



Sedimentología, Trazas Fósiles y Evolución Diagenética de la Formación Calafate, Cretácico Superior de la Cuenca Austral, Provincia de Santa Cruz, Argentina

Tesis doctoral

Lic. Andrea Lorena Odino Barreto

Dirección

Dra. Lucía Elena Gómez Peral

Dr. Sebastián Miguel Richiano

2022



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



RESUMEN

En la presente tesis doctoral se desarrollaron e integraron estudios sedimentológicos, icnológicos, composicionales y diagenéticos de detalle en los depósitos marinos someros maastrichtianos que se encuentran expuestos en el margen sur del Lago Argentino, con el objetivo de interpretar modelos depositacionales para comprender la evolución paleográfica de la región a finales del Cretácico durante la etapa de antepaís en la Cuenca Austral-Magallanes.

Este trabajo se desarrolló en exposiciones de la Formación Calafate ubicadas en el sector suroeste de la región andina de la provincia de Santa Cruz y que se extiende entre los meridianos 72°08' y 72°16' de longitud Oeste y entre los paralelos 50°18' y 50°25' de latitud Sur, específicamente en la región sur del Lago Argentino. En esta región los afloramientos de la Formación Calafate son fácilmente reconocibles por sus bancos tabulares de areniscas verdosas y conglomerados castaños que presentan continuidad estratigráfica y baja deformación tectónica. En base a las tareas de recopilación bibliográfica y cartográfica, se seleccionaron los sectores de Vertedero Municipal de El Calafate, el Cerro Calafate (localidad tipo) y el Arroyo 25 de Mayo para las tareas de campo, relevamiento de perfiles sedimentológicos y muestreo. Posteriormente, se desarrollaron tareas de laboratorio que incluyeron petrografía óptica y microscopía electrónica de barrido (MEB), difracción de rayos x (DRX), fluorescencia de rayos x (FRX) y geoquímica de elementos traza.

El relevamiento de secciones permitió la elaboración de nueve (9) perfiles sedimentarios de detalle a escala 1:100 a partir de los cuales se establecieron catorce (14) facies sedimentarias que, junto con las observaciones de campo, permitieron definir siete (7) asociaciones de facies que son: depósitos de canales multiepisódicos confinados arenosos (AF1), depósitos de planicies areno limosas (AF2), depósitos de canales multiepisódicos confinados gravosos (AF3), depósitos de barras arenosas (AF4), depósitos de canales simples arenosos bioclásticos de pequeña escala (AF5), depósitos de canales simples arenosos de pequeña escala (AF6) y depósitos de canales simples gravosos bioclásticos de pequeña escala (AF7). Sobre la base del análisis de facies y asociaciones de facies se interpretó que estos depósitos se acumularon en un sistema depositacional de planicie mareal protegido de tipo bahía.

En las tareas de campo correspondiente al estudio icnológico se describieron un total de quince (15) icnogéneros distribuidos entre los depósitos de canales multiepisódicos confinados arenosos (AF1) y planicies areno limosas (AF2). La tendencia vertical icnológica, atribuible a las icnofacies de *Skolithos proximal*, *Skolithos* y *Cruziana*, permite inferir un continuo de condiciones ambientales marinas normales a lo largo del perfil de playa de aguas completamente oxigenadas y

RESUMEN

limpias, condiciones de salinidad marina normal, abundancia y accesibilidad de alimentos y sedimentación continua y moderada.

La caracterización composicional de las areniscas de la Formación Calafate se realizó mediante análisis petrográficos que incluyeron la descripción de cincuenta y siete (57) cortes delgados y análisis de difracción de rayos X a partir de ochenta y nueve (89) muestras de polvo de roca. En ambos tipos de análisis se obtuvieron firmas composicionales que varían a lo largo de la unidad, lo que permitió la división informal de la misma en tres secciones: inferior, medio y superior. Desde el punto de vista petrográfico, la composición de las areniscas en todas las secciones está dominada por abundantes líticos volcánicos acompañados de ortoclasa (como feldespato más frecuente) y proporciones muy bajas de cuarzo monocristalino. Sin embargo, en la sección media se identificó un importante incremento en el porcentaje modal de las plagioclasas (del tipo andesina). Teniendo en cuenta que la composición detrítica de las areniscas no varía en cuanto a los componentes principales (cuarzo, feldespato, líticos) las mismas se clasificaron mayoritariamente como litoarenitas feldespáticas y en forma subordinada como feldarenitas líticas y litoarenitas, que plotean enteramente en el campo de procedencia de arco magmático de Dickinson et al. (1983).

Desde el punto de vista de la difracción de rayos X, los datos de roca total muestran que las areniscas de las secciones inferior y superior se caracterizan por abundante a extremadamente abundante cuarzo (incluidas las variedades micro y criptocristalinas), moderada a escasa plagioclasa y muy escasos o escasos k-feldespatos y arcillas. Por su parte, las areniscas de la sección media si bien presentan similares proporciones y tipos de componentes se distinguen principalmente de las otras secciones por un notable incremento de las proporciones de plagioclasas y por la presencia de la clinoptilolita que sólo se reconoce en esta sección. En base a los grupos de argilominerales y los interestratificados se definieron tres (3) asociaciones de argilominerales: asociación de interestratificado clorita-esmectita (C/S), asociación clorítica (C) y asociación esmectítica (S), en donde las asociaciones de los interestratificados de clorita-esmectita (C/S) y de clorita (C) dominan en la sección inferior, una asociación de esmectita (S) en la sección media y finalmente a una asociación de interestratificados de clorita-esmectita (C/S) en la sección superior.

Los estudios geoquímicos se realizaron a partir de treinta (30) muestras de areniscas de la Formación Calafate e incluyeron análisis de elementos mayoritarios, de elementos traza y de elementos de tierras raras (REE). Los análisis de elementos mayoritarios muestran por un lado un rango de composición desde riolita hasta andesita basáltica siguiendo una tendencia calcoalcalina y por otro lado valores bajos de CIA que indican un bajo grado de meteorización química en los terrenos de procedencia. Los análisis de elementos traza muestran que las areniscas de las secciones inferior y superior se ubican en el campo de arco de islas continentales de acuerdo con el diagrama de discriminación tectónica, mientras que las areniscas de la sección media lo hacen en el campo de arco de islas oceánicas. En ambos análisis se observan cambios en la composición de las rocas en las áreas fuente: rocas de composición ácida en la sección inferior y superior (granodiorita y granito) y rocas de composición intermedia en la sección media (tonalita). Por último, el análisis de elementos de tierras raras indica una contribución exclusiva desde el borde occidental de la cuenca dado que las tres secciones exhiben una fuerte afinidad con las composiciones intermedias de la Formación

RESUMEN

Tobífera (Complejo El Quemado) y con el patrón diorita/andesita del Batolito Patagónico. El modelo de procedencia geoquímica sugiere que las areniscas de la Formación Calafate derivaron de dos fuentes diferentes desde el oeste principalmente por el Complejo El Quemado y luego por los sedimentos andinos.

La historia diagenética de la Formación Calafate se extiende desde la etapa de eodiagénesis hasta la mesodiagénesis temprana a la que se sobreimpusieron productos de la telodiagénesis. La eodiagénesis se encuentra representada principalmente por procesos de disolución y cementación inicial de calcita, piritas framboidales, argilominerales (esmectita) y zeolitas. La mesodiagénesis somera está caracterizada por un notable desarrollo de la cementación de argilominerales (clorita, interestratificado de clorita-esmectita, interestratificado de illita-esmectita, zeolitas). La etapa de telodiagénesis se interpreta como temprana en la que se evidencia cementación de sílice y óxidos de hierro y procesos disolución que generaron zonas de disolución vinculados a la interacción con fluidos meteóricos.

En conclusión, la integración de estudios sedimentológicos, icnológicos, composicionales y diagenéticos en la Formación Calafate al sur del Lago Argentino permitió acotar la evolución de la Cuenca Austral-Magallanes para el Cretácico Superior. Esto incluyó el desarrollo de un sistema depositacional de planicie mareal protegido de tipo bahía, con suministro de sedimentos provenientes del arco Andino occidental contemporáneo y detritos de meteorización del batolito Patagónico. Esto último se evidencia por la alta proporción de la relación plagioclasa/K-feldespato, plagioclasas inalteradas y piroxenos, alto contenido de líticos volcánicos de rocas volcánicas de composición intermedia y de esmectita de alta cristalinidad registrada en la sección media. Finalmente, los procesos y productos post-depositacionales sugieren que la evolución de la cuenca alcanzó una etapa de mesodiagénesis temprana a la que se sobreimpusieron procesos de telodiagénesis.

ABSTRACT

In this doctoral thesis, detailed and integrated sedimentological, ichnological compositional and diagenetic studies were carried out on the Maastrichtian shallow marine deposits that are exposed on the southern margin of Lago Argentino. The aim of this work was to interpret depositional models, to further understand the paleogeographic evolution of the region at the end of the Cretaceous and during the foreland stage in the Austral-Magallanes basin.

This present work was developed in exposures of the Calafate Formation located in the southwestern sector of the Andean region of the province of Santa Cruz, which extend between meridians 72°08' and 72°16' West longitude and between parallels 50° 18' and 50°25' South latitude, specifically in the southern region of Lago Argentino. In this region, the outcrops of the Calafate Formation are easily recognizable by their tabular banks of greenish sandstones and brown conglomerates that present stratigraphic continuity and low tectonic deformation. Based on bibliographic and cartographic compilation, the sectors of the Vertedero Municipal de El Calafate, the Cerro Calafate (type locality) and the Arroyo 25 de Mayo were selected for fieldwork, survey of sedimentological profiles and sampling. Subsequently, laboratory analyses were carried out, including optical petrography, and scanning electron microscopy (SEM), x-ray diffraction (XRD), x-ray fluorescence (XRF) and trace element geochemistry.

The section survey allowed the elaboration of nine (9) detailed sedimentary profiles at 1:100 scale from which fourteen (14) sedimentary facies were established which, together with field observations, allowed the definition of seven (7) facies associations which are: sandy confined multi-episodic channel deposits (AF1), sandy silty plain deposits (AF2), gravelly confined multi-episodic channel deposits (AF3), sandy bar deposits (AF4), small-scale bioclastic sandy single channel deposits (AF5), small-scale sandy single channel deposits (AF6) and small-scale bioclastic gravelly single channel deposits (AF7). Based on facies analysis and facies associations, these deposits were interpreted to have accumulated in a bay-type sheltered tidal flat depositional system.

A total of fifteen (15) ichnogenera were described in the fieldwork corresponding to the ichnological study, distributed among the sandy confined multi-episodic channel deposits (AF1) and sandy silty flats (AF2). The vertical ichnological trend, attributable to the proximal *Skolithos*, *Skolithos* and *Cruziana* ichnofacies, allows inferring a continuum of normal marine environmental conditions along the beach profile of fully oxygenated and clean waters, normal marine salinity conditions, food abundance and accessibility, and continuous and moderate sedimentation.

The compositional characterization of the sandstones of the Calafate Formation was carried out through petrographic analyses that included the description of fifty-seven (57) thin sections and

ABSTRACT

X-ray diffraction analyses from eighty-nine (89) rock dust samples. In both types of analysis, compositional signatures varied throughout the unit, which allowed its informal division into three sections: lower, middle, and upper. From a petrographic point of view, the composition of the sandstones in all sections is dominated by abundant volcanic lithics accompanied by orthoclase (as the most frequent feldspar) and very low proportion of monocrystalline quartz. However, in the middle section a significant increase in the modal percentage of plagioclase (of the andesine type) was identified. Taking into account that the detrital composition of the sandstones does not vary in terms of the main components (quartz, feldspar, lithics), they were classified mainly as feldspathic lithoarenites and in a subordinate way as lithic feldarenites and lithoarenites, which plot entirely in the field of magmatic arc provenance of Dickinson et al. (1983).

According to X-ray diffraction, the whole rock data show that the sandstones from the lower and upper sections are characterized by abundant to extremely abundant quartz (including micro and cryptocrystalline varieties), moderate to scarce plagioclase, and very scarce or scarce k-feldspars and clays. On the other hand, the sandstones of the middle section, although they present similar proportions and types of components, are mainly distinguished from the other sections by a notable increase in the proportions of plagioclase and by the presence of clinoptilolite, which is only recognized in this section. Based on the clay mineral groups and mixed-layer minerals, three (3) clay mineral associations were defined: the mixed-layer chlorite-smectite association (C/S), chlorite association (C) and smectite association (S), where the associations of the mixed-layer chlorite-smectite (C/S) and chlorite (C) dominate in the lower section, the smectite (S) association in the middle section, and finally the mixed-layer chlorite-smectite (C/S) association in the upper section.

Major element analyses of the Calafate Formation sandstones show a compositional range from rhyolite to basaltic andesite following a calcalkaline trend. The low CIA values indicate a low degree of chemical weathering in the provenance terranes, with a slightly different degree of weathering alteration seen for the middle interval, sourced from rocks of intermediate (tonalite) composition, compared to the lower and upper intervals, which are sourced from rocks of intermediate to acid (granodiorite and granite) compositions. Trace element analyses show that sandstones from the lower and upper intervals plot in the continental island arc field in the tectonic setting diagram, while sandstones from the middle interval plot in oceanic island arc field. These data relate to shifts in the source rocks composition: from acid in the lower interval to intermediate in the middle interval, and then returning to acid in the upper interval. Moreover, the three intervals have a strong affinity with the intermediate compositions of the Tobífera Formation (El Quemado Complex) and with the diorite/andesite pattern of the Patagonian Batholith, implying an exclusive contribution from the western edge of the basin. Overall, the geochemical provenance model suggests that the Calafate Formation sandstones derived from two different sources towards the west, where sediments were primarily fed by El Quemado Complex before being rapidly masked by Andean sediments. The input of volcanic detritus from the juvenile Andean magmatic arc is supported by the high proportion of plagioclase/K-feldspar ratios, fresh plagioclase and pyroxene, high contents of intermediate volcanic rock fragments, and well-crystallized smectite registered in the middle interval.

ABSTRACT

The diagenetic history of the Calafate Formation extends from eodiagenesis to early mesodiagenesis, to which products of telodiagenesis were superimposed. Eodiagenesis is mainly represented by processes of dissolution and initial cementation of calcite, framboidal pyrites, clay minerals (smectite) and zeolites. Shallow mesodiagenesis is characterized by further development of the cementation of clay minerals (chlorite, mixed-layer chlorite-smectite, mixed-layer illite-smectite, zeolites). The telodiagenesis stage is interpreted as being early in time, since there is evidence of cementation of silica and iron oxides, as well as dissolution processes that generated dissolution zones linked to interaction with meteoric fluids.

In conclusion, an integrated sedimentological, ichnological, compositional and diagenetic study of the Calafate Formation south of Lago Argentino, allowed constraining the evolution of the Austral-Magallanes basin for the Late Cretaceous. This included the development of a bay-type sheltered tidal flat depositional system, with sediment supply from the contemporary western Andean arc and weathering detritus from the Patagonian batholith. The latter is evidenced by the high plagioclase/K-feldspar ratio, unaltered plagioclase and pyroxenes, high content of volcanic lithics from volcanic rocks of intermediate composition and high crystallinity smectite recorded in the middle section. Finally, post-depositional processes suggest that the evolution of the basin reached a stage of early mesodiagenesis to which telodiagenesis processes were superimposed.

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría agradecer a las diferentes personas e instituciones que me han acompañado durante estos desafiantes años de desarrollo profesional y personal, con cuya ausencia este camino hubiese sido mucho más difícil y seguramente incompleto.

A mí, ahora, señor marido Cristian, quién se embarcó en esta tesis casi que a la par mía, quién desde su profesión me brindó incontables debates geológicos y tecnológicos, así como auxilios económicos y psicológicos. Eternamente agradecida por tu compañerismo, paciencia y amor. A mi familia de la vida del hemisferio sur, a los Serranos, a mis hermanos Nachin, Vititor, Marcus, a mis hermanas Julieta, Antonella y Guille. A mi familia del hemisferio norte Amanda, Joel y Lauren, quienes me brindaron un verdadero hogar tan lejos de casa. A todos mis amigos hermanos que sin saberlo me acompañaron Celes, Feli, Ayrton, Iván, Montse, Reni, Romi, Aylen, Andre, Cami, Helen, Sarah, Suzette, Jeannine, Nicole, Dainu, Hugo, Arzu, Meli y Gaby.

A mis directores de tesis. A Daniel Poiré, quién me ofreció sin dudar la oportunidad de realizar un proyecto de tesis, un lugar de trabajo en el Centro de Investigaciones Geológicas y la libertad de decisiones de todos los pasos involucrados en esta tesis. Pero por sobre todo, gracias por haber puesto en el camino del desarrollo de esta tesis a mis otros directores Lucía E. Gómez Peral y al Sebastian M. Richiano.

A Lu, quién se aventuró conmigo en la cuenca Austral con plena confianza y entusiasmo. Gracias por haberme guiado, acompañado y enseñado con tanta dedicación y compromiso. Siempre te estaré agradecida por haber trabajado juntas como equipo y por el enorme crecimiento que tuve a partir de ello. A Sebas, quién ya estaba navegando en la cuenca Austral y también se sumó a esta tesis con entusiasmo y dedicación. Gracias por la plena confianza en mi persona, pero principalmente gracias por tus enseñanzas y consejos que siempre tuvieron la elegancia y habilidad de llegar en los momentos cruciales.

A mi insuperable compañera de campaña Abril Cereceda, quién me agarró de la mano el primer día de trabajo y con sus miles de consejos, advertencias, enseñanzas logró que yo pueda abrir el paraguas ante este tremendo viaje. Siempre serás mi cuarta directora. Gracias por la actitud y la paciencia en los buenos y malos días allá en el sur, por los debates intelectuales en el medio de la nada mientras veíamos pasar guanacos, por la música mientras caminábamos incontables kilómetros al afloramiento bajo la llovizna y frío patagónico, por los mates mientras esperábamos encerradas en la camioneta que amaine el viento. Y perdón por las alturas en el Cerro Calafate.

AGRADECIMIENTOS

A Julia M. Arrouy, a Gerardo Páez y a Guido Borzi, que, como experimentados tesisistas que son, supieron escucharme, sostenerme y aconsejarme ante cada eventualidad. Me llevó de cada uno formas distintas de abordar situaciones y la vida misma. Gracias por la buena energía y compañía!

A mis otros compañeros de campaña Damián Moyano y Camila Tettamanti. Primero que nada, gracias por la paciencia y los debates geológicos allá en el campo y en la oficina. Gracias por las comidas, anécdotas, mates, risas y llantos compartidos. No volvería más de campaña al sur, pero si lo tengo que hacer lo haría únicamente con ustedes. Gracias a mis compañeros de oficina, Marina Coronel y Jonatan Arnol, no podría haber tenido mejores compañeros con quienes transcurrir todos estos años y quienes supieron entender mis caras, mis silencios, mis palabras y por supuesto mis pasadas con el famoso lustrador de muebles.

A los jurados Dr. Silvio Casadio, Dra. Patricia Ciccioli y Dr. Luis A. Spalletti por el tiempo que le dedicaron a la lectura y revisión de esta tesis, y por todos sus comentarios y sugerencias sumamente positivos y enriquecedores para este y futuros trabajos.

Gracias a la Universidad Nacional de La Plata y a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo por la estructura académica, pública y gratuita para el desarrollo de esta formación de posgrado siendo para siempre mi segundo hogar en la vida. Gracias a Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por solventar el financiamiento económico para la realización de esta tesis. Gracias al Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP) fue mi lugar de trabajo y formación, como así al personal siempre dispuesto a ayudar Mercedes Mancino, Rita Irazabal, Rocío Wlasiuk, Nelly, Mabel, Pablo García, Daniel Martire, Luis Vigiani (Pocho), Germán Kurten, Claudia Cavarozzi y Claudia Di Lello. También a gracias a Alfredo Benialgo, por su ayuda en mis primeras tareas de elaboración de mapas y por su buena energía.

1

INTRODUCCIÓN

La cuenca Austral-Magallanes abarca un área aproximada de 230.000 km² con un espesor máximo de 8 km y es una de las cuencas petroleras más importantes en Argentina (Biddle et al., 1986; Rodríguez y Miller, 2005). La cuenca se ubica en la porción suroeste de la placa Sudamericana y comprende el sur de la Patagonia, Tierra del Fuego y la plataforma continental adyacente de Argentina (Biddle et al., 1986; Nullo et al., 1999; Malumíán, 1999). La historia tectónica de la cuenca Austral-Magallanes involucra una etapa de rift (Triásico – Cretácico temprano), una de subsidencia termal y el desarrollo de una cuenca de antepaís como respuesta de la compresión asociada a la subducción de la placa Pacífica debajo de la placa Sudamericana (Ghiglione et al., 2010). Durante esta última etapa tectónica ocurrió la acumulación de los depósitos marinos someros que se conocen como Formación Calafate que marca una etapa transgresiva al sur del Lago Argentino en la Provincia de Santa Cruz (e.g., Arbe, 1989). Esta unidad fue previa e informalmente definida como “Estratos del Calafate” por Feruglio (1938) y luego asignada al Maastrichtiano-Paleoceno (Nullo et al., 1981; Macellari et al., 1989; Marensi et al., 2004; González Estebenet et al., 2019).

La Formación Calafate ha sido descripta como areniscas verdes y conglomerados castaños que se observan en estratos tabulares masivos y con estratificación entrecruzada planar y sigmoidal que alcanzan 250 m de espesor. Estudios sedimentológicos y palinológicos realizados por Marensi et al. (2004) permitieron el reconocimiento de tres asociaciones de facies y la interpretación como planicies mareales, canales submareales y barras de arenas mareales acumulados en condiciones marinas someras. Posteriormente, Poiré y Franzese (2010) describieron la Formación Calafate como areniscas glauconíticas que presentan fauna de *Lahillia luisa* y *Trigonias* y con abundantes trazas fósiles que se relacionan a un ambiente marino de *shoreface*. Sin embargo, hasta el presente todavía se desconoce un análisis detallado de la arquitectura estratigráfica con especial énfasis en las superficies claves para la Formación Calafate.

A su vez, la integración de datos sedimentológicos e icnológicos ha demostrado ser una herramienta muy valiosa para redefinir facies sedimentarias y reinterpretar afinidades paleodepositacionales (e.g. Pemberton et al., 1992a; MacEachern y Pemberton, 1994; Mackay y Dalrymple, 2011). En términos generales, los organismos son extremadamente sensibles a los factores ambientales (Benyon et al., 1988; Pemberton et al., 1992a; Bann et al., 2004, 2008; Buatois et al., 2005, 2012; MacEachern et al., 2005, 2007a, 2007b; Buatois y Mángano, 2011), por lo que el reconocimiento de combinaciones específicas de sus comportamientos facilitan la determinación de las variaciones asociadas a los factores externos e internos del sistema de acumulación. La excelente exposición de los afloramientos de la Formación Calafate y la abundancia y diversidad de trazas fósiles que presentan

1 INTRODUCCIÓN

brindan la oportunidad de evaluar la relación entre el dominio relativo de los procesos de acumulación (de tormenta, de buen tiempo, mareales) con la icnología resultante para comprender la dinámica sedimentaria en sistemas de depósito complejos.

Durante las últimas décadas, varias contribuciones han enfatizado la importancia de los análisis geoquímicos en rocas sedimentarias para realizar interpretaciones paleoambientales de mayor resolución (Gómez Samus et al., 2017; Gómez Peral et al., 2018), de procedencia, diagénesis y de la evolución tectónica de la cuenca (Bhatia y Taylor, 1981; Bhatia, 1983, 1985; Taylor y McLennan, 1985; Roser y Korsch, 1986; Spalletti et al., 2008; Zimmermann et al., 2011; Hofmann et al., 2016). En la cuenca Austral-Magallanes únicamente Richiano et al. (2019) han realizado una caracterización geoquímica de la Formación Río Mayer del Cretácico inferior para analizar la procedencia de los sedimentos que constituyen dicha unidad. Para las sucesiones sedimentarias del Cretácico tardío – Cenozoico temprano se han reconocido patrones consistentes de variaciones mineralógicas y de cambios de las áreas de aporte mediante caracterizaciones petrográficas y de zircones detríticos (e.g., Manassero, 1988; Macellari et al., 1989; Varela et al., 2013; Malkowski et al., 2017; Sickman et al., 2018). El estudio de procedencia de los depósitos de la Formación Calafate resulta de interés para establecer potenciales cambios de las áreas de aporte, dado que la unidad exhibe cambios sedimentológicos sustanciales (Marensi et al., 2004; Odino-Barreto et al., 2021) vinculados a los efectos compensatorios del levantamiento constante del basamento en el antepaís y del desarrollo de la faja corrida y plegada de piel fina promovido por el orógeno andino (Kraemer, 2003; Ghiglione y Ramos, 2005; Ghiglione y Cristallini, 2007).

Depósitos silicoclásticos transgresivos como los descritos para la Formación Calafate son muy variables en espesor y facies pero pueden ser maduros textural y composicionalmente, lo que en algunos casos los convierte en excelentes reservorios de petróleo / gas (Posamentier, 2002; Cattaneo y Steel, 2003). Tal es el caso de la Formación Calafate que constituye parte de uno de los principales reservorios convencionales de la cuenca y que se denomina Magallanes en subsuelo (Rodríguez y Miller, 2005). Por ello, resulta fundamental estudiar las modificaciones diagenéticas que tienen un impacto sustancial sobre los parámetros de porosidad primaria y la permeabilidad y consecuentemente en la calidad del reservorio (Curtis, 1978; Giles y Marshall, 1986; Wright, 1993; Bloch et al., 2002; Burley y Worden, 2003; Mackenzie, 2005). Mediante la integración de estudios diagenéticos, facies depositacionales y estratigrafía secuencial se pueden entender y limitar mejor los procesos de gran escala que controlaron los cambios diagenéticos espaciales y temporales, que en consecuencia pueden mejorar considerablemente nuestra capacidad para anticipar la distribución de posibles reservorios (Taylor et al., 1995, 2000; Loomis y Crossey, 1996; Dutton y Willis, 1998; South y Talbot, 2000; Morad et al., 2000, 2010; Ketzer et al., 2002, 2003a, b; Al-Ramadan et al., 2005; Ketzer y Morad, 2006; El-Ghali, 2005; El-Ghali et al., 2006a, b, c, 2009a, b; Mansurbeg et al., 2008, 2009).

En este sentido, este trabajo de tesis tiene como objetivo la caracterización sedimentológica, icnológica y diagenética detallada de la Formación Calafate (Cretácico superior) que se encuentra aflorando en el margen sur del Lago Argentino al sudoeste de la provincia de Santa Cruz. Además, para el desarrollo de este trabajo se plantearon objetivos específicos que permitieron:

1 INTRODUCCIÓN

(1) Presentar el análisis de facies detallado en numerosas secciones, junto con la descripción e interpretación de las estructuras sedimentarias mecánicas (paleocorrientes) y orgánicas

(2) Describir los arreglos de facies sedimentarias en el espacio y el análisis arquitectural de los diferentes litosomas para la interpretación de los procesos sedimentarios y definición de los límites físicos y temporales del sistema depositacional

(3) Relacionar el paleoambiente de la Formación Calafate durante su acumulación con la historia evolutiva de la cuenca Austral-Magallanes

(4) Reforzar las interpretaciones paleoambientales a partir del reconocimiento y descripción de las trazas fósiles - icnofacies, icnodiversidad y asociaciones icnolitológicas-

(5) Estudiar la composición en detalle mediante estudios petrográficos, de difracción de rayos x, microscopia electrónica de barrido y geoquímicos; para el análisis de procedencia, diagénesis, paleoambiente

(6) Establecer el origen e implicancias paleoambientales y paleoclimáticas de los argilominerales

(7) Analizar toda la información generada para realizar modelos depositacionales que integren, además de la sedimentología y la icnología, los aspectos composicionales y diagenéticos para una comprensión más ajustada del final del Cretácico de la cuenca Austral-Magallanes en la región estudiada y aportando información de calidad para el conocimiento del sistema hidrocarburífero convencional

2

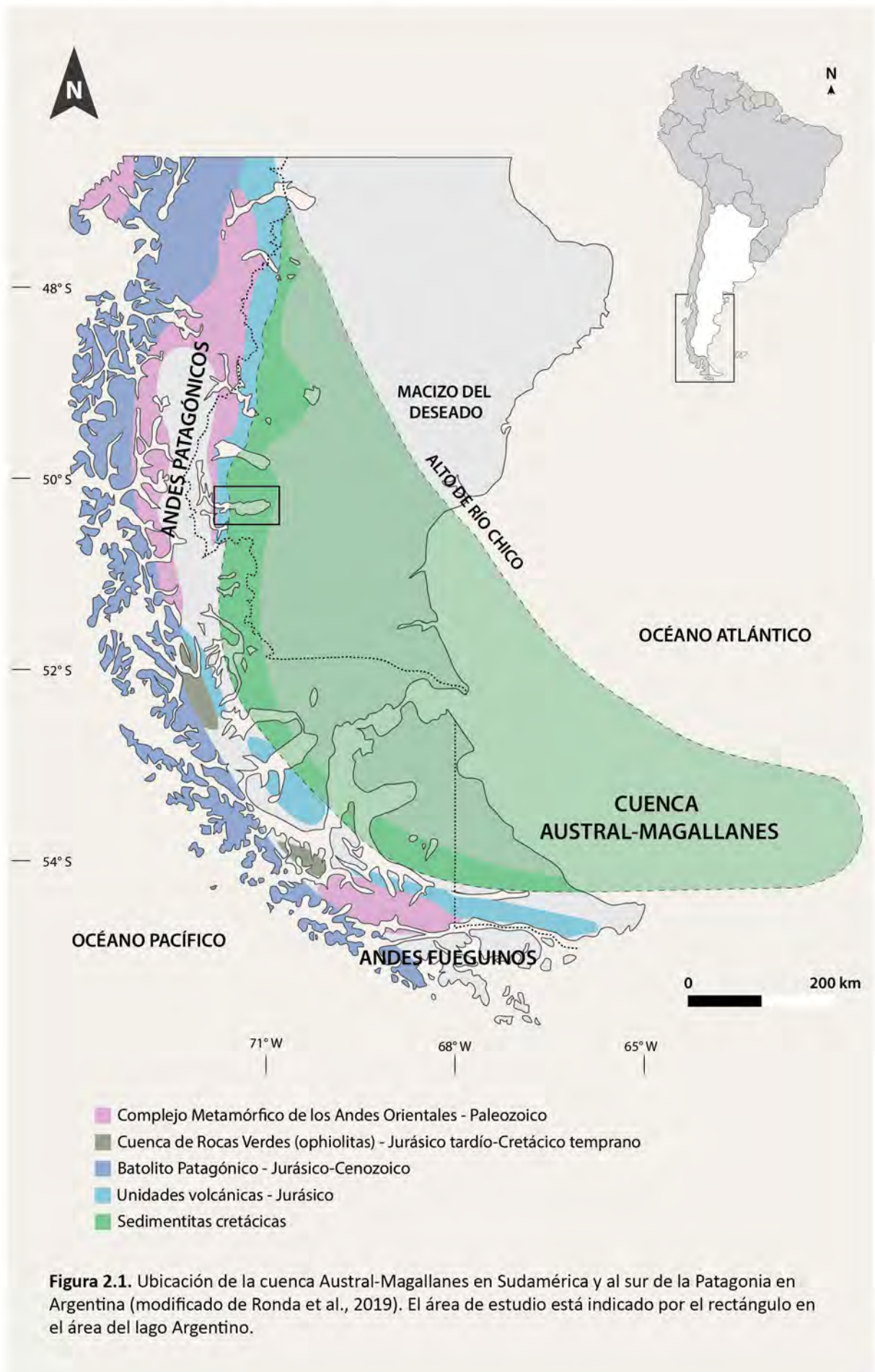
MARCO GEOLÓGICO, ESTRATIGRAFÍA Y ANTECEDENTES

La cuenca Austral-Magallanes es una de las cuencas petroleras más importantes de Argentina (Biddle et al., 1986; Nullo et al., 1999; Malumián, 1999; Peroni et al., 2002) que provee de importantes volúmenes de recursos hidrocarburíferos tanto *onshore* como *offshore* (Rodríguez y Miller, 2005). Las primeras investigaciones geológicas de la cuenca se relacionan con las expediciones científicas europeas en el sur de los Andes (Wilckens, 1907; Quensell, 1911, 1912) y a la exploración de carbón (Bruggem, 1913; Felsch, 1916; Bonarelli, 1917). Recién en 1940 se iniciaron las exploraciones de petróleo y gas en la cuenca Austral-Magallanes y con ello los estudios geológicos sistemáticos (Thomas, 1949; Feruglio, 1944, 1949). Trabajos posteriores constituyeron las bases de la sedimentología y estratigrafía de la cuenca (Yrigoyen 1962, 1970; Katz, 1963; Malumián et al., 1971; Flores et al., 1973; Natland et al., 1974; Riccardi y Rolleri, 1980; Russo et al., 1980; Winslow, 1980; Wilson, 1983), de su evolución tectónica (Borrello, 1969; Auboin et al., 1973) y de su marco tectónico (Dalziel et al., 1974; Bruhn, 1979; Dalziel y Palmer, 1979; Sanders et al., 1979; Nelson et al., 1980; Winslow, 1980, 1982; Dott et al., 1982).

En el presente capítulo se expone el marco geológico y estratigráfico de la sucesión sedimentaria marina maastrichtiana denominada como Formación Calafate, que se ubica en el sector noroeste de la cuenca Austral-Magallanes (lago Argentino; Fig. 2.1). Para ello se realizó la recopilación bibliográfica de los principales trabajos regionales y posteriormente de detalle tanto de la cuenca como de la unidad de interés.

2.1 Marco geológico de la cuenca Austral-Magallanes

La cuenca Austral también conocida como Austral-Magallanes se ubica en la porción suroeste de la placa Sudamericana, abarcando los territorios de Argentina y Chile, y la plataforma continental adyacente de Argentina (Biddle et al., 1986; Nullo et al., 1999; Malumián, 1999). Dentro del territorio argentino se ubica en la parte más austral de la región de la Patagonia, abarcando las provincias de Santa Cruz y de Tierra del Fuego entre los 46°30'S y 55°S de latitud. Los afloramientos, casi exclusivamente de rocas silicoclásticas, están presentes en las provincias geológicas de la Cordillera Patagónica Austral, la Patagonia Austral Extraandina y la Cordillera Fueguina (Russo y Flores, 1972; Caminos, 1980; Riccardi y Rolleri, 1980; Russo et al., 1980), cubren un área aproximada de 230000 km² con un espesor máximo de 8 km en subsuelo. La cuenca presenta una forma elongada siguiendo un eje NNW-SSE y se encuentra delimitada al noreste por el Macizo del Deseado y el Alto de Río Chico o



2 MARCO GEOLÓGICO, ESTRATIGRAFÍA Y ANTECEDENTES

Arco de Dungeness, y al oeste y al sur por los Andes Patagónicos-Fueguinos (Fig. 2.1). El margen austral es una zona complicada de acortamiento y movimientos de rumbo que forman el límite entre las placas de Scotia y Sudamericana en los Andes Fueguinos.

El basamento de la cuenca se denomina Complejo Metamórfico de los Andes Orientales (EAMC por sus siglas en inglés; Hervé et al., 2008). Se compone de rocas paleozoicas que presentan intensa deformación dúctil dado que forman parte del basamento estructural sobre el que se disponen las sucesiones volcano-sedimentarias mesozoicas (Giacosa y Márquez, 2002). En el área de estudio, sur del lago Argentino y de la ciudad de El Calafate (Fig. 2.1), el basamento se encuentra representado por la Formación Bahía de La Lancha que se compone de rocas sedimentarias (turbiditas) a metasedimentarias atribuidas al Paleozoico superior (Kraemer y Riccardi, 1997). Estas rocas representan parte de un prisma sedimentario depositado sobre el margen pasivo occidental del continente, que cubrió la corteza continental del lado argentino y la corteza oceánica hacia el oeste. Hacia fines del Paleozoico esta sucesión fue deformada y pasó a formar parte de un complejo de subducción, con magmatismo asociado, ubicado más hacia el este con respecto a la posición de los afloramientos de estas metasedimentitas (Giacosa y Márquez, 2002).

2.1.1 Evolución tectónica de la cuenca

La cuenca Austral-Magallanes se caracteriza por tres etapas tectónicas diferentes: (1) una etapa extensional desde el Jurásico medio a tardío; (2) una etapa postrift de subsidencia termal desde el Jurásico tardío a Cretácico tardío y finalmente (3) el desarrollo de una etapa de antepaís en el Cretácico tardío (Fig. 2.2; Ramos et al., 1982; Biddle et al., 1986; Arbe, 1989, 2002; Pankhurst et al., 2000; Fildani et al., 2003; Fosdick et al., 2011; Varela et al., 2012; Ghiglione et al., 2014; Malkowski et al., 2016, 2017; Sickmann et al., 2019).

La etapa extensional de la cuenca se relaciona con la ruptura de Gondwana y con el desarrollo de grábenes y hemigrábenes que se rellenaron con rocas volcánicas y volcaniclasticas que se interdigitaron con sedimentos epiclasticos cada vez más jóvenes hacia el este. Los depósitos de rocas volcánicas y volcaniclasticas de esta etapa, que constituyen la secuencia de sinrift, se denominan Complejo El Quemado (equivalente a la Formación Tobífera también en esta región y en Chile y Formación Lemaire en Tierra del Fuego) (Tithoniano – Berrasiano) (Biddle et al., 1986; Féraud et al., 1999; Pankhurst et al., 2000; Poiré y Franzese, 2010). Este complejo presenta espesor variable desde 150 m en el lago San Martín (48°SL) hasta más de 1000 m hacia el sur (50°SL), se compone de secuencias volcano-sedimentarias caracterizadas por abundantes riolitas e ignimbritas ácidas, y en menor proporción por andesitas (Ramos et al., 1982).

Al norte de la cuenca la etapa de subsidencia termal (Tithoniano – Albiano) se relaciona con la depositación de la Formación Río Mayer y la progradación del delta de la Formación Piedra Clavada (Arbe, 2002), mientras que al sur con el desarrollo de una cuenca marginal conocida como cuenca de Rocas Verdes (Dalziel, 1981; Zilli et al., 2002), resultado de formación de corteza oceánica y apertura del Mar del Wedell (Robbiano et al., 1996). Al sur, durante esta etapa, se acumularon los depósitos marinos someros de la Formación Springhill y los depósitos marinos profundos de la Formación Río Mayer, como respuesta a una transgresión marina (Biddle et al., 1986; Kraemer y Riccardi, 1997;

2 MARCO GEOLÓGICO, ESTRATIGRAFÍA Y ANTECEDENTES

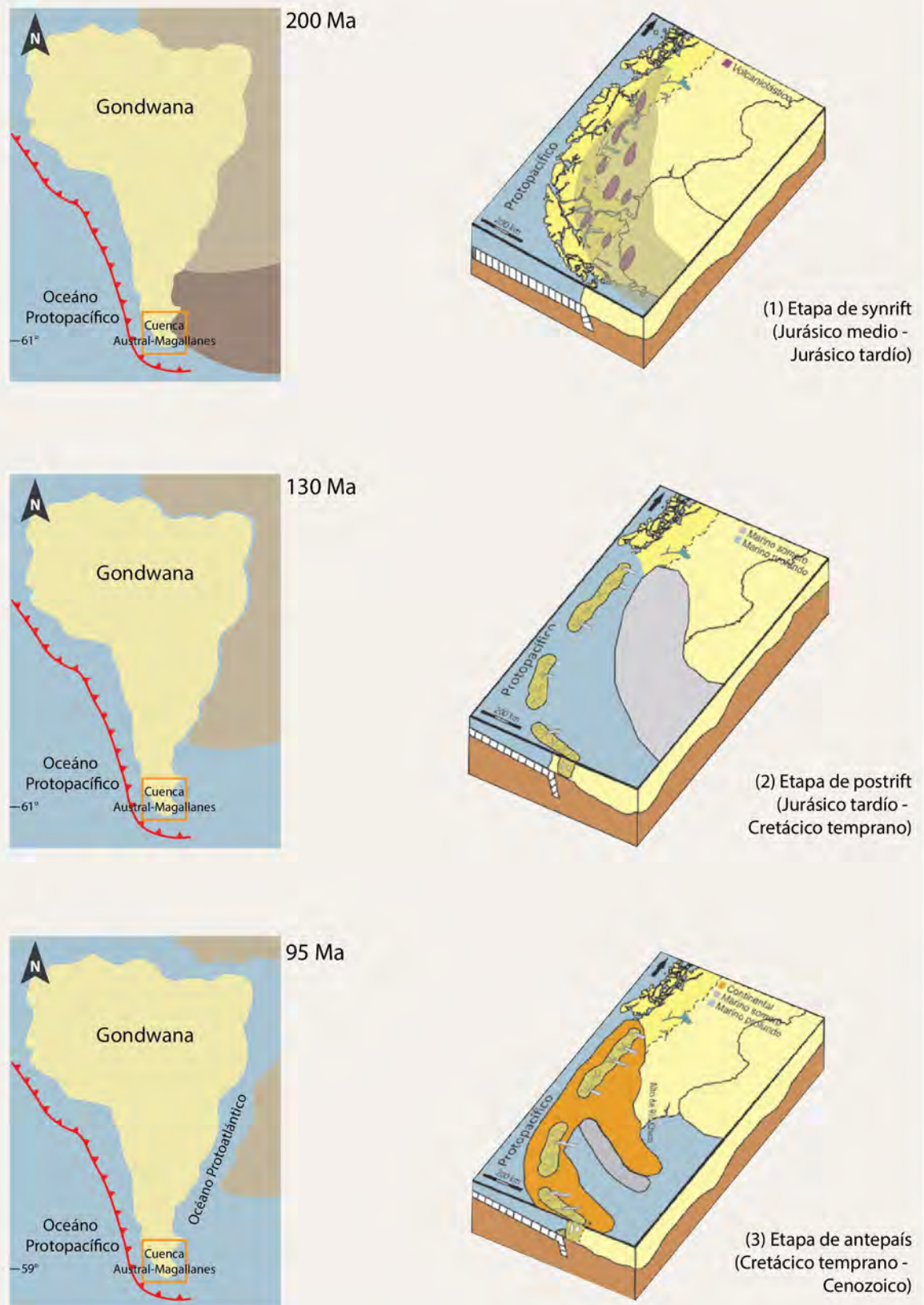


Figura 2.2. Etapas tectónicas de la cuenca Austral-Magallanes (compilado de Biddle et al., 1986; Robbiano et al., 1996; Ramos, 2002; Kraemer et al., 2002; Peroni et al., 2002; Rodríguez y Miller, 2005; modificado de Gómez Dacal, 2017).

2 MARCO GEOLÓGICO, ESTRATIGRAFÍA Y ANTECEDENTES

Rodríguez y Miller, 2005; Richiano, 2012; Cuitiño et al., 2019). La depositación de la Formación Río Mayer fue contemporánea con el desarrollo del Batolito Patagónico Sur (Hervé et al., 2007; Richiano et al., 2019), que se formó en el lado occidental del orógeno andino compuesto por plutones calco-alcalinos de composiciones desde gabros a granitos (Bruce et al., 1991). La ubicación del batolito se interpreta como el resultado de la subducción ininterrumpida de las placas de Phoenix-Farallón-Nazca debajo de la placa Sudamericana durante las edades del Jurásico tardío al Cenozoico (Hervé et al., 2007).

Posteriormente, debido la convergencia del arco (levantamiento de la cordillera Patagónica Austral) hacia mediados del Cretácico (Varela, 2011) se produjo un cambio del régimen tectónico de extensional a compresivo que desarrolló una faja plegada y corrida con una cuenca de antepaís asociada en el borde oriental, iniciándose así la etapa de antepaís de la cuenca Austral-Magallanes con una continuidad desde el Cretácico tardío hasta el Neógeno (Ramos et al., 1982; Biddle et al., 1986; Wilson, 1991; Spalletti y Franzese, 2007; Varela, 2011; Varela et al., 2012). Asimismo, estos esfuerzos tectónicos compresivos dieron lugar a un intenso plegamiento y levantamiento que ocasionó el cierre y la deformación de la cuenca marginal de Rocas Verdes durante el Aptiano medio a Cenomaniano. Este evento de deformación es coincidente con la máxima actividad magmática registrada en el Batolito Patagónico a los 98 Ma (Ramos et al., 1982; Bruce et al., 1991), que culminó con la colisión de una dorsal oceánica vinculada con la Adakita Puesto Nuevo, emplazada entre los 85 y los 76,7 Ma (Ramos et al., 1994; Nullo y Otamendi, 2002).

En esta última etapa se reconoce una migración de los depocentros en el sentido noroeste al sudeste, desde el Cretácico al Cenozoico, por lo que los depósitos más jóvenes presentan mayor desarrollo en la porción oriental y austral de la cuenca (Robbiano et al., 1996). Durante el Cretácico y parte del Cenozoico, los sedimentos procedentes de la Cordillera Patagónica (desde el noroeste, oeste y sur) forman sistemas de *onlap* sobre el basamento oriental de la cuenca (Biddle et al., 1986). Los siguientes episodios de deformación están relacionados con el ciclo Andino en donde se reconocen dos fases principales, una relacionada a la orogenia Incaica y otra vinculada con la orogenia Quechua. La primera fase fue sincrónica con la mayor actividad registrada para el basalto Posadas y asociada con un período de rápida velocidad de convergencia en el Eoceno medio a tardío. Por su parte, la segunda que ocurrió durante el Neógeno y registra otro período de alta velocidad de convergencia, produce el emplazamiento de stocks graníticos miocenos, la colisión de la dorsal sísmica de Chile, la estructuración actual de la faja plegada y corrida y el alzamiento definitivo de la cordillera (Ramos, 2002; Kraemer et al., 2002; Ghiglione et al., 2014).

2.2. Estratigrafía de la cuenca Austral-Magallanes en los alrededores del lago Argentino

En el área de estudio, el Complejo El Quemado está representado por ignimbritas félsicas que han sido falladas, volcadas y deformadas como resultado de la deformación andina (Cretácico – Neógeno) (Fig. 2.3), que hacia el sector oeste y margen norte del lago Argentino, en las cercanías del Canal de la Olla, está cubierto en paraconcordancia por los depósitos marinos profundos (*offshore*) de la Formación Río Mayer (Berrisano – Cenomaniano) (Kraemer y Riccardi, 1997), acumulados durante la etapa subsidencia termal y que presentan un arreglo transgresivo-regresivo (Richiano et al., 2012).

2 MARCO GEOLÓGICO, ESTRATIGRAFÍA Y ANTECEDENTES

Por encima de la Formación Río Mayer se ubican los depósitos de antepaís de la Formación Cerro Toro (Cenomaniana) (Malkowski et al., 2015; Cereceda, 2016), que se extiende tanto en Argentina como en Chile (Fig. 2.3; Arbe y Hechem, 1984; Hubbard et al., 2008; Romans et al., 2011; Ghiglione et al., 2014; Malkowski et al., 2017, 2018) y que está caracterizada por depósitos turbidíticos clásticos gruesos, que se superponen de manera concordante con depósitos de grano fino de la Formación Alta Vista (Campaniano) en Argentina y Formación Tres Pasos en Chile, representando un sistema de talud progradacional y depósitos de plataforma externa (Fig. 2.3; Macellari et al., 1989; Schultz y Hubbard, 2005; Romans et al., 2009; Hubbard et al., 2010; Ghiglione et al., 2014; Sickmann et al., 2018). Este sistema de talud se encuentra genéticamente relacionado con los depósitos deltaicos de sección inferior de la Formación La Anita (Campaniana) en Argentina (Macellari et al., 1989; Moyano Paz et al., 2018; Sickmann et al., 2018; Moyano Paz et al., 2022) y con los depósitos de plataforma, marinos marginales y deltaicos del Campaniano y Maastrichtiano de la Formación Dorotea en Chile (Fig. 2.3; Schwartz y Graham, 2015; Gutiérrez et al., 2017; Bauer et al., 2020).

La transición de facies deltaicas a fluviales en el área de estudio está representada por los depósitos fluviales de la sección superior de la Formación La Anita y por los depósitos continentales fluviales del Cretácico superior (UCCD por sus siglas en inglés; *sensu* Tettamanti et al., 2018), que incluyen las unidades estratigráficas de las formaciones Cerro Fortaleza, La Irene y Chorrillo (Campaniana - Maastrichtiana) (Fig. 2.3; Arbe y Hechem, 1984; Sickmann et al., 2018; Tettamanti et al., 2018). Estos depósitos continentales están cubiertos discordantemente por depósitos marinos someros de la Formación Calafate, que marcan en la cuenca una etapa transgresiva de edad maastrichtiana (Odino-Barreto et al., 2018; Fig. 2.3) y por sobre la cual yacen, mediante superficie de inconformidad erosiva y no depositación (Marensi et al., 2004), los depósitos marinos someros de la Formación Man Aike (Eoceno medio a superior) (Marensi et al., 2002; Casadío et al., 2009; Odino-Barreto et al., 2018), que representan la siguiente etapa transgresiva. En la región de Última Esperanza en Chile esta superficie se registra por encima de la Formación Dorotea (Fig. 2.3).

La superficie de inconformidad entre la Formación Calafate y la Formación Man Aike abarca un lapso de por lo menos 20 Ma (Fosdick et al., 2015; Gutiérrez et al., 2017; George et al., 2020) y marca el registro de los depósitos cenozoicos de antepaís en la cuenca. Éstos se encuentran resumidos en la Fig. 2.3 y a excepción de la Formación Man Aike no serán tratados ni discutidos a lo largo de este trabajo.

2.3 Antecedentes de la Formación Calafate

2.3.1 Generalidades

La Formación Calafate fue definida por Feruglio (Fossa Mancini et al., 1938) como “Estratos de Calafate” en el Cerro Calafate (localidad tipo) en el margen sur del lago Argentino, quien la incluyó en su Complejo arenisco-conglomerádico.

2.3.2 Relaciones estratigráficas

Período/Edad	Lago Argentino	Última Esperanza (Chile)	Río Turbio	Magallanes (Chile)	Tierra del Fuego
533 Mioceno	Santa Cruz	Santa Cruz	Cordillera Chica	Loreto	Ballena
	Ea. 25 de Mayo	Ea. 25 de Mayo	Santa Cruz		Gr. La Despedida
23.03 Oligoceno	Río Leona	Río Leona / Río Guillermo	Centinela		
33.9 Eoceno			Río Leona	Leña Dura Tres Brazos Agua Fresca	
56 Paleoceno	Man Aike	Man Aike / Río Guillermo	Río Guillermo		
			Río Turbio		
66 Maastrichtiano	Calafate		Cerro Dorotea	Chorrillo Chico	Cabo Nariz
72.1 Campaniano	UCCD	Dorotea	Monte Chico	Rocallosa	Polcarpo
83.6 Santoniano	La Anita	Tres Pasos	Cerro Cazador	Fuentes	Co. Cuchilla
86.3 Coniaciano	Alta Vista			Escarpada	Co. Matrero
89.8 Turoniano	Cerro Toro	Cerro Toro		Rosa Barcácel	Bahía Tetis
93.9 Cenomaniano		Punta Barrosa		Latorre	La Paciencia Buen Suceso
100.5 Albiano		Transition strata		?	
~113 Aptiano		Barros Arana		La Pera Bertrand	
~125 Barremiano	Río Mayer	Zapata	Sin afloramientos	Ereznano	Vicuña / Yahgan
~129.4 Hauteriviano					
~132.9 Valanginiano					
~139.6 Berriasiano					
~145 Tithoniano	Complejo El Quemado	Sarmiento		Sarmiento	Tortuga
152.1		Tobífera		Tobífera	Lemaire
Pre-Jurásico	Complejo Metamórfico Andino	Complejo Metamórfico Andino		Complejo Metamórfico Andino	

Figura 2.3. Columna estratigráfica de la Cuenca Austral-Magallanes de Argentina y Chile (modificado de Rivera et al., 2020).

2 MARCO GEOLÓGICO, ESTRATIGRAFÍA Y ANTECEDENTES

Durante una extensa campaña exploratoria, Feruglio (Fossa Mancini et al., 1938) agrupó a las sedimentitas de edad cretácica del área de la Patagonia Austral en un gran complejo llamado “Complejo Sedimentario Tironiana-Turoniana” y lo dividió en dos secciones, una inferior a la que denominó Complejo arcillo-ftanítico de edad mayormente cretácica inferior y una sección superior llamada Complejo arenisco-conglomerádico de edad cretácica superior. Este autor describió al complejo arenisco-conglomerádico a lo largo de la orilla austral del lago Argentino, a la altura del Lago Rico, desde donde se extiende con una inclinación predominantemente hacia el ESE hasta la Estancia Quién Sabe, y a lo largo de la orilla boreal hasta la altura del Arroyo Las Horquetas desde donde se prolonga hasta la meseta de Fernando Fernández a mano izquierda del Río Leona. De acuerdo con sus características litológicas, Feruglio dividió al complejo arenisco-conglomerádico en: (1) Estratos de la Anita, (2) Estratos del Chorrillo o Estratos con Dinosaurio, (3) Estratos de Calafate, y (4) Estratos de Río Leona. La separación de los últimos tres “estratos” fue marcada de manera convencional ya que ellos se superponen uno al otro en concordancia y de manera gradual.

En 1944 Feruglio modificó la división de la secuencia cretácica superior al norte del lago Argentino (en la región del Río Leona) e identificó de base a techo a: (1) Estratos de Anita, (2) Estratos de Pari Aike (sedimentos con dinosaurios) y (3) Estratos de Man Aike, mientras que al sur del lago identificó a los (1) Estratos de Anita, (2) Estratos de Chorrillo (sedimentos continentales en posición estratigráfica a Pari Aike) y (3) Estratos de Calafate. Posteriormente en 1973, Furque realizó la descripción geológica de la hoja 58b del Lago Argentino y en ella consideró que las formaciones Man Aike y Calafate conformaban dos unidades independientes, la primera de las cuales apoya en concordancia sobre la segunda y no se halla representada al sur del lago Argentino. No obstante, Furque reconoció que Feruglio (1944) había considerado a la Formación Man Aike como la parte más moderna de los Estratos de Calafate.

Trabajos posteriores de poco detalle han producido importantes contradicciones, especialmente en lo relativo a las relaciones estratigráficas y edad de las unidades de la cuenca Austral-Magallanes. Riccardi y Rolleri (1980) y Nullo et al. (1981) correlacionaron la Formación Man Aike con los términos más altos de la Formación Calafate, mientras que Arbe y Hechem (1984) caracterizaron a la Formación Calafate como una unidad identificable al norte y sur del lago Argentino, equivalente a los “Estratos de Calafate” y parcialmente a los “Estratos de Man Aike” de Feruglio (1944). Por su parte, Arbe (1987) ubicó a la Formación Calafate por debajo de la Formación Man Aike en el norte del lago Argentino. Asimismo, Riccardi y Rolleri (1980), Manassero (1988) y Macellari et al. (1989) correlacionaron la Formación Man Aike con la Formación Cerro Dorotea más al sur del área del lago Argentino.

Recién en 1989, Macellari et al. propusieron correlacionar la Formación Man Aike de edad eocena media al norte del lago Argentino con los niveles superiores de la Formación Calafate al sur de dicho lago, dado que en estos niveles superiores de areniscas calcáreas, con abundantes colonias de briozoarios, corales, braquiópodos y bivalvos (ver Feruglio, 1944, y Nullo et al., 1981, para un listado completo de la fauna), se describieron numerosos ejemplares grandes de *Venericardia* sp., que corresponden a bivalvos de edad terciaria y que en subsuelo la microfauna es también de edad eocena media (Malumíán y Nañez, 1988).

2 MARCO GEOLÓGICO, ESTRATIGRAFÍA Y ANTECEDENTES

La correlación de Macellari et al. (1989) entre los niveles superiores de la Formación Calafate con la Formación Man Aike generó un gran avance para entender y ordenar la estratigrafía del área, sin embargo no es hasta el trabajo de Marensi et al. (2002) en el que finalmente se diferenció a la Formación Calafate (Maastrichtiano) propiamente de la Formación Man Aike (Eoceno medio) mediante la determinación de la relación de la discordancia del eoceno medio en la cuenca Austral-Magallanes al sur del lago Argentino. En este trabajo, Marensi et al. (2002) observaron las sedimentitas referidas a la Formación Man Aike en tres localidades, dos de las cuales se ubican en la margen izquierda del arroyo Calafate y la tercera en la margen izquierda del arroyo 25 de Mayo en la cabecera. En estas tres localidades se observa que las areniscas calcáreas, con abundantes colonias de briozoarios, corales, braquiópodos y bivalvos designadas como los niveles superiores de la Formación Calafate corresponden en realidad a los niveles basales de la Formación Man Aike. A su vez, se observa que estas areniscas calcáreas, que presentan una rica fauna de invertebrados de edad Eocena media, se apoyan discordantemente sobre las sedimentitas de la Formación Calafate que se caracteriza por una rica fauna de invertebrados del Cretácico tardío.

2.3.3 Asignación temporal

La Formación Calafate fue asignada a una edad maastrichtiana – paleocena por Nullo et al. (1981) y Macellari et al. (1989) en base al análisis de marcadores bioestratigráficos (asociaciones de quistes dinoflagelados). Sin embargo, Malumián y Caramés (1997, p. 198) sugirieron que en el área del lago Argentino el Paleoceno falta o está poco desarrollado. Esto fue confirmado por Marensi et al. (2002), quienes reconocieron que en la localidad del Cerro Calafate (margen sur del lago Argentino) la Formación Man Aike sobreyace de manera discordante a la Formación Calafate del Cretácico superior. Por lo tanto, si los depósitos correspondientes al límite Cretácico – Paleógeno alguna vez estuvieron representados allí han sido erosionados por completo. Esta discordancia fue registrada por Riggi (1979) y más tarde por Biddle et al. (1986) en depósitos de subsuelo de la parte oriental de la cuenca.

Posteriormente, Marensi et al. (2004) analizaron componentes marinos (quistes de dinoflagelados, algas prasinofíceas y acritarcos) y no marinos (polen, esporas, algas Zygnematales y Chlorococcales) y realizaron comparaciones en base a rangos conocidos de especies de dinoflagelados en otros lugares, particularmente en latitudes medias y altas en el hemisferio sur (Brinkhuis et al., 2003; Williams et al., 2004). Estos autores observaron que los quistes de dinoflagelados indican una edad no mayor que maastrichtiana (probablemente Maastrichtiano tardío) para la base de la sección y una edad maastrichtiana tardía para la parte media. Por último, de acuerdo con las ocurrencias de esporomorfos y datos de campo se sugirió una edad no menor que maastrichtiana para la parte superior de la sección.

2.3.4 Litología y espesores

De acuerdo con Feruglio (Fossa Mancini et al., 1938), los Estratos de Calafate representan *“un complejo sedimentario muy espeso compuesto por areniscas gris verde o gris azules, en bancos gruesos de estratificación indistinta o de estratificación más marcada y separados por intercalaciones arcillosas más friables. Estas areniscas encierran de trecho en trecho lentes de pudinga poligénica con rodados*

2 MARCO GEOLÓGICO, ESTRATIGRAFÍA Y ANTECEDENTES

avellanares, nuculares hasta pugilares". Los Estratos de Calafate afloran con un espesor aproximado de 380 m en el Cerro Calafate, aunque faltan los términos superiores que sí afloran a lo largo de la escarpa de la meseta situada a la izquierda del Arroyo Calafate (véase Fig. 3.1). En cambio, al sur de Punta Walichu, faltan los términos inferiores que se encuentran debajo de la planicie morénica que bordea el lago (véase Fig. 3.1). Russo y Flores (1972) describieron a la Formación Calafate como *"integrada principalmente por areniscas verdosas a gris verdosas con algunas intercalaciones conglomerádicas. Frecuentemente con estratificación en gruesos paquetes separados, especialmente en la parte superior, por sedimentitas más finas y friables"*.

Arbe y Hechem (1984) describieron dos facies sedimentarias, W y X, para la Formación Calafate. La facies W consiste en areniscas verde oliva, consolidadas, finas, cuarzo-líticas, glauconíticas, de clastos subredondeados. Se presenta en bancos tabulares con laminación y estratificación wavy interlaminados con limolitas castaño amarillento, masivas. Se arreglan en ciclos de espesamiento vertical de capas arenosas con estratificación entrecruzada, planar, sigmoidal con abundantes estructuras de reactivación. Los bancos de areniscas, con sets de hasta 0,4 m, se disponen en ciclos de hasta 4 m de potencia. Esta facies predomina hacia los sectores occidentales de la región sur del lago Argentino, desde el Cerro Redondo hasta el sur de la Estancia La Anita, alcanzando 40 m de espesor y constituyen depósitos de mareas inter a subtidales bajo un régimen estuárico. La facies X es descripta como areniscas de color oliva pálido y verde amarillento, finas o medianas, lajosas, lítico cuarzosas y glauconíticas. Se disponen en estratos con formas tabulares y entrecruzamientos de hasta 0,4 m por set, parcialmente bioturbados. Los sets aumentan de espesor hacia el techo, presentan abundantes estructuras de reactivación asociadas a estratificación entrecruzada de escala gigante, representada por sets de hasta 3 m de espesor. Esta facies predomina hacia el sector oriental del lago Argentino alcanzando espesores de hasta 150 m y constituyen depósitos subtidales de "ondas de arena" bajo un régimen estuárico y depósitos de canales subtidales en secuencias de progradación de barras estuarinas.

En la localidad Estancia 25 de Mayo, Marensi et al. (2004) registraron espesores variables para la Formación Calafate debido a la discordancia que limita el techo de esta. Sin embargo, en el relevamiento de un perfil sedimentario registraron 240 m de espesor caracterizados por areniscas y ocasionales niveles de conglomerados y muy pocos niveles de pelitas. Los afloramientos exhiben al menos cuatro horizontes areno-conglomerádicos de 10 a 30 m de espesor, separados por intervalos de 30 a 50 m de espesor de sedimentos parduscos de grano más fino. Estos intervalos de grano fino constituyen la asociación de facies 1 que incluye en parte la facies W de Arbe y Hechem (1984, p. 149) y que se interpretaron como depósitos de planicies mareales, mientras que los intervalos de grano grueso comprenden las asociaciones de facies 2 y 3 que coinciden parcialmente con la facies X de Arbe y Hechem (1984, p. 149) y que fueron interpretados como depósitos de canales submareales y ondas mareales de arena respectivamente.

2.3.5 Biodiversidad

Russo y Flores (1972) observaron que la formación contiene a la fauna de *Lahillia luisa* y *Trigonias* similares a la de la Formación La Anita. En ella no han sido encontrados restos de ammonites.

3

ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA DE TRABAJO

El presente trabajo fue realizado en el sector suroeste de la provincia de Santa Cruz, en exposiciones de la Formación Calafate ubicadas en la región sur del lago Argentino. En el área de estudio se implementó la metodología científica convencional de trabajo estableciéndose objetivos generales y particulares en el contexto definido. Las sucesivas etapas de trabajo incluyeron recopilación bibliográfica, recolección y análisis de datos de campo, y análisis de laboratorio que colaboraron con el cumplimiento de los objetivos. Adicionalmente, involucraron revisión bibliográfica y cartográfica para seleccionar localidades representativas del área de estudio; viajes de campo para la recolección de datos de campo; análisis de laboratorio; y análisis integral de los datos.

3.1 Área de estudio

El área de estudio se ubica en el sector suroeste de la región andina de la provincia de Santa Cruz y se extiende entre los meridianos 72°08' y 72°16' de longitud Oeste y entre los paralelos 50°18' y 50°25' de latitud Sur, específicamente en la región sur del lago Argentino (ver Fig. 3.1). El área delimitada representa una superficie total de 120 km², se accede por la ruta provincial N°11 que se extiende en dirección oeste-este desde la zona andina hasta la ruta nacional N°40 y que pertenece en parte a la Estancia 25 de Mayo y al vertedero municipal de la ciudad de El Calafate (Fig.3.1). En la estancia mencionada se desarrollan actividades turísticas y funciona el hotel Kau-Yatun por lo que el acceso a los afloramientos estuvo sujeto al permiso especial de la Sra. Ariela Aristizabal e hijos (actuales propietarios del lugar). Por su parte, el vertedero municipal se encontraba en etapa de construcción y se obtuvo permiso especial de la Municipalidad de El Calafate para acceder a los afloramientos.

En la región sur del lago Argentino los afloramientos de la Formación Calafate son fácilmente reconocibles por sus bancos tabulares de areniscas verdosas que presentan continuidad estratigráfica y baja deformación tectónica (Feruglio, 1938; Macellari et al., 1989; Odino-Barreto et al., 2018). La localidad tipo se encuentra en el cerro homónimo, al sur de la ciudad de El Calafate, se extiende en dirección suroeste-noreste en donde la unidad alcanza espesores aproximados de 250 m, sobreyace en discordancia a los depósitos continentales del Cretácico Superior (Formación Chorrillo/La Irene; Maastrichtiano) (Bianchi, 1967; Turic, 1968; Leanza, 1972; Furque, 1973; Nullo et al., 1981, 1999; Tettamanti et al., 2018). Por encima, la Formación Calafate es cubierta en contacto

3 ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA DE TRABAJO



Figura 3.1. Ubicación del área de estudio. Imagen satelital del Cerro Calafate, margen sur del lago Argentino, donde se encuentran los principales afloramientos de la unidad en estudio.

3 ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

discordante erosivo por los depósitos marinos de la Formación Man Aike (Eoceno medio - superior) (Marensi et al., 2002, 2004; Casadío et al., 2009) (Fig. 2.3, 3.2).

Respecto al marco morfoestructural, la zona de estudio se encuentra dentro de la provincia geológica de la Cordillera Patagónica y la Faja plegada y corrida de la Patagonia (Biddle et al., 1986; Riccardi y Roller, 1980; Ghiglione et al., 2009, 2014). Ghiglione et al. (2014) dividieron a este sector, de oeste a este, en tres dominios estructurales: (1) el dominio de basamento de piel gruesa; y la faja plegada y corrida subdividida en (2) un dominio interno occidental y (3) un dominio externo oriental. El área de trabajo se desarrolla dentro de la faja plegada y corrida en el dominio externo oriental caracterizado por un suave monoclinial frontal y suaves pliegues desarrollados hacia el sector oriental (Kraemer et al., 2002; Ghiglione et al., 2014) (Fig. 3.2).

El área de estudio fue seleccionada para el desarrollo de actividades comprendidas en la tesis doctoral debido a que los trabajos sedimentológicos, de composición y procedencia son escasos (Macellari et al., 1989; Marensi et al., 2002, 2004) y que además carece de estudios geoquímicos, diagenéticos e icnológicos de detalle. Por lo que, sumado a la información bibliográfica y cartográfica, se seleccionaron tres sectores para el relevamiento de perfiles sedimentológicos de detalle.

3.1.1 Sectores relevados

Los sectores seleccionados para las tareas de campo, relevamiento de perfiles sedimentológicos y muestreo, son de este a oeste: Vertedero Municipal de El Calafate, Cerro Calafate y el Arroyo 25 de Mayo.

3.1.1.1 Cerro Calafate (CC)

Este cerro, propiedad de la Estancia 25 de Mayo, se ubica sobre la costa sur del lago Argentino y es posible acceder a él caminando dos kilómetros desde la ciudad del El Calafate. El Cerro Calafate constituye la localidad tipo de la Formación Calafate (Fig. 3.3), aquí se encuentran representados los mayores espesores pudiéndose obtener las secciones columnares más completas y que incluyen la identificación de base y techo de esta unidad. Este cerro está limitando al norte y noroeste con la mencionada ciudad de El Calafate, al oeste con el Arroyo Calafate y el Cerro Huyliches y al sur con el Arroyo 25 de Mayo.

3.1.1.2 Vertedero Municipal de El Calafate (VM)

El Vertedero Municipal de El Calafate, propiedad de la Municipalidad de EL Calafate, se ubica sobre la ruta provincial N°11 la cual bordea la costa sur del lago Argentino y pasa por el casco de la Estancia Quién Sabe. En este lugar afloran las secuencias de areniscas y conglomerados de la Formación Calafate, la base de la unidad no está expuesta mientras que su tope está delimitado por un contacto erosivo con la Formación Man Aike (Fig. 3.4).

3.1.1.3 Arroyo 25 de Mayo (A25M)

3 ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA DE TRABAJO

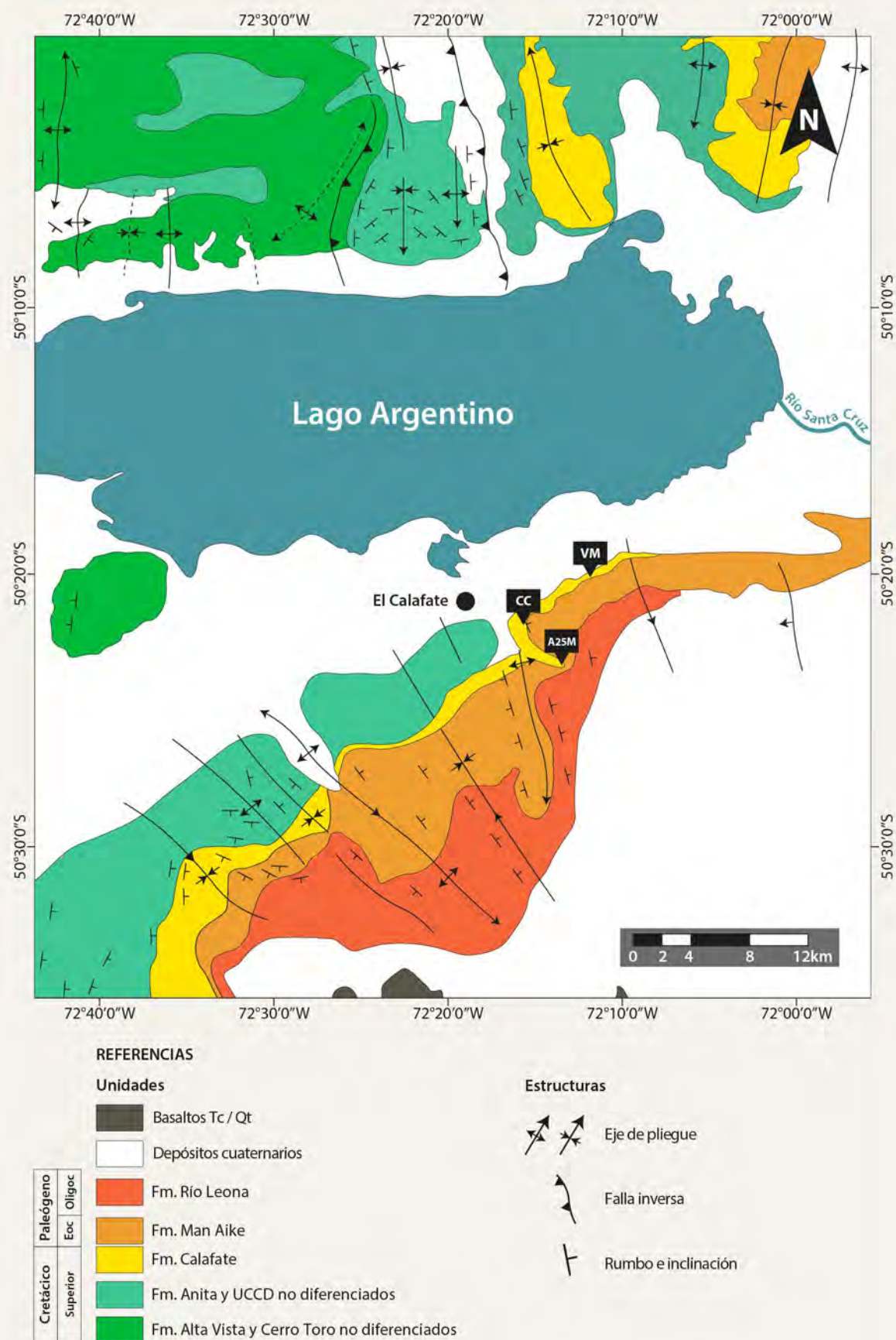


Figura 3.2. Mapa geológico-estructural del área de estudio. Ubicación de los perfiles sedimentarios: CC (Cerro Calafate), VM (Vertedero Municipal) y A25M (Arroyo 25 de Mayo). Mapa tomado y modificado del SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino) y de Ghiglione et al., 2014.

3 ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

El arroyo 25 de Mayo, ubicado dentro de la Estancia 25 de Mayo, es tributario del Arroyo Calafate y corre en sentido este-oeste al sur del Cerro Calafate. Sobre los meandros de este arroyo afloran las mismas secuencias que se ven en el Cerro Calafate y en el Vertedero Municipal a excepción de la parte basal de la unidad que se encuentra cubierta (Fig. 3.5).

3.2 Metodologías de trabajo

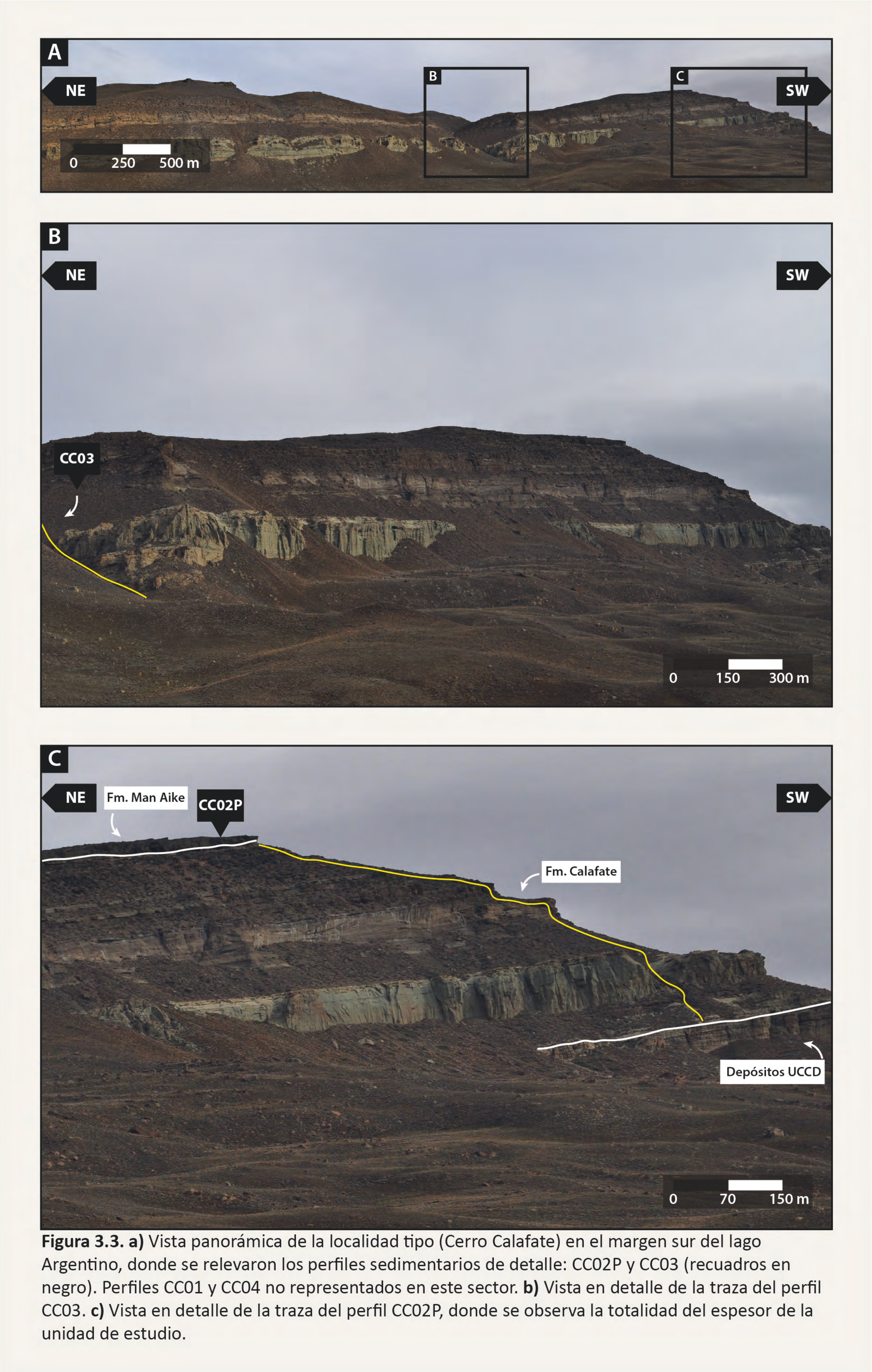
3.2.1 Tareas de recopilación bibliográfica y cartográfica

En la primera etapa de esta tesis se procedió a recopilar información bibliográfica que se encontraba disponible de las unidades que constituyen el relleno sedimentario de la cuenca Austral-Magallanes, con especial atención a trabajos que aportaran resultados sobre la unidad cretácica de interés en este trabajo. Esta recopilación incluyó información de la estratigrafía, evolución tectónica, configuración paleográfica y sistemas petroleros para obtener así un marco teórico específico que ayudase en este estudio. Además, fue necesario estudiar los trabajos de mapeo previos como la Hoja Geológica 58b Lago Argentino e imágenes satelitales Landsat y capturas de libre acceso (GoogleEarth®), para incorporar entendimiento geográfico y geológico de la zona de estudio. Las imágenes satelitales correspondieron a la serie temporal Landsat 8 del año 2016 de bandas RGB y pancromática descargada del sitio web de USGS *Science for a Changing World* (<https://ers.cr.usgs.gov>), con path 230 – row 095; extensión 180284.97 (izquierda) 4308685.00 (inferior), 414914.97 (derecha), 4543315.00 (superior); sistema de referencia de coordenadas: WGS 84/UTM Z 19S. Las capturas de alta resolución del área de estudio se obtuvieron de Google Earth Pro (GEP) con licencia del Centro de Investigaciones Geológicas con fecha 14/04/2016; 13/02/2017; 24/02/2019.

La elección de localidades ideales a relevar durante las tareas de campo surgió de la combinación de: 1) la recopilación bibliográfica, que especifica que la Formación Calafate no presenta fósiles guías o niveles guías u otra particularidad geológica que permita su correcta correlación con localidades más lejanas (como por ejemplo con el margen norte del lago Argentino), por lo cual primeramente es necesario una caracterización a detalle en la localidad tipo. Adicionalmente, de acuerdo con la literatura analizada las relaciones estratigráficas de la unidad varían considerablemente, lo cual ha generado confusiones con los límites de la Formación Man Aike tanto en el margen sur como en el margen norte del lago Argentino, por lo que se concluyó nuevamente que una caracterización previa en la localidad tipo es imprescindible; y 2) visitas previas a afloramientos en el campo que han puesto en consideración la posibilidad de llegar físicamente a los afloramientos de mayor espesor o con mejores exposiciones.

3.2.2 Tareas de campo

Para cumplir con los objetivos propuestos de la presente tesis se realizaron tres viajes de campo en un lapso comprendido entre febrero 2016 a marzo 2018 a la zona de estudio, sur del lago Argentino, puesto que constituyen los meses favorables de la provincia de Santa Cruz para el trabajo



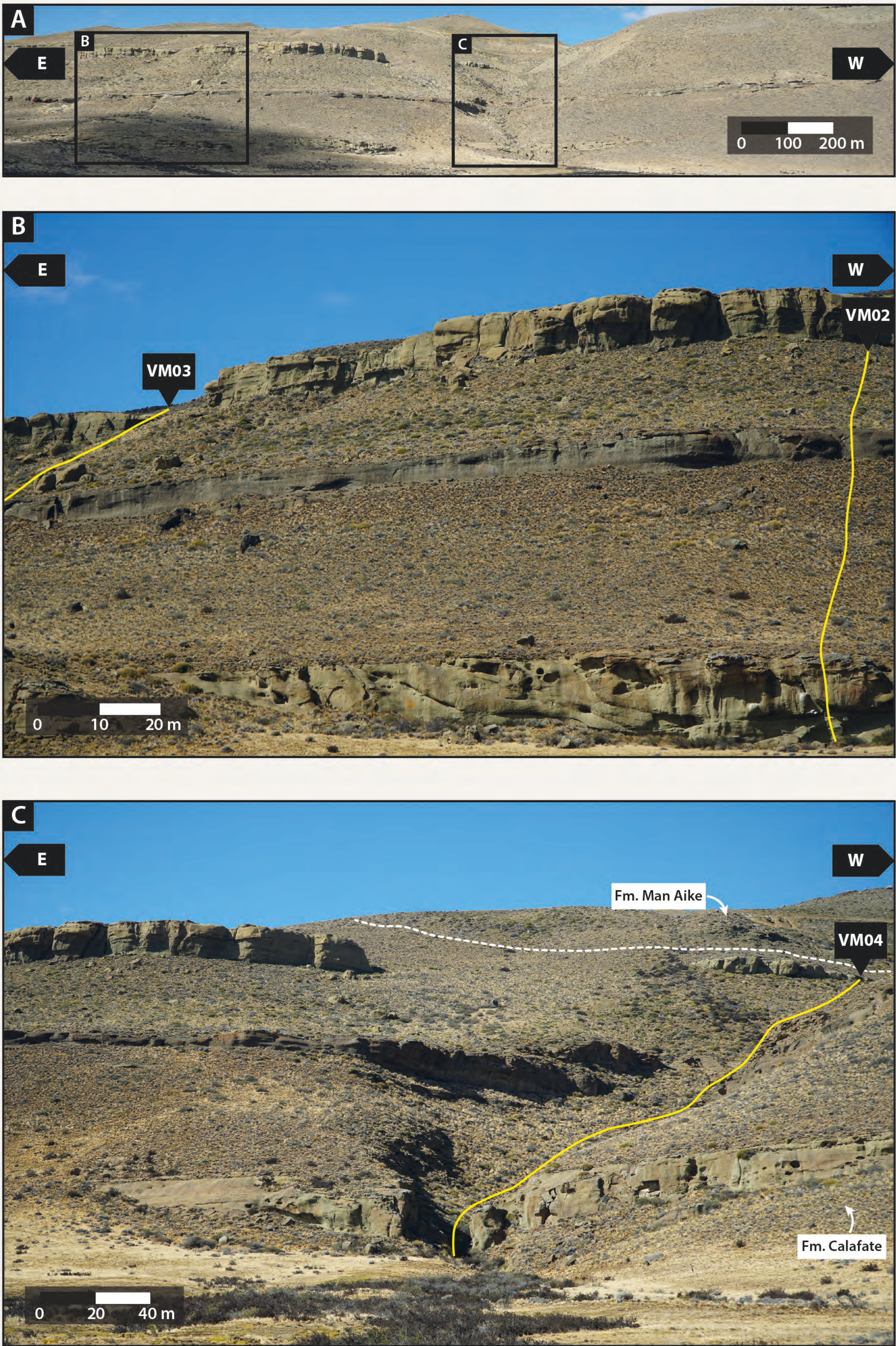


Figura 3.4. a) Vista panorámica de la localidad Vertedero Municipal en el margen sur del lago Argentino, donde se relevaron los perfiles sedimentarios de detalle: VM02, VM03 y VM04 (recuadros en negro). **b)** Ubicación de la traza de los perfiles VM02 y VM03. **c)** Ubicación de la traza del perfil VM04.

3 ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA DE TRABAJO

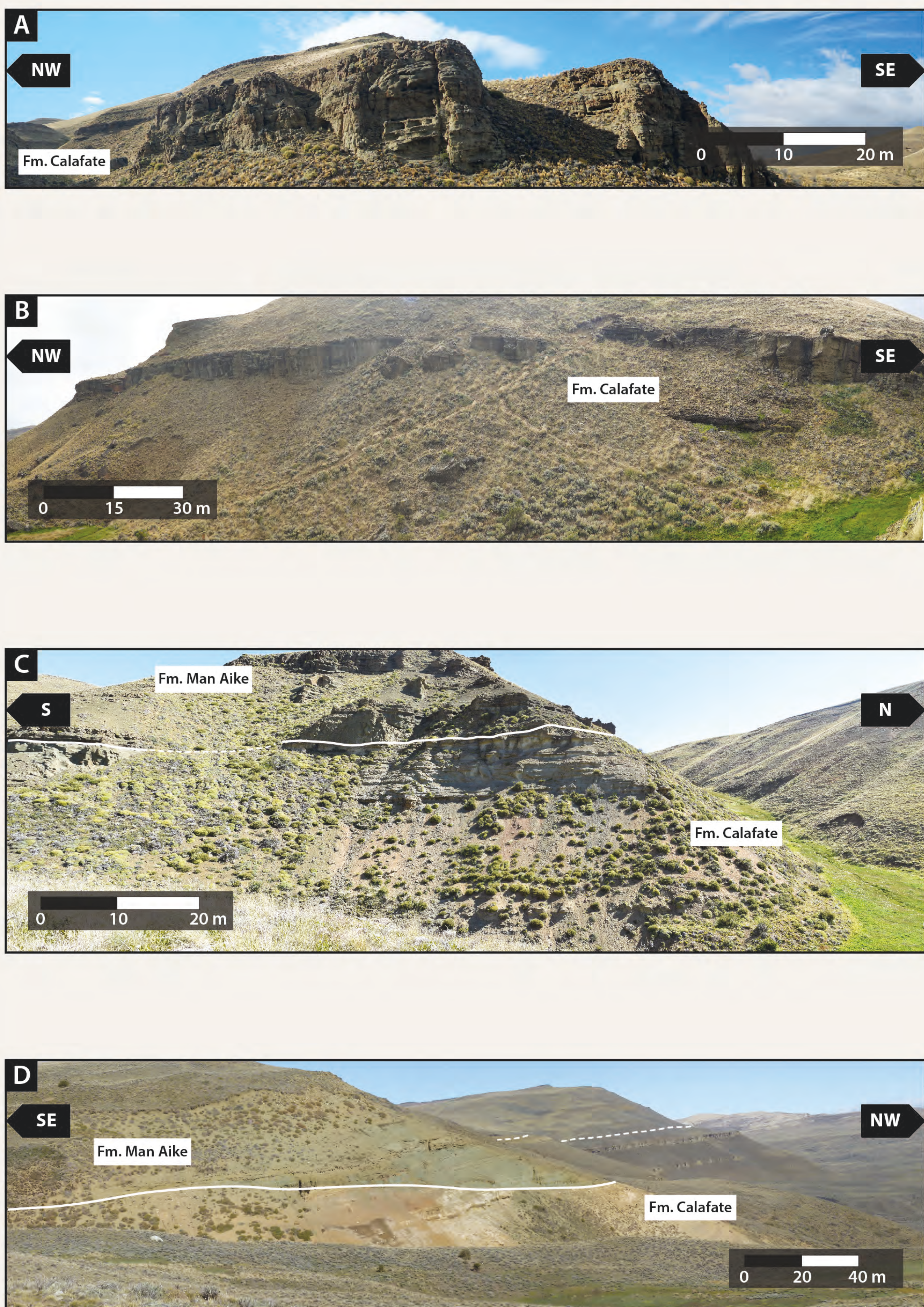


Figura 3.5. a, b) Vista panorámica de la localidad Arroyo 25 de Mayo en el margen sur del lago Argentino, donde se relevó el perfil sedimentario de detalle: A25M. La traza de perfil corre paralelo al arroyo del mismo nombre. **c)** Discordancia paralela y **d)** Discordancia erosiva entre la Formación Calafate (Maastrichtiano) y Man Aike (Eoceno medio), que se observa cercano a la cabecera del arroyo 25 de Mayo.

3 ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

de campo. Así, se destinaron aproximadamente 90 días a las principales actividades que forman parte de las tareas de campo son el relevamiento de perfiles sedimentológicos y muestreo sistemático.

3.2.2.1 Relevamiento de perfiles sedimentológicos y muestreo

A partir de los afloramientos cuidadosamente seleccionados, aquellos con las mejores y más completas expresiones de la sucesión en estudio, se relevaron nueve perfiles sedimentológicos de detalle (escala 1:100) que permiten la comparación entre localidades. Los perfiles sedimentológicos relevados: (1) perfil Vertedero Municipal (VM01P, VM02, VM03, VM04), (2) perfil Cerro Calafate (CC01, CC02P, CC03, CC04) y (3) perfil Arroyo 25 de Mayo (A25M). En todos los perfiles se registraron con puntos GPS las posiciones iniciales y finales de estos, bases y techos respectivamente, así como puntos intermedios de control. Mediante la utilización de cinta métrica y brújula geológica se realizaron descripciones detalladas de las distintas litologías (textura y composición), el reconocimiento y medición de las estructuras sedimentarias mecánicas y orgánicas, la identificación de la geometría de los cuerpos, las relaciones estratales y el tipo de superficie que limitan las distintas capas sedimentarias, y la medición de orientación de paleocorrientes. Todas estas descripciones se encuentran documentadas mediante fotografías digitales

Los criterios utilizados para la toma de muestras sistemática en las sedimentitas fueron el espaciamiento y los cambios litológicos en la vertical. Este muestreo tuvo por objetivos la realización de estudios petrográficos estándar, difracción de rayos X y de geoquímica, estudios de microscopía electrónica de barrido a modo complementario.

