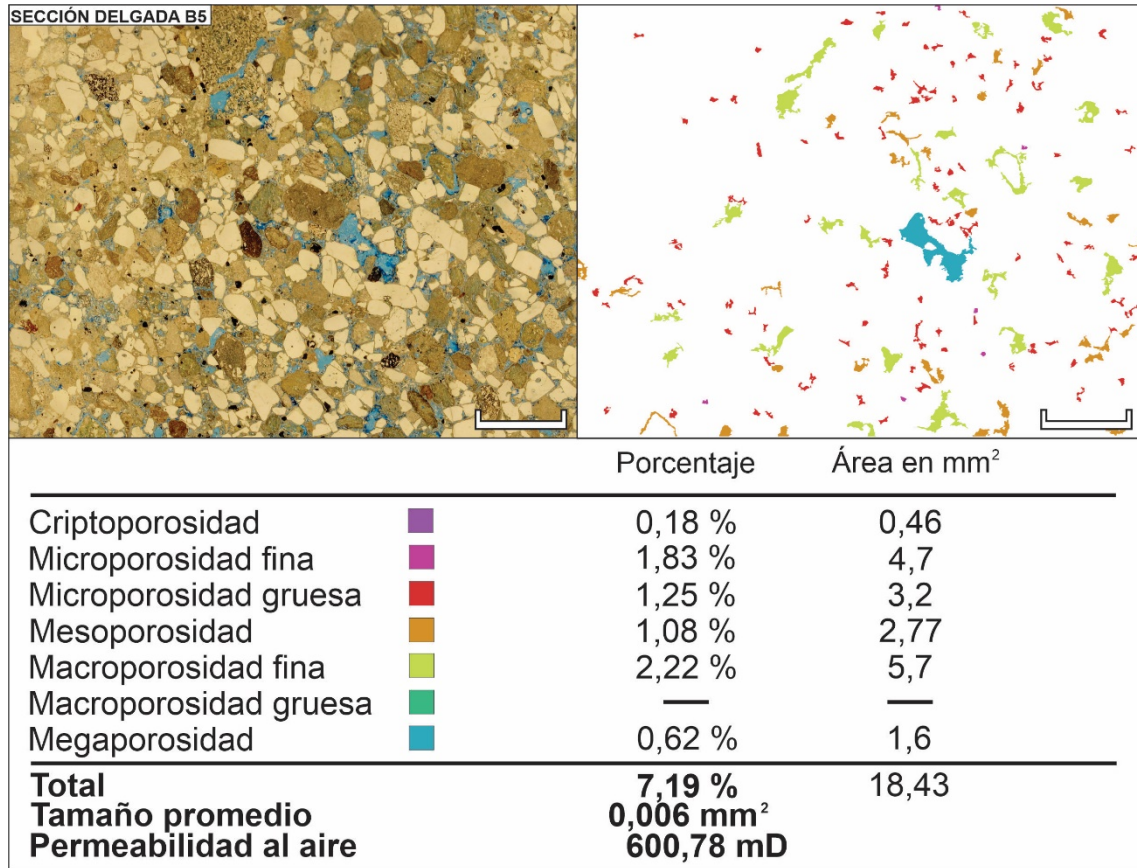


Figura 103. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada B5. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada B5. **Arriba – Derecha.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

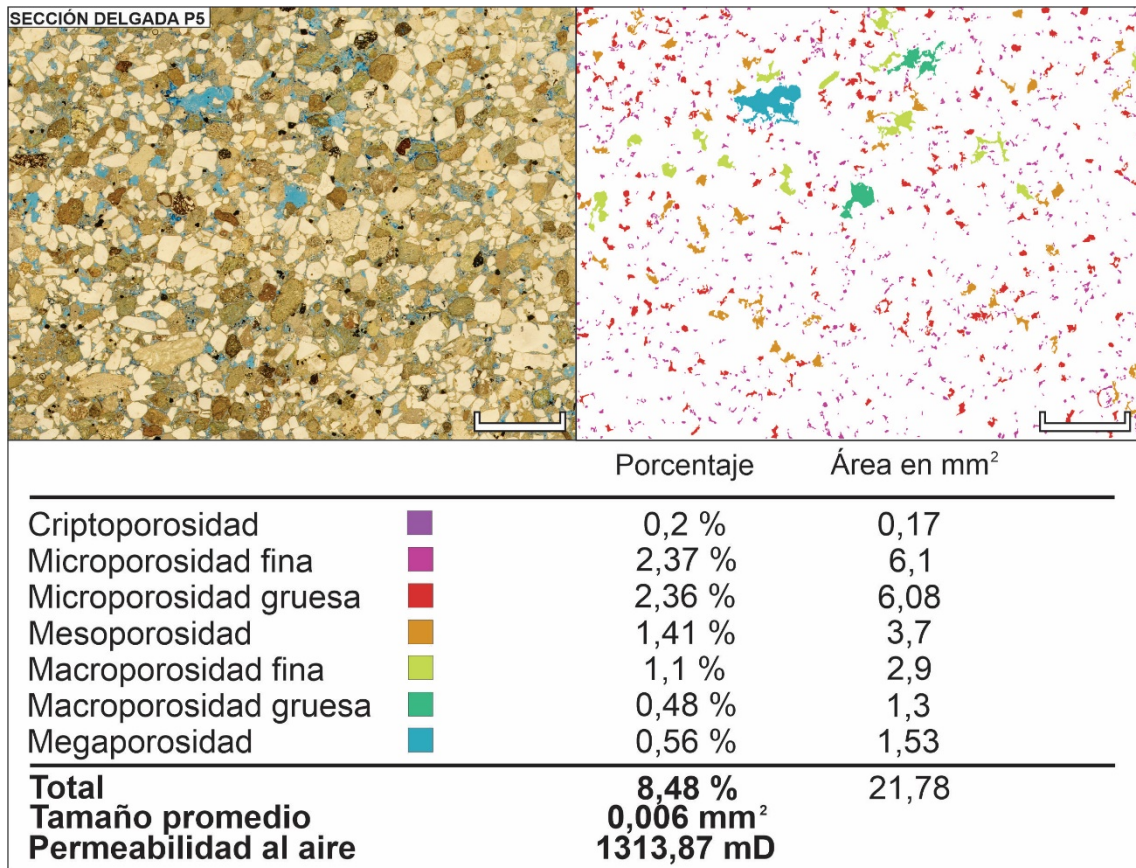


Figura 104. Cuantificación detallada de porosidades visuales de sección delgada P5. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada P5. **Arriba – Derecha.** Mapa de porosidades visuales. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de porosidades visuales.