3.2.3 Tareas de laboratorio

3.2.3.1 Petrografía y Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)

De las muestras psamíticas obtenidas en el campo se confeccionaron cincuenta y siete (57) secciones delgadas en el taller de cortes del Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET) (Fig. 3.6 a, b) por los técnicos Daniel Mártire y Pablo García, posteriormente los mismos fueron descriptos utilizando el microscopio petrográfico LEITZ laborlux 12POL y Nikon® Eclipse E200 (Fig. 3.6 c, d). La descripción de las areniscas incluyó la determinación de la composición mineralógica de los constituyentes principales, de la matriz y de los cementos. Además, se definieron: tamaño, selección (Harrell, 1984), redondez-circularidad de los clastos (Powers, 1953) y contactos entre clastos (Taylor, 1950).

En forma adicional, para la clasificación composicional de las psamitas se realizó un análisis estadístico de modas detríticas con el software Rock.AR.V2.0, siguiendo la metodología de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984) que incluye el conteo de 400 puntos por sección delgada con el espaciamiento mayor igual al tamaño de grano máximo de la muestra. Posteriormente, estas sedimentitas fueron clasificadas utilizando los diagramas triangulares de Folk et al. (1974) y Dott (1964) modificado por Pettijohn et al. (1972) para observar cambios en las proporciones de cuarzo de acuerdo con el origen de este y las posibles inferencias. Sobre la base de las composiciones se trabajó

3 ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

en la procedencia utilizando los diagramas de discriminación tectónica de áreas de aporte de Dickinson et al. (1983).

Las descripciones, clasificaciones y relaciones de los componentes como porosidad, cementos, relaciones entre clastos, venas y estilolitas permitieron estudiar la evolución diagenética de todas las secciones estudiadas. Por lo que, en forma complementaria, ocho (8) muestras fueron analizadas con un equipo de microscopía electrónica de barrido (MEB) FEI Quanta 200 SEM con sonda EDAX (Facultad de Ingeniería, UNLP) con asistencia de la técnica Anahí Azpeiti. Con la utilización de este microscopio se caracterizaron las micromorfologías principales de los argilominerales, y su distribución espacial, sumada a la estimación semicuantitativa de los elementos químicos presentes en los mismos.

3.2.3.2 Difracción de rayos X (DRX)

Para el análisis de difracción de rayos X se utilizó un equipo PANalytical, modelo X'Pert PRO, de óptica prealineada de alta resolución y tubo de rayos X metal- cerámico con ánodo de Cu en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas a través del personal capacitado Germán Kürten, Luis Vigiani y Cecilia Genazzini. La preparación del material se llevó a cabo de manera minuciosa para garantizar la correcta definición de los patrones de difracción. Las muestras analizadas por este método provenientes de los distintos perfiles corresponden a setenta y cuatro (74) areniscas y quince (15) limolitas que se encuentran en un rango textural de arena gruesa a limo grueso.

El procedimiento del análisis de las muestras se inició con la molienda en mortero de ágata de un fragmento pequeño e inalterado de roca, del cual se obtuvo una cantidad aproximada de 5 gramos de polvo de roca (Fig. 3.6 e). La molienda por impacto tiene por objeto separar los minerales no arcillosos de los minerales arcillosos, buscando liberar a los minerales arcillosos del arreglo sedimentario sin romper la estructura de estos y a su vez aumentar la superficie específica de los granos minerales. A partir de aquí, una parte del polvo se destinó a la lectura de “roca total” para la cual fue necesario continuar con la molienda hasta la obtención de un polvo impalpable, de cantidad suficiente para llenar completamente el porta-muestra. Posteriormente se ingresó al equipo por aproximadamente 3 horas utilizando en la corrida ángulos $^{\circ}2\theta$ de 3-37.

La otra parte del polvo de roca se destinó a la lectura de “arcillas” y para ello se prepararon muestras orientadas. Dentro de un vaso, correctamente rotulado, se colocó el polvo de la roca y se vertió agua destilada hasta la mitad, se agitó manualmente y se dejó reposar durante 1h. Este constituye el tiempo óptimo en el cual por la Ley de Stokes decantan las partículas de mayor diámetro quedando las partículas $< 4 \mu\text{m}$ en suspensión. Luego, mediante pipeteo se obtuvo la fracción arcilla en dos porta-muestras de vidrio de 1 cm^2 (Fig. 3.6 f). Una de estas muestras se llevó al equipo luego de haberla dejado secar a temperatura ambiente por 24 horas para la lectura de arcillas “normal” utilizando en la corrida ángulos de $^{\circ}2\theta$ de 2-32. Una vez analizada dicha muestra, se sometió a vapores de Etilenglicol por 24 horas de manera que las moléculas del reactivo pudieran ser absorbidas por las arcillas expansivas e identificadas en la difracción. Luego de las 24 horas de exposición a los vapores, la muestra se analizó inmediatamente para la lectura denominada

3 ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

“glicolada” utilizando en la corrida ángulos de 2θ de 2-26. Por último, la segunda muestra obtenida del pipeteo se colocó en una mufla a 550 °C por dos horas para diferenciar arcillas mediante el colapso de sus estructuras. Esta lectura se denomina “calcinada” y se utilizó en la corrida ángulos de 2θ de 3-15. No ha sido necesario el pretratamiento químico para remover cementos tales como óxido de hierro o de materia orgánica en ninguna de las muestras.

Los resultados se representaron gráficamente utilizando el programa *Origin*® y se ilustraron por separado las lecturas de roca total y de arcillas (fracción fina), ésta última incluye las lecturas de arcilla normal, glicolada y calcinada. Para identificar las distintas especies minerales, tanto en roca total como en fracción fina, se consideraron las distintas reflexiones del difractograma que están expresadas en unidades de ángulo 2θ , siendo θ el ángulo de refracción. Mediante la aplicación de la fórmula de la Ley de Bragg (Brindley, 1961; Brown, 1980) estos valores fueron convertidos a cifras de espaciado (en Å) de los planos generadores de las refracciones. Cada especie mineral desarrolla un patrón de reflexiones y espaciados que es característico, lo que se define por la utilización de patrones estándar ya establecidos. La estimación mineralógica de los componentes en el difractograma de roca total se estima en abundancias relativas a partir del área pico de cada mineral, para las estimaciones semicuantitativas de la concentración relativa de los minerales de arcillas se utilizó el método pico-área (Biscaye, 1965) aplicando factores empíricos con el fin de obtener los porcentajes relativos (Moore y Reynolds, 1989). Los factores empíricos consideran que: (1) el área correspondiente al pico 001 de illita (10 Å) como unidad entera; (2) el pico de máxima intensidad de la caolinita y el pico de 002 de la clorita se localizan ambos en 7 Å, las proporciones relativas de estas dos especies minerales se determinan sobre la medición de las reflexiones de los picos 002 de la caolinita (3,57 Å) y 004 de la clorita (3,53 Å) (Lluch y Spalletti, 1976), por lo que ambos picos se dividen por dos; (3) el pico de esmectita se encuentra entre 14 y 17 Å y se divide por cuatro; (4) la cuantificación relativa de las capas de los interestratificados illita-esmectita se calculó a partir de las reflexiones situadas entre 10 y 14 Å y debe dividirse por uno coma cinco.

Los resultados tanto de roca total como de la fracción fina (arcillas) fueron recalculados a datos porcentuales (semicuantificación) y expresados en tablas mediante el uso del programa Microsoft Excel. La abundancia relativa de las especies minerales fue expresada mediante rangos: traza (tr) <0,5 %, muy escaso (me) 0,5–5 %, escaso (e) 6–15 %, moderado (m) 16–30 %, abundante (a) 31–50 %, muy abundante (ma) 51–80 %, extremadamente abundante (ea) 81–100. A su vez, los valores porcentuales fueron representados en perfiles junto a los perfiles sedimentarios correspondientes con el fin de distinguir variaciones verticales.

Determinación del índice de la cristalinidad de la Illita (IC) e índice de Esquevin (IE)

A partir del reconocimiento de las reflexiones de la illita en los difractogramas de la fracción fina se determinaron los índices de cristalinidad de la illita (IC) o índice de Kübler (1967, 1984) y el de Esquevin (IE) (Esquevin, 1969). El IC se utiliza como geotermómetro dado que se considera que la temperatura es el principal factor de control en la cristalinidad de la illita, aunque otros parámetros son probablemente igual de importantes (litología, relación fluído/roca, presión tectónica, composición de la illita).

3 ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

El IC se define como el ancho a la mitad del pico de la primera reflexión basal de la illita en la lectura natural de los difractogramas (c.f. Frey 1978; Guggenheim et al., 2001) y se expresa en unidades de $\Delta 2\theta$. Estrictamente hablando el uso del término de cristalinidad de la illita incluye contribuciones del interestratificado de illita-esmectita y posiblemente mica blanca rica en potasio, consecuentemente no es una medida directa de la cristalinidad de la illita (Guggenheim et al., 2001; Suchý et al., 2007). Valores del IC menores a 0,25 indica condiciones de metamorfismo, entre 0,25 y 0,42 indica condiciones de anquimetamorfismo y valores mayores a 0,42 indica condiciones de diagénesis.

El IE se empleó para diferenciar la composición química de la illita entre ferromagnesiana y aluminosa, dividiendo la altura del pico de la reflexión basal (002) sobre la altura del pico de la reflexión basal (001) de la illita en la lectura natural del difractograma. Valores de IE menores a 0,25 indica composiciones ferromagnesianas, valores mayores a 0,4 indica composiciones aluminosas, y valores entre 0,25 y 0,4 corresponden a composiciones mixtas.

Determinación del índice de la cristalinidad de la Clorita (ChC) y de los politipos de la Clorita

El índice de cristalinidad de la clorita (ChC) es también considerado un geotermómetro dado el control de la temperatura en el desarrollo de la clorita. Este índice (ChC) se determinó midiendo el ancho a la mitad de la altura de los picos de las reflexiones basales (001) y (002) de la clorita en la lectura natural y en la glicolada, para obtener un indicador de la cristalinidad que sea comparable con los valores de los índices de cristalinidad de la Illita (IC) (Árkai, 1991; Suchý et al., 2007). De esta forma se corroboró la relación entre la temperatura y el grado de calentamiento alcanzado por las rocas durante el soterramiento.

3.2.3.3 Fluorescencia de rayos X (FRX)

Se seleccionaron treinta (30) muestras (26 areniscas entre medianas a finas, 2 limolitas gruesas, 2 rocas de composición mixta) para el análisis cuantitativo de elementos mayoritarios mediante uso del equipo Fluorescencia de Rayos X Panalytical (Fig. 3.6 g), modelo Axios Max: tubo Ródio 4 kv, realizados en el *Laboratório de Análise de Minerais e Rochas da Universidade Federal do Paraná* (LAMIR/UFPR), en Brasil. Los análisis fueron asistidos por la Profesora Dr. Anelize Manuela Bahniuk Rumbelsperger y su equipo de técnicos.

Sobre las muestras en estudio el laboratorio realiza análisis cuantitativos en pastilla prensada fundida (perla) detectando abundancias de los once óxidos principales (CaO , MgO , SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , SrO , TiO_2 , MnO y P_2O_5). En primer lugar, las muestras (polvo) se secaron durante al menos 12 horas en estufa a 50°C y luego se colocaron en un desecador a temperatura ambiente para posteriormente ser pesadas. Individualmente, en una botella de ámbar se pesó $0,5000 \pm 0,0003$ g de muestra y $5,0000 \pm 0,0003$ g de fundente utilizando una balanza de aluminio con vidrio reloj como soporte, y se adicionó tres espátulas pequeñas (tipo colher) de nitrato de amonio. A continuación, las distintas muestras se transfirieron a crisoles previamente etiquetados con el número de muestra correspondiente y se homogeneizaron con espátula para ser colocadas en un fusor encendido a nivel 5. Finalizado el ciclo del fusor, las muestras ahora denominadas perlas se retiraron de los moldes y se analizaron por FRX.

3 ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA DE TRABAJO

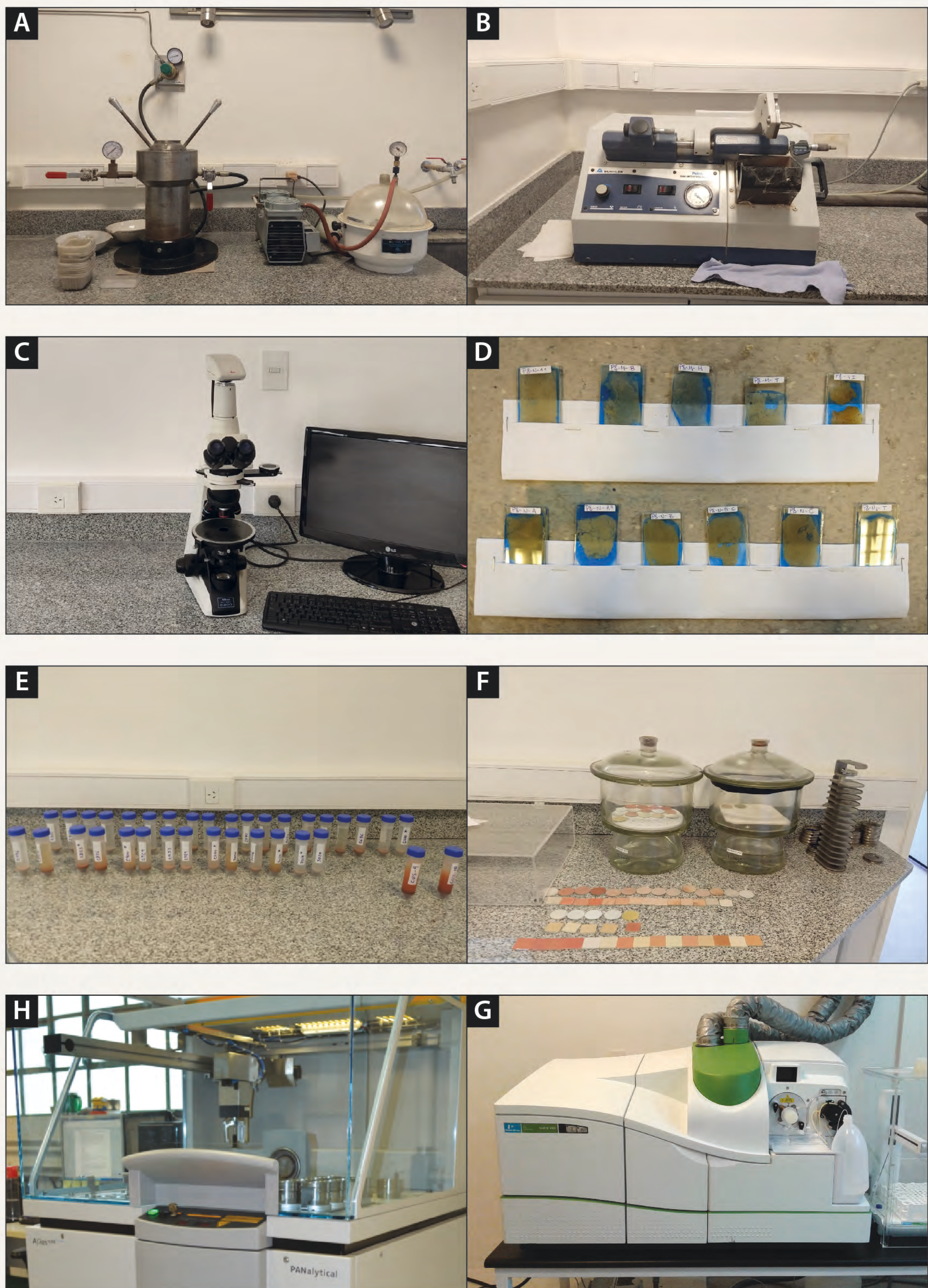


Figura 3.6. Tareas de laboratorio. **a, b)** Taller de cortes delgados. Bomba de nitrógeno (a) y bomba de vacío (b) utilizados en la impregnación de resina. **c, d)** Laboratorio de microscopía. Microscopio óptico Nikon® Eclipse E200 (c) utilizado en la descripción de areniscas (d). **e, f)** Laboratorio de difracción de rayos x. Muestras polvo (e) con agua destilada en reposo para concentrar arcillas. Fracción arcilla en porta-muestras luego del pipeteo (f). **g)** Equipo de fluorescência de rayos X Panalytical del Laboratório de Análise de Minerais e Rochas da Universidade Federal do Paraná (LAMIR/UFPR) utilizado en la identificación de elementos mayoritarios y minoritarios. **h)** Equipo de ICP- MS Perkin-Elmer modelo Nexlon 300 utilizado en la identificación de elementos traza.

3 ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

3.2.3.4 Geoquímica de elementos traza

Se seleccionaron y analizaron treinta (30) muestras (26 areniscas entre medianas a finas, 2 limolitas gruesas, 2 rocas de composición mixta) para el análisis cuantitativo de elementos traza (Cs, Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U, Ti, Sr, Ba, Co, Mo, Rb) y tierras raras (*rare earth elements*: REE) por Espectroscopía de Masas con Plasma inducido acoplado (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*: ICP-MS) mediante uso del Equipo Perkin-Elmer modelo Nexlon 300 (Fig. 3.6 h) que cuenta con nebulizador concéntrico Meinhardt. Los análisis se llevaron a cabo en el Laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones Geológicas mediante la colaboración de la Licenciada Claudia Cavarozzi. El tratamiento individual de las muestras consistió en agregar 1 ml de HNO₃ (c) a 50 mg de muestra colocada en vaso digestor Savillex, se cerró el sistema y se calentó la muestra a 100 °C en estufa durante 24 horas. Luego se dejó enfriar para adicionar 0,2 ml de HClO₄ (c) más 0,8 ml de HF(c) y se calentó nuevamente a 100 °C en estufa durante 48 horas. A continuación, se dejó enfriar y evaporar casi a sequedad y se adicionó 1 gota de HClO₄ (c) y 2 gotas de HF(c) y se repitió la operación. Por último, se dejó evaporar la muestra a sequedad con eliminación absoluta de HClO₄ (indicado por la desaparición de humos blancos), se agregó 0,5 ml de HNO₃ (c) y se llevó a volumen final de 50 ml con agua desionizada. Previo al ingreso de las muestras al equipo ICP-MS se procede al filtrado de estas a fin de evitar cualquier posible residuo sólido que pudiera obturar el nebulizador.

3.2.4 Tareas de gabinete

3.2.4.1 Elaboración de secciones columnares

Las secciones columnares relevadas durante las tareas de campo fueron representadas de manera gráfica en perfiles tipo Selley utilizando para tal fin el *software Adobe Illustrator*®. Se digitalizaron gráficamente nueve secciones columnares detalladas a escala 1:100 representando la información litológica, espesores, contactos, estructuras sedimentarias primarias y orgánicas, mediciones de paleocorrientes, puntos de muestreo y otros aspectos relevantes.

3.2.4.2 Análisis de facies y asociaciones de facies

Facies sedimentarias (FS)

El reconocimiento de las FS se realizó para identificar los principales procesos depositacionales y se basó en las observaciones de campo de: espesores de estratos, *sets*, granulometría y estructuras sedimentarias (primarias y orgánicas). Considerando la composición y proporción de los componentes terrígenos extracuencuales y carbonáticos intracuencuales, las FS se dividieron entre facies silicoclásticas y facies mixtas. Las facies silicoclásticas se diferenciaron en base a su granulometría: facies conglomerádicas (G), facies areno-conglomerádicas (SG), arenosas (S), heterolíticas (H) y limolitas (L). Por su parte las facies mixtas se diferenciaron en base a granulometría y composición: conglomerados arenosos bioclásticos (GSB) y areniscas bioclásticas (SB). Las denominaciones de las FS utilizadas en esta tesis está basado en los modelos clásicos de códigos propuestos por Miall (1977, 1978) y Friend et al. (1979) con ciertas modificaciones teniendo en cuenta a la variabilidad de las facies observadas. En este contexto, la primera y/o segunda y/o tercera

3 ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

letra y en mayúscula corresponde a la litología y composición, una o más letras en minúscula para referirse a estructuras sedimentarias mecánicas u orgánicas (características observables en el cuerpo de roca).

Posteriormente, las FS genéticamente relacionadas se agruparon en asociaciones de facies, en donde cada asociación representa una parte distinta de un sistema depositacional.

Asociaciones de facies (AF)

La identificación de las AF consistió en el análisis de las relaciones entre facies, geometría, arquitectura interna y superficies de discontinuidad presente en los depósitos para definir diferentes cuerpos sedimentarios. Posteriormente, estos cuerpos sedimentarios fueron descritos en base a la geometría externa (lenticular, tabular, etc.), la distribución espacial del conjunto de facies sedimentarias que lo integran, las dimensiones (espesor y continuidad lateral) y las superficies limitantes de los litosomas (e.g., Allen y Fielding, 2007).

Las superficies limitantes se reconocieron empleando los principios de relación de corte y de superposición entre superficies, siguiendo la regla general de que las superficies de menor jerarquía son truncadas por superficies de mayor jerarquía. Estos y otros conceptos fueron previamente sugeridos por distintos autores tales como Allen (1983), Miall (1985), Bridge (1985, 1993), Holbrook (2001), Mellere et al., (2002), Anderson et al. (2004), Johnson y Graham (2004), Olariu et al. (2005), Plink-Bjorklund y Steel (2005), McLaurin y Steel (2007), Gani y Bhattacharya (2007). De esta manera las superficies limitantes erosivas reconocidas corresponden de primer a quinto orden basado en los conceptos de DeCelles et al. (1991) y Miall (1996), mientras que las superficies inclinadas de gran escala que separan estratos representarían eventos depositacionales de barras (e.g., Bridge, 2003).

Las secciones columnares se correlacionaron a escala métrica sobre la base de la continuidad lateral de las AF y usando como nivel de correlación la superficie de discordancia regional entre la Formación Calafate y la Formación Man Aike (Marensi et al., 2002), dada su continuidad a lo largo de la extensión de los afloramientos. Posteriormente, las AF distintivas del sistema depositacional fueron reconstruidas y representadas en esquemas tridimensionales para establecer el modelo paleoambiental integrado.

3.2.4.3 Análisis de paleocorrientes

Los datos de paleocorrientes, obtenidos mediante utilización de brújula tipo Brunton®, fueron en una primera instancia corregidos por inclinación estructural (Potter y Pettijohn, 1963) y luego por declinación magnética de acuerdo con la fecha y hora en la que fueron relevados a partir de datos extraídos de la NOAA'S Geophysical Data Center. Posteriormente, los datos previamente corregidos fueron sometidos a análisis estadístico mediante el software *Past*®, volcados en diagrama de rosas y diferenciados acorde con las estructuras sedimentarias y distribuidos en relación con las asociaciones de facies identificadas.

3.2.4.4 Análisis de las estructuras sedimentarias orgánicas

3 ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

La información icnológica colectada en el campo fue obtenida mediante el reconocimiento y la descripción de las distintas trazas fósiles a escala de estrato. La descripción general incluyó tamaño, presencia o ausencia y tipo de pared, tipo de relleno, abundancia relativa y relaciones de corte. Posteriormente, la evaluación de las trazas fósiles se concentró en la identificación de los icnogéneros y su distribución y abundancia, que a su vez se vieron reflejadas en la determinación de intensidad de bioturbación o Índice de Bioturbación (IB) siguiendo los criterios sensu Reineck (1963) y Taylor y Goldring (1993). Adicionalmente, se realizó una clasificación etológica de las trazas que junto con la determinación de sus morfologías permitió mejorar la clasificación icnotaxonómica.

Una vez determinados los distintos conjuntos de trazas fósiles, se establecieron icnofacies que ayudaron a entender la compleja interacción de factores ambientales (naturaleza del sustrato, energía del ambiente, parámetros ecológicos y ambientales) que controlaron la comunidad biológica, y que en última instancia complementaron la información extraída de las tareas sedimentológicas en la caracterización de los distintos momentos de la evolución paleoambiental de la unidad en estudio.

3.2.5 Informe final

Para la redacción del trabajo de tesis doctoral se integraron conjuntamente las interpretaciones dinámicas y ambientales del análisis facial y arquitectural, y de la distribución espacial y temporal de las asociaciones de facies identificadas, para generar un modelo conceptual y tridimensional del sistema. Se integró el esquema estratigráfico-secuencial obtenido al de evolución regional durante el Maastrichtiano, que permitió generar un diagrama de la evolución temporal y espacial para la Formación Calafate.

A su vez, se complementó con información de composición, procedencia y evolución diagenética de la unidad analizada. Por último, el análisis enfocado en trazas fósiles permitió restringir las condiciones depositacionales durante la evolución paleoambiental de la formación estudiada.

4

FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES

El concepto de facies fue desarrollado por el geólogo y paleontólogo suizo Gressley (1838) para describir los ambientes y las condiciones originales en que se formaron las rocas sedimentarias, basadas en los atributos petrográficos y asociaciones fosilíferas de las mismas. Posteriormente, el término facies fue redefinido como la descripción objetiva y específica de las relaciones espaciales y características internas de las rocas (litología y estructuras sedimentarias). Por lo que, se define a una facies como un cuerpo de roca con características específicas que se ha formado bajo determinadas condiciones de sedimentación, reflejando un proceso particular o un conjunto de condiciones ambientales (Reading y Levell, 1996).

El relevamiento de secciones durante las tareas de campo permitió la elaboración de perfiles sedimentarios de detalle a escala 1:100 como representación gráfica de los datos, a partir de los cuales se establecieron las distintas facies sedimentarias presentes en los cuerpos de roca observados en el afloramiento.

4.1 Facies sedimentarias

En base a las tareas de gabinete explicadas previamente en la sección 3.2.4.2, se han reconocido un total de catorce (14) facies sedimentarias, de las cuales doce (12) corresponden a facies silicoclásticas y dos (2) facies mixtas (epiclásticas-carbonáticas). A su vez, las facies silicoclásticas se diferenciaron en tres (3) depósitos conglomerádicos, seis (6) areniscas, dos (2) heterolíticas y una (1) pelítica. La tabla 4.1 presenta las características principales de las FS (granulometría, espesores, estructuras sedimentarias, otras) y a continuación se describen e interpretan en detalle cada una de las FS.

4.1.1 Facies conglomerádicas

4.1.1.1 Conglomerados con estratificación entrecruzada planar (Gp)

Descripción: sabulitas y conglomerados finos a medianos de color castaño grisáceo, con textura clasto soportada, de pobre selección. Los clastos son subredondeados a redondeados, prolados y discoidales, compuestos por fragmentos de rocas volcánicas. La matriz arenosa mediana a muy gruesa de color castaño. La facies se caracteriza por presentar estratificación entrecruzada planar en

Facies sedimentarias silicoclásticas (epiclásticas)

FS	Litología	Textura	Estrato / set	Estructuras sedimentarias	Restos esqueléticos y trazas fósiles	Proceso sedimentario
Gp	Sabulitas, conglomerados finos a medianos	Clasto sostén, pobre selección	50 - 60 cm	Estratificación entrecruzada planar, intraclastos pelíticos	Ostreídos, trazas fósiles verticales en los intraclastos pelíticos	Migración de dunas gravosas bidimensionales
Gpg	Conglomerados finos a medianos	Clasto sostén, pobre selección	50 - 80 cm	Estratificación entrecruzada planar, gradación inversa, intraclastos pelíticos	-	Migración de dunas gravosas bidimensionales, variación de profundidad y velocidad del agente de transporte
Gm	Sabulitas, conglomerados medianos	Clasto sostén, pobre selección	10 - 40 cm	Masiva	-	Colapso por desaceleración rápida de flujo subáqueo relativamente denso sin desarrollo de estructuras tractivas
SGp	Arenas (medianas a gruesas) conglomeráticas (sabulitas a grava mediana)	Clasto sostén, moderada selección (areniscas)	15 - 100 cm	Estratificación entrecruzada planar	Ostreídos inarticulados	Migración de dunas arenosas gravosas bidimensionales
St	Arenas medianas a gruesas	Clasto sostén, moderada selección	20 - 50 cm	Estratificación entrecruzada en artesa, superficies de reactivación, cortinas de fango	Ostreídos inarticulados	Migración de dunas arenosas tridimensionales, fluctuaciones de la velocidad del agente de transporte que produce períodos de decantación de material fino
Sp	Arenas finas a gruesas	Clasto sostén, moderada selección	10 - 30 cm	Estratificación entrecruzada planar	-	Migración de dunas arenosas bidimensionales
Sb	Arenas muy finas a gruesas	Clasto sostén, moderada selección	30 - 40 cm	Masiva por bioturbación (IB 3-4), onduladas simétricas a levemente asimétricas en los techos	-	Retrabajo del sustrato por parte de organismos, movilización del material del lecho por flujos ácuos predominantemente oscilatorios de moderada a baja energía

Tabla 4.1. Características de las facies sedimentarias de la Formación Calafate.

FS	Litología	Textura	Estrato / set	Estructuras sedimentarias	Restos esqueléticos y trazas fósiles	Proceso sedimentario
Sm	Arenas medianas a gruesas	Clasto sostén, moderada a pobre selección	5 - 15 cm	Masiva, ondulas simétricas a levemente asimétricas en los techos	-	Rápida desaceleración de flujos gravitatorios concentrados en sedimentos, movilización del material del lecho por flujos ácuos predominantemente oscilatorios de moderada a baja energía
Slw	Arenas medianas a gruesas	Clasto sostén, moderada a buena selección	5 - 100 cm	Laminación ondulítica simétrica a moderadamente asimétricas, cubiertas milimétricas de material limoso/fangoso	-	Agradación de óndulas simétricas, fuerte variación periódica de la energía de las corrientes durante la cual tendrían lugar periodos de decantación
Hf	Heterolítica	Moderada a pobre selección	10 - 100 cm	Laminación flaser	Material vegetal	Migración de óndulas simétricas a asimétricas, decantación de sedimento en suspensión
Hw	Heterolítica	Moderada a pobre selección	10 - 100 cm	Laminación ondulosa	Material vegetal	Agradación de óndulas simétricas a asimétricas, decantación de sedimento en suspensión
Lm	Limos	Moderada selección	10 - 400	Masivo, ondulas simétricas a levemente asimétricas en los techos	-	Decantación de sedimento en suspensión, movilización del material del lecho por flujos ácuos predominantemente oscilatorios de moderada a baja energía
Facies sedimentarias mixtas						
FS	Litología	Textura	Estrato / set	Estructuras sedimentarias	Restos esqueléticos y trazas fósiles	Proceso sedimentario
GS8p	Sabulitas, arenas gruesas a muy gruesas, fragmentos bioclásticos tamaño sabulitas	Clasto sostén, moderada selección	25-30 cm	Estratificación entrecruzada planar, grandodecreciente	Ostreidos, briozoos, foraminíferos, equinodermos, gasterópodos y bivalvos de entre 0,5-3,5 cm	Migración de dunas gravosas arenosas bidimensionales
SBp	Arenas gruesas y material bioclástico tamaño arena gruesa	Clasto sostén, moderada a pobre selección	10 - 20 cm	Masiva	Ostreidos inarticulados, material vegetal tipo leñoso	Depósito tipo lag resultado de procesos erosivos a partir de la acción de tormentas o en el transcurso de eventos transgresivos

Tabla 4.1. Características de las facies sedimentarias de la Formación Calafate.

4 FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES

sets de mediana escala (0,5-0,6 m de espesor) y que se organizan en sets aislados. Los cuerpos presentan geometría lenticular de bases ligeramente a fuertemente erosivas y de techos netos (Fig. 4.1 a). En menor medida se observan cuerpos en donde los primeros centímetros basales presentan intraclastos pelíticos de color gris, de tamaño promedio entre 3,5-35 cm de largo y 2-3 cm de ancho y restos de fragmentos de valvas de ostreidos.

Interpretación: depósitos de carga de fondo resultado de la migración de dunas bidimensionales de crestas rectilíneas, originados a partir de flujos subácueos, diluidos, traccionales y turbulentos (Bridge y Demicco, 2008; Collinson et al., 2006). Por su parte, los intraclastos pelíticos son interpretados como el producto de erosión en áreas de granulometría más fina durante migración lateral de las dunas gravosas bidimensionales (c.f Pérez Arlucera y Sopeña, 1986).

4.1.1.2 Conglomerados con estratificación entrecruzada planar y gradación inversa (Gpg)

Descripción: conglomerados finos a medianos, de color castaño grisáceo, con textura clasto soportada, matriz de arenisca gruesa a muy gruesa, de pobre selección. Los clastos son subredondeados a redondeados, prolados y discoidales, compuestos por fragmentos de rocas volcánicas. La matriz arenosa mediana a muy gruesa de color castaño. Estos depósitos conglomerádicos presentan estratificación entrecruzada planar en sets de 0,5-0,8 m de espesor y que se organizan en sets aislados. Los cuerpos presentan geometría lenticular, de bases ligeramente a fuertemente erosivas y de techos netos (Fig. 4.1 b). Internamente a la facies se distingue una gradación inversa, concentrándose los mayores calibres (5-6 cm) en el techo de los sets. En menor medida se observan cuerpos en donde los primeros centímetros basales presentan intraclastos pelíticos, material vegetal y restos de fragmentos de valvas de ostreidos. Los intraclastos pelíticos son color naranja amarillento y/o castaño, de formas proladas y discoidales, de tamaño promedio entre 5-10 cm de largo y 2-3 cm de ancho. Además, los intraclastos pelíticos presentan trazas fósiles que consisten en tubos verticales.

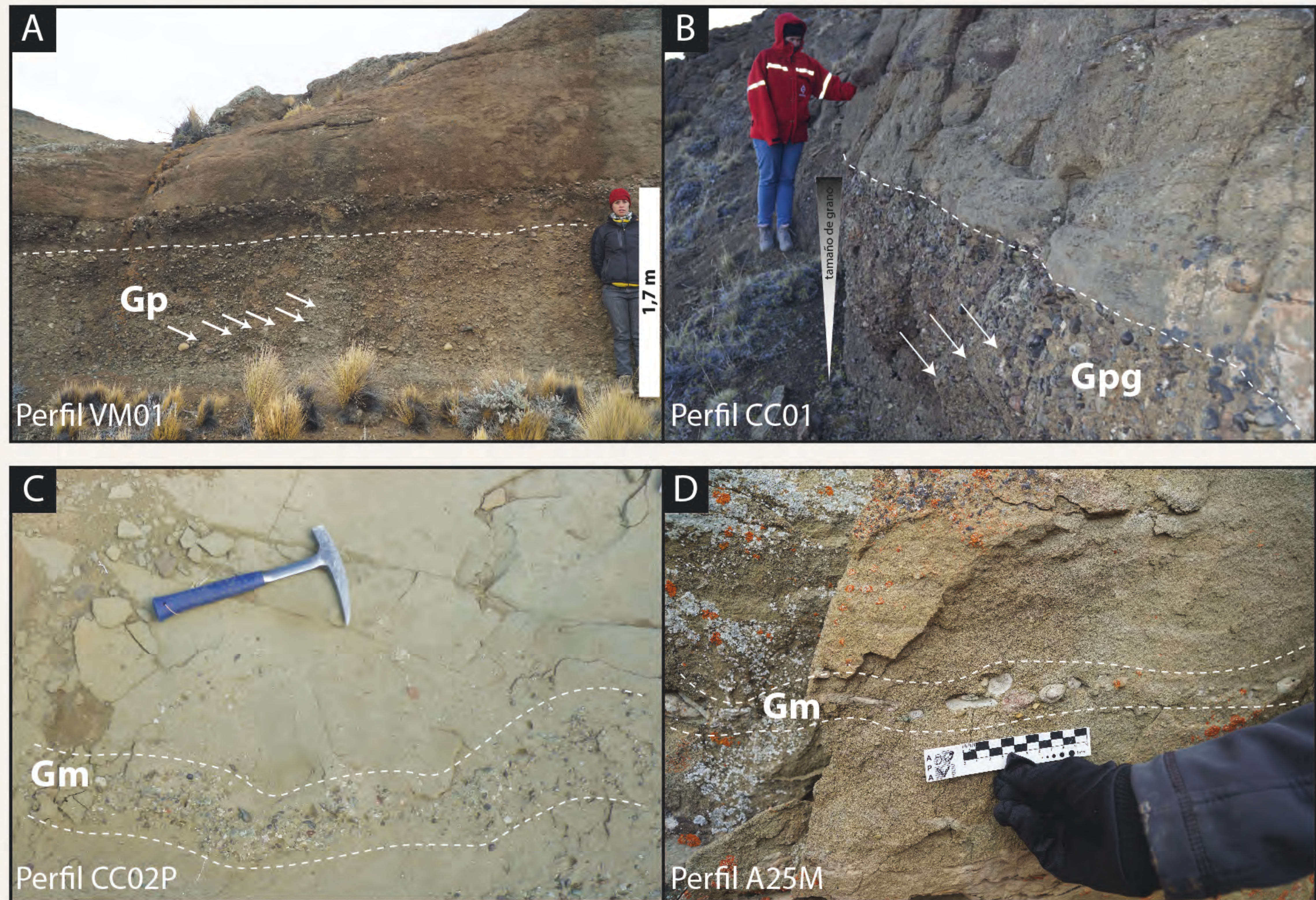
Interpretación: depósitos de carga de fondo resultado de la migración de dunas bidimensionales de crestas rectilíneas, originados a partir de flujos subácueos, diluidos, traccionales y turbulentos (Bridge y Demicco, 2008; Collinson et al., 2006). La variación en la granulometría de los depósitos se encuentra asociada a la profundidad y la velocidad del agente de transporte (Southard y Boguchwal, 1990). Por su parte, los intraclastos pelíticos son interpretados como el producto de erosión en áreas de granulometría más fina durante migración lateral de las dunas gravosas bidimensionales (c.f Pérez Arlucera y Sopeña, 1986).

4.1.1.3 Conglomerados masivos (Gm)

Descripción: psefitas de color gris castaño y/o verde y/o azul grisáceo, de granulometría sábulo hasta grava mediana, con textura clasto sostén a matriz sostén y sin estructura primaria (Fig. 4.1 c, d). Los clastos que conforman el esqueleto son subredondeados a redondeados, prolados y discoidales, y de composición lítica volcánica y en menor proporción moldes internos de valvas rellenos de material fino y de distintos tamaños (0,5-6 cm) (Fig. 4.1 d), mientras que la matriz es de arena mediana a arena

Facies sedimentarias silicoclásticas (epiclásticas)

Facies conglomerádicas



Facies de areniscas

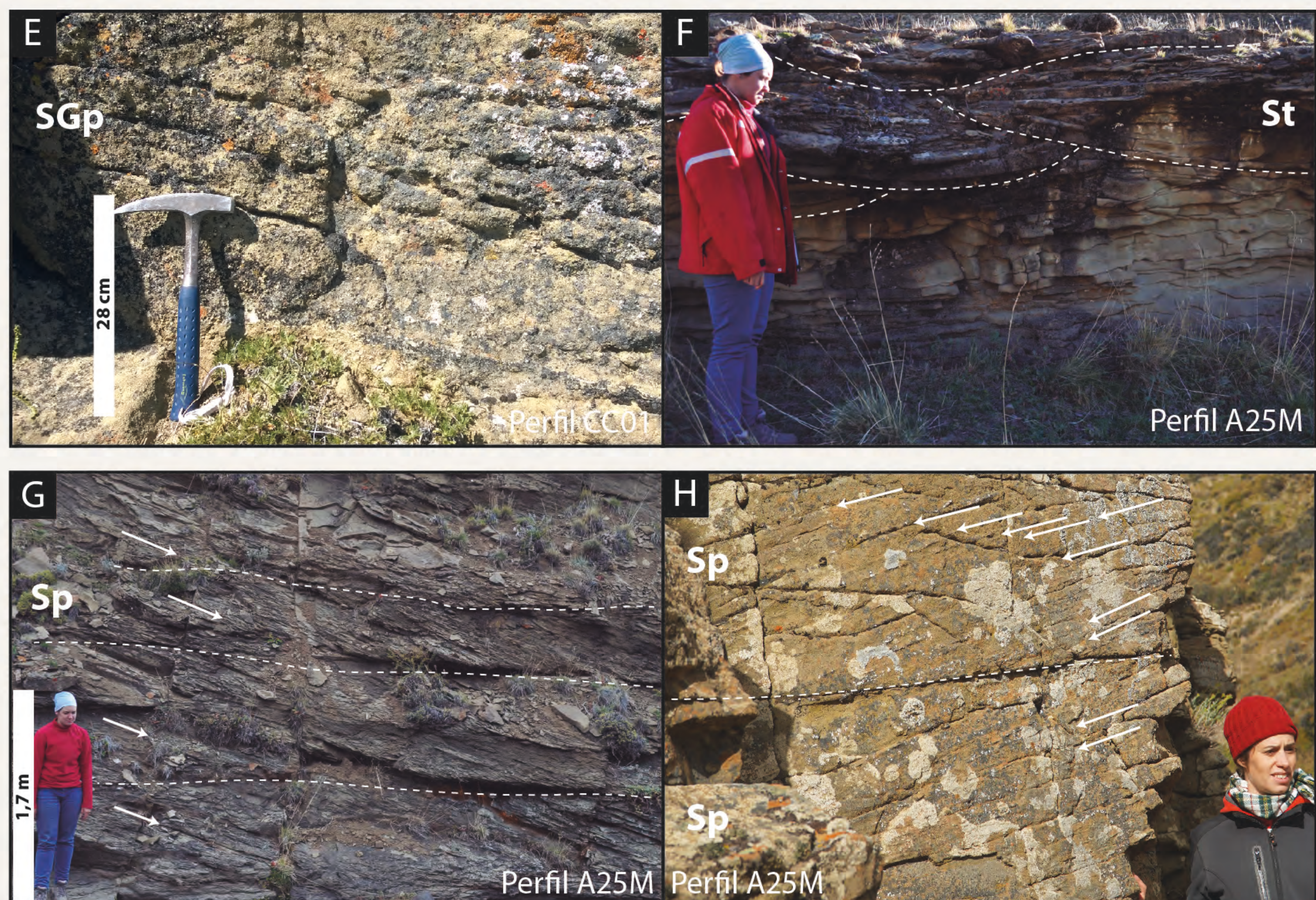


Figura 4.1. **a)** Conglomerados con estratificación entrecruzada planar (Gp). **b)** Conglomerados con estratificación entrecruzada planar y gradación inversa (Gpg). **c)** Conglomerados masivos (Gm) de composición lítica. **d)** Conglomerados masivos (Gm) de intraclastos pelíticos y/o moldes de valvas rellenas de material fino. **e)** Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada planar (SGp). **f)** Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St). **g, h)** Areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp). Referencias: flechas blancas indican dirección de migración, líneas blancas punteadas indica límites de estratos.

4 FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES

muy gruesa. La facies se dispone en estratos de geometría tabular y en menor medida lenticular, con bases planas a irregulares y de 10-40 cm máximo de espesor.

Interpretación: depositación asociada al colapso por desaceleración rápida del flujo que deposita su carga de manera súbita sin desarrollo de estructuras tractivas (Collinson et al., 2006; Bridge y Demicco, 2008), vinculado al transporte por flujos gravitacionales subácueos relativamente densos (Mulder y Alexander, 2001; Benvenuti y Martini, 2002). Estos depósitos también fueron interpretados por Miall (1978) como depósitos de carga de fondo, del tipo residuales o “*lags*” basales, correspondientes a las zonas centrales y/o a las cabeceras de barras gravosas.

4.1.2 Facies de areniscas

4.1.2.1 Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada planar (SGp)

Descripción: depósitos integrados por areniscas de granulometría mediana a gruesa asociadas a láminas de psefitas, de tamaño sabulítico hasta grava mediana. Los cuerpos presentan geometría lenticular a tabular, de bases erosivas y de techos netos. Las areniscas presentan una moderada a pobre selección y textura clasto soportada. Esta facies se caracteriza por presentar estratificación entrecruzada planar (Fig. 4.1 e), en sets de 15 cm a 40 cm pudiendo llegar hasta 1 m de espesor y que se organizan en cosets que alcanzan hasta 1,5 m de potencia. Por su parte, los clastos psefíticos no superan los 50 mm de diámetro y son líticos de origen volcánico, que se localizan preferentemente sobre las caras frontales de los sets. Se reconocen fragmentos de valvas dispersas.

Interpretación: depósitos de carga de fondo arenosos gravosos, resultado de la migración de dunas 2D originadas por flujos subácueos diluidos traccionales y turbulentos (Collinson y Thompson, 1989; Leeder, 1999).

4.1.2.2 Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St)

Descripción: areniscas de granulometría mediana a gruesa, de textura clasto soportada, moderadamente seleccionada y con estratificación entrecruzada en artesa (Fig. 4.1 f). Estos depósitos se disponen en sets lenticulares de 20-50 cm y de hasta 1 m de espesor, que se organizan en *cosets* de hasta 3 m de espesor. Internamente se observan superficies de reactivación y/o cortinas de fango, con *foresets* de bases curvilíneas y levemente erosivas que inclinan con un ángulo moderado (15-20°). Se reconocen fragmentos de valvas dispersas.

Interpretación: depósitos de carga de fondo arenosos, resultado de la migración de dunas 3D originadas por flujos subácueos diluidos traccionales y turbulentos de muy alta energía (Collinson y Thompson, 1989; Leeder, 1999). Los recubrimientos pelíticos en las caras frontales y en la base de los sets se asume como una fuerte variación periódica de la energía de las corrientes durante la cual tendrían lugar períodos de decantación de material fino (Shanley et al., 1992; Collinson et al., 2006).

4.1.2.3 Arenisca con estratificación entrecruzada planar (Sp)

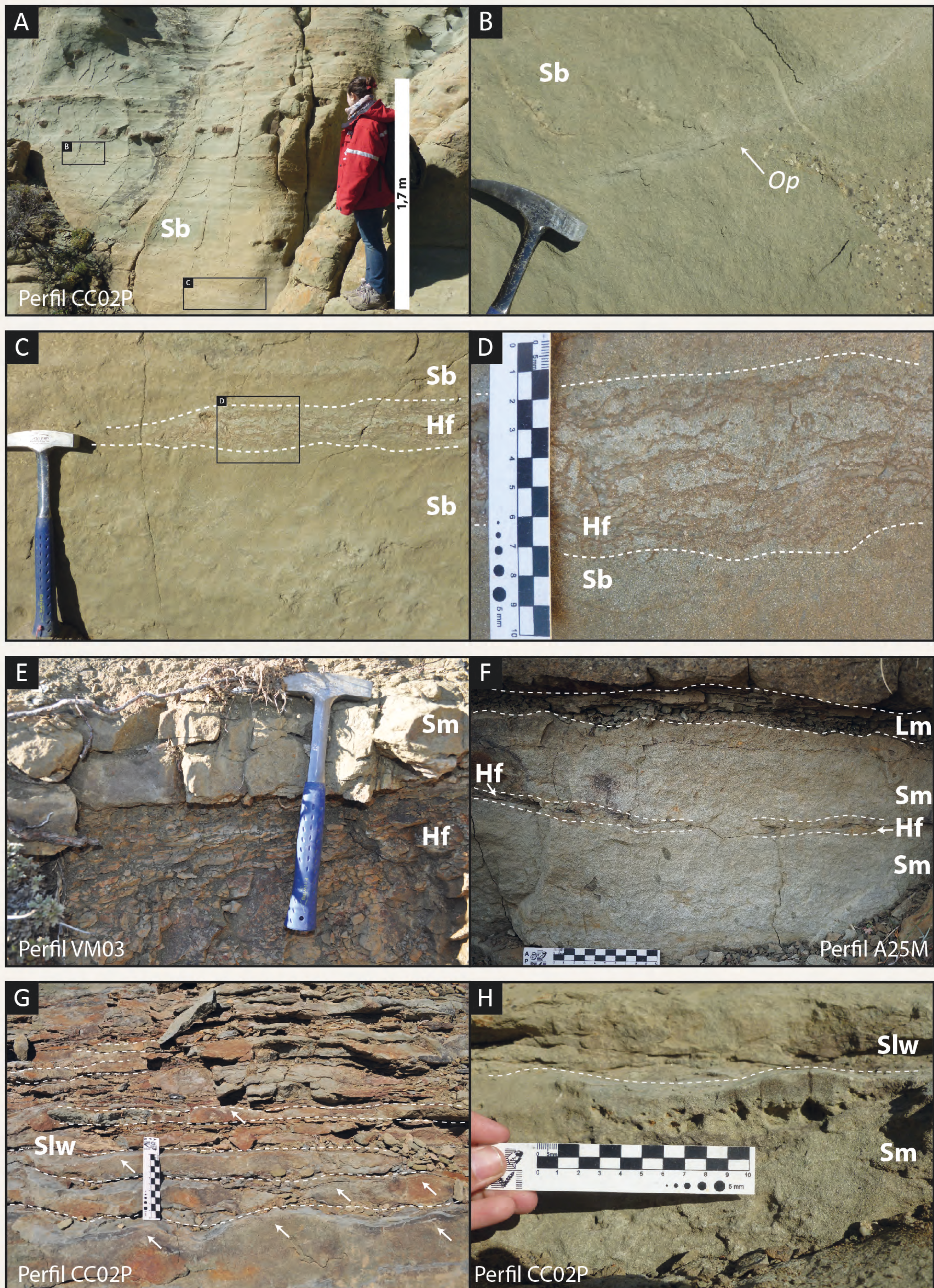


Figura 4.2. **a)** Vista general de las areniscas bioturbadas. **b)** Vista en detalle de las areniscas bioturbadas (Sb), en la que se observa traza fósil de *Ophiomorpha* (Op). **c)** Vista en detalle de la alternancia de areniscas bioturbadas (Sb) con heterolíticas flaser (Hf). Nótese la pérdida de estructura primaria en las areniscas bioturbadas (Sb). **d)** Vista en detalle de heterolítica flaser (Hf) que presenta bioturbaciones. **e)** Areniscas masivas (Sm). **f)** Detalle de areniscas masivas (Sm) que intercalan con heterolíticas flaser (Hf). Nótese que las facies Sm y Hf presentan bioturbaciones. **g)** Areniscas con laminación ondulítica (Slw), flechas blancas indican dirección de migración y las líneas blancas señalan límites de sets. **h)** Areniscas con laminación ondulítica (Slw) intercalando con areniscas bioturbadas (Sb) y limolitas masiva (Lm). Referencias: piqueta de escala 28 cm de largo.

4 FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES

Descripción: depósitos integrados por areniscas de granulometría fina a gruesa, clasto sostén y moderadamente seleccionadas. Esta facies se caracteriza por presentar estratificación entrecruzada planar (Fig. 4.1 g, h), en sets de geometría tabular y espesores de 10-30 cm y que se organizan en *cosets* de hasta 3-3,5 m.

Interpretación: depósitos de carga de fondo arenosos, resultado de la migración de dunas 2D originadas por flujos subácueos diluidos traccionales y turbulentos (Collinson y Thompson, 1989; Leeder, 1999).

4.1.2.4 Areniscas bioturbadas (Sb)

Descripción: areniscas de granulometría desde muy fina a gruesa, clasto sostén y moderadamente seleccionadas. Se caracterizan fundamentalmente por la presencia de abundantes trazas fósiles que generan un aspecto general masivo (Fig. 4.2 a), con un IB (índice de bioturbación) variable entre 3-4 (Fig. 4.2 b, c). Estas areniscas se disponen en estratos de 30-40 cm de espesor promedio y en cuyos techos se observan ondulitas simétricas a levemente asimétricas de aproximadamente 10 cm de longitud de onda, sobre las cuales se disponen cubiertas milimétricas de material limoso/fangoso o bien heterolíticas flaser (Fig. 4.2 c, d). Ocasionalmente se distinguen restos de valvas y/o material vegetal sin orientación preferencial.

Interpretación: pérdida de estructura depositacional primaria debida a la bioturbación por parte de organismos que viven en el sedimento (Buatois y Mángano, 2011). Las ondulitas preservadas en el techo reflejan movilización del material del lecho por flujos ácueos predominantemente oscilatorios de moderada a baja energía (Collinson et al., 2006).

4.1.2.5 Areniscas masivas (Sm)

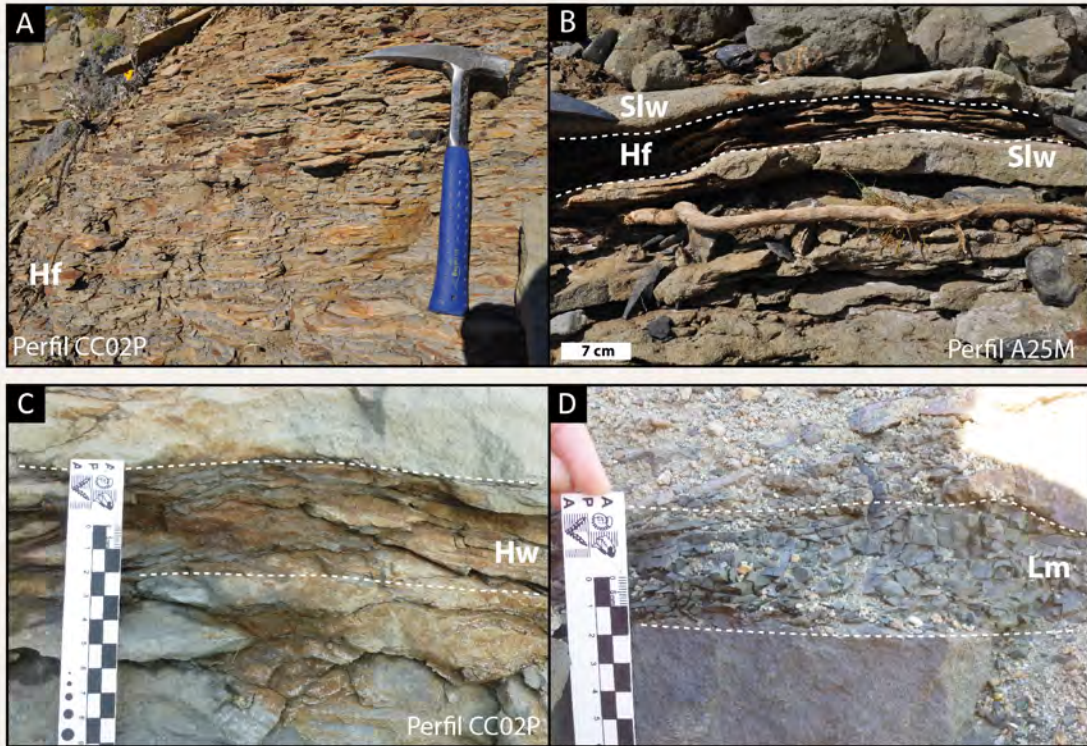
Descripción: areniscas de granulometría mediana a gruesa, clasto sostén y moderada a pobremente seleccionadas, caracterizadas por el aspecto masivo y ausencia de estructuras tanto mecánicas como biogénicas (Fig. 4.2 e, f). Estas areniscas masivas se presentan en estratos de entre 5-15 cm de espesor, de bases planas y generalmente con techos ondulados.

Interpretación: depósito generado a partir de la rápida desaceleración de flujos gravitatorios concentrados en sedimentos (Miall, 1978; Collinson y Thompson, 1989, Collinson et al., 2006). La depositación está asociada al colapso por desaceleración rápida del flujo, depositando su carga de manera súbita (Collinson et al., 2006; Bridge y Demicco, 2008). Las ondulitas en el techo reflejan movilización del material del lecho por flujos ácueos predominantemente oscilatorios de moderada a baja energía (Collinson et al., 2006).

4.1.2.6 Areniscas con laminación ondulítica simétrica (Slw)

Descripción: areniscas de granulometría mediana a gruesa, clasto sostén, moderada a bien seleccionadas y que presentan laminación ondulítica (Fig. 4.2 g). Los depósitos se presentan en estratos tabulares, de bases y techos planos o bien ondulosos y de hasta 5 cm de espesor. En ocasiones, en el

Facies herolíticas y pelíticas



Facies sedimentarias mixtas

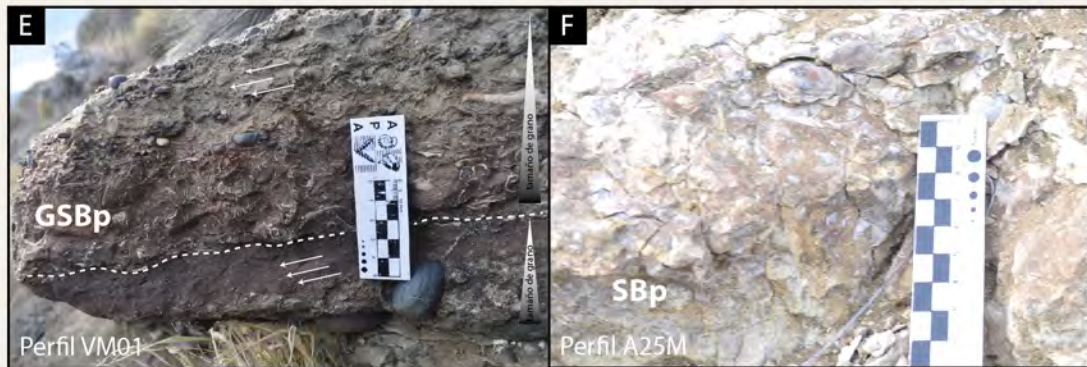


Figura 4.3. a, b) Heterolítica con laminación flaser (Hf). c) Heterolítica con laminación ondulosa (Hw). d) Limolitas masivas (Lm). e) Vista en detalle de conglomerados arenosos con estratificación entrecruzada planar (GSBp). Líneas blancas punteadas indican límite de sets, flechas blancas indican planos de estratificación entrecruzada planar. f) Vista en detalle de areniscas bioclásticas con estratificación entrecruzada planar (SBp). Referencias: piqueta de escala 28 cm de largo.

4 FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES

techo de los estratos se observan óndulas de crestas redondeadas y simétricas (Fig. 4.2 h), sobre las cuales suelen disponerse cubiertas milimétricas de material limoso/fangoso.

Interpretación: estos depósitos están asociados a la movilización del material del lecho por flujos ácueos predominantemente oscilatorios de moderada a baja energía (Collinson et al., 2006). Las delgadas láminas de material fino reflejan pausas producto de una fuerte variación periódica de la energía de las corrientes durante la cual tendrían lugar períodos de decantación (Shanley et al., 1992; Collinson et al., 2006).

4.1.3 Facies heterolíticas

4.1.3.1 Heterolítica con laminación flaser (Hf)

Descripción: facies conformada por intercalaciones delgadas de areniscas y limolitas. Predominan los niveles arenosos por sobre los niveles de limolitas que ocurren a menudo como finas láminas discontinuas (Fig. 4.2 c-f; 4.3 a, b). Las capas arenosas se caracterizan por presentar laminación ondulítica. Los depósitos se presentan en estratos de escasos centímetros hasta 1 m de espesor y discontinuos, de bases netas y techos con óndulas simétricas a asimétricas de crestas redondeadas.

Interpretación: originada por fluctuaciones de procesos tractivos y procesos de decantación debido a la acción de flujos oscilatorios tractivos en un medio subáqueo. Los procesos tractivos corresponden a la migración de óndulas simétricas (sedimento arenoso en el lecho), cuando el movimiento cesa los sedimentos finos se acumulan en los senos de las óndulas por decantación (Collinson et al., 2006).

4.1.3.2 Heterolítica con laminación ondulosa (Hw)

Descripción: niveles heterolíticos caracterizados por la alternancia de areniscas con limolitas o limolitas fangosas en proporciones similares y en donde se aprecia una gradación continua entre ambas granulometrías (Fig. 4.3 c). Las capas arenosas se caracterizan por presentar óndulas simétricas a levemente asimétricas con crestas redondeadas, las cuales presentan un carácter agradante generando una laminación ondulítica. Estos depósitos heterolíticos se disponen en estratos de escasos centímetros hasta 1 m de espesor y discontinuos, de bases netas y techos con óndulas simétricas a asimétricas. En ocasiones se puede distinguir abundantes restos de material vegetal.

Interpretación: originada por fluctuaciones de procesos tractivos y procesos de decantación debido a la acción de flujos oscilatorios tractivos en un medio subáqueo. Los procesos tractivos corresponden a la migración de óndulas simétricas (sedimento arenoso en el lecho), cuando el movimiento cesa los sedimentos finos se acumulan por decantación (Collinson et al., 2006).

4.1.4 Facies pelíticas

4.1.4.1 Limolitas masivas (Lm)

4 FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES

Descripción: esta facies está compuesta por limolitas y/o limolitas fangosas masivas grises a castañas (Fig. 4.3 d). Generalmente los depósitos se disponen en estratos de geometría tabular, de escasos centímetros hasta 4 m de espesor. En ocasiones se distinguen óndulas simétricas a levemente asimétricas en los techos de estratos.

Interpretación: depositación por decantación de sedimento en suspensión en un ambiente subáqueo de baja energía. Las ondulitas en el techo reflejan movilización del material del lecho por flujos ácuos predominantemente oscilatorios de moderada a baja energía (Collinson et al., 2006).

4.1.5 Facies mixtas

En este grupo de facies se reconocen tantos componentes silicoclásticos como carbonáticos intracuencales, por lo que en esta tesis se ha optado por denominarlas rocas mixtas siguiendo la clasificación de Álvarez-Trenttini y Schwarz (2016). Los componentes silicoclásticos están representados por litoclastos y matriz, de granulometría psefítica-psamítica y psamítica, respectivamente. Por su parte, entre los componentes carbonáticos se reconocen fragmentos esqueléticos asociados a una matriz de fango micrítico presente en proporciones variables.

4.1.5.1 Conglomerados arenosos bioclásticos con estratificación entrecruzada planar (GSBp)

Descripción: esta facies se compone de hasta un 70% de componentes silicoclásticos que consisten en conglomerados de granulometría sábulos, con textura clasto soportada, matriz de arenisca gruesa a muy gruesa, de pobre selección. Los componentes silicoclásticos de los conglomerados y arenas consisten mayoritariamente en litoclastos volcánicos y en menor medida en litoclastos metamórficos, sedimentarios y cristaloclastos de cuarzo. El restante 30% de esta facies lo comprenden los componentes intracuencales de tamaño grava y arena tales como los fragmentos esqueléticos y el fango micrítico. Los fragmentos bioclásticos corresponden a fósiles de invertebrados marinos (Fig. 4.3 e), que se encuentran fragmentados y que consisten en ostreídos, briozoos, foraminíferos, equinodermos, gasterópodos y bivalvos con tamaños entre 0,5-3,5 cm. Estos conglomerados arenosos mixtos presentan internamente estratificación entrecruzada planar en arreglo granodecreciente, en sets de 25-30 cm de espesor. Los depósitos se disponen en estratos lenticulares, de bases erosivas y techos planos.

Interpretación: depósitos de carga de fondo gravosos arenosos, resultado de la migración de dunas 2D originadas por flujos subácuos diluidos traccionales y turbulentos (Collinson y Thompson, 1989; Leeder, 1999).

4.1.5.2 Areniscas bioclásticas con estratificación entrecruzada planar (SBp)

Descripción: esta facies se compone de hasta un 50% de componentes silicoclásticos que consisten en areniscas de granulometría gruesa, clasto sostén, de moderada a pobre selección y de aspecto masivo (Fig. 4.3 f). Los componentes silicoclásticos consisten mayoritariamente en litoclastos volcánicos y en menor medida en litoclastos metamórficos y cristaloclastos de cuarzo. El restante 50% de esta facies lo comprenden los bioclastos (40%) y el fango carbonático (10%). Entre los bioclastos se reconocen fundamentalmente ostreídos enteros o fragmentados indiferenciados que miden entre 1-3 cm aproximadamente de largo. Estas areniscas bioclásticas presentan estratificación entrecruzada

4 FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES

planar en sets de 15-20 cm de espesor, que se disponen en estratos de geometría lenticular, de bases erosivas y techos planos.

Interpretación: depósitos concentrados de tipo “lag” (Kidwell y Bosence, 1991; Kidwell, 1993) originados por procesos de erosión, transporte y acumulación a partir de la acción de tormentas (Pickerill y Brenchley, 1991) u originados como resultado de procesos erosivos de ravinamiento ocurridos en el transcurso de eventos transgresivos (Boyd et al., 2006).

4.2 Asociaciones de facies

El análisis de asociaciones de facies se realiza para entender las combinaciones de facies sedimentarias que se encuentran genéticamente relacionadas y se agrupan en asociaciones de facies que reflejan un conjunto de procesos depositacionales y una parte distintiva del ambiente depositacional donde fueron originadas (Walker, 2006). En base al análisis de las catorce (14) facies sedimentarias y de las tareas de gabinete explicadas previamente en el apartado 3.2.4.2, se definieron siete asociaciones de facies que se utilizaron como base para la subdivisión descriptiva del registro estratigráfico.

La figura 4.4 presenta los perfiles sedimentarios esquemáticos en los cuales se observan las facies sedimentarias y las asociaciones de facies presentes en los mismos. La tabla 4.2 presenta las características principales de las asociaciones de facies de geometría externa, distribución espacial de las facies sedimentarias, las dimensiones y las superficies limitantes de los litosomas (ver apartado 3.2.4.2).

4.2.1 Asociación de facies 1 (AF1): canales multiepisódicos confinados arenosos

Esta asociación de facies se reconoce en todos los perfiles relevados de las localidades de Cerro Calafate (Fig. 4.5 a, b), Arroyo 25 de Mayo (Fig. 4.6 a, b, c) y Vertedero Municipal (Fig. 4.7 a, b), sobreyace en discordancia a los depósitos fluviales de la Formación Chorrillo/La Irene (Bianchi, 1967; Turic, 1968, Leanza, 1972; Furque, 1973; Nullo et al., 1981, 1999; Tettamanti et al., 2018) y es cubierta por los depósitos de grano fino de planicies areno limosas de la AF2 a través de un contacto neto. Los depósitos de la AF1 se caracterizan por una geometría tabular a lenticular de hasta 70 m de espesor y 250 m de continuidad lateral a escala de afloramiento (Fig. 4.5 a, b; Fig. 4.6). Internamente consisten en cuerpos tabulares a lenticulares de entre 30 - 80 cm de espesor y varios metros de continuidad lateral (Fig. 4.6 b, c), delimitados en la base por superficies erosivas de mediana escala (Fig. 4.7 b) y lateralmente por superficies inclinadas de gran escala (Fig. 4.7 a), mayoritariamente arenosos y en menor medida sabulíticos que presentan arreglos granodecrecientes (Fig. 4.6 c).

En la base de los cuerpos dominan conglomerados masivos (Gm) de 10-40 cm de espesor, que en ocasiones pasan a areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada planar (SGp) pero más frecuentemente pasan a areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp) y/o areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) (Fig. 4.7 b), de hasta 50 cm de espesor que presentan bioturbaciones y pueden llegar a clasificarse como areniscas bioturbadas (Sb) (Fig. 4.6 c). Las facies exclusivamente arenosas intercalan con estratos lenticulares de heterolíticas con laminación flaser (Hf)

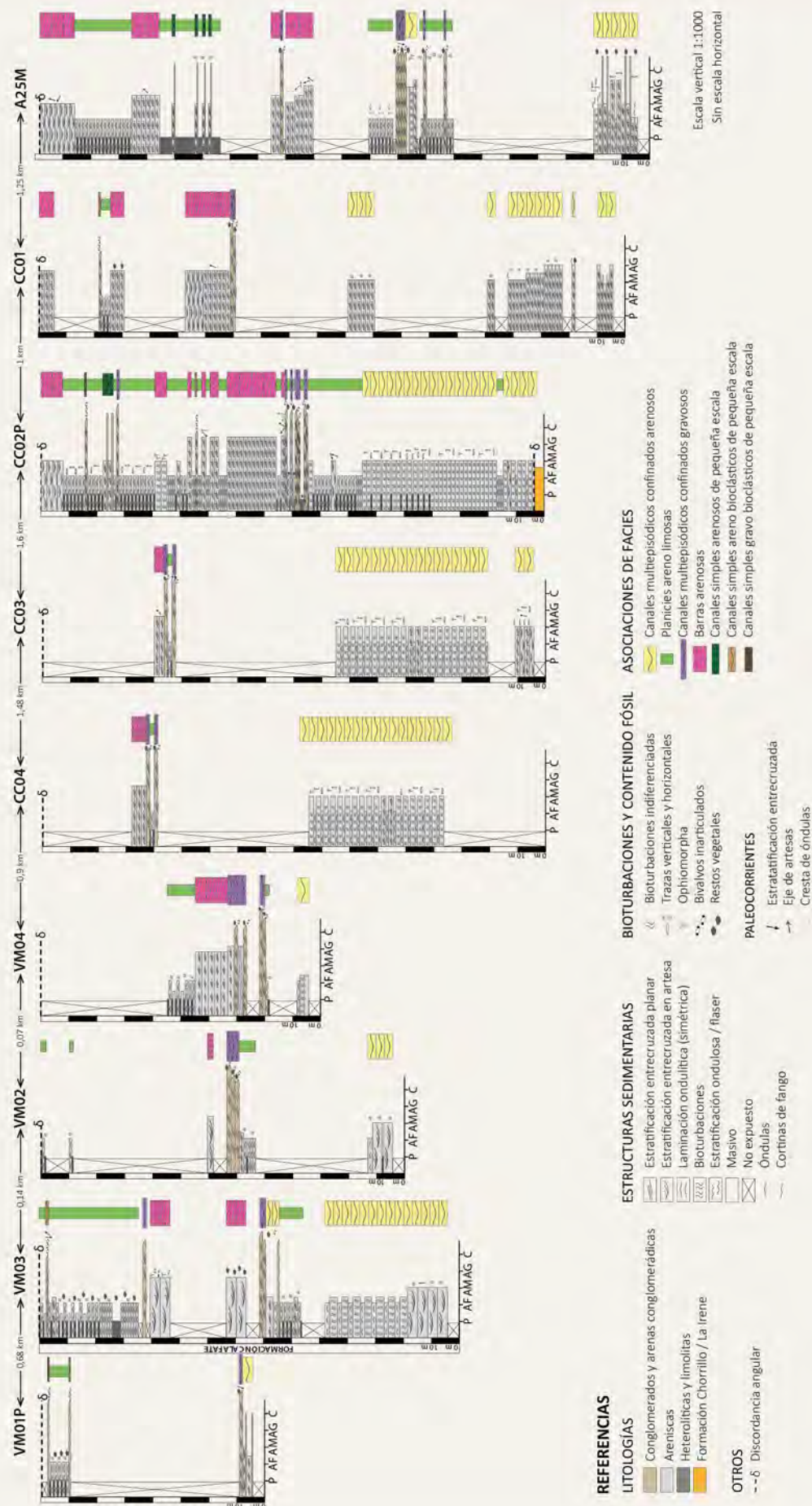


Figura 4.4. Perfiles selley relevados y simplificados de la Formación Calafate. Distribución vertical de las principales facies sedimentarias reconocidas y de las asociaciones de facies definidas (escala vertical 1:1000).

AF	Litología	FS	Estructuras sedimentarias	Geometría	Escala	Paleocorrientes	IB	Interpretación
1	Areniscas y sabulitas	Gm, SGp, Sp, St, Sb	Masiva, estratificación entrecruzada planar, estratificación entrecruzada en artesa	Tabular a lenticular	70 m de espesor, 250 m de largo	CCOB: n= 5, x= 7° VM03: n= 2, x= 357°	0-6	Depósitos de canales multipisódicos confinados arenosos
2	Areniscas, heterolíticas y limolitas	Slw, Hf, Hw, Sb, St, Sp, Lm	Laminación ondulítica simétrica, aminoración heterolítica flaser y ondulosa, masiva, estratificación entrecruzada planar y en artesa, laminación heterolítica	Tabular	18 m de espesor, decenas de m de largo	CCOP: n= 5, x= 9°-189° A25M: n= 12, x= 149°-329° VM03: n= 2, x= 154°-334°	0-6	Depósitos de planicies areno limosas
3	Conglomerados, areniscas conglomeráticas	SGp, Gp, Gpg	Estratificación entrecruzada planar, gradación inversa	Tabular a lenticular	3 m de espesor, 250 m de largo	VM01P: n= 14, x= 200° A25M: n= 8, x= 188°	0-1	Depósitos de canales multipisódicos confinados gravosos
4	Areniscas y areniscas conglomeráticas	SGp, Sp, St	Estratificación entrecruzada planar y en artesa	Tabular	6 - 18 m de espesor, > 200 m de largo	Estantil entrecruzadas CCOS: n= 7, x= 49° CCOP: n= 6, x= 299° CC01: n= 10, x= 23° A25M: n= 11, x= 357° Eje de artesa VM03: n= 5, x= 275° CCOP: n= 5, x= 317° A25M: n= 5, x= 29° Cresta de ondulitas A25M: n= 4, x= 9°-189°	0	Depósitos de barras arenosas
5	Areniscas bioclásticas	SBp, Sm	Estratificación entrecruzada planar, masiva	Lenticular	20- 30 cm de espesor, 5 m de largo		0	Depósitos de canales simples arenosos bioclásticos de pequeña escala
6	Areniscas y areniscas conglomeráticas	Gm, SGp, Sp	Masiva, estratificación entrecruzada planar	Lenticular	1,4 m de espesor, varios m de largo		0	Depósitos de canales simples arenosos de pequeña escala
7	Conglomerados bioclásticos	GSBp	Estratificación entrecruzada planar	Lenticular	40 cm de espesor, 5 m de largo		0	Depósitos de canales simples gravosos bioclásticos de pequeña escala

Tabla 4.2. Características de las asociaciones de facies de la Formación Calafate.



Figura 4.5. Asociación de facies 1 (AF1): canales multipísódicos confinados arenosos. Localidad Cerro Calafate. **a)** Vista en alforamiento. **b)** Foto panel que muestra la distribución de las asociaciones de facies (AF) de la Formación Calafate en la localidad mencionada.

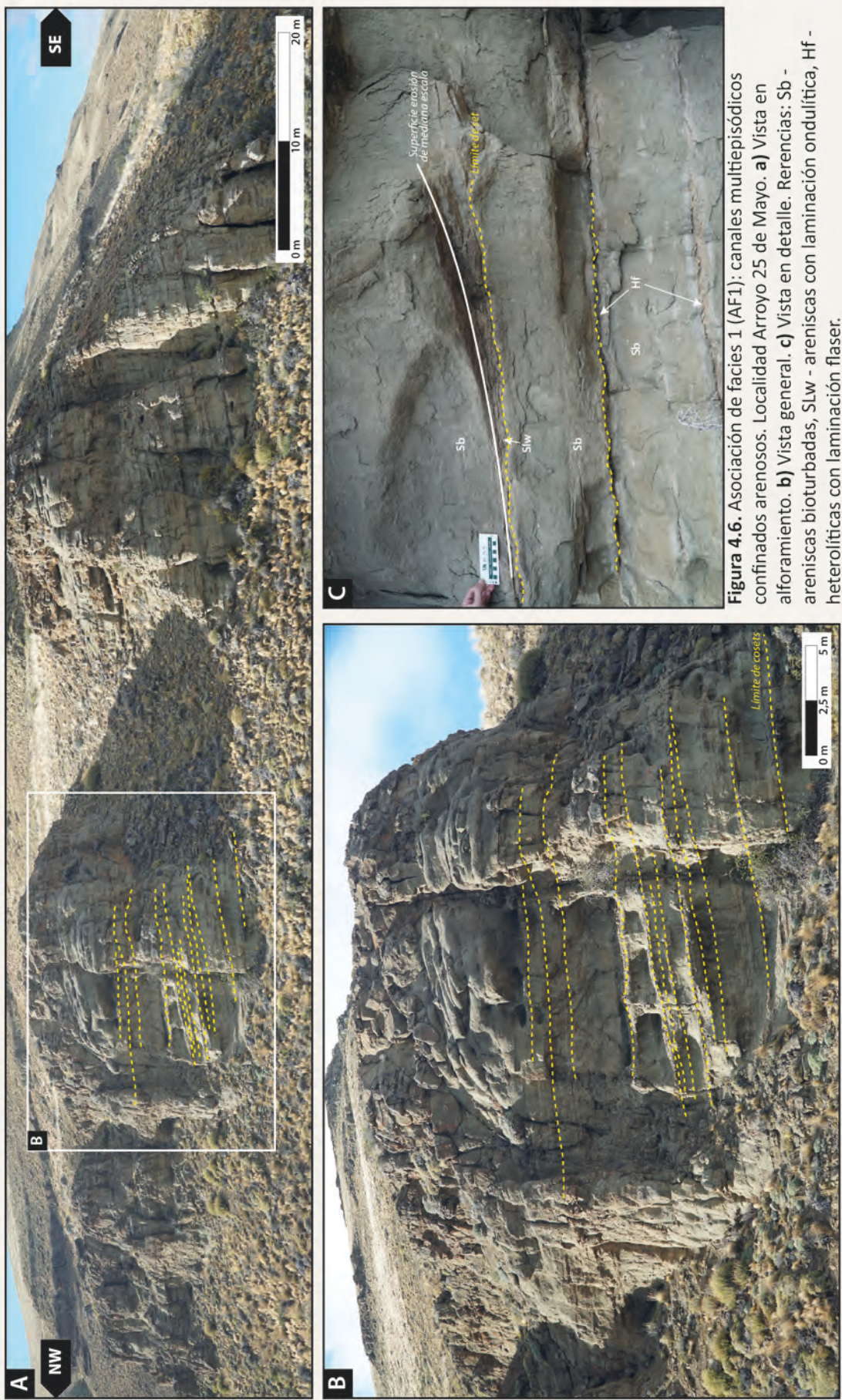


Figura 4.6. Asociación de facies 1 (AF1): canales multiepisdícos confinados arenosos. Localidad Arroyo 25 de Mayo. **a)** Vista en alforamiento. **b)** Vista general. **c)** Vista en detalle. **Renencias:** Sb - areniscas bioturbadas, SLw - areniscas con laminación ondulítica, Hf - heterolíticas con laminación flaser.

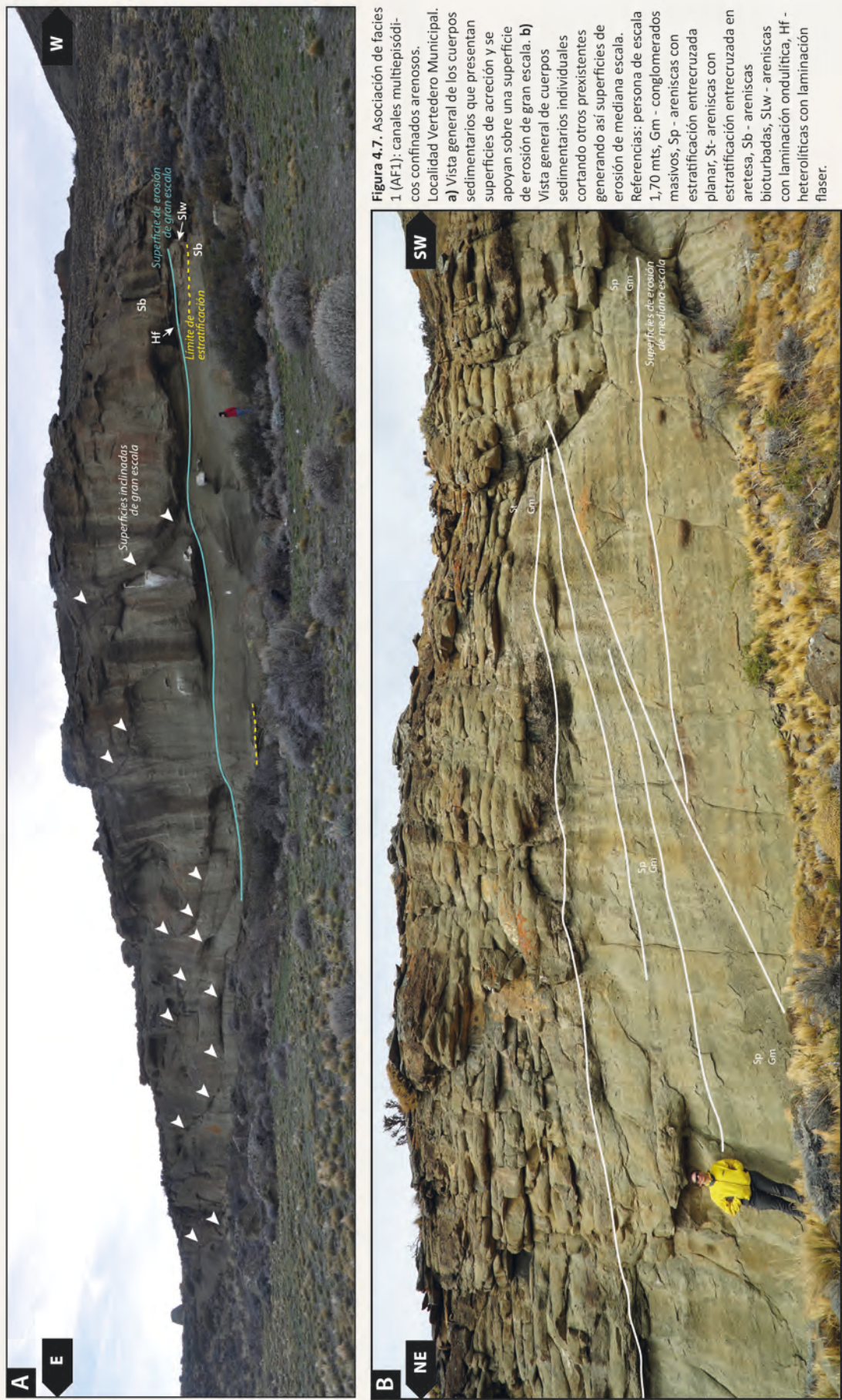


Figura 4.7. Asociación de facies 1 (AF1): canales multiepisdóicos confinados arenosos. Localidad Vertedero Municipal. a) Vista general de los cuerpos sedimentarios que presentan superficies de acreción y se apoyan sobre una superficie de erosión de gran escala. b) Vista general de cuerpos sedimentarios individuales cortando otros preexistentes generando así superficies de erosión de mediana escala. Referencias: persona de escala 1,70 mts, Gm - conglomerados masivos, Sp - areniscas con estratificación entrecruzada planar, St- areniscas con estratificación entrecruzada aretesa, Sb - areniscas bioturbadas, SLw - areniscas con laminación ondulítica, HF - heterolíticas con laminación flaser.

4 FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES

de entre 2-5 cm de espesor (Fig. 4.2 c, d). En los topes de los estratos se preservan ondulaciones asimétricas con índice de ondulación 4,4 en promedio (2,5 cm de alto, 11 cm de largo = cara de avalancha 4 cm + cara de reposo 7 cm). Los valores de paleocorrientes obtenidos de las estructuras entrecruzadas se orientan hacia el norte en el perfil VM03 (Tabla 4.2; $n=2$, $\bar{x}=357^\circ$) y CC03 (Tabla 4.2; $n=5$, $\bar{x}=7^\circ$).

Interpretación: las bases erosivas y las geometrías lenticulares a tabulares de los cuerpos, así como las tendencias granodecrecientes, sugieren depositación dentro de cuerpos canalizados. Los conglomerados masivos se asocian a *lags* basales producto de la reactivación de flujos dentro del canal, mientras que los cuerpos arenosos y areno-conglomerádicos con estructuras tractivas se asocian a la migración de dunas bidimensionales y/o tridimensionales en condiciones de bajo régimen de flujo dentro del canal. Los niveles heterolíticos con laminación flaser se asocian a la desaceleración del flujo y menor energía en el ambiente y la geometría lenticular que presentan está vinculada a la depositación de los mismos sobre los techos ondulados de los estratos de las capas arenosas. A su vez, la forma ondulosa de los topes o la preservación de ondulaciones en los topes de las capas arenosas indican migración de ondulaciones. El aspecto masivo que a veces presentan las areniscas con estructuras tractivas y por lo cual algunas se clasifican directamente como areniscas bioturbadas se debe a la colonización del sustrato por parte de organismos marinos que refleja baja periodicidad de eventos depositacionales (Enge et al., 2010; Moyano Paz et al., 2020).

Las superficies internas de erosión generadas por los conglomerados masivos (Gm) cortando depósitos de canales preexistentes corresponden a superficies de erosión de mediana escala o de cuarto orden según Miall (1996), por lo cual estos cuerpos presentan carácter multiepisódico y amalgamación vertical con procesos de acreción asociados. Esta asociación de facies se interpreta como el relleno de canales multiepisódicos confinados dominados por carga de fondo arenosa, que se clasifican de acuerdo con las relaciones de ancho/espesor que presentan como cintas según Gibling (2006).

4.2.2 Asociación de facies 2 (AF2): planicies areno limosas

Esta asociación de facies fue reconocida en todos los perfiles relevados de las localidades de Arroyo 25 de Mayo (Fig. 4.8), Cerro Calafate (Fig. 4.9) y Vertedero Municipal y está representada por paquetes tabulares de areniscas y heterolíticas hasta 18 m de potencia y varias decenas de metros de continuidad lateral (Fig. 4.8 a). Estos cuerpos se ubican por encima de los depósitos de canales multiepisódicos confinados arenosos de la AF1 en contacto neto y es incidida por los cuerpos de geometría canalizada de la AF3 (Fig. 4.9 a-c).

Los paquetes tabulares se presentan como sucesiones granodecrecientes y granocrecientes de areniscas, limolitas y facies heterolíticas con laminación flaser y laminación ondulosa. En la base se observan estratos de 1 a 3 cm de espesor de areniscas con laminación ondulatoria (Slw) que se apilan verticalmente alcanzando entre 2-4 m de potencia (Fig. 4.8 b). Por encima se ubican estratos de areniscas con laminación ondulatoria (Slw) que intercalan con delgados niveles de heterolíticas con laminación flaser (Hf). Estos paquetes gradan a areniscas bioturbadas (Sb) de 15-20 cm de espesor que intercalan con areniscas con laminación ondulatoria (Slw) de 2-3 cm de espesor y heterolíticas con laminación lenticular (Hw) de 2-3 cm de espesor (Fig. 4.8 c, d). Los depósitos gradan a areniscas con



Figura 4.8. Asociación de facies 2 (AF2): planicies areno limosas. **a)** Vista general de AF2 en A25M conformado por intercalaciones de areniscas y heterolíticas. La sucesión es truncada por los cuerpos conglomerádicos de la AF3. **b)** Vista en detalle en CC02P de los depósitos de AF2 que inicia con areniscas con laminación ondulítica (Slw). **c)** Vista general en CC02P de la intercalación de areniscas bioturbadas (Sb) con heterolíticas flaser (Hf) y luego ondulosa (Hw). **d, e)** Vista en detalle de la sucesión sedimentaria en CC02P. Referencias: persona de escala 1,7 m de alto, piqueta de escala 28 cm.



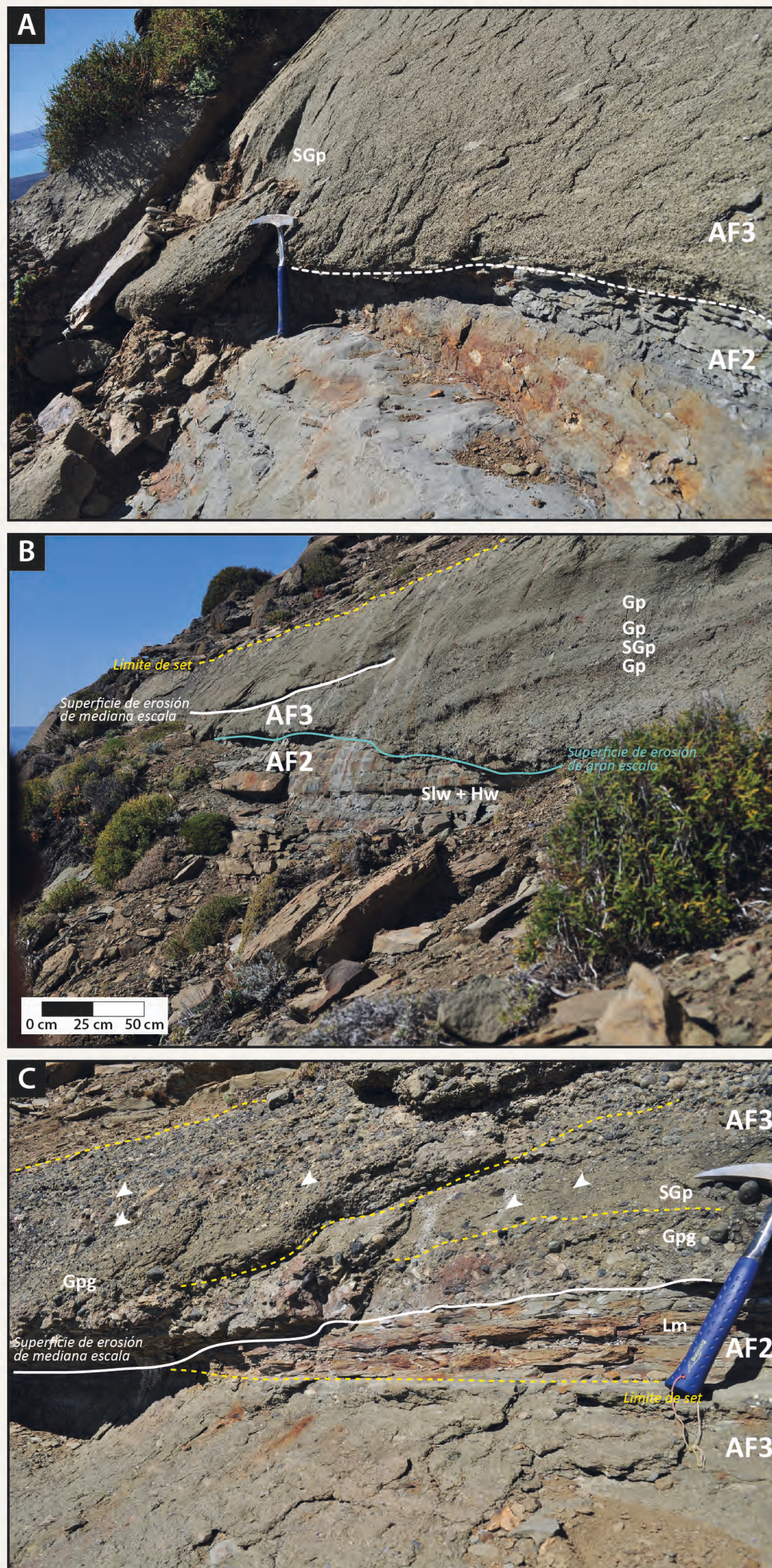


Figura 4.9. Asociación de facies 2 (AF2): planicies areno limosas. Localidad Cerro Calafate. **a, b)** Vista general de los cuerpos canalizados conglomerádicos y areno conglomerádicos (SGp, Gp, Gpg) de AF3 erosionando a los depósitos areno limosos (Slw, Hw, Lm) de A2. **c)** Vista en detalle de los depósitos areno limosos de AF2 cubriendo los depósitos de AF3 a través de contacto neto y posterior erosión de estos por un posterior cuerpo canalizado conglomerádico. Referencias: piqueta de escala 28 cm, flechas blancas indican planos de estratificación entrecruzada.

4 FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES

laminación ondulítica (Slw) que intercalan con limolitas masivas (Lm) de 5-10 cm de espesor. La sucesión finaliza con areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) o bien entrecruzada planar (Sp), en sets de 30-40 cm de espesor y que se organizan en *cosets* de hasta 1 m de potencia.

Toda la sucesión presenta bioturbaciones con IB variable. Los depósitos de areniscas con laminación ondulítica presentan IB = 3-4, se observan trazas fósiles de *Palaeophycus* isp., *Arenicolites* isp., *Thalassinoides* isp. y *Skolithos* isp. de medianas a grandes dimensiones (1-2 cm de espesor, 5-10 cm de largo) y que se encuentran modificando los planos de estratificación. Los niveles heterolíticos con laminación flaser (Hf) presentan bioturbaciones de *Arenicolites* isp., *Gyrochorte* isp., *Lockeia* isp., *Rosselia* isp., *Thalassinoides* isp. y otras trazas pequeñas que por superposición entre ellas no se ha podido reconocer al/los icnogénero/s. Los niveles heterolíticos con laminación ondulosa (Hw) presentan bioturbaciones de *Planolites* isp. y *Arenicolites* isp. Los depósitos de areniscas bioturbadas (Sb) presentan IB = 5, el relleno de las trazas fósiles es de igual granulometría que la roca hospedante o bien de areniscas gruesas a muy gruesas y las trazas fósiles que pudieron ser reconocidas corresponden a *Cylindrichnus* isp., *Ophiomorpha* isp., *Thalassinoides* isp. (?), *Arenicolites* isp. (?). Las areniscas con estratificación entrecruzada (St, Sp) presentan IB= 1 o bien están completamente bioturbadas con un IB=6 y donde únicamente se reconocen grandes trazas de *Ophiomorpha* isp.

Los datos de paleocorrientes obtenidos en el perfil CC02P están asociados a las crestas de ondulitas de las areniscas (Slw) que sugieren direcciones este-oeste (Tabla 4.2; n= 5, $\bar{x}$ = 9°-189°) y a los planos de estratificación de las areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) que señalan direcciones norte-noreste y oeste-suroeste respectivamente (Tabla 4.2; n= 4, $\bar{x}$ = 30°-262°). A su vez en el perfil A25M y VM03 las paleocorrientes obtenidas también se asocian a las crestas de las ondulitas de las areniscas con laminación ondulítica (Slw), en el perfil A25M también indican direcciones este-oeste (Tabla 4.2; n= 12, $\bar{x}$ = 149°-329°) mientras que en el perfil VM03 señalan direcciones sureste-noroeste (Tabla 4.2, n=2, $\bar{x}$ = 154°-334°).

Interpretación: las intercalaciones observadas entre los estratos de areniscas con laminación ondulítica con: heterolíticas flaser y ondulosa y, eventualmente, limolitas -así como las estructuras sedimentarias tractivas que presentan-, sugieren depositación en condiciones de baja energía con fluctuaciones periódicas de la energía de las corrientes generando alternancia de procesos tractivos y suspensivos de alta frecuencia. Las intensidades de bioturbación que presentan estos paquetes (IB= 3-5) y la moderada diversidad de las estructuras biogénicas reflejan las condiciones de baja energía en el ambiente de depositación que favoreció la colonización de los estratos por parte de los organismos. Por su parte, las trazas fósiles que presentan un relleno de granulometría arena gruesa a muy gruesa, contrastando fuertemente con la granulometría de la roca hospedante, señalan eventos tractivos relacionados a corrientes de mayor energía evidenciando nuevamente las fluctuaciones periódicas de energía en el ambiente.

La depositación de los intervalos heterolíticos y las paleocorrientes obtenidas a partir de las crestas de ondula que indican direcciones este-oeste, marcadamente bimodales, sugieren acumulación a partir de corrientes mareales (Reineck y Wunderlich, 1968; Reineck y Singh, 1980), por lo que la sucesión sedimentaria descrita se interpreta como planicies areno limosas desarrollada en sectores intermareales (Dalrymple, 1992; Collinson et al., 2006). Esta interpretación es respaldada por

4 FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES

la ausencia de estructuras que indiquen exposición subárea y por las dimensiones relativamente pequeñas de las trazas fósiles que reflejan condiciones de agua salobres o restringidas. En este contexto, los cuerpos de areniscas con estratificación entrecruzada se asocian a flujos tractivos unidireccionales durante condiciones de alta energía, en donde las cortinas de fango en las caras frontales, las cortinas de fango en la base de los sets y los *foresets* de bases curvilíneas señalan refluo de las corrientes mareales y abundante material fino en suspensión que suavizan los contactos.

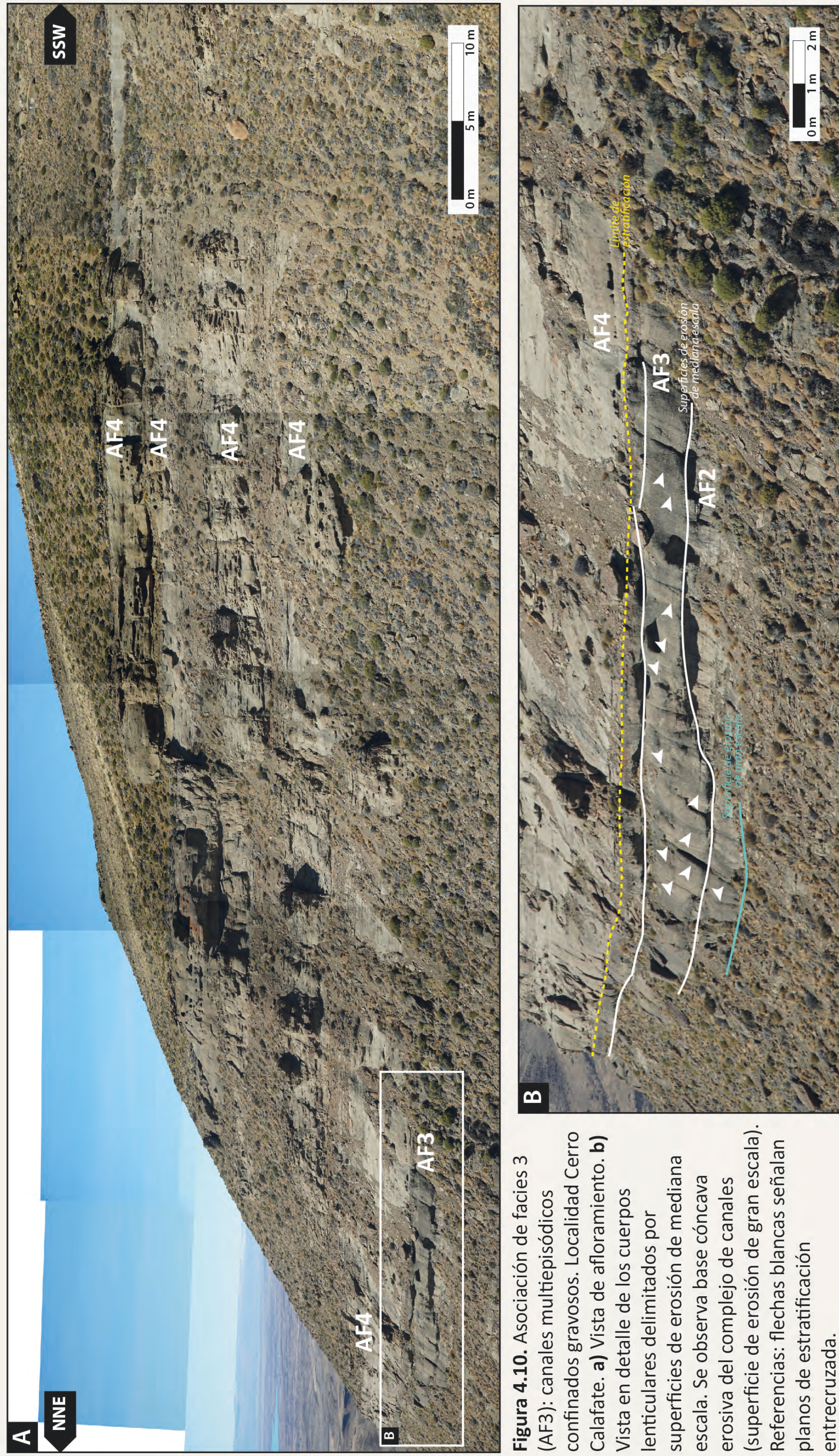
4.2.3 Asociación de facies 3 (AF3): canales multiepisódicos confinados gravosos

Estos depósitos se reconocen en todos los perfiles relevados de las localidades de Cerro Calafate (Fig. 4.9 a-c; Fig. 4.10 a, b), Vertedero Municipal (Fig. 4.11 a) y Arroyo 25 de Mayo (Fig. 4.11 b) inciden sobre de los depósitos de planicies areno limosas de la AF2 (Fig. 4.9 a-c; Fig. 4.10 a, b) y son cubiertos por los depósitos tabulares de AF4 a través de un contacto neto (Fig. 4.10 a, b). Los depósitos de AF3 se caracterizan por una geometría tabular a lenticular de hasta 3 m de espesor y más de 200 m de continuidad lateral a escala de afloramiento (Fig. 4.10 a, b). Internamente se caracterizan por cuerpos lenticulares de entre 1 a 1,5 m de espesor y varios metros de continuidad lateral, delimitados en la base por superficies erosivas de mediana escala (Fig. 4.9 b, c; Fig. 4.10 a, b) y lateralmente por superficies inclinadas de gran escala (Fig. 4.11 a, b), predominantemente conglomerádicos que presentan arreglos granocrecientes.

Estos cuerpos se caracterizan por bases erosivas sobre las cuales se observan concentraciones de intraclastos pelíticos y abundantes restos de valvas de *Ostrea*. Presentan un arreglo interno de areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada planar (SGp) (Fig. 4.9 a), sabulitas y conglomerados finos a medianos con estratificación entrecruzada planar (Gp) (Fig. 4.9 b), por sobre los cuales se apoyan conglomerados finos a medianos con estratificación entrecruzada planar y gradación inversa (Gpg) (Fig. 4.9 c). Los sets entrecruzados presentan espesores que varían entre 0,5 - 0,8 m.

En los niveles inferiores de estos depósitos conglomerádicos se observan algunas trazas fósiles que corresponden a *Ophiomorpha* isp., restos esqueléticos de animales grandes (huesos) y restos vegetales (leñoso). Las paleocorrientes medidas en el perfil VM01P y A25M a partir de las estructuras de estratificación entrecruzada planar de las areniscas conglomerádicas (SGp) y de los conglomerados (Gp) se orientan predominantemente hacia el suroeste (Tabla 4.2; n= 14, $\bar{x}$ = 200°) y predominantemente hacia el sur-suroeste (Tabla 4.2; n= 8, $\bar{x}$ = 188°) respectivamente.

Interpretación: las bases erosivas y las geometrías lenticulares de los cuerpos sugieren depositación dentro de cuerpos canalizados. Las areniscas conglomerádicas, las sabulitas y los conglomerados con estructuras tractivas se asocian a la migración de dunas bidimensionales por flujos tractivos unidireccionales de alta energía en condiciones de bajo régimen de flujo dentro de los canales. Por su parte, el arreglo granocreciente estos rellenos indica progradación de estos cuerpos canalizados. Los intraclastos pelíticos ubicados en la base de los depósitos sugieren erosión de depósitos adyacentes, similares a los de planicie areno limosa (AF2), debido a la migración del sistema canalizado (Pérez Arlucera y Sopeña, 1986). Las trazas fósiles de *Ophiomorpha* aisladas, así como los



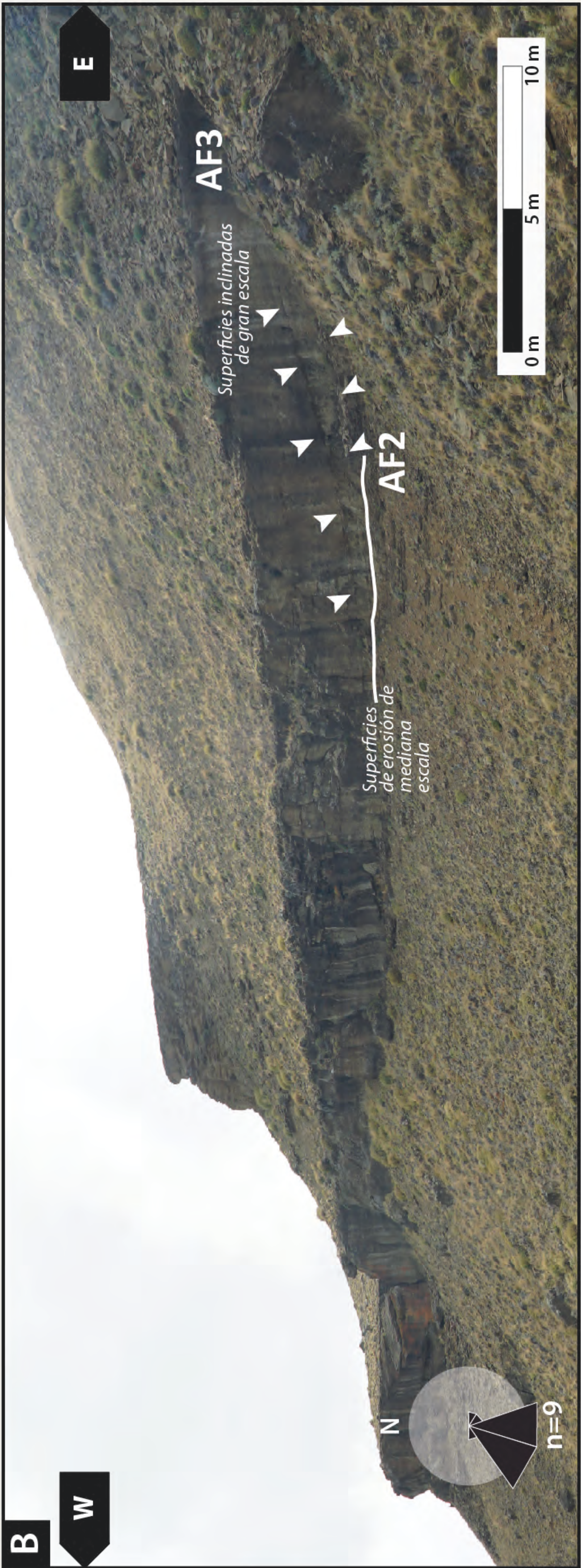


Figura 4.11. Asociación de facies 3 (AF3): canales multiepisdódicos confinados gravosos. Los depósitos conglomerádicos de AF3 se encuentran limitados lateralmente por superficies inclinadas de gran escala que evidencian acreción. **a)** Vista en afloramiento en localidad Vertedero Municipal. **b)** Vista en afloramiento en localidad Arroyo 25 de Mayo. Referencias: persona de escala 1,70 mts.

4 FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES

fragmentos de ostras y restos esqueléticos de animales, dentro de estos depósitos de granulometría gruesa indican contribución de material desde sectores de menor profundidad.

Las superficies internas de erosión generadas por los conglomerados cortando cuerpos canalizados preexistentes corresponden a superficies de erosión de mediana escala o de cuarto orden según Miall (1996), mientras que las superficies inclinadas de gran escala corresponden a superficies de acreción. En este sentido, los depósitos de la AF3 se interpretan como rellenos de canales multiepisódicos y confinados dominados por carga gravosa con procesos de acreción asociados, que se clasifican de acuerdo con las relaciones de ancho/espesor que presentan como mantos angostos a extensos según Gibling (2006).

4.2.4 Asociación de facies 4 (AF4): barras arenosas

Estos depósitos se reconocen en todos los perfiles relevados de las localidades de Cerro Calafate (Fig. 4.12 a; Fig. 4.13), Arroyo 25 de Mayo (Fig. 4.12 b) y Vertedero Municipal. Consisten en cuerpos de areniscas de geometría externa tabular con espesores entre 6 - 18 m y más de 200 m de largo (Fig. 4.12 a, b; Fig. 4.13 a), que se ubican por encima de los depósitos de canales multiepisódicos confinados gravosos (AF3) a través de contactos netos (Fig. 4.12 a, b). La AF4 se presenta en asociación con los depósitos de grano fino de planicies areno limosas de la AF2 conformando intercalaciones verticales.

Los cuerpos arenosos presentan bases planas levemente erosivas y techos planos (Fig. 4.12 a, b; Fig. 4.13 a), están delimitados por superficies inclinadas de gran escala (Fig. 4.13 a) e internamente se presentan en sets de hasta 1,5 m de espesor y *cosets* de hasta 3,5 m de espesor (Fig. 4.12 a, b). En ocasiones, los sets pueden estar delimitados por cortinas de fango de 2 a 10 cm de espesor. Presentan arreglos estrato- y granodecreciente compuestos por areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada planar (SGp), por sobre las cuales se apoyan areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp) y/o entrecruzada en artesa (St). Los sets presentan internamente cortinas de fango, superficies de reactivación, restos vegetales y restos de fósiles marinos *Belemnites*.

Los valores de paleocorrientes fueron obtenidos en los perfiles CC01, CC02P, CC03, VM03 y A25M a partir de las estratificaciones entrecruzadas, eje de artesa y crestas de ondulaciones preservadas de las capas arenosas. Las paleocorrientes de estratificaciones entrecruzadas señalan direcciones hacia el este en el perfil CC03 (Tabla 4.2; $n=7$, $\bar{x}=49^\circ$), hacia el suroeste y norte-noroeste en el perfil CC02P (Tabla 4.2; $n=6$, $\bar{x}=299^\circ$), hacia el norte-noreste en el perfil CC01 (Tabla 4.2; $n=10$, $\bar{x}=23^\circ$) y hacia el noreste y noroeste en el perfil A25M (Tabla 4.2; $n=11$, $\bar{x}=357^\circ$). Las paleocorrientes de los ejes de artesa indican direcciones al oeste en el perfil VM03 (Tabla 4.2; $n=5$, $\bar{x}=275^\circ$), hacia el oeste y noroeste en el perfil CC02P (Tabla 4.2; $n=5$, $\bar{x}=317^\circ$) y hacia el noreste y noroeste en el perfil A25M (Tabla 4.2; $n=5$, $\bar{x}=29^\circ$). Las paleocorrientes de las crestas de ondulaciones señalan direcciones este-oeste en el perfil A25M (Tabla 4.2; $n=4$, $\bar{x}=9^\circ-189^\circ$).

Interpretación: el arreglo interno de los cuerpos areno-conglomerádicos y arenosos con estructuras tractivas se asocian a la migración de dunas bidimensionales y/o tridimensionales a partir de corrientes tractivas unidireccionales en condiciones de bajo régimen de flujo (Southard y Boguchal,

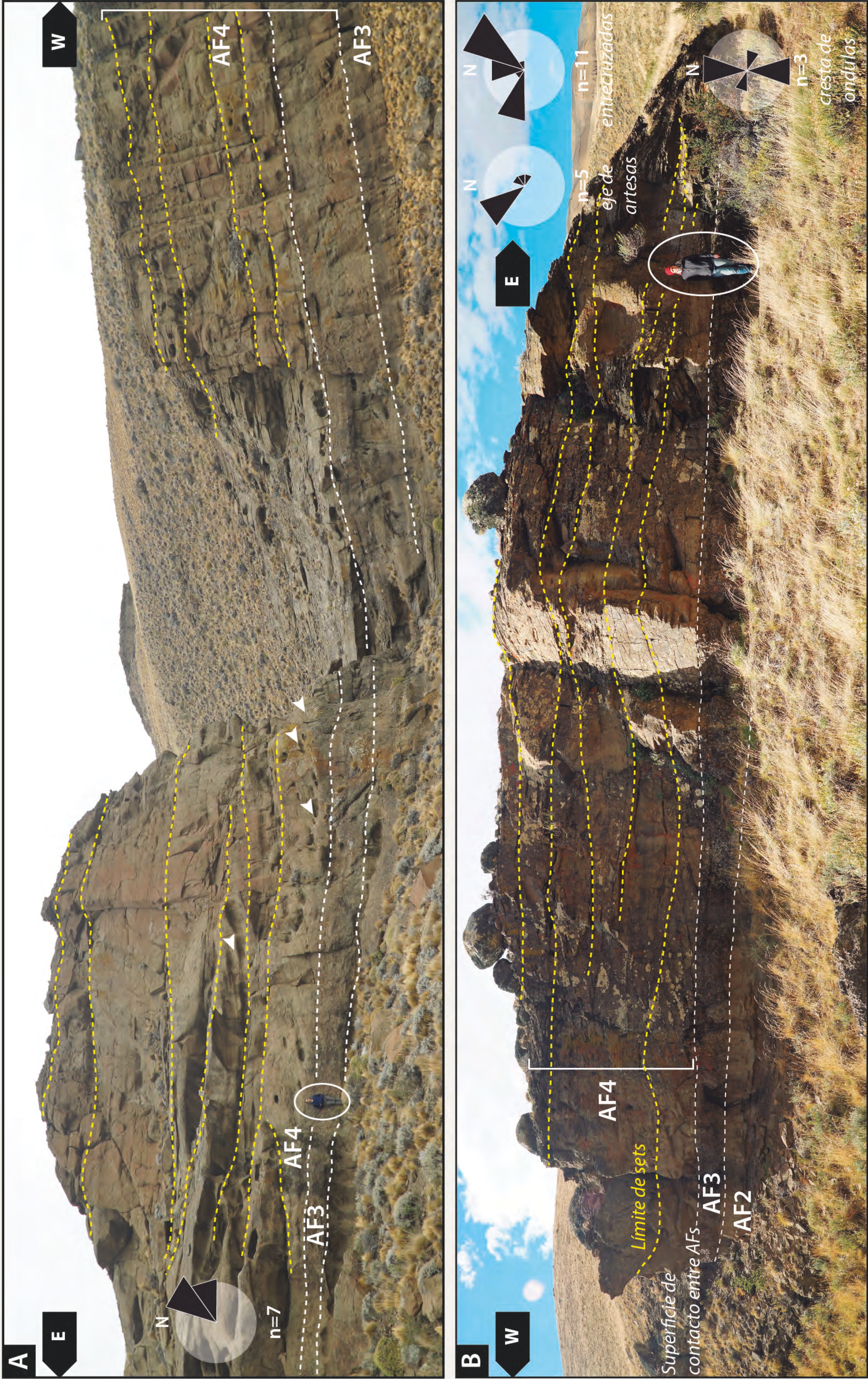


Figura 4.12. Asociación de facies 4 (AF4): barras arenosas. **a)** Vista de afloramiento de los depósitos AF4 en la localidad Cerro Calafate (CC03). **b)** Vista de afloramiento de AF4 en la localidad Arroyo 25 de Mayo. Referencias: persona de escala 1,7 m de alto.



Figura 4.13. Asociación de facies 4 (AF4): barras arenosas. Vista de afloramiento de los depósitos AF4 en la localidad Cerro Calafate (CC01, CC02P). Los cuerpos arenosos presentan bases planas levemente erosivas y techos planos (Fig. 4.x), están delimitados por superficies inclinadas de gran escala (flechas blancas). Referencias: líneas blancas punteadas delimita el apilamiento de los depósitos de AF4.

4 FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES

1990; Bridge y Demicco, 2008). La nula bioturbación en estos depósitos indica condiciones de alta energía asociadas a una alta tasa de sedimentación y erosión resultante de la continua y rápida migración de las formas de lecho (Desjardins et al., 2012). Las superficies inclinadas de gran escala se relaciona a procesos de acreción de estas formas de lecho.

Las cortinas de fango en las caras frontales y en la base de los sets de las areniscas con estratificación entrecruzada, así como los *foresets* de bases curvilíneas, indican influencia mareal en donde el refluo de corrientes mareales y el abundante material fino en suspensión suavizan los contactos (e.g., Middleton, 1991; Marensi, et al., 2004; Goodbred y Saito, 2012). Las cortinas de fango que delimitan sets se asocian a la rápida depositación de material floculado durante períodos de baja intensidad de las corrientes mareales o ausencia de estas. Esta asociación de facies se interpreta como barras arenosas con procesos de acreción asociados depositados en ambientes con influencia mareal probablemente cercanos a sectores continentales evidenciado por la presencia de material vegetal.

4.2.5 Asociación de facies 5 (AF5): canales simples arenosos bioclásticos de pequeña escala

Esta asociación de facies se reconoce en los perfiles relevados CC01, CC02, VM01P y VM03, está conformada por cuerpos de geometría lenticular de areniscas bioclásticas, con espesores entre 20-30 cm de espesor y de hasta 5 m aproximadamente de continuidad lateral (Fig. 4.14 a). Los depósitos de AF5 se presentan de manera aislada dentro de los depósitos de grano fino de planicies areno limosas de la AF2. Los cuerpos lenticulares presentan bases ligeramente erosivas y techos netos (Fig. 4.14 a), el arreglo interno consiste en areniscas bioclásticas con estructura entrecruzada planar (SBp) o bien masivas (Sm), en sets de hasta 30 cm de espesor. Estas areniscas están conformadas por componentes silicoclásticos y carbonáticos intracuencales (Fig. 4.3 f; Fig. 4.14 b, c). Los componentes silicoclásticos consisten en areniscas gruesas de moderada a pobre selección, mientras que los componentes carbonáticos intracuencales corresponden fundamentalmente a bioclastos de ostreídos, que cuando se encuentran enteros presentan granulometría de psefitas finas (Fig. 4.14 c). Las paleocorrientes medidas en el perfil VM03 a partir de las estratificaciones entrecruzadas indican direcciones hacia el noreste y sur.

Interpretación: las bases erosivas y las geometrías lenticulares de los depósitos sugieren acumulación dentro de cuerpos canalizados. El arreglo interno conformado por arenas bioclásticas con estructuras tractivas se asocian a la migración de dunas bidimensionales a partir de corrientes tractivas unidireccionales en condiciones de bajo régimen de flujo dentro de los canales. El relleno de estos cuerpos es simple por lo cual presentan carácter monoepisódico. Esta asociación de facies se interpreta como canales monoepisódicos confinados dominados por carga arenosa bioclástica. Los componentes carbonáticos intracuencales del relleno sugieren depositación en aguas marinas o bien marinas transicionales, mientras que la relación espacial con los depósitos de planicies areno limosas de AF2 indican que estos cuerpos canalizados se desarrollaron sobre dichas planicies.

4.2.6 Asociación de facies 6 (AF6): canales simples arenosos de pequeña escala

Esta asociación de facies se reconoce en los perfiles relevados de CC02P y A25M y está conformada por cuerpos de geometría lenticular de conglomerados y areniscas, con espesores de

4 FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES

hasta 1,4 m y varios metros de continuidad lateral. Los depósitos de AF6 se presentan de manera aislada dentro de los depósitos de grano fino de planicies areno limosas de la AF2. Los cuerpos lenticulares presentan bases ligeramente erosivas a erosivas y techos netos, en la base de los cuerpos dominan los conglomerados masivos (Gm) de 5-7 cm de espesor, que pasan a areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada planar (SGp) o bien a areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp), en sets de hasta 20 cm de espesor y cosets de hasta 80 cm de espesor (Fig. 4.14 d).

Interpretación: las bases erosivas y las geometrías lenticulares de los cuerpos, así como las tendencias granodecrecientes, sugieren depositación dentro de cuerpos canalizados. Los conglomerados masivos se asocian a lag basales producto de la reactivación de flujos dentro del canal, mientras que los cuerpos areno-conglomerádicos y arenosos con estructuras tractivas se asocian a la migración de dunas bidimensionales a partir de corrientes tractivas unidireccionales en condiciones de bajo régimen de flujo dentro de los canales. El relleno de estos cuerpos es simple por lo cual presentan carácter monoepisódico. Esta asociación de facies se interpreta como canales monoepisódicos confinados dominados por carga arenosa, desarrollados sobre los depósitos de planicies areno limosas de AF2 evidenciado por la relación espacial que presentan entre sí.

4.2.7 Asociación de facies 7 (AF7): canales simples gravosos bioclásticos de pequeña escala

Esta asociación de facies se reconoce en los perfiles relevados CC02 y VM01P y está conformada por cuerpos de geometría lenticular de conglomerados arenosos bioclásticos, con espesores de hasta 40 cm y hasta 5 m aproximadamente de continuidad lateral (Fig. 4.14 e). Los depósitos de AF7 se presentan de manera aislada dentro de los depósitos de grano fino de planicies areno limosas de la AF2. Los cuerpos lenticulares presentan bases erosivas y techos netos y el relleno consiste en conglomerados arenosos bioclásticos con arreglo granodecreciente con estratificación entrecruzada planar (GSBp) (Fig. 4.3 e; Fig. 4.14 e) en cosets de hasta 25-30 cm de espesor. En la base de los cuerpos dominan las sabulitas pobremente seleccionadas, que pasan verticalmente a bioclastos enteros y fragmentados de tamaño grava y luego arena (Fig. 4.3 e). Los bioclastos corresponden a fósiles de invertebrados marinos de ostreídos, briozoos, foraminíferos, equinodermos, gasterópodos y bivalvos (Fig. 4.3 e).

Interpretación: las bases erosivas y las geometrías lenticulares de los depósitos sugieren acumulación dentro de cuerpos canalizados. El arreglo interno conformado por conglomerados arenosos bioclásticos con estructuras tractivas se asocian a la migración de dunas bidimensionales a partir de corrientes tractivas unidireccionales en condiciones de bajo régimen de flujo dentro de los canales. El relleno de estos cuerpos es simple por lo cual presentan carácter monoepisódico. Esta asociación de facies se interpreta como canales monoepisódicos confinados dominados por carga grava arenosa bioclástica. Los componentes carbonáticos intracuencales del relleno sugieren depositación en aguas exclusivamente marinas, mientras que la relación espacial con los depósitos de planicies areno limosas de AF2 indican que estos cuerpos canalizados se desarrollaron sobre dichas planicies.

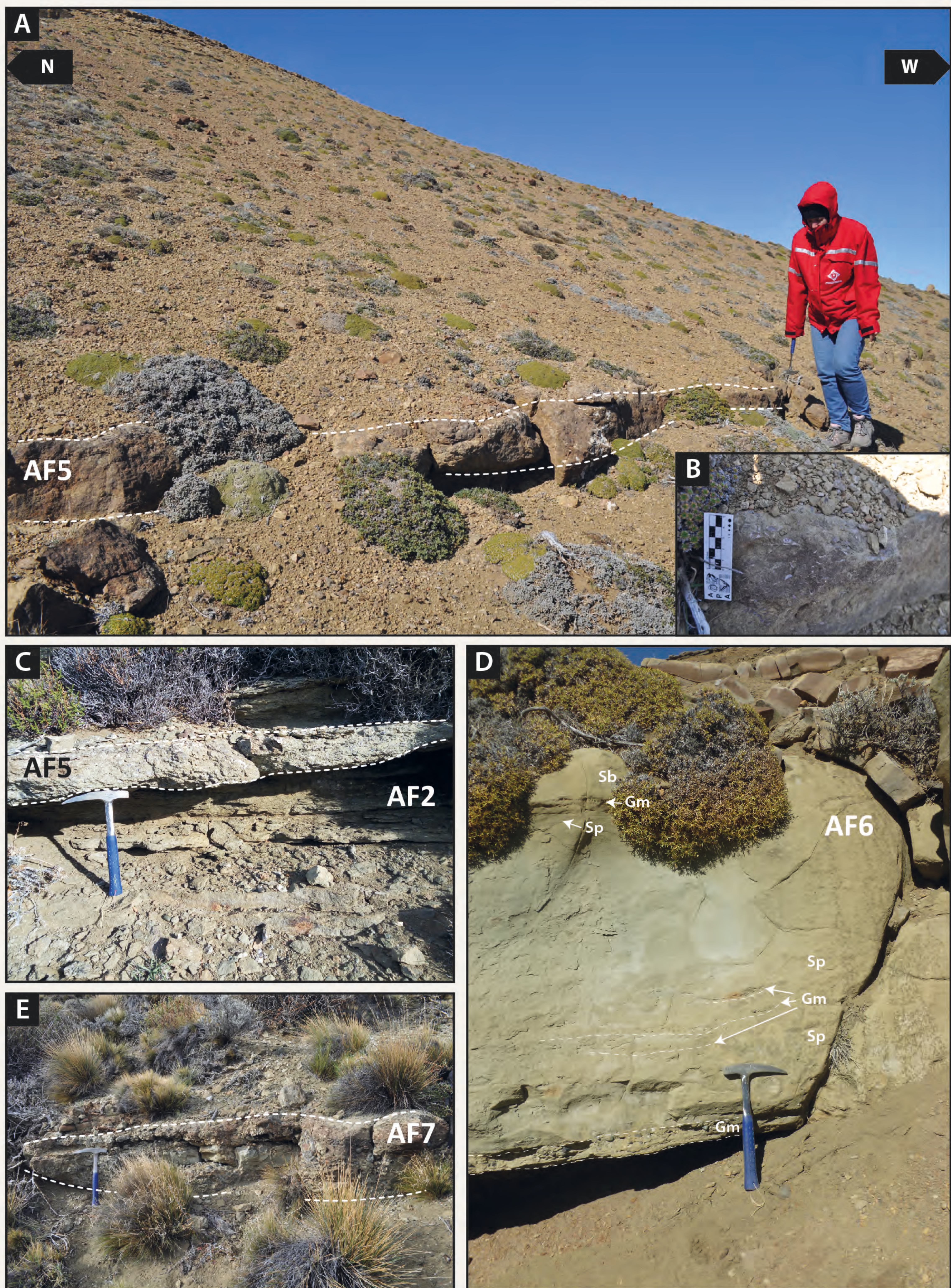


Figura 4.14. Asociación de facies 5 (AF5), 6 (AF6) y 7 (AF7) se presentan de manera aislada dentro de los depósitos de grano fino de planicies areno limosas de la AF2. **a)** Vista de afloramiento en CC01 de los depósitos de canales simples arenosos bioclásticos de pequeña escala (AF5). **b)** Vista en detalle de los componentes intracuencales carbonáticos (ostreídos inarticulados). **c)** Vista en detalle de los componentes intracuencales carbonáticos (ostreídos articulados) en CC02P. **d)** Vista general de los depósitos de canales simples arenosos de pequeña escala en A25M, que se caracterizan por conglomerados masivos (Gm) en la base que pasan a areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp). **e)** Vista general de los depósitos de canales simples gravosos bioclásticos de pequeña escala en VM01P. Referencias: persona de escala 1,70 m de alto, piqueta de escala 28 cm.

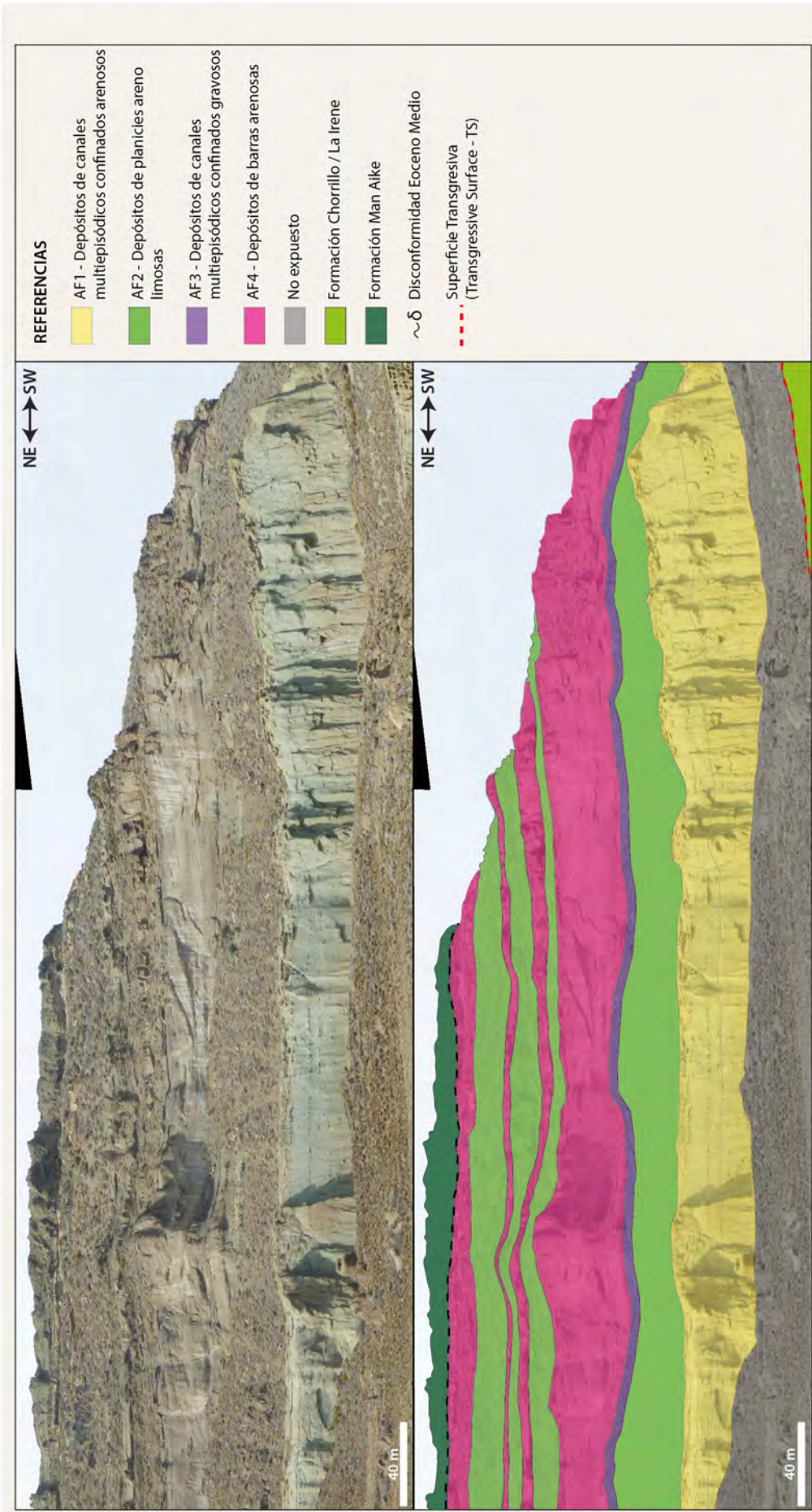


Figura 4.15. Distribución de las asociaciones de facies de la Formación Calafate en la localidad tipo Cerro Calafate. Los depósitos de canales multiepisdícos confinados arenosos se ubican por encima de la Formación Chorrillo/La Irene a través de una superficie transgresiva (TS) (línea roja punteada). Posteriormente se acumularon los depósitos de planicies areno limosas (AF2) sobre los cuales incidieron fuertemente los depósitos de canales multiepisdícos confinados gravosos (AF3). La sucesión estratigráfica continua con la deposición de barras arenosas (AF4) sobre los depósitos de canales de la AF3 a través de una superficie neta que marca el inicio de tres ciclos granodecrecientes representado por la intercalación vertical de los depósitos de AF4 con los depósitos de AF2. En estos últimos se acumularon los depósitos de canales menores arenosos bioclásticos (AF5), arenosos (AF6) y gravosos bioclásticos (AF7).

4.3 Distribución de las asociaciones de facies de la Formación Calafate

Los primeros depósitos que integran la Formación Calafate y sobreyacen a los depósitos fluviales de la Formación Chorrillo / La Irene corresponden a los canales multiepisódicos confinados arenosos de la AF1 (Fig. 4.15). Posteriormente son reemplazados vertical y transicionalmente por los depósitos areno limosos de la AF2, sobre los cuales inciden y erosionan localmente los cuerpos conglomerádicos canalizados de la AF3 a través de una superficie de contacto cóncava y neta. La sucesión estratigráfica continua con la depositación de la AF4 sobre AF3 a través de una superficie neta que señala el inicio de tres ciclos granodecrecientes representado por la intercalación vertical de los depósitos de AF4 con los depósitos de AF2 (Fig. 4.15). Cada ciclo granodecreciente inicia con los depósitos de barras arenosas (AF4) que son reemplazados verticalmente por depósitos de planicies areno limosas (AF2). A su vez, en los depósitos de la AF2 se desarrollan depósitos menores de canales simples areno bioclásticos (AF5), de canales simples arenosos (AF6) y de canales simples gravo bioclásticos (AF7). En el techo de la sucesión se observa un cambio en el patrón del apilamiento reflejando un arreglo granocreciente (Fig. 4.15), las barras arenosas (AF4) dominan los niveles superiores de la Formación Calafate y los depósitos de grano fino de la AF2 son reemplazados gradualmente, volviéndose menos espesos y representativos. Los niveles más superiores del sistema depositacional de la Formación Calafate no se encuentran representados debido a un evento erosivo posterior (Fig. 4.15).

En toda la sucesión es posible observar que los cambios de una asociación de facies a otro son transicionales (AF1 a AF2) o bien presentan un patrón de apilamiento congruente (AF2 y AF4), exceptuando los depósitos conglomerádicos de la AF3. Asimismo, las direcciones de paleocorrientes son relativamente consistentes entre los depósitos de la AF1, AF2, AF4 indicando una progradación del sistema depositacional del sur hacia el norte. Esta progradación es coherente con la configuración paleogeográfica de la Cuenca Austral-Magallanes durante el maastrichtiano (Schwartz y Graham, 2015; Sickman et al., 2019; Rivera et al., 2020). Sin embargo, las paleocorrientes medidas en los depósitos de la AF3 son diametralmente opuestas señalando un aporte sedimentario canalizado de norte a sur. Las bases fuertemente erosivas de los depósitos de AF3 indican acción de corrientes de grandes velocidades en pendientes pronunciadas que consecuentemente facilitaron la formación de intraclastos pelíticos a partir de los sedimentos de grano fino que flanqueaban estos canales. La presencia de *Ostrea*, los restos vegetales y las aisladas trazas fósiles de *Ophiomorpha* dentro de los depósitos de AF3 indican contribución de material desde zonas más continentales.

En base a todas las características previamente mencionadas con respecto a los depósitos conglomerádicos de la AF3 se propone en esta tesis que estos no forman parte del sistema depositacional donde se acumularon las sedimentitas de la Formación Calafate, sino que inciden e interrumpen el desarrollo de la secuencia sedimentaria.

5

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS ORGÁNICAS

La integración de la icnología con la sedimentología ha probado ser una herramienta útil para redefinir asociaciones de facies identificadas previamente, así como las interpretaciones paleoambientales. Los organismos son altamente sensibles a factores ambientales tales como condiciones de energía, consistencia del sustrato, tasas de depositación, oxigenación, turbidez del agua y salinidad (Benyon et al., 1988; Pemberton et al., 1992a; Bann et al., 2004, 2008; Buatois et al., 2005, 2012; MacEachern et al., 2005, 2007; Buatois y Mángano, 2011). Por lo que, el reconocimiento de una combinación específica de trazas que refleja los comportamientos de organismos facilita la evaluación de las variaciones de factores internos y externos del sistema depositacional. Es así como, el análisis icnológico permite el reconocimiento de aspectos paleoambientales que complementan la información recuperada del estudio sedimentológico. Además, recientemente se ha enfatizado la importancia de la icnología en el estudio de la calidad de rocas reservorios dado el rol que cumplen los organismos en modificar las propiedades petrofísicas del sedimento.

La Formación Calafate se caracteriza por areniscas finas verdosas que alternan verticalmente con conglomerados castaños acumulados bajo un régimen estuárico (Arbe y Hechem, 1984; Marensi, et al., 2004). Esta unidad contiene escasos fósiles marinos que consisten principalmente de *Lahillia luisa* y especies de *trigonias* (c.f. Poiré y Franzese, 2010). Microfósiles marinos (e.g., quistes de dinoflagelados, algas prasinofíceas, acritarcos) y no marinos (e.g., polen, esporas, algas *Zygnematacean* y *Chlorococcalean*) han sido reportados para esta unidad (Marensi et al., 2004). Sin embargo, las trazas fósiles son muy abundantes y han sido estudiadas escasamente (e.g., Poiré y Franzese, 2010; Odino-Barreto et al., 2018). La Formación Calafate presenta abundancia y diversidad de trazas que permiten una evaluación de la variación de la configuración de la costa, de los procesos de buen tiempo, de los eventos de tormentas y de las corrientes mareales en estos depósitos, para evaluar correctamente el sistema depositacional y comprender la dinámica sedimentaria de sistemas depositacionales complejos.

Se identificaron quince (15) icnogéneros en los depósitos de la Formación Calafate. Los icnogéneros fueron agrupados en icnofacies y analizados en conjunto con la asociación de facies en la que se encuentran, para caracterizar así distintos momentos de la evolución paleoambiental de la unidad de estudio. A continuación, se describen las características icnológicas de cada asociación de facies teniendo en cuenta las metodologías mencionadas en el capítulo 3 (apartado 3.2.4.4). En las tablas 5.1 se encuentra resumida la icnotaxonomía de las trazas fósiles observadas en los depósitos de

Traza fósil	Descripción y ocurrencia	Clasificación etológica y trófica	Características	Principales referencias
<i>Op Ophiomorpha</i> isp.	Excavaciones simples a complejas, bifurcadas verticales, horizontales e inclinadas que conforman redes en galerías Excavaciones con revestimiento granular en el exterior; revestimiento de composición mayoritariamente arenosa (AF1, AF2). Excavaciones con relleno pasivo, masivo Dimensiones: tubos de 0,2-1,3 cm de diámetro y 2-4 cm de largo	Excavaciones de alimentación por depredación de crustáceos decápodos	Grandes galerías y/o niveles de areniscas con alta bioturbación y variación lateral del índice de bioturbación. Asociado a expresiones de icnofacies de <i>Skolithos</i> en AF1 y <i>Cruziana</i> en AF2.	Lundgren, 1891. Frey et al., 1978; Frey y Seilacher, 1980; Pemberton et al., 2001
<i>Op Ophiomorpha</i> <i>nodosa</i>	Excavaciones con revestimiento densamente nodoso en el exterior; revestimiento de composición arenosa (AF1, AF3) Dimensiones: tubos de 0,2-2 cm de diámetros y 2-15 cm de largo. Diámetros de galerías y de túneles interconectados de 5-7 cm	Excavaciones de alimentación por depredación de crustáceos decápodos	Grandes galerías y/o niveles de areniscas con alta bioturbación y variación lateral del índice de bioturbación. Asociado a expresiones de icnofacies de <i>Skolithos proximal</i> en AF1 y a carga de lecho en AF3.	Lundgren, 1891. Frey et al., 1978; Frey y Seilacher, 1980; Pemberton et al., 2001
<i>Ma Macaronichnus</i>	Excavaciones horizontales, irregulares, sinuosos y curvos, pero nunca bifurcados; de relleno pasivo y masivo, de relleno marcadamente más limpio que la roca de caja (arena) Dimensiones: tubos de 0,2 cm de diámetro y 0,8-1,2 cm de largo	Estructura de alimentación depositivora de organismos vermiformes	Incongeniero interpretado como responsable de la apariencia moteada de las areniscas. Ambientes de alta energía. Expresiones de la icnofacies de <i>Skolithos proximal</i> .	Saunders y Pemberton, 1986; Nara y Seike (2019)
<i>Sk Skolithos</i>	Excavaciones rectas, verticales y con única entrada; con revestimientos suaves, de relleno pasivo y masivo Dimensiones: tubos de 0,5 cm de diámetro y 5 cm de largo	Estructura de alimentación depositivora de organismos vermiformes	<i>Skolithos</i> se reconoce en ambientes caracterizado por condiciones de alta energía (sustrato cambiante). Asociado a expresiones de icnofacies de <i>Skolithos</i> y <i>Skolithos proximal</i> en AF1.	Haldeman, 1840. Fillion y Pickerill, 1990
<i>Pl Planolites</i>	Tubos sin revestimiento, rectos a tortuosos, mayormente circular en sección transversal. Relleno activo, masivo Dimensiones: tubos de 0,2-0,4 cm de diámetro, no se pudo medir longitud	Excavaciones de alimentación depositivora de organismos infaunales (poliquetos) o de organismos vermiformes	Reconocido en los depósitos heterolíticos con laminación ondulosa (Hw) debido al contraste litológico. Relacionado con ambientes de condiciones de energía moderada a baja. Asociado a expresiones de icnofacies de <i>Skolithos</i> en AF1 y <i>Cruziana</i> en AF2.	Nicholson, 1873; Häntzschel, 1975; Pemberton y Frey, 1982; Fillion y Pickerill, 1990
<i>Pa Palaeophycus</i>	Excavaciones horizontales a subhorizontales, rectos a ligeramente curvos, tubulares o cilíndricos, nunca bifurcados Revestimientos internos suaves Tubos con relleno pasivo y masivo Dimensiones: tubos de 0,5-1 cm de diámetro y 5-12 cm de largo	Excavaciones de alimentación por filtración (anélidos, poliquetos o pequeños crustáceos)	Ocurrencia comúnmente asociado con <i>Arenicolites</i> y <i>Ophiomorpha</i> . Asociado a expresiones de icnofacies de <i>Skolithos</i> en AF1 y <i>Cruziana</i> en AF2.	Hall, 1847. Fillion y Pickerill, 1990; Pemberton y Frey, 1982
<i>Ro Rosselia</i>	Bulbos circulares a subcirculares, rellenos con sedimento de granulometría más fina que la roca de caja Dimensiones: 0,5-1 cm de diámetro	Excavaciones de alimentación depositivora (poliquetos)	Asociado a expresiones de icnofacies de <i>Cruziana</i> en AF1.	Dahmer, 1937

Tabla 5.1. Icnotaxonomía de las trazas fósiles reconocidos en los depósitos de la Formación Calafate.

Traza fósil	Descripción y ocurrencia	Clasificación etológica y trófica	Características	Principales referencias
<i>Ar Arenicolites</i>	Excavaciones tubulares, en forma de U, sin spreite Los tubos son paralelos con separación de 0,5-6 cm entre sí; de relleno pasivo y masivo Dimensiones: tubos de 0,2-0,4 cm de diámetro y 10 cm de largo	Excavaciones de alimentación por filtración (anélidos, poliquetos o pequeños crustáceos)	Asociado a sustratos arenosos en ambientes de moderada energía. Asociado a expresiones de icnofacies de <i>Skolithos</i> en AF1, <i>Skolithos</i> proximal en AF1 y de <i>Cruziana</i> en AF2.	Salter, 1857; Eager et al., 1985
<i>Th Thalassinoides</i>	Excavaciones horizontales, verticales e inclinadas, formando un sistema de tubos interconectados con uniones en forma de Y o T Las excavaciones pueden tener un fino revestimiento o ninguno, con relleno pasivo y masivo Dimensiones: tubos de 0,8 cm de diámetro y 12 cm de largo	Excavaciones de alimentación depredación de crustáceos decápodos	Elemento común en depósitos de condiciones de moderada y baja energía. Asociado a expresiones de icnofacies de <i>Skolithos</i> en AF1, de <i>Cruziana</i> en AF2 y de <i>Glossifungites</i> en AF1.	Ehrenberg, 1944 Uchman, 1995
<i>Rh Rhizocorallium</i>	Excavaciones horizontales e inclinadas, rectas a sinuosas, en forma de U con spreite. Los tubos son paralelos con separación entre 4-5 cm entre sí; con relleno pasivo, y con spreite típicamente protrusivo Dimensiones: tubos de 2,5 cm de diámetro y 40 cm de largo	Excavaciones de alimentación depositiva (crustáceos, corales, esponjas y algas)	Asociada a ambientes de moderada a baja energía. Asociado a expresiones de icnofacies de <i>Skolithos</i> en AF1.	Zenker, 1836. Uchman, 1998; Mørk y Bromley, 2008
<i>Ta Taenidium</i>	Excavaciones horizontales a subhorizontales, cilíndricas a subcilíndricas, de tubos rectos a sinuosos con meniscado (<i>backfilled</i>), sin revestimientos. No se observan bifurcaciones Dimensiones: tubos de 1 cm de diámetro y 5 cm de largo	Excavaciones de alimentación por depósito (anélidos vermiformes)	Asociado a expresiones de icnofacies de <i>Skolithos</i> proximal en AF1 y <i>Cruziana</i> en AF2.	Heer, 1877. D'Alessandro y Bromley, 1987; Keighley y Pickerill, 1994; Ekdale et al., 2007
<i>Di Diplocraterion</i>	Excavaciones en forma de U, verticales con spreite. Los tubos son paralelos, con relleno pasivo y con spreite típicamente protrusivo Dimensiones: tubos de 0,5 cm de diámetro y de 10 cm de largo	Excavaciones de alimentación por filtración de organismos (poliquetos, crustáceos y anélidos)	Elementos comunes en depósitos de condiciones de moderada energía. Asociado a expresiones de icnofacies de <i>Skolithos</i> en AF1 y <i>Cruziana</i> en AF2.	Torell, 1870; Fürsich, 1974
<i>Gy Gyrochorte</i>	Excavaciones horizontales a subhorizontales, rectos a ligeramente curvados; de epirelieve positivo, que consta de dos lóbulos convexos con un surco mediano y discontinuidades transversales de tipo menisco; con relleno pasivo Dimensiones: tubos de 0,5 cm de diámetro y 10 cm de largo	Excavaciones de alimentación por filtración (gasterópodos, vermes, crustáceos)	Asociado a expresiones de icnofacies de <i>Cruziana</i> en AF2.	Heer, 1865; Gilbert y Benner, 2002
<i>Cy Cylindrichnus</i>	Excavaciones rectas a ligeramente curvas, cilíndricas a subcónicas, nunca bifurcadas, de paredes en capas concéntricas; con relleno pasivo o activo y masivo Dimensiones: tubos de 0,5 cm de diámetro y 10 cm de largo	Excavaciones de alimentación por filtración (gasterópodos, vermes, crustáceos)	Común en facies arenosas de los depósitos de AF2. Asociado a expresiones de icnofacies de <i>Cruziana</i> en AF2.	Häntzschel, 1975; Ekdale y Harding, 2015
<i>Lo Lockeia</i>	Cuerpos oblongos en forma de almendra y de hiporelieve convexo Dimensiones: 0,2-0,4 cm de diámetro	Traza de descanso de bivalvos, asociado a estructuras de alimentación por filtración depositiva	Asociado a expresiones de icnofacies de <i>Cruziana</i> en AF.	James, 1879; Maples y West, 1990

Tabla 5.1. Cont.

5 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS ORGÁNICAS

la unidad de estudio. La descripción completa e interpretación de los depósitos de la Formación Calafate se encuentran en el capítulo 4.

5.1 Icnología

5.1.1 Icnología de la AF1

El conjunto de trazas fósiles observado en los depósitos de la AF1 presenta una variación lineal de icnodiversidad de baja a moderada y de intensidad de bioturbación de baja a alta (IB 1-5) (Fig. 5.1, 5.2). Esta variación de menor a mayor icnodiversidad e intensidad se corresponde de base a techo de los depósitos.

Los conglomerados masivos (Gm) no presentan bioturbación (IB 0). Las areniscas conglomerádicas y las areniscas con estratificación entrecruza planar (SGp, Sp) y areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) presentan una intensidad de bioturbación desde baja a moderada alta (IB 1-4) y están caracterizadas por *Arenicolites* isp., *Skolithos* isp., *Paleophycus* isp., (Fig. 5.1 b, c). El IB 4 de estas areniscas, que permite clasificarlas como areniscas bioturbadas (Sb), se reconoce cuando las bioturbaciones modifican las estructuras sedimentarias mecánicas volviéndolas borrosas pero distinguibles y cuando los icnogéneros no son identificables (Fig. 5.1 d). Las heterolíticas con laminación flaser (Hf) están bioturbadas únicamente por *Planolites* isp. con un IB 1-2 (Fig. 4.2 c, d).

Las areniscas bioturbadas están caracterizadas inicialmente por una intensidad de bioturbación moderada (IB 3-4) con trazas fósiles de *Ophiomorpha* isp. (Fig. 5.1 d, e), *Skolithos* isp., *Arenicolites* isp. y *Macaronichnus* isp. (Fig. 5.1 c), y posteriormente por un IB moderado alto (IB 4-5) debido a que son reemplazados verticalmente hacia arriba en la sucesión sedimentaria por un conjunto de trazas que comprende a los icnogéneros *Thalassinoides* isp. (Fig. 5.2 a, b) *Arenicolites* isp. (Fig. 5.2 c), *Diplocraterion* isp. con spreite protrusivo (Fig. 5.2 d), *Taenidium* isp. (Fig. 5.2 e), *Ophiomorpha nodosa* (Fig. 5.3 a, b), *Rhizocorallium* isp. (Fig. 5.3 c), *Palaephycus* isp., trazas fósiles de escape (Fig. 5.3 d) y otras indistinguibles individualmente debido a la intensidad de bioturbación (Fig. 5.3 e). Se destaca que las primeras trazas fósiles de *Ophiomorpha* isp., observadas en los niveles más basales de los depósitos de la AF1 presentan las paredes revestidas con fango, mientras que en los niveles siguientes dichas trazas presentan revestimientos de arena. También se destaca que los depósitos de AF1 presentan niveles cementados por óxidos de hierro que son identificables fácilmente a distancia y a lo largo de la extensión del afloramiento (Fig. 5.1 a, 5.4 a-c). Estos niveles corresponden a grandes galerías de trazas fósiles de *Ophiomorpha nodosa* afectados por procesos diagenéticos posteriores que dio como resultado dichos niveles de óxido de hierro (Fig. 5.4 b, c).

El conjunto de trazas descrito anteriormente es luego reemplazado verticalmente por una ocurrencia monoespecífica de *Thalassinoides* isp., que se observa únicamente en el contacto entre la AF1 y la AF2 en el perfil CC02P. Estas trazas están rellenas pasivamente con sedimento areno limoso proveniente de los depósitos de la AF2 que se encuentran por encima (Fig. 5.4 d, e).

Interpretación: en los depósitos de la AF1 se reconocen las icnofacies de *Skolithos*, *Skolithos* proximal y *Glossifungites*. La icnofacies de *Skolithos* está presente en las areniscas conglomerádicas y

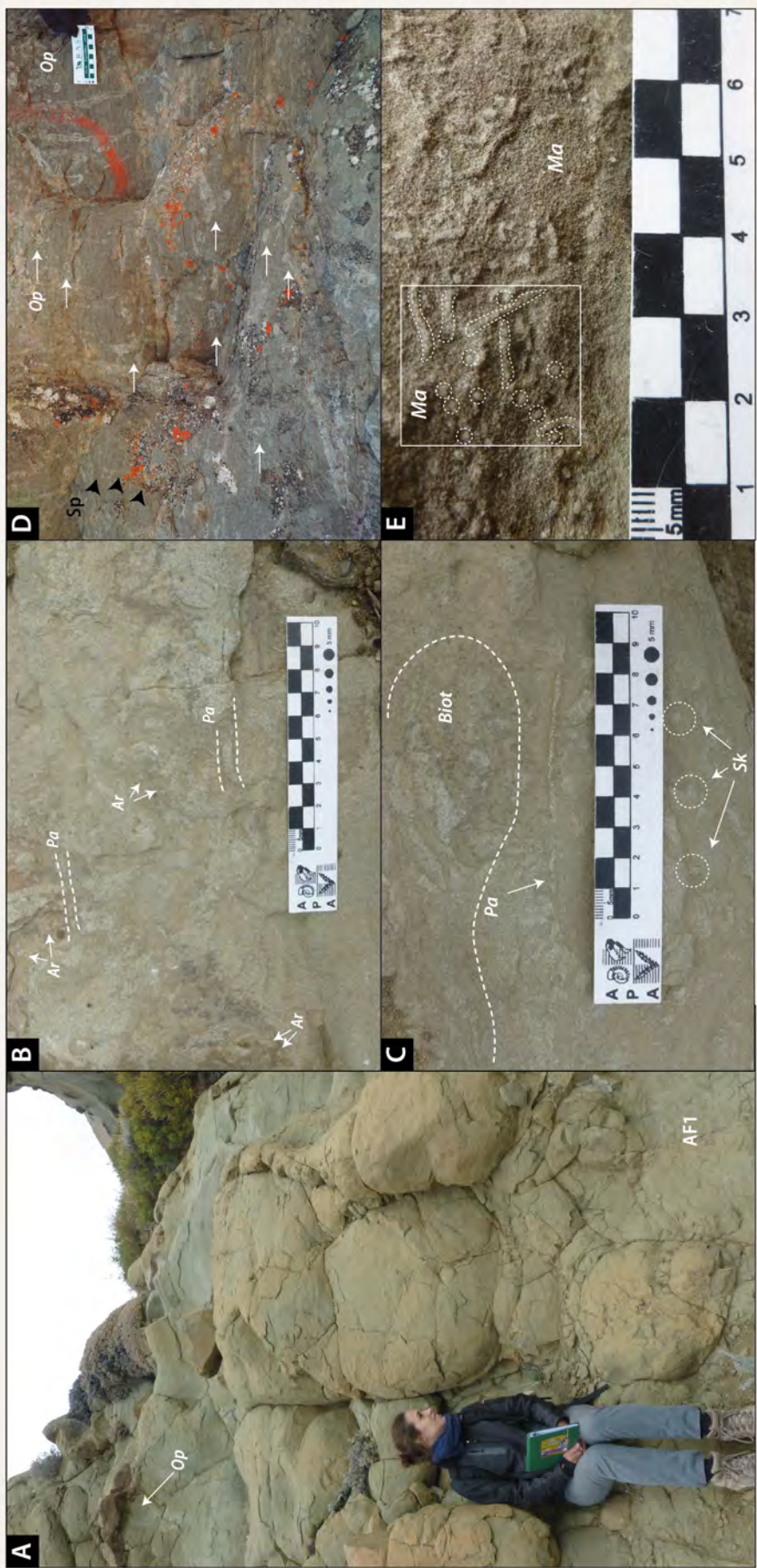


Figura 5.1. Características icnológicas de los depósitos de canales multipisódicos confinados arenosos (AF1). **a)** Vista general de los depósitos de AF1. Nótese los niveles que contienen las galerías de *Ophiomorpha* isp. (*Op*). **b, c)** Las areniscas conglomerádicas y las areniscas con estratificación entrecruzada planar (*SGp*, *Sp*) y en artesa (*St*) están caracterizadas por *Arenicolites* isp. (*Ar*), *Paleophycus* isp. (*Sk*), y *Paleophycus* isp. (*Pa*). Vista cenital a la estratificación. **d)** Areniscas bioturbadas con *Ophiomorpha* isp. (*Op*) que modificaron las estructuras sedimentarias mecánicas volviéndolas borrosas pero distinguibles en las areniscas con estratificación entrecruzada planar (*Sp*). Vista lateral a la estratificación. **e)** *Macaronichnus* isp. (*Ma*), que se distinguen debido a los procesos diagenéticos. Vista lateral a la estratificación. Referencias: Persona de escala 1,7 m de alto.

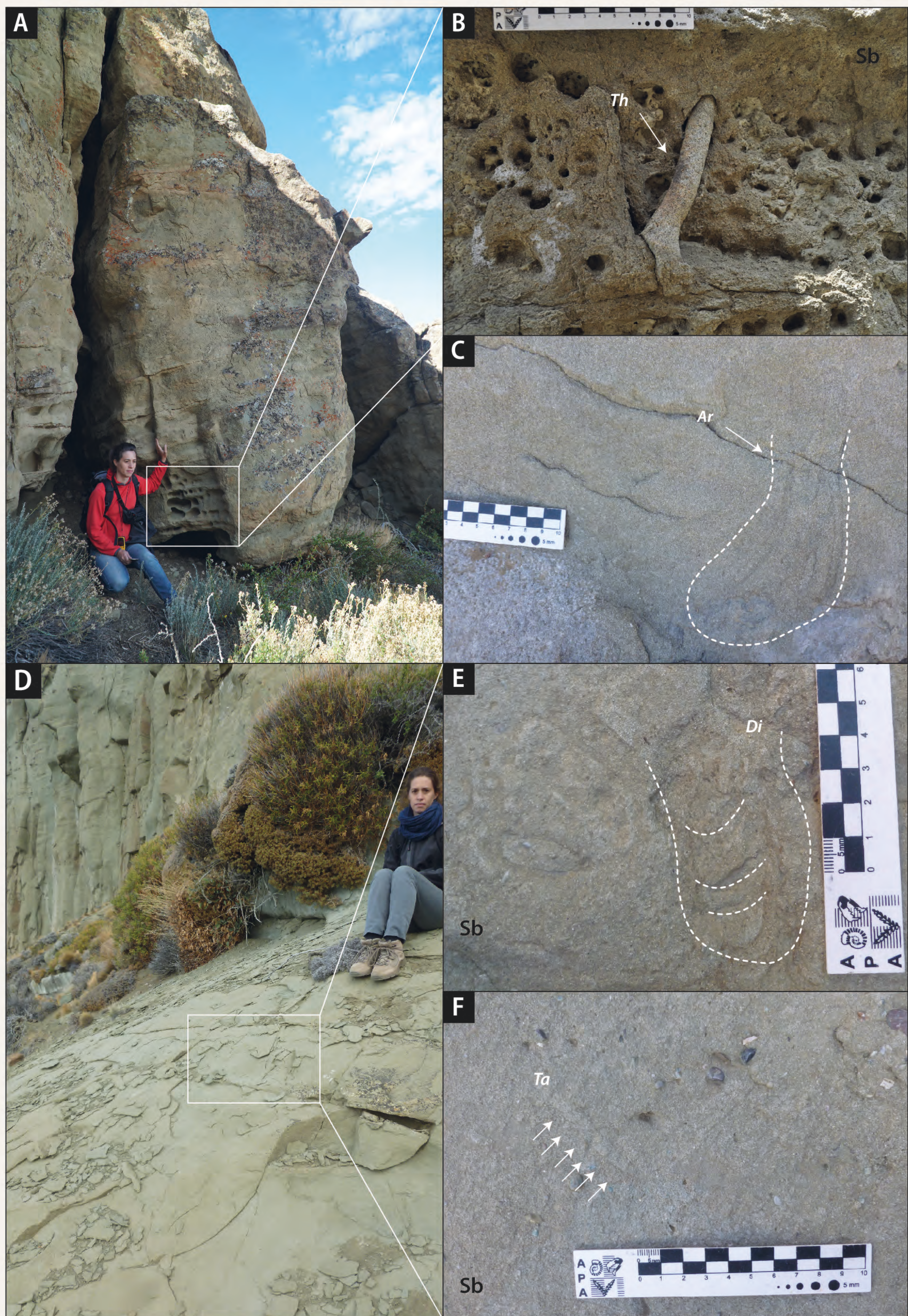


Figura 5.2. Características icnológicas de los depósitos de canales multiepisódicos confinados arenosos (AF1). **a)** Vista general de los depósitos de areniscas bioturbadas (Sb) con *Thalassinoides* isp. (*Th*). **b)** Vista en detalle de los túneles verticales y horizontales de *Thalassinoides* isp. (*Th*). Vista lateral a la estratificación. **c)** Vista general *Arenicolites* isp. (*Ar*) en depósitos arenosos. Vista lateral a la estratificación. **d)** Vista general de paquetes arenosos con *Diplocraterion* isp. (*Di*) y *Taenidium* isp. (*Ta*). **e)** Se reconoce *Diplocraterion* isp. (*Di*) en las areniscas bioturbadas (Sb) debido a la presencia de spreite. Vista lateral a la estratificación. **f)** *Taenidium* isp. (*Ta*), las flechas blancas indican el tubo recto a sinuoso con el relleno meniscado. Vista cenital a la estratificación. Referencias: Persona de escala 1,7 m de alto.

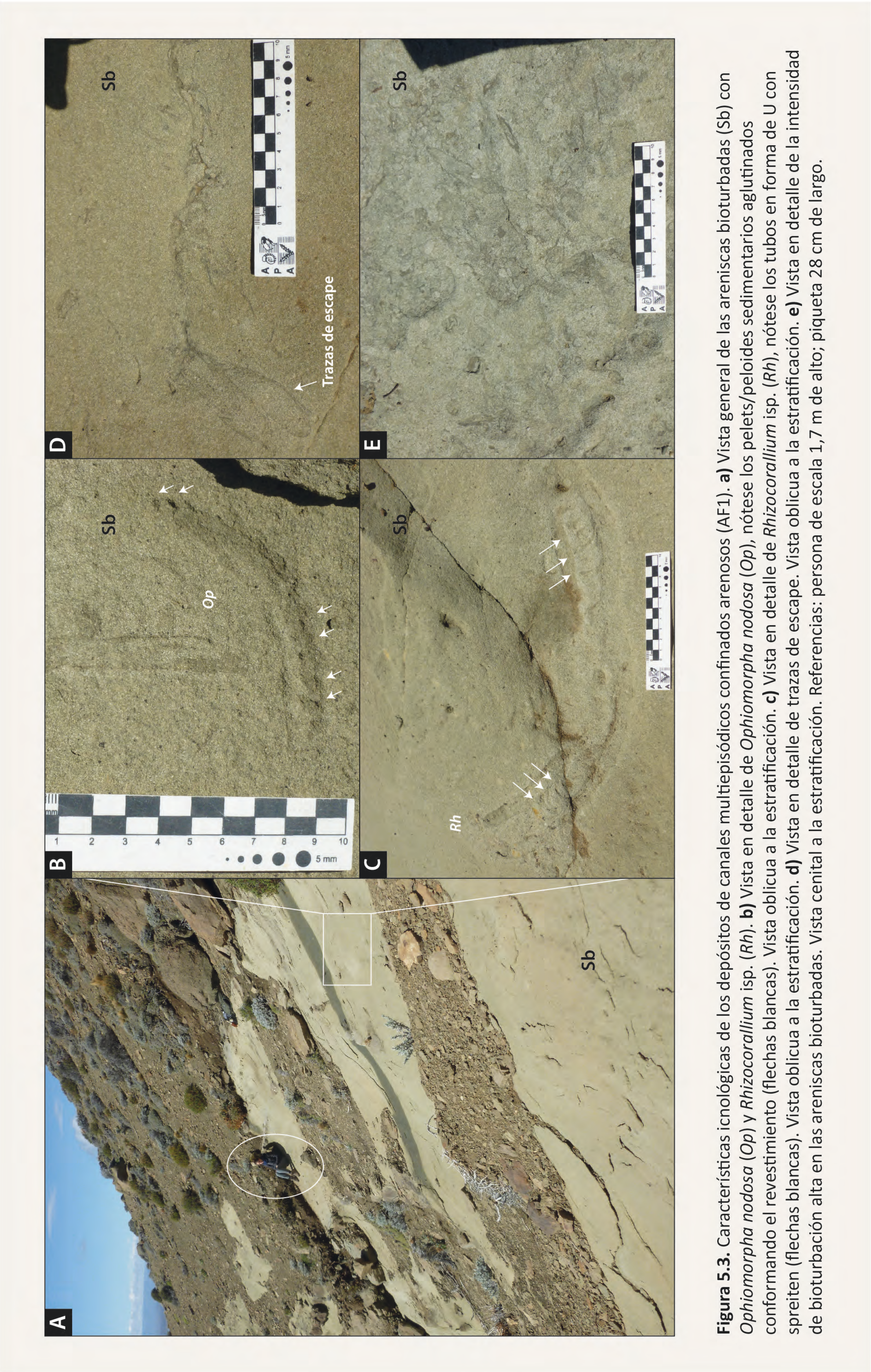


Figura 5.3. Características icnológicas de los depósitos de canales multiepisódicos confinados arenosos (AF1). **a)** Vista general de las areniscas bioturbadas (*Sb*) con *Ophiomorpha nodosa* (*Op*) y *Rhizocorallium* isp. (*Rh*). **b)** Vista en detalle de *Ophiomorpha nodosa* (*Op*), nótese los pelets/peloides sedimentarios aglutinados conformando el revestimiento (flechas blancas). Vista oblicua a la estratificación. **c)** Vista en detalle de *Rhizocorallium* isp. (*Rh*), nótese los tubos en forma de U con spreiten (flechas blancas). Vista oblicua a la estratificación. **d)** Vista oblicua a la estratificación. **e)** Vista en detalle de la intensidad de bioturbación alta en las areniscas bioturbadas. Vista cenital a la estratificación. Referencias: persona de escala 1,7 m de alto; piqueta 28 cm de largo.

5 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS ORGÁNICAS

areniscas con estratificación entrecruzada planar y en artesa, así como también en las areniscas bioturbadas. En las areniscas conglomerádicas y areniscas con estratificación entrecruzada planar y en artesa la baja a moderada intensidad de bioturbación y la baja icnodiversidad que exhiben son el resultado de las condiciones hidráulicas de alta energía en los rellenos de canales. Las formas de lecho que continuamente migran representan desafíos para el reclutamiento larval y el mantenimiento de domicilios para los organismos endobentónicos, quedando excluidos los organismos que requieren domicilios permanentes (Howard, 1972, 1978; Saunders, 1989). Las trazas fósiles están caracterizadas por estructuras orgánicas verticales, cilíndricas y simples, en menor medida se observan excavaciones horizontales. Estas estructuras orgánicas corresponden a organismos que se alimentaban por filtración colonizando los niveles más basales o profundos de los depósitos (*Skolithos*), a organismos filtradores que poblaban los niveles medios (*Arenicolites*) y a depositívoros que colonizan los niveles más superiores o someros de los depósitos (*Palaeophycus*).

En las areniscas bioturbadas la icnodiversidad moderada e intensidad de bioturbación moderada a alta indican condiciones ambientales estables dentro del relleno de canales. Tasas de sedimentación comparativamente más bajas promovieron colonizaciones a largo plazo que condujeron a una bioturbación intensa y destrucción de las estructuras sedimentarias físicas (véase Pollard et al., 1993) (Fig. 5.1 c; 5.2 a, g; Fig. 5.3 a, d; 5.4 a). Las trazas fósiles están caracterizadas por estructuras orgánicas verticales simples o en tubo con forma de U y excavaciones en forma de sistema de galerías. Estas estructuras orgánicas corresponden a organismos móviles a estacionarios que se alimentaban por depredación o filtración colonizando los niveles más basales o profundos de los depósitos (*Ophiomorpha*, *Skolithos*), a organismos móviles y semi móviles filtradores (*Taenidium*, *Arenicolites*, *Rhizocorallium*) o depredadores (*Thalassinoides*, *Ophiomorpha*) que poblaban los niveles medios, a organismos móviles depositívoros que colonizaban los niveles medios de los depósitos (*Diplocraterion*) y a organismos móviles filtradores que poblaban los niveles más superiores o someros de los depósitos (*Palaeophycus*, *Planolites*). La presencia de *Diplocraterion* isp. con spreite protrusivo asociado posiblemente representa una respuesta a una disminución en la tasa de sedimentación y puede atribuirse como una estructura de una alimentación sistemática depositívora. Las grandes galerías de *Ophiomorpha nodosa* se atribuyen a colonizadores oportunistas bajo condiciones de energía muy alta, los revestimientos que presentan también se interpretan como respuesta a los cambios de energía en el ambiente (MacEachern et al., 2007a).

La icnofacies de *Skolithos* proximal también se identifica en las areniscas bioturbadas y se caracteriza por trazas fósiles que corresponden principalmente a excavaciones verticales resultado de la actividad de la fauna bentónica. Las estructuras orgánicas corresponden a organismos móviles a estacionarios filtradores, depredadores y depositívoros que colonizaban los niveles más basales o profundos de los depósitos (*Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Macaronichnus*) y a organismos filtradores que poblaban los niveles medios (*Arenicolites*). La presencia de estructuras de alimentación depositívora del icnogénero *Macaronichnus* isp. es emblemático de la icnofacies propuesta.

La icnofacies de *Glossifungites* se observa únicamente en las areniscas bioturbadas del techo de los depósitos de la AF1 en el perfil CC02P. El conjunto de trazas fósiles reconocido se caracteriza por una ocurrencia monoespecífica de *Thalassinoides* isp. resultado de las actividades de crustáceos



Figura 5.4. a) Vista panorámica de los depósitos superiores de canales multiepisódicos confinados arenosos (AF1) en contacto con los depósitos de planicies areno limosas (AF2) (línea blanca punteada). Nótese los niveles estratigráficos reconocidos debido a las galerías de *Ophiomorpha nodosa* (*Op*) (flechas blancas). **b, c)** Vista en detalle de las galerías de *Ophiomorpha nodosa* (*Op*), que resaltan debido a los procesos diagenéticos. Vista lateral (b) y cenital y oblicua a la estratificación (c), respectivamente. **d)** Vista general de los depósitos superiores de AF1 en perfil sedimentario CC02P que culmina con areniscas bioturbadas por *Thalassinoides* isp. (*Th*). **e)** Vista en detalle de la superficie intensamente bioturbada por *Thalassinoides* isp. (*Th*) en sustratos originalmente firmes (*firmground*). Referencias: persona de escala 1,7 m de alto; piqueta de escala 28 cm de largo.

5 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS ORGÁNICAS

decápodos. Estas estructuras orgánicas corresponden a organismos oportunistas semi móviles y depredadores (*Thalassinoides*) en un sustrato firme generado por momentos de erosión o no deposición sedimentaria en el ambiente (Seilacher, 1967; Frey y Seilacher, 1980). La ocurrencia monoespecífica de *Thalassinoides* isp. puede deberse a factores de estrés, ocurrencias monoespecíficas están comúnmente relacionadas a condiciones anaeróbicas o de aguas salobres, típico de ambientes inestables (Buatois y Mángano, 2011) o bien por una causa tafonómica en la cual la colonización de crustáceos decápodos haya sido muy profusa y en consecuencia obliteraron significativamente otras estructuras biogénicas previas, por lo que hoy sólo se observan las excavaciones de *Thalassinoides* isp. Este tipo de ocurrencia es peculiar, pero existen ejemplos similares tal como el caso descrito por Carmona et al. (2004), que luego fue modificado por encontrarse otras estructuras biogénicas de habitación de bivalvos.

La superficie donde se observa la icnofacies *Glossifungites* en la Formación Calate podría interpretarse como la colonización de un sustrato estable y cohesivo (firmground) desarrollada en arenas compactadas (véase MacEachern et al., 1992a, 1992b, 2007a; Pemberton et al., 1992b, 2004). Este sustrato firme se habría originado durante un hiatus depositacional entre un evento erosivo y la reanudación de los procesos sedimentarios durante la transgresión maastrichtiana, generándose así una superficie de ravinamiento) que fue luego colonizada por los organismos (Odino-Barreto et al., 2018). Sin embargo, debido a que la icnofacies de *Glossifungites* ha sido registrada únicamente en el perfil CC02P, en el contacto entre los depósitos de la AF1 y la AF2, por lo que las interpretaciones derivadas a partir de la misma se encuentran limitadas y la correcta evaluación de esta superficie requiere de mayores estudios.

5.1.2 Icnología de la AF2

Los depósitos de la AF2 presentan moderada icnodiversidad y moderada a alta intensidad de bioturbación (IB 1-6). Las trazas fósiles estudiadas en estos depósitos son comparativamente de menor tamaño que las observadas en los depósitos de la AF1. Las areniscas con laminación ondulítica (Slw) (Fig. 5.5 a) están caracterizadas por un IB 3 y se observan los icnogéneros *Thalassinoides* isp. (Fig. 5.5 b, c), *Palaeophycus* isp., *Arenicolites* isp. (Fig. 5.5 d), *Gyrochorte* isp. (Fig. 5.5 f, g), *Rosselia* isp. (Fig. 5.5 g), *Lockeia* isp. (Fig. 5.5 h), *Diplocraterion* isp. (Fig. 5.5 i) y *Taenidium* isp. Los niveles heterolíticos con laminación flaser presentan bioturbaciones de *Thalassinoides* isp. con un IB 2-3 (Fig. 5.5 e, Fig. 5.6 a-c), mientras que los niveles heterolíticos con laminación ondulosa están bioturbados por *Planolites* isp., con un IB 1-2 (Fig. 5.6 a-b).

Las areniscas bioturbadas están caracterizadas por un IB 5 y en consecuencia se reconocen de forma individual pocos icnogéneros tales como *Cylindrichnus* isp. (Fig. 5.6 d, e), *Ophiomorpha* isp., *Thalassinoides* isp. (?), *Arenicolites* isp. (?), otras trazas muy pequeñas de excavaciones verticales y horizontales (Fig. 5.6 d, f). Los paquetes de areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp) y/o en artesa (St) presentan escasa bioturbación (IB 1) donde se reconoce *Ophiomorpha* isp. (Fig. 5.6 g) o bien, al igual que en los depósitos de AF1, están muy bioturbadas y se clasifican como areniscas bioturbadas (Sb) con un IB 4-5.

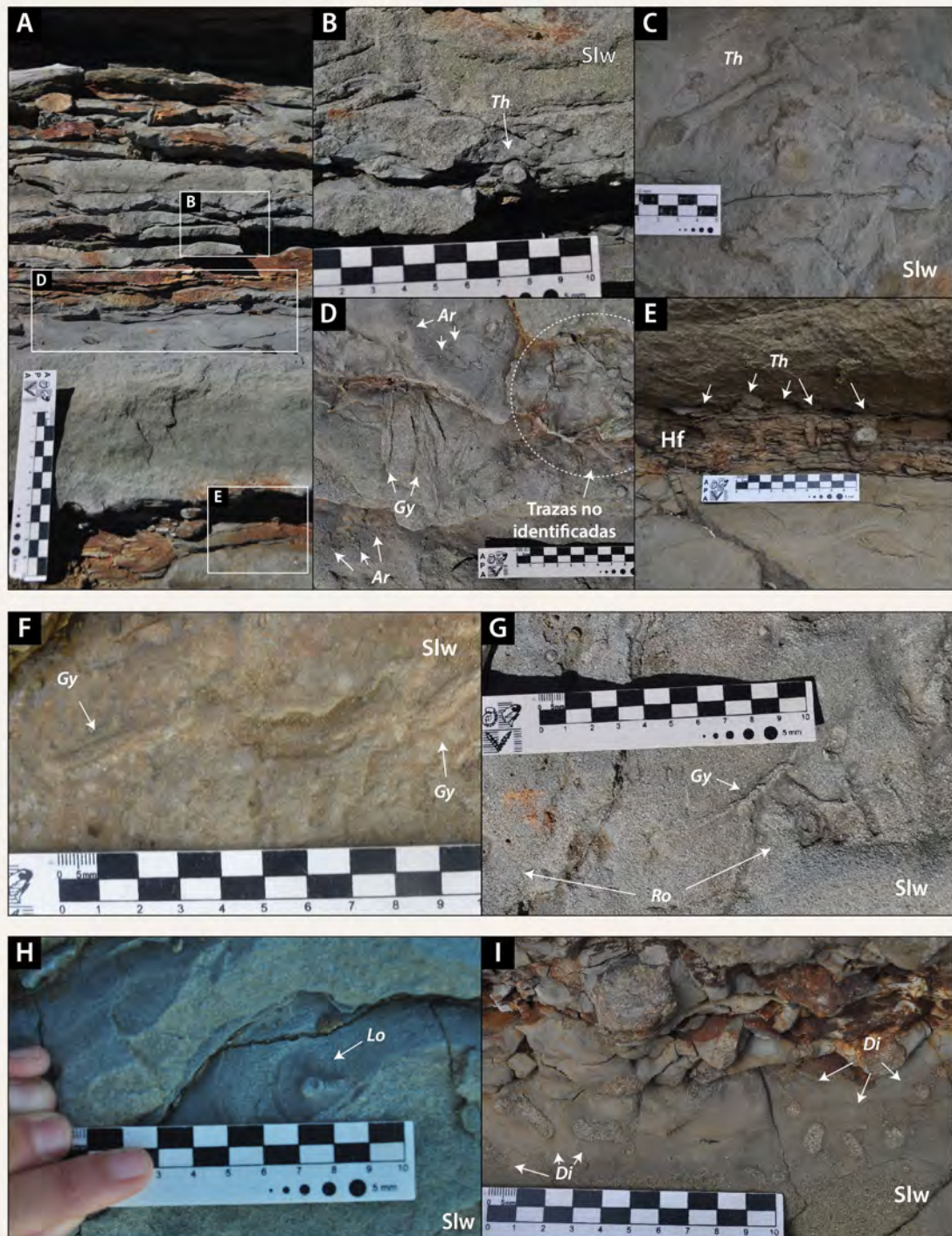


Figura 5.5. Características icnológicas de los depósitos de planicies areno limosas (AF2). **a)** Vista general de los depósitos de AF2, nótese el contraste litológico debido a la participación de limo y fango. **b, c)** Areniscas con laminación ondulítica (Slw) que presentan *Thalassinoides* isp. (*Th*). Vista lateral y cenital a la estratificación respectivamente. **d)** Techo de las areniscas con laminación ondulítica (Slw) con *Arenicolites* isp. (*Ar*) y *Gyrochorte* isp. (*Gy*). Nótese sectores con alto grado de bioturbación (IB 4-5) debido a que no se pueden reconocer individualmente las trazas. **e)** Depósitos heterolíticos con laminación flaser (*Hf*) con *Thalassinoides* isp. (*Th*). Vista lateral a la estratificación. **f-i)** Vista en detalle de trazas fósiles en el techo de las areniscas con laminación ondulítica (Slw). Vista cenital a la estratificación. **f)** *Gyrochorte* isp. (*Gy*). **g)** *Gyrochorte* isp. (*Gy*) y *Rosselia* isp. (*Ro*). **h)** *Lockeia* isp. (*Lo*). **i)** *Diplocraterion* isp. (*Di*). Nótese el spreite entre los orificios. Referencias: piqueta de escala 28 cm de largo.

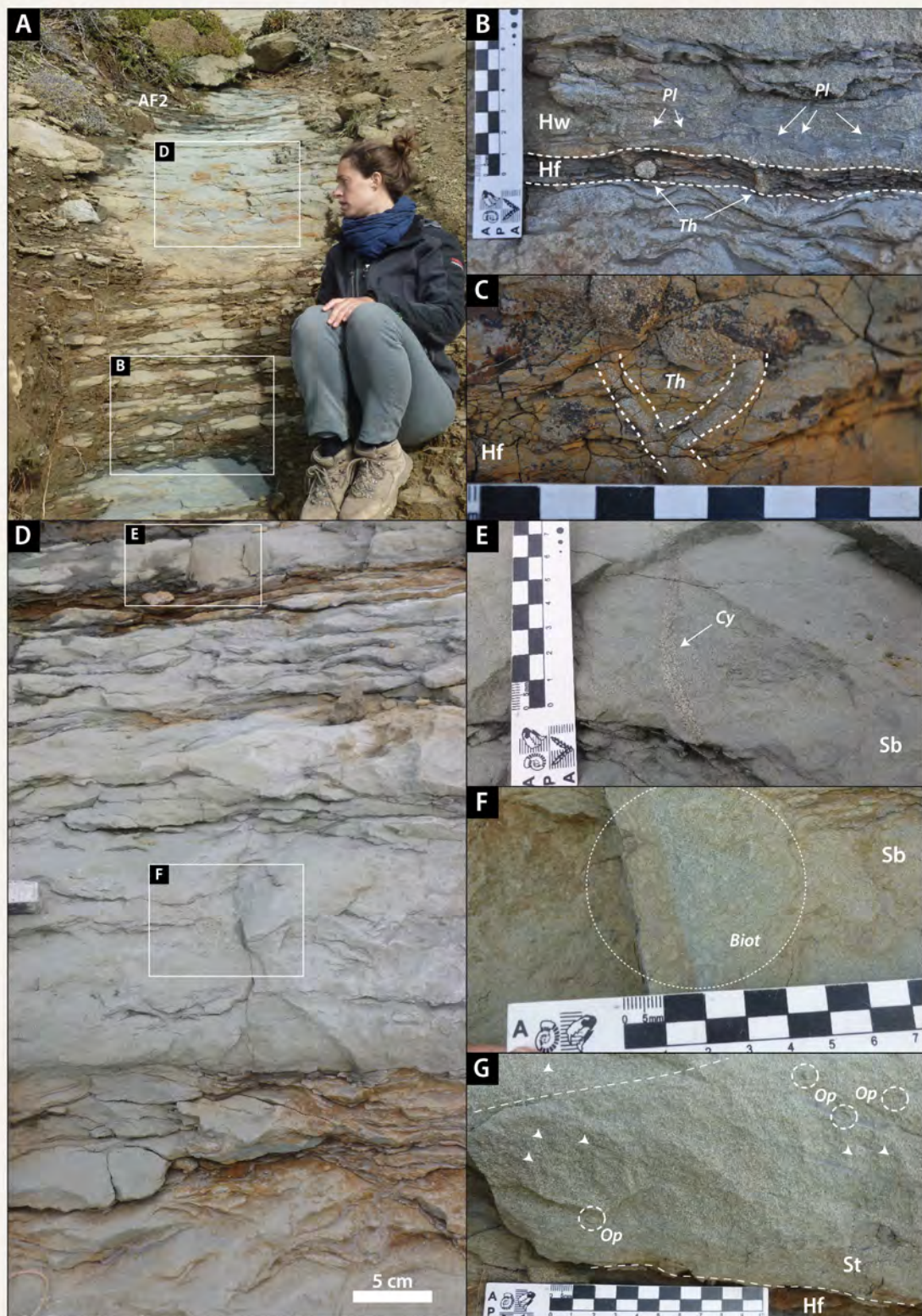


Figura 5.6. Características icnológicas de los depósitos de planicies areno limosas (AF2). **a)** Vista general de areniscas con laminación ondulítica (Slw) intercalado rítmicamente con niveles heterolíticos con laminación flaser (Hf) y ondulosa (Hw). **b)** Depósitos heterolíticos con laminación ondulosa (Hw) que contienen *Planolites* isp. (Pl) y laminación flaser (Hf) con *Thalassinoides* isp. (Th). Vista lateral a la estratificación. **c)** Depósitos heterolíticos con laminación flaser (Hf) con *Thalassinoides* (Th). Vista cenital a la estratificación se puede observar la típica bifurcación en Y de este icnogénero. **d)** Vista en detalle del contraste litológico de los depósitos de AF2 que permitió la preservación de trazas fósiles. **e)** Vista en detalle de *Cylindrichnus* isp. (Cy). Vista lateral a la estratificación. **f)** Vista en detalle de pequeñas trazas no identificadas. Vista cenital a la estratificación. **g)** Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) presentan bioturbaciones de *Ophiomorpha* isp. (Op). Flechas blancas indican planos de estratificación. Referencias: persona de escala 1,7 m de alto.