7.3 – **Anexo N°3:** Cuantificación de fracciones clásticas.

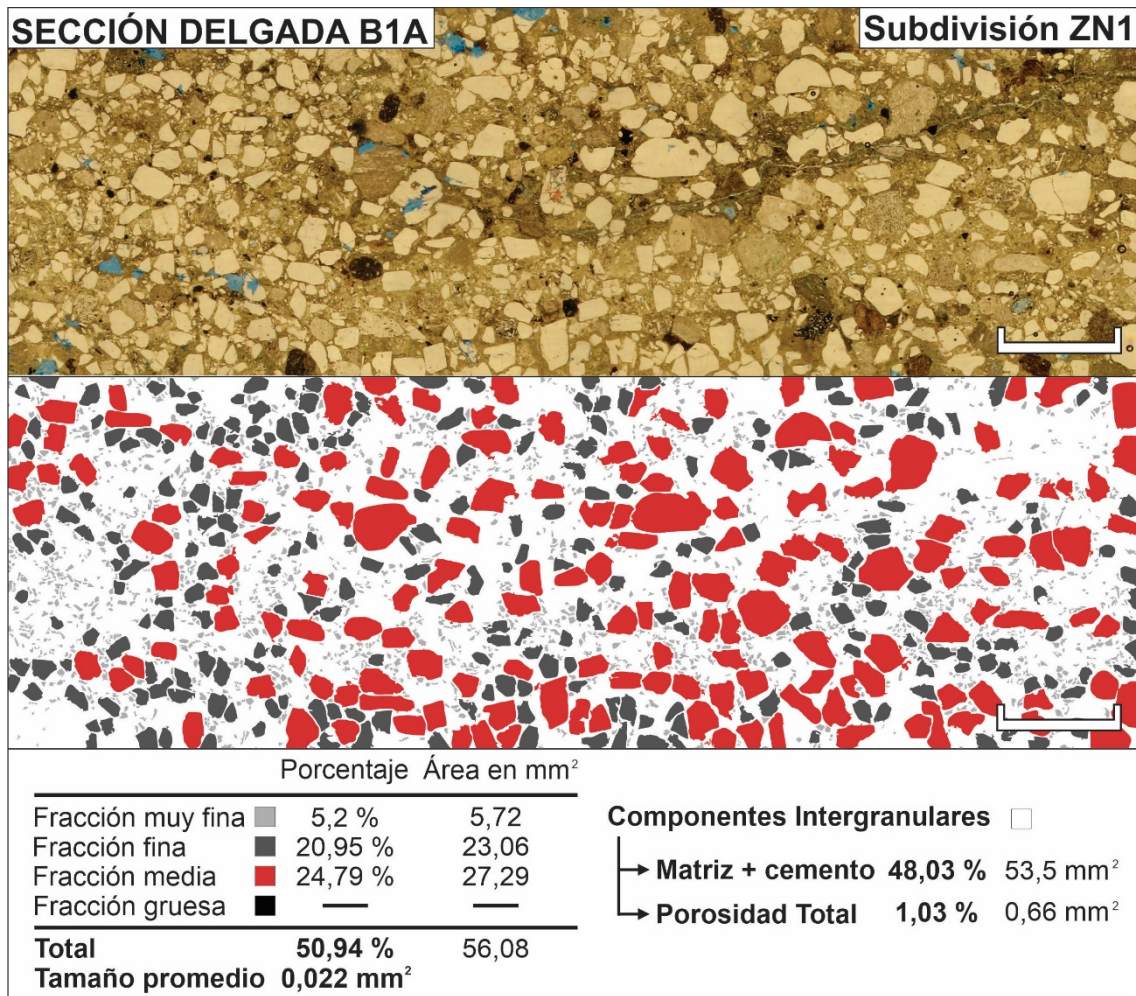


Figura 105. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada B1A (subdivisión ZN1). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B1A (subdivisión ZN1). **Centro.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

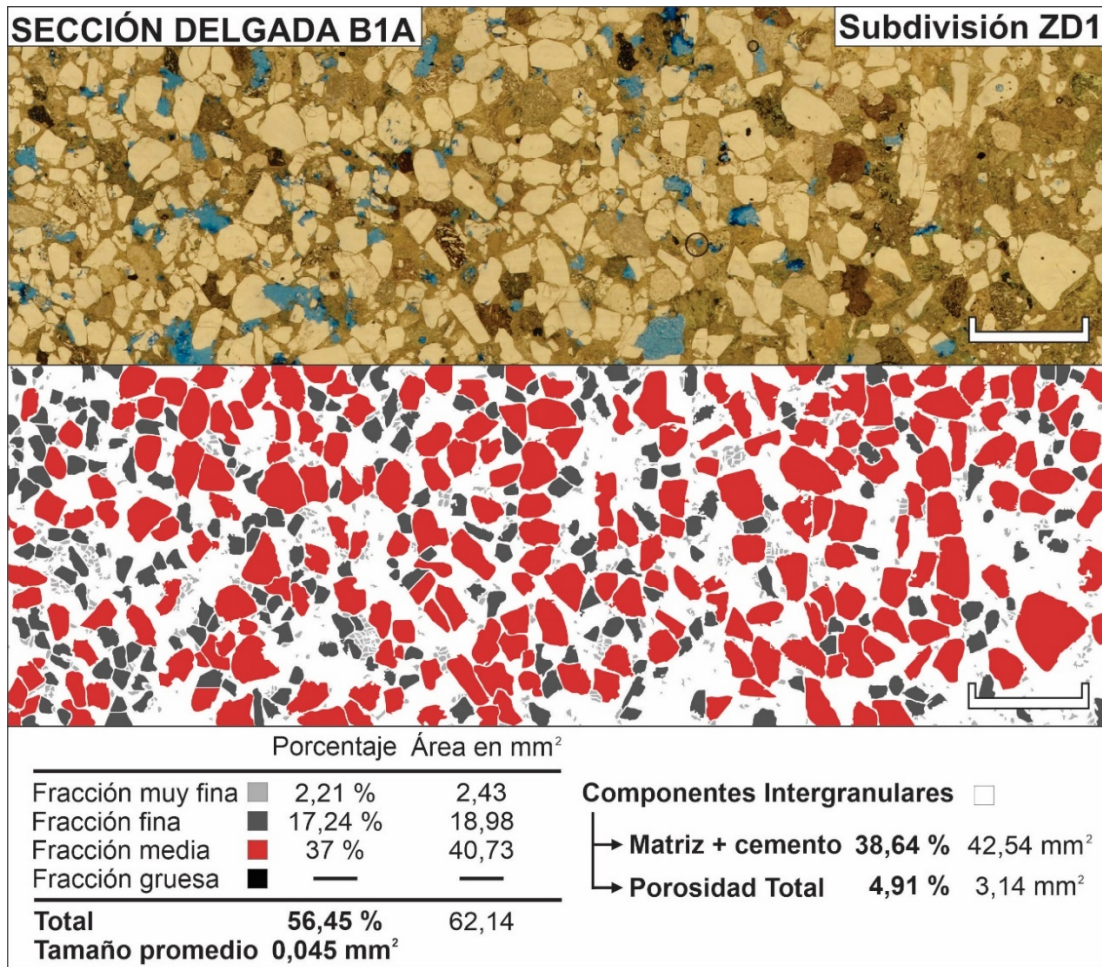


Figura 106. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada B1A (subdivisión ZD1). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B1A (subdivisión ZD1). **Centro.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

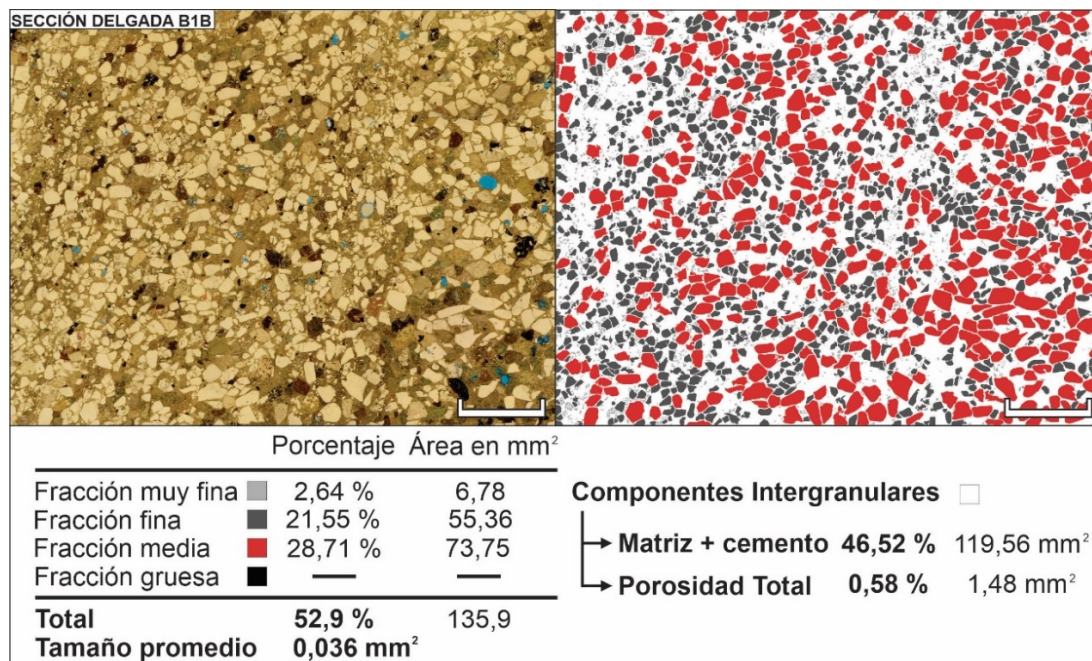


Figura 107. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada B1B. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada B1B. **Arriba – Derecha.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

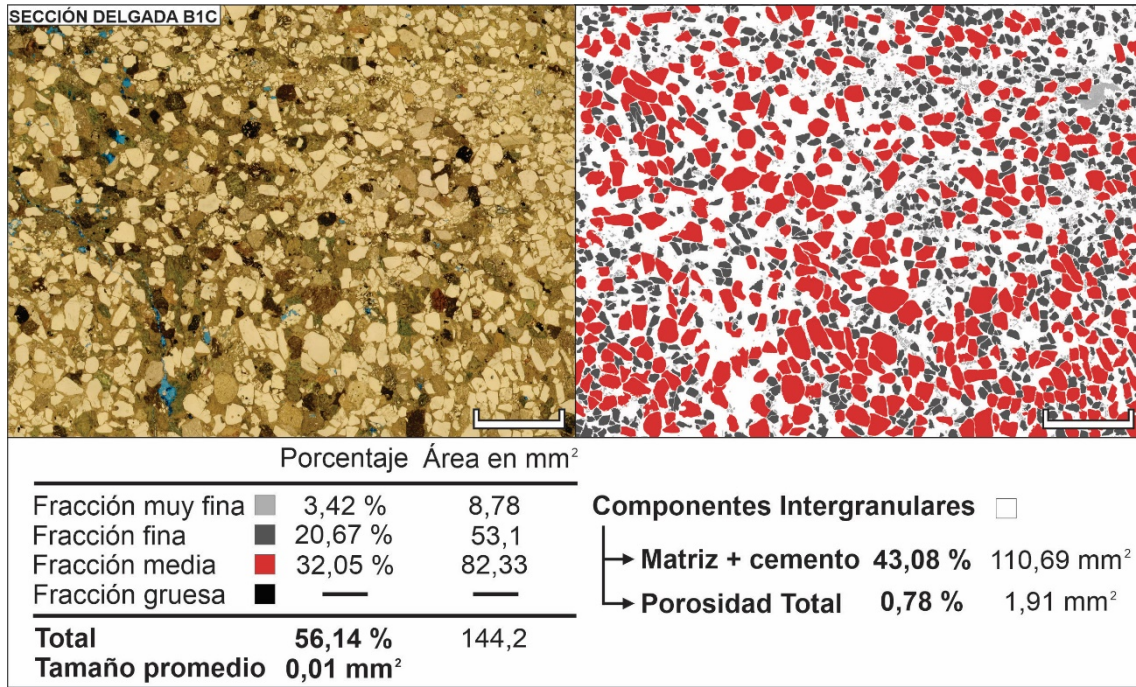


Figura 108. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada B1C. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada B1C. **Arriba – Derecha.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