5 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS ORGÁNICAS

Interpretación icnofacies de *Cruziana*: las estructuras orgánicas observadas en estos depósitos corresponden mayoritariamente a trazas fósiles de excavaciones (*domichnia*) y de alimentación (*fodinichnia*) y a unas pocas a trazas de descanso (*cubichnia*) y locomoción (*repichnia*). Las trazas fósiles verticales (*Rosselia* isp., *Cylindrichnus* isp., *Arenicolites* isp., *Diplocraterion* isp.) reflejan abundancia de partículas orgánicas en suspensión en la columna de agua bien oxigenada (Buatois y Mángano, 2011). Por su parte, las trazas fósiles horizontales (*Thalassinoides* isp., *Palaeophycus* isp., *Planolites* isp., *Taenidium* isp., *Lockeia* isp., *Gyrochorte* isp.) indican acumulación de detritos orgánicos en el sedimento en condiciones de moderada a baja energía (MacEachern et al., 2007a; Buatois y Mángano, 2011).

Las condiciones ambientales sugeridas por las trazas fósiles están evidenciadas por la litología de los depósitos, es decir las areniscas con laminación ondulítica y las heterolíticas con laminación flaser y ondulosa, que favorecen la preservación de las trazas fósiles mencionadas. Sin embargo, los depósitos de la AF2 también se caracterizan por areniscas con estratificación entrecruzada planar y/ en artesa que señalan condiciones de alta energía de corrientes tractivas unidireccionales. Estas areniscas indican tasas de sedimentación altas cuando el IB es 1, o bien tasas de sedimentación muy bajas cuando el IB es 6 puesto que los organismos retrabajaron completamente los sedimentos arenosos.

Las estructuras orgánicas corresponden a organismos móviles que colonizaban niveles someros de los depósitos y que se alimentaban por filtración (*Lockeia*), por pastoreo (*Gyrochorte*) y depositívoros (*Planolites* y *Palaeophycus*). Otros organismos móviles a semi móviles colonizaron niveles medios de los depósitos alimentándose por filtración (*Arenicolites* y *Diplocraterion*), depositívoros (*Taenidium*) y por depredación (*Thalassinoides*, *Ophiomorpha*). También se observan estructuras orgánicas generadas por organismos estacionarios que colonizaban niveles medios de los depósitos con alimentación detritívora (*Rosselia* y *Cylindrichnus*). Este conjunto de trazas fósiles se interpreta como icnofacies de *Cruziana* dado el predominio de trazas fósiles horizontales, la variedad de categorías etológicas (locomoción, descanso, excavaciones, de alimentación), la abundancia de trazas fósiles de alimentación depositívora y detritívora, predominio de trazas fósiles producidas por una fauna móvil, la moderada intensidad de bioturbación e icnodiversidad.

5.1.3 Icnología de la AF3

La bioturbación es nula a muy escasa (IB 0-1) y la icnodiversidad es extremadamente baja, solo se registra *Ophiomorpha nodosa* en los niveles inferiores y cercanos a la base de los depósitos conglomerádicos (Gp, Gpg) y areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada (SGp) (Fig. 5.7 a-e). Estas trazas se observan de manera dispersa o aislada, desconectadas entre sí y orientadas inclinadas (Fig. 5.7 b), horizontal (Fig. 5.7 c) o verticalmente (Fig. 5.7 d) con respecto a los estratos. Por otro lado, estos depósitos conglomerádicos presentan en la base intraclastos pelíticos (Fig. 5.7 e), dentro de los cuales se han reconocido trazas fósiles (Fig. 5.7 f).

Interpretación: por un lado, las muy escasas estructuras biogénicas observadas aquí se interpretan como el resultado de condiciones energéticas altas a muy alta dentro de los rellenos de canales multiepisódicos confinados gravosos. Dentro de los canales las formas de lecho migran

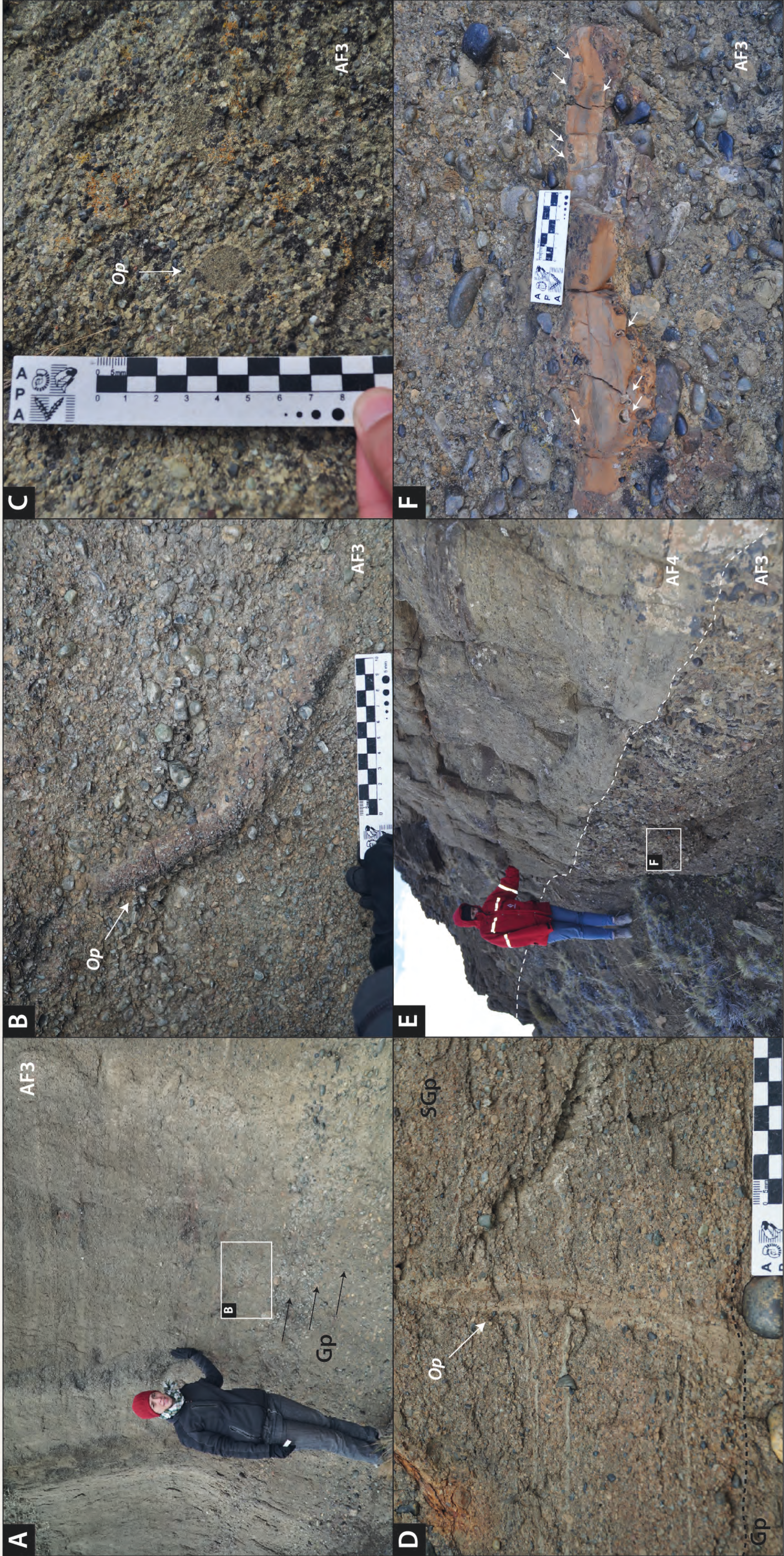


Figura 5.7. Características icnológicas de los depósitos de canales multiepisdícos confinados gravosos (AF3). **a)** Vista general de los depósitos conglomerádicos con estratificación entrecruzada planar (Gp) en el Vertedero Municipal (VM). **b)** Vista en detalle de *Ophiomorpha* isp. (*Op*) que se observa en los niveles inferiores de los depósitos conglomerádicos. **c)** *Ophiomorpha nodosa* (*Op*) con pequeños pellets aglutinados en el revestimiento. **d)** *Ophiomorpha nodosa* (*Op*) interrumpiendo verticalmente la estratificación de areniscas conglomerádicas (SGp). Nótese el buen desarrollo del revestimiento. **e)** Vista general de los depósitos conglomerádicos de AF3 en contacto con los depósitos barras arenosas (AF4) en el Cerro Calafate (CC). **f)** Vista en detalle de los intraclastos pelíticos que presentan trazas horizontales y que se encuentran en la base de los depósitos conglomerádicos de AF3. Nótese el relleno sedimentario de la traza fósil distinto al de la roca hospedante (intraclasto). Referencias: persona de escala 1,7 m de alto.

5 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS ORGÁNICAS

continuamente impidiendo el reclutamiento larval, el mantenimiento de domicilios para los organismos endobentónicos y la colonización de sustratos por parte de estos (véase Howard, 1972, 1978; Wilson, 1982; 1986; Saunders, 1989). Las trazas fósiles de *Ophiomorpha nodosa* corresponden a estructuras biogénicas de domicilios semipermanentes a permanentes de organismos depredadores. Estas estructuras orgánicas se caracterizan por presentar revestimientos en las paredes que impiden el colapso de estos.

Las características sedimentarias de los depósitos de la AF3 como las granulometrías conglomerádicas, los intraclastos pelíticos y otras como la presencia de material vegetal, permiten inferir que el aporte sedimentario se produjo desde sectores de menor profundidad y cercanas al área de aporte. Por lo que las trazas observadas en estos depósitos se consideran que fueron removidos de su ambiente y transportados como parte de la carga de lecho. Los revestimientos de estas trazas, a diferencia de otras estructuras biogénicas, posibilitaron la preservación parcial durante el transporte. Se destaca que las trazas fósiles preservadas en los intraclastos pelíticos indican que los depósitos a partir de los cuales se generaron se encontraban al menos parcialmente litificados (*firmground*).

5.1.4 Icnología de la AF4, AF5, AF6 y AF7

La icnodiversidad y la intensidad de bioturbación es nula (IB 0).

Interpretación: la nula bioturbación en este tipo de depósitos se asocia a la energía alta de las corrientes tractivas unidireccionales. Asimismo, los atributos icnológicos de esta asociación se consideran como resultado de la inestabilidad de los canales y a las mayores tasas de sedimentación que en los depósitos de canales multiepisódicos confinados arenosos (AF1) y a los depósitos areno limosos de planicies (AF2).

6

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

La descripción composicional de las areniscas de la unidad en estudio se llevó a cabo seleccionando muestras de sedimentitas silicoclásticas durante las tareas de campo de acuerdo con la granulometría y textura que presentaban las mismas. Las sedimentitas de naturaleza mixta (mezcla de componentes carbonáticos y silicoclásticos) se encuentran muy pobremente representadas en niveles acotados (ver sección 4.1.5) por lo que sus características composicionales fueron mencionadas brevemente en dicha sección.

Se analizaron cincuenta y siete (57) cortes delgados, de los cuales cuarenta y nueve (49) son de areniscas de granulometría entre fina y gruesa de textura clasto sostén y ocho (8) de rocas mixtas a carbonáticas, provenientes de todos los perfiles de las localidades Vertedero Municipal, Cerro Calafate y Arroyo 25 de Mayo (Fig. 6.1). Posteriormente, se aplicaron las metodologías explicadas detalladamente en las secciones 3.2.4.1 y 3.2.4.2.

6.1 Análisis petrográfico de rocas silicoclásticas

Para el análisis modal de las areniscas se establecieron la naturaleza y abundancia de los principales componentes clásticos (Garzanti, 2019), es decir clastos monominerales y litoclastos también conocidos como litotipos (Ciccioli et al., 2014). Los clastos monominerales de cuarzo se dividieron en sus variedades monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), entre los de feldespato (F) se reconocieron las variedades de ortosa (O), microclino (Mi), plagioclasa (Pg), así como también se reconocieron aquellos feldespatos con pertitas, intercrecimientos y/o zonados. Los litoclastos incluyen a líticos volcánicos (Lv), líticos metamórficos (Lm) y líticos sedimentarios (Ls). Los litoclastos volcánicos se subdividieron en base a las diferentes texturas que pueden presentar y las cuales reflejan magmas de distintas composiciones (e.g. Dickinson, 1970; Critelli y Ingersoll, 1995; Critelli et al., 2002), reconociéndose líticos volcánicos con texturas pilotáxica (Lvp), *lathwork* (Lvl), seriada (Lvs), traquítica (Lvt), felsítica (Lvfi), granular (Lvg), vítrea (Lvvi) y eutaxítica (Lve). Los litoclastos metamórficos se separaron de acuerdo con la mineralogía en fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado (Lmb) y de intermedia a alto grado (Lmi), mientras que entre los líticos sedimentarios se identificaron fragmentos de areniscas (Lsa), de pelitas (Lsp) y de bioclastos y rocas carbonáticas (Lsc). Por último, se distinguieron accesorios tales como biotita (Bt), muscovita (Ms), piroxenos (Px) y opacos (Op). A continuación, se describen detalladamente cada uno de los litotipos caracterizados y el resultado del conteo de estos se encuentra en el anexo 6.1.

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

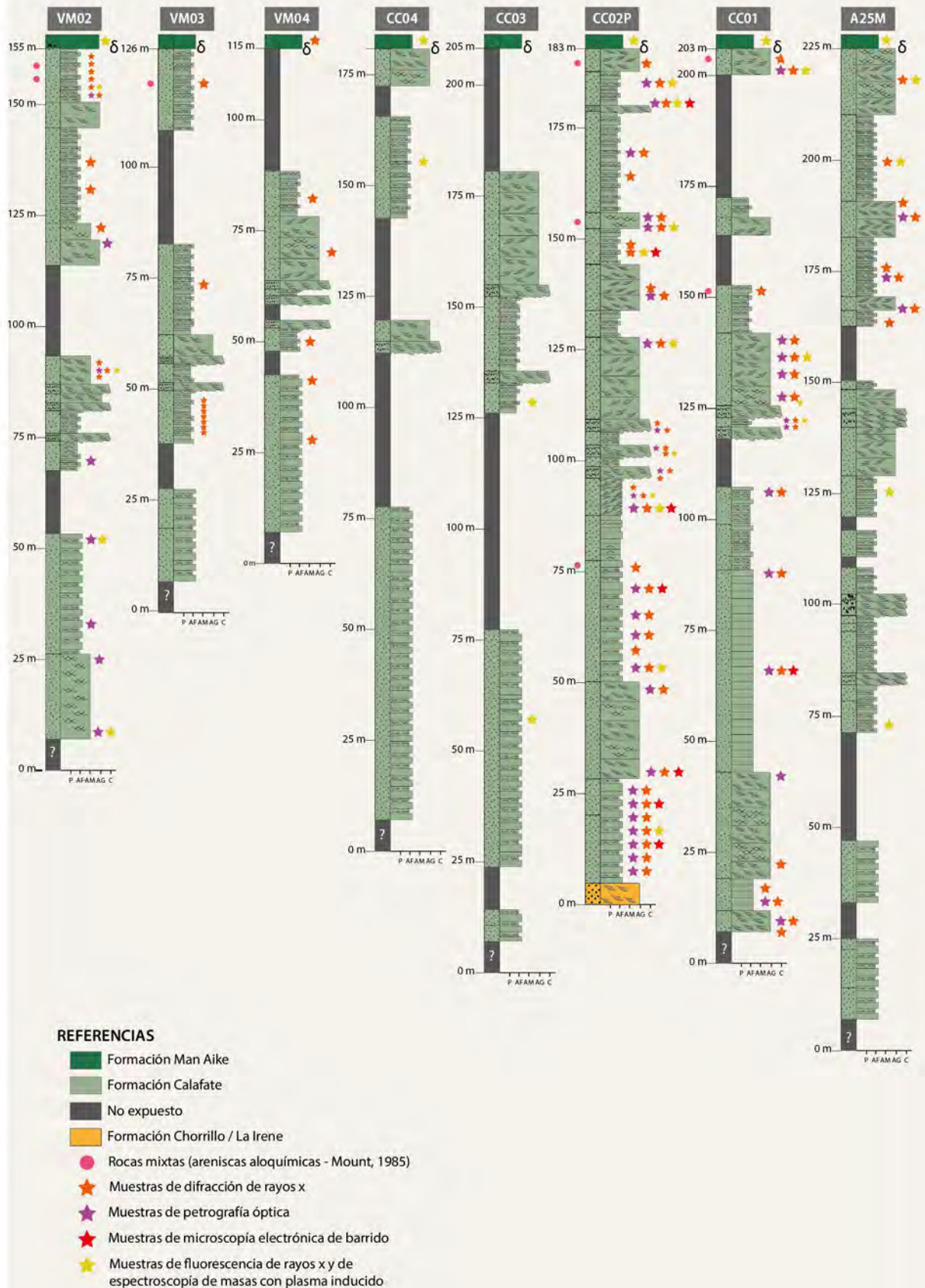


Figura 6.1. Ubicación de las muestras obtenidas en el campo para las distintas tareas de laboratorio que se detallan en la sección 3.2.3.

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

6.1.1 Componentes detríticos

6.1.1.1 Cuarzo (Q)

El cuarzo es uno de los componentes menos abundante, la variedad de cuarzo monocristalino (Qm) se presenta con proporciones que varían entre 1,34–11,22 % y la variedad de cuarzo policristalino (Qp) con proporciones entre 1,32–7,49 % del total de la roca.

Los clastos monominerales de cuarzo monocristalino (Qm) son subredondeados a subangulosos y frecuentemente se observan fracturados. Estos se caracterizan por su aspecto limpio, con extinción neta (Fig. 6.2 a, b), comúnmente con inclusiones de cristales (Fig. 6.2 c) y engolfamientos (Fig. 6.2 d) que se asocian con un origen volcánico. También se observan algunos clastos con zonación ondulosa que se relaciona a un origen metamórfico.

Los clastos monominerales de cuarzo policristalino (Qp) presentan extinción ondulosa o en barrido y con bordes interdigitados (Fig. 6.2 e, f, g), indicando un origen metamórfico. También se han observado clastos monominerales de cuarzo policristalino tipo chert que se presentan como un agregado de cuarzo de granulometría fina menor a 0.062 mm (Fig. 6.2 h). Estos se contabilizaron como fragmento lítico inestable siguiendo los criterios de Limarino et al. (2000) ya que su origen se considera sedimentario.

6.1.1.2 Feldespatos (F)

Los clastos monominerales de feldespatos constituyen el segundo componente más abundante en las areniscas, con proporciones que varían entre 1,88–38,55 % del total de la roca. De manera general, los clastos se caracterizan por ser subredondeados a subangulosos. Dentro de los feldespatos se diferenciaron dos variedades, los feldespatos potásicos (Fk) y los feldespatos calco-sódicos o plagioclasas (Pg).

Se destaca que los feldespatos potásicos se encuentran en mayores proporciones que las plagioclasas en los niveles inferiores y superiores de la unidad en estudio. Por otro lado, se reconoce un aumento en el contenido de las plagioclasas en los niveles medios de la formación y que a su vez se presentan en abundancias similares respecto a los potásicos.

6.1.1.2.1 Potásicos (Fk)

Los clastos monominerales de feldespato potásico se encuentran en proporciones que varían entre 14,29–100 % del total de los feldespatos. De éstos se diferencian a las variedades de ortosa (O) con proporciones que varían entre 38,71–100 % y microclino (Mi) en cantidades que varían entre 1–15% del total de feldespatos. La variedad ortosa puede o no presentar macla de Carlsbad (Fig. 6.3 a, b), mientras que el microclino se distingue por las maclas en enrejado y cuneiforme (Fig. 6.3 c).

Los clastos monominerales se encuentran levemente alterados por alteración argílica (caolínítica) (Fig. 6.3 d), que se puede observar de modo disperso o bien siguiendo los planos de maclas.

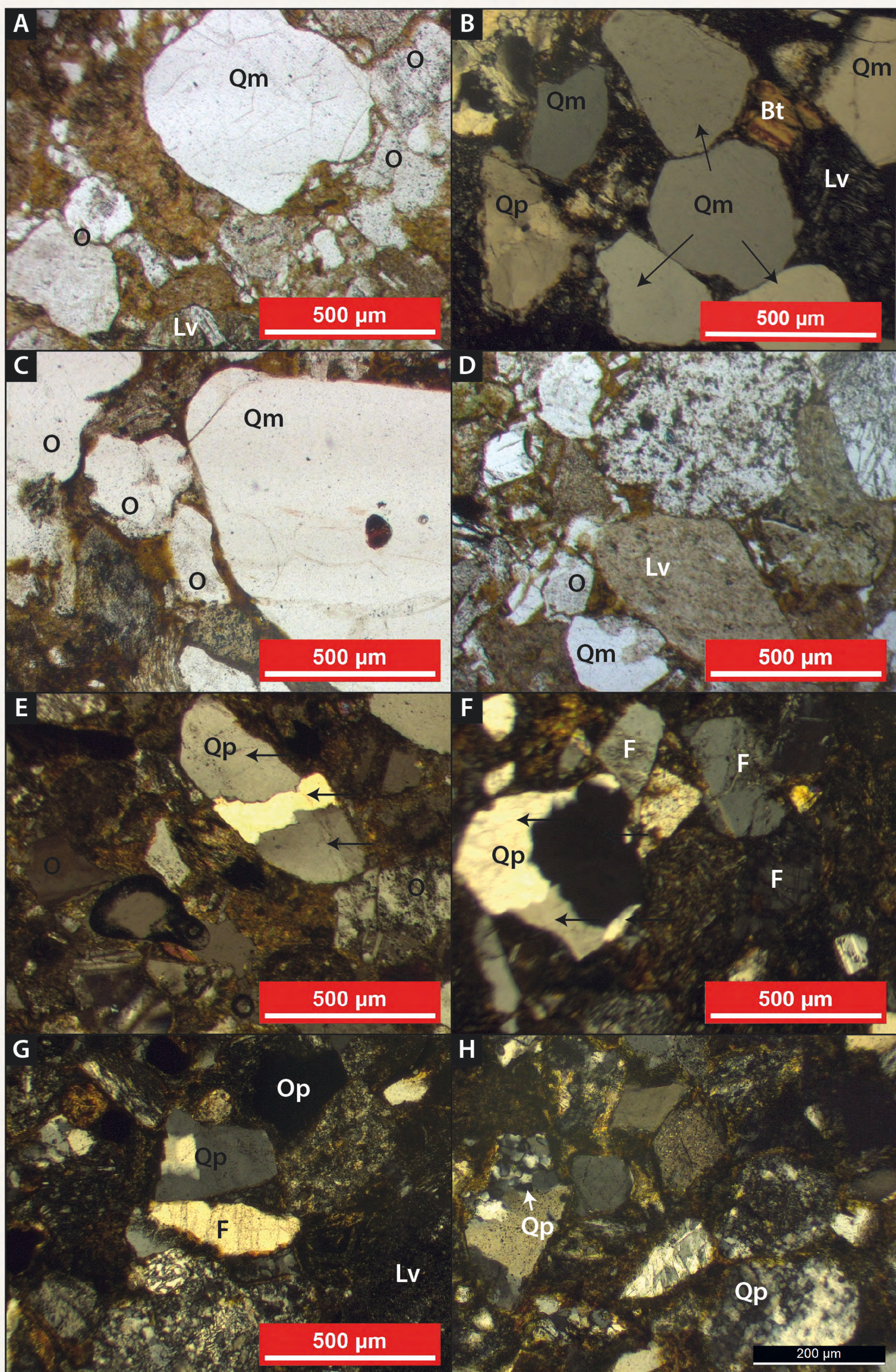


Figura 6.2. Clastos monominerales de cuarzo monocrystalino (Qm) y policristalino (Qp). **a, b)** Qm con extinción recta. **c, d)** Variedad de Qm con inclusiones de cristales (c) y engolfamientos (d) que indican origen volcánico. **e, f)** Variedades de cuarzo policristalino (Qp). **g)** Qp incipiente. **h)** Clastos monominerales de Qp tipo chert. Referencias: O: ortosa; F: feldespatos; Op: opacos; Lv: lítico volcánico.

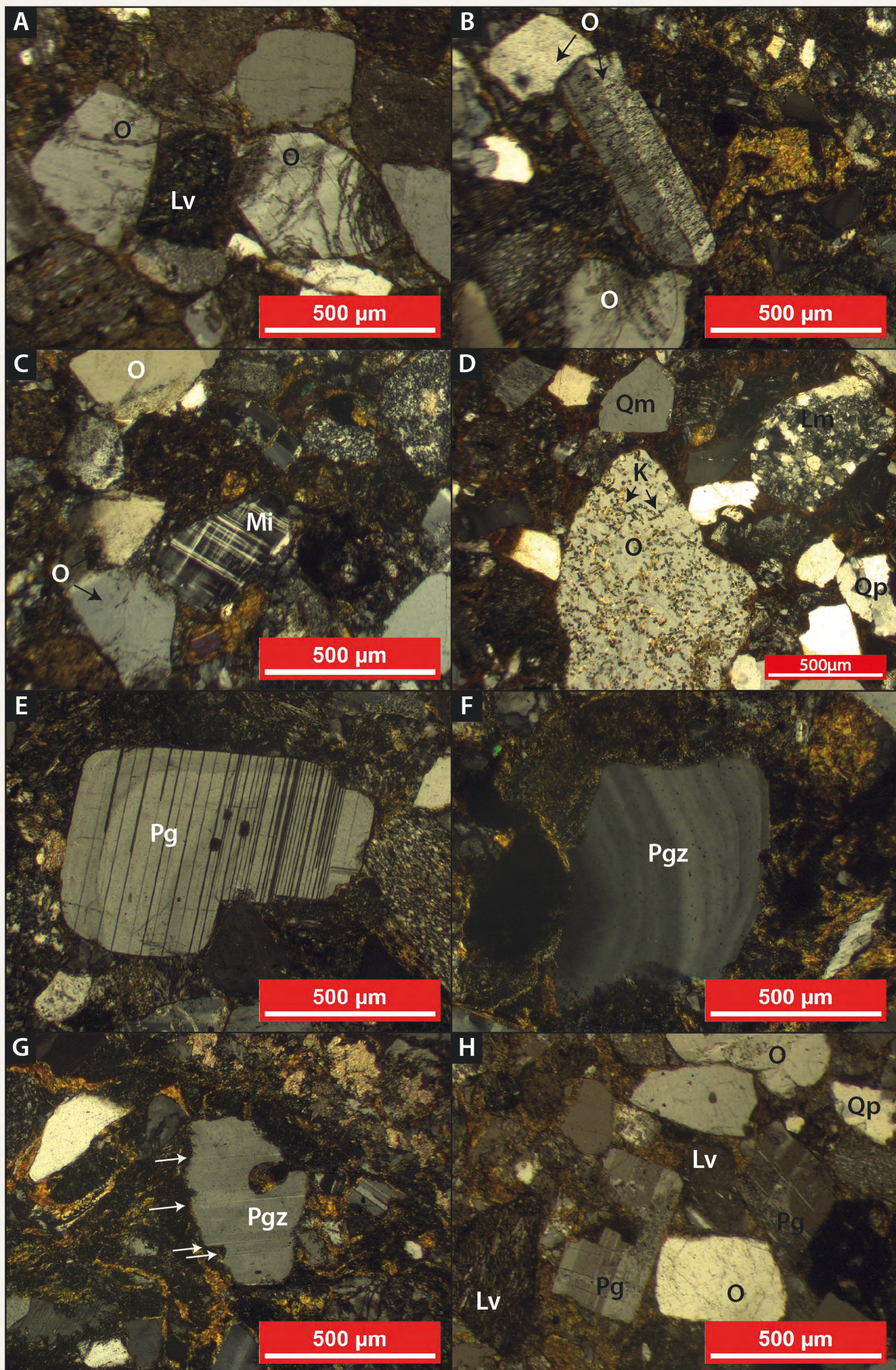


Figura. 6.3. a) Ortosa (O). b) Ortosa con macla de carlsbad. c) Microclino (Mi), reconocible por la típica macla enrejado. d) Alteración de arcilla caolinita (K) (tipo libro) en feldespato. e) Plagioclase (Pg) con inclusiones de cristales. f) Plagioclase con zonación bien definida (PgZ). g) Plagioclase con engolfamiento de origen volcánico (flechas blancas señalan planos de maclas). h) Plagioclases alteradas. Referencias: Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, Lv: lítico volcánico, Lm: lítico metamórfico.

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

6.1.1.2.2 Plagioclasas (Pg)

Las proporciones de clastos monominerales de plagioclasa (Pg) varían entre 4,35–57,78 % del total de feldespatos. Los clastos presentan el característico maclado polisintético (ley Albita) (Fig. 6.3 e) y combinado Albita-Carlsbad, muy frecuentemente zonados (Fig. 6.3 f) o con engolfamientos (Fig. 6.3 g) lo que denota su origen volcánico. Los clastos se pueden dividir en dos grandes grupos de acuerdo con la alteración, los no alterados y los levemente alterados, siendo las alteraciones en éstos últimos mayoritariamente caolíníticas y en ocasiones de calcita (Fig. 6.3 h).

La composición promedio de las plagioclasas se determinó por el método óptico de Michel-Levy, predominando las composiciones de oligoclasa (An₃₃).

6.1.1.3 Litoclastos

Los fragmentos líticos constituyen el componente principal en las areniscas, con proporciones que varían entre 19,1-53 % del total de la roca. De manera general los litoclastos se caracterizan por ser subredondeados a subangulosos. Los líticos volcánicos se encuentran en proporciones de 29,74 % en promedio del total de litoclastos, mientras que los líticos metamórficos se presentan con un promedio de 12,71 % y los líticos sedimentarios con un promedio de 16,42 %.

Se destaca que los líticos más abundantes corresponden a líticos de textura indiferenciada debido a que por la intensa alteración no preservan las texturas originales para poder asignarlos a alguno de los grupos mencionados previamente. Este grupo de líticos se encuentra en proporciones de 41,13% en promedio del total de litoclastos y fueron contabilizados de igual manera para las clasificaciones composicionales de las areniscas.

6.1.1.3.1 Líticos volcánicos (Lv)

De acuerdo con las clases texturales reconocidas en los líticos volcánicos, éstos se diferenciaron en dos grupos que se asocian a las composiciones de los magmas que le dieron origen. Las clases texturas pilotáxica (Lvp, Fig. 6.4 a), *lathwork* (Lvl, Fig. 6.4 b), seriada (Lvs, Fig. 6.4 c) y traquítica (Lvt) reflejan composiciones de magmas básicos a intermedios. De entre estas clases texturales los mayores porcentajes corresponden a la textura *lathwork* (Lvl) con un de promedio 39,06 % de líticos volcánicos y la textura pilotáxica (Lvp) con un promedio de 25,15 %, en menores proporciones se encuentran la textura seriada (Lvs) y traquítica (Lvt) en cantidades promedio de 4,48 % y 1 % respectivamente.

Por otro lado, las clases texturales felsítica (Lv_f), granular (Lv_g), vítrea (Lv_v, Fig. 6.4 d) y eutaxítica (Lve) reflejan composiciones de magmas ácidos. Los mismos se ordenan en forma decreciente de abundancia en textura vítrea (Lv_v) con 19,49 % en promedio de líticos volcánicos, textura granular (Lv_g) en promedio de 9,93 %, textura felsítica (Lv_f) y eutaxítica (Lve) con 1 % en promedio. Las pastas vítreas de los litoclastos volcánicos frecuentemente se presentan con alteraciones argílicas (esmectíticas/cloríticas).

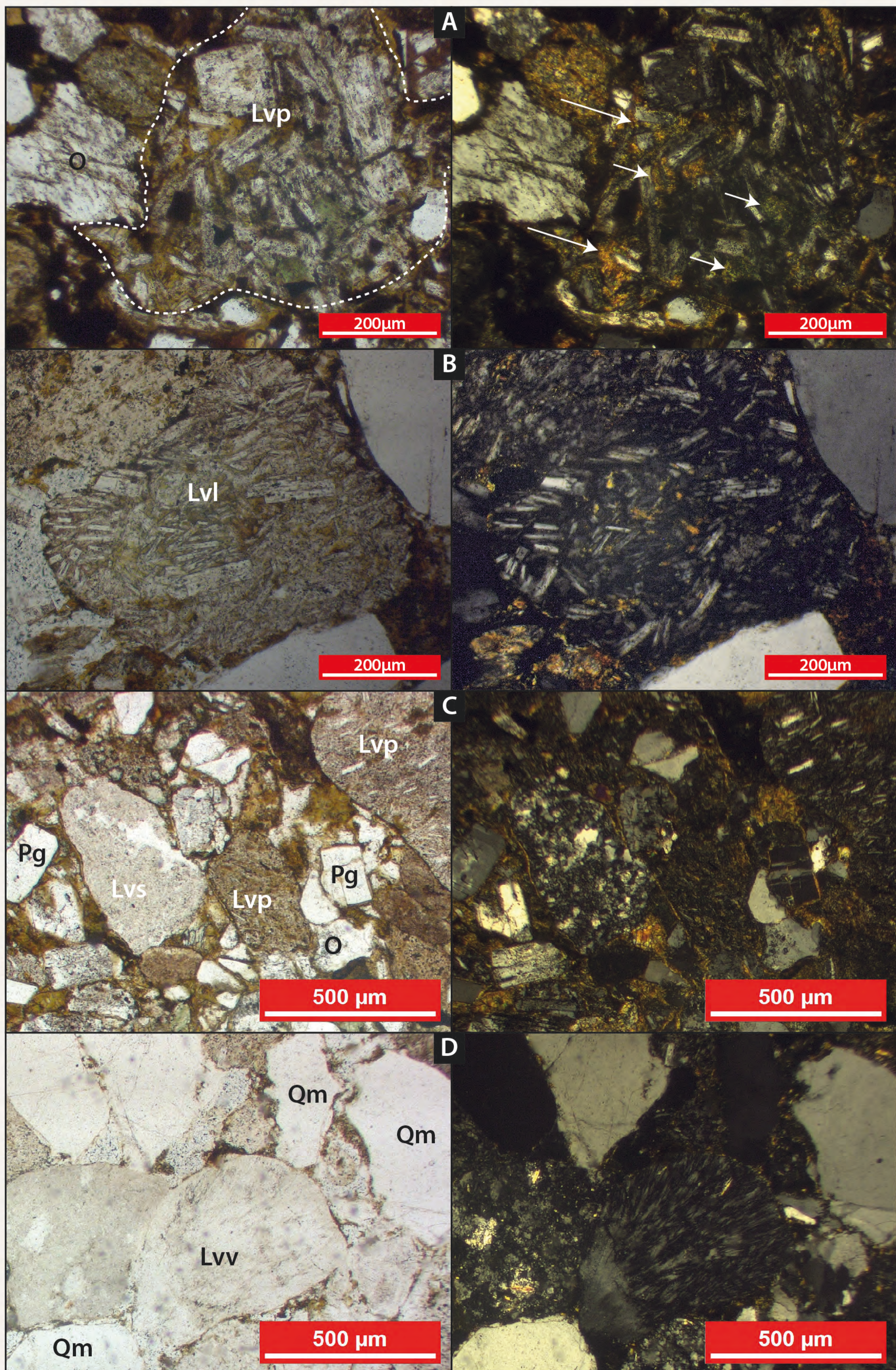


Figura 6.4. a) Lítico volcánico de textura pilotáxica (Lvp), las flechas blancas señalan la pasta alterada a arcillas. **b)** Lítico volcánico de textura lathwork (Lvl). **c)** Lítico volcánico de textura seriada (Lvs). **d)** Lítico volcánico de textura vítrea (Lvv), típicamente en abanico. Referencias: Qm: cuarzo monocrystalino, O: ortosa, Pg: plagioclasea.

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

6.1.1.3.2 Líticos metamórficos (Lm)

Los fragmentos de líticos metamórficos reconocidos se distinguieron en dos grupos de acuerdo con el grado metamórfico: líticos metamórficos de bajo grado (Lmb) y líticos metamórficos de grado intermedio a alto (Lmi).

Los líticos metamórficos de bajo grado incluyen a fragmentos de pizarras, filitas y esquistos (Fig. 6.5 a) que representan en promedio 92,55 % del total de los líticos metamórficos. Por su parte, los líticos de grado metamórfico intermedio (a alto) se presentan en promedio 5,28 % e incluyen a fragmentos de gneises (Fig. 6.5 b).

6.1.1.3.3 Líticos sedimentarios (Ls)

Los líticos sedimentarios se distinguieron de acuerdo con la granulometría y composición: líticos de pelitas (Lsp) (Fig. 6.5 c, d), de areniscas (Lsa) (Fig. 6.5 e, f) y carbonáticos (Lsc), con abundancias en promedio de 39,32 %, 2,08 % y 1 % del total de líticos sedimentarios respectivamente. Los líticos sedimentarios de pelitas que se observan deformados plásticamente se consideraron como líticos en los recálculos finales.

6.1.1.4 Minerales accesorios

Se han identificado componentes detríticos de clastos monominerales de biotita (Bt) (Fig. 6.6 a), muscovita (Ms) (Fig. 6.6 b), piroxeno (Px) (Fig. 6.6 c) y opacos (Op) (Fig. 6.6 d). Estos componentes son los menos abundantes, variando entre 1-5 % del total de roca. De manera general estos clastos monominerales también se caracterizan por ser subredondeados a subangulosos. Los clastos monominerales de biotita y muscovita se observan flexurados (Fig. 6.6 a, b) y se destaca que los de piroxeno no presentan alteraciones.

6.1.2 Matriz

El material detrítico de tamaño menor a 30 micrones (μm), reconocido junto con los clastos mayores, se considera matriz (Folk et al., 1970) y se observa que en las areniscas de la unidad se presenta en valores menores al 15 %, pudiendo estar en ocasiones ausente.

La matriz clástica es el tipo más abundante y se compone de fragmentos de cuarzo, feldespatos y minerales accesorios, que fueron depositados simultáneamente con los clastos que conforman el esqueleto (Wilson y Pittman, 1977), y se la clasifica como protomatriz según Dickinson (1970) (Fig. 6.6 e). También ha sido posible reconocer litoclastos volcánicos (Lv) y sedimentarios (Ls) lábiles o poco competentes, que debido a procesos postdeposicionales de compactación mecánica se deformaron y acomodaron entre clastos competentes y ocuparon los poros primarios clasificándose como pseudomatriz (Dickinson, 1970) (Fig. 6.6 f).

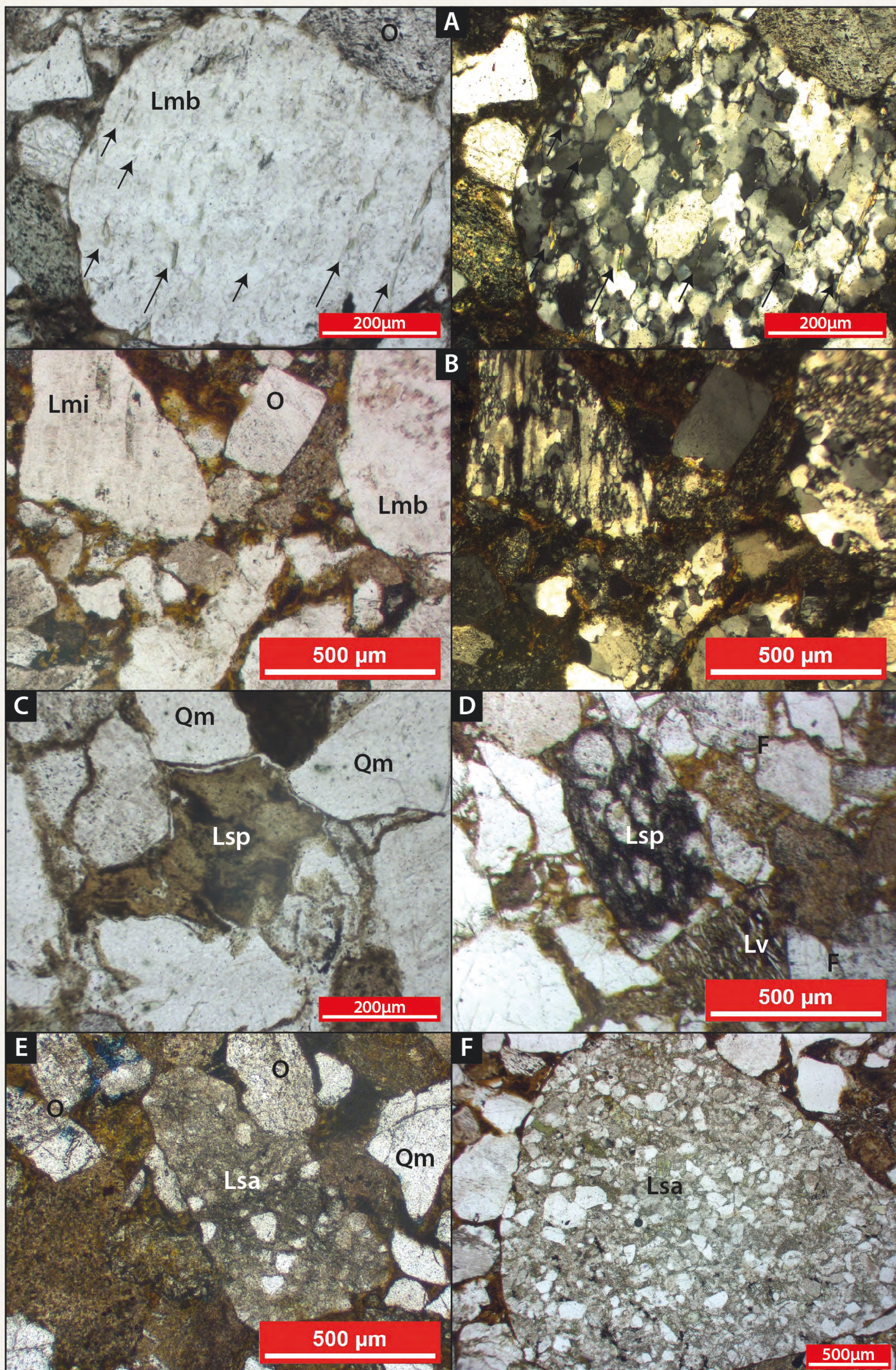


Figura 6.5. a) Lítico metamórfico de bajo grado (Lmb) identificado debido a las micas orientadas (flechas negras). b) Lítico de grado metamórfico intermedio (a alto) (Lmi) de textura típica de roca gneiss. c) Lítico sedimentarios de pelitas (Lsp). d, e, f) Líticos sedimentarios de areniscas (Lsa). Referencias: O: ortosa, F: feldespato, Qm: cuarzo monocristalino, Lv: lítico volcánico.

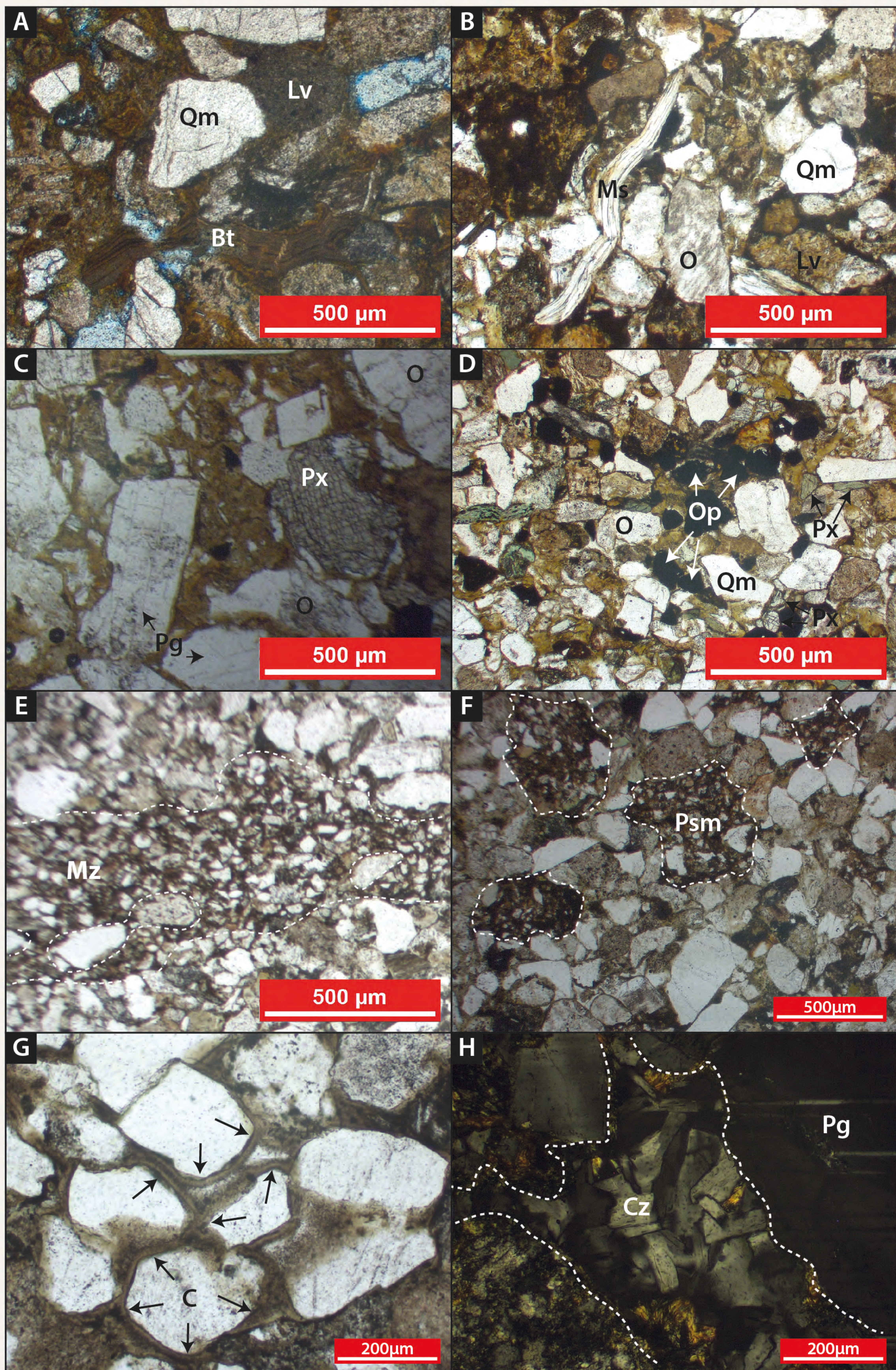


Figura 6.6. a) Biotita (Bt) flexurada. b) Muscovita (Ms) flexurada. c) Piroxenos (Px), secciones basales con típico clivaje a 90°. d) Abundantes opacos (Op). e) Matriz silicoclástica (Mz) clasificada como protomatriz. f) Líticos sedimentarios lábiles, rellenando poros. g) Cemento argílico de tipo coating (C). h) Cemento de zeolita (Cz) obliterando poros primarios. Referencias: Lv: lítico volcánico, Qm: cuarzo monocristalino, O: ortosa, Pg: plagioclasea.

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

6.1.3 Cemento

Las areniscas de la unidad se caracterizan por estar cementadas mayoritariamente por cemento argílico de tipo *coating*. En general este cemento se presenta conformado por cristales que crecen perpendicularmente a los clastos, rodeándolos parcial a totalmente (Fig. 6.6 g), también se reconoce al cemento argílico como reemplazo en clastos monominerales de feldespatos y en líticos volcánicos.

De forma subordinada se reconocen cementos de zeolitas (clinoptilolita) obliterando completamente los poros primarios (*pore filling*) (Fig. 6.6 h). Igualmente se han reconocido cemento de sílice como microcuarzo obliterando poros, calcita rellenando poros primarios en forma de parches (esparita), y por último cemento ferruginoso en forma de pátina sobre los clastos.

Los aspectos diagenéticos de la unidad (cementos, minerales autigénicos, y demás procesos) se detallan en la sección 8.1.1.

6.1.4 Clasificación modal

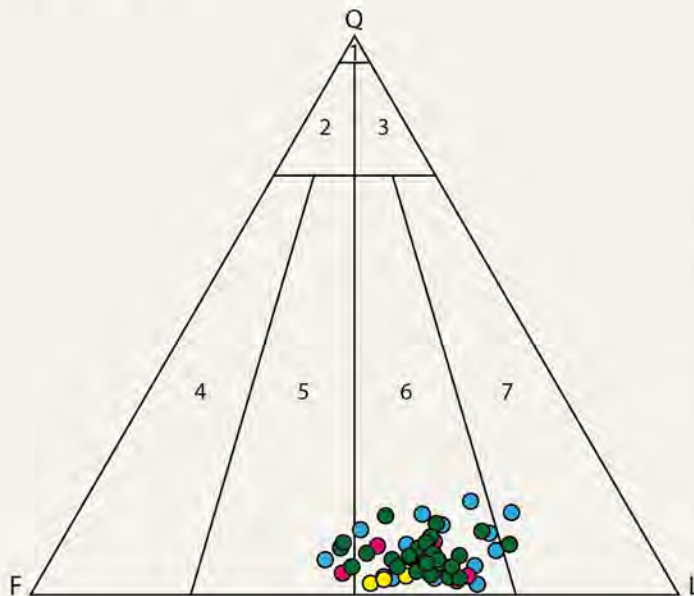
El conteo de las modas detríticas de las areniscas de la Formación Calafate se recalculó para ser representados en diagramas ternarios composicionales propuestos por Folk (1974) y Dott (1964) modificado por Pettijohn et al. (1972), éste último debido a que discrimina las muestras por componentes detríticos y por contenido de matriz. En el diagrama triangular QFL según la clasificación de Folk (1974), las areniscas de la unidad (n=49) se clasifican mayoritariamente como litoarenitas feldespáticas (n=41) y en forma subordinada como feldarenitas líticas (n=5) y litoarenitas (n=3) (Fig. 6.7). De acuerdo con Dott (1964) modificado por Pettijohn et al. (1972), las areniscas (<15 % de matriz) se clasifican mayoritariamente como arenitas líticas (n=44) y en menor proporción como arenitas arcósicas (n=5) (Fig. 6.7). La unidad es composicionalmente homogénea ($Q_7F_{36}L_{57}$), las proporciones de litoclastos predominan sobre los de cuarzo y feldespatos, siendo el cuarzo monocristalino y policristalino relativamente bajos. Debido a que no se registra importantes variaciones entre los componentes principales se define una petrofacies para toda la unidad. En la tabla 6.1 se presenta la caracterización modal de las muestras analizadas en cada uno de los perfiles.

Por otra parte, si bien la composición detrítica de las areniscas no varía en cuanto a los componentes principales (Q, F, L), existe una diferenciación estratigráfica general en el contenido de plagioclasas y piroxeno (mineral accesorio). Esta diferenciación reside en la abundancia relativa de estos componentes los cuales se encuentran enriquecidos en los niveles medios de la unidad, mientras que en los niveles inferiores y superiores las plagioclasas son escasas y los piroxenos de muy escasos a trazas (ver anexo 6.1).

6.2 Análisis petrográfico de rocas mixtas

La descripción mineralógica y textural de las rocas mixtas se realizó considerando los principales componentes (terrígenos y carbonáticos, matriz y tipos de cemento) y sus proporciones relativas y luego fueron clasificadas de acuerdo con los criterios Mount (1985). Las secciones delgadas

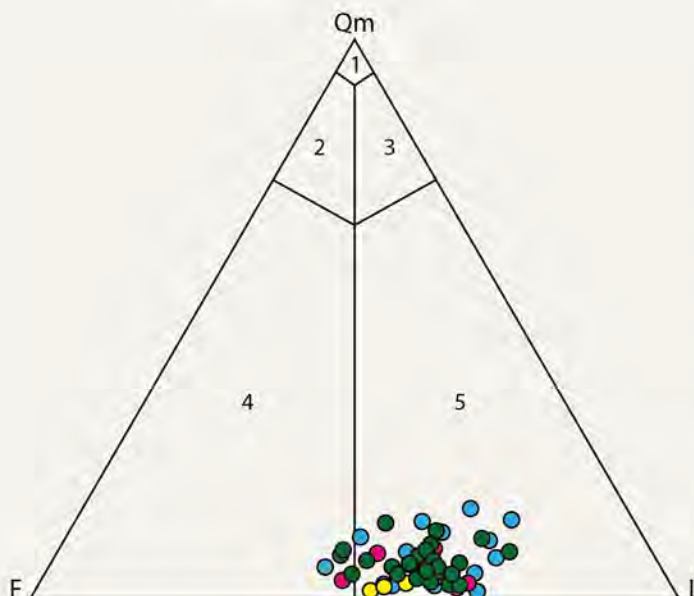
Folk (1974)



- 1: Cuarzoarenita
- 2: Subfeldarenita
- 3: Sublitoarenita
- 4: Feldarenita
- 5: Feldarenita lítica
- 6: Litoarenita feldespática
- 7: Litoarenita

Dott (1964) modificado por Pettijohn et al. (1972)

Arenitas (<15% de matriz)



Secciones verticales

- CC01
- CC02P
- VM
- A25M

- 1: Cuarzosa
- 2: Subarcósica
- 3: Sublítica
- 4: Arcósica
- 5: Lítica

Figura 6.7. Clasificación modal de las areniscas de la Formación Calafate según Folk (1974) y según Dott (1964) modificado por Pettijohn et al. (1972). Referencias: Q: cuarzo monocrystalino, F: feldespatos, L: líticos totales, CC: Cerro Calafate, VM: Vertedero Municipal, A25M: Arroyo 25 de Mayo.

Loc	Muestra	Clasto	Matriz	Cemento	Porosidad	Q	F	L	Folk et al., 1974	Dott (1964) modif. Pettijohn et al., 1972
VM	VM03-01-01	76,06	12,46	11,48	0,00	6,61	38,32	55,07	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	VM03-01-03	71,43	2,29	18,86	7,43	7,63	35,39	56,78	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	VM03-04-01	78,86	10,57	10,57	0,00	8,54	43,42	48,04	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	VM03-04-02	69,42	0,00	30,58	0,00	9,35	32,74	57,91	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	VM03-10T	78,93	0,00	21,07	0,00	2,87	30,90	66,24	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	VM03-11	93,26	5,18	1,55	0,00	3,51	44,73	51,75	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	VM03-13A	89,44	0,00	10,56	0,00	2,10	32,75	65,15	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	VM03-18	81,36	15,03	3,61	0,00	3,14	50,53	46,34	Feldarenita lítica	Arenita arcósica
CC	CC01-95	53,60	6,98	37,84	1,58	17,02	22,56	60,42	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC01-96	71,97	1,90	23,75	2,38	11,28	22,44	66,28	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC01-100	62,63	0,21	37,16	0,00	12,41	30,17	57,43	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC01-101	66,27	0,00	33,73	0,00	9,18	37,87	52,95	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC01-102	69,34	0,00	30,66	0,00	5,86	28,62	65,52	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC01-103	75,72	1,20	6,97	16,11	15,31	18,25	66,44	Litoarenita	Arenita lítica
	CC01-104	80,58	0,00	19,42	0,00	8,35	23,53	68,12	Litoarenita	Arenita lítica
	CC01-105	68,72	0,74	30,54	0,00	14,60	32,50	52,90	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC01-108	79,21	0,00	25,11	0,00	3,25	42,67	54,08	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC01-109	74,89	0,00	42,22	0,00	3,32	36,26	60,42	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC01-109-02	75,69	1,50	22,81	0,00	6,12	52,60	41,28	Feldarenita lítica	Arenita arcósica
	CC01-110	57,78	1,41	14,86	12,05	2,35	29,76	67,89	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC01-116A	71,69	12,33	15,35	0,00	11,46	43,84	44,70	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-02	72,33	1,18	25,06	0,00	12,59	31,12	56,29	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-03	73,76	1,69	21,01	0,00	11,15	24,59	64,26	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-04	77,29	12,53	0,00	0,00	9,50	21,84	68,67	Litoarenita	Arenita lítica
	CC02P-05-01	87,47	14,75	0,00	0,00	5,92	41,11	52,97	Litoarenita feldespática	Arenita lítica

Tabla 6.1. Clasificación composicional de las areniscas según Folk et al. (1974) y según Dott (1964) modificado de Pettijohn et al. (1972). Referencias: Loc: localidad de estudio, VM: Vertedero Municipal, CC: Cerro Calafate, A25M: Arroyo 25 de Mayo, Q: cuarzo monocristalino, F: feldespatos, L: líticos total.

Loc	Muestra	Clasto	Matriz	Cemento	Porosidad	Q	F	L	Folk et al., 1974	Dott (1964) modif. Pettijohn et al., 1972
CC	CC02P-07	85,25	2,07	16,09	0,00	3,94	34,42	61,64	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-09	81,84	1,02	16,58	0,00	7,96	36,08	55,97	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-11	82,40	3,20	16,09	0,00	4,09	38,68	57,23	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-13	96,80	3,20	16,09	0,00	5,42	34,11	60,47	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-15	89,83	10,17	0,00	0,00	2,86	34,08	63,06	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-18	85,80	14,20	0,00	0,00	10,13	33,79	56,08	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-19-01	86,09	7,10	6,80	0,00	7,31	37,98	54,71	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-20A	86,44	0,80	12,77	0,00	9,10	34,40	56,50	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-21-01	77,17	1,05	21,78	0,00	13,83	37,94	48,22	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-25A	66,75	0,00	33,25	0,00	6,60	31,03	62,37	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-26A	70,59	0,00	29,41	0,00	2,55	32,36	65,09	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-30AG	86,85	0,00	13,15	0,00	7,96	48,48	43,56	Feldarenita lítica	Arenita arcósica
	CC02P-32AG	68,91	2,99	28,11	0,00	7,45	44,71	47,85	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-34HT	95,75	0,00	4,25	0,00	5,49	48,48	46,03	Feldarenita lítica	Arenita arcósica
	CC02P-37	76,74	0,91	22,36	0,00	5,77	32,45	61,78	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-39	74,66	0,00	25,34	0,00	5,71	40,82	53,47	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-42	84,87	4,36	10,77	0,00	7,59	34,50	57,91	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-44	68,24	5,25	26,51	0,00	3,34	37,25	59,41	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-46	63,72	0,00	24,61	11,67	6,07	35,54	58,39	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	CC02P-48	76,70	11,43	11,87	0,00	9,63	46,99	43,37	Feldarenita lítica	Arenita arcósica
	CC02P-52	81,48	7,82	10,70	0,00	7,03	36,21	56,76	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
A25M	A25M-02A	94,92	5,08	0,00	0,00	3,15	41,27	55,59	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	A25M-05A	94,71	5,29	0,00	0,00	2,94	42,49	54,57	Litoarenita feldespática	Arenita lítica
	A25M-08A	76,04	4,69	9,90	9,38	2,25	45,11	52,63	Litoarenita feldespática	Arenita lítica

Tabla 6.1. Continuación.

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

de las rocas mixtas (Rm) (n=8) (Fig. 6.1) muestran una mezcla de componentes carbonáticos (bioclastos y micrita) y silicoclásticos (cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino, líticos volcánicos, líticos metamórficos, líticos sedimentarios, glauconita, plagioclasas, feldespatos potásicos, micas y piroxenos). Las proporciones relativas de los componentes carbonáticos varían entre 65–50 % versus 35–50 % de silicoclásticos. Texturalmente predominan las areniscas medianas (Fig. 6.8 a), y en menor medida se observan finas (Fig. 6.8 b) y gruesas, con pobre a moderada selección (Fig. 6.8 c), clasto o matriz sostén y con presencia de cementos carbonáticos (esparíticos) (Fig. 6.8 a, b) o matriz micrítica (Fig. 6.8 d).

6.2.1 Componentes carbonáticos

6.2.1.1 Bioclastos

Entre los fragmentos bioclásticos reconocidos se distinguen ostreídos (os) (Fig. 6.8 e), briozoos (br) (Fig. 6.8 f, g), foraminíferos (f), espinas y placas de equinodermos (eq) (Fig. 6.8 e), gasterópodos (gs) (Fig. 6.8 h), bivalvos indiferenciados, los cuales presentan diferente grado de preservación y por lo que aún pueden reconocerse las microtexturas originales o con reemplazos parciales.

6.2.1.2 Micrita (Mc)

La micrita se reconoce conformando la matriz de areniscas mixtas finas a medianas y en menor medida como relleno de valvas de foraminíferos, gasterópodos, entre otros (Fig. 6.8 d).

6.2.1.3 Cementos carbonáticos (Cc)

Se reconoce un cemento micrítico rodeando clastos de variada naturaleza (silicoclásticos o carbonáticos) (Fig. 6.9 a). El cemento de esparita se observa como relleno de poros conformado por cristales de distintos tamaños (50 a 200 μm) y sin orientación preferencial que pueden conformar mosaicos equigranulares de tipo *blocky* (Fig. 6.9 b), también como cristales prismáticos elongados e inequigranulares que rodean clastos (*bladed*) (Fig. 6.9 c) o bien como reemplazo de valvas. De manera ocasional se reconoce dolomita en cristales rómbicos intercrecida con la esparita en poros (Fig. 6.9 d).

6.2.2 Otros componentes

6.2.2.1 Glauconita

En general se presenta como glauconita granular, con tamaños entre los 100 y 300 μm (Fig. 6.9 e), presenta coloraciones verdes que varían desde tonos oscuros a claros, y menos frecuente a levemente amarillentos (Fig. 6.9 f). Los clastos tienen formas subredondeados a muy redondeadas y se encuentran rodeados de cementos carbonáticos o micrita (Fig. 6.9 e, f). Estas glauconitas son partículas intracuencales que pueden tener diferentes orígenes y en este caso la presencia de fracturas, bordes delineados y redondez indican que son detríticas (Amorosi, 1997) (Fig. 6.9 e-h). A partir de esto se interpreta que la glauconitización observada fue previa al transporte y acumulación.

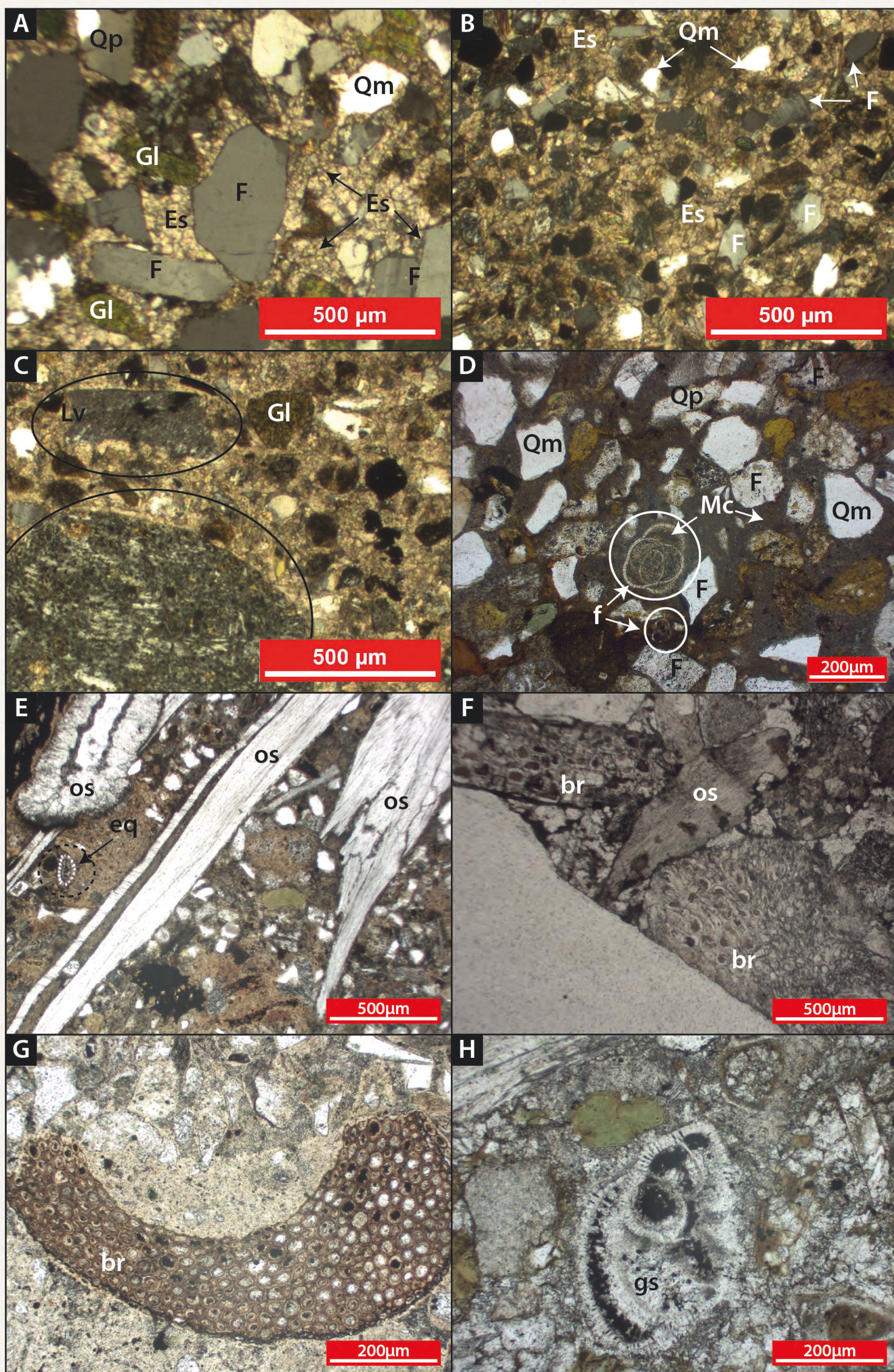


Figura 6.8. Rocas mixtas y componentes bioclásticos. **a, b)** Arenisca clasto sostén con cemento de esparita (Es), en granulometría mediana (a) y fina (b). **c)** Arenisca mediana de pobre a moderada selección (círculos negros). **d)** Arenisca matriz sostén, la micrita (Mc) se encuentra entre clastos y rellenando el interior de valva de foraminíferos (f) (círculos blancos). **e)** Valva de ostreidos (os) y espinas de equinodermos (eq). **f, g)** Fragmentos de briozoos (br). **h)** Valvas de gasterópodos (gs). Referencias: Qm: cuarzo monocristalino; Qp: cuarzo policristalino; F: feldespato; Gl: glauconita; Lv: lítico volcánico.

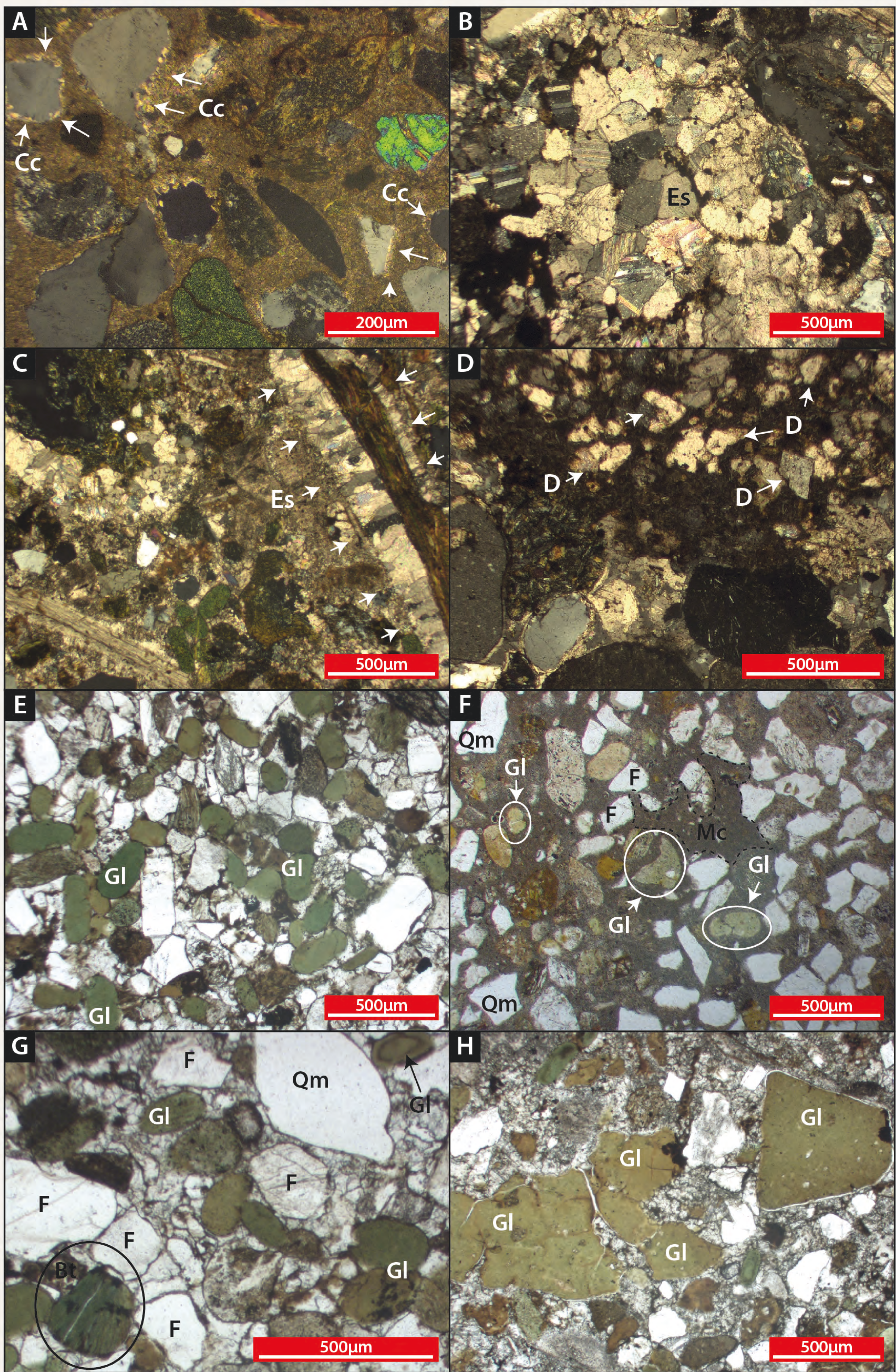


Figura 6.9. **a)** Microesparita rodeando silicoclastos formando un halo (flechas blancas). **b)** Esparita (Es) tipo *blocky*. **c)** Esparita (Es) como cristales prismáticos (tipo *bladed*). **d)** Cristales rómbicos de dolomita (D) intercreciendo con la esparita. **e)** Granos de glauconita (Gl) de coloraciones verdes oscuras a claras. **f)** Granos de glauconita (Gl) de coloraciones amarillentas (círculos blancos). **g)** Glauconitización parcial a total en clastos de biotita (Bt) (círculo negro), otros con el borde del antiguo clasto (flecha negra). **h)** Glauconitización parcial a total de líticos volcánicos. Referencias: Qm: cuarzo monocristalino, F: feldespato, Micrita: Mc.

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

En algunos casos se reconoce que la glauconitización (sobre biotitas, feldespatos y otros de textura poco reconocible) ha sido parcial, lo que posibilita reconocer por ejemplo la biotita por el hábito laminar que aún presenta y bordes relictos en algunos clastos (Fig. 6.9 g), también a los líticos volcánicos debido a que se identifican cristales rodeados de pasta volcánica glauconitizada (Fig. 6.9 h).

6.3 Análisis por difracción de rayos x

Se analizaron ochenta y nueve (89) muestras de las cuales setenta y cuatro (74) corresponden a areniscas y quince (15) a limolitas obtenidas de las secciones verticales CC, VM y A25M (Fig.6.1). De acuerdo con la metodología explicada en la sección 3.2.4.2 se obtuvo la semi- cuantificación de cada una de las especies minerales presentes tanto en roca total como en fracción arcilla, expresándose las mismas en rangos de abundancia relativa. En la tabla 6.2 se presentan los resultados obtenidos para cada uno de los perfiles analizados.

Como se menciona en el apartado 3.2.3.2 los estudios de difracción de rayos x permiten reconocer las especies minerales en base al patrón de reflexiones y espaciados que las caracterizan. Es así como se pueden identificar a los principales componentes de las rocas como cuarzo, feldespatos, plagioclasas, calcitas, piritas, etc. Sin embargo, los estudios de difracción de rayos x no distinguen si estas especies minerales se encuentran como clastos monominerales o bien formando parte de líticos sean volcánicos, sedimentarios o metamórficos.

6.3.1 Roca total

El cuarzo es el mineral más abundante reconocido en todas las muestras (Fig. 6.10 a), si bien en ocasiones es posible distinguir el ópalo CT (cristobalita-tridimita). El cuarzo se presenta mayoritariamente en proporciones que varían de muy abundante a extremadamente abundante (51–100 %, n=75), aunque también se ha identificado de manera subordinada en proporciones que varían de escaso a abundante (6–50 %, n=14). El cuarzo reconocido por difracción de rayos x en roca total incluye todas las variedades de la sílice cristalina conformando granos como cementos y variedades submicroscópicas que no pudieron ser observadas en petrografía. Se citan de ejemplo calcedonia, chert, productos de recristalización del vidrio volcánico, cuarzo formando parte en la pasta de líticos volcánicos, cuarzo formando parte de líticos metamórficos de bajo grado, cuarzo como clasto mineral dentro de líticos sedimentarios arenosos, etc. Aquí se destaca que esto último es muy importante al momento de hacer comparaciones con las observaciones petrográficas.

El segundo mineral más abundante reconocido es el feldespato potásico que se encuentra en proporciones que varían de escaso a moderado (6–30 %, n=76) (Fig. 6. 10 a), pero también se han observado concentraciones que varían de ausentes a muy escasas (0–5 %, n=9) y abundantes (31–50 %, n=4). La plagioclasa está presente mayoritariamente en proporciones que varían de ausente a muy escasas (0–5 %, n=39) y en ocasiones se observan proporciones escasas (6–15 % n=36) y moderadas a abundantes (16–50 %, n=14) (Fig. 6.10 b). La calcita sólo se ha reconocido en las muestras de las rocas mixtas en las que se presenta en concentraciones de abundantes a muy abundantes (31–80 %, n=8) (Fig. 6.10 c) (Tabla 6.2).

Loc	Muestra	Roca Total							Fracción Arcilla			
		Q	Pg	Fk	Ca	Cli	Arc	Otros	I	C	K	S
VM	VM02-04	ma	e	e	-	-	me	-	18,81	7,26	0,00	0,00
	VM02-06	ma	-	e	-	-	me	D, Py	8,59	6,74	6,74	0,00
	VM02-07	ma	e	e	-	-	me	-	13,26	5,36	0,00	0,00
	VM02-08	ma	e	m	-	-	me	S	10,58	3,34	0,00	0,00
	VM02-09	ma	tr	m	-	-	me	S	24,01	2,80	2,80	0,00
	VM02-10	ma	e	e	-	-	me	-	11,07	12,28	0,00	0,00
	VM02-10P	ma	e	m	-	-	me	-	17,65	4,55	0,00	72,07
	VM02-14-01	a	e	m	-	e	me	S	21,62	5,57	0,00	72,81
	VM02-16	m	m	me	a	-	me	S	27,20	13,60	13,60	0,00
	VM03-11	ma	m	m	-	e	me	S	10,95	15,17	0,00	0,00
	VM03-13A	a	-	a	-	e	e	S	5,49	2,74	0,00	88,11
	VM03-14	ma	m	e	-	e	e	S	16,22	0,00	0,00	72,97
	VM03-16-01	ma	me	m	-	e	m	S	1,74	0,00	0,00	69,52
VM	VM03-16-03	ma	e	m	-	e	e	S	5,55	0,00	0,00	75,50
	VM03-17	ea	-	e	-	e	me	-	3,63	4,08	4,08	0,00
	VM03-18A	ma	me	e	-	-	me	-	1,54	9,27	0,00	0,00
	VM03-19	ma	me	m	-	-	e	-	2,81	5,95	0,00	60,02
	VM03-20	m	me	e	ma	-	me	D	15,74	0,00	7,87	65,90
	VM03-21	ma	me	e	-	-	me	D, S	2,86	3,47	0,00	64,03
	VM03-22	a	me	me	m	tr	me	D	20,70	0,00	4,87	0,00
	VM03-23P	ma	-	e	-	tr	me	S	13,25	10,52	0,00	0,00
	VM04-01	ea	-	e	-	-	me	-	25,82	8,49	0,00	0,00
	VM04-03-01	ea	e	e	-	-	me	-	30,90	8,62	0,00	0,00
	VM04-03-03	ea	-	e	-	-	me	-	21,45	10,91	13,30	0,00
	VM04-09A	ma	e	e	-	e	me	S	9,42	11,88	14,48	0,00
	VM04-09Ht	ma	e	e	-	e	e	S	28,26	6,52	0,00	0,00
	VM04-12	a	e	e	-	e	me	D, S	23,00	5,59	0,00	59,15
	VM04-13	ma	e	e	-	e	me	S	15,73	3,15	0,00	73,09
												8,04
												0,00

Tabla 6.2. Caracterización composicional DRX. Referencias: Loc: localidad de estudio; VM: Vertedero Municipal; CC: Cerro Calafate; A25M: Arroyo 25 de Mayo; Q: cuarzo; Pg: plagioclasa; Fk: feldespato potásico; Ca: calcita; Cli: clinoptilolita; Arc: arcilla; D: dolomita; S: siderita; Py: pirita; I: illita; C: clorita; K: caolinita; S: esmectita; I/S: interestratificado illita-esmectita; C/S: interestratificado clorita-esmectita; ea: extremadamente abundante; ma: muy abundante; a: abundante; m: moderado; e: escaso; me: muy escaso; tr: traza.

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

Loc	Muestra	Q	Pg	Fk	Roca Total			Fracción Arcilla						
					Ca	Cli	Arc	Otros	I	C	K	S	I/S	C/S
CC	CC01-94	ma	e	e	-	-	me	-	9,00	32,43	0,00	0,00	4,68	59,22
	CC01-95	ma	-	m	-	-	me	-	11,70	28,95	5,77	0,00	7,44	46,15
	CC01-96	ea	-	e	-	-	me	-	6,16	24,23	9,39	0,00	0,73	59,48
	CC01-98	ma	e	e	-	-	me	-	10,62	26,15	5,90	0,00	3,37	53,95
	CC01-99	ma	e	m	-	-	me	-	6,77	10,09	1,75	0,00	1,29	80,10
	CC01-101	ea	-	e	-	-	me	S	9,80	15,56	15,56	0,00	6,53	52,55
	CC01-102	ma	e	e	-	-	me	-	5,78	33,91	7,61	0,00	2,21	53,59
	CC01-103	ma	-	m	-	-	me	-	26,56	11,68	4,06	0,00	17,57	63,96
	CC01-104	ma	e	e	-	-	me	S	23,22	7,74	12,07	0,00	15,48	27,40
	CC01-105	ea	-	e	-	-	me	S	10,59	30,74	6,68	0,00	18,54	33,04
	CC01-108	ma	e	m	-	me	me	S	11,09	5,66	0,00	79,58	3,67	0,00
	CC01-109	a	m	m	-	me	me	S	9,56	7,26	0,00	80,45	2,73	0,00
	CC01-109-02	a	a	m	-	me	me	-	4,23	3,53	0,00	92,24	0,00	0,00
	CC01-110	ma	m	m	-	me	me	-	5,97	5,99	4,59	76,49	6,96	0,00
	CC01-114	ma	me	a	a	-	me	-	6,53	7,07	5,66	0,00	7,61	73,13
	CC01-116A	ea	me	e	-	-	me	-	26,94	6,08	4,61	0,00	17,90	60,86
	CC01-116HT	ea	me	-	ma	-	me	-	19,10	0,00	0,00	0,00	33,16	47,75
	CC02P-02	ma	e	e	e	-	me	-	37,77	45,28	0,00	0,00	20,95	0,00
	CC02P-03	ea	-	e	e	-	me	-	29,54	39,88	0,00	0,00	30,58	0,00
	CC02P-04	ma	e	e	e	-	me	-	27,11	47,75	0,00	0,00	25,14	0,00
	CC02P-05-01	ea	e	e	e	-	me	-	22,78	26,82	8,52	0,00	13,62	28,26
CC02P-07	ea	-	e	e	-	me	-	21,25	37,23	4,12	0,00	14,73	22,67	
CC02P-09	ea	me	e	e	-	me	-	9,82	29,47	11,77	0,00	8,54	40,40	
CC02P-11	ea	-	e	e	-	me	-	18,78	19,87	9,10	0,00	15,45	36,79	
CC02P-13	ma	-	e	e	-	me	S	24,93	44,21	0,00	0,00	30,86	0,00	
CC02P-15	ea	-	e	e	-	me	-	33,91	44,14	0,00	0,00	21,95	0,00	
CC02P-18	ma	e	e	e	-	me	-	21,32	14,79	9,94	0,00	10,52	43,44	
CC02P-19A	ea	-	e	e	-	me	S	8,44	32,80	16,48	0,00	11,22	31,06	
CC02P-19HT	ea	-	e	e	-	me	-	23,52	18,86	11,05	0,00	15,68	30,90	
CC02P-20A	ma	e	e	e	-	me	S	18,42	52,13	17,17	0,00	12,28	0,00	
CC02P-21-01	a	me	me	me	a	-	me	S	28,60	53,16	0,00	0,00	18,24	0,00

Tabla 6.2. Continuación.

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

Loc	Muestra	Q	Pg	Fk	Roca Total				Arc	Otros	I	C	Fracción Arcilla			C/S
					Ca	Cli							K	S	I/S	
CC	CC02P-21-02	ea	-	e	-	-	-	-	me	S	27,85	59,15	0,00	0,00	13,00	0,00
	CC02P-25A	ma	e	me	-	-	-	-	me	D	13,07	40,88	12,09	0,00	0,00	33,96
	CC02P-26A	ea	-	e	-	-	-	-	me	-	9,59	33,25	12,15	0,00	0,00	45,01
	CC02P-26P	ma	e	e	-	-	-	-	me	S	16,91	24,31	10,57	0,00	12,68	35,52
	CC02P-30AF	ea	e	e	-	-	-	-	me	S	4,17	10,00	7,81	0,00	6,95	71,07
	CC02P-30AG	ma	m	e	-	e	e	e	me	-	12,83	7,95	5,59	0,00	8,98	64,65
	CC02P-32AG	ea	m	e	-	e	e	e	me	S	20,54	7,02	0,00	0,00	13,79	58,65
	CC02P-32P	e	m	a	-	e	e	e	me	-	2,88	0,00	0,00	95,01	2,11	0,00
	CC02P-34HT	ma	m	m	-	e	e	e	me	-	3,70	2,96	0,00	91,56	1,78	0,00
	CC02P-34P	ea	m	e	-	e	e	e	me	-	4,70	3,76	0,00	88,40	3,13	0,00
	CC02P-37	a	m	m	-	e	e	e	me	Py	2,78	4,46	0,00	0,00	1,86	90,90
	CC02P-39A	ma	m	m	-	e	e	e	me	S	10,23	15,99	7,16	0,00	6,82	59,79
	CC02P-39HT	e	me	me	ma	-	-	-	me	S, Py	12,05	16,98	7,53	0,00	8,03	55,41
	CC02P-41A	ma	e	e	-	-	-	-	me	-	13,18	9,09	0,00	67,19	10,54	0,00
	CC02P-41P	ma	e	e	-	-	-	-	me	-	10,96	6,85	0,00	78,08	4,11	0,00
	CC02P-42	ea	-	m	-	-	-	-	me	-	11,26	13,52	6,76	0,00	7,51	60,96
	CC02P-44	ea	e	e	-	-	-	-	me	-	10,34	16,15	6,51	0,00	6,89	60,10
	CC02P-45	ma	e	m	-	-	-	-	me	-	4,35	4,83	2,17	0,00	0,00	88,65
	CC02P-46	ea	me	e	-	-	-	-	me	-	21,52	7,92	0,00	0,00	14,94	55,62
	CC02P-48	ea	-	me	-	-	-	-	me	-	9,09	11,35	8,52	0,00	6,06	64,98
	CC02P-52	ma	e	e	-	e	e	e	me	S	15,37	5,56	0,00	0,00	7,43	71,64
	CC02P-53	a	-	me	a	me	-	-	me	-	6,62	7,44	0,00	0,00	4,41	81,53
A25M	A25M-01	a	e	a	-	-	-	-	e	-	9,91	3,82	0,00	81,17	5,10	0,00
	A25M-02A	ma	e	e	-	-	-	-	me	-	10,94	38,76	0,00	70,26	6,72	43,58
	A25M-05A	ma	m	e	-	-	-	-	me	-	8,39	22,28	5,18	0,00	0,00	64,16
	A25M-05P	ma	-	e	-	-	-	-	e	S, Py	11,76	5,67	0,00	0,00	6,13	76,44
	A25M-08A	ma	e	e	-	me	me	me	me	-	5,98	10,04	0,00	0,00	8,12	75,86
	A25M-08P	ma	e	e	-	me	me	me	e	-	13,64	10,05	0,00	0,00	5,58	70,73
	A25M-09-03	ea	me	me	-	-	-	-	me	-	25,99	0,00	18,84	45,47	9,70	0,00
	A25M-10P	ma	e	e	-	-	-	-	e	-	16,40	5,65	0,00	71,52	6,43	0,00

Tabla 6.2. Continuación.

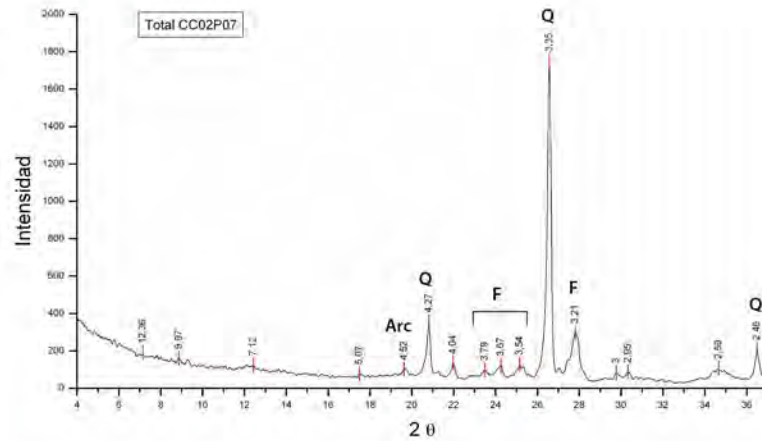
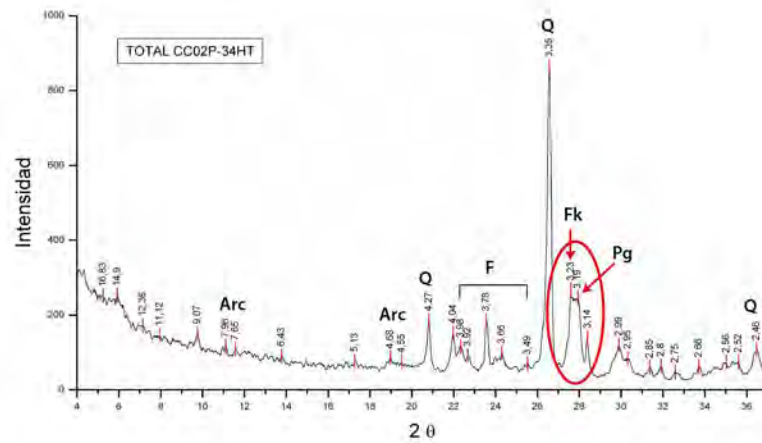
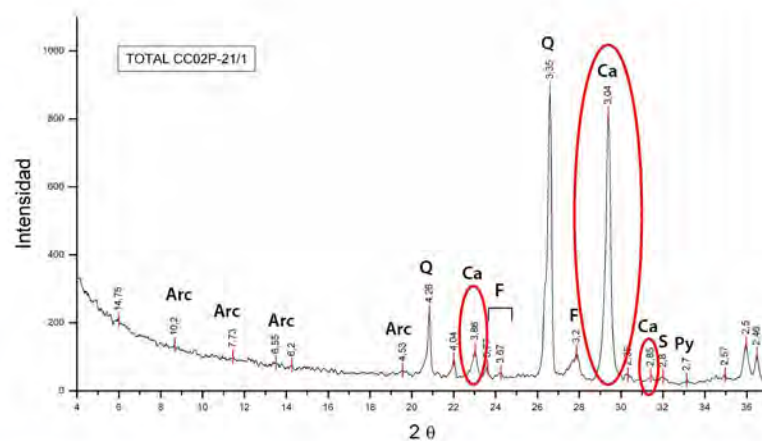
A**B****C**

Figura 6.10. Difractogramas de roca total. **a)** Difractograma de la sección inferior de abundancia relativa escasa de feldespatos (F). **b)** Difractograma de la sección media con picos característicos de plagioclasa (Pg) y feldespato potásico (Fk). **c)** Difractograma de rocas mixtas con picos de calcita (Ca) que denota su carácter carbonático. Referencias: Q: cuarzo; Arc: arcilla; S: siderita; Py: pirita.