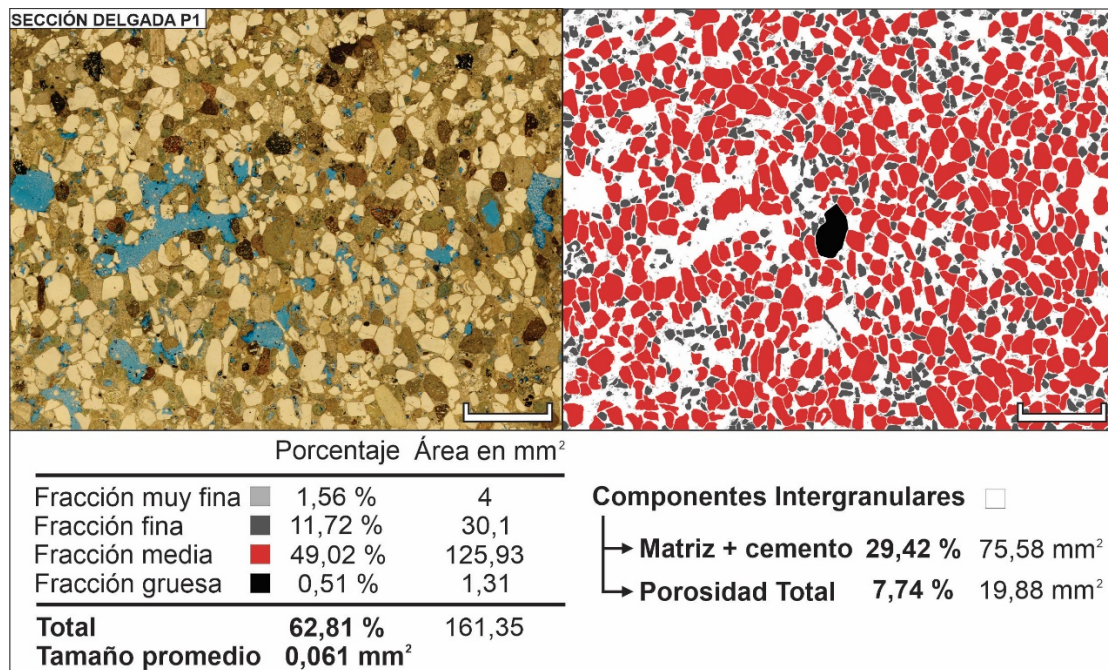


Figura 109. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada P1. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada P1. **Arriba – Derecha.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

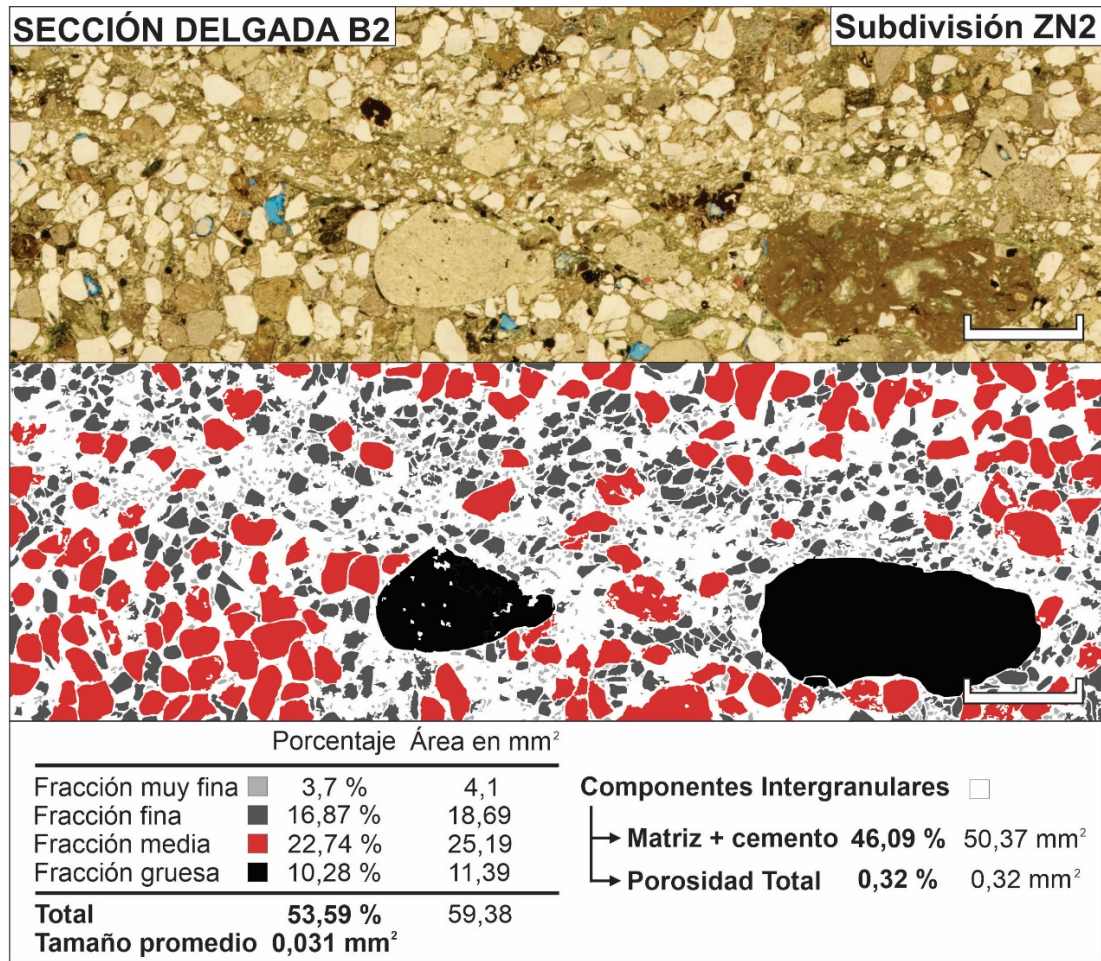


Figura 110. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada B2 (subdivisión ZN2). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B2 (subdivisión ZN2). **Centro.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