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

Los argilominerales se presentan en proporciones que varían de muy escasas a escasas (1–16 %, n=90), mientras que otros minerales identificados tales como clinoptilolita, siderita, dolomita y pirita se presentan en concentraciones de ausentes a muy escasas (0–5 %) (Tabla 6.2).

6.3.2 Fracción arcilla

Se reconocieron cuatro grupos de argilominerales: de la clorita (C), de la esmectita (S), de la illita (I) y de la caolinita (K). De igual modo se identificaron interestratificados de clorita-esmectita (C/S) y de illita-esmectita (I/S) (Fig. 6.11).

Los argilominerales de la clorita (hasta 59 %, n=11) y de interestratificados de clorita-esmectita (hasta 90 %, n=45) predominan en las muestras de los niveles inferiores y superiores de la unidad, acompañadas en orden decreciente de abundancia por interestratificados de illita-esmectita, illita y caolinita (Tabla 6.2). En los niveles medios de la unidad se reconoce un predominio de la esmectita (hasta 95 %, n=23) y de interestratificados de clorita-esmectita (hasta 90 %, n=10) acompañados de illita, clorita y caolinita en orden decreciente de abundancia (Tabla 6.2).

La integración de las observaciones petrográficas y los resultados de la fracción arcilla mediante difracción de rayos x permiten diferenciar que los argilominerales de clorita, interestratificado de clorita-esmectita y la esmectita corresponden a cementos (apartado 6.1.3) y que dentro de estas el grupo de las cloritas (clorita e interestratificados de clorita-esmectita) son las que predominan en el 75 % de las muestras analizadas (mientras que el 25 % de las muestras restantes son ricas en esmectita). Las arcillas de illita y caolinita se identifican como clastos monominerales (illita) y como alteraciones de feldespatos (illita y caolinita) que se encuentran levemente alterados y de allí las bajas proporciones registradas.

Las arcillas de clorita, interestratificados de clorita-esmectita y esmectita serán tratadas en particular en el siguiente apartado dado el origen y la abundancia de estas.

6.3.2.1 Clorita

En el caso de las cloritas resulta muy importante conocer las variaciones en la concentración de los cationes intercapa, especialmente las proporciones entre el magnesio (Mg) y hierro (Fe) ya que están relacionados a los tipos de clorita y su origen (Moore y Reynolds, 1989). Para estimar de manera cualitativa el contenido de hierro (Fe) en las cloritas, así como la distribución de dicho elemento en los sitios octaédricos entre la capa silicatada y de la capa de hidróxido, se ha utilizado la intensidad relativa de las reflexiones de la serie clorita siguiendo los criterios de Moore y Reynolds (1989; pp. 212-216) asumiendo que son cloritas trioctaédricas. De acuerdo con estos autores, se interpreta que las cloritas de la Formación Calafate tienen una relación alta de $Fe / (Fe + Mg)$ cuando los patrones de las reflexiones pares (002 y 004) son de mayor intensidad que las de las reflexiones impares (001 y 003) (Fig. 6.11 a). Por lo que en concordancia con las normas de nomenclatura (c.f Bailey, 1980), las cloritas trioctaédricas con este rango composicional (ricas en Fe) se clasifican como chamosita.

A su vez, considerando que las reflexiones basales impares (001 y 003) no presentan la misma intensidad es posible deducir que las cloritas tienen una distribución asimétrica del Fe. Esto quiere

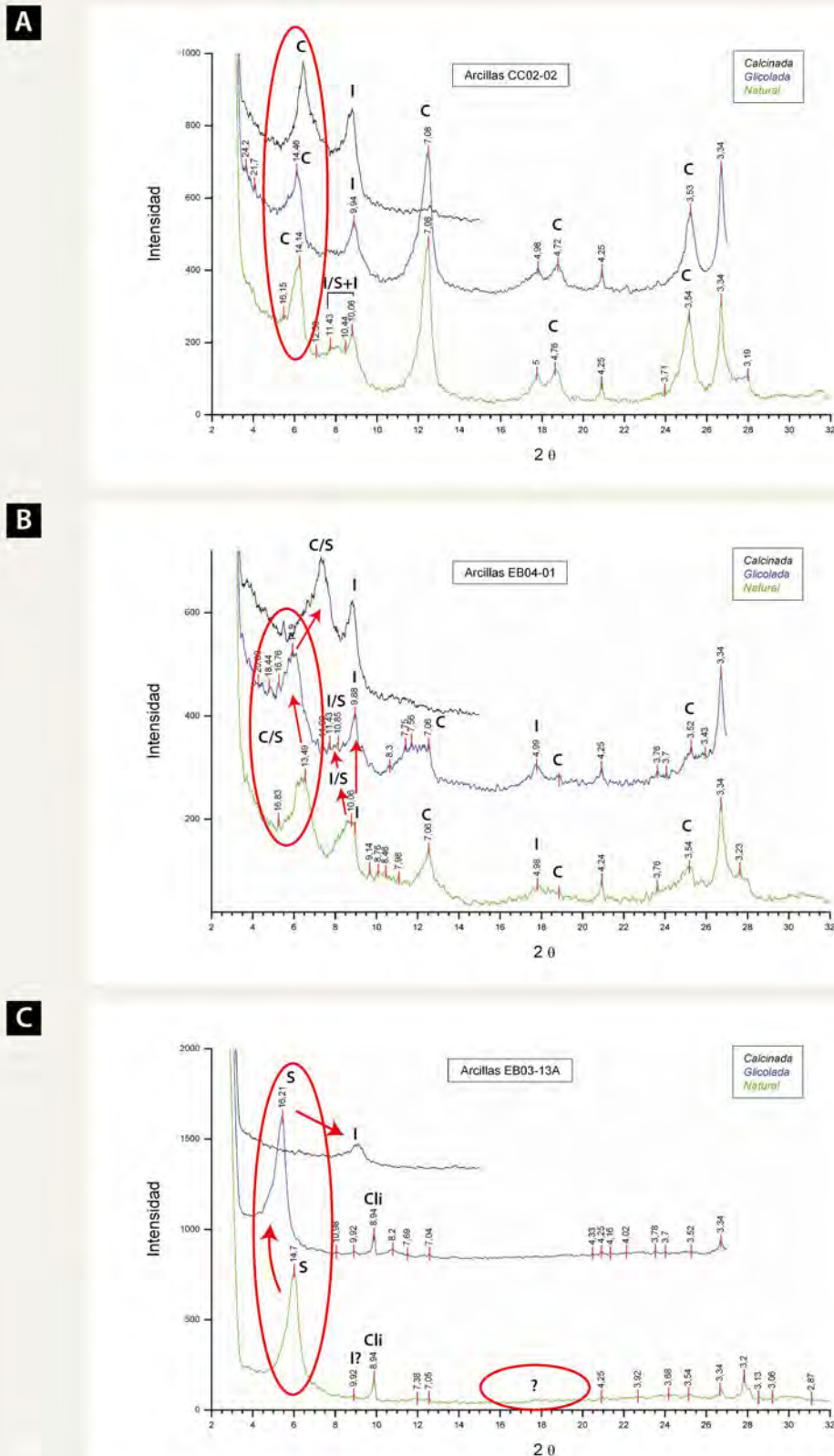


Figura 6.11. Difractogramas de fracción arcilla. **a)** Asociación argilomineral clorítica (C), pico de C en 14 Å permanece igual en las tres lecturas. **b)** Asociación argilomineral clorítica-esmectítica (C/S), el pico de C/S de 13.49 Å en lectura natural se expande a 14.9 Å en la lectura glicolada, en la lectura calcinada las capas de S colapsan y el pico se encuentra en 12.4 Å. **c)** Asociación argilomineral esmectítica (S), el pico de 14 Å de la lectura natural se expande a 16.21 Å en la lectura glicolada, mientras que en la lectura calcinada se observa que todas las capas de S han colapsado convirtiéndose estructuralmente en illita (I) pico de 9.92 Å. Referencias: I/S: interestratificado illita-esmectita; Cli: clinoptilolita.

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

decir que, existe una proporción de Fe desigual en los sitios octaédricos entre la capa silicatada y la capa de hidróxido. Dado que la reflexión basal (001) es de mayor intensidad que la (003) se asume que existe un enriquecimiento relativo de Fe en la capa silicatada.

6.3.3.2 Interestratificado de clorita-esmectita

El segundo argilomineral interestratificado más abundante en las rocas sedimentarias es el interestratificado de clorita-esmectita. Este interestratificado comprende dos variedades, una que se denomina clorita-esmectita y otra conocida como clorita-vermiculita. En el caso de la Formación Calafate el tipo de interestratificado de clorita identificado es el de clorita-esmectita, dado que en las muestras sometidas a vapores de etilenglicol aparece la reflexión (004) en $11,3^\circ 2\theta$ aproximadamente ($7,8 \text{ \AA}$) (Fig. 6.11 b).

Estructuras con mayor ordenamiento $R > 1$ o con más de 50% de esmectita no se han reportado, por lo que la mayoría de los interestratificados de clorita-esmectita responden a R1 50% clorita o R0 con 30% de esmectita o menos (Moore y Reynolds, 1989). Las proporciones de clorita y de esmectita presentes en el interestratificado de clorita-esmectita se estiman utilizando mediciones de $d(\text{\AA})$ y de $^\circ 2\theta$ de las reflexiones 002/002 (ver Tabla 7.4 en Moore y Reynolds, 1989). En este sentido, se obtiene que las proporciones relativas de cada especie dentro del interestratificado son de 70–90% de clorita y 30–10% de esmectita. Además, debido a que la intensidad de las reflexiones basales de las cloritas no se modifica sustancialmente luego de glicoladas se interpreta que la proporción de esmectita en el interestratificado clorita-esmectita es de escasa a muy escasa.

6.3.3.3 Esmectita

La esmectita se identifica fácilmente por la reflexión basal (001) que se produce en la lectura de la muestra natural entre los 12 y 15 $\text{\AA}$, la cual se desplaza a valores de 17 $\text{\AA}$ en la muestra glicolada. La variación de valores que presenta la reflexión basal (001) en la lectura natural es producto del tipo de catión que se encuentra formando parte de la estructura interna de los argilominerales del grupo de la esmectita. Debido a que las esmectitas de la Formación Calafate presentan un rango de variación de la reflexión basal (001) entre 14,23–15,21 $\text{\AA}$ (Fig. 6.11 c), se interpreta que el catión presente en la intercapa es el calcio y/o el magnesio (Bertolino, 1997; Hillier, 2003). Se observa además que aquellas muestras que contienen esmectita también contienen proporciones escasas de illita, al reconocerse la reflexión basal (001) de 9,92 $\text{\AA}$ alrededor de $8-8,5^\circ 2\theta$. Esta illita no presenta la reflexión basal (002) de 5 $\text{\AA}$ alrededor de $18^\circ 2\theta$ (Fig. 6.11 c), por lo que de acuerdo con los criterios de Moore y Reynolds (1989) la misma puede ser considerada como una illita glauconítica o comúnmente conocida como argilomineral de glauconita.

El término “glauconita”, sin embargo, ha sido utilizado con poca precisión en la literatura. Comúnmente se asocia a clastos verdes o pellets formados en microambientes reductores en lo que sería un ambiente de sedimentación marino somero de aguas oxigenadas (Moore y Reynolds, 1989). Sin embargo, Bailey et al. (1979) y Bailey (1980; 1982) recomiendan usar estrictamente el término glauconita para referirse a *“una mica dioctaédrica rica en Fe que presenta Al (o Fe^{+3}) tetraédrico usualmente más grande que 0,2 átomos por unidad fórmula y un catión R^{+3} octaédrico mayor a 1,2*

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

átomos... y ... $d(060)$ mayor a $1,510 \text{ \AA}$ ", implicando que el Fe^{+3} octaédrico se encuentra en mucha mayor proporción que el Al. Por su parte, Ireland et al. (1983) establecieron que existe una variación continua desde un miembro terminal que se denominaría normalmente glauconita cuando la hoja octaédrica se encuentra enriquecida en Fe^{+3} , hacia otro miembro terminal enriquecido en Al en el mismo sitio octaédrico y que se denominaría normalmente illita.

En esta tesis se ha optado por seguir las recomendaciones propuestas por Bailey et al. (1979) y Bailey (1980, 1982) en donde el término "glauconita" hace referencia a la composición en vez de una connotación genética, de tal manera se denominará a las esmectitas acompañadas de glauconita como esmectitas glauconíticas.

6.4 Análisis por MEB-EDS

Se analizaron ocho (8) muestras que corresponden a areniscas que fueron obtenidas de la sección vertical CC01 y CC02P (Fig. 6.1) a partir del cual se reconocieron las morfologías de los componentes y asociaciones de minerales.

6.4.1 Argilominerales

6.4.1.1 Clorita

Las cloritas se observan como hojas o hojuelas (tipo platou), con buen desarrollo y de forma subhedrales, que crecen desorientadas formando una retícula y que se encuentran rellenando poros (Fig. 6.12 a) o bien crecen perpendiculares a los bordes de los clastos tipo *coating* (Fig. 6.12 b). Las láminas presentan un diámetro entre $1,5 \mu\text{m}$ y $4,5 \mu\text{m}$, excepcionalmente alcanzan hasta $7 \mu\text{m}$. De acuerdo con el análisis de EDAX estas cloritas contienen elementos que en orden de abundancia cationes de hierro (Fe), silicio (Si), aluminio (Al), magnesio (Mg) muy escaso calcio (Ca) y potasio (K) (Fig. 6.12 c). Estas cloritas se caracterizan por ser ricas en hierro debido al elevado contenido de este, con abundancias menores de magnesio (Mg) y con una relación de 5:1 entre ambos cationes.

6.4.1.2 Interestratificado de clorita-esmectita

Este interestratificado se reconoce conformado por hojas de bordes crenulados, de escaso a moderado desarrollo, que crecen desorientadas formando una retícula rellenando poros (Fig. 6.12 d) o bien crecen perpendiculares a los bordes de los clastos tipo *coating*. Las láminas presentan diámetros que varían entre $1,5 \mu\text{m}$ y $3,5 \mu\text{m}$. En orden de abundancia los elementos presentes son hierro (Fe), silicio (Si), aluminio (Al), magnesio (Mg) muy escaso calcio (Ca) y potasio (K) de acuerdo con el análisis de EDAX (Fig. 6.12 e). Estos interestratificados de clorita-esmectita se clasifican como ricas en hierro debido al moderado a elevado contenido de este, con abundancias menores de magnesio (Mg) y con una relación de 3:1 entre ambos cationes.

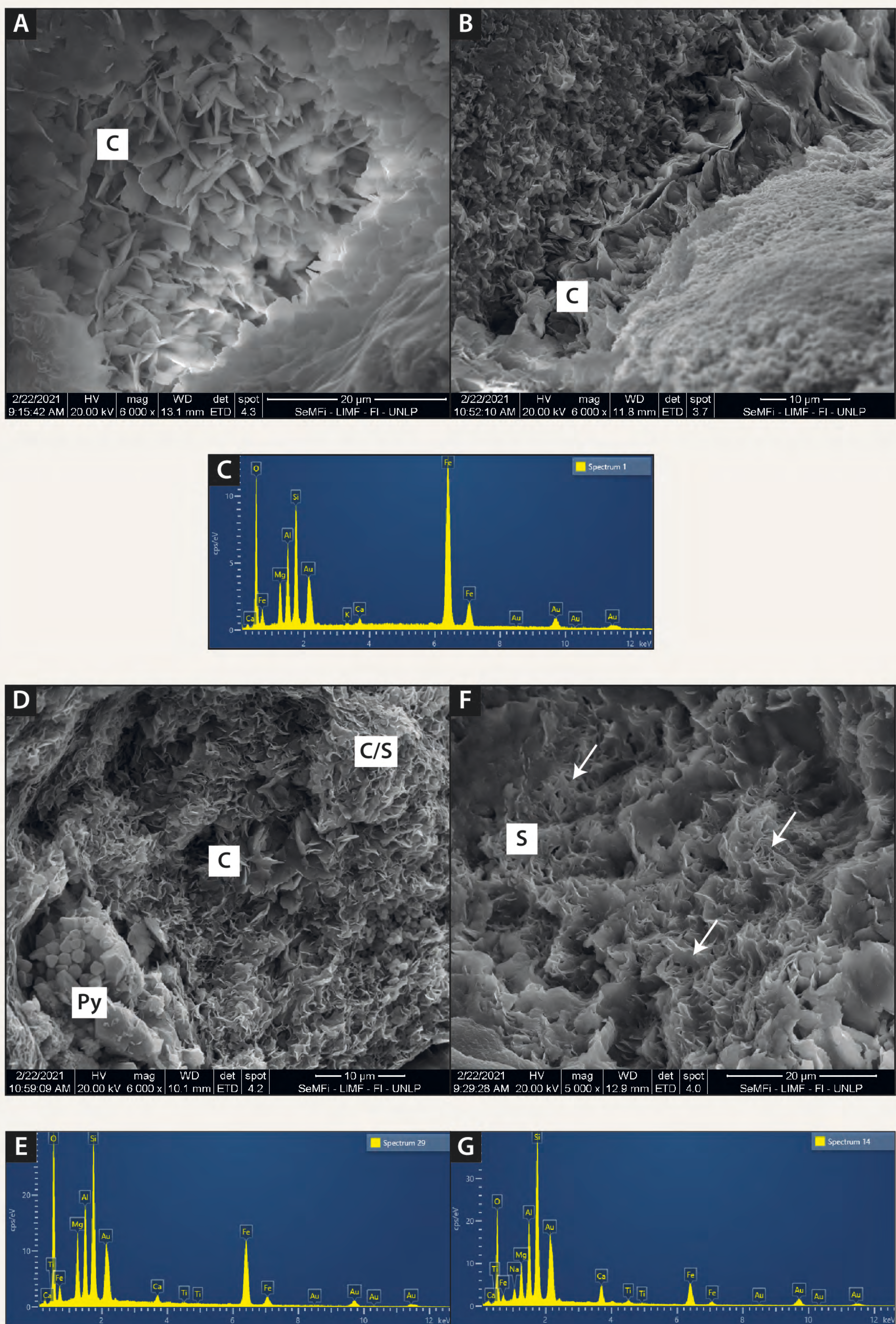


Figura 6.12. Imágenes al MEB de minerales arcillosos y otros componentes. **a, b)** Cristales de clorita (C) tipo hojuelas creciendo sin orientación formando una retícula rellenando poros (a) y creciendo perpendicular a los bordes de los clastos (*coating*) (b). **c)** Patrón EDAX de la clorita. **d)** Cristales de interestratificado clorita-esmectita (C/S) como hojas de bordes crenulados creciendo sin orientación y formando una retícula. **e)** Patrón EDAX de interestratificado C/S. **f)** Escamas crenuladas de esmectita (S) formando una incipiente textura de panal de abeja (flechas blancas). **g)** Patrón EDAX de la esmectita. Referencias: Py: pirita.

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

6.4.1.3 Esmectita

Las esmectitas se observan como escamas crenuladas o con bordes crenulados y de incipiente desarrollo, que crecen dejando huecos con zonas interfaciales pequeñas (Fig. 6.12 f-g, 6.13 a-b), o bien crecen formando una incipiente microestructura de panal de abeja por sobre los clastos. Las láminas presentan un diámetro promedio de 1,5 μm . En orden de abundancia los elementos presentes son silicio (Si), aluminio (Al), magnesio (Mg), hierro (Fe), sodio (Na), calcio (Ca) y potasio (K) de acuerdo con el análisis de EDAX (Fig. 12 g, 6.13 b).

6.4.1.4 Illita

Las illitas se reconocen conformando hojas de bordes erosionados, que se encuentran aglutinados y conformando un grano (Fig. 6.13 c). Los cristales presentan un tamaño entre 10 y 20 μm . De acuerdo con el análisis de EDAX los elementos presentes en orden de abundancia son silicio (Si), aluminio (Al), potasio (K), hierro (Fe) y magnesio (Mg) (Fig. 6.13 d).

Estos cristales de illita presentan alteraciones a interestratificado de illita-esmectita de muy pobre desarrollo y menor contenido de aluminio (Al) (Fig. 6.13 c).

6.4.2 Otros

6.4.2.1 Zeolitas

Las zeolitas se observan como tablillas tabulares bien desarrolladas y de formas subhedrales a euhedrales siendo la más común de tipo clinoptilolita (Fig. 6.13 e). Los cristales presentan tamaños que oscilan entre 4-5 μm , que se encuentran rellenando espacio poral residual. Al igual que en petrografía, los cristales de zeolitas se observan intercrecidas con esmectitas y con interestratificados de clorita-esmectita. En orden de abundancia los cationes presentes son silicio (Si), aluminio (Al), sodio (Na), hierro (Fe), magnesio (Mg), potasio (K) y calcio (Ca) de acuerdo con el análisis de EDAX (Fig. 6.13 f).

6.4.2.2 Pirita framboidal

La pirita framboidal se observa como agregados simples esferoidales a sub- esferoidales de microcristales de pirita con morfologías de tipo cúbica y cúbica truncada (Fig. 6.13 g, h). Estos agregados simples tienen un tamaño en promedio de 10 μm y los microcristales individuales se empaquetan típicamente en una matriz tridimensional regular dentro del framboide compartiendo una orientación común.

6.5 Consideraciones finales del análisis por difracción de rayos x (DRX)

A partir del análisis de los diagramas composicionales por DRX de todas las secciones verticales (VM02, VM03, V304, CC01, CC02P, A25M) se establecieron las proporciones relativas de los componentes mineralógicos en las muestras de roca total para generar los patrones de distribución

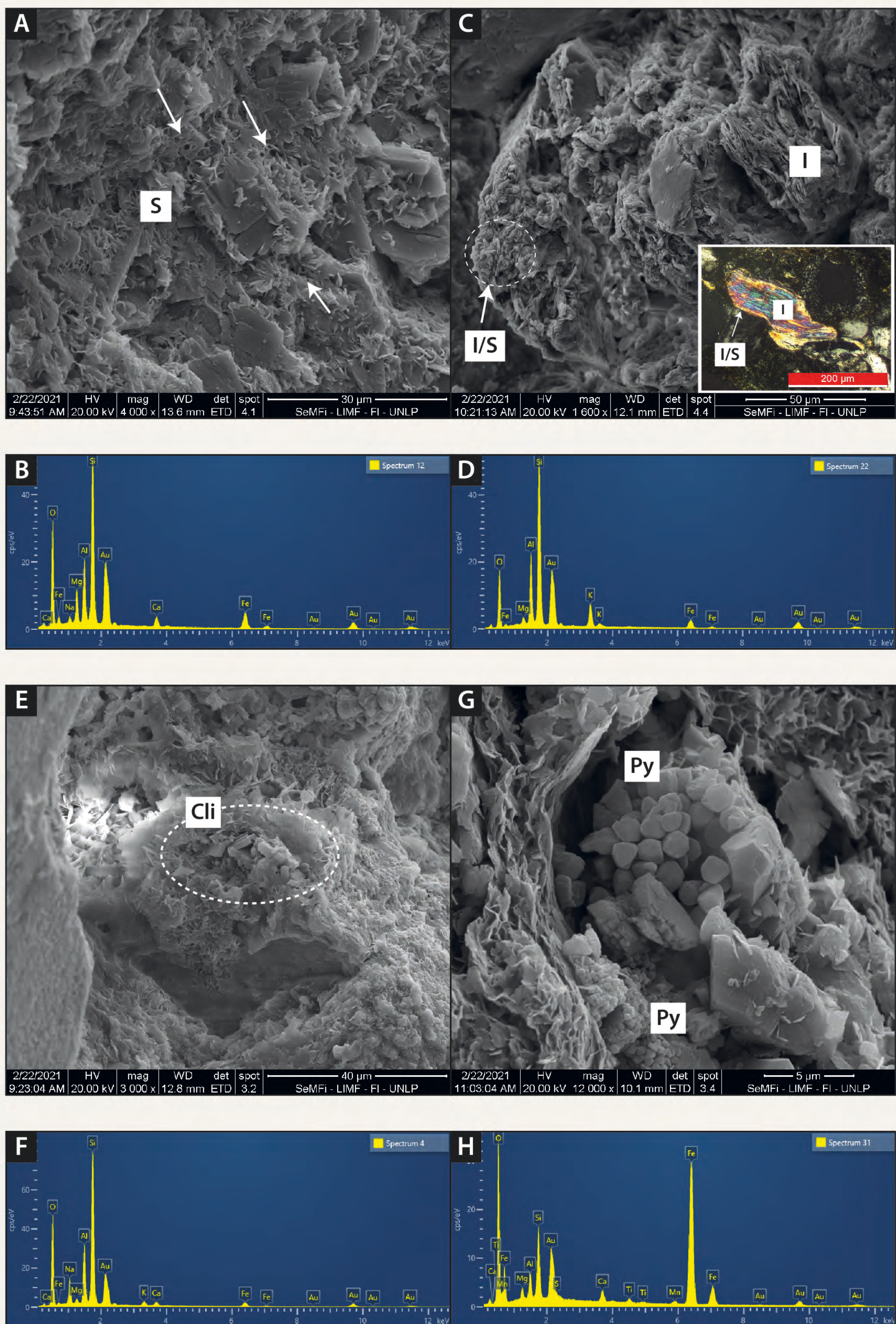


Figura 6.13. Imágenes al MEB de minerales arcillosos y otros componentes. **a)** Escamas crenuladas de esmectita (S) formando una incipiente microestructura de panel de abeja (flechas blancas). **b)** Patrón EDAX de la esmectita. **c)** Grano de illita (I) cuyos cristales presentan bordes erosionados. Detalle: los granos de illita presentan alteraciones a interestratificado de illita-esmectita (I/S) que se pueden observar en corte delgado. **d)** Patrón EDAX de la illita. **e)** Cristales tabulares o en tablilla de clinoptilolita (Cli) rica en sodio (Na) de acuerdo al patrón EDAX **(f)**. **g)** Microcristales de pirita (cubica y cubica truncada) formando un agregado de pirita framboidal (Py). **h)** Patrón EDAX de la pirita.

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

vertical de los mismos (Fig. 6.14, Tabla 6.2). Los patrones composicionales obtenidos de los difractogramas de roca total muestran similitudes en todas las secciones verticales (Fig. 6.14), observándose homogeneidad en la distribución composicional en el área de estudio.

Considerando el perfil más completo (CC02P), la unidad se dividió en tres secciones denominadas: sección inferior (SI) de 0–89,75 m; sección media (SM) de 89,75–134,65 m; y la sección superior (SS) de 134,65–188,55 m. La sección inferior (SI) y la sección superior (SS) contienen similares proporciones y tipos de componentes, presentando abundante a extremadamente abundante contenido de cuarzo (Qz), muy escasa a moderada proporción de plagioclasa (Pg), muy escaso a escaso contenido de feldespato potásico (Fk), muy escasas arcillas (Arc), y trazas de pirita (Py), siderita (S) y dolomita (D) (Fig. 6.14). Además, en ambas secciones se concentran proporciones abundantes a muy abundantes de calcita (Ca) que se corresponden con los escasos y poco representados niveles de rocas mixtas que se encuentran en la unidad (Fig. 6.14).

Por su parte, la sección media (SM) se caracteriza por presentar muy abundante cantidad de cuarzo (Qz), muy escasas arcillas (Arc), moderadas a abundantes plagioclasas (Pg), escasos a moderados feldespatos potásicos (Fk) y escasas a muy escasas clinoptilolita (Cli) (Fig. 6.13). En este sentido se observa que la sección media se distingue principalmente de las anteriores secciones (inferior y superior) por un notable incremento de las proporciones de plagioclasas (Pg) y feldespatos potásicos (Fk) y por la presencia de la clinoptilolita que sólo se reconoce en esta sección (Fig. 6.14).

6.5.1 Distribución vertical de los argilominerales

En base al análisis de los difractogramas de todas las secciones verticales (VM02, VM03, V304, CC01, CC02P, A25M) se establecieron las proporciones composicionales relativas de los argilominerales presentes en las muestras de la fracción arcilla. Esto permitió reconocer patrones de distribución vertical de argilominerales (Fig. 6.15, Tabla 6.2), los cuales muestran un comportamiento similar con los patrones observados en la distribución de los componentes de roca total (Figs. 6.14 y 6.15) existiendo un alto grado de correlación entre las secciones estudiadas en el área de interés.

La sección inferior (SI) se caracteriza por presentar proporciones elevadas de interestratificado de clorita-esmectita (C/S) que varían entre 18-51 %, de clorita moderada a abundante (C) entre 22-38 %, de illita (I) entre 12-22 %, acompañado de interestratificado de illita-esmectita (I/S) en proporciones entre 8-15 % y de caolinita (K) entre 1-7%. En la sección media la fracción arcillosa está representada por proporciones elevadas de esmectita (S) que varían entre 35-82 %, de C/S entre 0-63%, de I/S entre 3-19 % y de I entre 7-14 %, acompañado de K de manera muy subordinada (1-6 %). Por su parte, la sección superior presenta en su fracción fina muestra proporciones abundantes de C/S que varían entre 25-69 %, de I entre 13-22 % y de I/S entre 2-22 %, con C en proporciones escasas (4-12 %) y muy escasa de K (3-5 %) (Fig. 6.15).

6.5.2 Asociaciones de argilominerales de la Formación Calafate

En base a las proporciones relativas de los argilominerales principales presentes en las muestras y la asociación entre ellos se definieron tres asociaciones de argilominerales (véase Spalletti

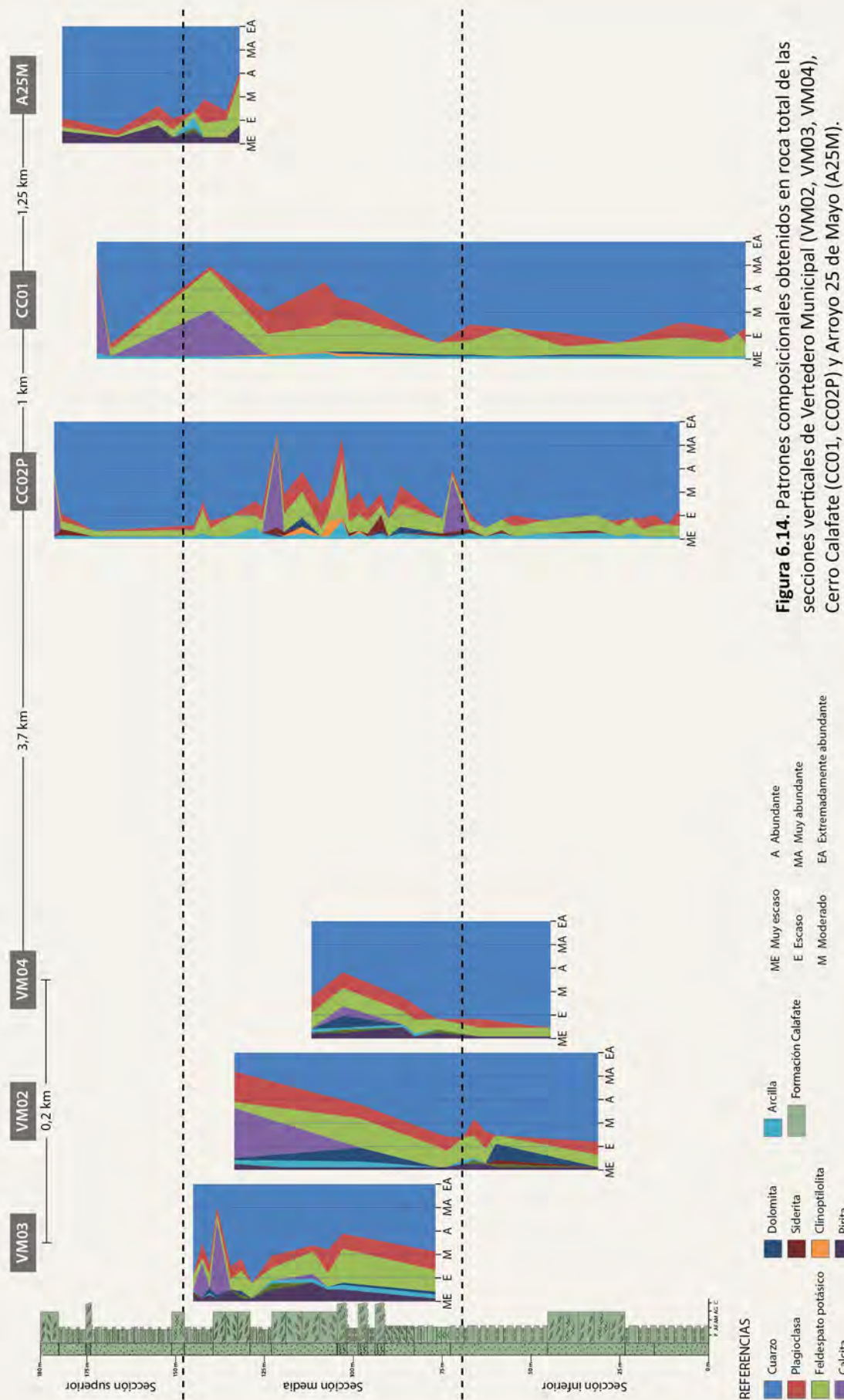


Figura 6.14. Patrones composicionales obtenidos en roca total de las secciones verticales de Vertedero Municipal (VM02, VM03, VM04), Cerro Calafate (CC01, CC02P) y Arroyo 25 de Mayo (A25M).

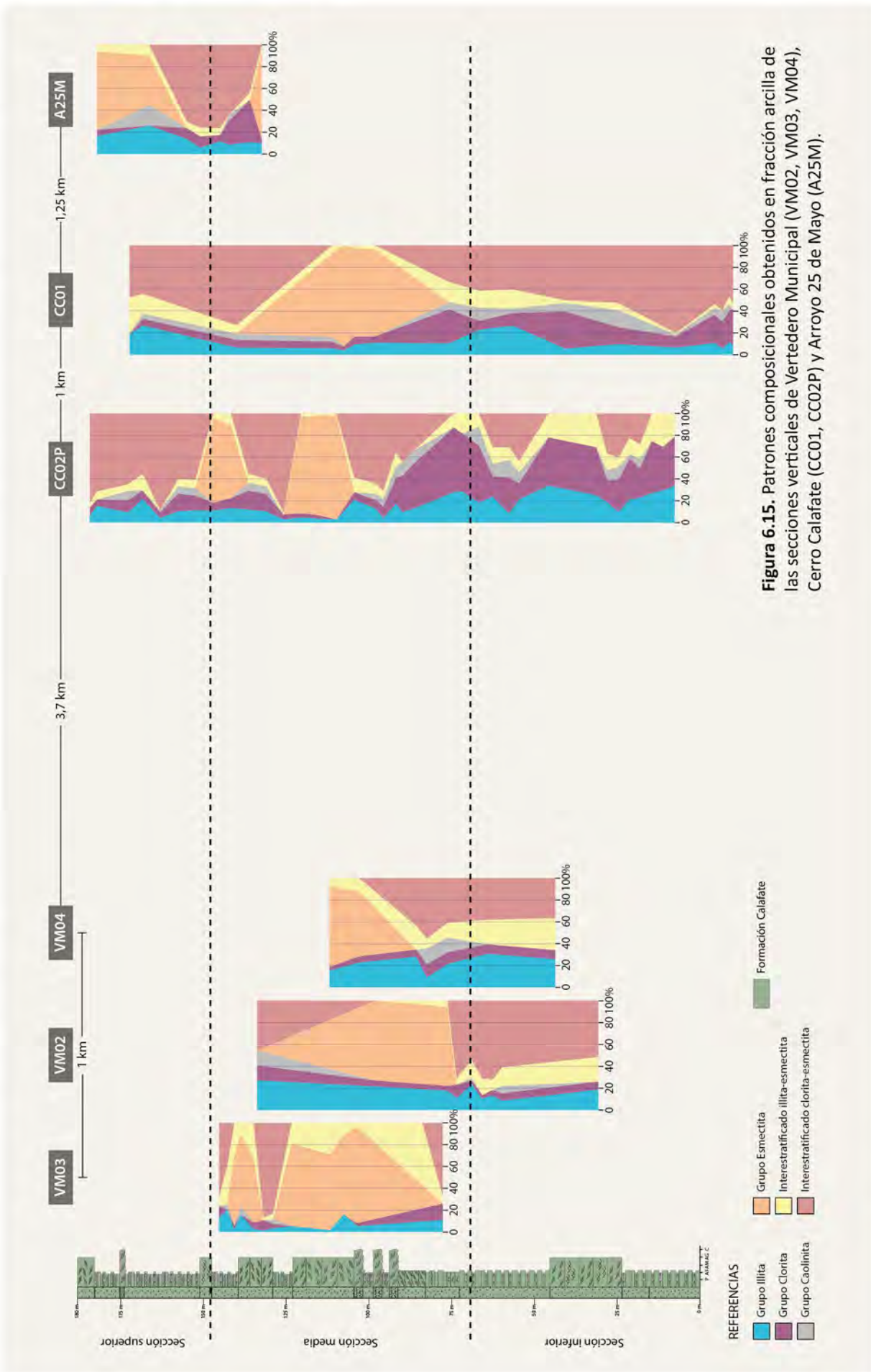


Figura 6.15. Patrones composicionales obtenidos en fracción arcilla de las secciones verticales de Vertedero Municipal (VM02, VM03, VM04), Cerro Calafate (CC01, CC02P) y Arroyo 25 de Mayo (A25M).

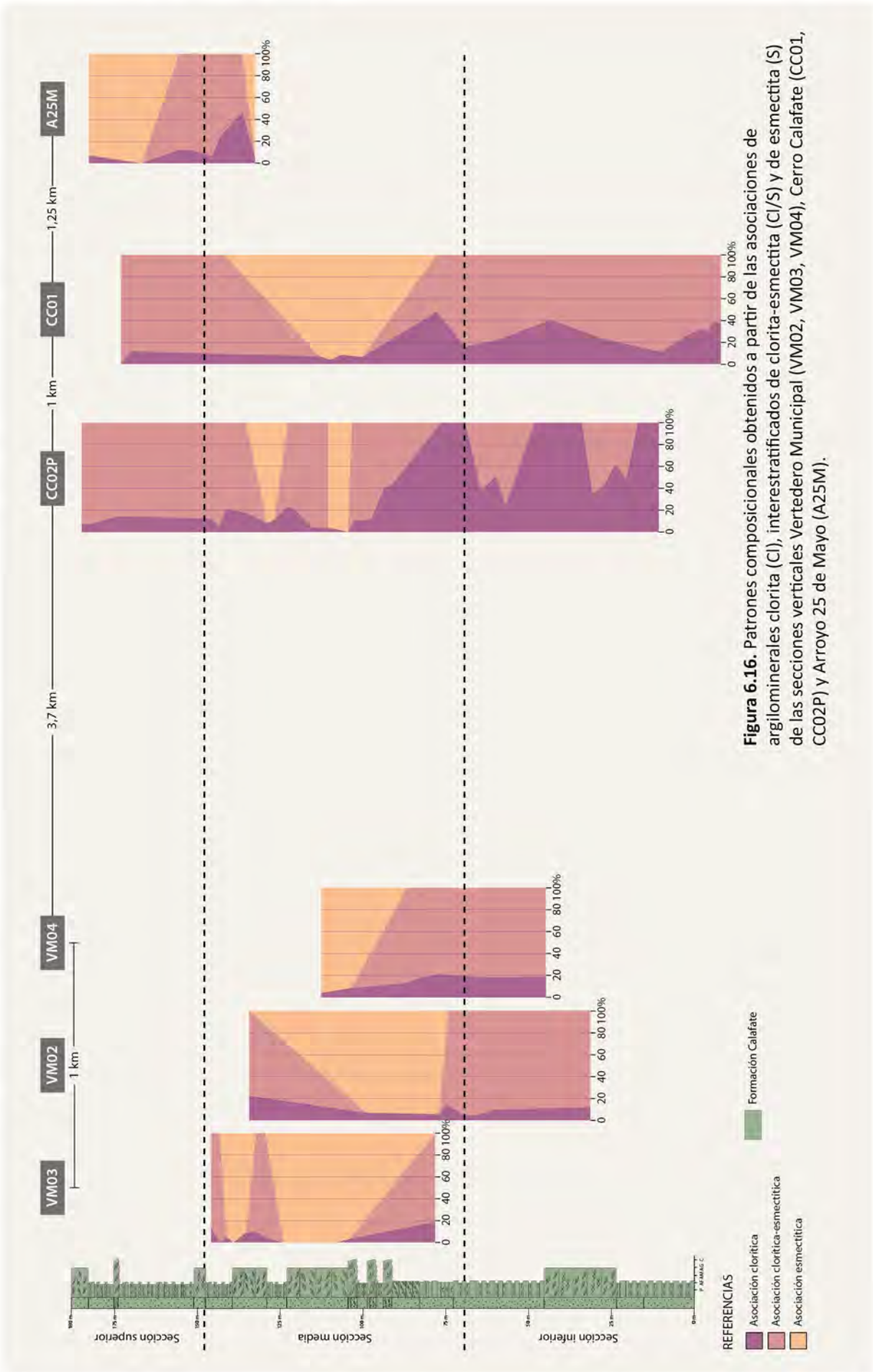


Figura 6.16. Patrones composicionales obtenidos a partir de las asociaciones de argilominerales clorita (Cl), interestratificados de clorita-esmectita (Cl/S) y de esmectita (S) de las secciones verticales Vertedero Municipal (VM02, VM03, VM04), Cerro Calafate (CC01, CC02P) y Arroyo 25 de Mayo (A25M).

6 COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

et al., 1993; Sagasti, 2001; Raigemborn et al., 2014; Richiano et al., 2015) (Fig. 6.16). Para clasificarlas se optó por denominar a la asociación argilomineral con el nombre de la especie mineral predominante: asociación de argilominerales rica en interestratificados de clorita-esmectita (C/S), asociación dominada por clorita (C) y asociación rica en esmectita (S).

I - Asociación clorítica/esmectítica (C/S): se caracteriza por la presencia de C/S en cantidades abundantes (30-69 %), acompañada por proporciones moderadas de I (10-23 %), I/S (5-19 %) y C (7-18 %), mientras que la K se encuentra muy subordinada (1-8 %) (Fig. 6.10 a).

II - Asociación clorítica (C): se caracteriza por cantidades moderadas de C (45 %) pero predominante sobre los otros argilominerales presentes. Se reconocen I (24 %) e I/S (18 %) en proporciones bajas, acompañados de proporciones escasas de K (5 %) (Fig. 6.10 b).

III - Asociación esmectítica (S): conformada por proporciones abundantes a muy abundantes de S (66-84 %), acompañada por moderada a escasa I (7-20 %), I/S (2-19 %), escasas a muy escasas C (3-6 %) y K (1-6 %) (Fig. 6.10 c). A su vez, se distingue la presencia de clinoptilolita (Cli) asociada.

Así como se reconoció en los patrones verticales de los argilominerales (Fig. 6.15), la distribución de las asociaciones de argilominerales (Fig. 6.16) es concordante con la observada en roca total (Fig. 6.14), coincidiendo estos cambios composicionales con los límites de los 89,75 m y 134,65 m (establecido en el perfil CC02P). En este sentido, las asociaciones argilominerales C/S y C caracterizan a la sección inferior, la asociación S domina exclusivamente en la sección media y nuevamente la asociación C/S caracteriza a la sección superior.

7

PROCEDENCIA

Los trabajos petrográficos de Dickinson (1970), Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson et al. (1983) combinan la relación existente entre la composición modal de las areniscas y la configuración tectónica de las potenciales áreas de aporte. Con todo, la caracterización composicional de las areniscas está influenciada por la interacción de factores extrínsecos e intrínsecos tales como el clima, meteorización, transporte, tectónica, subsidencia de la cuenca, diagénesis, etc. (Dickinson y Suczek, 1979; Marsaglia e Ingersoll, 1992; Ingersoll et al., 1993; Raigemborn, 2006). Los estudios de procedencia también pueden realizarse a partir de circones detríticos, ya que las edades de los minerales detríticos se comparan con potenciales edades de áreas de aporte. Además, permiten realizar correlación de unidades sedimentarias, determinación de edades y características de las rocas del área de aporte y determinación de edad de depositación máxima (Hervé et al., 2007; Schwartz et al., 2017; Gianni et al., 2018 y referencias allí citadas; Sickman et al., 2019; Rivera et al., 2020; Ghiglione et al., 2021). Sin embargo, durante las últimas décadas diversas contribuciones han enfatizado la importancia de los análisis geoquímicos para determinaciones paleoambientales, de procedencia, de diagénesis y de tectónica (Bhatia y Taylor, 1981; Bhatia, 1983, 1985; Taylor y McLennan, 1985; Roser y Korsch, 1986; Spalletti et al., 2008; Zimmermann et al., 2011; Varela et al., 2013; Hofmann et al., 2016; Gómez Samus et al., 2017; Gómez-Peral et al., 2011; 2018; 2019; Richiano et al., 2019; Arrouy y Gómez-Peral, 2020).

Las áreas de aporte para la Cuenca Austral-Magallanes durante el estadio de antepaís fueron el arco magmático, la faja corrida y plegada, el cratón estable y levantamientos de bloques continentales en la periferia de la cuenca (Varela et al., 2013; Richiano et al., 2015; Malkowski et al., 2017; Sickmann et al., 2019). La evolución del arco magmático está asociada al Batolito Patagónico cuyo desarrollo ocurre después de la etapa extensional y durante el Tithoniano-Albiano en el lado occidental del orógeno Andino. Este batolito está representado por plutones calco-alcalinos que varían desde composiciones gabroides a graníticas (Bruce et al., 1991). El desarrollo y evolución de la faja plegada y corrida ocasionó el levantamiento del basamento metasedimentario Paleozoico conformado por el Complejo Metamórfico de los Andes Orientales o EAMC por sus siglas en inglés (*Eastern Andes Metamorphic Complex*) (Hervé et al., 2008) y de El Complejo El Quemado (157- 145 Ma). Éste último se compone de grandes volúmenes de rocas volcánicas y volcanoclásticas ácidas resultado de un episodio extensional (sinrift) de edad Triásica a Jurásica de la cuenca (Riccardi, 1971; Ramos et al., 1982; Gust et al., 1985; Biddle et al., 1986; Kraemer y Riccardi, 1997; Pankhurst et al., 2000). El Macizo Norpatagónico y el Macizo del Deseado constituyen las zonas periféricas que aportaron sedimentos hacia la cuenca y que se asocian al evento volcánico de Chon Aike (200 -157 Ma) (Pankhurst et al., 2000; Varela et al., 2013; Malkowski et al., 2017; Sickmann et al., 2019). Por último, la orogenia aptiana

7 PROCEDENCIA

a cenomaniense asociada al cierre de la Cuenca de Rocas Verdes produjo la elevación de rocas formadas previamente de Bahía de la Lancha, El Complejo El Quemado, las fases del Jurásico tardío y Cretácico temprano del Batolito Patagónico Sur y sedimentitas cretácicas inferiores (Macellari et al., 1989; Hervé et al., 2007; Ghiglione et al., 2009; Fosdick et al., 2011; Fosdick et al., 2015; Ghiglione et al., 2016; Fosdick et al., 2020).

En los estudios geoquímicos de procedencia se debe tener en cuenta que elementos mayoritarios tales como el sodio (Na), potasio (K), hierro (Fe), magnesio (Mg), al igual que otros elementos mayoritarios y minoritarios en rocas sedimentarias y volcánicas suelen ser muy móviles ante determinadas condiciones (e.g., Taylor y McLennan, 1985; McLennan, 1989; Condie, 1993), por lo que el análisis de la distribución de elementos menos móviles adquieren mayor importancia en los estudios de procedencia de las cuencas sedimentarias (Taylor y McLennan, 1985; Asiedu et al., 2004; Spalletti et al., 2008; Zimmermann et al., 2011; Hofmann et al., 2016). En ese sentido, elementos traza como itrio (Y), torio (Th), circonio (Zr), hafnio (Hf), niobio (Nb), escandio (Sc), cobalto (Co), cromo (Cr) y elementos de tierras raras son considerados los más adecuados para utilizarse en la discriminación de áreas de procedencia y configuración tectónica debido a que son resistentes a alteraciones durante la meteorización como así también a los procesos endógenos como la diagénesis y el metamorfismo (Taylor y McLennan, 1985; Bhatia y Crook, 1986; McLennan, 1989; Condie, 1993; Cullers, 1994; Asiedu et al., 2004; Spalletti et al., 2008; Armstrong-Altrin et al., 2015). Sin embargo, un estudio integrado de los elementos móviles e inmóviles resulta en algunos casos ventajoso ya que permite generar un modelo de procedencia más robusto.

Como se mencionó anteriormente, los análisis de procedencia requieren del conocimiento del entorno geotectónico en el cual se emplaza la cuenca y de sus posibles áreas de aporte, de una adecuada caracterización mineralógica, la cual a su vez facilita abordar una correcta caracterización geoquímica. De este modo, la combinación de ambos tipos de análisis sobre la unidad en estudio posibilita evaluar la reconstrucción en detalle de los cambios composicionales acontecidos en el área de estudio junto a la influencia de las áreas fuente durante la evolución tectónica de la Cuenca Austral-Magallanes. En el presente estudio se reconoce y da mayor peso a la determinación de la procedencia de las areniscas de la Formación Calafate mediante análisis geoquímicos (Fluorescencia de rayos X y Espectroscopía de Masas con Plasma inducido). Esos análisis se abordan con el propósito de identificar cambios en las posibles áreas fuentes ubicadas al suroeste de Gondwana como respuesta a la evolución del orógeno Andino ubicado al oeste. Asimismo, se realizará comparaciones de los resultados de petrografía convencional de esta tesis con trabajos previos realizados en el área de estudios que utilizan misma metodología y que en ocasiones también incluye estudios de circones detríticos. Igualmente se contrastaron los resultados geoquímicos con las determinaciones de procedencia obtenidas por petrografía convencional de esta tesis.

7.1 Procedencia de los componentes clásticos

El análisis de procedencia se realizó a partir del análisis petrográfico de los componentes clásticos de las areniscas de la Formación Calafate y utilizando los diagramas ternarios de Dickinson et

7 PROCEDENCIA

al. (1983) de cuarzo total-feldespatos-líticos (QFL) y cuarzo monocristalino-feldespatos-líticos totales (QmFLt) (Fig. 7.1). Estos diagramas relacionan la composición modal de las areniscas con el ambiente tectónico de las áreas de aporte de la cuenca utilizando las proporciones relativas de diferentes tipos de granos de arena terrígenos (clastos de cuarzo, feldespatos y líticos) como una aproximación de la naturaleza de las rocas del/las áreas fuentes de las cuales derivaron los sedimentos arenosos. Asimismo, estos diagramas se han utilizado en una gran cantidad de trabajos publicados, en ocasiones junto con análisis de circones detríticos y geoquímica que dan sustento a las interpretaciones (Fildani y Hessler, 2005; Romans et al., 2011; Varela et al., 2013; Richiano et al., 2015; Cereceda, 2016; Malkowski et al., 2017; Sickmann et al., 2019). Sin embargo, para lograr interpretaciones de procedencia válidas se debe tener en cuenta que estos mismos componentes experimentan las interacciones de distintos factores tales como el clima, agente de transporte, distancia y procesos diagenéticos posteriores a la depositación (Dickinson y Suczek, 1979; Ingersoll et al., 1993; Raigemborn, 2006; Gómez-Peral et al., 2011; Ciccio et al., 2014). En base a los recálculos de los componentes terrígenos en las muestras de areniscas e la Formación Calafate clasificadas modalmente en la sección 6.1.4, se distingue una relativa baja dispersión de los datos y que la mayoría de las muestras se ubican en el campo de arco transicional y unas pocas muestran plotean en arco no disectado tanto en el triángulo QFL como en el QmFLt (Fig. 7.1).

Para visualizar variaciones verticales en sus proporciones dentro de la unidad se han ploteado las modas detríticas recalculadas en el diagrama QmPgFk (Fig. 7.2 a) de Dickinson y Suczek (1979) que compara al cuarzo monocristalino (Qm) con los feldespatos calco-sódicos (Pg) y sódico-potásicos (Fk). Se reconoce que el contenido total de feldespatos es relativamente constante (85%) en sentido vertical, sin embargo se observa un cambio abrupto en la relación entre Pg vs F llegando a identificarse los máximos valores de Pg en la sección media de la unidad (36%). En la sección inferior y superior el feldespato dominante es el potásico con un promedio de 73% siendo el más frecuente la ortosa, mientras que en la sección media se incrementa abruptamente el contenido de las plagioclasas pasando de 14 a 35% y disminuye notablemente la proporción de Fk a 49% en promedio respecto a los intervalos infra y suprayacentes. En este gráfico también se distingue que el contenido de cuarzo monocristalino (Qm) mantiene relativamente su proporción en las tres secciones de la unidad, siendo del 15% en promedio.

Dado que los litoclastos son los componentes mayoritarios y más relevantes en estas areniscas, se han utilizado los diagramas ternarios complementarios de LmLvLs (Fig. 7.2 b) de Marsaglia e Ingersoll (1992) y el de QpLvLs (Fig. 7.2 c) de Dickinson y Suczek (1979) con los correspondientes campos de procedencia. Estos diagramas no solo permiten corroborar el predominio de unos tipos de líticos sobre otros, sino también diferenciar adecuadamente muestras asociadas a un aporte desde un arco magmático de las asociadas a un aporte desde un orógeno reciclado. De esta forma, en el diagrama ternario LmLvLs se observa que las muestras de las areniscas de la sección inferior presentan mayores concentraciones de líticos metamórficos y volcánicos, en la sección media de líticos volcánicos y en la sección superior de líticos metamórficos. Sin embargo, todas las muestras de areniscas plotean en el campo de ambiente de mezcla (Fig. 7.2 b). Por su parte, en el triángulo QpLvLs se evidencia que las areniscas presentan aporte predominantemente desde un arco magmático, si bien unas pocas muestras plotean fuera de este campo y otras en orógeno reciclado (Fig. 7.2 c).

Dickinson et al. (1983)

Referencias:

- Sección inferior
- ▲ Sección media
- Sección superior

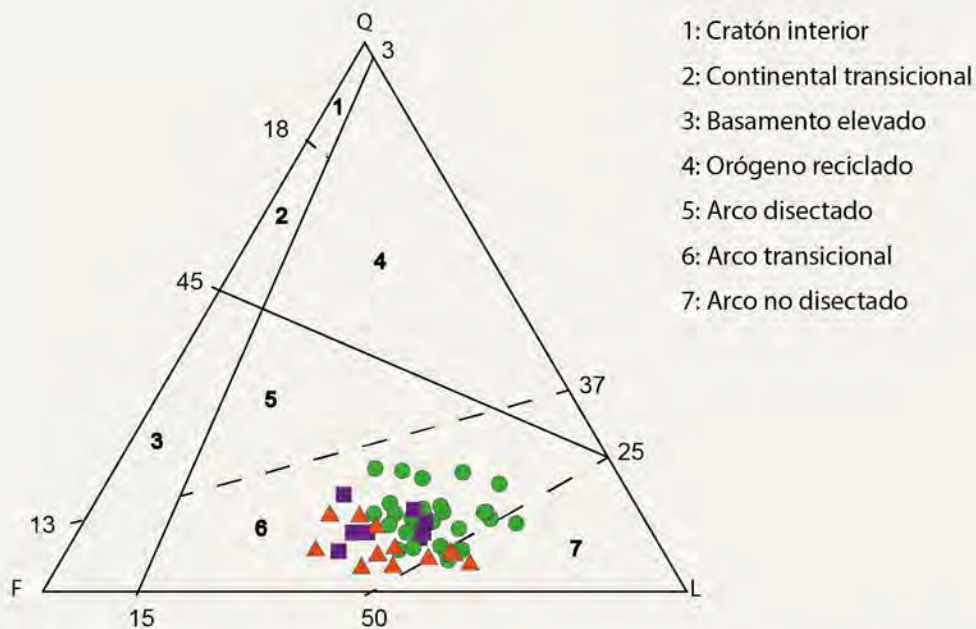
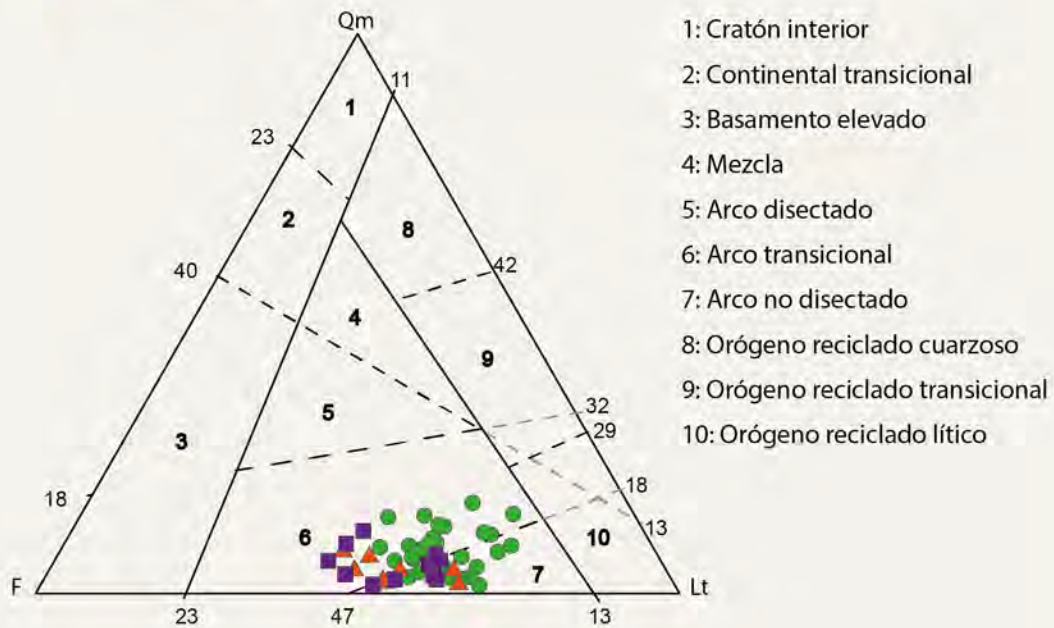
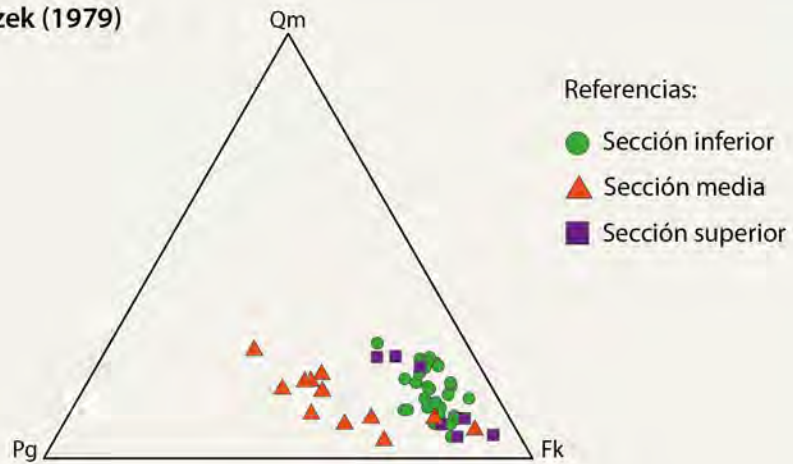
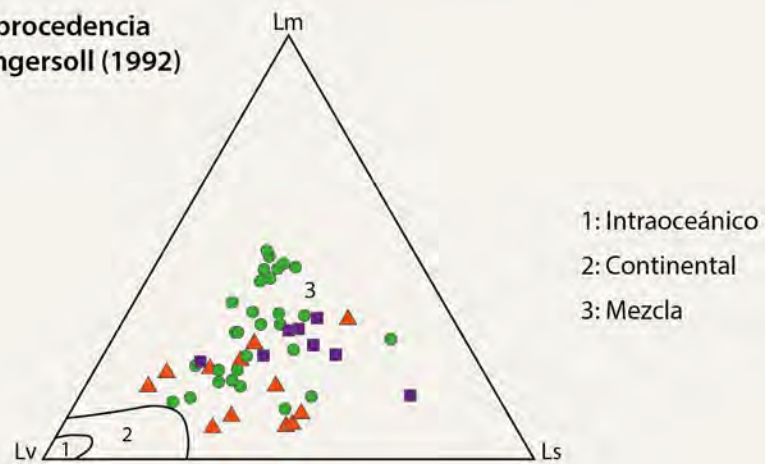


Figura 7.1. Discriminación tectónica de áreas de aporte mediante los diagramas ternarios de Dickinson et al., 1983. Referencias: Qm: cuarzo monocristalino, Q: cuarzo total, F: feldespatos, Lt: líticos totales, L: líticos, CC: Cerro Calafate, VM: Vertedero Municipal, A25M: Arroyo 25 de Mayo.

A Dickinson y Suczek (1979)



B Con campos de procedencia de Marsaglia e Ingersoll (1992)



C Dickinson y Suczek (1979)

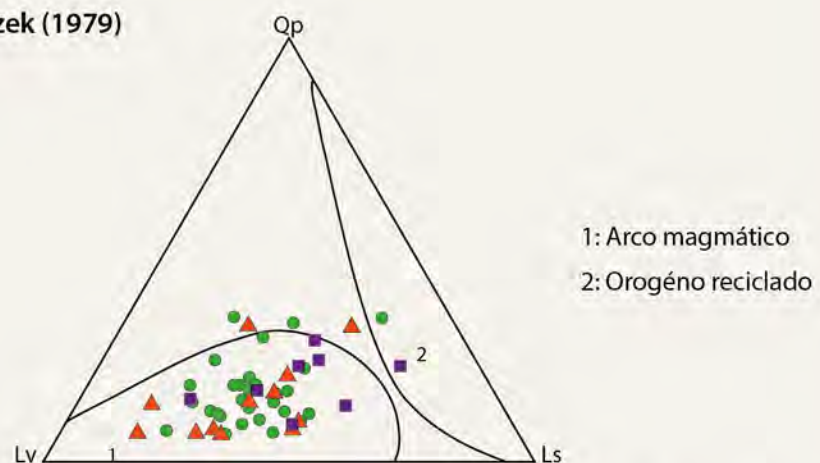


Figura 7.2. Diagramas ternarios complementarios. **a)** De QmPgFk (Marsaglia, 1991). **b)** De LmLvLs con campos de procedencia superpuestos (Marsaglia e Ingersoll, 1992). **c)** De QpLvLs (Dickinson y Suczek, 1979). Referencias: Qm: cuarzo monocristalino, Pg: plagioclasas, Fk: feldespatos potásicos, Lm: líticos metamórficos, Lv: líticos volcánicos, Ls: líticos sedimentarios, Qp: cuarzo policristalino.

7 PROCEDENCIA

7.2 Procedencia geoquímica

Se analizaron treinta (30) muestras, veintiocho (28) corresponden a rocas silicoclásticas y dos (2) a rocas de composición mixta (mezcla de componentes carbonáticos y silicoclásticos), sobre las cuales se aplicaron las metodologías de laboratorio explicadas detalladamente en las secciones 3.2.4.3 y 3.2.4.4. Las muestras seleccionadas corresponden a los perfiles de las localidades Vertedero Municipal (VM02), Cerro Calafate (CC01, CC02P, CC03, CC04) y Arroyo 25 de Mayo (A25M) (Fig. 6.1, ver sección 6), de manera que los resultados son considerados representativos de toda el área de estudio.

Los resultados se describen considerando la división informal de la unidad en las secciones inferior, media y superior establecidas previamente del análisis de componentes visto en el apartado 6.5, para lograr la caracterización completa de cada uno de estos intervalos. A continuación, se exponen los resultados obtenidos para las muestras de composición exclusivamente silicoclástica con el fin de establecer el grado de preservación geoquímica de las mismas, excluyendo a las muestras con altos valores de carbonato dado que no reflejan la alteración meteórica de los componentes clásticos. Por otro lado, se evalúa el potencial geoquímico de los datos obtenidos como indicadores de las áreas de aporte.

7.2.1 Elementos mayoritarios

Las concentraciones de los elementos mayoritarios en las muestras analizadas se pueden observar en la Tabla 7.1, en la cual los valores se encuentran expresados en % de óxidos. Las areniscas de la Formación Calafate presentan concentraciones de SiO_2 y Al_2O_3 que varían entre 53,8-74,1% y 6,4-17,7%, respectivamente. Las secciones inferior y superior presentan mayores concentraciones de SiO_2 (69,3% y 65,5% en promedio) y menores concentraciones de Al_2O_3 (11,5% y 12,6% en promedio), en comparación con la sección media (59,5% de SiO_2 , 15% de Al_2O_3 en promedio). Todas las muestras están enriquecidas en Fe_2O_3 (6,7% en promedio), mientras que solo la sección media está enriquecida en MgO con una concentración de 3,1% en promedio. Las concentraciones de CaO varían entre 0,9% y 4,2%, con los mayores valores reconocidos en las muestras de la sección media (3,6% en promedio). Las concentraciones de K_2O y Na_2O son bajas y caracterizadas por 1,8% y 2,1% en promedio, respectivamente. Por su parte los valores de TiO_2 presentan una correlación positiva con los de Al_2O_3 .

Según los diagramas de variación composicional (Fig. 7.3), los elementos mayoritarios Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , y TiO_2 se correlacionan negativamente con la SiO_2 (Coeficiente de correlación de Pearson (r)= -0,9, -0,72, -0,72, 0,64, y -1, respectivamente), mientras que con el K_2O se correlaciona positivamente (r = 0,46) y no se observa correlación con el Na_2O (r = -0,08). En base a las relaciones de $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ vs SiO_2 , Las muestras de la Formación Calafate siguen un tren calco-alcalino y presentan composiciones mayoritariamente dacíticas y de manera subordinada riolíticas con la excepción de una sola muestra (sección media CC02P-32) en andesita basáltica (Fig. 7.4 a).

	Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SiO	L.O.I	CIA
SI	CC02P-05-01	70,64	11,94	5,84	1,51	1,72	2,07	2,05	0,63	0,07	0,08	-	3,69	57,50
	EB03-01-01	74,14	9,77	5,61	1,40	1,52	1,84	1,95	0,38	0,04	0,09	-	3,07	53,33
	EB03-04-02	71,12	9,90	7,45	1,53	1,96	2,00	1,63	0,73	0,06	0,12	-	3,30	50,07
	CC03-02	73,18	10,09	6,05	1,36	1,97	2,03	1,54	0,52	0,06	0,12	-	3,23	58,58
	CC02P-18	70,71	11,19	6,30	1,47	1,58	1,85	2,18	0,57	0,06	0,09	-	3,65	58,20
	CC02P-25	63,78	14,83	6,95	2,61	2,63	2,86	1,86	0,61	0,09	0,10	-	3,47	57,03
	CC02P-26A	62,37	13,20	10,60	2,16	2,71	2,37	1,47	0,56	0,13	0,18	-	3,76	58,56
	A25M-30	66,19	14,06	5,92	1,81	1,64	2,23	2,01	0,68	0,05	0,09	-	5,36	60,09
	CC01-105	71,32	10,35	5,72	2,12	1,40	1,75	2,10	0,41	0,04	0,51	-	3,79	53,19
	CC02P-32	46,76	17,72	11,43	3,46	3,52	1,21	0,84	1,30	0,11	0,07	-	13,38	65,15
SM	CC01-107A	22,57	3,97	4,23	35,40	1,33	0,52	0,39	0,23	0,78	0,68	0,02	29,52	Alto Ca
	CC01-109-02	63,51	14,53	5,71	3,42	2,95	3,34	1,45	0,64	0,08	0,16	-	4,01	52,63
	CC02P-37	61,63	14,94	6,51	3,63	2,98	2,97	1,53	0,70	0,09	0,13	-	5,29	53,38
	CC03-11	64,27	14,07	5,64	3,35	2,40	2,61	1,51	0,66	0,08	0,16	-	5,13	54,69
	A25M-35	61,06	14,43	7,93	3,55	2,92	2,47	1,36	1,00	0,13	0,12	-	4,95	54,47
	EB03-13A	59,64	13,87	7,18	4,17	3,98	2,39	1,22	0,91	0,11	0,18	-	5,89	52,43
	CC02P-41P	62,92	15,51	5,87	1,45	2,00	1,72	2,51	0,86	0,05	0,07	-	7,39	64,38
	CC02P-42	65,13	14,18	6,60	2,52	1,88	2,42	2,00	0,67	0,07	0,10	-	4,59	56,91
	CC02P-48	67,18	11,70	7,99	2,15	2,17	1,91	1,58	1,02	0,10	0,19	-	3,77	56,41
	A25M-09-02	61,57	16,38	7,95	0,99	1,44	0,92	2,21	0,82	0,05	0,05	-	7,48	73,73
SS	A25M-10	53,89	6,39	2,00	17,99	0,61	0,58	1,43	0,25	0,61	0,03	-	16,25	Alto Ca
	CC04-08	71,95	10,48	5,74	1,72	2,25	1,77	1,60	0,65	0,09	0,08	-	3,43	56,50
	EB03-19	63,26	15,16	6,17	1,84	1,87	2,51	2,40	0,77	0,04	0,13	-	5,59	60,24
	CC01-116	76,16	10,21	3,59	1,43	1,02	1,64	2,03	0,50	0,04	0,09	-	3,16	57,47
	CC02P-52	67,66	13,13	5,21	1,97	1,46	1,54	2,57	0,59	0,06	0,06	-	5,54	59,91
	CC01-117	20,88	3,56	3,63	38,06	0,72	0,37	0,63	0,31	0,13	0,09	0,02	31,42	Alto Ca
MA	CC02P-54	68,17	10,49	8,65	2,39	1,99	1,40	2,08	0,69	0,05	0,07	-	3,81	53,19
	CC04-09	44,58	7,52	8,57	16,75	1,64	0,52	2,45	0,46	0,31	0,08	-	16,64	Alto Ca
	A25M-11	63,52	10,05	12,16	1,40	2,26	0,55	2,43	1,09	0,10	0,20	-	6,44	62,26
	EB03-24	69,37	10,37	7,59	2,11	1,72	1,75	1,95	0,49	0,06	0,08	-	4,30	52,91
	UCC'	66,00	15,20	5,03	4,20	2,20	3,90	3,40	0,68	0,08	-	-	-	-

Tabla 7.1. % de óxidos de los elementos mayoritarios de las areniscas de la Formación Calafate. Referencias: SI: sección inferior; SM: sección media; SS: sección superior; MA: Man Alke Formation; L.O.I: loss on ignition; CIA: chemical index alteration; UCC': Upper Continental Crust de McLennan, 2001.

7 PROCEDENCIA

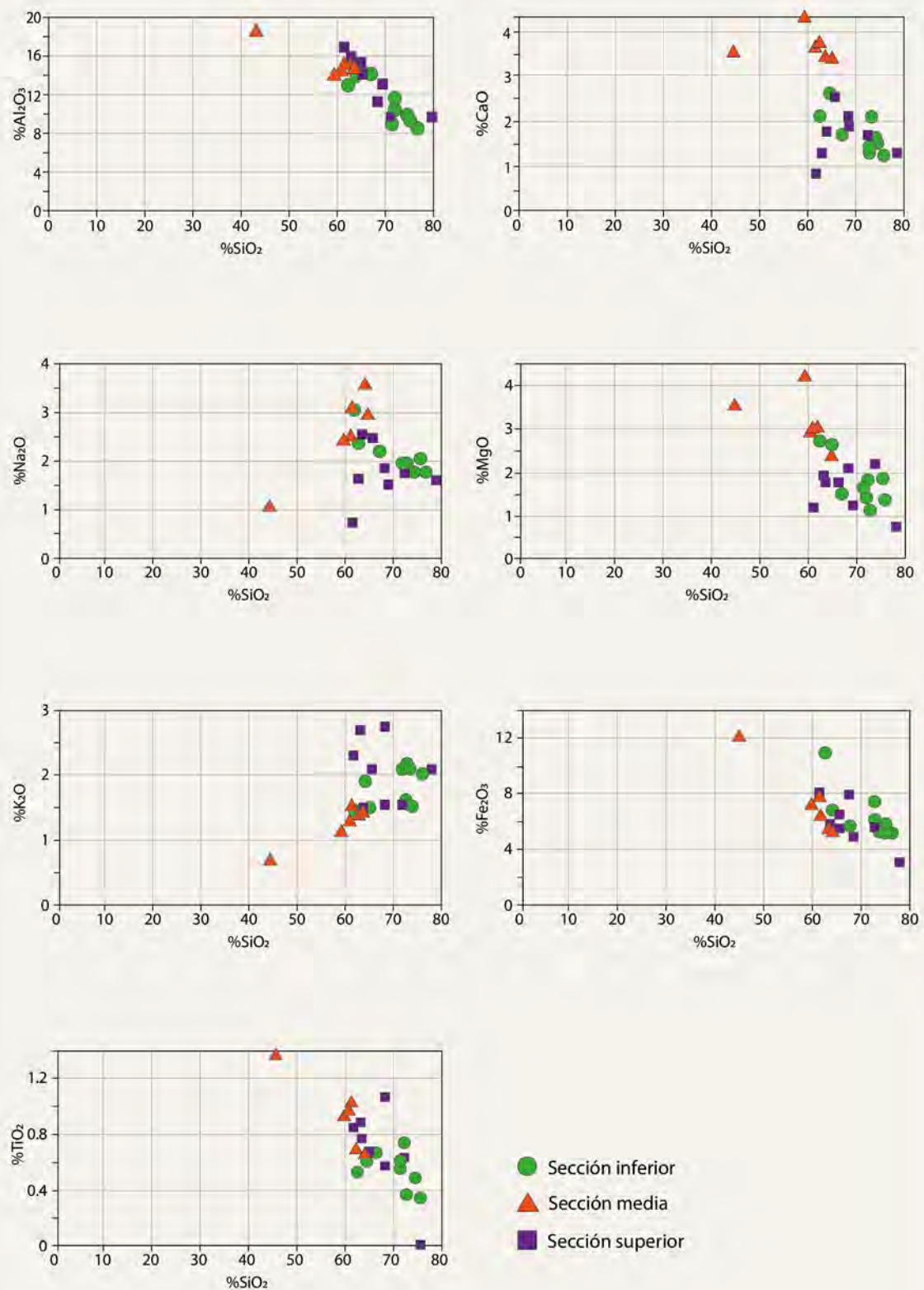


Figura 7.3. Diagramas de variación composicional de acuerdo a las concentraciones de los elementos mayoritarios de la Formación Calafate.

7 PROCEDENCIA

7.2.1.1 Alteración meteórica

La química de elementos mayoritarios ha sido ampliamente utilizada para determinar la procedencia de areniscas y limolitas dado que utiliza comparaciones entre relaciones de diferentes proxis geoquímicos (Schwab, 1975; Bhatia, 1983; Bhatia y Crook, 1986; Roser y Korsch, 1986; Cullers, 1988; Kroonenberg, 1994; Zimmermann y Bahlburg, 2003; Armstrong-Altrin et al., 2004; Hoffman et al., 2016). Sin embargo, debe tenerse en cuenta que los procesos de meteorización, selección y diagénesis afectan las rocas de las áreas fuentes modificando la abundancia de los elementos mayoritarios y cambiando la composición de las rocas silicoclásticas (Boles y Franks, 1979; Nesbitt et al., 1996; McLennan, 2001; Nesbitt, 2003).

Para estimar la intensidad de meteorización del área fuente, las muestras de la Formación Calafate fueron contrastadas con la composición media de los valores de la corteza continental superior o UCC por sus siglas en inglés (*Upper Continental Crust*) (según McLennan, 2001) mediante el índice de Alteración Química o CIA por sus siglas en inglés (*Chemical Index of Alteration*) (Nesbitt y Young, 1982). En base a la alteración sistemática y progresiva de los minerales, Fedo et al. (1995) propusieron la siguiente escala de intensidad o grado de alteración o meteorización química de la roca: sin alteración (CIA= $\leq 50\%$), con alteración incipiente (CIA= 50–60%), moderadamente alterada (CIA= 60–80%) e intensamente alterada (CIA= $>80\%$). Los valores de CIA de las areniscas de la Formación Calafate varían mayoritariamente entre 50,07-65,13% con excepción de una sola muestra de valor 73,73%, lo que indica un grado de meteorización química bajo a moderado ya sea en las áreas de procedencia o durante el transporte y acumulación de los sedimentos (Tabla 7.1).

Para examinar y reconocer tendencias de meteorización, las muestras fueron ploteadas en el diagrama A-CN-K (Nesbitt y Young, 1984) (Fig. 7.4 b). Este diagrama considera que el empobrecimiento de Ca y Na y el enriquecimiento de Al y K reflejan la transformación de algunos de los minerales más comunes en la corteza continental superior durante la meteorización (Nesbitt y Young, 1984, 1989; Fedo et al., 1995). Durante las primeras etapas de meteorización, la tendencia ideal es paralela al eje A-CN del diagrama A-CN-K (Nesbitt y Young, 1984; Fedo et al., 1995; Spalleti et al., 2008; Lin et al., 2019). En el diagrama de A-CN-K, se observa que todas las muestras de la Formación Calafate se encuentran desplazadas del límite de la plagioclasa y el feldespato potásico lo que representa meteorización inicial-moderada en relación con las áreas fuentes. Sin embargo, las muestras de la sección media plotean mucho más cerca de los ejes de A-CN indicando un grado de alteración ligeramente menor en comparación con las muestras de la sección inferior y superior (Fig. 7.4 b).

Adicionalmente, el diagrama ternario A-CN-K también es utilizado para reconstruir la composición original de las rocas del área fuente basándose en la tendencia lineal de empobrecimiento del Ca y Na los cuales son sub-paralelos al eje A-CN (Fedo et al., 1995; Hofmann et al., 2016). En este sentido, las muestras de la sección inferior y superior se ubican en la misma línea de tendencia de meteorización originada a partir de una roca fuente de granodiorita y granito, mientras que las muestras de la sección media se encuentran próximas a la línea de tendencia de meteorización originada a partir de una tonalita (Fig. 7.4 b).

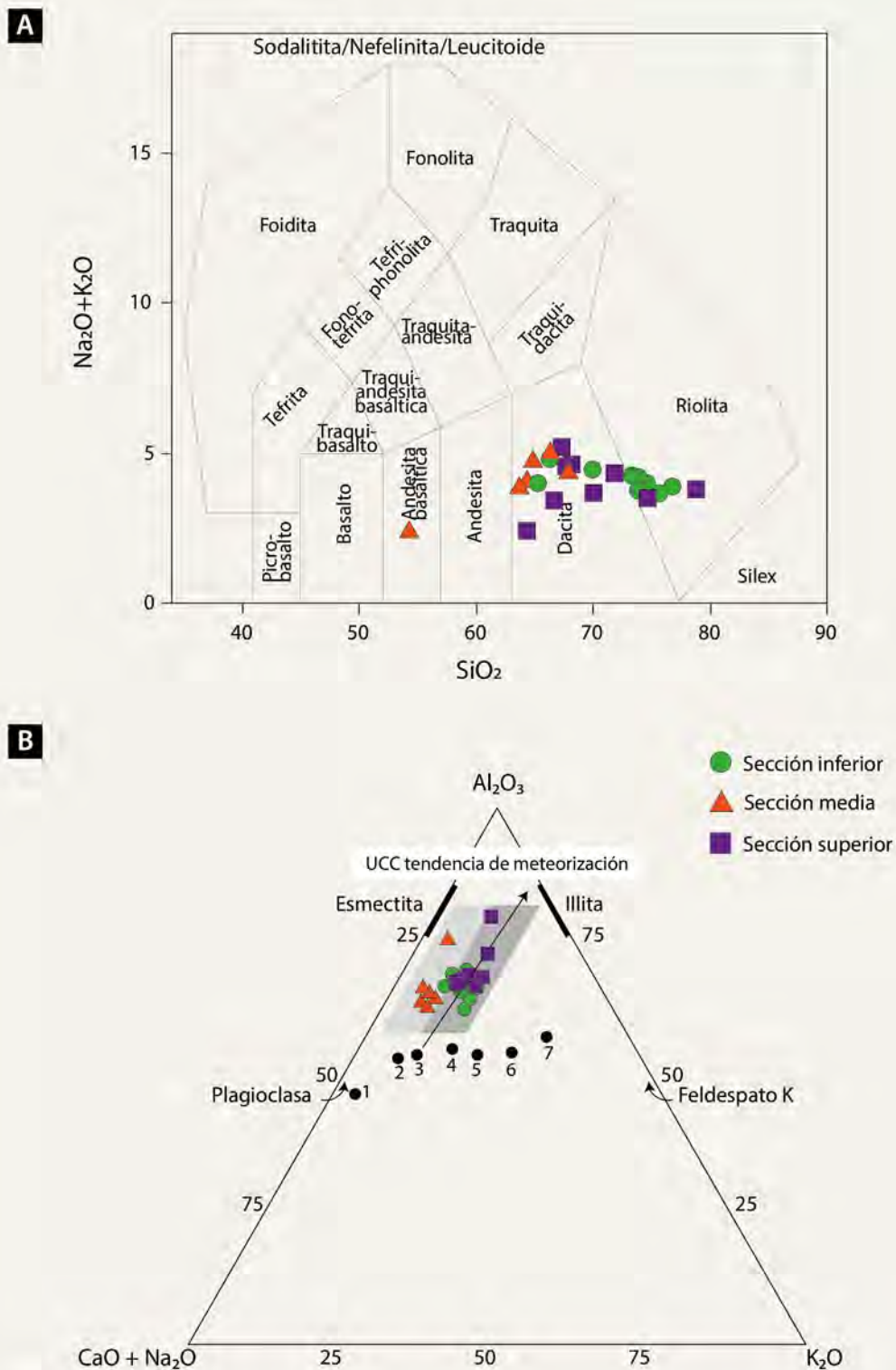


Figura 7.4. a) Diagrama TAS (Total Alkali Silica; tomado de Middlemost, 1994) donde las rocas volcánicas se clasifican en función al contenido de SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. **b)** Diagrama ternario de Al_2O_3 –($\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}$)– K_2O que incluye las típicas rocas fuentes magmáticas (1. gabro; 2. tonalita; 3. granodiorita; 4. granito; 5. granito tipo-A; 6. charnokita; 7. granito potásico; Fedo et al., 1995). Las muestras de la Formación Calafate están desviadas de la línea de feldespato lo que indica lo que indica fuentes iniciales moderadamente meteorizadas. Además, las muestras se ajustan a la tendencia de meteorización predecida (área gris) de litologías de fuentes de tipo UCC (Nesbitt y Young, 1984).

7 PROCEDENCIA

7.2.2 Elementos de las Tierras Raras

Las concentraciones de elementos de tierras raras o REE por sus siglas en inglés (*rare earth element*) se normalizaron a valores estándares tomados de meteoritos o condritos (*chondrites* en inglés) (Sun y McDonough, 1989) dado que representan muestras relativamente no fraccionadas del sistema solar (Taylor y McLennan, 1985). Esta normalización permite eliminar las variaciones de abundancia entre los números atómicos pares e impares y realizar comparaciones entre grupos de REE. En el caso de la Formación Calafate, las concentraciones de REE en las muestras analizadas se compararon con los patrones de REE de la corteza continental superior (CCU; Rudnick y Gao, 2003) y con dos geoestándares de rocas volcánicas (RGM-1 = ácido ~ riolita; y AGV-1 = intermedia a básica ~ andesita). Las concentraciones de REE obtenidas pueden observarse en la Tabla 7.2, en la cual los valores son expresados en ppm.

Según los patrones de condritos normalizados y comparando con los valores de UCC, muy pocas muestras de la sección inferior y superior se encuentran ligeramente enriquecidas en REE (Fig. 7.5 a, c), mientras que las muestras de la sección media están mayoritariamente empobrecidas (Fig. 7.5 b). Por otra parte, las muestras obtenidas de la Formación Man Aike presentan un patrón similar al de las secciones inferior y superior (Fig. 7.6 a). Teniendo en cuenta los patrones de los dos geoestándares de RGM-1 (roca volcánica ácida ~ riolita) y AGV-1 (roca volcánica intermedia a básica ~ andesita) (Fig. 7.6 b) se observa que las muestras de la sección inferior y superior muestran una anomalía negativa de Eu semejante a la del patrón RGM-1 (Fig. 7.5 a, c), mientras que las muestras de la sección media tienen patrones asimilables a la del patrón AGV-1 dada la ausencia de esta anomalía (Fig. 7.5 b). Considerando la composición modal de las areniscas de la sección media (ver sección 6.1.4 y 6.3.1), el relativo enriquecimiento en Eu se asocia al incremento en el contenido de plagioclasas durante la captación de sedimentos en relación con un cambio composicional de las vulcanitas del o de las áreas fuente (McLennan, 1989).

7.2.3 Elementos traza

Las concentraciones de los elementos traza (en ppm) y las relaciones entre estos elementos (Th/Sc, Zr/Sc, Co/Th, La/Sc, Zr/10) de las muestras analizadas se encuentran en la Tabla 7.3, y se amplían en la sección 7.3. Elementos traza tales como Cs (cesio), Rb (rubidio) y Ba (bario), también denominados LILE por sus siglas en inglés (*large ion lithophile element*) se presentan en muy baja concentraciones y se encuentran empobrecidos en comparación con los valores de UCC, excepto por el Sr (estroncio) que presenta valores similares a los de UCC pero solo en las muestras de la sección media (Tabla 7.3). Los elementos HFSE (*high field strength element*) tales como Nb, Zr, Hf e Y se encuentran empobrecidos en comparación con los valores de UCC (Tabla 7.3). En cambio, el Ta (tantalio) varía desde 2,08 ppm en promedio en la sección inferior y media, y hasta 1,68 ppm en la sección superior por lo que se encuentra enriquecido respecto al contenido del UCC.

	Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE
SI	CC02P-05-01	13,18	19,60	3,08	12,18	2,46	0,66	2,40	0,34	1,86	0,36	1,05	0,15	1,01	0,15	71
	EB03-01-01	13,92	23,15	3,38	13,00	2,36	0,64	2,30	0,32	1,64	0,31	0,90	0,13	0,85	0,13	75
	EB03-04-02	15,32	21,97	3,43	13,56	2,54	0,67	2,55	0,36	1,90	0,36	1,01	0,14	0,96	0,14	79
	CC03-02	13,00	20,51	2,83	11,09	2,12	0,56	2,10	0,29	1,55	0,29	0,82	0,11	0,74	0,11	66
	CC02P-15	18,55	40,30	4,18	15,66	3,55	0,90	3,78	0,46	2,43	0,45	1,37	0,18	1,32	0,19	113
	CC02P-18	17,62	35,55	3,62	13,76	3,23	0,86	3,51	0,43	2,22	0,42	1,26	0,16	1,19	0,16	102
	CC02P-25	12,17	31,02	3,40	13,40	3,21	0,98	3,52	0,46	2,47	0,48	1,44	0,19	1,41	0,20	98
	A25M-30	7,82	17,74	2,05	7,95	1,56	0,42	1,53	0,21	1,16	0,23	0,69	0,10	0,69	0,10	53
	CC01-105	20,97	31,68	3,68	13,27	2,95	0,73	3,07	0,42	2,29	0,41	1,16	0,15	0,97	0,14	96
																0000
SM	CC02P-32	8,47	13,72	2,66	11,81	2,84	0,99	2,82	0,39	2,21	0,42	1,30	0,18	1,47	0,21	76
	CC01-107A	23,59	16,04	1,86	7,31	1,43	0,31	1,67	0,24	1,44	0,30	0,94	0,14	0,96	0,15	68
	CC01-109-02	8,16	9,31	1,37	5,85	1,28	0,45	1,29	0,19	1,11	0,22	0,65	0,09	0,61	0,09	41
	CC02P-37	8,79	21,20	2,54	10,45	2,67	0,85	2,96	0,43	2,56	0,52	1,65	0,23	1,70	0,24	85
	CC03-11	18,09	25,50	3,40	13,99	2,82	0,86	3,16	0,47	2,82	0,59	1,75	0,26	1,76	0,27	101
	A25M-35	12,69	27,08	3,27	13,08	2,67	0,79	2,83	0,40	2,31	0,46	1,37	0,20	1,40	0,21	95
	EB03-13A	13,41	27,85	3,49	14,14	2,83	0,77	3,02	0,44	2,62	0,55	1,66	0,25	1,74	0,27	103
	CC02P-41P	14,09	32,43	3,80	14,59	3,29	0,85	3,55	0,46	2,62	0,53	1,70	0,24	1,78	0,26	112
	CC02P-42	8,41	20,73	2,19	8,05	1,97	0,66	2,09	0,28	1,65	0,33	1,05	0,15	1,14	0,16	71
SS	CC02P-48	10,93	27,86	3,42	13,74	3,36	0,93	3,61	0,49	2,73	0,53	1,65	0,22	1,62	0,23	96
	A25M-09-02	16,66	37,81	3,97	13,67	3,35	0,82	3,96	0,58	3,38	0,70	2,08	0,30	2,04	0,32	114
	A25M-10	11,69	18,96	2,20	8,25	1,71	0,53	1,84	0,25	1,41	0,28	0,82	0,12	0,80	0,12	61
	CC04-08	30,99	38,63	3,83	12,33	3,02	0,75	3,35	0,48	2,64	0,51	1,46	0,20	1,35	0,21	123
	EB03-19	8,42	10,40	2,05	8,11	1,66	0,49	1,64	0,24	1,40	0,29	0,85	0,12	0,85	0,13	47
	CC01-116	16,81	29,44	3,64	14,10	2,77	0,73	2,90	0,40	2,26	0,45	1,31	0,19	1,30	0,20	95
	CC02P-52	8,08	27,48	2,09	7,45	2,00	0,59	2,29	0,30	1,80	0,36	1,16	0,16	1,23	0,17	72
	CC01-117	13,75	21,88	2,85	11,35	2,17	0,53	2,25	0,30	1,57	0,29	0,81	0,11	0,72	0,10	70
	CC02P-54	14,50	38,81	4,38	17,31	4,03	1,01	4,25	0,50	2,47	0,43	1,23	0,15	1,09	0,14	111
MA	CC04-09	24,28	67,17	6,85	23,81	5,35	1,60	5,4	0,70	3,41	0,59	1,54	0,19	1,21	0,17	164
	A25M-11	17,90	45,82	4,71	15,59	3,33	0,79	3,32	0,43	2,14	0,38	1,05	0,14	1,00	0,15	114
	EB03-24	18,92	52,46	5,30	17,27	3,82	0,97	3,63	0,46	2,20	0,38	1,05	0,14	0,94	0,14	127
	UCC ²	31	63	7,10	27	4,70	1,00	4,00	0,70	3,90	0,83	2,30	0,30	2,00	0,31	148,1

Tabla 7.2. Abundancias de elementos de tierras raras (REE, ppm) en las areniscas de la Formación Calafate en la localidad tipo. Referencias: SI: sección inferior; SM: sección media; SS: sección superior; MA: Man Alke Formation; UCC²: Upper Continental Crust (Rudnick y Gao, 2003).

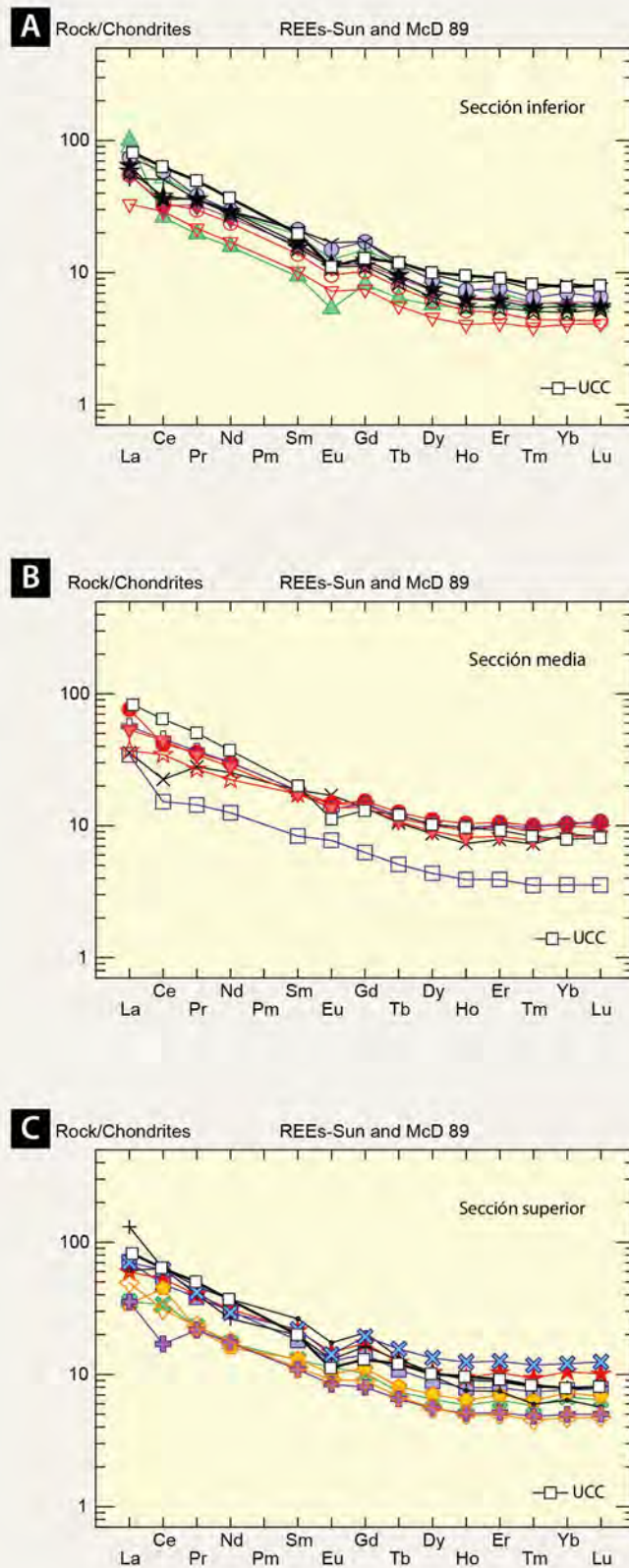


Figura 7.5. Patrones de condritos normalizados de las secciones de la Formación Calafate, que se comparan con la composición media de los valores de UCC (Upper Continental Crust). **a)** Sección inferior semejante a la del patrón RGM-1. **b)** Sección media cuyos patrones son similares a la del patrón AGV-1. **c)** Sección superior semejante a la del patrón RGM-1.

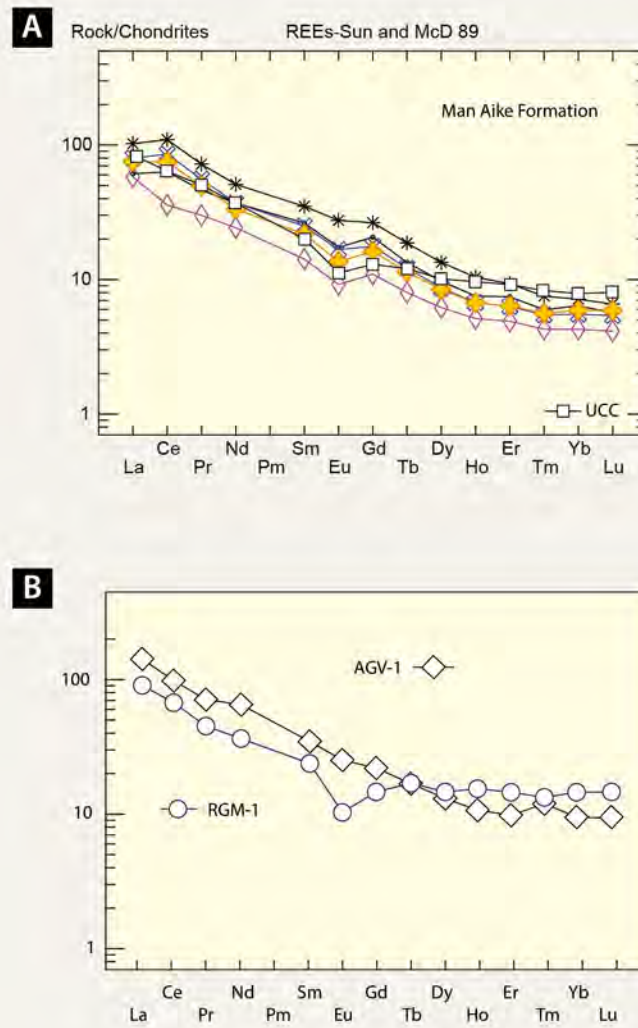


Figura 7.6. a) Patrones de condritos normalizados de la Formación Man Aike similares al de las secciones inferior y superior de la Formación Calafate . **b)** Geoestándares de rocas volcánicas (RGM-1 = ácido -> riolita; y AGV-1 = intermedia a básica -> andesita).

Muestra	Cs	Nb	Ta	Y	Zr	Hf	Sc	Th	U	Ti	Sr	Ba	Co	Mo	Rb	Th/Sc	Zr/Sc	Co/Th	La/Sc	Zr/10
CC02P-05-01	1,47	5,67	3,52	7,10	45,22	1,37	5,80	2,98	1,00	3772,45	113,70	420,12	15,70	-0,20	33,60	0,51	7,79	5,26	2,27	4,52
EB03-01-01	2,12	4,37	1,71	6,61	40,56	1,28	5,38	3,14	0,87	2632,75	86,23	339,14	10,76	-0,374	44,77	0,58	7,54	3,43	2,59	4,06
EB03-04-02	1,18	5,69	5,08	7,40	40,47	1,12	6,79	2,62	0,79	5113,43	86,56	305,85	23,57	-0,61	27,24	0,39	6,00	9,00	2,25	4,05
CC03-02	0,68	5,39	3,51	5,81	41,72	1,22	4,35	2,23	0,89	3368,11	122,33	480,54	13,97	-0,76	20,81	0,51	9,60	6,27	2,99	4,17
CC02P-15	2,16	5,55	1,71	9,99	70,79	2,22	9,22	5,43	1,11	4159,88	162,34	300,84	14,46	2,69	33,00	0,59	7,68	2,66	2,01	7,08
CC02P-18	1,72	3,52	0,64	9,59	70,44	1,88	8,15	4,30	0,94	4068,73	121,59	305,91	23,04	1,17	34,00	0,53	8,64	5,36	2,16	7,04
CC02P-25	0,98	4,04	0,94	10,73	77,53	2,16	13,20	4,21	0,91	4430,17	215,14	267,51	13,46	0,73	33,00	0,32	5,87	3,19	0,93	7,75
A25M-30	1,28	4,82	2,55	4,88	56,46	1,61	6,28	2,63	0,77	3961,96	245,97	316,78	11,33	-0,50	28,95	0,42	9,00	4,30	1,24	5,65
CC01-105	1,24	3,78	0,82	7,67	37,40	1,21	3,46	2,21	0,86	9236,36	40,43	272,69	11,55	-0,98	21,72	0,64	10,82	5,22	6,07	3,74
CC02P-32	1,88	8,51	0,99	8,06	212,39	5,08	18,75	5,57	1,20	9677,45	175,92	99,82	9,57	1,06	34,00	0,30	11,33	1,72	0,45	21,24
CC01-107A	0,75	1,22	0,33	7,39	30,29	0,78	4,39	1,31	1,89	1235,48	118,03	78,81	12,87	-0,26	6,97	0,30	6,90	9,80	5,38	3,03
CC01-109-02	0,27	3,73	0,34	4,27	51,21	1,42	5,72	1,28	0,56	3471,60	196,41	269,40	11,88	-0,28	6,65	0,22	9,00	9,26	1,43	5,12
CC02P-37	0,53	4,26	0,57	11,42	112,75	2,86	17,09	4,26	0,91	5850,59	327,10	274,13	12,46	0,59	33,00	0,25	6,60	2,93	0,51	11,27
CC03-11	0,86	4,76	3,54	12,81	74,07	2,10	12,28	3,37	1,03	4430,55	461,58	389,79	13,38	-0,61	29,44	0,27	6,03	3,97	1,47	7,41
A25M-35	1,22	5,16	2,73	10,72	62,28	1,85	15,50	3,95	0,94	5616,23	379,72	316,55	17,49	-0,46	28,80	0,26	4,01	4,42	0,82	6,23
EB03-13A	0,61	5,33	3,92	12,02	80,26	2,23	18,35	3,83	0,86	5974,32	357,21	310,33	21,70	-0,10	19,34	0,21	4,37	5,67	0,73	8,03
CC02P-41P	0,41	5,64	0,60	12,91	113,37	3,03	18,54	6,76	1,35	6931,55	162,01	265,57	8,72	0,77	34,00	0,37	6,12	1,29	0,76	11,34
CC02P-42	0,94	4,03	0,63	7,18	74,05	2,20	14,93	4,61	1,01	5304,01	345,95	316,84	13,99	0,58	33,00	0,31	5,00	3,04	0,56	7,41
CC02P-48	1,43	4,49	0,62	11,42	91,94	2,41	13,27	4,50	0,93	5813,45	215,62	299,10	14,06	0,56	34,00	0,40	7,00	3,13	0,82	9,19
A25M-09-02	3,39	8,02	2,89	17,03	87,33	2,47	6,90	4,01	1,12	5350,57	16,23	255,79	21,64	-0,72	58,97	0,58	12,66	5,40	2,41	8,73
A25M-10	1,09	4,25	3,27	8,08	39,15	1,03	3,91	2,71	1,67	1571,07	49,84	208,89	9,09	-0,75	27,81	0,69	10,01	3,36	2,99	3,92
CC04-08	0,77	4,72	4,17	11,07	44,82	1,49	11,99	3,77	0,65	4328,66	123,02	337,81	18,62	-0,54	26,47	0,31	3,74	4,94	2,58	4,48
EB03-19	1,74	4,18	1,46	5,90	46,03	1,28	4,62	2,26	1,23	4226,10	94,48	288,67	9,79	-0,25	30,50	0,50	9,96	4,33	1,82	4,60
CC01-116	1,35	3,80	0,81	10,27	38,40	1,06	8,47	3,84	0,92	3192,75	187,80	394,03	19,45	-0,69	42,54	0,45	4,53	5,07	1,98	3,84
CC02P-52	1,06	4,62	0,64	7,76	83,58	2,28	9,22	3,56	1,20	4600,15	297,84	340,93	16,00	0,35	33,00	0,39	9,10	4,49	0,88	8,36
CC01-117	0,48	3,14	0,27	6,51	18,07	0,56	4,33	1,48	0,86	1761,05	144,94	81,60	8,98	-0,80	13,98	0,34	4,17	6,06	3,17	1,81
CC02P-54	0,76	3,14	0,27	7,93	47,95	1,77	12,35	4,01	0,53	5321,33	182,09	143,64	12,32	0,21	34,00	0,32	3,88	3,08	1,17	4,80
CC04-09	1,69	2,59	2,26	12,38	39,97	1,21	8,94	1,33	0,30	2671,30	143,76	109,54	11,69	-0,52	41,57	0,15	4,47	8,81	2,71	4,00
A25M-11	1,57	6,22	4,28	7,88	51,72	1,59	9,83	3,21	1,01	6727,32	28,07	152,51	24,04	-0,75	49,91	0,33	5,26	7,49	1,82	5,17
EB03-24	1,59	3,52	2,72	7,71	49,32	1,52	11,65	2,46	0,84	3437,85	263,77	291,97	12,13	-0,84	47,06	0,21	4,23	4,93	1,62	4,93
UCC ²	4,90	12,00	0,90	21,00	193,00	5,30	14,00	10,50	2,70	-	320,00	624,00	17,30	-	84,00	0,75	13,79	-	2,21	-

Tabla 7.3. Concentraciones de elementos traza (ppm) y radios de elementos traza seleccionados en las areniscas de la Formación Calafate en la localidad tipo. Referencias: SI: sección inferior; SM: sección media; SS: sección superior; MA: Man Alke Formation; UCC²: Upper Continental Crust (Rudnick y Gao, 2003).

7.3. Indicadores geoquímicos de procedencia

La integración de varios indicadores geoquímicos de procedencia disminuye la incertidumbre y provee de una buena representación del área fuente. En este sentido, los elementos HFSE y de REE son muy útiles para los análisis de procedencia dado que son insolubles y generalmente inmóviles en condiciones de superficie preservando así las características de las rocas del área fuente en el registro sedimentario (e.g., Taylor y McLennan, 1985; Bhatia y Crook, 1986; McLennan et al., 1990, 1993, 2003), y a su vez sirven como indicadores de procedencia más confiables (Taylor y McLennan, 1985; Bhatia y Crook, 1986; McLennan et al., 1993; McLennan, 2001). Asimismo, relaciones de elementos tales como La/Sc, Co/Th, Th/Sc y Zr/Sc proporcionan información muy valiosa para distinguir entre una procedencia de tendencia máfica de otra de naturaleza félsica (Cullers et al., 1988; Cullers, 1994, 2000; Cullers y Podkovyrov, 2000; Zimmermann y Bahlburg, 2003; Asiedu et al., 2004; Armstrong-Altrin, 2009).

De acuerdo con el diagrama de Th/Sc vs Zr/Sc, las muestras estudiadas de la Formación Calafate se agrupan entre el campo andesítico y granítico a lo largo de la tendencia de diferenciación magmática (Fig. 7.7 a). Todas las muestras presentan relaciones de Zr/Sc de ~ 3 , lo cual indica que las muestras están empobrecidas en Zr en comparación con los valores típicos de UCC (Zr/Sc ~ 14). Sin embargo, las muestras de la sección media presentan relaciones Zr/Sc más bajas que las de las muestras de la sección inferior y superior y plotean ligeramente más cerca del campo andesítico y de afinidad parcial del manto, lo que implica una influencia de material menos fraccionado que el de UCC. Por su parte, en el diagrama de Co/Th vs La/Sc todas las muestras se agrupan entre el campo ígneo andesítico y félsico (Fig. 7.7 b), donde se aprecia que las muestras de la sección media exhiben la misma tendencia que en el diagrama Th/Sc vs Zr/Sc, es decir que se ubican muy cerca del campo andesítico.

La geoquímica de elementos mayoritarios se ha empleado en gran medida para discriminar posibles ambientes tectónicos indicados como áreas de procedencia (Maynard et al., 1982; Bhatia, 1983; Roser y Korsch, 1985, 1986, 1988; Bhatia y Crook, 1986; Merodio y Spalletti, 1990; Spalletti et al., 1991, 1992), pero los procesos posteriores a la depositación tienden a producir variaciones significativas con respecto a las composiciones originales por lo que el uso geoquímico de varios elementos mayoritarios debe emplearse con precaución. Un ejemplo de esto es el enriquecimiento de Fe y Mg en la Formación Calafate ocasionado por los procesos diagenéticos (ver sección 8), por lo que estos elementos mayoritarios no resultan del todo confiables para diferenciar afinidades de las sedimentitas con suites magmáticas de acuerdo con Miyashiro (1974).

7.3.1 Impronta geoquímica de las áreas tectónicas de procedencia

En el diagrama de SiO₂ vs K₂O/Na₂O las tres secciones que comprenden a la Formación Calafate plotean de manera diferente, la mayoría de las muestras de la sección inferior y todas las muestras de la sección superior se ubican en el campo de margen continental activo (ACM), mientras que todas las muestras de la sección media se sitúan en el campo de arco de isla oceánico (OA) (Fig. 7.7 c). Al contrario, en los diagramas de TiO₂ vs Fe₂O₃+MgO y Al₂O₃/SiO₂ vs Fe₂O₃+MgO las muestras

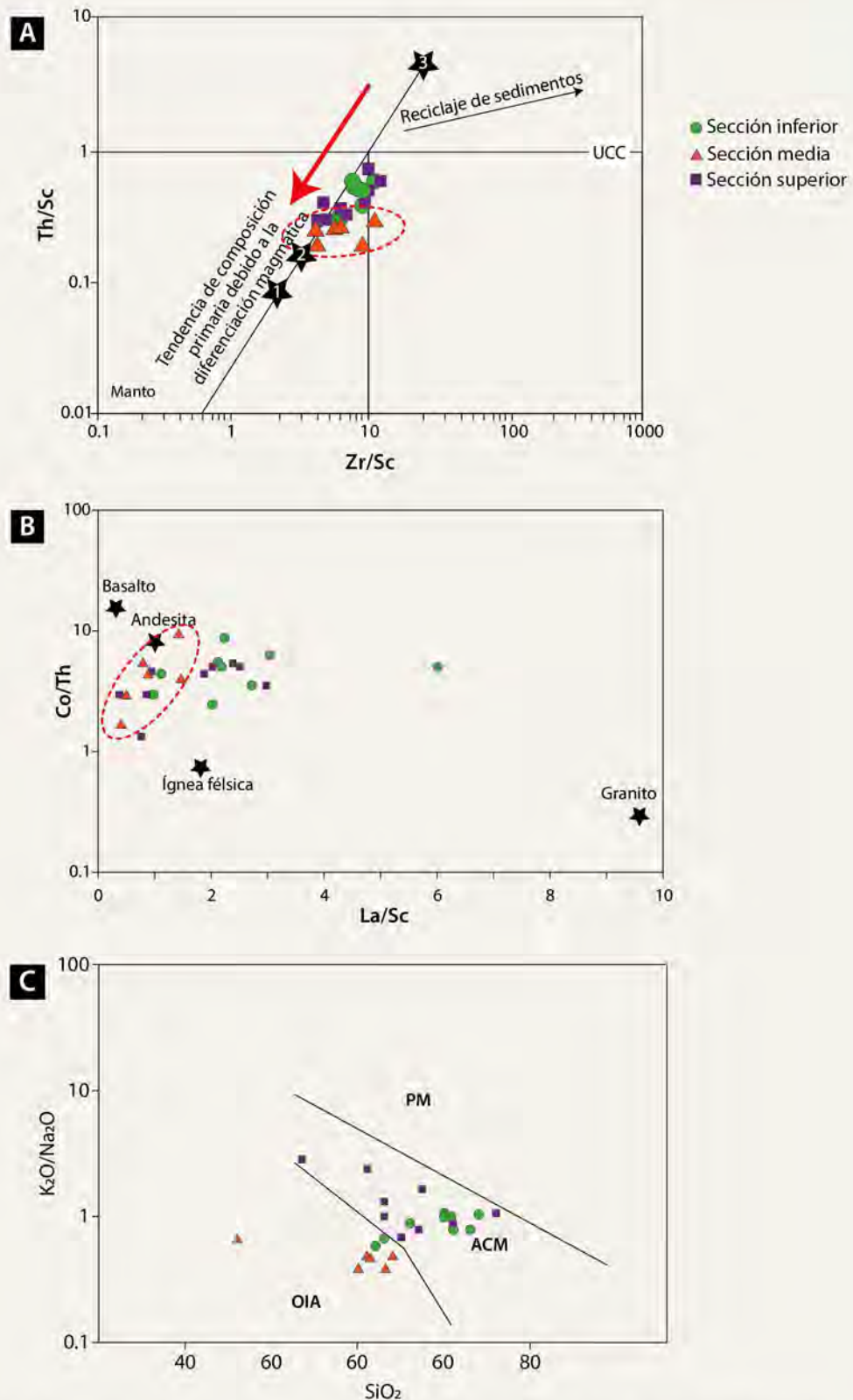


Figura 7.7. a, b) Indicadores geoquímicos de procedencia. Diagrama Th/Sc vs Zr/Sc (adaptado de McLennan et al., 1990), en donde las muestras indican reciclaje sedimentario ya que no presentan un enriquecimiento en Zr (a). Diagrama de Co/Th vs La/Sc que permite diferenciar entre área fuente máfica y félsica (b). c) Diagrama de discriminación de configuraciones tectónicas basados en los elementos mayoritarios K_2O/Na_2O vs SiO_2 (Roser y Korsch, 1986). Referencias: UCC: Upper Continental Crust.

7 PROCEDENCIA

exhiben un considerable rango composicional y una distribución consistente cercano a los campos de margen continental activo (ACM), arco de isla continental (CA) y arco de isla oceánico (OA) (Fig. 7.8 a, b). Por último, en el diagrama de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ las muestras de las tres secciones plotean en campos marcadamente diferentes. Las muestras de la sección inferior y superior se ubican en los campos de margen continental activo (ACM) y margen pasivo (PM), mientras que las muestras de la sección media se ubican en su mayoría en el campo de arco félsico-plutónico (A2) y solamente una muestra se sitúa en el campo de arco basáltico y andesítico (A1) (Fig. 7.8 c).

Para reforzar las interpretaciones obtenidas basadas en la geoquímica de elementos mayoritarios con respecto a la configuración tectónica durante la depositación de las areniscas de la Formación Calafate, se emplearon diagramas ternarios con elementos tales como Th-Sc-Zr / 10 y La-Th-Sc. Los elementos traza tales como Th, Sc, La, y Zr son más útiles para discriminar los ambientes tectónicos que los elementos mayoritarios. En este sentido, las muestras de la Formación Calafate plotean de manera dispersa en el diagrama de Th-Sc-Zr/10, pero puede distinguirse que las muestras de la sección inferior y superior se ubican dentro del campo de arco de isla continental (CA), mientras que todas las muestras de la sección media se sitúan enteramente en el campo de arco de isla oceánica (OA) (Fig. 7.9 a), mostrando un comportamiento claramente diferente para este último. En el diagrama de La-Th-Sc se observa que las muestras presentan un comportamiento similar al observado en el diagrama de Th-Sc-Zr/10, excepto por unas pocas muestras de la sección inferior y superior que indican una fuente de arco de isla oceánica (OA) (Fig. 7.9 b). Ambos diagramas evidencian una tendencia desde la sección inferior hasta la sección media de una afinidad ácida a intermedia, luego hasta la sección superior nuevamente se reconoce una tendencia ácida. Estas tendencias evidencian la presencia de un área fuente de tipo UCC y otra área fuente diferente y menos fraccionada que UCC para la unidad. Adicionalmente, los contenidos de HFSE (ver Tabla 7.3) también son indicadores de un ambiente de arco magmático relacionados a subducción (Floyd et al., 1991).

La afinidad con una composición intermedia registrada en la sección media también puede asociarse a los contenidos de Sr (380 ppm en promedio) que se interpretan como producto del fraccionamiento de Sr durante la meteorización de los feldespatos en el área fuente, particularmente de las plagioclasas. Considerando también los valores de Sc en las muestras de la sección media (Tabla 7.3, Fig. 7.7 a, b; 7.9 a, b), los elementos de Sr y Sc denotan que las rocas de las áreas fuentes son similares a los valores de sedimentos derivados de rocas intermedias (Rahman y Suzuki, 2007).

7.4 Consideraciones finales

7.4.1 Evidencias mineralógicas de las áreas de aporte

En base a las observaciones petrográficas realizadas en este trabajo las areniscas de la Formación Calafate son composicionalmente homogéneas y se caracterizan por el predominio de fragmentos de roca o litoclastos (Fig. 6.7). En base al diagrama ternario QmPgFk de Dickinson y Suczek (1979) (Fig. 7.2 a) se reconoce en la sección media un importante incremento en el porcentaje modal de las plagioclasas en relación con el total de feldespatos. Sin embargo, no implica ningún cambio en

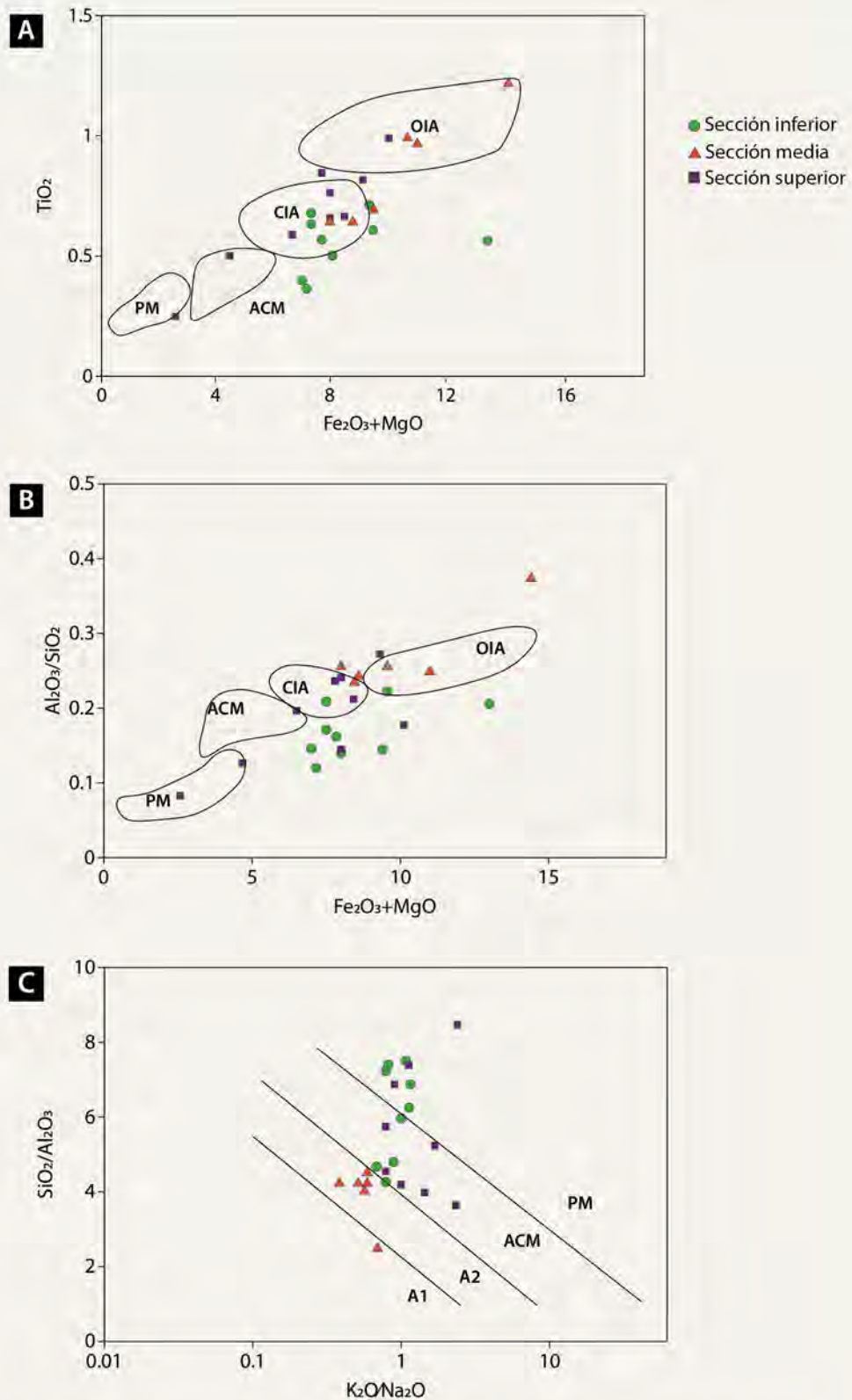


Figura 7.8. Diagramas de discriminación de configuraciones tectónicas basados en los elementos mayoritarios. **a)** TiO_2 vs $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (Bhatia, 1983). **b)** $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ vs $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (Bhatia, 1983). **c)** $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Maynard et al., 1982; Roser y Korsch, 1986; Gu et al., 2002). Referencias: OIA: arco oceánico de islas; ACM: margen continental activo; PM: margen pasivo; A1: configuración de arco, detritos basálticos y andesíticos; A2: configuración de arco evolucionado, detritos felsíticos-plutónicos.

7 PROCEDENCIA

la procedencia con respecto a las secciones inferior y superior dado que la composición detrítica de las areniscas no varía en cuanto a los componentes principales (Q, F, L).

De acuerdo con el diagrama de Dickinson et al. (1983) y el diagrama de Dickinson y Suczek (1979), la procedencia sería de un arco transicional a un arco no disectado y un arco magmático, respectivamente. Los líticos volcánicos registrados en toda la unidad reflejan composiciones de magmas básicos a intermedios (apartado 6.1.1.3.1, Fig. 6.4) y el aporte de estos estaría asociado a las exposiciones de vulcanismo básico equivalente en composición al Batolito Patagónico Sur. De acuerdo con Hervé et al. (2007), rocas volcánicas de edad similar a los componentes Cretácicos y Cenozoicos del Batolito Patagónico Sur no se encuentran en los márgenes del batolito, con excepción de brechas volcánicas de edad Mioceno. Rocas volcánicas del Cretácico y Paleógeno fueron probablemente mucho más reducidas en volumen en comparación con el Jurásico y confinadas al área de las exposiciones del Batolito Patagónico Sur, de donde han sido completamente erosionadas.

Los líticos metamórficos que se observan son de bajo grado (apartado 6.1.1.3.2, Fig. 6.5), por lo que el aporte estaría ligado fuertemente a las elevaciones del Complejo Metamórfico de los Andes Orientales. De acuerdo con Sickmann et al. (2019), para el intervalo Alta Vista/Tres Pasos-La Anita/Dorotea al sur del lago Argentino, siendo la Formación Calafate equivalente a la Formación Dorotea en Chile, el origen de los circones detríticos confirma y soporta las interpretaciones realizadas sobre un origen de faja corrida y plegada para las areniscas de la Formación Calafate. Los líticos sedimentarios corresponden mayoritariamente a líticos de pelitas y en menor proporción a areniscas y carbonáticas (apartado 6.1.1.3.1, Fig. 6.5), cuyo aporte estaría relacionado a las sedimentitas cretácicas inferiores que ya se encontraban elevadas durante la acumulación de los depósitos de la Formación Calafate. Los líticos de textura no identificada que se encuentran en proporciones muy abundantes (apartado 6.1.1.3; anexo 1) podrían corresponder a pastas de texturas de composiciones de magmas ácidos y el aporte estaría vinculado a las exposiciones de El Complejo El Quemado.

7.4.1.1 Sección media

En la sección media de la Formación Calafate, como se mencionó previamente, se reconoce un incremento en el porcentaje modal de plagioclasas en relación con el feldespatos potásico (apartado 6.1.1.2, 6.1.4, 6.5, 7.1). Este incremento se ve caracterizado por clastos monominerales de plagioclasas sin alteración y de composición intermedia que están acompañadas por piroxenos inalterados y altos contenidos de fragmentos de roca volcánica (apartado 7.1, Fig. 7.2 b).

Asimismo, la sección media está caracterizada por un elevado contenido de esmectita autigénica acompañada por clinoptilolita (apartados 6.1.3 y 6.3.2, Fig. 6.14 y 6.15). Los difractogramas evidencian una esmectita de buena cristalinidad asociada a un origen volcánico (Deconinck et al., 2000). La esmectita se origina como producto principal de la reacción del vidrio volcánico por hidratación en ambientes marinos (Waagé, 1961; Spears y Kanaris-Sotiriou, 1979), dando como productos secundarios fases de sílice y clinoptilolita (Williams y Crerar, 1985; Senkayı et al., 1987; Altaner y Grim, 1990; Masuda et al., 1996; Arslan et al., 2010) y es el material precursor necesario para la formación

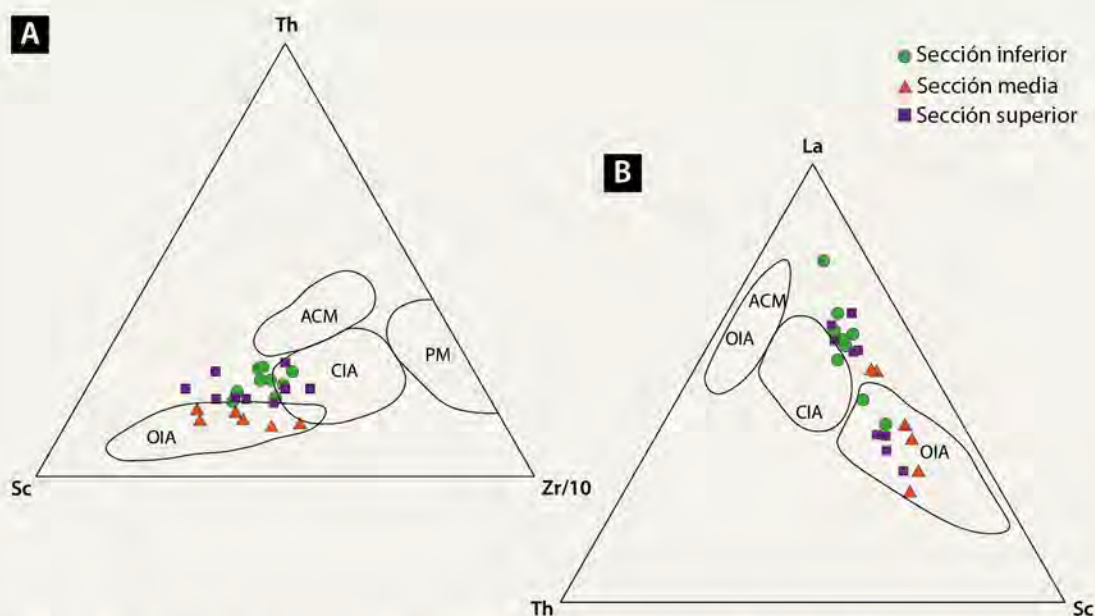


Figura 7.9. Diagramas de discriminación de configuraciones tectónicas basados en los elementos mayoritarios. a) Diagrama Th-Sc-Zr/10 (tomado de Bhatia y Cook, 1986). b) Diagrama La-Th-Sc (tomado de Bhatia y Cook, 1986). Referencias: 1: basalto; 2: andesita; 3: granito; OIA: arco oceánico de islas; CIA: arco continental de islas; ACM: margen continental activo; PM: margen pasivo.

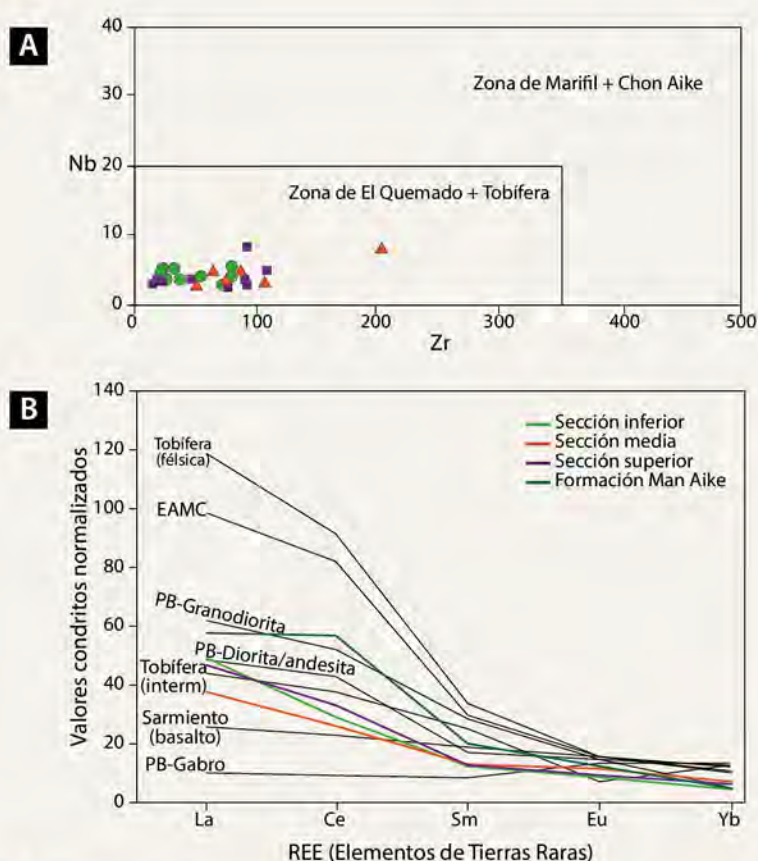


Figura 7.10. a) Afinidad de las muestras de la Formación Calafate con las rocas volcánicas del Jurásico Tardío en el área de estudio (Pankhurst et al., 1998). b) Distribución de elementos de tierras raras (REE) normalizadas para las tres secciones de la unidad de estudio en comparación con posibles áreas fuente en la región de Patagonia: Formación Tobífera (composiciones félsicas e intermedias; EAMC: Complejo Metamórfico de los Andes Orientales; Batolito Patagónico (PB-Granodiorita, PB-Diorita-andeista, PB-Gabro); Basaltos de la Ofiolita Sarmiento (tomado y modificado de Fildani y Hessler, 2005).

7 PROCEDENCIA

de argilominerales compuestos de interestratificados de clorita-esmectita y de clorita que predominan en las secciones inferior y superior (apartados 6.1.3 y 6.3.2).

Los contenidos de plagioclasas, piroxenos, líticos volcánicos que reflejan composiciones de magmas intermedios a básicos y vidrio volcánico (productos autigénicos de esmectita y clinoptilolita) se interpreta como un aporte volcánico repentino adicional altamente lábil que reaccionó con los fluidos del ambiente y hasta temperaturas de enterramiento poco profundas, pH ligeramente alcalino, alta actividad de sílice y con presencia de cationes alcalinos en solución (Burns y Ethridge, 1979; Senkayi et al., 1987; Altaner y Grim, 1990; McKinley et al., 2003). Este suministro volcanoclástico durante la depositación de los niveles de la sección media estaría asociado a las exposiciones del vulcanismo básico equivalente en composición al Batolito Patagónico Sur (Hervé et al., 2007).

7.4.2 Evidencias geoquímicas de las áreas fuente

En el diagrama de Nb vs Zr, las areniscas de la Formación Calafate exhiben bajas concentraciones de ambos elementos (<20 ppm de Nb y <350 ppm de Zr) (Fig. 7.10 a) indicando claramente una afinidad tectónica con el Complejo El Quemado y la Formación Tobífera. Esta afinidad corresponde a un arco volcánico relacionado a subducción e implica un aporte exclusivo del borde occidental de la cuenca durante la depositación de la unidad estudiada. En consecuencia, una contribución de unidades volcánicas Jurásicas de rocas del Macizo del Deseado (formaciones Chon-Aike y Marifil) puede descartarse.

Igualmente, algunos elementos de tierras raras (La, Ce, Sm, Eu e Yb) fueron seleccionadas en muestras de las tres secciones de la Formación Calafate y luego ploteadas para comparar con otras potenciales áreas fuente conocidas en la región patagónica, que comprenden a la Formación Tobífera (composiciones félsicas e intermedias) (Titoniano-Berrasiano), EAMC (Paleozoico Superior) y del Batolito Patagónico Sur (Jurásico Superior-Paleógeno) (Fildani y Hessler, 2005). Las tres secciones presentan una fuerte afinidad con las composiciones intermedias de la Formación Tobífera (Complejo El Quemado) y con los patrones diorita/andesita del Batolito Patagónico (Fig. 7.10 b), sugiriendo que las areniscas de la Formación Calafate derivaron de dos áreas de aporte distintas ubicadas al oeste, incluyendo al Complejo El Quemado y el Batolito Patagónico Sur. El aumento de componentes volcánicos y líticos volcánicos en la unidad de estudio, en comparación con las unidades subyacentes (Macellari et al., 1989; Hervé et al., 2007; Ghiglione et al., 2009; Fosdick et al., 2011; Varela et al., 2013; Fosdick et al., 2015; Cereceda, 2016; Ghiglione et al., 2016; Malkowski et al., 2017; Sickmann et al., 2019; Fosdick et al., 2020), es consistente con la introducción de una fuente de aporte volcánico adicional.

8

EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA

La diagénesis involucra a todos aquellos procesos post-depositacionales (compactación mecánica, cementación, reemplazo, disolución, compactación química, etc.) que modifican la textura y la química de las aguas porales originales en el sedimento convirtiéndolo eventualmente en roca, que se inician inmediatamente luego de la depositación del sedimento y que persisten hasta el inicio del campo del metamorfismo (200°C y 1-2 kb Choquette y Pray, 1970; Scasso y Limarino, 1997; Morad, et al, 2000; Worden y Burley, 2003; Worden y Morad, 2000; Gómez Peral et al., 2011).

Luego del ciclo de depositación los sedimentos se estabilizan en el ambiente, sin embargo durante el soterramiento se van modificando las condiciones de temperatura, presión y química, y empiezan a ocurrir los procesos diagenéticos. Ante los cambios en las condiciones, los minerales del sedimento reaccionan con las aguas porales para lograr el equilibrio geoquímico con el entorno, como resultado no sólo la composición química de las aguas porales evoluciona a través del tiempo, sino que la fábrica diagenética y la mineralogía también se modifican (Dunoyer de Segonzac, 1970; Foscolos y Powell, 1979; Pittman, 1979; Schmidt y McDonald, 1979a, b; Scasso y Limarino, 1997).

Los minerales autigénicos, es decir aquellos que se forman *in situ* durante la diagénesis, son extremadamente dependientes de la composición del sedimento detrítico y de los fluidos porales originales o fluidos parentales. A su vez, si el mineral autigénico formado es un argilomineral se puede reconstruir las variaciones de presión, temperatura y química del ambiente debido a la sensibilidad que presentan (Worden y Burley, 2003). Asimismo, la precipitación o formación de minerales autigénicos tiene un efecto directo en la porosidad y permeabilidad de una arenisca dado que pueden ocluir poros y cerrar garantes porales disminuyendo de manera significativa su potencial como roca reservorio.

Por todo lo anterior se concluye que la diagénesis es determinante en la evolución de la porosidad de los reservorios clásticos o convencionales durante la etapa de soterramiento (Schmid et al., 2004; Al Gahtani, 2013; Nguyen et al., 2013; Wilson et al., 2013; Henares et al., 2014; Wang et al., 2017), asimismo, la sedimentación y la naturaleza heterogénea de las areniscas pueden contribuir considerablemente en la variación y distribución de la porosidad y permeabilidad en las sedimentitas (Bloch, 1991; Dutton y Diggs, 1992).

A continuación se detallan, en relativo orden cronológico, las relaciones de corte entre procesos y productos diagenéticos, utilizando como herramienta principal la petrografía óptica y electrónica de barrido acompañado de los estudios de composición (ver sección 6.1 y 6.2), para establecer la evolución diagenética e interpretar la secuencialidad genética de los componentes autigénicos de las areniscas de la Formación Calafate. Debido a que dicha reconstrucción siempre tiene

8 EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA

un cierto grado de interpretación en esta tesis se siguieron los criterios y terminología propuestos por Choquette y Pray (1970). Se destaca que el estudio diagenético de las areniscas de la Formación Calafate no ha sido llevado a cabo hasta el momento.

8.1 Diagénesis

Para entender y poder explicar los procesos diagenéticos involucrados durante la litificación de la Formación Calafate se establece que las areniscas se depositaron en un ambiente marino somero que se caracteriza por aguas levemente alcalinas (pH del agua de mar 8,3) y en donde dominan los cationes de Na^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} y los aniones de Cl^- (SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+}) con una salinidad normal o de ~35 ‰ (Worden y Burley, 2003).

El estudio en detalle de las relaciones de corte observadas en petrografía y asistida con MEB permitió establecer de manera precisa y en relativo orden cronológico cuales fueron los procesos diagenéticos ocurridos (Fig. 8.1).

8.1.1 Evolución cronológica de los procesos diagenéticos

8.1.1.1 Compactación física I

Luego de la sedimentación, las areniscas fueron sometidas a compactación física en respuesta a la presión de carga litostática que reduce el volumen poral inicial de las mismas mediante la expulsión de fluidos de manera progresiva (Scasso y Limarino, 1998; Gómez Peral, 2008). La compactación física resulta de la compresión vertical debido al peso de las unidades suprayacentes y es un proceso que actúa efectivamente durante los primeros estadios de sepultamiento a profundidades menores a 1,5km (Boggs, 1992). A medida que aumenta la profundidad de soterramiento la compactación química o presión-disolución domina en el sistema.

En la unidad de estudio se distingue que como resultado de este primer evento los granos de la fábrica original se reorientaron lo cual está evidenciado por la presencia de contactos puntuales, tangenciales y cóncavo-convexo entre los clastos, siendo éstos últimos los que dominan en la fábrica. Además, ciertos minerales como las micas se encuentran dobladas o curvadas en lo que se conoce como “micas flexuradas” (Fig. 8.1 a), muchos litoclastos se reconocen deformados dúctil y plásticamente con la consecuente formación de pseudomatrix (Dickinson, 1970). Se interpreta una reducción temprana de la porosidad primaria de la roca como consecuencia de este proceso.

8.1.1.2 Disolución I

El primer evento de disolución se evidencia por los clastos monominerales de feldespatos y cuarzos, y en menor medida de litoclastos volcánicos, que se encuentran parcialmente disueltos dado que se observan textura en caries y bordes corroídos (Fig. 8.1 b). Además, se reconoce una disolución penetrativa cuando la misma se extiende principalmente sobre los planos de macla de plagioclasas y clivaje de los feldespatos (Fig. 8.1 c). La disolución generó una porosidad secundaria mínima y la

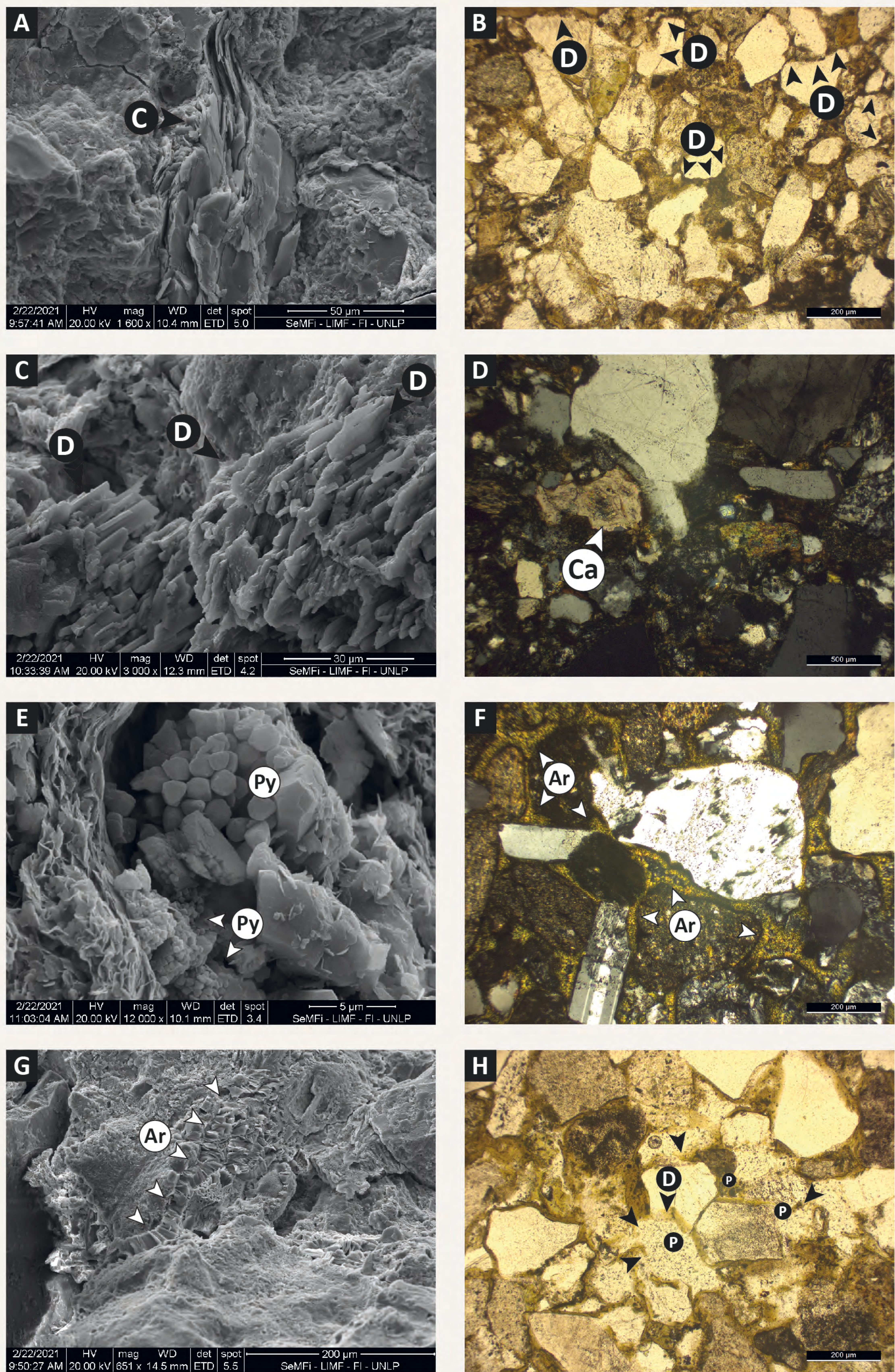


Figura 8.1. a) Compactación física. **b, c)** Disolución I. **d)** Cementación I - calcita. **e)** Cementación II - sulfuros de hierro. **f)** Disolución I y cementación II - argílica. **g)** Cementación III - argílica. **h)** Disolución III. Referencias: C: compactación, D: disolución, P: poros, Ar: arcillas, Ca: calcita, Py: pirita.

8 EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA

liberación de iones constituyentes de los minerales presentes, los cuales reaccionan para formar minerales autigénicos durante el avance de la diagénesis (Wilkinson et al., 2003)

8.1.1.3 Cementación I – calcita

El primer cemento que se identifica en la unidad de estudio es de tipo carbonático y de acuerdo con la difracción de rayos x corresponde a calcita. Este cemento se encuentra en escasa proporción en comparación con otros y está distribuido de manera heterogénea, abarcando ciertos sectores de la roca dando una textura en parche. Es así como se reconocen precipitados de calcita de tamaños variables rellenando espacios porales primarios o como reemplazos de minerales precursores (Fig. 8.1 d).

En sedimentos marinos, la eodiagénesis se caracteriza por procesos de catálisis bacteriana, es decir las bacterias degradan la materia orgánica presente e interactúan con los solutos inorgánicos oxidantes y minerales, causando una rápida alteración de los sedimentos soterrados a poca profundidad (Irwin et al., 1977; Hesse, 1986). La cementación de calcita se relaciona con la alteración de los materiales parentales -silicatos ferromagnesianos, litoclastos volcánicos y feldespatos- que reaccionaron con el agua poral ligeramente alcalina, hidratándose y liberando iones de calcio, hierro y magnesio al sistema. Dado que los cationes de hierro y magnesio son incorporados preferentemente a la estructura de los argilominerales, se deduce que el calcio liberado se pudo haber combinado con carbonato disuelto y posteriormente precipitado (De Ros et al., 1997). Se descarta un origen intracuencal debido a que no se ha registrado biomasa carbonática en la unidad de estudio como así tampoco niveles carbonáticos significativos que pudieran haber reaccionado con aguas meteóricas aportando el calcio y el dióxido de carbono.

De acuerdo con las relaciones de corte con otros cementos y disoluciones, y teniendo en cuenta las temperaturas a la que éstos se pueden formar, se establece que el cemento carbonático es un producto temprano de la diagénesis -eodiagénesis- a temperaturas menores a los 40°C entre profundidades de 1-1,5km.

8.1.1.4 Disolución II

Se reconoce un segundo proceso de disolución al observarse los cementos de calcita corroídos por los cementos argílicos (Fig. 8.1 d) y bordes de reacción en los clastos monominerales de cuarzo. Estas reacciones probablemente sucedieron en condiciones de relativa acidez en el medio causada por la degradación de la escasa materia orgánica presente que libera bicarbonato y baja el pH (Curtis, 1978).

8.1.1.5 Cementación II – sulfuros de hierro

Los sulfuros de hierro se reconocen como piritas framboidales autigénicas de color marrón rojiza oscura que se encuentran sobreimpuestas a los clastos monominerales (Fig. 8.1 e) y que en ocasiones están hematizadas. Al microscopio electrónico de barrido estas piritas framboidales se

8 EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA

observan como agregados simples esferoidales a sub-esferoidales de microcristales de pirita con morfologías individuales de tipo cúbica.

La disolución de minerales inestables como por ejemplo silicatos ferromagnesianos, óxidos de hierro y arcillas ricas en hierro en condiciones someras de temperatura y profundidades libera al ion hierro al ambiente diagenético. Posteriormente, las bacterias reducen el Fe^{+3} (por ejemplo, *Geobacteria* y *Shewanella*) y otras especies de bacterias reducen los sulfatos generando altas concentraciones de sulfuro en las aguas porales y reduciendo la disponibilidad del oxígeno. La reducción de sulfato da como producto monosulfuro de hierro y a medida que avanzan las reacciones químicas se convierte en disulfuro de hierro, es decir pirita (FeS_2). La formación de pirita también está en función del tiempo que pasan los minerales de hierro en contacto con aguas porales ricas en sulfuro. En el caso de la pirita framboidal, se ha demostrado que la misma precipita vía la intervención de monosulfuros de hierro en asociación con materia orgánica (Taylor y Macquaker, 2011) durante el soterramiento de la eodiagénesis (Love, 1967; Worden y Burley, 2003).

Se interpreta que los cristales de pirita framboidal se formaron bajo condiciones de eodiagénesis (40-50°C y 1-1,5km), posterior a la cementación y disolución de los cementos de calcita y anterior a la cementación de argilominerales.

8.1.1.6 Cementación III - argilominerales

El cemento argílico se observa como precipitación directa, por alteración reemplazando la pasta de líticos volcánicos y silicatos inestables, y por transformación de minerales arcillosos previos pudiendo además estar presente en la matriz como cemento difuso. De entre estos predomina la precipitación directa generando recubrimientos o *coatings* (Fig. 8.1 f, g) que son característicos en la unidad de estudio. Los cristales de los argilominerales crecen perpendicularmente a los clastos rodeándolos parcial o totalmente.

De esta manera se advierte que, al estar los componentes detríticos parcial o totalmente recubiertos por cementación argílica de tipo *coating*, la porosidad primaria se encuentra reducida significativamente. Si bien los recubrimientos de arcillas suelen preservar la porosidad primaria de la roca por inhibición de crecimiento secundario de cuarzo y feldespato (Wilson y Pittman, 1977), en el caso de la Formación Calafate se puede observar que otros cementos posteriores terminan por obliterar la porosidad remanente.

Los cementos argílicos identificados corresponden a clorita, interestratificado de clorita-esmectita y esmectita, y responden a los criterios de composición, morfología, textura y distribución establecidos por Wilson y Pittman (1977) y de Wilson (1992) de mineral autigénico. Al microscopio petrográfico éstos se reconocieron en base al color verde característico, de birrefringencia alta y el hábito vermicular o en hojas. En el MEB se ha observado que los cristales de clorita se presentan como hojas o hojuelas (tipo platou), con buen desarrollo (1,5 a 4,5 μm), de formas subhedrales y que crecen desorientadas pero con una organización que forma una retícula (ver sección 6, Fig. 6.12 a). Por su parte, el interestratificado de clorita-esmectita está compuesto por cristales hexagonales intercrecidos (2 a 3 μm) en enjambres sin dirección preferencial y con elevados contenidos de silicio, aluminio, hierro

8 EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA

y magnesio indicado por los análisis con EDAX (ver sección 6, Fig. 6.12 d-e). Por otro lado, la esmectita se presenta con una estructura de desarrollo incipiente por sobre los clastos que asemeja al tipo panal de abeja, los cristales se observan como hojas crenuladas o con bordes crenulados y de incipiente desarrollo, que crecen dejando huecos con zonas interfaciales pequeñas (ver sección 6, Fig. 6.12 f-g y Fig. 6.13 a-b).

En sedimentos marinos estos tipos de cementos se forman a temperaturas que oscilan entre 45-70°C y 100-180°C. La esmectita diagenética se origina a partir del vidrio volcánico a temperaturas menores de 45°C (Savin et al., 1993) y a profundidades menores a 1,2km (Burns y Ethridge, 1979), bajo condiciones de pH alcalino, con alta actividad de sílice, abundancia de cationes de elementos alcalinos en solución (McKinley et al., 2003) y condiciones oxidantes (Worden y Burley, 2003). A medida que aumenta el soterramiento en el campo de la mesodiagénesis por encima de los 70°C y en presencia de aguas portadoras de potasio (Worden y Burley, 2003), la esmectita puede transformarse a interestratificados de illita-esmectita y posteriormente a illita pura (Dill et al., 2005). La clorita diagenética también puede formarse durante la eodiagénesis en condiciones reductoras a partir de material parental y/o aguas porales ricas en hierro, o bien durante la mesodiagénesis a expensas de sucesivas transformaciones de la esmectita a medida que aumenta el soterramiento a profundidades mayores de 2-3km y con temperaturas mayores a 90-100°C (Jahren y Aagaard, 1989; Burley y MacQuaker, 1992; Ehrenberg, 1993; Grigsby, 1999; Aagaard et al., 2000), dando como primer resultado el interestratificado de clorita-esmectita y como resultado final la clorita (Hillier, 1994; Humphreys et al., 1994).

La coexistencia de los cementos argílicos restringe el rango de temperatura al cual se formaron por lo que se interpreta que la cementación argílica inició en la eodiagénesis y perduró hasta la mesodiagénesis temprana, es decir rangos de entre 50-100°C de temperatura y profundidades entre 2-3km.

8.1.1.7 Disolución III

Se identifica un tercer evento de disolución al observar que los *coatings* de arcilla están copiando la forma de clastos preexistentes y que a su vez los mismos se encuentran parcialmente disueltos (Fig. 8.1 h). Se interpreta que los clastos inestables son litoclastos volcánicos y/o sedimentarios dado que aún se identifican clastos monominerales de cuarzo y feldespato, así como litoclastos metamórficos. Este evento de disolución generó una porosidad secundaria de mayor magnitud que las anteriormente identificadas.

8.1.1.8 Cementación IV - zeolitas

Este cemento se encuentra asociado al cemento argílico de esmectita y a clastos monominerales preservados de piroxenos y plagioclasas. Se encuentra relleno el espacio poral residual o bien intercrecido con cemento argílico relleno de poros (Fig. 8.2 a). El mineral de zeolita reconocido es la clinoptilolita identificada por su pico característico (020) de 8,98 Å en 9,7 °2θ en los difractogramas, y la que cuando se observa sin polarizador al microscopio óptico es incolora, mientras que con polarizador se destaca por su color de birrefringencia muy bajo (gris de primer orden) y el

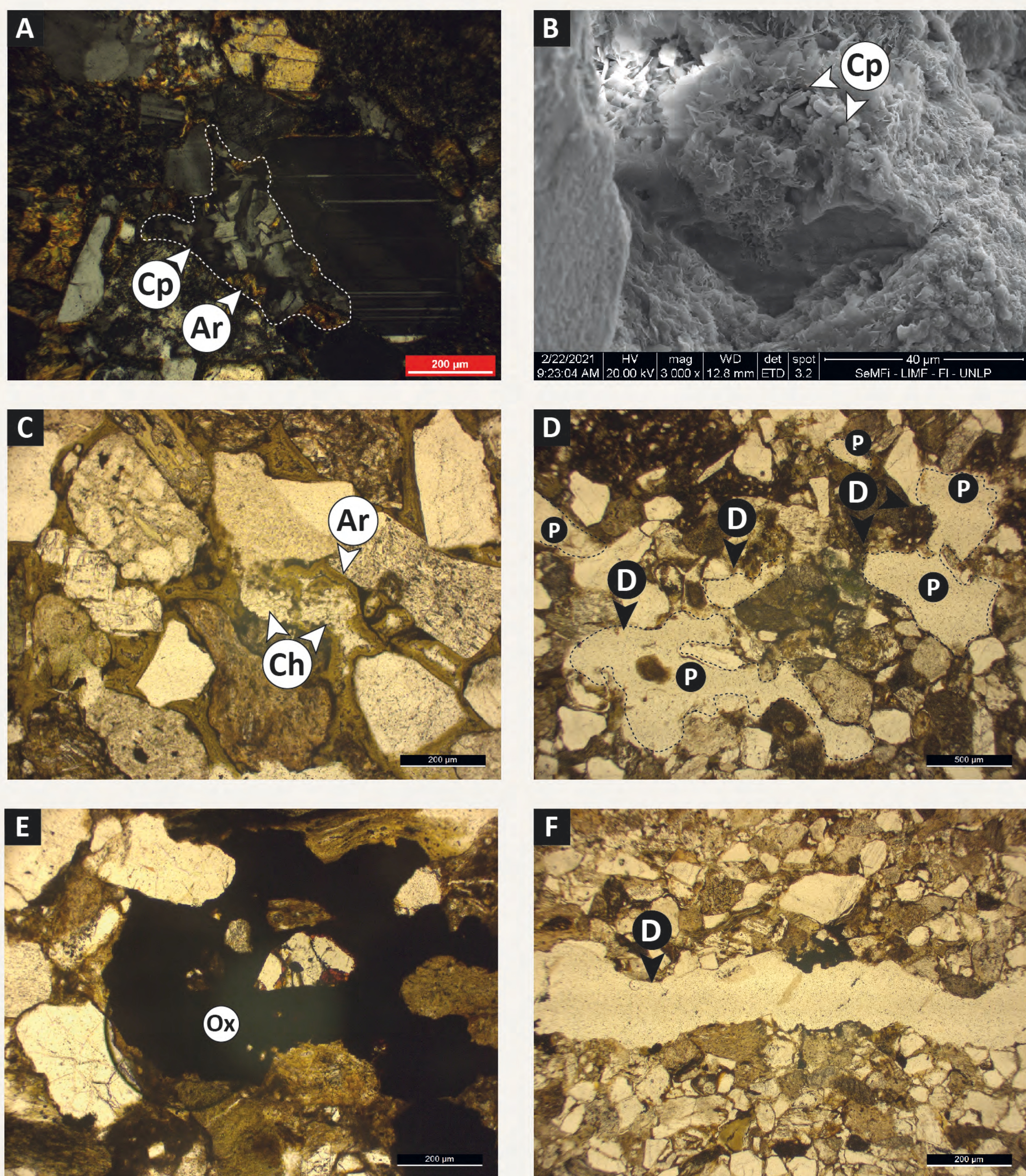


Figura 8.2. a, b) Cementación IV - zeolitas. c) Disolución III y cementación V- sílice. d) Disolución IV. e) Cementación VI - óxidos de hierro. f) Disolución V. Referencias: Ar: arcillas, Cp: clinoptilolita, Ch: chert, D: disolución, P: poros, Ox: óxidos de hierro.

8 EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA

típico hábito en tablillas también denominado como en “ataúd”. Los cristales de clinoptilolita se presentan bien desarrollados, son mayoritariamente tabulares, euhedrales y con tamaños que oscilan entre 45-65 μm . Los mismos se encuentran rellenando espacio poral residual (Fig. 8.2 b).

La alteración de fragmentos volcánicos a zeolitas durante la eodiagénesis induce a una rápida pérdida de la porosidad, típicamente la clinoptilolita se forma como resultado de la alta ionización del H_4SiO_4 en las aguas porales a temperaturas iguales o menores a 35°C (Morad et al., 2000). Huggett, et al. (2005), mencionaron que, si se dan las condiciones necesarias de presión y temperatura o alcalinidad y/o concentración de sílice, aluminio y sodio, la transformación anteriormente mencionada da lugar a la precipitación de zeolitas, especialmente clinoptilolita. Las evidencias geológicas sugieren que la clinoptilolita se puede formar a temperaturas relativamente bajas de $27\text{-}55^\circ\text{C}$ (e.g. Hay, 1963) y permanecer estable sólo hasta profundidades menores a los 3km. Las reacciones de zeolita clinoptilolita-heulandita-analcima sugieren temperaturas relativamente altas, siendo la analcima la que se forma a mayor temperatura en el sistema Na-K-Si (Velde, 1977). De acuerdo con Iljima y Utada (1966), la clinoptilolita diagenética se forma a profundidades 1-3 km que equivale a temperaturas entre $30\text{-}100^\circ\text{C}$, mientras que la analcima lo hace a profundidades entre 2-5 km y temperaturas mayores a 180°C .

Se interpreta que los cementos de zeolita tipo clinoptilolita se formaron bajo condiciones de eodiagénesis ($50\text{-}70^\circ\text{C}$ y 2km), posterior a los *coatings* de esmectita y en simultáneo con el interestratificado de clorita-esmectita.

8.1.1.9 Cementación V – sílice

El cemento silíceo se reconoce como chert microcristalino, que se encuentra ocluyendo el espacio poral residual sin continuidad óptica (Fig. 8.2 c) y presenta bordes de reacción con el cemento argílico anterior. Las relaciones de corte indican que la cementación de chert microcristalino se produjo posterior a la disolución III que afectó a los *coatings* de argilominerales y que generó poros móldicos.

Las transformaciones ocurridas previamente, como ser la alteración del vidrio volcánico, así como de los silicatos ferromagnesianos y de líticos volcánicos inestables, ocasionaron el incremento del pH del ambiente, aumentaron la actividad de la sílice y de iones de sodio y potasio (Huggett et al., 2005) dando lugar a la precipitación de cementos de chert y microcuarzo.

Debido a lo anteriormente mencionado y a la relación de corte que se observa con los siguientes cementos, se interpreta que la cementación de chert microcristalino está relacionada a un levantamiento tectónico de la sucesión sedimentaria seguida del ingreso de fluidos superficiales donde los depósitos son afectados por procesos meteóricos y consecuente cementación y/o porosidad secundaria, es decir bajo condiciones de telodiagénesis.

8.1.1.10 Disolución IV

Se reconoce un cuarto evento de disolución debido a la existencia de poros secundarios generados por una disolución no preferencial (Fig. 8.2 d). Estos poros son relativamente más grandes que los observados anteriormente, miden entre 200 y 700 μm y las relaciones de corte indican que se

8 EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA

produjo después de la cementación de chert microcristalino y con anterioridad a la precipitación de otros cementos tardíos.

8.1.1.11 Cementación VI – óxidos de hierro

Los cementos ferruginosos - hematita y goetita- se reconocen por sus formas cristalinas que se encuentran sobreimpuestas a los clastos monominerales y a los cementos argílicos. La hematita y goethita son de coloraciones marrón rojiza oscura, se presentan como parches dispersos rellenando espacio poral, como pátinas sobre los cementos argílicos o bien rodeando los clastos monominerales e interrumpiendo el contacto entre ellos (Fig. 8.2 e).

La formación de hematita está relacionada al ion hierro que puede quedar en la superficie de los cristales como oxi-hidróxido férrico y que en presencia de aguas porales oxigenadas los mismos se deshidratan y se convierten en hematita. Puesto que la formación de los óxidos de hierro es posterior a los cementos argílicos e implica la acción de fluidos meteóricos, se interpreta que los cementos ferruginosos son producto de la telodiagénesis.

8.1.1.12 Disolución V – zonas de disolución

Se identifica un último evento de disolución al observar que existen zonas de disolución que cortan a los cementos de óxidos (Fig. 8.2 f) y disuelven parcialmente a los componentes (litoclastos) más lábiles. Estas zonas de disolución se encuentran de manera muy escasa en la unidad de estudio, por lo que se interpreta que el evento no fue de gran magnitud debido probablemente a los procesos de cementación previa, como así tampoco redujo el espesor de la columna sedimentaria original significativamente.

8.2 Índices de cristalinidad

8.2.1 Índice de cristalinidad de la illita (IC) y el índice de Esquevin

Se analizaron veinte (20) muestras del perfil VM (VM02, VM03 y VM04), trece (13) del perfil CC01, veinticinco (25) y nueve (9) del perfil A25M (Fig. 6.1, ver sección 6) para calcular los índices de cristalinidad de la illita (IC) y de Esquevin (IE) (ver apartado 3.2.4.2) y así indicar la naturaleza de este argilomineral y a su vez corroborar y precisar las condiciones aproximadas de soterramiento de las areniscas de la Formación Calafate. Las mediciones y/o cálculos se realizaron sobre difractogramas obtenidos en las muestras de lectura al natural, un análisis más detallado para estas areniscas puede obtenerse realizando un concentrado de arcillas a partir de un volumen mayor de roca. Los valores de los índices de cristalinidad de la illita (IC) y de Esquevin (IE) en las muestras analizadas se pueden observar en la Tabla 8.1.

Los valores de IC de las muestras de los perfiles VM (VM02, VM03, VM04) varían entre 0,28-1,0 (Fig. 8.3, Tabla 8.1), las muestras de los perfiles CC (CC01, CC02P) varían entre 0,26-0,89 (Fig. 8.4 a, b, Tabla 8.1) y las muestras de A25M varían entre 0,37-0,69 (Fig. 8.4 c, Tabla 8.1), indicando que la

8 EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA

Loc	Muestra	IC	IE	ChC _n (001)	ChC _n (002)	ChC _g (001)	ChC _g (002)
VM	VM02-04	0.28	0.60	0.94	0.45	0.88	0.37
	VM02-06	0.30	0.70	0.84	0.53	1.11	0.67
	VM02-07	0.33	0.80	0.78	0.56	0.99	0.40
	VM02-08	0.29	0.70	0.74	0.44	1.02	0.42
	VM02-09	0.44	0.60	1.00	0.43	1.00	0.37
	VM02-10	0.64	0.80	0.72	0.61	0.88	0.77
	VM02-10P	0.50	0.90	----	----	----	----
	VM02-14-01	0.27	1.00	----	----	----	----
	VM03-11	0.44	0.60	0.64	0.81	0.69	0.53
	VM03-14	0.36	0.60	----	----	----	----
	VM03-16-03	0.40	0.60	----	----	----	----
	VM03-17	0.49	0.90	0.81	0.55	1.04	0.34
	VM03-18A	0.30	0.60	1.16	0.80	1.39	0.55
	VM03-23P	0.48	0.70	0.88	0.52	0.92	0.52
	VM04-01	1.02	0.40	0.88	0.67	0.88	0.51
	VM04-03-01	0.60	0.60	0.48	0.56	0.73	0.57
	VM04-03-03	0.56	0.60	0.79	0.78	0.93	0.71
	VM04-09A	0.35	0.80	0.83	0.72	0.88	0.49
	VM04-12	0.41	0.70	----	----	----	----
	VM04-13	0.37	0.80	----	----	----	----
CC	CC01-94	0.27	0.50	0.67	0.69	0.71	0.54
	CC01-95	0.26	0.50	0.61	0.57	0.49	0.38
	CC01-96	0.37	0.60	0.79	0.76	0.89	0.82
	CC01-98	0.27	0.70	0.63	0.62	0.66	0.68
	CC01-99	0.55	0.80	1.04	0.78	1.14	0.89
	CC01-101	0.34	0.80	0.52	0.66	0.84	0.53
	CC01-102	0.52	0.70	0.82	0.86	1.06	0.88
	CC01-103	0.71	0.60	0.96	0.46	1.06	0.69

Tabla 8.1. Valores de índice de cristalinidad de la illita (IC), índice de Esquevin (IE), índice de la clorita al natural (ChC_n) y glicolada (ChC_g) de las reflexiones basales (001) y (002). Referencias: Loc: localidad de estudio, VM: Vertedero Municipal, CC: Cerro Calafate, A25M: Arroyo 25 de Mayo.

8 EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA

Loc	Muestra	IC	IE	ChC _n (001)	ChC _n (002)	ChC _g (001)	ChC _g (002)
	CC01-104	0.54	0.60	0.66	0.62	----	----
	CC01-105	0.56	0.60	0.83	0.76	1.22	0.83
	CC01-108	0.38	0.90	----	----	----	----
	CC01-109	0.28	0.60	----	----	----	----
	CC01-114	----	----	0.93	0.84	1.01	0.42
	CC01-116A	0.46	0.60	0.77	0.40	0.68	0.36
	CC02-02	0.55	0.60	0.65	0.58	0.59	0.69
	CC02P-03	0.41	0.60	0.52	0.61	0.55	0.68
	CC02P-04	0.46	0.70	0.69	0.66	0.88	0.79
	CC02P-05-01	0.52	0.60	0.74	0.75	0.68	0.62
	CC02P-07	0.62	0.50	0.58	0.63	0.53	0.77
	CC02P-09	0.53	0.70	0.79	0.71	1.04	0.71
	CC02P-11	0.54	0.60	0.78	0.76	0.71	0.68
	CC02P-13	0.67	0.60	0.59	0.58	0.49	0.64
	CC02P-15	0.46	0.60	0.74	0.62	0.61	0.75
CC	CC02P-18	0.78	0.60	0.75	0.76	0.81	0.76
	CC02P-19-01A	0.59	0.60	0.73	0.66	0.70	0.69
	CC02P-19-02Ht	0.68	0.70	0.94	0.61	0.57	0.63
	CC02P-20A	0.58	0.70	0.70	0.65	1.13	0.81
	CC02P-21-02	0.55	0.60	0.64	0.57	0.69	0.64
	CC02P-25A	0.89	0.70	0.67	0.68	0.84	0.80
	CC02P-26A	----	----	0.79	0.55	0.95	0.93
	CC02P-30AF	----	----	0.63	0.49	0.71	0.49
	CC02P-30AG	0.49	0.80	0.77	0.57	0.68	0.46
	CC02P-32AG	0.45	0.80	----	----	----	----
	CC02P-37	----	----	0.83	----	1.10	----
	CC02P-39A	----	----	0.68	0.64	0.60	0.67
	CC02P-41A	0.35	0.70	----	----	----	----
	CC02P-41P	0.47	0.60	----	----	----	----
	CC02P-42	0.46	0.70	0.87	0.73	0.90	0.68
	CC02P-44	0.54	0.70	0.68	0.71	0.82	0.63

Tabla 8.1. Continuación.

8 EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA

Loc	Muestra	IC	IE	ChC _n (001)	ChC _n (002)	ChC _g (001)	ChC _g (002)
CC	CC02P-45	0.58	0.70	----	----	----	----
	CC02P-46	0.44	0.50	----	----	----	----
	CC02P-48	0.27	0.60	0.88	0.45	0.76	0.54
	CC02P-52	0.39	0.60	----	----	----	----
A25M	A25M-30	0.37	0.70	0.91	0.59	1.23	0.36
	A25M-01	0.49	0.40	----	----	----	----
	A25M-02A	0.45	0.70	0.87	0.46	0.78	0.45
	A25M-05A	0.41	1.00	0.75	0.77	1.20	0.78
	A25M-05P	0.55	0.50	1.49	0.54	1.60	0.41
	A25M-08A	0.42	0.70	1.19	0.85	1.38	0.76
	A25M-08P	0.54	0.70	1.57	0.74	1.33	0.74
	A25M-09-03	0.46	0.40	----	----	----	----
	A25M-10P	0.69	0.60	----	----	----	----

Tabla 8.1. Continuación.

8 EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA

mitad de las muestras se asocian a un origen detrítico (campo de anquizona) dado que los valores de IC varían de 0,25-0,42 y la otra mitad a un origen diagenético (campo diagénesis) por los valores de IC mayores a 0,42. Se interpreta que este último grupo de illita corresponde a un porcentaje de interestratificado de illita-esmectita autigénica formada a partir de alteración de la esmectita debido a los cambios de temperatura durante el progresivo soterramiento de la unidad. A su vez, la esmectita resultó de la transformación a partir del vidrio volcánico de los abundantes líticos volcánicos que caracterizan las areniscas de la unidad en estudio.

En el perfil VM02 se observa que la mayoría de las muestras de la sección inferior (0- 64 m) presentan argilominerales que corresponden a un origen detrítico (VM02-04, VM02-06, VM02-07, VM02-08) y unas pocas de origen autigénico (VM02-09, VM02-10, VM02-10P), mientras que la única muestra (VM02 14-01) de la sección media (64- 72 m) presenta un origen detrítico (Fig. 8.3 a). Por su parte, en el perfil VM03 los argilominerales de las muestras de la sección media (73-105 m) corresponden a origen detrítico (VM03-11, VM03-14), mientras que muestras de la sección superior (108-147 m) presentan argilominerales de origen detrítico (VM03-16-03, VM03-18A) y de origen autigénico (VM03-17, VM03-23P) (Fig. 8.3 b). Mientras que en el perfil VM04 se observa una clara tendencia de base a techo, las muestras de los niveles inferiores (0-34 m) corresponden a argilominerales autigénicos (VM04-01 a VM04-03-03) y las de los niveles medios (50-81 m) a argilominerales de origen detrítico (VM04-09A a VM04-13) (Fig. 8.3 c).

En el perfil CC01 los argilominerales de las muestras de la sección inferior (0- 114 m) y superior (182-217 m) presentan origen detrítico (CC01-94, CC01-95, CC01-96, CC01-98, CC01-101) y origen autigénico (CC01-99, CC01-102, CC01-103, CC01-104, CC01-105, CC01-116A). Las dos muestras de la sección media (115-182 m) contienen argilominerales de origen detrítico (CC01-108, CC01-109) (Fig. 8.4 a). En cambio en el perfil CC02P la mayoría de las muestras de la sección inferior (0-89 m) y superior (90-130 m) contienen argilominerales de origen autigénico, con muy pocas de origen detrítico (CC02P-03, CC02P-41A, CC02P-48, CC02P-53) (Fig. 8.4 b). En el perfil A25M la distribución de muestras con argilominerales de origen autigénico y detrítico es similar al perfil CC02P, la mayoría de las muestras analizadas de la sección superior (177-217 m) contienen argilominerales que corresponden a un origen autigénico y muy pocas a un origen detrítico (A25M-05A, A25M-08A) (Fig. 8.4 c). Asimismo, la muestra A25M-30 de la sección media (160-176 m) también presenta argilominerales de origen detrítico (Fig. 8.4 c).

Los valores de IE en los perfiles de VM varían entre 0,4-1,0 (Fig. 8.3, Tabla 8.1), de los perfiles CC varían entre 0,5-0,9 y en el perfil A25M varían entre 0,4-1,0 (Fig. 8.4, Tabla 8.1), por lo que se interpreta que todos los argilominerales analizados presentan composiciones netamente aluminosas.

8.2.2 Índice cristalinidad de la Clorita (ChC)

Debido a que las areniscas de la Formación Calafate están caracterizadas por abundantes concentraciones de clorita y del interestratificado de clorita-esmectita se llevaron a cabo las respectivas mediciones para el cálculo del índice de cristalinidad de la clorita (ChC). Este estudio permite determinar el grado de temperatura a la que las rocas de la unidad estuvieron sometidas

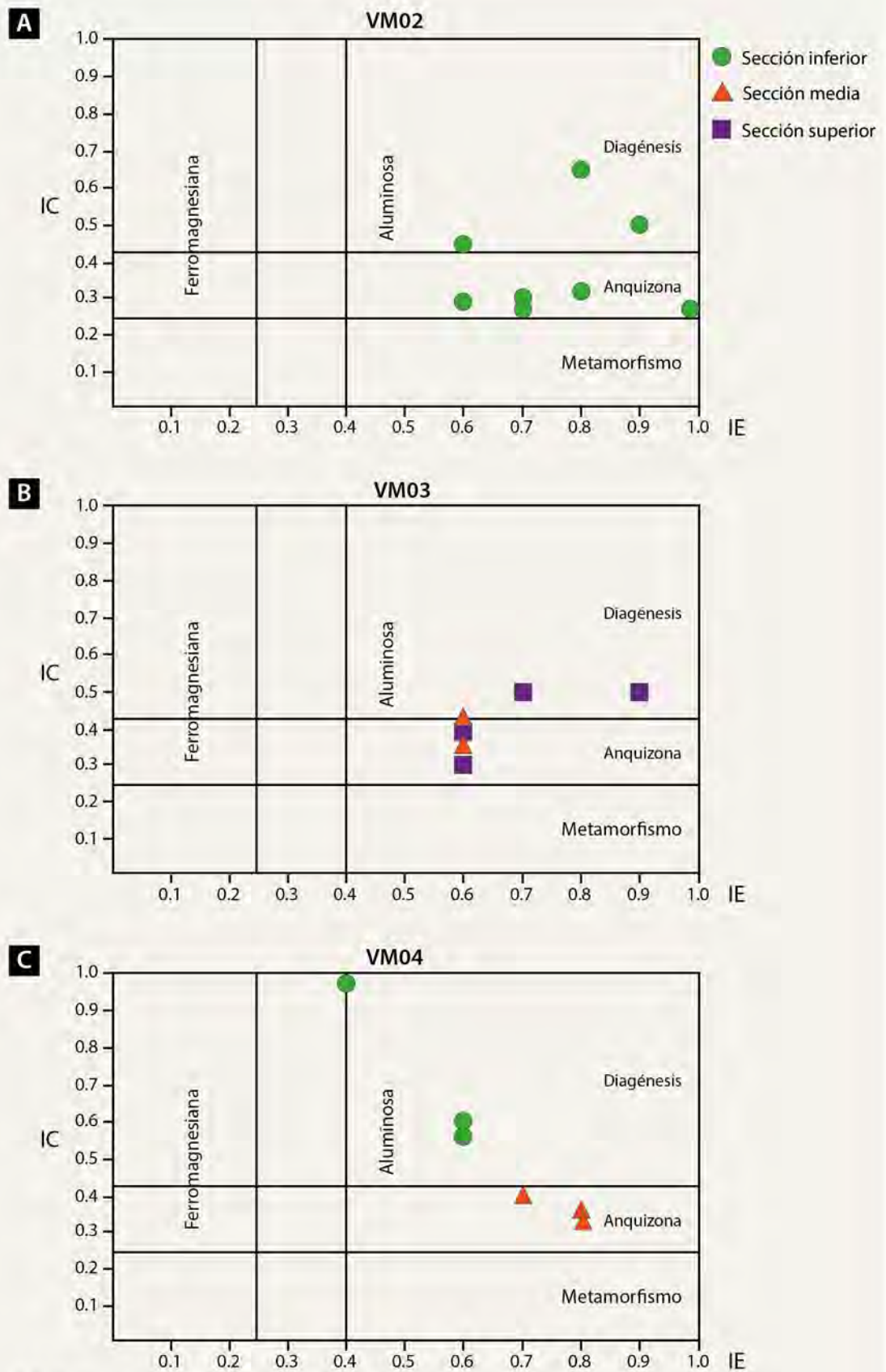


Figura 8.3. Gráficos de índice de cristalinidad de la illita (IC) versus el índice de Esquevin (IE) (Esquevin, 1969; modificado de Gómez Peral, 2008). **a, b, c)** Muestras correspondientes a la localidad Vertedero Municipal (VM).

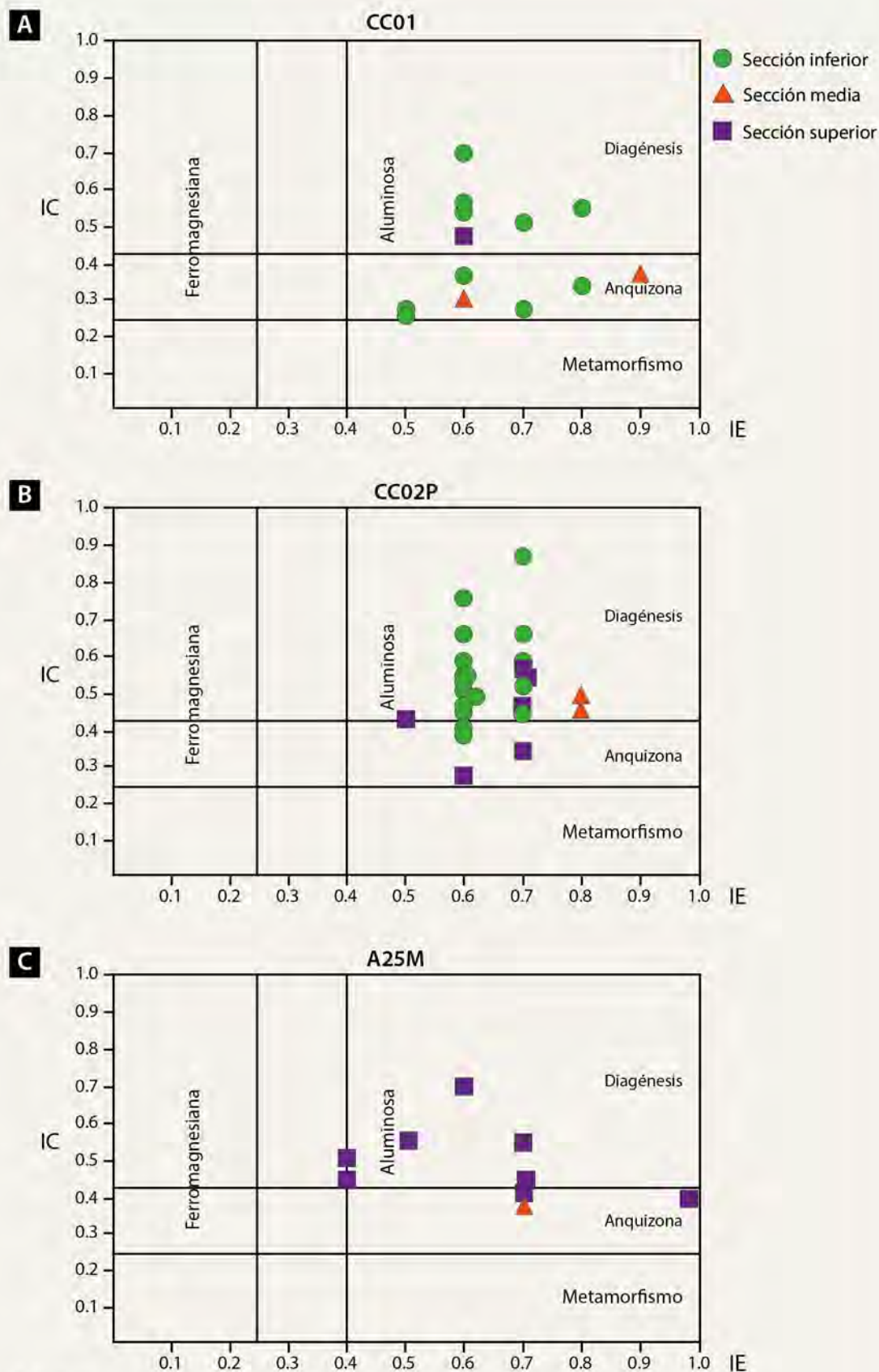


Figura 8.4. Gráficos de índice de cristalinidad de la illita (IC) versus el índice de Esquevin (IE) (Esquevin, 1969; modificado de Gómez Peral, 2008). **a, b)** Muestras correspondientes a la localidad Cerro Calafate (CC). **c)** Muestras de la localidad Arroyo 25 de Mayo (A25M).

8 EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA

durante la diagénesis. Los valores del índice de cristalinidad de la clorita (ChC) en las muestras analizadas se pueden observar en la Tabla 8.1.

A diferencia del amplio uso del índice de cristalinidad de la illita (IC), las mediciones de la cristalinidad de la clorita han sido utilizadas ocasionalmente por algunos autores tales como Ludwig (1973), Le Corre (1975), Schaer y Persoz (1976), Deutloff et al. (1980), Dandois (1981), Duba y Williams-Jones (1983), Brauckmann (1984), Kübler (1984), Weaver et al. (1984), Lengauer y Schramm (1989) y Árkai (1991), quienes a través de sus observaciones advierten una correlación positiva entre el IC y ChC. Árkai (1991) observa una correlación lineal positiva entre IC (002) natural y IC (002) glicolada, e igualmente observa correlaciones y tendencias similares entre ChC (001) natural y ChC (001) glicolada, y entre ChC (002) natural y ChC (002) glicolada. Sin embargo, los intentos de desarrollar geotermómetros y geobarómetros basados en la composición de clorita en rocas metamórficas (Decaritat et al., 1993; Bourdelle et al., 2013) han puesto en evidencia que es poco probable que este enfoque funcione en rocas sedimentarias debido a: (i) la combinación de clorita detrítica de fragmentos líticos no meteorizados, clorita formada en el suelo durante la meteorización, más clorita resultante de procesos diagenéticos tempranos, (ii) la probable falta de equilibrio químico entre la roca sedimentaria y el fluido en el ambiente durante el crecimiento de la clorita en el sedimento huésped, y (iii) la posible heterogeneidad de la composición del fluido dentro de sistemas sedimentarios típicamente compartimentados (Worden et al., 2020).

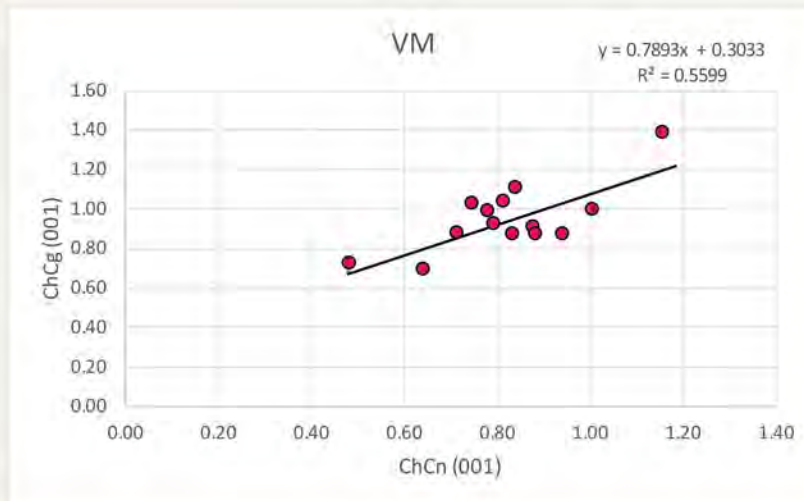
Los parámetros estadísticos de regresión lineal y correlación calculados entre los diferentes índices de cristalinidad de la clorita natural (ChCn) y glicolada (ChCg) para las reflexiones basales (001) y (002) en las areniscas de la Formación Calafate (perfiles VM, CC01, CC02P, A25M) indican dispersión (Figs. 8.5, 8.6 y 8.7), es decir que no se observan correlaciones y tendencias similares entre los índices de clorita como con los índices de illita propuesto por Árkai (1991). Esta dispersión puede deberse parcialmente por las diferentes respuestas de las cantidades presentes de interestratificado de clorita-esmectita y/o esmectita en las muestras (ver sección 6.3 y 6.5.2.1), así como por las condiciones de medición menos precisas causadas por un fuerte aumento del *background* hacia ángulos 2θ inferiores.

Por otro lado, en las figuras 8.5, 8.6 y 8.7 se observan las relaciones entre ICn(002) con ChCn(001) y ChCn(002), así como la relación entre ICg(002) con ChCg(001) y ChCg(002) que también indican dispersión de los datos. Debido a que la illita y la clorita no presentan efectos en los valores de cristalinidad luego de expuestas a vapores de etilenglicol, se interpreta que la gran dispersión de los datos se debe al contenido importante de los interestratificados de clorita-esmectita en las areniscas de la Formación Calafate.

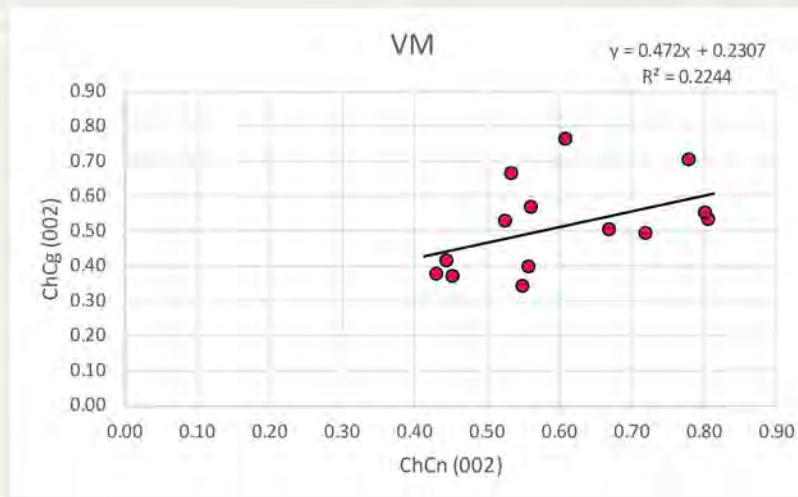
8.3 Consideraciones finales

La historia diagenética de la Formación Calafate en el área de estudio se extiende desde la etapa de eodiagenésis hasta mesodiagenésis temprana, a la que se superponen productos de la telodiagenésis de acuerdo con las relaciones de corte entre procesos y productos descriptos (Fig. 8.1, 8.2). La eodiagenésis se encuentra representada principalmente por procesos de disolución y cementación inicial. Esta cementación ocurre por precipitación directa e incluye a los cementos de

A



B



C

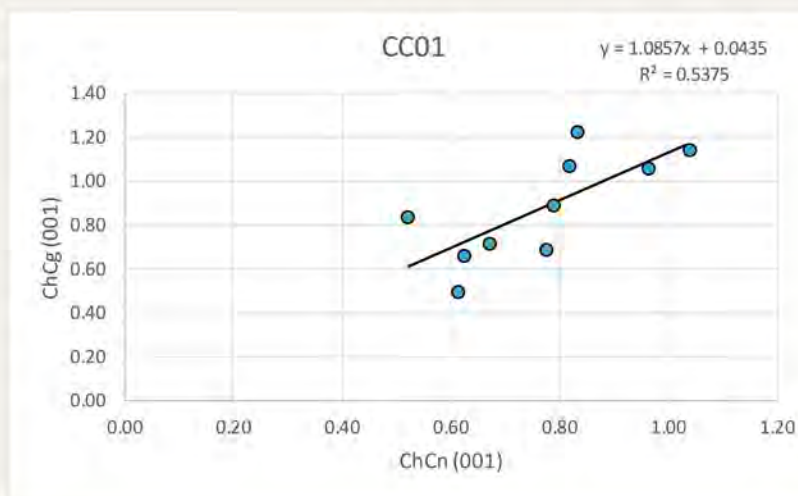


Figura 8.5. Gráficos de Índice de cristalinidad de la clorita de las reflexiones basales (001) y (002) en lectura al natural (ChCn) y lectura glicolada (ChCg). **a, b)** Muestras correspondientes a la localidad Vertedero Municipal (VM). **c)** Muestras de la localidad Cerro Calafate (CC).

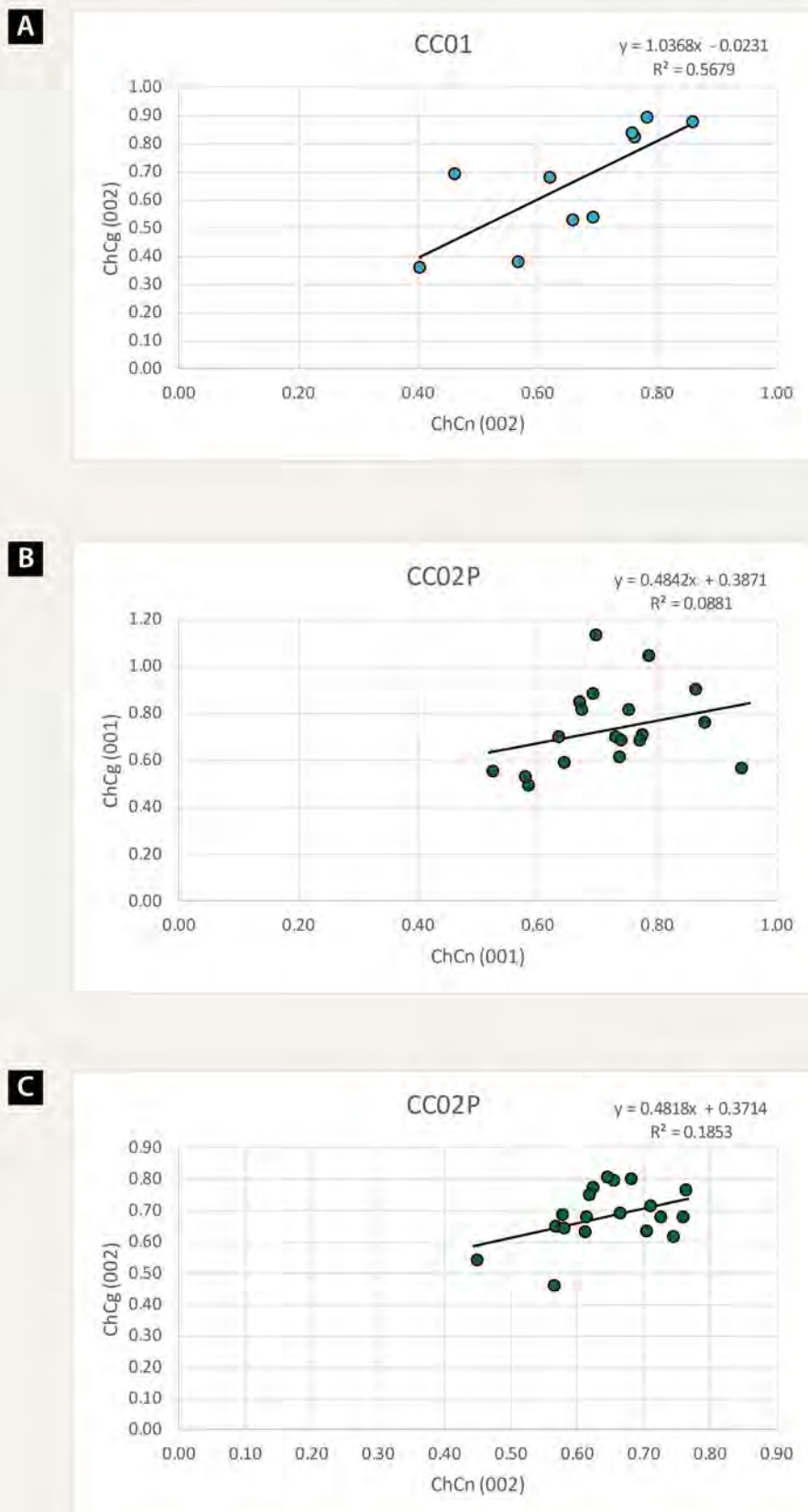
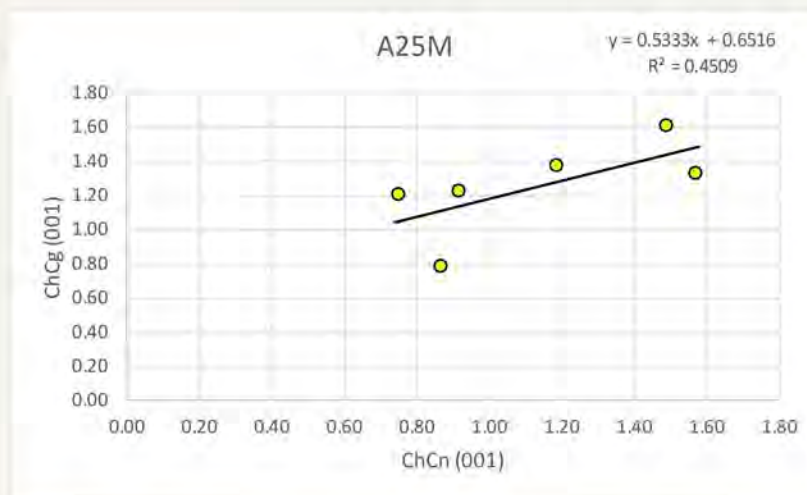


Figura 8.6. Gráficos de Índice de cristalinidad de la clorita de las reflexiones basales (001) y (002) en lectura al natural (ChCn) y lectura glicolada (ChCg). **a, b, c)** Muestras correspondientes a la localidad de Cerro Calafate (CC).

A



B

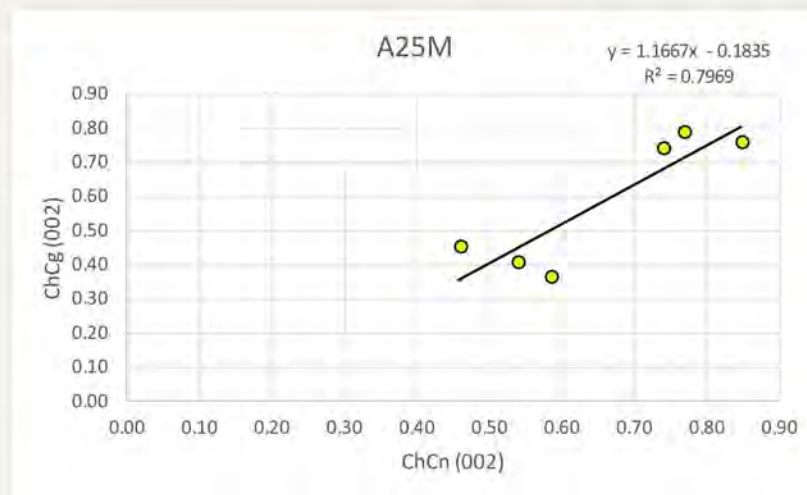


Figura 8.7. Gráficos de Índice de cristalinidad de la clorita de las reflexiones basales (001) y (002) en lectura al natural (ChCn) y lectura glicolada (ChCg). **a, b)** Muestras correspondientes a la localidad de Arroyo 25 de Mayo (A25M).

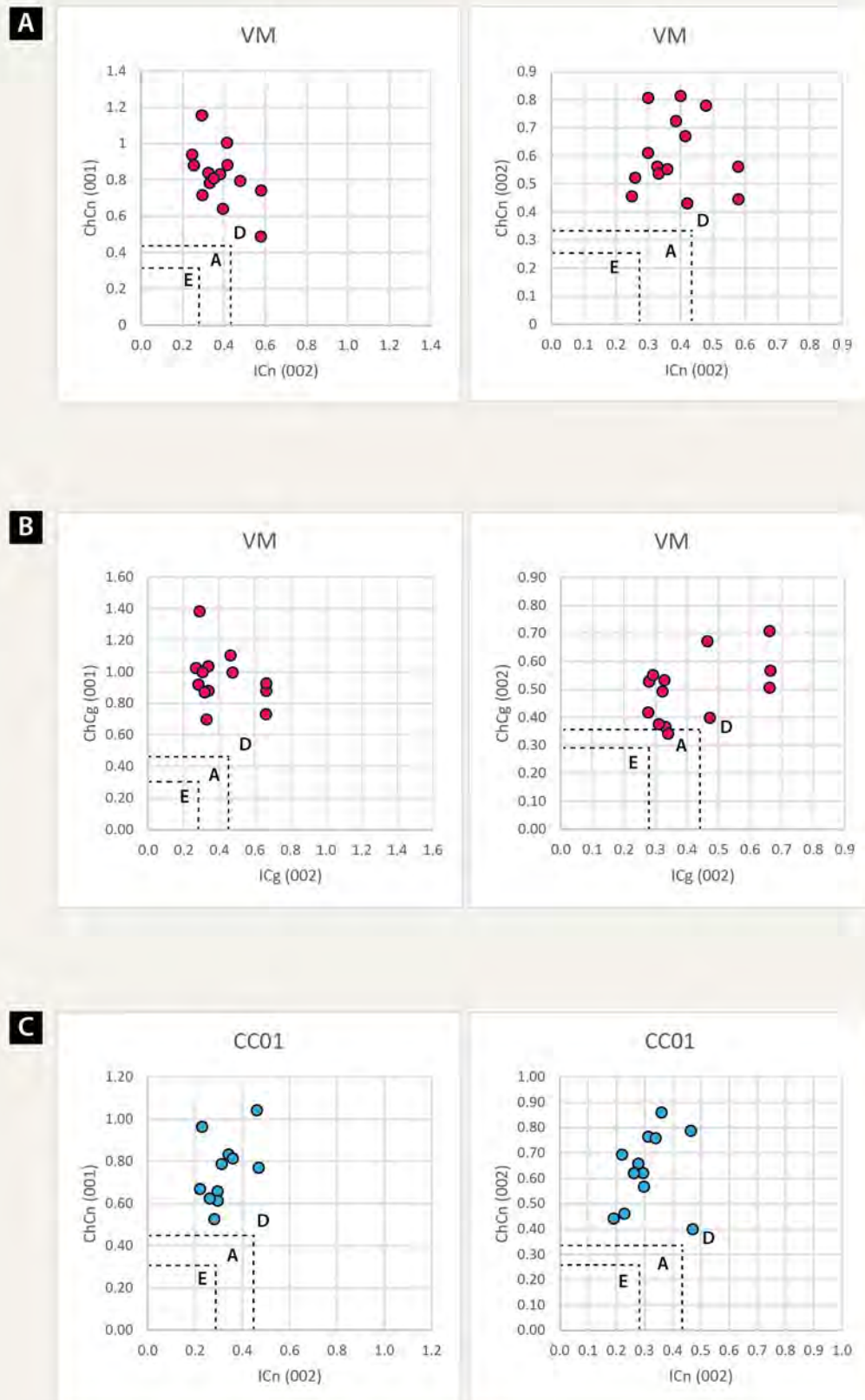


Figura 8.8. Correlación entre los índices de cristalinidad de la illita (IC) y de la clorita (ChC) en lectura natural (n) y en lectura glicolada (g). **a, b)** Muestras correspondientes a la localidad Vertedero Municipal (VM). **c)** Muestras de la localidad Cerro Calafate (CC). Referencias: E: epizona, A: anquizona, D: diagénesis (campos tomados de Árkai, 1991).

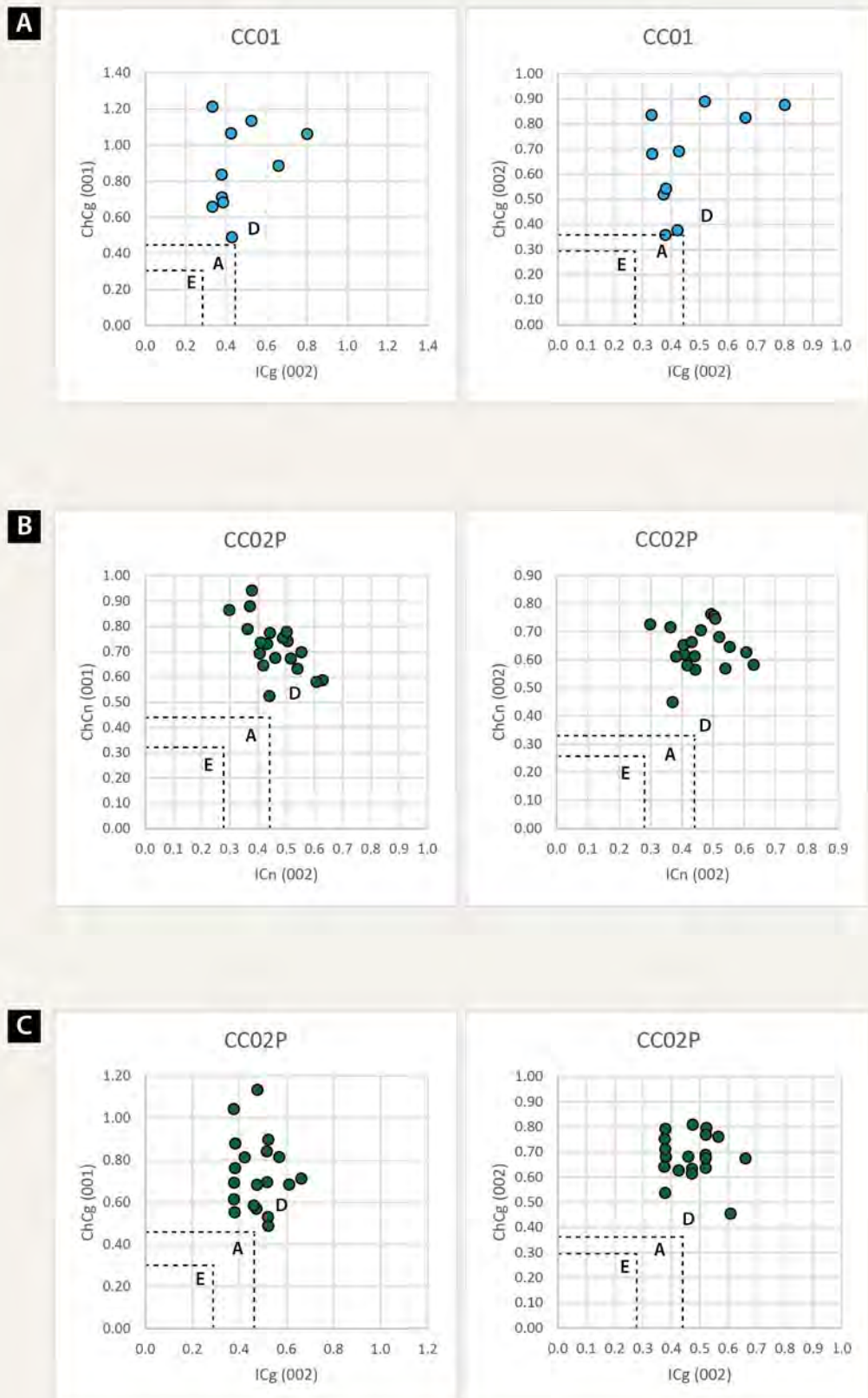


Figura 8.9. Correlación entre los índices de cristalinidad de la illita (IC) y de la clorita (ChC) en lectura natural (n) y en lectura glicolada (g). **a, b, c)** Muestras correspondientes a la localidad de Cerro Calafate (CC). Referencias: E: epizona, A: anquizona, D: diagénesis (campos tomados de Árkai, 1991).

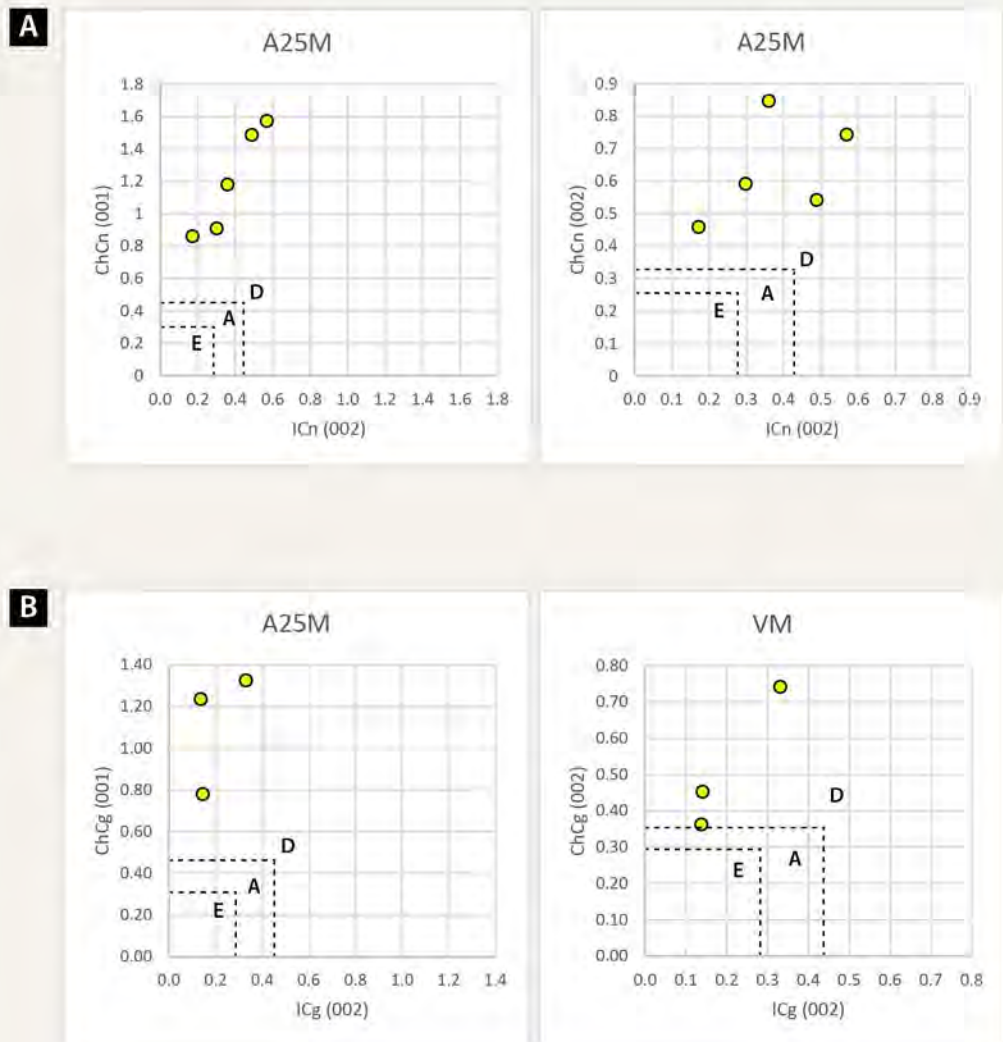


Figura 8.10. Correlación entre los índices de cristalinidad de la illita (IC) y de la clorita (ChC) en lectura natural (n) y en lectura glicolada (g). **a, b)** Muestras correspondientes a la localidad de Arroyo 25 de Mayo (A25M). Referencias: E: epizona, A: anquizona, D: diagénesis (campos tomados de Árkai, 1991).

8 EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA

calcita, piritas framboidales, argilominerales (esmectita) y zeolitas. Sin embargo, la cementación tiene mayor desarrollo durante la mesodiagénesis somera, donde por alteración de la pasta de líticos volcánicos y silicatos inestables y por transformación de minerales arcillosos se produce una reducción importante del espacio poral por cementación de argilominerales, principalmente de clorita e interestratificado de clorita-esmectita acompañados de interestratificado de illita-esmectita y en menor medida de zeolitas. La etapa de telodiagénesis se interpreta como temprana debido a que solo se evidencian por procesos de cementación de sílice y óxidos de hierro acompañados por procesos de disolución que generaron zonas de disolución, todos estos vinculados a la interacción con fluidos meteóricos (Worden y Morad, 2000; Gómez Peral et al., 2011).

Se destaca que la cementación de los argilominerales se produjo de manera uniforme en la unidad de estudio, pero de base a techo se reconocen secciones en donde domina la clorita y el interestratificado de clorita-esmectita, otros en donde domina solamente la esmectita y secciones en donde domina solamente el interestratificado de clorita-esmectita. Aquí se evidencia la importancia de factores externos que influyen en la diagénesis, si las condiciones diagenéticas a las que estuvieron sometidas las areniscas de la Formación Calafate fueron constantes y uniformes, entonces la diferenciación de tres cementos argílicos distintos que dominan intervalos individuales se debe exclusivamente al aporte sedimentario de distinta composición que interactúa con fluidos parentales cambiando la composición final de los mismos.

Esta evidencia diagenética se suma a las evidencias composicionales (petrografía y difracción de rayos x) y geoquímicas que refuerzan la interpretación de un suministro volcánico repentino y altamente lábil durante la depositación de los niveles de la sección media y que a su vez señalan cambios en la procedencia (ver sección 7.4.1).

9

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

9.1 Sistema de acumulación de los depósitos de la Formación Calafate en el área de estudio

La Formación Calafate ha sido descripta previamente como depósitos estuáricos de alta energía (Arbe y Hechem, 1984), formando parte de un sistema depositacional de estuario con planicies intermareales a submareales, canales submareales y barras arenosas mareales (Marensi et al., 2004). En base a las características generales de los depósitos, Marensi et al. (2004) propusieron para esta unidad un ambiente submareal y declararon que el contexto paleogeográfico más probable para la unidad es un ambiente del tipo estuario o de valle incidido, aunque la geometría de la cuenca no se haya podido registrar hasta el momento.

La reconstrucción paleoambiental de la Formación Calafate representa un desafío en sí mismo debido a que los afloramientos de la unidad presentan acantilados verticales que impiden hasta el momento la realización de un análisis más detallado del que se presenta a continuación. De acuerdo con las descripciones y resultados del capítulo 4, este trabajo propone una reconstrucción alternativa del sistema depositacional que explica las características faciales y la arquitectura de la Formación Calafate en el área de estudio.

9.1.1. Características diagnósticas de los procesos de mareas y corrientes mareales en los depósitos sedimentarios de la Formación Calafate

Las mareas son un factor muy importante en los ambientes costeros dado que producen corrientes que mueven y eventualmente depositan sedimentos, creando durante estos procesos características que pueden quedar preservadas en las sucesiones estratigráficas. En los últimos años se ha ampliado el conocimiento de los sistemas depositacionales mareales, lo que ha permitido reconocer cuales son las características diagnósticas de los procesos de mareas y de corrientes mareales. Éstas son aquellas que indican asimetría en la velocidad del flujo (Houbolt, 1968; Allen, 1980, 1991; Dalrymple, 1984; Mombray y Visser, 1984; Chakraborty y Bose, 1990; Nio y Yang, 1991; Simpson y Eriksson, 1991), como por ejemplo los dobletes de cortinas de fango (*mud couplets*), las sucesiones rítmicas de *tidal bundles* con evidencia de ciclos de marea muerta (*neap tide*) y marea viva (*spring tide*) y las superficies de reactivación (unidireccional y bidireccional). En ausencia de erosión y con el suficiente suministro de sedimento, los paquetes sedimentarios que se acumulan exhibirán atributos mareales fácilmente reconocibles (Davis Jr., 2012). Otros criterios que se pueden tener en consideración pero que no son únicos de procesos mareales son la estratificación entrecruzada

sigmoidal y en hueso de arenque (*herringbone*), la estratificación heterolítica flaser y ondulosa (Fan Daidu, 2013).

En muchas ocasiones el registro geológico de la totalidad de los criterios diagnósticos, así como de cada uno de los mismos, es incompleto, por lo que la interpretación del origen mareal de los depósitos se hace en base a la mayor cantidad de criterios que se han podido observar. En los depósitos de barras arenosas (AF4) de la Formación Calafate se han podido observar las tres características principales del origen mareal (Fig. 9.1), lo que permite corroborar el origen de estos depósitos como tales. Los depósitos de planicies areno limosas (AF2) se les asigna un origen mareal dado que presentan características sedimentarias resultantes de corrientes mareales tales como la estratificación heterolítica rítmica ondulosa a flaser (procesos tractivos y suspensivos de alta frecuencia), ausencia de estructuras de exposición subaérea en zona intermareal media a inferior, paleocorrientes marcadamente bimodales y que los mismos están vinculados con los depósitos de la AF4.

9.1.2 Tipo de costas en las cuales se acumularon los depósitos de la Formación Calafate de acuerdo con la dinámica de los sistemas marinos someros

Los sistemas marinos someros son zonas angostas que se extienden desde el límite de la influencia de los procesos marinos en el continente hasta el nivel de base de olas (0-200 m). Se caracterizan por presentar gran variabilidad de acuerdo con los procesos que predominan (olas, mareas, tormentas) y con la situación en la que se encuentran (transgresión, regresión). A su vez, si bien la morfología de las costas es dependiente del predominio de olas o mareas, también depende de otros factores tales como la forma del margen de la cuenca, la batimetría y la orientación de la costa respecto a la aproximación de las olas.

Desde principios del siglo XX se han hecho grandes esfuerzos por definir una correcta clasificación de costas. El enfoque más simple fue propuesto por Davies (1964, 1980) en base a la presencia universal de las mareas en las costas, cuya clasificación consiste en la división de rangos mareales: micromareal (< 2 m), mesomareal (2-4 m) y macromareal (> 4 m). Posteriormente, Hayes (1979) y Davis y Hayes (1984) consideraron el efecto relativo de las olas y las mareas como de importancia extrema en la morfología de las costas y propusieron un modelo gráfico sobre la base de la altura media de las olas y el rango medio de las mareas para mostrar el espectro de costas dominadas por olas, por mareas y todas las configuraciones posibles entre ambas. En este sentido, se observa que las interacciones de las olas y las mareas a través del silenciamiento mutuo, la modulación o la amplificación, resulta en distintos patrones de procesos, de transporte de sedimentos y de morfologías costeras (Anthony y Orford, 2002).

Aunque una compleja gama de procesos influye en la configuración de la costa, se puede identificar cuáles fueron los procesos de mayor o menor relevancia mediante el reconocimiento de las características sedimentarias propias que genera cada proceso en los sedimentos. Los depósitos de las AF1, AF2, AF4, AF5, AF6 y AF7 se interpretan que representan una costa dominada por mareas dado que se acumularon en un ambiente marino y en los mismos dominan características sedimentarias propias de procesos mareales. Los depósitos de la AF3, como se mencionó en el apartado 4.3, presentan características sedimentarias (granulometría, restos vegetales, trazas fósiles aisladas, bases

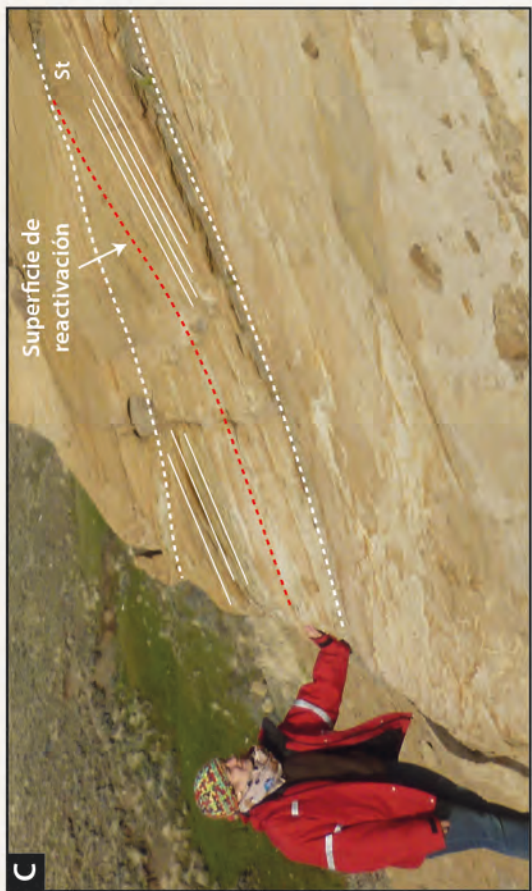
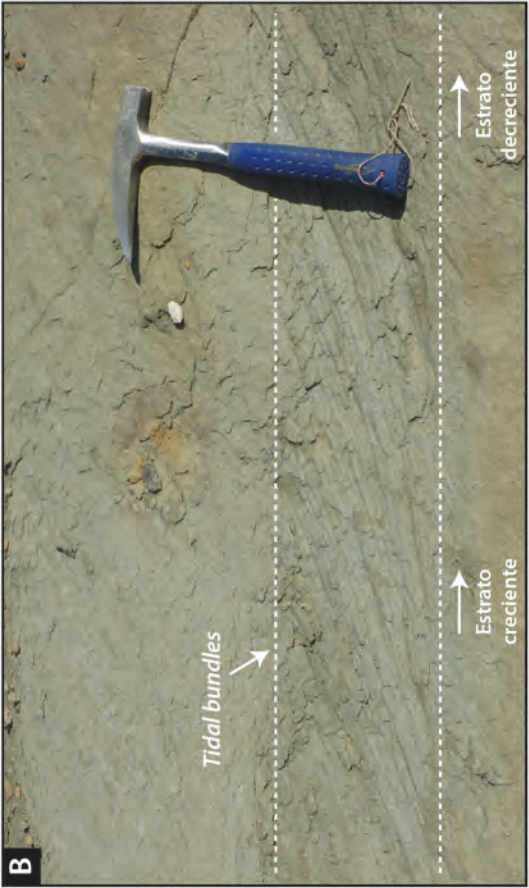
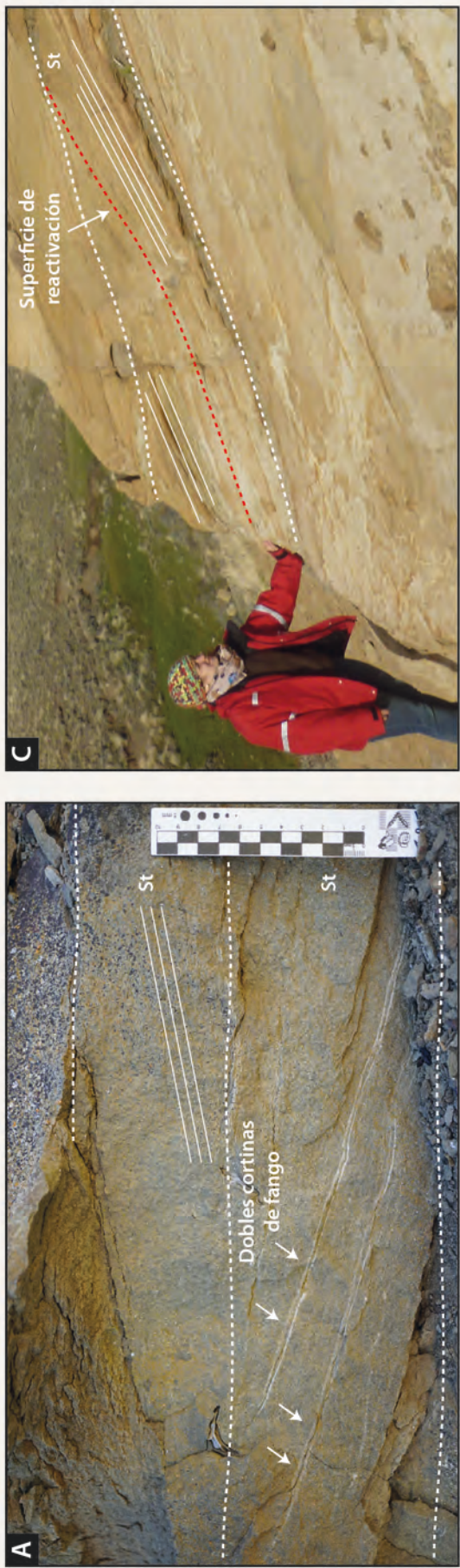


Figura 9.1. Características diagnósticas de los procesos mareales reconocidos en los depósitos de barras arenosas (AF4) de la Formación Calafate. **a)** Dobletes de cortinas de fango (flechas blancas) que se observan en las areniscas con estratificación entrecruzada (St) (líneas blancas indican *foresets*). Piqueta de escala 28 cm de largo. **b)** *Tidal bundles* reconocidas en las areniscas con estratificación entrecruzada (St). Nótese el arreglo estratocreciente - estratodecreciente asociado a los ciclos de marea viva y marea muerta. **c)** Superficies de reactivación (línea roja punteada) que se observa en las areniscas con estratificación entrecruzada (St), reconocida por los distintos ángulo de inclinación (líneas blancas) de los *foresets*. Persona de escala 1,70 m de altura.

fuertemente erosivas, paleocorrientes, patrón de apilamiento) marcadamente distintas a las otras asociaciones de facies que indican que estos depósitos no forman parte del desarrollo de la secuencia sedimentaria propia del sistema depositacional en el cual se acumularon las otras sedimentitas de la Formación Calafate.

9.1.2.1 Costas dominadas por mareas

El patrón de distribución de sedimentos en las costas dominadas por mareas es altamente variable de acuerdo con la configuración de la costa y la energía de las corrientes. Generalmente, las plataformas amplias con perfiles muy tendidos tienden a disipar la energía de las olas amplificando el rango de mareas. Cuanto más grande es el rango mareal, el volumen mareal de arena y grava se vuelve más importante y se requiere de mayor energía de las olas para que ocurran cambios morfológicos de gran escala.

En las costas dominadas por mareas se desarrollan planicies mareales que constituyen ambientes de bajo relieve típicamente flanqueados por costa de plataforma amplia con ritmos de marea marcados (Eisma, 1998). Estas planicies mareales se dividen en tres zonas: supramareal, intermareal y submareal. La zona intermareal se divide en tres subzonas: superior, media e inferior. El criterio de división de la zona intermareal varía de acuerdo con la granulometría, vegetación y altura de las mareas. Las configuraciones macromareales favorecen el desarrollo de extensas planicies mareales (Daidu, 2013 modificado de Boyd et al., 1992 y Yang et al., 2005), pero también son comunes en zonas comunes en costas mesomareales a micromareales.

La zona supramareal se extiende por encima del nivel de la marea alta, lo que permite el desarrollo de vegetación y vinculación con una amplia variedad de ambientes terrestres. Además de la vegetación, esta zona está caracterizada por un alto contenido de materia orgánica y por depósitos finos que consisten principalmente de limo y arcilla. La zona intermareal se extiende entre el nivel de marea alta y marea baja, por lo que experimenta emersiones e inmersiones periódicas que producen fluctuaciones en la salinidad. En esta zona se desarrollan planicies de mareas caracterizadas por facies heterolíticas y canales mareales que pueden variar de acuerdo con las subzonas superior, media e inferior. En este sentido, en la subzona superior se desarrollan planicies fangosas, en la subzona intermedia se desarrollan planicies mixtas y, por último, en la subzona inferior se desarrollan planicies arenosas. La zona submareal es la región que se extiende por debajo de la línea de marea baja correspondiéndose con la zona de mayor energía dentro del sistema depositacional, por lo que se desarrollan importantes depósitos de barras arenosas y complejos de canales.

9.1.2.2 Sistemas depositacionales

Las planicies mareales se clasifican en protegidas (*sheltered*) o completamente expuestas (*exposed*) al mar abierto de acuerdo con la magnitud de exposición al oleaje. Las planicies mareales protegidas se caracterizan por la presencia de cuerpos de arena de marea (bancos o barras lineales) en la zona intermareal inferior o en la zona submareal, y delicados sistemas de canales de marea que atraviesan las planicies. La migración lateral de las barras de los canales y/o la elevada tasa de sedimentación en los entornos protegidos pueden producir sucesiones rítmicas de bancos de mareas

o ritmitas cíclicas de mareas. Las planicies mareales de costa abierta están menos estudiadas aunque están mucho más ampliamente distribuidas que las protegidas (Klein 1975; Wang, 1983; Ren, 1985; Wells et al., 1990; Fan et al., 2004; Yang et al., 2005). Este tipo de planicies mareales están compuestas mayoritariamente por sedimentos de grano fino predominando fango por sobre arena y estructuras producidas por oleaje. Teniendo en cuenta la vinculación vertical y espacial de las asociaciones de facies sedimentarias reconocidas en los depósitos de la Formación Calafate y de comparación con modelos de acumulación existentes propuestos en la literatura (Daidu, 2013 y referencias allí citadas), se interpreta que estos se depositaron en un sistema de planicie mareal protegido de tipo bahía durante la transgresión maastrichtiana (Feruglio, 1938; Marensi et al., 2004; Schwarz and Graham, 2015) en una costa dominada por mareas. Las fuertes corrientes mareales contribuyeron significativamente a la puesta en suspensión de material fino y actuaron como un agente de selección muy efectivo originando depósitos de canales multiepisódicos confinados arenosos (AF1), planicies areno limosas (AF2), barras arenosas (AF4) y canales simples menores (AF5, AF6, AF7) con un índice de selección muy alto (véase Gao et al., 1994).

En este sentido se interpreta que los depósitos de canales multiepisódicos confinados arenosos de la AF1 se desarrollaron en la zona submareal dado que la granulometría que presentan, así como las icnofacies de *Skolithos* y *Skolithos* proximal definidas en estos depósitos (apartado 5.1.1), indican condiciones de alta energía dentro del sistema depositacional de planicies mareales. Por encima de las sedimentitas de la AF1, se acumularon los depósitos de planicies areno limosas de la AF2 que se desarrollaron en la subzona inferior de la zona intermareal. Estos depósitos presentan facies sedimentarias, ausencia de estructuras de exposición subaérea y trazas fósiles de la icnofacies de *Cruziana* que señalan condiciones de moderada a baja energía y que son congruentes para esta subzona del sistema depositacional. Los depósitos de la AF1 presentan paleocorrientes que indican que los canales y barras arenosas migraban hacia el norte con variaciones tanto al noroeste como al noreste, mientras que en los depósitos de la AF2 se midieron paleocorrientes bimodales de orientación oeste-este. Las paleocorrientes de ambos depósitos sugieren una configuración de costa coherente con el contexto paleogeográfico de la Cuenca Austral-Magallanes durante el Maastrichtiano (Schwartz y Graham, 2015; Sickmann et al., 2019; Rivera et al., 2020).

Los depósitos de canales multiepisódicos confinados gravosos de la AF3 se desarrollaron por encima de los depósitos de la AF2 mediante superficies fuertemente erosivas y presentan características sedimentarias, biológicas e icnológicas que reflejan aporte sedimentario desde sectores continentales (apartado 4.2.3; 4.3; 5.1.3). Asimismo, las paleocorrientes observadas en estos depósitos gravosos señalan la migración hacia el sur corroborando el aporte sedimentario desde sectores continentales. Los canales gravosos de la AF3 no se asemejan a ningún canal mareal de sistemas de depositación como inlets, bay head deltas, estuarios macro y mesomareales. Los canales mareales que se desarrollan en estos sistemas son sinuosos y predominantemente arenosos con una base erosiva marcada por un *lag* de granulometría gruesa, presentan un arreglo granodecreciente y paleocorrientes bidireccionales de estructuras entrecruzadas (Reineck y Singh, 1980; Reinson, 1992; Dalrymple et al., 1992; Boggs, 2005). Otros depósitos canalizados gravosos que exceden el volumen de los típicos "*lags*", son aquellos que se sitúan en ambientes de canales que cortan a barreras y se emplazan entre planicies

mareales y ambiente marino abierto. Los depósitos gravosos de la AF3 presentan un nivel de complejidad que exceden a esta tesis dado que requieren de mayores estudios sedimentológicos, estratigráficos, arquitecturales y tectónicos. Se proponen trabajos de campo y de gabinete posteriores que permitan explicar adecuadamente el origen de estos materiales gravosos, qué sistema los pudo aportar hasta incorporarlos al ambiente de acumulación y por qué éstos no están presentes en otras asociaciones de facies del sistema.

El patrón de apilamiento reconocido entre los depósitos de la AF2 y AF4 se repite nuevamente con la acumulación de los depósitos de barras mareales en una zona submareal que intercalan con los depósitos de planicie areno limosas de la AF2. Éstos últimos se acumularon inicialmente en la subzona inferior y posteriormente en la subzona media de la zona intermareal cuando se empiezan a reconocer las intercalaciones con los depósitos de pequeña escala de canales simples arenosos (AF5), de canales simples areno bioclásticos (AF6) y de canales simples gravo bioclásticos (AF7). El hecho de que los depósitos de la AF5, AF6 y AF7 estén representados por cuerpos simples aislados dentro de los depósitos de planicies de areno limosas (AF2) sugiere un modelo de canales simples sinuosos que fluía a través de las planicies costeras, por lo que se podría interpretar a estas unidades como un sistema de pequeños canales distributarios costeros.

9.1.3 Paleogeografía e influencia mareal en la Cuenca Austral-Magallanes durante el Maastrichtiano

En los sectores del norte de la Cuenca Austral-Magallanes, la transición de depósitos continentales a marinos facilitó el reconocimiento de la transgresión maastrichtiana – daniana que permitió estudios sedimentológicos a detalle (véase Marensi et al., 2004; Schwartz y Graham, 2015; Odino-Barreto et al., 2018). Rivera et al. (2020), presentaron datos sedimentológicos y estratigráficos sobre la variabilidad de los depósitos transgresivos en las partes centrales y al sur de la cuenca. Estos estudios comprenden a la Formación Calafate al sur del Lago Argentino en la provincia de Santa Cruz en Argentina (sector norte) (véase Marensi et al., 2004; Odino-Barreto et al., 2018), la Formación Dorotea en el Río de las Chinas en la provincia de Última Esperanza en Chile (véase Schwartz y Graham, 2015) y los niveles superiores de la Formación Fuentes, la Formación Rocallosa y Chorrillo Chico a lo largo de las costas al norte de Skying Sound, Isla Riesco y la Península Brunswick en la provincia de Magallanes en Chile (véase Rivera et al., 2020).

La Formación Dorotea en el Río de las Chinas se interpreta como un delta dominado por ríos e influenciado por mareas, que se depositó en el extremo norte de un engolfamiento denominado el “engolfamiento de Magallanes” (Schwartz y Graham, 2015). Los depósitos del Maastrichtiano de la provincia de Magallanes se interpretan como acumulados en un shoreface, que fue luego reemplazado por un sistema depositacional estuarino afectado por mareas como parte del relleno de un valle inciso (Rivera et al., 2020). El engolfamiento de Magallanes estaba tectónicamente confinado en el Cretácico Superior por el arco / faja plegada y corrida al oeste y por un abultamiento en la región oriental (véase Biddle et al., 1986; Rommans et al., 2010; Fosdick et al., 2011), y que este confinamiento fue lo suficientemente importante para amplificar la señal mareal a medida que se propagaba hacia el norte en la cuenca.

Posteriormente, los efectos compensatorios del levantamiento constante del antepaís y la imbricación de la faja plegada y corrida de piel fina mantuvieron la progresión de la deformación (Kraemer, 2003; Ghiglione y Ramos, 2005; Ghiglione y Cristallini, 2007), e impulsaron la expansión hacia el sur del engolfamiento con una geometría heredada de la cuenca predecesora de Rocas Verdes (véase Fosdick et al., 2011). En base a esta tesis doctoral se propone que esta geometría promovió hacia el norte un aumento de la energía de las corrientes mareales a medida que se propagaban en una vía marítima cada vez más estrecha, generando significativamente características de los procesos mareales en los depósitos de la Formación Calafate y el desarrollo subsiguiente de un sistema depositacional de planicie mareal protegido de tipo bahía. Adicionalmente, Schwartz y Graham (2015) sugirieron extensos depósitos de planicies mareales fuera del eje del delta de Dorotea a lo largo de la línea de costa de Magallanes al este del Río de las Chinas.

9.2 Implicancias de la caracterización icnológica del sistema depositacional de planicie mareal protegida de tipo bahía de la Formación Calafate

La comunidad bentónica de organismos está condicionada por la salinidad, temperaturas y exposiciones subáreas íntimamente vinculadas y fuertemente dependiente de la posición latitudinal y del clima (Mángano et al., 2002). Las condiciones hidrodinámicas y del sustrato también afectan la fauna debido a que estas condiciones son dependientes de la topografía y fisiografía de la costa. Es así como, la icnofauna resultante representará la interacción de parámetros medioambientales sobreimpresos por factores tafonómicos (Buatois y Mángano, 2011).

La caracterización icnológica de los depósitos de la AF1 y AF2 de la Formación Calafate indica aguas limpias y oxigenadas, de salinidad normal, con abundancia y disponibilidad de alimento, sedimentación continua y moderada, que se evidencia en la intensidad de bioturbación, la diversidad de las trazas, las profundidades máximas de penetración en el sedimento y las dimensiones de las excavaciones (Tabla 5.1). La sucesión vertical y lateral del conjunto de trazas fósiles atribuible a las mencionadas icnofacies –expresiones proximales de *Skolithos*, *Skolithos*, *Cruziana*– indican aguas de características cercanas al agua de mar, es decir con salinidades normales, a lo largo del perfil depositacional de planicie mareal protegido de tipo bahía (Fig. 4.5-4.9, Fig. 5.1-5.6). En contraste, los depósitos de las AF4, AF5, AF6 y AF7 no están bioturbados (Fig. 4.12-4.14, Fig. 5.7) debido a la granulometría gruesa que caracterizan a estos depósitos y que se asocia a la energía alta de las corrientes tractivas unidireccionales.

La caracterización icnológica registrada en esta tesis doctoral coincide con un conjunto de trazas fósiles esperables de un modelo depositacional de planicie mareal protegido de tipo bahía con depósitos de planicies areno limosas en zonas intermareales (AF2), en los cuales se reconocen elementos de la icnofacies de *Cruziana*, y con depósitos de canales y barras arenosas (AF1) en zonas submareales, que presentan elementos de la icnofacies de *Skolithos* y *Skolithos* proximal.

9.3 Aspectos composicionales de la Formación Calafate dentro del contexto regional

9.3.1 Potenciales áreas fuente de sedimento

Las areniscas de la Formación Calafate se componen de abundantes fragmentos líticos y cuarzo volcánico de manera que se ubican dentro del campo de procedencia de arco magmático de Dickinson (1985) (Fig. 9.2) y la sección media está marcada por un aumento en el porcentaje modal de plagioclasas. De acuerdo con Rivera et al. (2020), las formaciones de Rocallosa, Dorotea y Chorrillo Chico están compuestas de feldarenitas líticas y la composición modal indica un campo de procedencia de arco tectónico disectado y otro de arco transicional. Los estratos de Cabo Nariz están compuestos de litoarenitas feldespáticas y se ubican en el campo de procedencia de arco transicional (Fig. 9.2), lo que sugiere que los componentes de estas unidades derivaron de la exhumación del arco magmático andino (incluyendo las raíces plutónicas y el material volcanogénico). La Formación Dorotea (Romans et al., 2010) y los estratos de Cabo Nariz son relativamente de composiciones similares a las areniscas de la Formación Calafate estudiadas en esta tesis (Fig. 9.2). La relativa similitud composicional observada es consistente con la información petrográfica compilada por Manassero (1989), pero diferente de Macellari et al. (1989) (Fig. 9.2), lo cual se interpreta como discrepancias estratigráficas de la unidad (apartado 2.3.3). De acuerdo con las edades U-Pb de circones detríticos, las formaciones Dorotea, Rocallosa, Chorrillo Chico y los estratos de Cabo Nariz muestran un continuo suministro de material de arco del Batolito Patagónico Sur (Hervé et al., 2007; Schwartz et al., 2017; Rivera et al., 2020). Además, George et al. (2020) también sugieren que los depósitos de la Formación Dorotea provinieron principalmente de fuentes de sedimentos andinos hacia el oeste con contribuciones limitadas del Macizo del Deseado.

Las areniscas de la Formación Calafate presentan una afinidad claramente tectónica con el Complejo Quemado y la Formación Tobífera (Fig. 7.10 a) en base a los valores bajos de los elementos Nb y Zr (<20 ppm de Nb y <350 ppm de Zr) utilizados en el diagrama de Pankhurst et al. (1998). Esta afinidad corresponde con un arco volcánico relacionado con subducción e implica un aporte exclusivo del borde occidental de la cuenca durante la depositación de la unidad en estudio (Fig. 2.1), lo cual posibilita descartar la idea de una contribución de las unidades volcánicas jurásicas de las rocas del Macizo del Deseado (formaciones Chon-Aike y Marifil). Adicionalmente, las secciones inferior, media y superior de la Formación Calafate presentan una fuerte afinidad con las composiciones intermedias de la Formación Tobífera (Complejo EL Quemado) y con el patrón de diorita/andesita del Batolito Patagónico (Fig. 7.10 b), en base a la comparación de estas secciones con otras potenciales áreas fuentes de la región patagónica utilizando ciertos elementos de tierras raras (La, Ce, Sm, Eu y Yb) (apartado 7.3.1, Fig. 7.10 b). Estas afinidades también sugieren un aporte desde dos áreas fuentes diferentes al oeste que incluyen al Complejo El Quemado y el material volcanogénico del arco magmático andino (Fig. 2.1) durante la acumulación de las areniscas de la Formación Calafate.

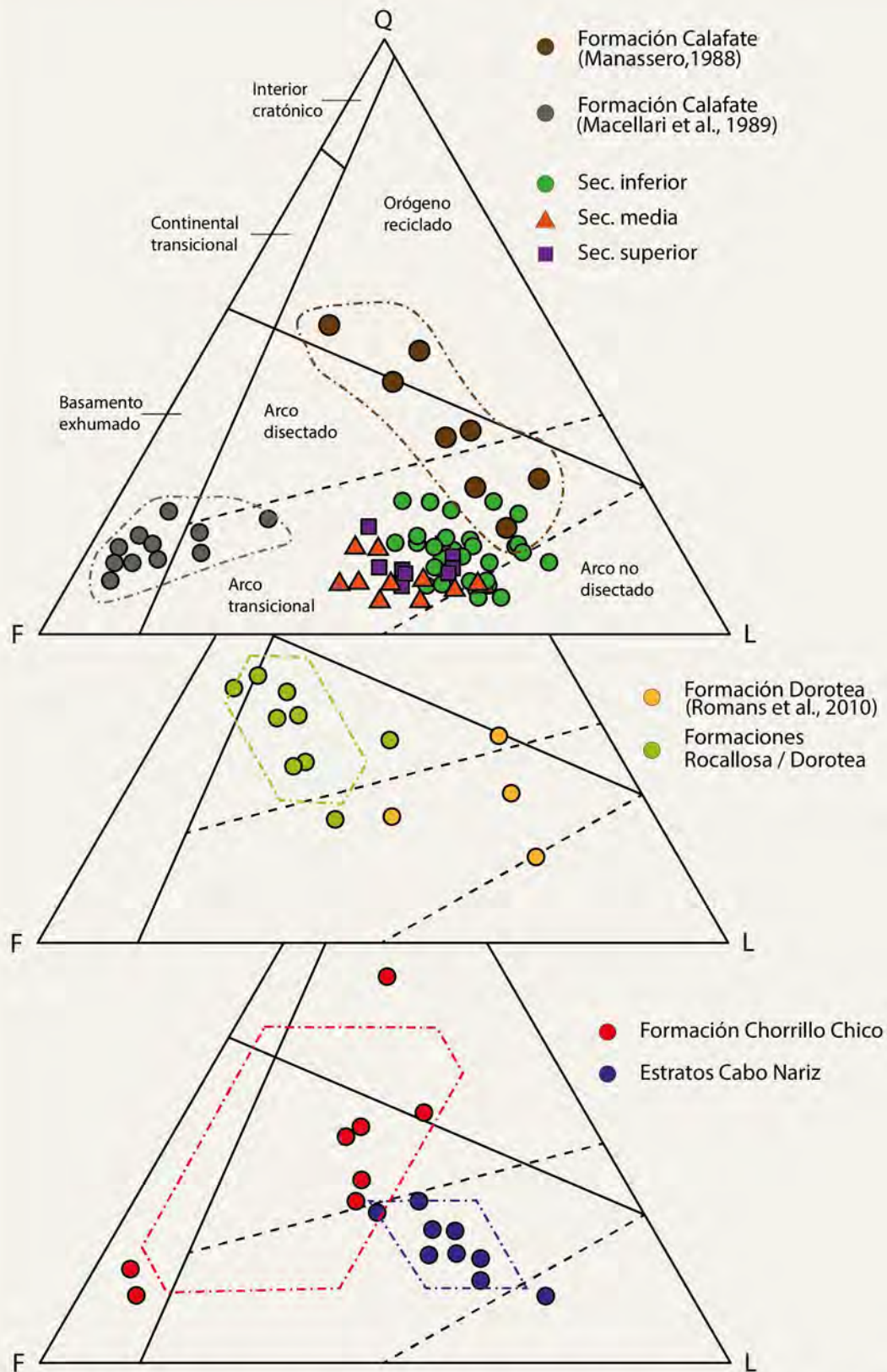


Figura 9.2. Diagramas ternarios QFL y campos de procedencia tectónica de Dickinson (1985), que muestra las modas detríticas de la Formación Calafate al sur del Lago Argentino. Muestras de Manassero (1988) y Macellari et al. (1989) para la Formación Calafate se graficaron para comparación, así como muestras de Rivera et al. (2020) para las formaciones Rocallosa, Dorotea y Chorrillo Chico y los Estratos Cabo Nariz en Chile (tomado de Odino-Barreto et al., 2021).

9.3.2 Evolución temporal de la Formación Calafate y las unidades equivalentes en la Cuenca Austral-Magallanes durante el Maastrichtiano

Antes de la transgresión maastrichtiana-daniana, se interpretó la existencia de un delta influenciado por mareas a olas (Formación Dorotea) en la provincia Última Esperanza (Schwartz y Graham, 2015), mientras que dominaban ambientes costeros (Formación Rocallosa) (Rivera et al., 2020) en la provincia de Magallanes. Durante la transgresión, un sistema de estuario desarrollado como sistemas de valles incisos se rellenaron en la provincia Última Esperanza y abanicos de turbiditas marinos profundos (Formación Chorrillo Chico) (Rivera et al., 2020) progradaron en la provincia Magallanes. En el área del Lago Argentino, se desarrollaron sistemas depositacionales marinos someros, más específicamente de planicie mareal protegido de tipo bahía. Se sugiere que el tectonismo regional es la causa de la evolución de estos sistemas depositacionales y es el principal mecanismo de control de la transgresión Atlántica en la Patagonia (e.g., Aguirre-Urreta et al., 2011; Gianni et al., 2018; Rivera et al., 2020).

Durante el Maastrichtiano (~72–68 Ma), gravas arenosas y gravas se depositaron como parte de un relleno temprano de sistemas de valles incisos (Formación Dorotea) y como depósitos de delta tipo Gilbert de alta energía (miembro D de la Formación Rocallosa en la provincia Magallanes), lo que sugiere la existencia de ríos que drenaban una región tectónicamente activa (Li et al., 2006; Torres Carbonell y Olivero, 2019; Rivera et al., 2020). Más hacia el este, los depósitos de canales arenosos y planicies areno limosas (Formación Calafate, sección inferior) fueron reemplazados por conglomerados y areniscas gruesas que se acumularon como parte de canales gravosos, barras arenosas y planicies areno limosas (Formación Calafate, sección media y superior). Esto refleja un cambio en la configuración tectónica anterior que podría haber sido causado por un constante levantamiento del basamento en el antepaís y posterior imbricación de la faja plegada y corrida de piel fina (Kraemer, 2003; Ghiglione y Ramos, 2005; Ghiglione y Cristallini, 2007). Adicionalmente, la moda detrítica de las formaciones Calafate, Dorotea, Rocallosa y Chorrillo Chico y los estratos de Cabo Nariz, y las edades de circones detríticos de las unidades chilenas también indican procesos de continua exhumación del antepaís, que da lugar a una erosión moderada a acentuada del arco y del material volcanogénico del mismo.

9.4 Historia diagenética de la Formación Calafate: origen, transformaciones y asociaciones de los argilominerales autigénicos cloríticos, clorítico-esmectíticos y esmectíticos

En base a las relaciones de corte observadas en petrografía y asistida con MEB se estableció el relativo orden cronológico de los procesos diagenéticos ocurridos pudiendo así establecer la historia diagenética de la Formación Calafate (Fig. 9.3). Esta historia comienza en la etapa de eodiagénesis con procesos de compactación física en donde la fábrica original se reorientó, ciertos minerales se flexuraron y litoclastos lábiles se deformaron de manera dúctil, logrando así la reducción del volumen poral del sedimento. A este primer proceso diagenético le siguieron de manera alternada procesos de disolución (disolución I y disolución II) y cementación inicial por precipitación directa (calcita, sulfuros de hierro, argílica) hasta alcanzar los 70°C y < 2 km aproximadamente. A partir de estas condiciones

los siguientes procesos de disolución (disolución III) y cementación (argílica y zeolitas) se desarrollaron dentro de la etapa de mesodiagénesis somera (Fig. 9.3), produciéndose aquí el mayor desarrollo de la cementación por alteración de las pastas de líticas volcánicas y silicatos inestables junto con la transformación de minerales arcillosos y la mayor reducción del espacio poral remanente. Posteriormente se interpreta una etapa de telodiagénesis temprana debido a procesos de disolución (disolución IV y disolución V) y cementación (chert y óxidos de hierro) vinculados a la interacción de fluidos meteóricos (Worden y Morad, 2000; Gómez Peral et al., 2011) (Fig. 9.3).

9.4.1 Origen

Los argilominerales de clorita, interestratificado de clorita-esmectita y la esmectita que se encuentran en la Formación Calafate presentan un origen diagenético como se ha mencionado previamente (Fig. 9.3). Para la precipitación de estos tipos de cementos se requirió de un importante aporte de vidrio volcánico, óxidos de hierro, de magnesio, de aluminio y de silicio, considerados elementos principales, que estén presentes en el sedimento al momento de la acumulación (sistema cerrado). De entre estos elementos principales se destaca que la presencia de hierro en altas concentraciones en el sedimento detrítico es un control fundamental para la formación de cloritas ricas en hierro. Ahora bien, las condiciones hidráulicas en el continente, y quizás lo más importante, en el lugar de acumulación final del sedimento, representan el control supremo que concentra minerales de hierro en la fracción de arena.

La fracción gruesa y fina del material detrítico que se genera en el continente puede contener minerales de arcilla y óxidos en función de la intensidad del régimen de meteorización. Climas cálidos y con mucha humedad, en bajas pendientes y con grandes áreas de transferencia tienden a generar un grado más avanzado de meteorización que los climas fríos, áridos, de mayores pendientes y de áreas de transferencia pequeñas (Hill et al., 2000; McKinley et al., 2003). Las fracciones finas y gruesas se separan naturalmente por hidrodinámica durante los procesos de transporte, el material fino tiende a ser transportado hacia las cuencas oceánicas mientras que la fracción gruesa del sedimento es atrapado en los márgenes continentales.

Posteriormente, la meteorización tiende a cambiar la geoquímica de los minerales ígneos y metamórficos de altas temperaturas tales como olivinos, piroxenos, granates y anfíboles, a minerales de baja temperatura como los óxidos de hierro y los argilominerales de hierro. Además, la alteración de los minerales pesados ricos en hierro, que incluyen a los anfíboles, epidotos, granates, ilmenitas, estauroalitas y hematitas (Flemal, 1969; Walderhaug y Porten, 2007), liberan hierro al sistema que luego es incorporado en los minerales diagenéticos. Un bajo grado de meteorización comúnmente resulta en la concentración de líticas ricos en hierro y clastos monominerales ricos en hierro (por ejemplo biotitas, cloritas, ilmenitas, granates detríticos) (Fritz y Toth, 1997; Toth y Fritz, 1997).

9.4.2 Transformaciones y asociaciones de los argilominerales diagenéticos

Una vez que material sedimentario parental (fracción fina con bajo grado de meteorización, rica en líticas de hierros, clastos monominerales ricos en hierro y vidrio volcánico) se deposita y acumula en condiciones ambientales de aguas levemente alcalinas, con cationes de Na⁺ y los aniones

9 DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

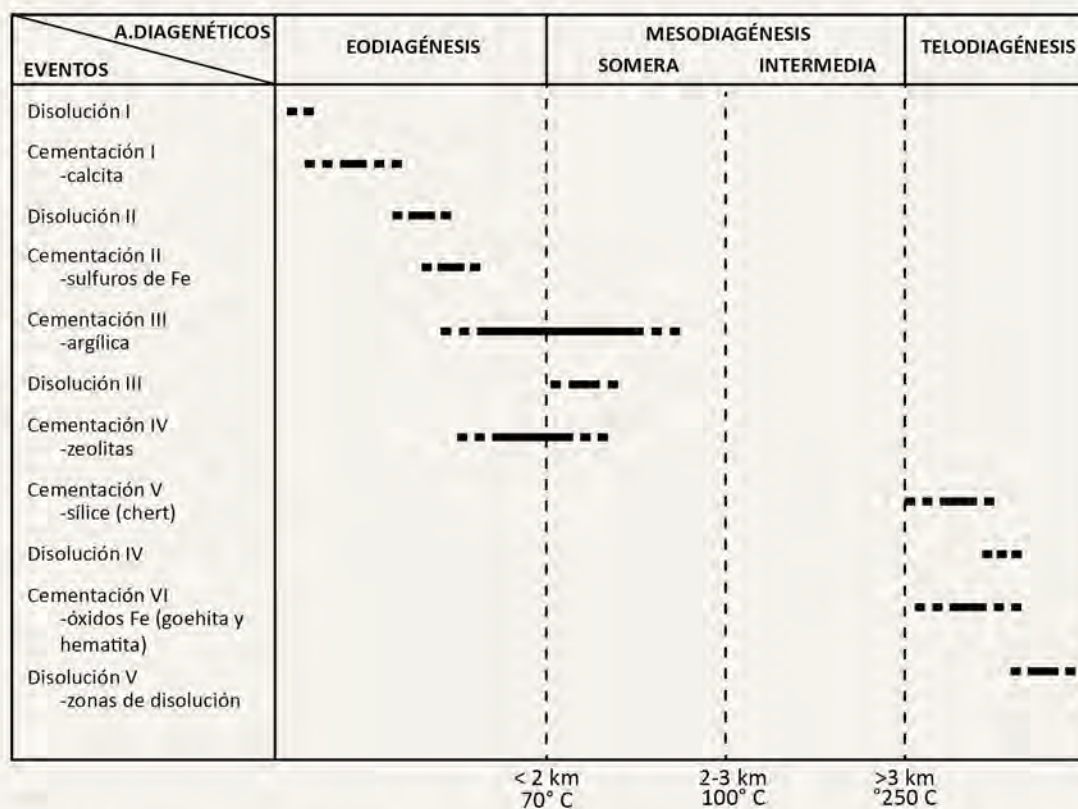


Figura 9.3. Historia diagenética de la Formación Calafate elaborada a partir del estudio en detalle de las relaciones de corte observadas en petrografía y asistida con MEB.

de Cl^- (SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+}) y una salinidad de 35 ‰ (Worden y Burley, 2003) empiezan a actuar los procesos post-depositacionales que darán como resultado a minerales autigénicos característicos de estas condiciones.

La esmectita resulta como producto de la alteración del vidrio volcánico a temperaturas menores de 45°C (Savin et al., 1993), a profundidades menores a 1,2km (Burns y Ethridge, 1979) y bajo condiciones oxidantes (Worden y Burley, 2003). Posteriormente la esmectita se transforma sucesivamente a medida que aumenta el soterramiento a profundidades mayores de 2km y con temperaturas mayores a 70°C (Jahren y Aagaard, 1989; Burley y MacQuaker, 1992; Ehrenberg, 1993; Grigsby, 1999; Aagaard et al., 2000), dando como primer resultado el interestratificado de clorita-esmectita y como resultado final la clorita (Hillier, 1994; Humphreys et al., 1994). A partir de esto se interpreta que para la Formación Calafate la etapa de eodiagénesis se caracteriza por una asociación de argilominerales esmectítica y la etapa de mesodiagénesis somera a temprana se caracteriza por una asociación de argilominerales de interestratificado de clorita-esmectita y clorita.

Por último, las cloritas diagenéticas estudiadas, ricas en hierro y con muy buen desarrollo cristalino, precipitaron durante la etapa de mesodiagénesis somera a temprana, es decir a temperaturas entre los 50-100°C, que se debe únicamente a los factores de control durante la sedimentación y procesos post-depositacionales de la Formación Calafate, es decir de la composición del sedimento detrítico rico en hierro y de los fluidos porales originales o fluidos parentales también ricos en hierro.

9.5 Conclusiones

1. El análisis de facies detallado de la Formación Calafate permitió el reconocimiento de siete asociaciones de facies que representan un sistema depositacional de planicie mareal protegido de tipo bahía. Los depósitos basales de AF1 representan a depósitos de canales multiepisódicos confinados arenosos, AF2 a depósitos de planicies areno limosas, AF3 a depósitos de canales multiepisódicos confinados gravosos, AF4 se interpretan como depósitos de barras arenosas, AF5 corresponden a depósitos de canales simples arenosos bioclásticos de pequeña escala, AF6 a depósitos de canales simples arenosos de pequeña escala y AF7 a depósitos de canales simples gravosos bioclásticos.

2. En los depósitos de la Formación Calafate se han identificado características sedimentarias propias de procesos mareales, por lo que se interpreta que los depósitos de la AF1 (canales multiepisódicos confinados arenosos), AF2 (planicies areno limosas), AF4 (barras arenosas), AF5 (canales simples arenosos bioclásticos de pequeña escala), AF6 (canales simples arenosos de pequeña escala) y AF7 (canales simples gravosos bioclásticos) corresponden a una costa dominada por mareas. En esta tesis se propone que los depósitos de la AF3 (canales multiepisódicos confinados gravosos) inciden e interrumpen en el desarrollo de la secuencia sedimentaria de una planicie mareal protegida de tipo bahía. Se propone realizar trabajos de campo y de gabinete posteriores que permitan explicar adecuadamente el origen de estos materiales gravosos, qué sistema los pudo aportar hasta incorporarlos al ambiente de acumulación y por qué éstos no están presentes en otras asociaciones de facies del sistema.

3. Los depósitos de la Formación Calafate se acumularon al norte del engolfamiento de Magallanes sugerido por Schwartz y Graham (2015). Durante la acumulación de los depósitos de la unidad de estudio, la expansión hacia el sur del engolfamiento promovió el fortalecimiento hacia el norte de las corrientes de mareas que originaron la influencia de mareas en los depósitos de la Formación Calafate (AF1, AF2, AF4, AF5, AF6, AF7).

4. La sucesión vertical y lateral del conjunto de trazas fósiles atribuible a las icnofacies de *Skolithos proximal*, *Skolithos* y *Cruziana* indican condiciones marinas normales y continuas a lo largo del perfil de un sistema depositacional de planicie mareal protegido de tipo bahía. La densidad de bioturbación, la diversidad de trazas fósiles, la penetración máxima y el tamaño de las perforaciones indican aguas completamente oxigenadas y limpias, condiciones de salinidad marina normal, abundancia y accesibilidad de alimentos y sedimentación continua y moderada.

5. Los análisis petrográficos y de difracción de rayos X (DRX) de la Formación Calafate al sur del Lago Argentino muestran firmas composicionales que varían a lo largo de la unidad, lo que permite la división informal de la misma en tres secciones: inferior, medio y superior. Desde el punto de vista petrográfico, la composición de las areniscas de las secciones inferior y superior está dominada por líticos volcánicos acompañadas de ortoclasa (feldespato más frecuente) y de manera muy subordinada cuarzo monocristalino. Las areniscas de la sección media tienen una composición similar pero con un aumento en el contenido de feldespato, lo que corresponde a un aporte importante de plagioclasa fresca (del tipo andesina) y piroxeno. Teniendo en cuenta que la composición detrítica de las areniscas no varía en cuanto a los componentes principales (cuarzo, feldespato, líticos) las mismas se clasificaron mayoritariamente como litoarenitas feldespáticas y en forma subordinada como feldarenitas líticas y litoarenitas, que plotean enteramente en el campo de procedencia de arco magmático de Dickinson et al. (1983) y Dickinson (1985).

6. Los datos de roca total (DRX) muestran que las areniscas de las secciones inferior y superior se caracterizan por abundante a extremadamente abundante cuarzo (incluidas las variedades micro y criptocristalinas), moderada a escasa plagioclasa y muy escasos o escasos k-feldespatos y arcillas. Las areniscas de la sección media se caracterizan por muy abundante cuarzo, moderada plagioclasa y muy escasos K-feldespato, arcillas y piroxeno acompañados de clinoptilolita. Los datos de fracción arcilla (DRX) indica un cambio de las asociaciones de los interestratificados de clorita-esmectita (C/S) y de clorita (C) en la sección inferior a una asociación de esmectita (S) en la sección media, y finalmente a una asociación de interestratificados de clorita-esmectita (C/S) en la sección superior.

7. Los análisis de elementos mayoritarios de las areniscas de la Formación Calafate muestran un rango de composición desde riolita hasta andesita basáltica siguiendo una tendencia calcoalcalina. Los bajos valores de CIA indican un bajo grado de meteorización química en los terrenos de procedencia en general, con un grado ligeramente diferente de alteración por meteorización para las areniscas de la sección media que presentan una procedencia de rocas de composición intermedia (tonalita), en comparación con las secciones inferior y superior que presentan procedencia de rocas de composiciones intermedias a ácidas (granodiorita y granito).

8. Los análisis de elementos traza muestran que las areniscas de las secciones inferior y superior plotan en el arco de islas continentales, mientras que las areniscas de la sección media plotan en el campo de arco de islas oceánicas. Estos datos se relacionan con cambios en la composición de las rocas en las áreas fuentes: de rocas de composición ácida en la sección inferior a rocas de composición intermedia en la sección media, volviendo luego a rocas de composición ácida en la sección superior. Además, las tres secciones tienen una fuerte afinidad con las composiciones intermedias de la Formación Tobífera (Complejo El Quemado) y con el patrón diorita/andesita del Batolito Patagónico, lo que implica una contribución exclusiva desde el borde occidental de la cuenca.

9. El modelo de procedencia geoquímica sugiere que las areniscas de la Formación Calafate derivaron de dos fuentes diferentes desde el oeste, donde los sedimentos fueron suministrados principalmente por el Complejo El Quemado antes de ser rápidamente enmascarados por los sedimentos andinos. La contribución de detritos volcánicos desde el arco magmático andino está respaldada por la alta proporción de la relación plagioclasa/K-feldespatos, cuarzo monocristalino con bordes engolfados, plagioclasas frescas y piroxenos, alto contenido de líticos volcánicos de rocas volcánicas de composición intermedia y de esmectita bien cristalizada registrada en la sección media.

10. En la Formación Calafate la historia diagenética se extiende desde la etapa de eodiagénesis, caracterizada por procesos de disolución y cementación inicial (calcita, piritas framboidales, esmectita y zeolitas) hasta mesodiagénesis somera caracterizada por una asociación de argilominerales de interestratificado de clorita-esmectita y clorita. La etapa de telodiagénesis se interpreta como incipiente debido a que solo se evidencia procesos de cementos de sílice y óxidos de hierro acompañados por procesos de disolución que generaron zonas de disolución sobreimpuestas a los rasgos antes mencionados.

11. Las cloritas de la Formación Calafate son de tipo autigénicas y precipitaron principalmente durante la etapa de mesodiagénesis somera a temprana (entre 50-100°C) y fueron caracterizadas como cloritas de baja temperatura. Dadas las características de estas, ricas en hierro y con muy buen desarrollo cristalino, se interpreta que la génesis asociada se debe únicamente a la composición rica en hierro del sedimento detrítico y de los fluidos porales originales o fluidos parentales también saturados en hierro.

REFERENCIAS

- Aagaard, P., Jahren, J., Harstad, A.O., Nilsen, O. y Ramm, M., 2000. Formation of grain-coating chlorite in sandstones; laboratory synthesized vs. natural occurrences. *Clay Mineral* 35: 261-269.
- Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M., Ramos, V. A., 2011. Malargüe group (Maastrichtian–Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: implications for the onset of the first atlantic transgression related to western Gondwana break-up. *Gondwana Res.* 19, 482–494.
- Al Gahtani, F., 2013. The influence of diagenetic alterations on porosity in the Triassic Narrabeen Group, Southern Sydney Basin, Australia. *Geological Quarterly* 57: 613-628.
- Al-Ramadan, K., Morad, S., Proust, J.N., y Al-Aasm, I.S., 2005. Distribution of diagenetic alterations in siliciclastic shoreface deposits within a sequence stratigraphic framework: evidence from the Upper Jurassic, Boulonnais, NW France. *Journal of Sedimentary Research* 75: 943-959.
- Allen, J.R.L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology* 26, 281-328.
- Allen, G.P., 1991. Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. En: D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin, y R.A. Rahmani (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*, vol. 16. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, pp. 29-40.
- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33: 237–293.
- Allen, J.P y Fielding, C.R, 2007. Sedimentology and stratigraphic architecture of the Late Permian, Betts Creek Beds, Queensland, Australia. *Sedimentary Geology* 202: 5-34.
- Altaner, S.P., y Grim, R.E., 1990. Mineralogy, chemistry, and diagenesis of tuffs in the Sucker Creek Formation (Miocene), Eastern Oregon. *Clays and Clay Minerals* 38: 561-572.
- Álvarez-Trenttini, G., y Schwarz, E., 2016. Ciclos carbonáticos-silicoclásticos de alta frecuencia (Formación Mulichinco, Cuenca Neuquina Central, Argentina): identificación de cambios de la productividad carbonática en el tiempo y el espacio. VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología, XV Reunión Argentina de Sedimentología, La Pampa 13.
- Amorosi, A., 1997. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology* 109: 135-153.

REFERENCIAS

- Anderson, P.B., Chidsey, T.C.Jr., Ryer, T.A., Adams, R. D., y McClure, K., 2004. Geologic Framework, Facies, Paleogeography, and Reservoir Analogs of the Ferron Sandstone in the Ivie Creek Area, East-Central Utah. En: Chidsey, T.C. Jr, Adams, R.D. y Morris, T.H. (Eds), Regional to Wellbore Analog for Fluvial-Deltaic Reservoir Modeling: The Ferron Sandstone of Utah. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 50: 331–356.
- Anthony, E.J., y Orford, J.D., 2002. Between Wave- and Tide-dominated coasts: the middle ground revisited. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 36: 8-15.
- Arbe, H.A., 1987. El Cretácico en la Cuenca Austral. *Boletín de Informaciones Petroleras* 9: 91-110. Buenos Aires.
- Arbe, H.A., 1989. Estratigrafía, discontinuidades y evolución sedimentaria del Cretácico en la Cuenca Austral, Provincia de Santa Cruz. En: Chebli, G., y Spalletti, L.A., (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie de Correlación Geológica, vol. 6, pp. 419–442.
- Arbe, H.A., 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. En: Heller, M.J., (Ed.), 657 Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. XV Congreso Geológico Argentino, pp. 103-128.
- Arbe, H., y Hechem, J., 1984. Estratigrafía y facies de depósitos continentales, litorales y marinos del Cretácico Superior, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas VII, pp. 124-158.
- Árkai, P., 1991. Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal Metamorphic Geology* 9: 723-734.
- Armstrong-Altrin, J.S., 2009. Provenance of sands from Cazonas, Acapulco, and Bahía Kino beaches, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26: 764-782.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y., Verma, S., y Ramasamy, S., 2004. Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudanul Formation, southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*: 74, 167-179.
- Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L., Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Sanchez-Cabeza, J.A., y Ruíz-Fernández, A.C., 2015. Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis. *Continental Shelf Research* 95: 15-26.
- Arrouy, M.J., y Gómez Peral, L.E., 2020. Exposing the inside of the fine-grained siliciclastic tidal shelf deposits of the Alicia Formation, Tandilia Basin, during the Ediacaran anoxia in the Clymene Ocean”, *South American Earth Sciences Journal*, 102945.
- Arslan, M., Abdioglu, E., y Kadir, S., 2010. Mineralogy, geochemistry, and origin of bentonite in Upper Cretaceous pyroclastic units of the Tirebolu area, Giresun, northeast Turkey: Clays and Clay Minerals 58: 120-141.
- Asiedu, D.K., Dampare, S.B., Asmoah Sakyi, P., Banoeng-Yakubo, B., Osae, S., Nyarko, B.J.B., y Manu, J., 2004. Geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks from the Birim

REFERENCIAS

- diamondiferous field, southern Ghana: implications for provenance and crystal evolution at the Archean-Proterozoic boundary. *Geochemical Journal* 38: 215-228.
- Auboin, J., Borello, G., Cecioni, R., Chotin, P., Frutos, T., Thiele, R., y Vicente, J.C., 1973. Esquisse Paleogeographique et structurale des Andes Meridionales. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.* 15: 11-72.
- Bailey, S.W., 1980. Summary of recommendations of the AIPEA Nomenclature Committee. *Canadian Mineralogist* 18: 143-150.
- Bailey, S.W., 1982. Nomenclature for regular interstratifications: *American Mineralogist*, v. 67: 394-398.
- Bailey, S.W., Brindley, G.W., Kodama, H., y Martin, R.T., 1979. Comment: Report of the clay minerals society nomenclature committee for 1977 and 1978: *Clays and Clay Minerals* 27: 238-239.
- Bann, K.L., Fielding, C.R., MacEachern, J.A., Tye, S.C., 2004. Differentiation of estuarine and offshore marine deposits using integrated ichnology and sedimentology: permian Pebbly Beach Formation, Sydney Basin, Australia. En: McIlroy, D. (Ed.), *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*, vol. 228. The Geological Society of London, Special Publication, pp. 179-211.
- Bann, K.L., Tye, S.C., MacEachern, J.A., Fielding, C.R., Jones, B.G., 2008. Ichnological and sedimentologic signatures of mixed wave- and storm-dominated deltaic deposits: examples from the Early Permian Sydney Basin, Australia. En: Hampson, G.J., Steel, R.J., Burgess, P.B., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy*, vol. 90. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, pp. 292-332.
- Bauer, D.B., Hubbard, S.M., Covault, J.A., Romans, B.W., 2020. Inherited depositional topography control on shelf-margin oversteepening, readjustment, and coarse-grained sediment delivery to deep water, Magallanes Basin, Chile. *Frontiers in Earth Science*, 7, 358.
- Benvenuti, M., y Martini, I.P., 2002. Analysis of terrestrial hyperconcentrated flows and their deposits. *International Association of Sedimentologists Special Publication* 32: 167-93.
- Benyon, B.M., Pemberton, S.G., Bell, D.A., Logan, C.A., 1988. Environmental implications of ichnofossils from the lower cretaceous grand rapids formations, cold lake oil sands deposits. In: James, D.P., Leckie, D.A. (Eds.), *Sequences, Stratigraphy, Sedimentology: Surface and Subsurface*, vol. 15. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, pp. 275-290
- Bertolino, S., 1997. Mineralogía, geología y sedimentología de arcillas. Curso de actualización Asociación Argentina de Sedimentología: 89 pp.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: *The Journal of Geology* 92: 181-193.
- Bhatia, M.R., 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mud rocks: provenance and tectonic control: *Sedimentary Geology* 45: 97-113.

REFERENCIAS

- Bhatia, M.R., y Taylor, S.R., 1981. Trace element geochemistry and sedimentary provinces: a study from the Tasman Geosyncline, Australia. *Chemical Geology* 33: 115-125.
- Bhatia, M.R., y Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92: 181-193.
- Bianchi, J.L., 1967. Informe preliminar acerca de los perfiles estratigráficos realizados en el sector occidental de la Cuenca Austral, durante campañas 1964-65 y 1965-66. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, trabajo inédito B-39, 77p.
- Biddle, K., Uliana, M., Mitchum, R. Jr., Fitzgerald, M., y Wright, R., 1986. The stratigraphic and structural evolution of central and eastern Magallanes Basin, Southern America. En: Allen, P., and Homewoods, P., (Eds.), *Foreland basins*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 8: 41-61.
- Biscaye, P.E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America Bulletin* 76: 803-832.
- Bloch, S., 1991. Empirical prediction of porosity and permeability in sandstones. *AAPG Bulletin* 75: 1145-1160.
- Bloch, S., Lander, R.H., Bonnell, L.M., 2002. Anomalous high porosity and permeability in deeply-buried sandstone reservoirs: origin and predictability. *AAPG Bulletin* 86: 301-328.
- Boggs, S. Jr., 1992. *Petrology of sedimentary rocks*. Maxwell Macmillan: pp. 707.
- Boggs, S.Jr., 2005. *Principle of sedimentology and stratigraphy*, 4th edn. Prentice Hall, New Jersey.
- Boles, J.R., y Franks, S.G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox Sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology* 49: 55-70.
- Bonarelli, G., 1917. Tierra del Fuego y sus turberas. *Anal. Del Ministerio de Agricultura de la Nación. Sec. Geol. Min. Minera*, 12, pp. 119.
- Borrello, A.V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. *Anales Dirección Nacional de Geología y Minería*. 14: 1-188.
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., y Beyssac, O., 2013. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 165 (4): 723–735.
- Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B. A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology* 80: 139-150.
- Boyd, R., Dalrymple R.W., y Zaitlin, B.A., 2006. Estuarine and incised-valley facies models. En: Posamentier, H.W., and Walker, R.G (Eds.), *Facies Models Revisited*, SEPM Special Publication 84: 171-235.