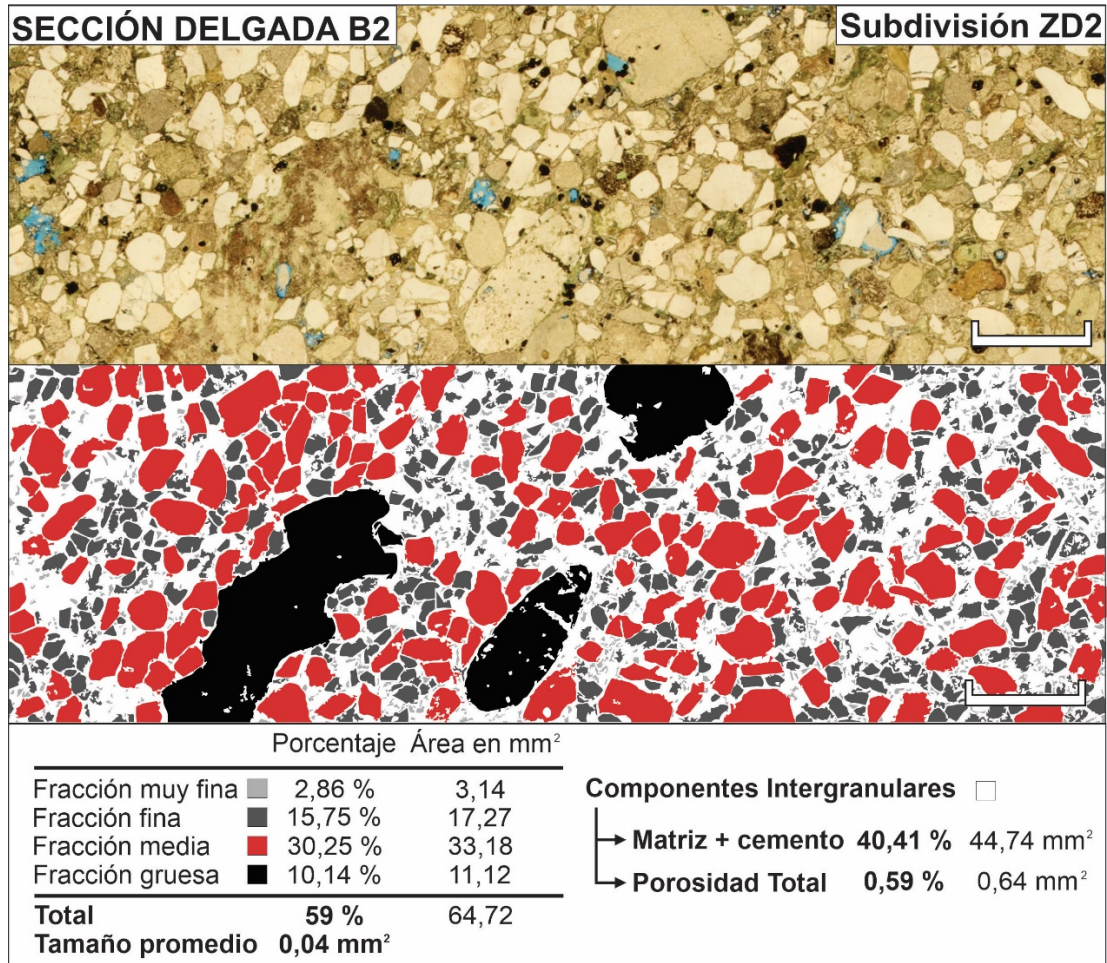


Figura 111. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada B2 (subdivisión ZD2). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B2 (subdivisión ZN2). **Centro.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

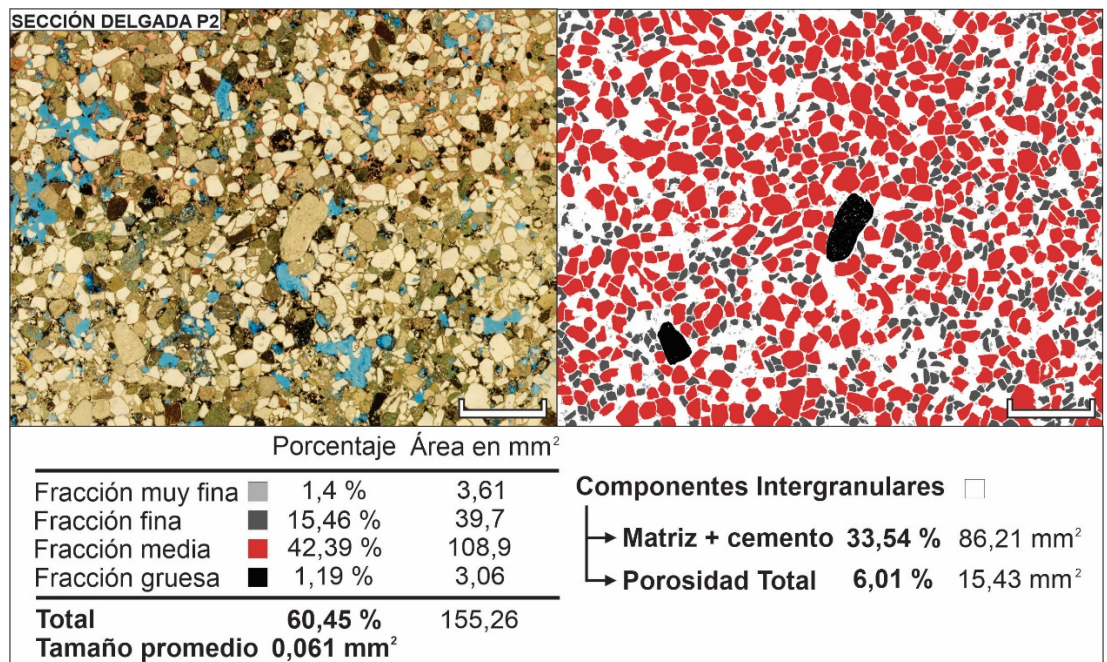


Figura 112. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada P2. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada P2. **Arriba – Derecha.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

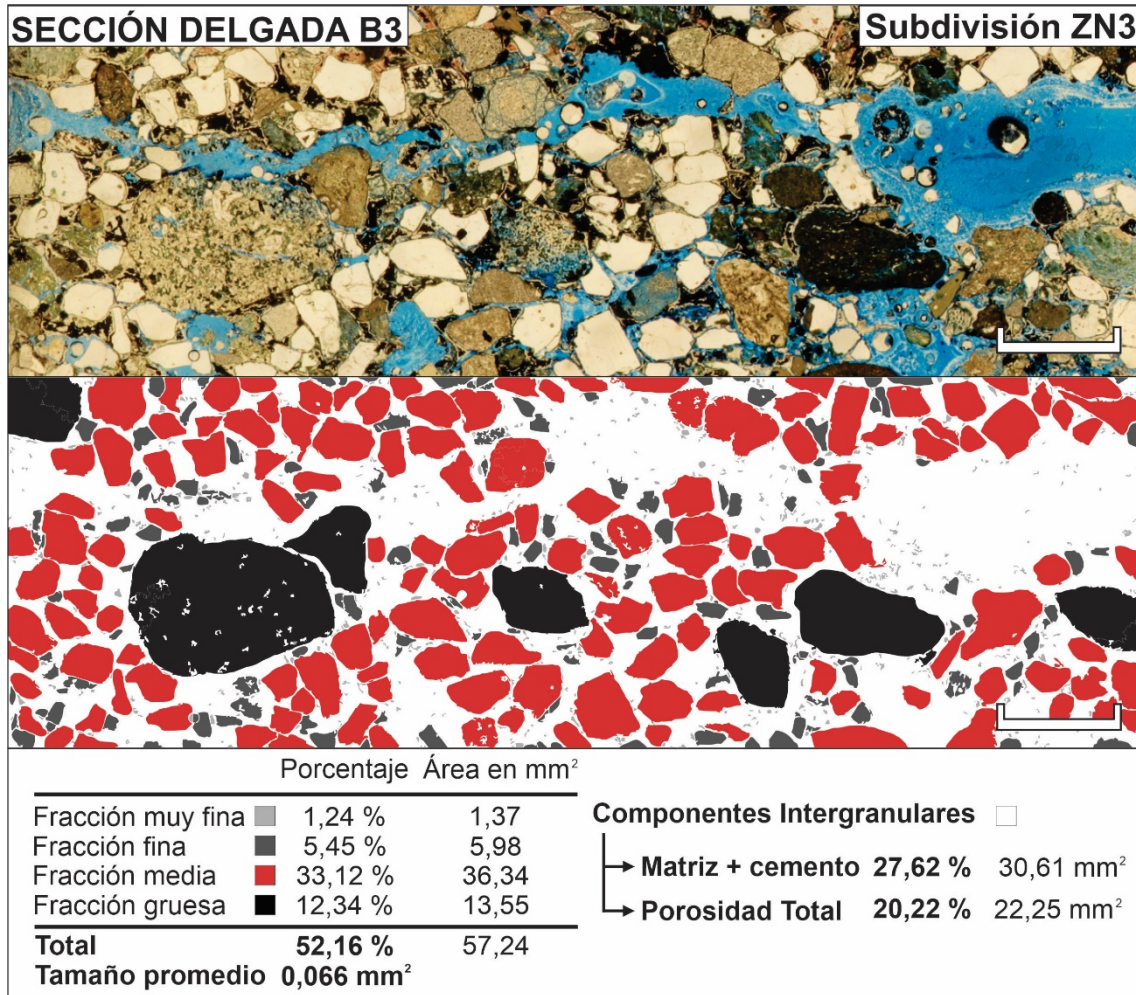


Figura 113. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada B3 (subdivisión ZN2). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B3 (subdivisión ZN3). **Centro.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

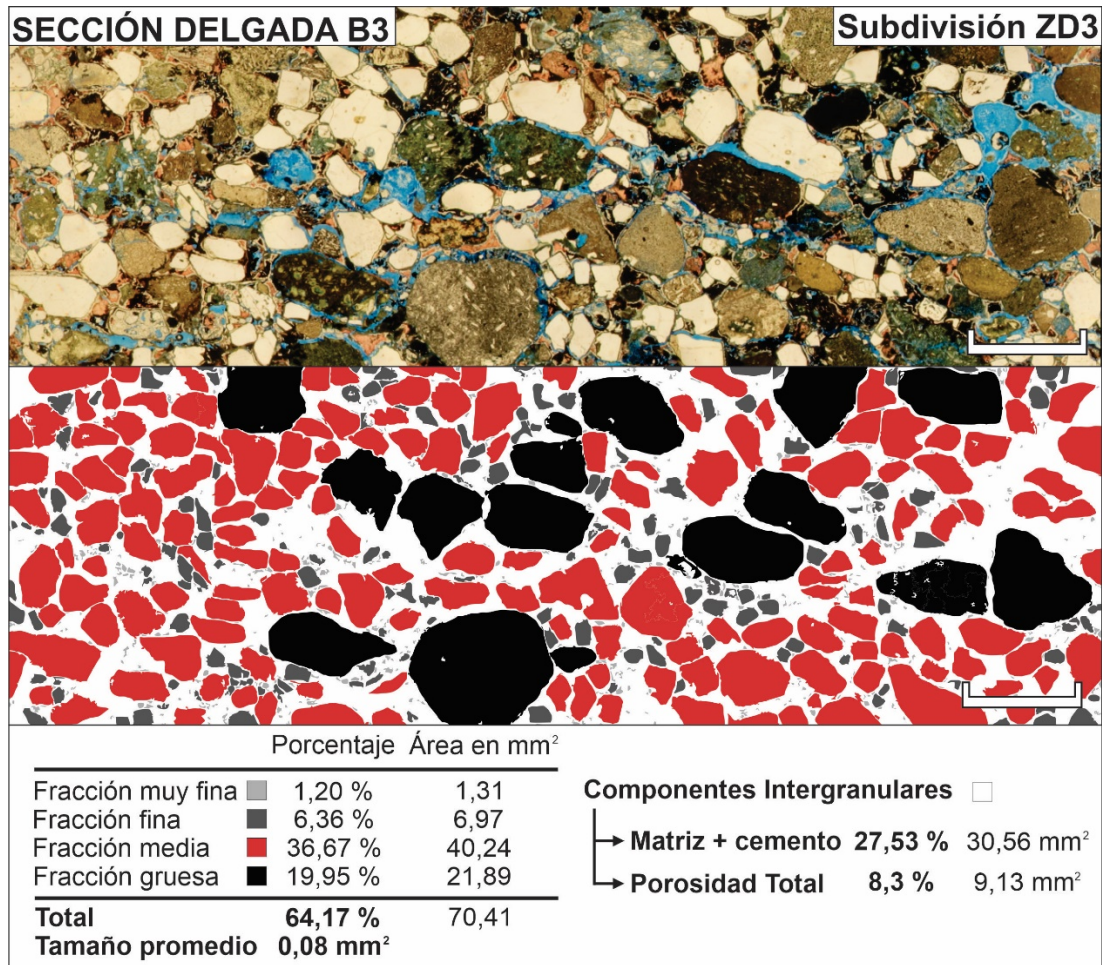


Figura 114. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada B3 (subdivisión ZD3). La escala gráfica representa 2 mm. **Arriba.** Fotomosaico de sección delgada B3 (subdivisión ZD3). **Centro.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