REFERENCIAS

- Brauckmann, F.J., 1984. Hochdiagenese im Muschelkalk der Massive von Bramsche und Vlotho. Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten, 14.
- Bridge, J.S., 1985. Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: a critical evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 579–589.
- Bridge, J.S., 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, 40 (4): 801-810.
- Bridge, J.S., 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell Publishing, Oxford, p. 491.
- Bridge, J.S., y Demicco, R.V., 2008. *Earth surface processes, landforms, and sediment deposits*. Cambridge University Press.
- Brindley, G.W., 1961. Experimental Methods. En: G. Brown (Ed.), *The X-Ray identification and crystal structure of Clay Minerals*. Mineralogical Society: 1-50.
- Brinkhuis, H., Sengers, S., Sluijs, A., Warnaar, J., y Williams, G.L., 2003. Latest Cretaceous to earliest Oligocene, and Quaternary dinoflagellate cysts from ODP Site 1172, East Tasman Plateau. En: Exxon, N.F., Kennett, J.P., Malone, M.J. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 189*: 1-48.
- Brown, G., 1980. Tables for the determination of d in Å from 2θ for the $K\alpha$ and $K\beta$ radiations of copper, cobalt, and iron. En Brindley, G. W. & G. Brown (Eds.), *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray identification*. Mineralogical Society Monograph 5: 439-475.
- Bruce, R.M., Nelson, E.P., Weaver, S.G., y Lux, D.R., 1991. Temporal and spatial variations in the southern Patagonian batholith; constraints on magmatic arc development. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 265, pp. 1-12.
- Bruggem, E., 1913. Informe sobre las exploraciones geológicas de la región carbonífera del Sud de Chile. *An. Soc. Nac. Minería*, 15-19.
- Bruhn, R.L., 1979. Rock structures formed during back-arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego. *Bill. Geol. Soc. Am.* 90: 998-1012.
- Buatois, L.A., y Mángano, M.G., 2011. The ichnofacies model. En: *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press, New York, pp. 58–84.
- Buatois, L.A., Gingras, M.K., MacEachern, J.A., Mángano, M.G., Zonneveld, J.P., Pemberton, S.G., Netto, R.G., Martin, A.J., 2005. Colonization of Brackish-water systems through time, Evidence from the trace-fossil record. *Palaios* 20: 321–347.
- Buatois, L.A., Santiago, N., Herrera, M., Plink-Björklund, P., Steel, R.J., Espin, M., Parra, K., 2012. Sedimentological and ichnological signatures of changes in wave, river and tidal influence along a Neogene tropical deltaic shoreline. *Sedimentology* 59: 1568–1612.
- Burley, S.D., y Macquaker, J.H.S., 1992. Authigenic clays, diagenetic sequences and conceptual diagenetic models in contrasting basin-margin and basin center North Sea Jurassic sandstones

REFERENCIAS

- and mudstones. In: Houseknecht, D.W., y Pittman, E.D., (Eds.), *Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 47: 81-110.
- Burns, L., y Ethridge, F., 1979. Petrology and diagenetic effects of lithic sandstones: Paleocene and Eocene Umpqua formation, southern Oregon. En: Scholle, P., and Schlunger, P., (Eds.), *Aspects of Diagenesis*: Society for Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publication 26: 307-317.
- Caminos, R., 1980. Cordillera Fueguina. En: *Simposio de Geología Regional Argentina*, No. 2, p. 1463-1501. Córdoba.
- Carmona, N.B., Ponce, J.J. Mángano, M.G., Buatois, L.A. 2004. Variability of the Glossifungites ichnofacies at the Lower Miocene boundary between the Sarmiento and Chenque Formations, Patagonia, Argentina. 1° Ichnological Congress on Trace Fossils, Trelew, Abstract Book: pp. 23.
- Casadío, S., Griffin, M., Marensi, S., Net, L., Parras, A., Rodríguez Raing, M. y Santillana, S., 2009. Paleontology and sedimentology of Middle Eocene rocks in Lago Argentino area, Santa Cruz Province, Argentina. *Ameghiniana* 46: 27-48.
- Cattaneo, A., y Steel, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews* 62: 187-228.
- Cereceda, A., 2016. Sedimentología de los depósitos marinos de las formaciones Cerro Toro y Alta Vista, Cretácico Superior, Cuenca Austral. Tesis Doctoral inédita. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.
- Chakraborty, J.R., y Bose, P.K., 1990. Internal structures of sandwaves in a tide-storm interactive system: proterozoic Lower Quartzite Formation, southern Alberta, Canada. *Sedimentology* 37, 67-81.
- Choquette, P.W., y Pray, L.C., 1970. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54: 207-250.
- Ciccioli, P.L., Marensi, S.A., y Limarino, C.O., 2014. Petrology and provenance of the Toro Negro Formation (Neocene) of the Vinchina broken-foreland basin (Central Andes of Patagonia). *Journal of South American Earth Sciences* 49: 15-38.
- Collinson, J.D., y Thompson, D.B., 1989. *Sedimentary structures*, Second edition. Chapman and Hall, London, pp. 207.
- Collinson, J.D., Mountney, N., y Thompson, D.B., 2006. *Sedimentary structures*. Third edition. Terra Publishing. Harpenden, England, pp. 292.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales: *Chemical Geology* 104: 1-37.
- Critelli, S., y Ingersoll, R.V., 1995. Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand rains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). *Sedimentology* 42: 783-804.

REFERENCIAS

- Critelli, S., Marsaglia, M., y Busby, C., 2002. Tectonic history of a Jurassic back-arc sequence (the Gran Cañon Formation, Cedros Island, Mexico), based on compositional modes of tuffaceous deposits. *Bulletin Geological Society of America* 114, 5: 515-527.
- Cuitiño, J.I., Varela, A.N., Ghiglione, M.C., Richiano, S., y Poiré, D.G., 2019. The Austral-Magallanes Basin (Southern Patagonia): A synthesis of its stratigraphy and evolution. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 26 (2): 155-166.
- Cullers, R.L., 1988. Mineralogical and chemical changes of soil and stream sediment formed by intense weathering of the Danberg granite, Georgia, USA. *Lithos* 21: 301-314.
- Cullers, R.L., 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian–Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58: 4955-4972.
- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51: 181-203.
- Cullers, R.L., y Podkovyrov, V.N., 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling. *Precambrian Research* 104: 77-93.
- Cullers, R.L., Basu, A., y Suttner, L.J., 1988. Geochemical signature of provenance in sandsize material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA: *Chemical Geology* 70: 335-348.
- Curtis, C.D., 1978. Possible links between sandstone diagenesis and depth-related geochemical reactions in enclosing mudstones. *Journal of the Geological Society* 135: 107-118.
- D'Alessandro, A., y Bromley, R.G., 1987. Meniscate trace fossils and the Muensteria-Taenidium problem. *Palaeontology* 30: 743-763.
- Dahmer, G., 1937. Lebensspuren aus dem Taunusquarzit und den Siegener Schichten (Unterdevon). *Preussischen Geologi-schen Landesanstalt zu Berlin, Jahrbuch* 57: 523-539.
- Daidu, F., 2013. Classifications, sedimentary features and facies associations of tidal flats. *Journal of Palaeogeography*, 2: 66-80.
- Dalrymple, R.W., 1984. Morphology and internal structure of sand waves in the Bay of Fundy. *Sedimentology* 31: 365–382.
- Dalrymple, R.W., 1992. Tidal depositional systems. In *Facies Models and Sea Level Changes*, ed. R.G. Walker and N.P. James, St. John's, Canada: Geological Association of Canada, 195–218.
- Dalrymple R.W., Zaitlin B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *J Sediment Res* 62:1130-1146.
- Dalziel, I.W.D., 1981. Back-arc extension in the southern Andes, a review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Series A, Mathematical and Physical Sciences*, Vol. 300: 319-335.

REFERENCIAS

- Dalziel, I.W.D., y Palmer, K.F., 1979. Progressive deformation and orogenic uplift at the southern extremity of the Andes. *Bull. Geol. Soc. Am.* 90: 259-280.
- Dalziel, I.W.D., de Wit, M.J., y Palmer, K.F., 1974. A fossil marginal basin in the Southern Andes. *Nature* 250: 291-294.
- Dandois, P., 1981. Diagenese et métamorphisme des domaines Calédonien et Hercynien de la vallée de la Meuse entre Charleville-Mézières et Namur (Ardennes franco-belges). *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 90: 299-316.
- Davies, J.L., 1964. A morphogenetic approach to world shorelines: *Zeits. Geomorphologie* 8: 127-142.
- Davies, J.L., 1980. *Geographical variation to coastal development*, 2nd Edition, Longman (Pearson Education Limited).
- Davis Jr., R.A., 2012. Tidal signatures and their preservation potential in stratigraphic sequences. En: R.A. Davis Jr y R.W. Dalrymple (Eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*, pp. 35-55.
- Davis Jr., R.A., y Hayes M.O., 1984. What is a wave dominated coast?. *Marine Geology* 60:313–329.
- De Ros, L.F., Morad, S., y Al-Aasm, I.S., 1997. Diagenesis of siliciclastic and volcanoclastic sediments in the Cretaceous and Miocene sequences of the NW African margin (DSDP Leg 47A, Site 397). *Sedimentary Geology* 112: 137-156.
- Decaritat, P., Hutcheon, I., y Walshe, J.L., 1993. Chlorite geothermometry – a review. *Clay and Clay Minerals* 41(2): 219-239.
- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, D.A., Pequera, N., Srivastava, P. 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38: 567-590.
- Deconinck, J.F., Blanc-Valleron, M.M., Rouchy, J.M., Camoin, G., y Badaut-Trauth, D., 2000. Palaeoenvironmental and diagenetic control of the mineralogy of Upper Cretaceous – Lower Tertiary deposits of the Central Palaeo-Andean basin of Bolivia (Potosi area). *Sedimentary Geology* 132,: 263-278.
- Desjardins, P.R., Buatois, L.A., y Mángano, M.G., 2012. Tidal Flats and Subtidal Sand Bodies. *Developments in Sedimentology* 64: 529-561.
- Deutloff, O., Teichmüller, M., Teichmüller, R. y Wolf, M., 1980. Inkohlungs-Untersuchungen im Mesozoikum des Massivs von Vlotho (Niedersächsisches Tektonikum). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, pp. 321-341.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 695-707.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En: Zuffa, G., (Ed.), *Provenance of Arenites*. Springer, Dordrecht, pp. 333–361.
- Dickinson, W.R., y Suczek, C., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 63: 2164-2182.

REFERENCIAS

- Dickinson, W, Breard, L, Brakenridge, G, Erjavec, J, Ferguson, R, Inman, K, Knepp, R, Lindberg, F y Ryberg, P, 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- Dill, H., Khishigsuren, S., Melcher, F., Bulgamaa, J., Bolorma, K., Botz, R. y Schwarz-Schampera, U., 2005. Facies-related diagenetic alteration in lacustrine–deltaic red beds of the Paleogene Ergeliin Zoo Formation (Erdene Sum area, S. Gobi, Mongolia). *Sedimentary Geology* 181: 1-24.
- Dott, R.H, 1964. Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification. *Journal of Sedimentary Petrology* 34: 625-632.
- Dott, D.R., Winn, R.D., y Smith, C.H.L., 1982. Relationship of Late Mesozoic and Early Cenozoic sedimentation to the tectonic evolution of the southernmost Andes and Scotia arc. En: Craddock, C., (Ed.), *Antarctic Geoscience*, pp. 193-202.
- Duba, D., y Williams-Jones, A. E., 1983. The application of illite crystallinity, organic matter reflectance, and isotopic techniques to mineral exploration: a case study in southwestern Gaspé, Quebec. *Economic Geology*, 78: 1350-1363.
- Dunoyer de Segonzac, G., 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism, a review. *Sedimentology*, 15: 281-346
- Dutton, S.P., y Diggs, T.N., 1992. Evolution of porosity and permeability in the Lower Cretaceous Travis Peak Formation, east Texas. *AAPG Bulletin* 76: 252-269.
- Dutton, S.P., y Willis, B.J., 1998. Comparison of outcrop and subsurface sandstone permeability distribution, lower cretaceous fall river formation, south Dakota, and Wyoming. *Journal of Sedimentary Research* 68: 890-900.
- Eager, R.M.C., Baines, J.G., Collinson, J.D., Hardy, P.G., Okolo, S.A., y Pollard, J.E., 1985. Trace fossils assemblages and their occurrence in Silesian (Mid-Carboniferous) deltaic sediments of the Central Pennine Basin, England. En: Curran, H.A., (Eds.), *Biogenic Structures: Their use in interpreting depositional environments*. Society for Sedimentary Geology Special Publication 35: 99-149.
- Ehrenberg, K., 1944. Ergaenzende Bemerkungen zu den Seinerzeit aus dem Miozaen von Burgschleinitz Beschriebenen Gangkernen und Buuten dekapoder Krebse, *Paläontol. Ztschr* 23 (3-4): 345-359.
- Ehrenberg, S.N., 1993. Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: examples from the Norwegian continental shelf. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 77: 1260-1286.
- Eisma, D., 1998. *Intertidal deposits: river mouths, tidal flats, and coastal lagoons*. CRC Press, New York.
- Ekdale, A.A., Bromely, R.G., y Loope, D.B., 2007. Ichnofacies of an Ancient Erg: A Climatically Influenced Trace Fossil Association in the Jurassic Navajo Sandstone, Southern Utah, USA. En: W. Miller III (Ed.), *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*, pp. 562-564.

REFERENCIAS

- Ekdale, A.A., y Harding, S.C., 2015. *Cylindrichnus concentricus* Toots in Howard, 1966 (trace fossil) in its type locality, Upper Cretaceous. Wyoming. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 85, 427–432.
- El-Ghali, M.A.K., 2005. Depositional environments and sequence stratigraphy of paralic glacial, paraglacial and postglacial upper Ordovician siliciclastic deposits in the Murzuq Basin, SW Libya. *Sedimentary Geology* 177: 145-173.
- El-Ghali, M.A.K., Tajori, K.G., y Mansurbeg, H., 2006a. The influence of transgression and regression on the spatial and temporal distribution of diagenetic kaolin in the Upper Ordovician glaciogenic sandstones within a sequence stratigraphic framework, Murzuq Basin, SW Libya. *Journal of Geochemical Exploration* 89: 87-91.
- El-Ghali, M.A.K., Mansurbeg, H., Morad, S., Al-Aasm, I., y Ajdanlisky, G., 2006b. Distribution of diagenetic alterations in fluvial and paralic deposits within sequence stratigraphic framework: evidence from the Petrohan terrigenous group and the Svidol Formation, Lower Triassic, NW Bulgaria. *Sedimentary Geology* 190: 299-321.
- El-Ghali, M.A.K., Mansurbeg, H., Morad, S., Al-Aasm, I., y Ramseyer, K., 2006c. Distribution of diagenetic alterations in glaciogenic sandstones within a depositional facies and sequence stratigraphic framework; evidence from the upper Ordovician of the Murzuq Basin, SW Libya. *Sedimentary Geology* 190 (1-4): 323-351.
- El-Ghali, M.A.K., Mansurbeg, H., Morad, S., Ajdanlijsky, G., Oleg, N., y Al-Aasm, I.S., 2009a. Distribution of diagenetic alterations in fluvial sandstones within depositional facies and sequence stratigraphic framework: evidence from the Petrohan terrigenous group, Lower Triassic, NW Bulgaria. *Marine and Petroleum Geology* 26: 1212-1227.
- El-Ghali, M.A.K., Morad, S., Mansurbeg, H., Caja, M.A., Sirat, M., y Ogle, N., 2009b. Diagenetic alterations related to marine transgression and regression in fluvial and shallow marine sandstones of the Triassic Buntsandstein and Keuper sequence, the Paris Basin, France. *Marine and Petroleum Geology* 26: 289-309.
- Enge H.D., Howell, J.A., y Buckley, S.J., 2010. The geometry and internal architecture of stream mouth bars in the Panther Tongue and the Ferron Sandstone members, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 80: 1081-1031.
- Esquevin, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bulletin Centre Rech. Pau., S.N.P.A.*, 3: 147-154.
- Fan, D.D., Li, C.X., Wang, D.J., 2004. Morphology and sedimentation on open-coast intertidal flats of the Changjiang Delta, China. *J Coast Res* 43 (Spec Issue):23-35.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., y Young, G.M., 1995. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and palaeosoils, with implications for palaeoweathering conditions and provenance. *Geology* 23: 921-924.
- Felsch, J., 1916. Reconocimiento geológico de los terrenos petrolíferos de Magallanes del Sur. *Bol. Soc. Nacional Minería, Chile* 1: 214-223, 309-315.

REFERENCIAS

- Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., y Haller, M., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 172, pp. 83-98.
- Feruglio, E., 1938. El Cretáceo superior del lago San Martín y de las regiones adyacentes. *Physis* 12:293-342. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1944. Estudio geológico y glaciológico en la región del Lago Argentino (Patagonia). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba* 37 (1): 3-255.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF). Buenos Aires. Tomos I, II, III.
- Fildani, A., y Hessler, A., 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes–Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 117: 1596-1614.
- Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A., y Wooden, J.L., 2003. Initiation of the Magallanes Foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology* 31, pp. 1081-1084.
- Fillion, D., y Pickerill, R.K., 1990. Ichnology of the Lower Ordovician Bell Island and Waban Groups of eastern Newfoundland. *Palaeontographica Canadiana* 7: 1-19.
- Flemal, R.C., 1969. Iron-bearing heavy minerals in the Sespe Formation (California). *Journal of Sedimentary Research* 39 (4): 1616-1618.
- Flores, M.A., Malumián, N., Masiuk, V., y Riggi, J.C., 1973. Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego. *Rev. As. Geol. Argent.* 28: 407-437.
- Floyd, P.A., Shail, R., Leveridge, B.E., y Franke, W., 1991. Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. En: Morton, A.C., Todd, S.P., and Haughton, P.D.W., (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society Special Publication, London, pp. 173-188.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, pp. 190.
- Folk, R.L., Andrews, P., y Lewis, D., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13: 937-968.
- Foscolos, A.E., y Powell, T.G., 1979. Mineralogical and geochemical transformation of clays during burial diagenesis (catagenesis) in relation to oil generation. *Proceedings 6th International Clay Conference Oxford*, 261-270
- Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderón, M., y Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°30'S. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123, pp. 1679-1698.

REFERENCIAS

- Fosdick, J.C., Grove, M., Graham, S.A., Hourigan, J.K., Lovera, O., Romans, B.W., 2015. Detrital thermochronologic record of burial heating and sediment recycling in the Magallanes foreland basin, Patagonian Andes. *Basin Research*, 27 (4): 546-572.
- Fosdick, J., Vanderleest, R.A., Bostelmann, E.J., Leonard, J.S., Ugalde, R., Oyarzún, J.L., Griffin, M., 2020. Revised Timing of Cenozoic Atlantic Incursions and Changing Hinterland Sediment Sources during Southern Patagonian Orogenesis. *Lithosphere* 2020: 1-18.
- Frey, R.W., y Seilacher, A., 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia* 13: 183-207.
- Frey, F.A., Green, D.H. y Roy, S.D., 1978. Integrated Models of Basalt Petrogenesis – Study of Quartz Tholeiites to Olivine Melilities from Southeastern Australia Utilizing Geochemical and Experimental Petrological Data. *Journal of Petrology* 19(3): 463-513.
- Friend, P.F., Slater, M.J., y Williams, R.C., 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Spain. *Journal of the Geological Society of London* 136: 39-46.
- Fritz, S.J., y Toth, T.A., 1997. An Fe-Berthierine from a Cretaceous Laterite: Part II. Estimation of Eh, pH and pCO₂ Conditions of Formation. *Clays and Clay Minerals* 45: 580-586.
- Furque, G., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 58 b, lago Argentino, provincia de Santa Cruz. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 140: 1-49, Buenos Aires.
- Fürsich, F.T., 1974. Ichnogenus *Rhizocorallium*. *Palaontologische Zeitschrift* 48:16-28.
- Gani, M. R., y Bhattacharya, J.P., 2007. Basic Building Blocks and Process Variability of a Cretaceous Delta: Internal Facies Architecture Reveals a More Dynamic Interaction of River, Wave, and Tidal Processes Than Is Indicated by External Shape, *Journal of Sedimentary Research*, 77: 284-302.
- Garzanti, E., 2019. Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-Science Reviews* 192, 545-563. doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.014.
- George, S.W.M., Davis, S.N., Fernández, R.A., Manríquez, L.M.E., Leppe, M.A., Horton, B. K.M., Clarke, J.A., 2020. Chronology of deposition and unconformity development across the Cretaceous–Paleogene boundary, Magallanes-Austral basin, Patagonian Andes. *J. S. Am. Earth Sci.* 97, 102237.
- Ghiglione, M.C., y Ramos, V.A., 2005. Chronology of deformation in the Southernmost Andes of Tierra del Fuego. *Tectonophysics* 405, 25–46.
- Ghiglione, M.C., y Cristallini, E.O., 2007. Have the Southernmost Andes been curved since Late Cretaceous time? An analog test for the Patagonian Orocline. *Geology* 35, 13–16.
- Ghiglione, M.C., Suarez, F., Ambrosio, A., DaPoian, G., Cristallini, E.O., Pizzio, M.F., Reinoso, R.M., 2009. Structure and evolution of the Austral basin fold–thrust belt, southern Patagonian Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 215 - 226.

REFERENCIAS

- Ghiglione, M.C., Quinteros, J., Yagupsky, D., Bonillo-Martínez, P., Hlebszevtich, J., Ramos, V.A., Vergani, G., Figueroa, D., Quesada, S., y Zapata, T., 2010. Structure and tectonic history of the foreland basins of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 262-277.
- Ghiglione, M.C., Likerman, J., Barberón, V., Giambiagi, L.B., Aguirre-Urreta, B., y Suarez, F., 2014. Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Research* 26: 1–20.
- Ghiglione, M.C., Ramos, V., Cuitiño, J., Barberón, V., 2016. Growth of the Southern Patagonian Andes (46 -53°S) and its relationship with subduction processes. En: Folguera, A., Naipauer, M., Sagripanti, L., Ghiglione, M.C., Orts, D.L., Giambiagi, L. (Eds.), *Growth of the Southern Andes. Springer Earth System Sciences*, 201-240.
- Ghiglione, M.C., Raggio, M.F., Ramos, M.E., Ronda, G., Moyano Paz, D., Varela, A.N., Valencia, V.A., 2021. Santonian-Campanian littoral to continental depocenter of the Austral-Magallanes basin: regional correlation, sediment sourcing and geodynamic setting. *Cretaceous Research*. 10.1016/j.cretes.2021.104968.
- Giacosa, R.E. y Márquez, M.M., 2002. El basamento paleozoico de la Cordillera Patagónica. En: Haller, M. J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate, I-2: 45-55. Buenos Aires.
- Gianni, G.M., Dávila, F., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C.R., Quezada, P., Folguera, A., Giménez, M., 2018. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland basin subsidence and marine ingression in Southern South America. *Earth Sciences Review* 185, 437–462.
- Gibert, J.M., y Benner, J.S., 2002. The trace fossil Gyrochorte: ethology and paleoecology. *Revista Española de Paleontología* 17: 1-12.
- 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.
- Giles, M.R., y Marshall, J.D., 1986. Constraints on the development of secondary porosity in the subsurface: re-evaluation of processes. *Marine and petroleum Geology* 3 (3): 243-255.
- Goodbred, S.L.J. y Saito, Y., 2012. Tide-dominated deltas, En Davis, R.A, JR. y Dalrymple, R. W., eds., *Principles of Tidal Sedimentology*, Berlin, Springer, p. 129–149.
- Gómez Dacal, A., 2017. Petrología, geoquímica y diagénesis de sedimentitas y fósiles carbonáticos del Jurásico Superior – Cretácico Inferior de las cuencas Neuquina y Austral, Argentina. Tesis Doctoral inédita. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.
- Gómez Peral, L.E., 2008. Petrología y diagénesis de las unidades sedimentarias precámbricas de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral inédita. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Tomo I: 327pp y tomo II: 292pp.

REFERENCIAS

- Gómez Peral, L.E., Raigemborn, M.S., y Poiré, D.G., 2011. Petrología y evolución diagenética de las facies silicoclásticas del Grupo Sierras Bayas, Sistema de Tandilia, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 18-1: 3-41.
- Gómez Peral, L.E., Kaufman, A.L., Arrouy, M.J., Richiano, S., Sial, A.N., Poiré, D.G., Y Ferreira, V.P., 2018. Preglacial palaeoenvironmental evolution of the Ediacaran Loma Negra Formation far southwestern Gondwana, Argentina. *Precambrian Research* 315: 120-137.
- Gómez Peral, L.E., Arrouy, M.J., Poiré, D.G., Cavarozzi, C.E., 2019. Redox-sensitive trace element distribution in the Loma Negra Formation in Argentina: The record of an Ediacaran oxygenation event. *Precambrian Research* 332: 105384.
- Gómez Samus, M.L., Comerio, M., Boff, L.D., Montes, M.L., Ontivero, P.E., Mercader, R.C., y Bidegain, J.C., 2017. Minerales con hierro en arcillas vinculadas a la ingresión marina holocena en la llanura costera del estuario del Río de la Plata (Argentina): implicancias paleoambientales. *Latin American Journal of Sedimentology Basin Analysis* 24: 61-83.
- González Estebenet, M.S., Paolillo, M.A., Guler, M.V., 2019. Marine cretaceous organic-walled dinoflagellate cysts from the Austral-Magallanes Basin. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis* 26 (2): 75-98.
- Gressley, A., 1838. Observations géologiques sur le Jura Soleurois: Neue Denksch. Allg. Schweiz., Ges. *Nature* 2: 1-112.
- Grigsby, J.D., 1999. Origin of chlorite grain coats in sandstones of the lower Vicksburg Formation, South Texas. In: American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting, Extended Abstract, Tulsa, OK, pp. A51.
- Guggenheim, S., y Koster van Groos, A.F., 2001. Baseline studies of the clay minerals society source clays: thermal analysis. *Clays and Clay Minerals* 49: 433-443.
- Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W., y Uliana, M.A., 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectono-physics* 116: 223-253.
- Gutiérrez, N.M., Le Roux, J.P., Vásquez, A., Carreño, C., Pedroza, V., Araos, J., Oyarzún, J.L., Pino, J.P., Rivera, H.A., Hinojosa, L.F., 2017. Tectonic events reflected by palaeocurrents, zircon geochronology, and palaeobotany in the Sierra Baguales of Chilean Patagonia. *Tectonophysics* 695:76-99.
- Haldeman, S.S., 1840. Supplement to number one of "A monograph of the Limniades, and other fresh-water univalve shells of North America", containing descriptions of apparently new animals in different classes, and the names and characters of the subgenera in Paludina and Anculosa, J. Dobson, Philadelphia, pp. 3.
- Hall, J., 1847. Paleontology of New York. Volume I. C. van Benthuysen, Albany, pp. 338.
- Häntzschel, W., 1975. Trace fossils and Problemática. In *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea, Supplement 1*, ed. C. Teichert, Lawrence, KS: Geological Society of America and University of Kansas Press, 1-269.

REFERENCIAS

- Hay, R. L., 1963. Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day Formation of Oregon. *Geology, Science. Bulletin*, 42:199-262.
- Heer, O., 1865. *Die Urwelt der Schweiz*. Zurich: Friedrich Schultze.
- Heer, O., 1877. *Flora fossilis Helvetiae Die Vorweltliche Flora der Schweiz.*, J. Würster and Co., Zurich, 182 pp.
- Henares, S., Caracciolo, L., Cultrone, G., Fernández, J., y Viseras, C., 2014. The role of diagenesis and depositional facies on pore system evolution in a Triassic outcrop analogue (SE Spain). *Marine Petroleum Geology* 51: 136-151.
- Hesse, R., 1986. Early diagenetic pore-water/sediment interaction: modern offshore basins. In: *Diagenesis*. *Geoscience Canada* 13: 165-196.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., y Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, pp. 373-394.
- Hervé, F., Calderón, M., y Faúndez, V., 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geol. Acta* 6, pp. 43-53.
- Hill, I.G., Worden, R.H., Meighan, I.G., 2000. Yttrium: The immobility-mobility transition during basaltic weathering. *Geology* 28: 923-926.
- Hillier, S., 1994. Pore-lining chlorites in siliciclastic reservoir sandstones: electron microprobe SEM and XRD data, and implications for their origin. *Clay Mineral* 29: 665-679.
- Hillier, S., 2003. Quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones. En: *Quartz cementation in sandstones* (Ed. Worden, H. y Morad, S.). International Association of Sedimentologists, Special Publication 29: 213-251.
- Hofmann, M.H., Li, X.H., Chen, J., Mackenzie, L.A., y Hinman, N.W., 2016. Provenance and temporal constraints of the Early Cambrian Maotianshan Shale, Yunnan Province, China: *Gondwana Research* 37: 348-361.
- Holbrook, J.M., 2001. Origin, genetic interrelationships, and stratigraphy over the continuum of fluvial channel-form bounding surfaces: an illustration from middle Cretaceous strata, southeastern Colorado. *Sedimentary Geology*, 144: 179–222.
- Houbolt, J.J.H.C., 1968. Recent sediments in the Southern Bight of the North Sea. *Geol Mij*n 47:245–273.
- Howard, J.D., 1972. Trace fossils as criteria for recognizing shorelines in stratigraphic record. In: Rigby, J.K., Hamblin, W.K. (Eds.), *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. SEPM Special Publication 16: 215-225.
- Howard, J.D., 1978. Sedimentology and trace fossils. En: Basan, P.B., (Eds), *Trace fossil concepts*. Society for Sedimentary Geology Short Course Notes 5: 11-42.

REFERENCIAS

- Hubbard, S.M., Romans, B.W., Graham, S.A., 2008. Deepwater foreland basin deposits of the Cerro Toro Formation, Magallanes Basin, Chile: architectural elements of a sinuous basin axial channel belt. *Sedimentology* 55:1333-1359.
- Hubbard, S.M., Fildani, A., Romans, B.W., Covault, J.A., y McHargue, T., 2010. High-relief slope clinoform development: insights from outcrop, Magallanes Basin, Chile. *J. Sediment. Res.* 80, 357-375.
- Huggett, J.M., Gale, A.S., y Wray, D.S., 2005. Diagenetic Clinoptilolite and Opal-CT from the Middle Eocene Wittering Formation, Isle of Wight, U.K. *Journal of Sedimentary Research* 75 (4): 585-595.
- Humphreys, B., Kemp, S.J., Lott, G.K., Bermanto, F., Dharmayanti, D.A. y Samori, I., 1994. Origin of grain-coating chlorite by smectite transformation: an example from Miocene sandstones, North Sumatra back-arc basin, Indonesia. *Clay Mineral* 29: 681-692.
- Iijima, A., y Utada, M., 1966. Zeolites in sedimentary rocks, with reference to the depositional environments and zonal distribution. *Sedimentology* 7: 327-357.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Picle, J., y Sares, S., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 103-116.
- Ingersoll, R.V., Kretchmer, A.G., y Valles, P.K., 1993. The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. *Sedimentology* 40, 937-953.
- Ireland, B.J., Curtis, C.D., Whiteman, J.A., 1983. Compositional variation within some glauconites and illites and implications for their stability and origins. *Sedimentology* 30: 769-786.
- Irwin, H., Curtis, C.D. y Coleman, M.L., 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature* 269: 209-213.
- James, U.P., 1879. Description of new species of fossils and remarks on some others, from the Lower and Upper Silurian rocks from Ohio. *The Paleontologist* 3: 17-24.
- Jahren, J.S., y Aagaard, P., 1989. Compositional variations in diagenetic chlorites and illites, and relationships with formation water chemistry. *Clay Mineral* 24: 209-213.
- Johnson, C. L. y Graham, S.A., 2004. Sedimentology and reservoir architecture of a synrift lacustrine delta, southeastern Mongolia. *Journal of Sedimentary Research*, 74 (6): 770-785.
- Katz, H.R., 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes province, Chile. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists* 47: 506-524.
- Keighley, D.G., y Pickerill, R.K., 1994. The ichnogenus *Beaconites* and its distinction from *Ancorichnus* and *Tenidium*. *Paleontology* 37: 305-337.

REFERENCIAS

- Ketzer, J.M., y Morad, S., 2006. Predictive distribution of shallow marine, low-porosity (pseudomatrix-rich) sandstones in a sequence stratigraphic framework example from the Ferron Sandstone, Upper Cretaceous, U.S.A. *Maine and Petroleum Geologists* 23: 29-36.
- Ketzer, J.M., Morad, S., Evans, R., y Al-Aasm, I.S., 2002. Distribution of diagenetic alteration in fluvial, deltaic, and shallow marine sandstones within a sequence stratigraphic framework: evidence from the mullaghmore formation (Carboniferous), NW Ireland. *Journal of Sedimentary Research* 72: 760-774.
- Ketzer, J.M., Holz, M., Morad, S., y Al-Aasm, I.S., 2003a. Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: evidence from the Rio Bonito formation (early Permian), southern Brazil. *Sedimentology* 50: 855-877.
- Ketzer, J.M., Morad, S., y Amorosi, A., 2003b. Predictive clay cementation in a sequence stratigraphy framework. In: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), *Clay Cementation in Sandstones*. International Association of Sedimentologists, vol. b 34. Special Publication Blackwell Oxford, pp. 42-59.
- Kidwell, S.M., 1993. Influence of subsidence on the anatomy of marine siliciclastic sequences and on the distribution of shell and bone beds. *Journal of Geological Society of London* 150: 165-167.
- Kidwell, S.M., y Bosence, D.W.J., 1991. Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. En: Allison, P.A., and Briggs D.E., (Eds.), *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. Topic in Geology, Plenum Press, 9: 115-209.
- Klein, G.D., 1975. Paleotidal range sequences, Middle Member, Wood Canyon Formation (late Precambrian), east California and western Nevada. En: R.N., Ginsburg (Ed.). *Tidal deposits*. Springer, Heidelberg, pp 171-177.
- Kraemer, P.E., 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56° SL). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 731-748.
- Kraemer, P.E., y Riccardi, A.C., 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos 850 Argentino y Viedma (49° 40' – 50° 10' LS), Provincia de Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 52, 333-360.
- Kraemer, P.E., Ploszkiewicz, J.V., y Ramos, V.A., 2002. Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 461° y 52°S. *Geología de Recursos Naturales de Santa Cruz* En: M.J. Haller (Edit.). *Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, I-22: 353-364. Buenos Aires.
- Kroonenberg, S.B., 1994. Effects of provenance, sorting, and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments: *Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part A*, pp. 69–81.
- Kübler, B., 1967. La cristallinité de l'illite et les zones tout-a-fait supérieures du métamorphisme. En "Colloque sur le étage tectoniques". Neuchâtel: 105-122.
- Kübler, B., 1984. Fidélité de la mesure de la largeur de Scherrer "cristallinité de l'illite" en fonction de la vitesse de rotation du goniometre. *Cahiers de l'Institut de Geologie*, 9 pp., Université de Neuchâtel.

REFERENCIAS

- Le Corre, C., 1975. Analyse comparée de la cristallinité dans le Briovérien et le Paléozoïque centre-armoricains: zonéographie et structure d'un domaine épizonal. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7e série, 547-553.
- Leanza, A.F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En: A.F., Leanza (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 689-706.
- Leeder, M., 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins, from Turbulence to Tectonics*. Blackwell Science, pp. 592.
- Lengauer, C. L. y Schramm, J.M., 1989. Metamorphosenuntersuchungen am Nordrand der westlichen Grauwackenzone (Salzburg). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 132, 425-441.
- Li, C., Wang, P., Fan, D., Yang, S., 2006. Characteristics and formation of Late Quaternary incised- valley-fill sequences in sediment-rich deltas and estuaries: case studies from China. En: Dalrymple, R.W. (Ed.), *Incised Valleys in Time and Space*. 85. SEPM Special Publication, pp. 141–160.
- Limarino, C., Net, L.N., Gutiérrez, P., Barreda, V., Caselli, A., y Ballenti, S., 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico Superior), Precordillera central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(1): 83-99.
- Lin, N.H., Yinghai, G., Shwe, N.W., Landry, S.T., Zhiyong, W., Nyan, M.N., y Jingxia, Z., 2019. Sedimentology and geochemistry of Middle Eocene–Lower Oligocene sandstones from the western Salin Sub-Basin, the Central Myanmar Basin: Implications for provenance, source area weathering, paleo-oxidation, and paleo-tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences* 173: 314-335.
- Lluch, J.J., y Spalletti, L.A., 1976. Minerales de las arcillas en los sedimentos actuales de la región del Cerro San Lorenzo, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31: 23–32.
- Loomis, J.L., y Crossey, L.J., 1996. Diagenesis in a cyclic, regressive siliciclastic sequence: the point Lookout sandstone, San Juan basin, Colorado. En: Crossey, L.J., Loucks, R., Totten, M.W., (Eds.), *Siliciclastic Diagenesis and Fluid Flow: Concepts and Applications*, vol. 55. SEPM Special Publication, pp. 23-36.
- Love, L.G., 1967. Early diagenetic iron sulphide in Recent sediments of the Wash, England. *Sedimentology* 9: 327-352.
- Ludwig, V., 1973. Zum Übergang eines Torschiefers in die Metamorphose: "Griffelschiefer" im Ordovizium von NEBayern. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 144: 50-103.
- Lundgren, B., 1891. Studier öfver fossilförande lösa block. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 13: 111–121.
- MacEachern, J.A., y Pemberton, S.G., 1994. Ichnological aspects of incised-valley fill systems from the Viking Formation of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada. En: Dalrymple, R.W., Boyd, R., and Zaitlin, B.A., (Eds.), *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary*

REFERENCIAS

- Sequences. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 51: 129-157.
- MacEachern, J.A., Bechtel, D.J., y Pemberton, S.G., 1992a. Ichnology and sedimentology of transgressive deposits, transgressively-related deposits and transgressive systems tracts in the Viking Formation of Alberta. En: Pemberton, S.G., (Eds.), Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, A Core Workshop. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop 17, 251-290.
- MacEachern, J.A., Raychaudhuri, I., y Pemberton, S.G., 1992b. Stratigraphic applications of the Glossifungites ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. En: Pemberton, S.G., (Eds.), Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, A Core Workshop. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop 17: 169-198.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Bhattacharya, J.P., Howell Jr., C.D., 2005. Ichnology of deltas: organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms and tides. En: Giosan, L., Bhattacharya, J.P. (Eds.), River Deltas: Concepts, Models and Examples, vol. 83. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, pp. 49–85.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., Zonneveld, J.P., Dashtgard, S.E., y Pemberton, S.G., 2007a. The Ichnofacies Paradigm. En: Knaust, D., and Bromely, R., (Eds.), Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. Developments in Sedimentology 64: 103-138.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Pemberton, S.G., y Gingras, M.K., 2007b. The Ichnofacies paradigm: High-resolution paleoenvironmental interpretation of the rock record. En: MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras M.K., and Pemberton, S.G., (Eds.), Applied Ichnology. Society for Sedimentary Geology Short Course Notes 52: 27-64.
- Macellari, C.E., Barrio, C.A., y Manassero, M.J., 1989. Upper cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). Journal of South America Earth Sciences 2: 223-239.
- Mackay, D. A., y Dalrymple, R.W., 2011. Dynamic mud deposition in a tidal environment: the record of fluid-mud deposition in the Cretaceous Bluesky Formation, Alberta Canada. Journal of Sedimentary Research 81: 901-920.
- Mackenzie, F.T., 2005. Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks: Treatise on Geochemistry. 7th Edition, Elsevier Science, Amsterdam.
- Malkowski, M.A., Sharman, G.R., Graham, S.A., y Fildani, A., 2015. Characterization and diachronous initiation of coarse clastic deposition in the Magallanes-Austral foreland basin, Patagonian Andes. Basin Res. 29, pp. 298-326.
- Malkowski, M.A., Grove, M., y Graham, S.A., 2016. Unzipping the Patagonian Andes-Long lived influence of rifting history on foreland basin evolution. Lithosphere, 8 (1), pp. 23–28.
- Malkowski, M.A., Schwartz, T.M., Sharman, G.R., Sickmann, Z.T., Graham, S.A., 2017. Stratigraphic and provenance variations in the early evolution of the Magallanes-Austral foreland basin:

REFERENCIAS

- Implications for the role of longitudinal versus transverse sediment dispersal during arc-continent collision. *GSA Bulletin* 129 (3-4): 349-371.
- Malkowski, M.A., Jobe, Z.R., Sharman, G.R., Graham, S.A., 2018. Downslope facies variability within deep-water channel systems: insights from the Upper Cretaceous Cerro Toro Formation, southern Patagonian. *Sedimentology* 65:1918-1946.
- Malumián, N., 1999. La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia Extraandina. n: Caminos, R., (Ed.), *Geología Argentina. Anales Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Buenos Aires* 29: 557-612.
- Malumián, N., y Nañez, C., 1988. Asociaciones de foraminíferos del Terciario medio de Cuenca Austral: sus relaciones con eventos eustáticos globales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43 (2): 257-264.
- Malumián, N., y Caramés, A., 1997. Upper Campanian–Paleogene from the Río Turbio coal measures in southern Argentina: micropaleontology and the Paleocene/Eocene boundary. *Journal of South American Earth Sciences* 10, 189-201.
- Malumián, N., Masiuk, V., y Riggi, J.C., 1971. Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC-1, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Rev. As. Geol. Argent.* 23: 265-272.
- Manassero, M.J. 1988. Petrografía y procedencia de las areniscas Cretácicas Superiores de la Cuenca Austral, Argentina. *Asociación Geológica Argentina*, 43 (2): 175–187.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., West, R.R., y Maples, C.G., 2002. Ichnology of a Pennsylvanian Equatorial Tidal Flat: The Stull Shale Member at Waverly, Eastern Kansas. *Kansas Geological Survey*, 245, 1-133.
- Maples, C.G., y West, R.R., 1990. Trace-fossil taxonomy and substrate fluidity: An example using Late Carboniferous bivalve traces: 13th International Sedimentological Congress, Abstracts of Papers, pp. 328.
- Mansurbeg, H., Morad, S., Salem, A., Marfil, R., El- Ghali, M.A.K., Nystuen, J.P., Caja, M.A., Amorosi, A., Garcia, D., y La Iglesia, A., 2008. Diagenesis and reservoir quality evolution of Paleocene deep-water, marine sandstones, the Shetland-Faroes Basin, British continental shelf. *Marine and Petroleum Geology* 25: 514-543.
- Mansurbeg, H., Caja, M.A., Marfil, R.M., Remacha, S.E., García, D., Martín-Crespo, T., El-Ghali, M.A.K., y Nystuen, J.P., 2009. Diagenetic evolution and porosity destruction of turbiditic hybrid arenites and siliciclastic sandstones of foreland basins: evidence from the Eocene Hecho Group, Pyrenees, Spain. *Journal of Sedimentary Research* 79: 711-735.
- Marensi, S.A., Casadío, S., y Santillana, S.N., 2002. La Formación Man Aike al sur de El Calafate (Provincia de Santa Cruz) y su relación con la discordancia del Eoceno medio en la cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 341– 344.

REFERENCIAS

- Marensi, S.A., Guler, V., Casadío, S., Guerstein, R., y Papú, O., 2004. Sedimentology and palynology of the Calafate Formation (Maastrichtian), Austral Basin, Southern Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 25: 907-918.
- Marsaglia, K., y Ingersoll, R. 1992. Compositional trends in arc-related, deep marine sand and sandstone: a reassessment of magmatic provenance. *Geological Society of America Bulletin* 104: 1937-1649.
- Masuda, H., O'neil, J.R., Jiang, W.T., y Peacor, D.R., 1996. Relation between interlayer composition of authigenic smectite, minerals assemblages, I/S reaction rate and fluid composition in silicic ash of the Nanakai Trough. *Clays and Clay Minerals* 44: 443-459.
- Maynard, J.B., Valloni, R., y Yu, H., 1982. Composition of modern deep-sea sands from arc related basins. *Geological Society of London, Special Publication* 10: 551-561.
- McKinley, J., Worden, R., y Ruffell, A., 2003. Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behavior during diagenesis. En: Worden, R. y Morad, S., (Eds.), *Clay minerals cements in sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 34: 109-128.
- McLaurin B. T., y Steel, R.J., 2007. Architecture and origin of an amalgamated fluvial sheet sand, lower Castlegate formation, BookCliffs, Utah. *Sedimentary Geology*, 197: 291–311.
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary process: *Mineralogical Society of America* 21: 169-200.
- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2: 2000GC000109.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., y Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 2015-2050.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., y Hanson, G.N., 1993. Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments: *Geological Society of America, Special Paper*, pp. 21–40.
- McLennan, S.M., Bock, B., Hemming, S.R., Hurowitz, J.A., Lev, S.M., y McDaniel, D.K., 2003, The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks. En: Lentz, D.R., (Ed.), *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*. Geological Association of Canada, *GeoText* 4: 7-38.
- Mellere, D., Plink-Bjorklund, P., y Steel, R., 2002. Anatomy of shelf deltas at the edge of a prograding Eocene shelf margin, Spitsbergen. *Sedimentology*, 49: 1181–1206.
- Merodio, J.C., y Spalletti, L.A., 1990. Geoquímica de pelitas: su empleo en la definición de ambientes sedimentarios y tectónicos para el Ordovícico de la Precordillera Occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4):336-345.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional model of alluvial stratigraphy: theory and application. *Journal of Sedimentary Research* 65: 7-31.

REFERENCIAS

- Miall, A. D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Miall, A.D., (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Bulletin, *Memories* 5: 579-604.
- Miall, A.D, 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. En: Flores, R., Ethridge, F., Miall, A., Galloway, W. y Fouch, T. (Eds), *Recognition of fluvial depositional system and their resource potential*. Society for Economic Paleontology and Mineralogy, *Curso Breve* 19: 33-81.
- Miall, A. D., 1996. *The geology of fluvial deposits*. Springer Verlag, Berlín, 582 pp.
- Middlemost., E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews* 37:3-4, pages 215-224.
- Middleton, G.V., 1991. A short historical review of clastic tidal sedimentology. In: Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A., y Rahmani, R.A. (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol., *Mem.* 16: 9-15.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274: 321-355.
- Mombray, T., y Visser, M.J., 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, southeast Netherlands. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 811-824.
- Moore, D.M., y Reynolds, R.C., 1989. Identification of Clay Minerals and Associated Minerals. En: *X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*, second edition. Oxford University Press, pp. 203-270.
- Morad, S., Ketzer, J.M., y De Ros, F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology* 47: (Suppl. 1), 95-120.
- Morad, S., Al-Ramadan, Kh., Ketzer, J.M., y De Ros, L.F., 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: a review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *AAPG Bulletin* 94 (8): 1267-1309.
- Mørk, A., y Bromley, R., 2008. Ichnology of a marine regressive systems tract: The Middle Triassic of Svalbard. *Polar Research* 27(3): 339-359.
- Mount, J., 1985. Mixed Siliciclastic and Carbonate Sediments: A Proposed First-Order Textural Compositional Classification. *Sedimentology*, 32, 435-442.
- Moyano Paz, D., Tettamanti, C., Varela, A.N., Cereceda, A., y Poiré, D.G., 2018. Depositional processes and stratigraphic evolution of the Campanian deltaic system of La Anita Formation, Austral-Magallanes Basin, Patagonia, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 25 (2): 69-92.
- Moyano Paz, D., Rozadilla, S., Agnolín, F., Vera, E., Coronel, M.D., Varela, A.N., Gómez-Dacal, A.R., Aranciaga-Rolando, A.M., D'Angelo, J., Pérez-Loinaze, V., Richiano, S., Chimento, N., Motta, M.J., Sterli, J., Manabe, M., Tsuihiji, T., Isasi, M.P., Poiré, D.G., Novas, F.E., 2022. The uppermost

REFERENCIAS

- Cretaceous continental deposits at the southern end of Patagonia, the Chorrillo Formation case study (Austral-Magallanes Basin): Sedimentology, fossil content and regional implications. *Cretaceous Research* 130: 105059.
- Mulder, T., y Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48: 269-299.
- Natland, M.L., González, E., Cañón, A., y Ernst, M., 1974. A system of stages for correlation of Magallanes Basin sediments. *Mem. Geol. Soc. Am.* 139: pp. 126.
- Nara, M., y Seike, K., 2019. Palaeoecology of *Macaronichnus segregatis degiberti*: Reconstructing the infaunal lives of the travisiid polychaetes. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 516: 284-294.
- Nelson, E.P., Dalziel, I.W.D., y Milnes, A.G., 1980. Structural geology of the Cordillera Darwin collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. *Eclog. Geol. Helv.* 73: 727-751.
- Nesbitt, H.W., 2003. Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. En: Lentz, D.R., (Ed.), *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*. Geological Association of Canada GeoText 4: 39-52.
- Nesbitt, H.W., y Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299: 715-717.
- Nesbitt, H.W., y Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48: 1523-1534.
- Nesbitt, H.W., y Young, G.M., 1989, Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology* 97: 129-147.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M., y Keays, R.R., 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *Journal of Geology* 104: 525-42.
- Nguyen, B.T.T., Jones, S.J., Goult, N.R., Middleton, A.J., Grant, N., Ferguson, A., y Bowen, L., 2013. The role of fluid pressure and diagenetic cements for porosity preservation in Triassic fluvial reservoirs of the Central Graben, North Sea. *AAPG Bulletin* 97: 1273-1302.
- Nicholson, H.A., 1873. Contributions to the study of errant annelids of the older Paleozoic rocks. *Geological Magazine*, 10: 309-310.
- Nio, S.D., y Yang, C., 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. En: Smith D.G., Reinson G.E., Zaitlin B.A., Rahmani R.A., (Eds), *Clastic tidal sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists 16: 3-28.
- Nulló, F. y Otamendi, J., 2002. El batolito Patagónico. *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. XV Congreso Geológico Argentino. Relatorio. pp. 175-186.

REFERENCIAS

- Nullo, F.E, Proserpio, C.A y Blasco de Nullo, G, 1981. El Cretácico de la Cuenca Austral entre el Lago San Martín y Río Turbio. En: Cuenas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Volkheimer, W., Mussachio, E.A. (Eds.), Buenos Aires: 181-220 pp.
- Nullo, F.E., Panza, J.L. y Blasco, G, 1999. Jurásico y Cretácico de la cuenca Austral. In: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Anales Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Buenos Aires 29:399-416.
- Odino-Barreto, A.L, Cereceda, A, Gómez Peral, L.E, Coronel, M.D, Tettamanti, C, y Poiré, D.G, 2018. Sedimentology of the shallow marine deposits of the Calafate Formation during the Maastrichtian transgression at Lago Argentino, Austral-Magallanes basin, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 25 (2): 169-191.
- Odino-Barreto, A.L., Richiano, S., Gingras, M.K., Poiré, D.G., 2020. Integration of sedimentological and ichnological analysis on the wave-dominated deposits of the Maastrichtian Calafate Formation, Austral-Magallanes basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 121: 104621.
- Odino-Barreto, A.L., Gómez-Peral, L.E., Richiano, S., Macchioli Grande, M., Borya, A., Poiré, D.G., Bahniuk, A.M., Cury, L.F., 2021. Geochemical and mineralogical evidence of an offset in the Andean arc recorded in the Upper Cretaceous marine deposits of the Austral-Magallanes basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 111: 103426.
- Olariu, C., Bhattacharya, J., Xu, X., Aiken, C. L. V., Zeng, X., y McMechan, G.A., 2005. Integrated study of ancient delta front deposits, using outcrop, ground penetrating radar and three-dimension photorealistic data: Cretaceous Panther Tongue sandstone, Utah. In: *River Deltas: Concepts, Models, Examples* (Eds L. Giosan y J.P. Bhattacharya), SEPM Special Publication 83: 155–178.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., M´arquez, M., Storey, B.C., Riley, T. R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *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 Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41: 605-625.
- Pemberton, S.G., y Frey, R.W., 1982. Trace fossil nomenclature and the Planolites-Palaeophycus dilemma. *Journal of Paleontology* 56: 843-881.
- Pemberton, S.G., Frey, R.W., Ranger, M.J., y MacEachern, J.A., 1992a. The conceptual framework of ichnology. En: Pemberton, S.G., (Eds.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Core Workshop 17: 1-32.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., y Frey, R.W., 1992b. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: Walker, R.G., and James, N.P., (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, St. John’s Newfoundland: 47-72.

REFERENCIAS

- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunder, T., MacEachern, J.A., Robbins, D., y Sinclair, I.K., 2001. Ichnology & Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems. Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. Geological Association of Canada Short Course Notes, 15, St. John's.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., y Saunders, T., 2004. Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. En: McIlroy, D., (Eds.), The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis. Geological Society of London, Special Publication 228: 29-62.
- Pérez Arlucea, M. y Sopeña, A., 1986. Estudio sedimentológico del Saxoniense y del Buntsandstein entre Molina de Aragón y Albarracín (Cordillera Ibérica). Cuadernos Geología Ibérica, 10: 117-150.
- Peroni, G., Cagnolatti, M. y Pedrazzini, M., 2002. Cuenca Austral: Marco Geológico Reseña Histórica de la actividad petrolera. Rocas reservorio de las cuencas productivas de la República Argentina, V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar Del Plata.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., y Siever, R., 1972. Sand and Sandstone. Springer, New York, 553 pp.
- Pickerill, R.K., y Brenchley, P. J., 1991. Benthic macrofossils as paleoenvironmental indicators in marine siliciclastic facies. Geoscience Canada, 18 (3): 119-138.
- Pittman, E.D., 1979. Porosity, diagenesis and productive capability of sandstone reservoirs. En: Scholle, P.A., y Schluger, P.R., (Eds.), Aspects of Diagenesis. SEPM Special Publication, 26: 159-173.
- Plink-Björklund, P. y Steel, R.J., 2005. Deltas on falling-stage and lowstand shelf margins, the Eocene Central Basin of Spitsbergen: importance of sediment supply. In: River Deltas – Concepts, Models and Examples (Eds L. Giosan y J. P. Bhattacharya), SEPM Spec. Publ., 83: 179-206.
- Poiré, D.G. y Franseze, J., 2010. Mesozoic clastic sequences from a Jurassic rift to a cretaceous foreland basin, Austral Basin, Patagonia, Argentina. En: del Papa, C., and Astini, R., (Eds.), Field Excursion Guidebook, 18th International Sedimentological Congress, Mendoza, Argentina, pp. 1-53.
- Pollard, J.E., Goldring, R., y Buck, S.G., 1993. Ichnofabrics containing Ophiomorpha: significance in shallow-water facies interpretation. Journal of the Geological Society of London 150: 149-164.
- Posamentier, H.W., 2002. Ancient Shelf Ridges – A Potentially Significant Component of the Transgressive Systems Tract: Case Study from Offshore Northwest Java. AAPG Bulletin 86 (1): 75–106.
- Potter, P.E., y Pettijohn, F.J., 1963. Paleocurrents and Basin Analysis. Springer, Berlin, 296 pp.
- Powers, M.C., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology, 23: 117-119.
- Quensell, P., 1911. Geologisch-Petrographische Studien in der Patagonischen Cordillera. Bull Geol. Inst. Upsala 2: pp. 114.

REFERENCIAS

- Quensell, P., 1912. Diequarzporphyr- und Porphyroidformation in Sudpatagonian un Feuerland. Bull. Geol. Inst. Upsala 2: 1-40.
- Rahman, M.J.J., y Suzuki, S., 2007. Geochemistry of sandstones from the Miocene Surma Group, Bengal Basin, Bangladesh: implications for Provenance, tectonic setting, and weathering. *Geochemical Journal* 41: 415-428.
- Raigemborn, M.S, 2006. Análisis composicional y procedencia de la Formación Peñas Coloradas, Grupo Río Chico (Paleoceno superior- Eoceno?), en la región oriental de la Cuenca del Golfo de San Jorge, Chubut, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 13, 2: 65-87.
- Raigemborn, M.S., Gómez-Peral, L.E., Krause, J.M., y Matheos, S.D., 2014. Controls on clay minerals assemblages in an early Paleogene nonmarine succession: Implications for the volcanic and paleoclimatic record of extra-andean patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 52: 1-23
- Ramos, V.A., 2002. Evolución Tectónica. Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. XV Congreso Geológico Argentino. Relatorio, pp 365-390.
- Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, J., y Muñoz, J., 1982. Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. *Earth Science Reviews* 18, pp. 411-443.
- Ramos, V.A., Mahlburg Kay, S. y Sacomani, L., 1994. La dacita Puesto Nuevo y otras rocas magmáticas: colisión de una dorsal oceánica cretácica. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2, 1172-1176, Concepción.
- Reading, H., y Levell, B., 1996. Controls on the sedimentary rock record. In: Reading, H., (Ed.), *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, UK: 5-36.
- Reineck, H.E., 1963. Sedimentgefugeimbereich der sudlichennordsee. *Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges.* 505: 1-138.
- Reineck, H.E., y Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11: 99-104.
- Reineck, H.E., y Singh, I.B., 1980. Tidal flats. En: Reineck, H.E., and Singh, I.B., (Eds.), *Depositional Sedimentary Environments*. Springer. Berlin Heidelberg, pp. 430-456.
- Reinson, G.E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. En: R.G., Walker y N.P., James (Eds.) *Facies models: response to sea level change*. Geological Associations of Canada, St. John's, pp 179-194.
- Ren, Mei-e, 1986. Modern sedimentation in the coastal and nearshore zones of China. China Ocean Press, Beijing and Springer, Berlin/Heidelberg.
- Riccardi, A.C., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina: *Revista del Museo de La Plata Sección Geología* 7: 245-318.

REFERENCIAS

- Riccardi, A.C., y Rolleri, E.O., 1980. Cordillera Patagónica Austral. En: Turner, J.C., (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba. Academia Nacional de Ciencias 2: 1173-1304.
- Richiano, S., 2012. Sedimentología e icnología de la Formación Río Mayer, Cuenca Austral, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, pp. 330. Inédita.
- Richiano, S., Varela, A.N., Cereceda, A., Poiré, D.G., 2012. Evolución paleoambiental de la Formación Río Mayer, Cretácico inferior, Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 19: 3-26.
- Richiano, S., Varela, A.N., Gómez-Peral, L.E., Cereceda, A., y Poiré, D.G., 2015. Composition of the Lower Cretaceous black shales from the Austral Basin (Patagonia, Argentina): implication for unconventional reservoirs in the southern Andes. *Marine and Petroleum Geology* 66: 764-790.
- Richiano, S., Gómez-Peral, L.E., Varela, A.N., Gómez Dacal, A.R., Cavarozzi, C.E., y Poiré, D.G., 2019. Geochemical characterization of black shales from the Río Mayer Formation (Early Cretaceous), Austral-Magallanes Basin, Argentina: Provenance response during Gondwana break-up. *Journal of South American Earth Sciences* 93, pp. 67-83.
- Riggi, J.C., 1979. Estratigrafía cretácica terciaria del subsuelo de cabo Buen Tiempo, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34: 255-270.
- Rivera, H.A., Le Roux, J.P., Farías, M., Gutiérrez, N.M., Sánchez, A., y Palma-Heldt, S., 2020. Tectonic controls on the Maastrichtian-Danian transgression in the Magallanes-Austral foreland basin (Chile): implications for the growth of the southern Patagonian Andes. *Sediment. Geol.* 403, 105645.
- Robbiano, J.A., Arbe, H.A. y Gangui, A., 1996. Cuenca Austral Marina. En: Ramos, V.A., y Turic, M.A., (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 17: 323-341. Buenos Aires.
- Rodríguez, J.F. y Miller, M., 2005. Cuenca Austral. In: Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L., Vallejo, E.L. (Eds.), *Congreso de exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Frontera Exploratoria de la Argentina*, Mar del Plata, 6, pp. 307-323.
- Romans, B.W., Hubbard, S.M., y Graham, S.A., 2009. Stratigraphic evolution of an outcropping continental slope system, Tres Pasos formation at Cerro Divisadero, Chile. *Sedimentology* 56: 737-764.
- Romans, B.W., Fildani, A., Graham, S.A., Hubbard, S.M., Covault, J.A., 2010. Importance of predecessor basin history on the sedimentary fill of a retroarc foreland basin: provenance analysis of the Cretaceous Magallanes basin, Chile (50-52°S). *Basin Res.* 22: 640-658.

REFERENCIAS

- Romans, B.W., Fildani, A., Hubbard, S.M., Covault, J.A., Fosdick, J.C., Graham, S.A., 2011. Evolution of deep-water stratigraphic architecture, Magallanes Basin, Chile. *Marine and Petroleum Geology* 28:612-628.
- Ronda, G., Ghiglione, M.C., Barberón, V., Coutand, I., Tobal, J., 2019. Mesozoic – cenozoic evolution of the southern patagonian andes fold and thrust belt (47°-48°S): influence of the Rocas Verdes basin inversion and onset of patagonian glaciations. *Tectonophysics*. doi.org /10.1016/j.tecto. 2019.05.009.
- Roser, B.P., y Korsch, R.J., 1985. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: a discussion. *Journal of Geology*: 93, pp. 81-84.
- Roser, B.P., y Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio: *Journal of Geology* 94: 635-650.
- Roser, B.P., y Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data: *Chemical Geology* 67: 119-139.
- Rudnick, R.L., y Gao, S., 2003. Composition of the Continental 980 Crust. En: Holland, H.D., y Turekian, K.K., (Eds.), *Treatise on Geochemistry, Volume 3: The Crust*. Elsevier Ltd, Oxford, pp. 1-64.
- Russo, A. y Flores, M.A., 1972. Patagonia Austral Extraandina. En: Leanza, A.F., (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 707-725. Córdoba.
- Russo, A., Flores, M.A. y Di Benedetto, H., 1980. Patagonia Austral Extraandina. En: J.C.M. Turner (Ed.), *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias II: 1431-1462. Córdoba.
- Sagasti, G., 2001. Estudio Sedimentológico y de Estratigrafía Secuencial de las sedimentitas carbonáticas de la Formación Agrio (Cretácico inferior), en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina, República Argentina. Tesis Doctoral inédita. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.
- Salter, J.W., 1857. On annelide-burrows and surface-markings from the Cambrian rocks of the Longmynd. No. 2. *Geological Society of London Quarterly Journal* 13: 199-206.
- Sanders, A.D., Tarney, J., Stern, C.R., y Dalziel, I.W.D., 1979. Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. *Bull. Geol. Soc. Am.* 90: 237-258.
- Saunders, T., 1989. Trace fossils and sedimentology of a Late Cretaceous progradational barrier island sequence: Bearpaw-Horseshoe Canyon Formation transition, Dorothy, Alberta. M.Sc. Thesis, University of Alberta, pp. 187.
- Saunders, T., y Pemberton, S.G., 1986. Trace fossils and Sedimentology of the Appaloosa Sandstone: Bearpaw-Horseshoe Canyon Formation Transition, Dorothy, Alberta. *Canadian Society of Petroleum Geologists Fieldtrip Guidebook*, Calgary, Alberta.
- Savin, S., Tsirambides, A., Kassoli-Fournaranki, A., y Filippidis, A., 1993. Oxygen-isotope evidence for the alteration of the Eocene zeolite-bearing volcanoclastic sediments of Metaxades, Thrace,

REFERENCIAS

- Greece. 4th International Conference on the Occurrence, Properties and Utilization of Natural Zeolites, 180-181 pp.
- Scasso, R.A. y Limarino, C.O., 1997. Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial 1: 260 pp.
- Seilacher, A., 1967. Bathymetry of Trace Fossils: *Marine Geology* 5: 413-428.
- Schmid, S., Worden, R.H., y Fisher, Q.J., 2004. Diagenesis and reservoir quality of the Sherwood sandstone (Triassic), Corrib Field, Slyne Basin, est of Ireland. *Marine Petroleum Geology* 21: 299-315.
- Schmidt, V., y McDonald, D.A., 1979a. The role of secondary porosity in sandstones. En: Scholle, P.A., y Schluger, P.R., (Eds.), *Aspects of Diagenesis*. SEPM Special Publication, 26: 209-255.
- Schmidt, V., y McDonald, D.A., 1979b. Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. En: Scholle, P.A., y Schluger, P.R., (Eds.), *Aspects of Diagenesis*. SEPM Special Publication, 26: 209-225.
- Schultz, M.R., y Hubbard, S.M., 2005. Sedimentology, stratigraphic architecture, and ichnology of gravity-flow deposits partially ponded in a growth-fault-controlled slope mini basin, Tres Pasos Formation (Cretaceous), southern Chile. *Journal of Sedimentary Research* 75:440-453.
- Schwab, F.L., 1975, Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstone. *Geology* 3: 487-490.
- Schwartz, T.M., y Graham, S.A., 2015. Stratigraphic architecture of a tide-influenced shelfedge delta, Upper Cretaceous Dorotea Formation, Magallanes-Austral Basin. *Patagonia. Sedimentology* 62, 1039–1077.
- Schwartz, T.M., Fosdick, J.C., Graham, S.A., 2017. Using detrital zircon U-Pb ages to calculate Late Cretaceous sedimentation rates in the Magallanes-Austral basin. *Patagonia. Basin Research* 29, 725–746.
- Senkayi, A.L., Ming, D.W., Dixon, J.B., y Hossner, L.R., 1987. Kaolinite, opal CT, and clinoptilolite in altered tuffs interbedded with lignite in the Jackson Group, Texas. *Clays and Clay Minerals* 35: 281-290.
- Schaer, J.P., y Persoz, F., 1976. Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, 1239-1250.
- Sickmann, Z.T., Schwartz, T.M., y Graham, S.A., 2018. Refining stratigraphy and tectonic history using detrital zircon maximum depositional age: an example from the Cerro Fortaleza Formation, Austral Basin, southern Patagonia. *Basin Res.* 30 (4): 708-729.
- Sickmann, Z.T., Schwartz, T.M., Malkowski, M.A., Dobbs, S.C., y Graham, S.A., 2019. Interpreting large detrital geochronology data sets in retroarc foreland basins: An example from the Magallanes-Austral Basin, southernmost Patagonia. *Lithosphere* 11 (5): 620-642.

REFERENCIAS

- Simpson, E.L., y Eriksson, K.A., 1991. Depositional facies and controls on parasequence development in siliciclastic tidal deposits from the lower proterozoic, upper mount guide quartzite, mount isa inlier, Australia. In: Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A., Rahmani, R.A. (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*, vol. 16, pp. 371e387. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir.
- South, D.L., y Talbot, M.R., 2000. The sequence stratigraphic framework of carbonate diagenesis within transgressive fanedelta deposits, Sant Llorenc del Munt fan delta complex, SE Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentary Geology* 138: 179-198.
- Southard, J.B., y Boguchwal, L.A., 1990. Bed configurations in steady unidirectional water flows, Synthesis of flume data. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 658-679.
- Spalletti, L.A. y Franzese, J.R., 2007. Mesozoic Paleogeography and Paleoenvironmental evolution of Patagonia (Southern South America). En: Gasparini, Z., Salgado, L., y Coria, R.A., (Eds.), *Patagonian Mesozoic Reptiles*. Indiana University Press, Bloomington & Indianapolis, pp. 29-49.
- Spalletti, L.A., Merodio, J.C., y Matheos, S.D., 1991. Geoquímica 1002 y significado tectónico – depositacional de pelitas y margas cretácico – terciarias. Noreste de la Patagonia, República Argentina. *Revista Geológica de Chile* 20 (1): 3-13.
- Spalletti, L.A., Merodio, J.C., y Matheos, S.D., 1992. Composición, procedencia y marco tectónico de sedimentitas eojurásicas (Formación Nestares) del extremo sudeste de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47 (3): 277-286.
- Spalletti, L., Merodio, J., Matheos, S., 1993. Geoquímica y significado tectónico-depositacional de pelitas y margas Cretácico-Terciarias del noreste de la Patagonia Argentina. *Revista Geológica de Chile* 20 (1): 3-13.
- Spalletti, L.A., Queralt, I., Matheos, S.D., Colombo, F., y Maggi, J., 2008. Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, western Argentina): implications for provenance and tectonic setting: *Journal of South American Earth Sciences* 25: 440-463.
- Spears D.A., y Kanaris-Sotiriou R., 1979. A geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonsteins. *Sedimentology* 26: 407-25.
- Suchý, V., Sýkorová, I., Melka, K., Filip, J., Machovič, V., 2007. Illite “crystallinity”, maturation of organic matter and microstructural development associated with lowest-grade metamorphism of Neoproterozoic sediments in the Teplá-Barrandian unit, Czech Republic. *Clays Clay Minerals* 42 503-526.
- Sun, S., y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special Publications* 42: 313-345.
- Taylor, J.M., 1950. Pore space reduction in sandstones. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 34: 710-716.

REFERENCIAS

- Taylor, S.R., y McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, pp. 1-312.
- Taylor, A.M., y Goldring, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Survey, London* 150: 141–148.
- Taylor, K.G., y Macquaker, J.H.S., 2011. Iron minerals in marine sediments record chemical environments. *Elements* 7: 113-118.
- Taylor, K.G., Gawthorpe, R.L., y Van Wagoner, J.C., 1995. Stratigraphic control on laterally persistent cementation, Book Cliffs, Utah. *Journal of Sedimentary Research* 69: 225-228.
- Taylor, K.G., Gawthorpe, R.L., Curtis, C.D., Marshall, J.D., y Awwiller, D.N., 2000. Carbonate cementation in a sequence stratigraphic framework: upper Cretaceous sandstones, Book Cliffs, Utah-Colorado. *Journal of Sedimentary Research* 7: 360-372.
- Tettamanti, C., Moyano Paz, D., Varela, A.N., Gómez-Peral, L.E., Poiré, D.G., Cereceda, A., y Odino-Barreto, A.L., 2018. Sedimentology and stratigraphy of the uppermost Cretaceous Continental Deposits of the Austral-Magallanes Basin, Patagonia, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 25 (2): 149-168.
- Thomas, C.R., 1949. Manantiales field, Magallanes province, Chile. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 33: 1579-1589.
- Torell, O., 1870. Petrificata Suecana Formationis Cambriacae. *Lunds. Univ. Arsskr.* 6. Avdel. 2, No. VIII : 1-14.
- Torres Carbonell, y P.J., Olivero, E.B., 2019. Tectonic control on the evolution of depositional systems in a fossil, marine foreland basin: example from the SE Austral Basin, Tierra del Fuego, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 104: 40-60.
- Toth, T.A., y Fritz, S.J., 1997. An Fe-Berthierine from a Cretaceous Laterite: Part I. Characterization. *Clays and Clay Minerals* 45: 564-579.
- Turic, M., 1968. Geología de la Provincia de Santa Cruz entre los lagos Viedma y Argentino. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe Inédito, Buenos Aires.
- Uchman, A., 1995. Taxonomy and paleoecology of flysh trace fossils: the Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). *Beringeria* 15: 1-115.
- Uchman, A., 1998. Taxonomy and ethology of flysh trace fossils; revision of the Marian Książkiewicz Collection and studies of complementary material. *Annales Societatis Geologorum Plonie* 68: 105-218.
- Varela, A.N., 2011. Sedimentología y Modelos Depositionales De La Formación Mata Amarilla, Cretácico De La Cuenca Austral, Argentina. Tesis Doctoral inédita. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.
- Varela, A.N., D.G. Poiré, T. Martin, A. Gerdes, F.J. Goin, J.N. Gelfo y S. Hoffmann, 2012. U-Pb zircon constraints on the age of the Cretaceous Mata Amarilla Formation, Southern Patagonia,

REFERENCIAS

- Argentina: its relationship with the evolution of the Austral Basin. *Andean Geology*, 39: 359-379.
- Varela, A.N., Gómez Peral, L.E., Richiano, S., y Poiré, D.G., 2013. Distinguishing similar volcanic source areas from an integrated provenance analysis: implications for foreland Andean basins: *Journal of Sedimentary Research* 83: 258-276.
- Velde, B., 1977. *Clays and Clay Minerals in Natural and Synthetic Minerals*. Elsevier, Amsterdam, pp. 218.
- Waagé K.N., 1961. Stratigraphy and refractory clay rocks of the Dakota 1047 Group along the Northern Front Range, Colorado. *Bulletin U.S. Geological Survey*, pp. 1102.
- Walderhaug, O., y Porten, K., 2007. Stability of Detrital Heavy Minerals on the Norwegian Continental Shelf as a Function of Depth and Temperature. *Journal of Sedimentary Research* 77: 992-1002.
- Walker, R., 2006. Facies Models Revisited: Introduction. En: Posamentier, H., Walker, R., (Eds.), *Facies Models Revisited*. Society for Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publication 84: 1-18.
- Wang, Y., 1983. The mudflat system of China. En: D.C. Jr., Gordon y A.S., Hourston (Eds.), *Proceedings of the symposium on the dynamics of turbid coastal environments*. Canadian Journal of Fish Aquatic Science 40. Government of Canada, Fisheries and Oceans, Ottawa, pp 160-171.
- Wang, J., Cao, Y., Liu, K., y Kashif, M., 2017. Identification of sedimentary-diagenetic facies and reservoir porosity and permeability prediction: An example from the Eocene beach-bar sandstone in the Dongying Depression, China. *Marine and Petroleum Geology* 82: 69-84.
- Weaver, C.E., Highsmith, P.B. y Wampler, J.M., 1984. Chlorite (Chapter 5). In: Weaver, C.A., et al., (Eds.), *Shale-Slate Metamorphism in Southern Appalachians*. *Developments in Petrology* 10: 99-139.
- Wells, J.T., Adams, C.E. Jr., Park, Y.A., 1990. Morphology, sedimentology and tidal channel processes on a high-tide-range mudflat, west coast of South Korea. *Mar Geol* 95:111-130.
- Wilckens, O., 1907. Erläuterung zu R. Haths geologischer Skizze des Gebietes zwischen dem Lago Argentino und dem Seno de la Ultime Esperanza (Sudpatagonien). *Naturf. Gesell. Freiburg*, 15: 75-96.
- Wilkinson, M., Haszeldine, S. y Milliken, K., 2003. Cross-formational flux of aluminium and potassium in Gulf Coast (USA) sediments. En: Worden, R. y Morad, S., (Eds.), *Clay minerals cements in sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 34: 147-160.
- Williams, L.A., y Crerar, D.A., 1985. Silica diagenesis II. General mechanisms: *Journal of Sedimentary Petrology* 55: 312-321.
- Williams, G.L., Brinkhuis, H., Pearce, M.A., Fensome, R.A., Willem Weegink, J., 2004. Southern Ocean and global dinoflagellate cyst events compared: index events for the Late Cretaceous-Neogene. En: Exxon, N.F., Kennett, J.P., Malone, M.J. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 189, 1-98.

REFERENCIAS

- Wilson, J.B., 1982. Shelly faunas associated with temperate offshore tidal deposits. In *Offshore tidal sands*, ed. A.H Stride, London: Chapman & Hall, pp. 126–171.
- Wilson, T.J., 1983. Stratigraphic and structural evolution of the Ultima Esperanza foreland fold-thrust belt, Patagonian Andes, southern Chile. Unpublished PhD., dissertation. Columbia University, New York.
- Wilson, J.B., 1986. Faunas of tidal current and wave-dominated continental shelves and their use in the recognition of storm deposits. In *Shelf Sands and Sandstones*, ed. R.J. Knight and J.R. McLean, *Memoir of the Canadian Society of Petroleum Geology* 11: 313–326.
- Wilson, T.J., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 103, 98-111.
- Wilson, M.D., 1992. Inherited grain-rimming clays in sandstones from eolian and shelf environments: their origin and control on reservoir properties. En: Houseknecht, D.W., y Pittman, E.D., (Eds.), *Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstone*. SEPM Special Publication, 47: 209-225.
- Wilson, M., y Pittman, E., 1977. Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47 (1): 3-31.
- Wilson, M.E.J., Wah, E.C.E., Dorobek, S., y Lunt, P., 2013. Onshore to offshore trends in carbonate sequence development, diagenesis, and reservoir quality across a land-attached shelf in SE Asia. *Marine Petroleum Geology* 45: 349-376.
- Winslow, M.A., 1980. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the fold and thrust belt in southernmost South America and stratigraphic history of the cordilleran margin of the Magallanes basin. Tesis Doctoral inédita. Universidad de Columbia, New York.
- Winslow, M.A., 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes. En: Craddock, C., (Ed.), *Antarctic Geoscience*, pp. 143-154.
- Worden, R.H y Burley, S.D, 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. En: Burley, S. y Worden, R., (Eds.), *Sandstone diagenesis: recent and ancient*. International Association of Sedimentologists, Reprint Series 4: 2-44.
- Worden, R.H, y Morad, S., 2000. Quartz Cementation in Oil Field Sandstones: A Review of the Key Controversies. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists* 29: 1-20.
- Worden, R.H., y Morad, S., 2003. Controls on Formation, Distribution and Evolution. En: Worden, R.H., y Morad, S., (Eds.), *Clay Mineral Cements in Sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 34: 3-41.
- Worden, R.H., Griffiths, J., Wooldridge, L.J., Utley, J.E.P., Lawan, A.Y., Muhammed, D.D., Simon, N., y Armitage, P.J., 2020. Chlorite in sandstones. *Earth-Science Reviews* 204: 103105.

REFERENCIAS

- Wright, J.S., 1993. Non-glacial origins of loess-sized quartz silt. Tesis doctoral inédita, Queen's University Belfast, pp. 502.
- Yang, B. C., Dalrymple, R. W., y Chun, S. S., 2005. Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, southwestern Korea: Summer tidal flat-winter shoreface. *Sedimentology*, 52: 235-252.
- Yrigoyen, M., 1962. Evolución de la Exploración Petrolera en Tierra del Fuego. *Petrotecnia* 12: 28-38.
- Yrigoyen, M., 1970. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Rev. As. Paleont. Argent.* 6: 315-329.
- Zenker, J.C., 1836. Historisch-topographisches Taschenbuch von Jena and seiner Umgebung besonders in naturwissenschaftlicher und medicinischer Beziehung. Wackenholder, Jena, pp. 338.
- Zilli, N., Pedrazzini, M. y Peroni, G., 2002. La Cuenca Austral. En: M. J. Haller (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, III – 3*: 607-662. Buenos Aires.
- Zimmermann, U., y Bahlburg, H., 2003. Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina: *Sedimentology* 50: 1079-1104.
- Zimmermann, U., Poiré, D.G., y Gómez Peral, L., 2011. Neoproterozoic to lower palaeozoic successions of the Tandilia system in Argentina: implication for the palaeotectonic framework of southwest Gondwana. *International Journal of Earth Sciences* 100: 489-510.

ANEXOS

Muestra	Qm	Qp	O	Mi	Pg	Lvp	Lvl	Lvs	Lvt	Lvf	Lvg	Lvv	Lve	Lmb	Lmi	Lsp	Lsa	Lsc	Lni	Psm	Mz	Bt	Ms	Px	Op	Gla	Ccl	Ca	Cs	Cc	Cz	P1	P2	P3	MO	Total
CC02P-13	21	15	129	-	3	2	26	1	-	-	11	5	-	20	-	9	-	-	86	59	13	3	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	8	414
CC02P-15	15	19	106	7	12	6	15	-	-	-	10	8	-	36	-	9	-	-	99	42	41	-	-	5	-	6	-	-	-	-	-	-	-	-	21	457
CC02P-18	33	11	100	-	6	11	7	4	-	-	4	5	-	31	-	9	-	-	71	43	53	4	-	-	-	9	-	-	-	-	-	-	-	-	19	420
CC02P-19-01	24	15	112	-	5	8	-	-	-	-	6	-	-	25	-	5	-	-	77	49	28	-	-	-	-	7	-	17	14	-	-	-	-	-	14	406
CC02P-20A	32	19	105	-	-	-	19	-	-	-	-	8	-	47	-	12	-	-	56	41	6	5	-	-	-	6	-	26	28	-	-	-	-	-	7	417
CC02P-21-01	42	27	110	-	-	5	11	-	-	-	5	10	-	18	-	6	-	-	40	41	7	-	-	-	-	4	16	51	21	20	-	-	-	5	439	
CC02P-25A	19	23	73	-	11	4	35	-	-	-	8	12	-	9	-	5	-	-	62	20	-	3	-	-	-	4	-	136	-	-	-	-	-	-	-	424
CC02P-26A	10	19	83	-	12	-	30	-	-	-	-	12	-	33	-	18	-	-	66	22	-	4	-	-	-	-	-	119	-	-	-	-	-	-	-	428
CC02P-30AG	24	20	113	6	21	17	12	6	-	-	-	7	-	5	-	28	-	5	16	39	-	6	-	11	-	15	9	46	-	-	-	-	-	-	-	406
CC02P-32AG	22	20	104	7	14	12	10	13	-	4	-	12	-	12	4	30	5	-	25	10	15	10	-	6	8	9	5	12	-	-	107	-	-	-	-	476
CC02P-34HT	18	8	133	-	26	9	6	-	-	-	2	22	-	14	-	18	-	-	31	49	-	-	-	36	22	-	49	14	-	-	4	-	-	-	-	461
CC02P-37	17	11	64	7	12	8	30	8	-	-	-	19	-	16	7	22	-	-	20	29	6	5	-	27	-	4	40	47	-	-	34	-	-	-	433	
CC02P-39	19	9	83	4	19	12	31	15	-	-	-	19	-	22	-	12	-	-	16	13	3	5	-	11	3	14	5	77	-	-	20	-	-	-	-	412
CC02P-42	25	19	103	2	7	9	3	-	-	-	7	22	-	17	-	25	-	-	41	49	18	-	-	4	9	2	3	43	-	-	-	-	-	-	-	408
CC02P-44	12	20	89	-	8	22	18	6	-	-	20	15	-	23	7	22	-	-	17	16	24	-	-	14	10	7	11	77	-	-	32	-	-	-	-	470
CC02P-46	16	24	73	-	7	7	7	5	-	-	14	6	-	19	5	31	5	-	20	23	-	-	-	6	-	7	6	84	-	-	-	43	-	-	-	408
CC02P-48	32	6	150	-	6	4	2	-	-	-	-	6	-	8	-	10	2	-	60	46	52	2	-	3	8	-	-	54	-	-	-	-	-	-	-	451
CC02P-52	26	16	124	-	10	4	4	-	-	-	-	10	-	14	-	46	-	-	68	48	38	4	-	2	14	2	-	32	-	-	20	-	-	-	-	482
A25M-02A	11	28	144	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11	-	32	-	-	35	88	21	-	-	-	32	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	413
A25M-05A	13	29	130	-	8	7	-	-	-	-	-	-	-	15	-	26	-	-	46	67	23	-	-	-	33	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	406
A25M-08A	8	24	114	-	10	8	-	-	-	-	-	-	-	12	-	16	-	-	51	41	20	-	-	-	31	-	-	40	-	-	36	-	-	-	-	411

Anexo 6.1. Cont.

Muestra	Qm	Qp	O	Mi	Pg	Lvp	Lvl	Lvs	Lvt	Lvf	Lvg	Lvv	Lve	Lmb	Lmi	Lsp	Lsa	Lsc	Lni	Psm	Mz	Bt	Ms	Px	Op	Gla	Ccl	Ca	Cs	Cc	Cz	P1	P2	P3	MO	Total
VM03-01-01	22	26	88	-	11	15	-	-	-	-	-	10	-	31	-	19	-	-	27	47	46	7	3	-	-	5	-	43	-	-	-	-	-	-	-	400
VM03-01-03	21	15	83	-	9	8	5	-	-	-	-	-	-	27	-	10	-	-	58	39	19	-	-	-	-	18	-	65	-	14	-	-	-	-	10	401
VM03-04-01	28	24	114	-	16	12	9	-	-	-	-	-	-	27	-	9	-	-	42	40	45	-	-	-	4	8	-	39	-	-	-	-	-	-	9	430
VM03-04-02	30	21	93	-	6	13	13	-	-	-	-	6	-	48	-	10	6	-	66	16	-	-	-	-	6	10	-	130	-	-	-	-	-	-	-	474
VM03-10T	9	14	89	-	8	15	6	-	-	-	-	5	6	39	-	42	-	-	66	15	-	-	-	-	3	6	-	-	-	-	87	-	-	-	-	410
VM03-11	12	15	141	-	14	25	4	-	-	-	-	9	-	18	-	19	-	-	49	41	21	4	-	6	9	3	13	8	-	-	-	-	-	-	-	411
VM03-13A	8	17	79	-	17	38	5	-	-	-	-	25	-	9	-	5	-	-	35	61	6	-	-	13	7	-	53	37	-	-	-	-	-	-	-	415
VM03-18A	12	19	182	-	11	14	-	-	-	-	-	-	-	12	-	17	-	-	51	64	75	2	-	8	11	3	-	18	-	-	-	-	-	-	-	499
CC01-95	40	34	52	-	1	13	9	2	-	-	6	-	2	10	1	12	3	-	32	18	31	-	-	-	-	3	-	168	-	-	-	6	-	1	-	444
CC01-96	32	26	64	-	2	36	45	2	1	-	14	-	-	11	-	20	3	-	26	11	8	5	-	-	2	2	-	100	-	-	5	5	-	-	420	
CC01-100	37	41	88	-	2	16	19	2	1	-	7	-	-	8	-	7	4	-	48	18	2	1	-	-	-	-	1	178	-	-	-	-	-	-	480	
CC01-101	25	28	100	-	3	10	32	1	1	-	1	-	-	5	2	17	4	3	36	4	-	1	-	-	3	1	2	137	-	-	-	-	-	-	416	
CC01-102	17	47	83	-	-	10	49	6	3	-	6	1	-	10	-	14	3	1	33	7	-	-	-	-	-	4	-	129	-	-	-	-	-	-	423	
CC01-103	47	48	51	1	4	10	35	8	2	-	5	2	-	14	-	19	6	-	30	25	5	6	-	-	-	2	1	28	1	-	-	65	2	-	-	417
CC01-104	27	28	64	3	9	1	48	4	-	-	1	1	-	3	-	51	-	-	45	38	-	2	-	-	9	2	1	81	-	-	-	-	-	-	20	438
CC01-105	53	40	105	2	11	-	14	3	-	-	12	2	-	3	-	41	1	-	47	29	4	-	-	-	-	6	14	144	-	-	20	-	-	-	4	555
CC01-108	10	19	90	2	39	-	43	4	1	-	3	-	-	2	3	51	1	-	24	15	1	1	-	8	3	-	21	27	-	-	57	-	-	-	-	425
CC01-109	11	23	87	-	33	-	29	3	3	-	11	1	-	8	-	52	-	-	52	18	-	-	-	12	8	-	52	92	-	26	-	-	-	6	527	
CC01-109-027	7	21	60	-	29	3	55	2	2	-	3	13	-	6	2	36	-	3	24	33	6	-	-	3	-	-	39	43	-	48	-	-	-	3	441	
CC01-110	20	10	120	1	59	3	48	2	-	-	-	-	-	-	-	22	-	-	28	22	1	3	-	18	-	-	4	211	-	-	44	-	-	-	616	
CC01-106A	40	24	141	-	12	-	5	5	-	-	-	-	-	8	-	55	1	-	21	37	7	8	-	-	-	-	2	70	1	-	3	54	-	6	500	
CC02P-02	38	7	86	-	8	4	11	-	-	-	3	20	-	1	2	8	4	-	54	56	53	-	-	1	-	3	-	64	-	-	-	-	-	-	423	
CC02P-03	34	10	71	-	4	-	4	-	-	-	7	8	-	8	-	19	3	-	72	65	5	5	-	-	-	1	3	64	39	-	-	-	-	-	422	
CC02P-04	30	13	64	-	5	1	28	1	-	3	2	15	-	6	-	19	2	-	87	40	7	2	-	1	-	-	-	87	-	-	-	-	-	-	413	
CC02P-05-01	21	10	119	-	12	-	7	-	-	9	9	7	-	9	-	6	-	-	56	76	50	4	-	4	22	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	426
CC02P-07	16	9	106	-	5	1	-	2	-	4	3	9	-	4	-	-	3	-	117	64	59	5	-	6	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	415	
CC02P-09	28	19	120	-	7	4	8	-	-	-	-	8	-	8	-	2	-	-	105	43	9	1	-	-	-	2	1	70	-	-	-	-	-	3	438	
CC02P-11	15	16	122	-	4	6	8	-	-	-	3	-	-	13	-	4	2	-	105	43	6	-	-	3	-	4	2	-	67	-	-	-	-	-	423	

Anexo 6.1. Detalle de cada uno de los litotipos caracterizados y conteo petrográfico de los mismos de las areniscas de la Formación Calafate. Referencias: Loc: localidad de estudio; VM: Vertedero Municipal; CC: Cerro Calafate; A25M: Arroyo 25 de Mayo; Qm: cuarzo monocristalino; Qp: cuarzo policristalino; O: ortosa; Mi: microclino; Pg: plagioclasa; Lv: litico volcánico (p: pilotáxica; l: lathwork; s: seriada; t: traquítica; f: felsítica; g: granular; v: vítreo; e: eutaxítica); Lm: litico metamórfico (b: de bajo grado; i: de grado intermedio); Ls: litico sedimentario (p: pelitas; a: areniscas; c: carbonáticas); Lni: litico indiferenciado; Psm: pseudomatrix; Mz: matriz; Bt: biotita; Ms: muscovita; Px: piroxeno; Op: opacos; Gla: glauconita; Ccl: clastos con alteración clorítica; Ca: cementación argílica; Cs: cementación silícea; Cc: cementación calcítica; Cz: cementación zeolítica; P1: porosidad intergranular; P2: porosidad intragranular; P3: porosidad por disolución; MO: materia orgánica.