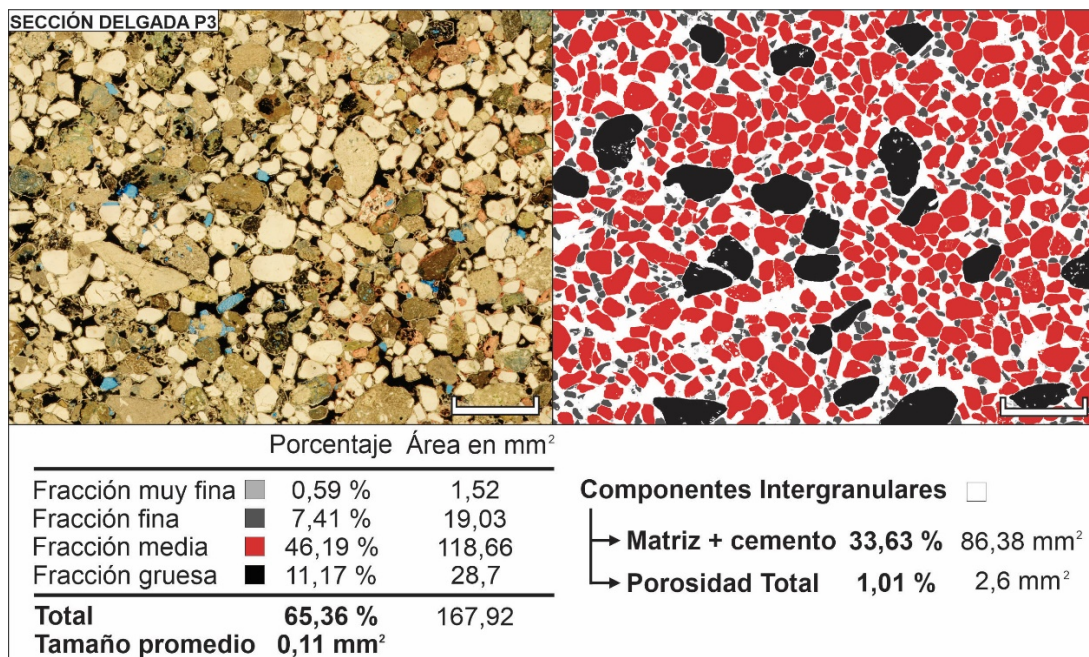


Figura 115. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada P3. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba - Izquierda:** Fotomosaico de sección delgada P3. **Arriba - Derecha.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

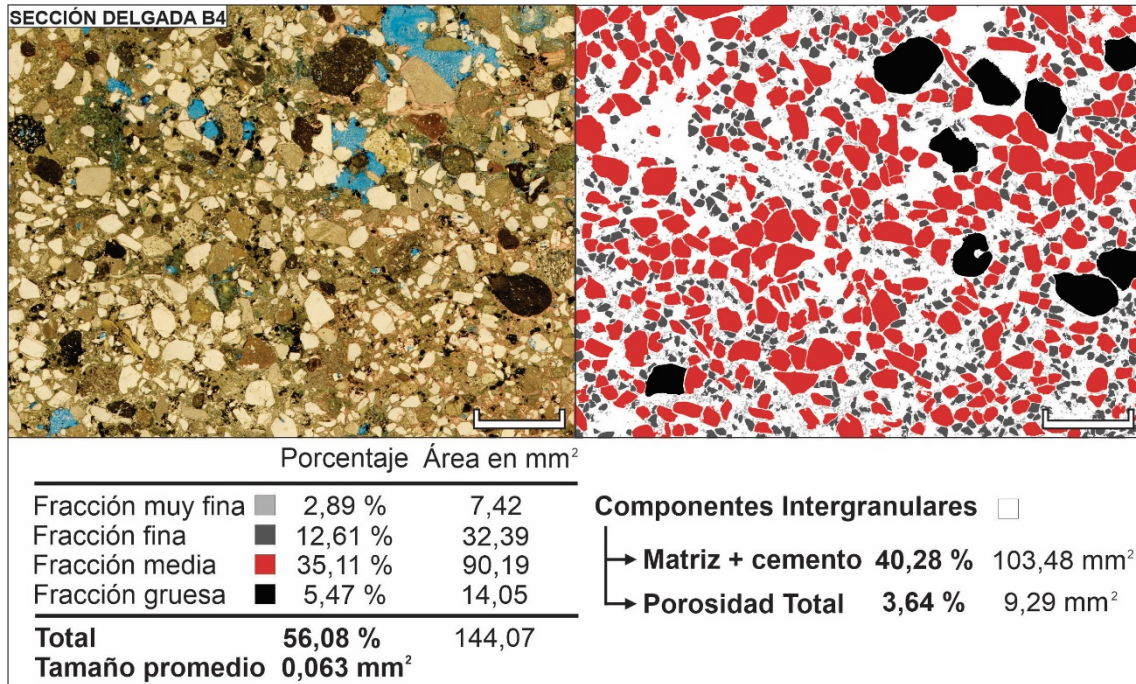


Figura 116. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada B4. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada B4. **Arriba – Derecha.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

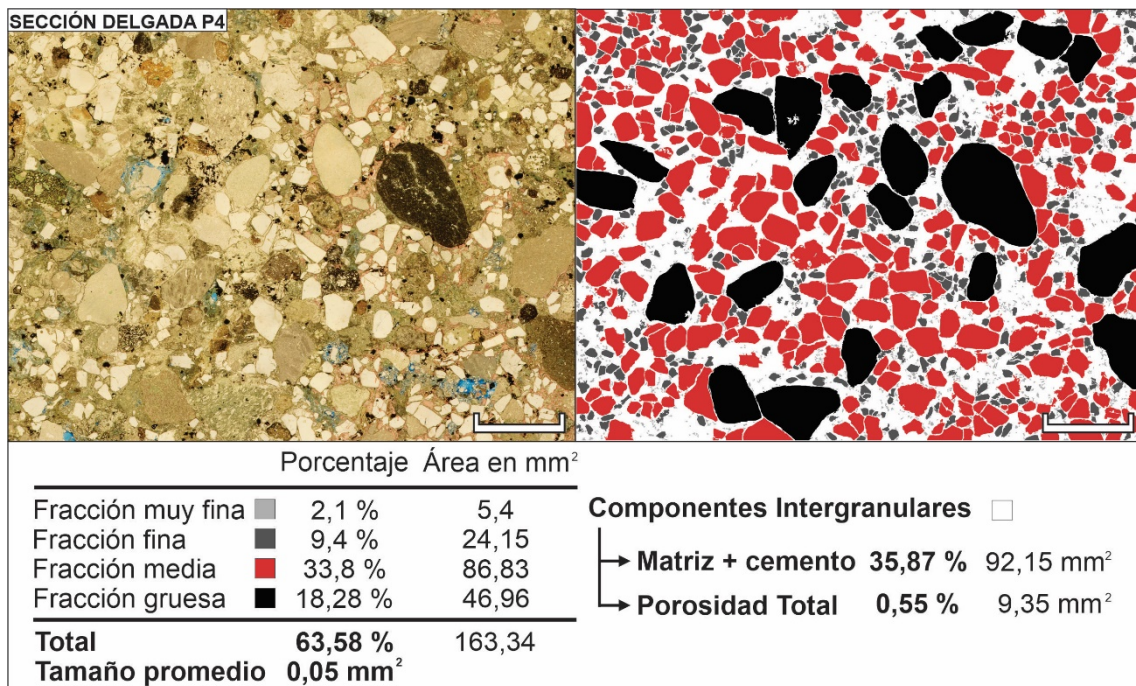


Figura 117. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada P4. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada P4. **Arriba – Derecha.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.

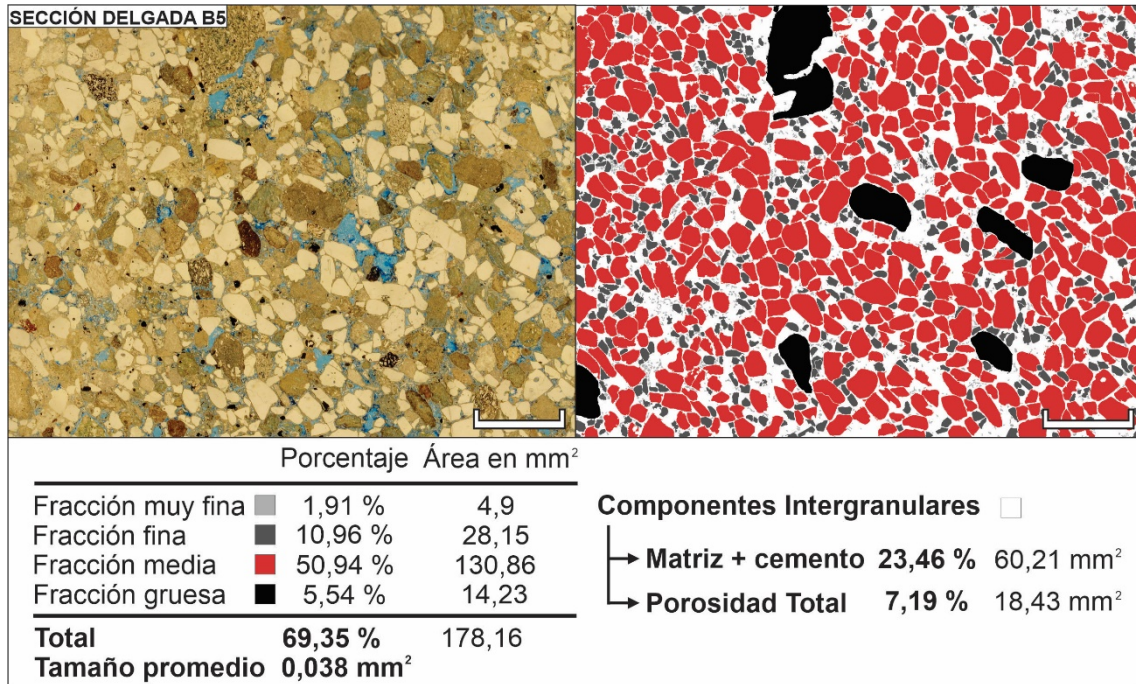


Figura 118. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada B5. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada B5. **Arriba – Derecha.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas

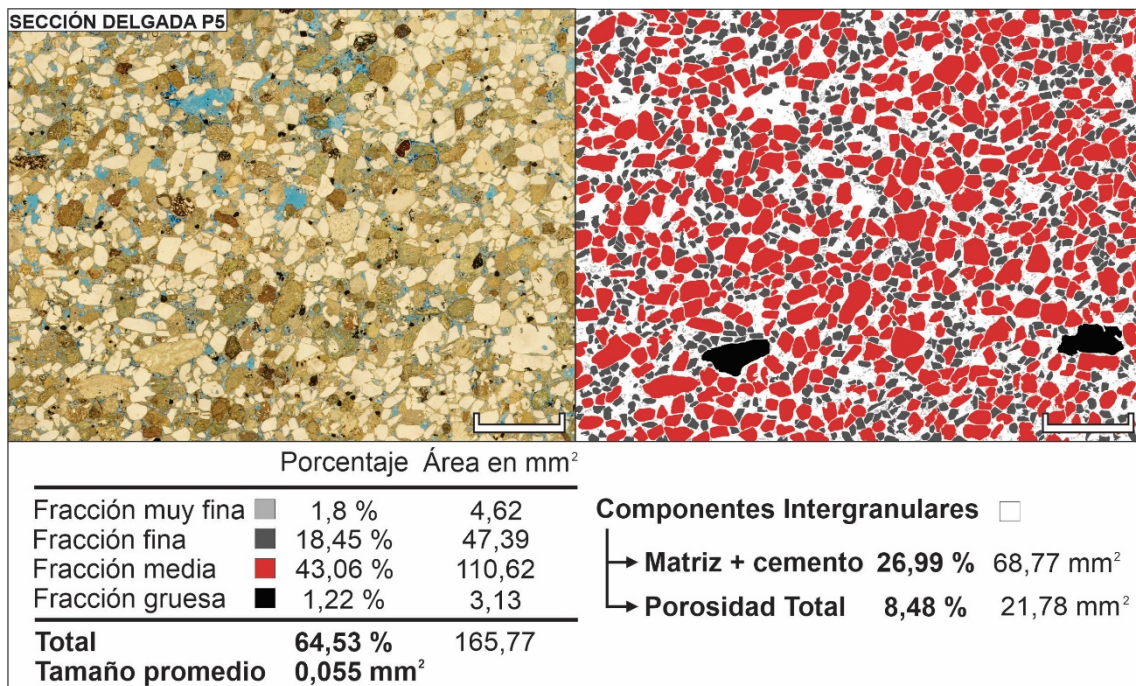


Figura 119. Cuantificación detallada de fracciones clásticas de sección delgada P5. La escala gráfica representa 3 mm. **Arriba – Izquierda.** Fotomosaico de sección delgada P5. **Arriba – Derecha.** Mapa de fracciones clásticas. **Abajo.** Cuantificación y clasificación de fracciones clásticas.