

COMPOSICIÓN Y PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS FLUVIALES CRETÁCICAS DEL MIEMBRO CERRO CASTAÑO, FORMACIÓN CERRO BARCINO, PATAGONIA

Amodeo, Leandro Javier

TESINA PRESENTADA PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE LICENCIADO EN GEOLOGÍA

SANTA ROSA (LA PAMPA)

ARGENTINA

2020

Prólogo

Esta Tesina es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciado en Geología de la Universidad Nacional de La Pampa y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica. Se llevó a cabo en la Cátedra de Estudio del Geosistema dependiente del Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, durante el periodo comprendido entre el 26 de julio de 2019 y el 22 de octubre de 2020, bajo la dirección de Umazano, Aldo Martín.

Agradecimientos

Deseo expresar mi sincero agradecimiento a las personas e instituciones que se detallan a continuación. Todas ellas han contribuido de diferentes maneras para la concreción de este trabajo.

-A la UNLPam, que me brindó una educación gratuita y de calidad.

-Al proyecto de investigación 16G de la FCEyN de la UNLPam.

- A **Aldo Martin Umazano**, director. Quien me guió a lo largo de toda la Tesina y estuvo siempre a disposición para ayudarme.

-A Graciela Visconti, por su ayuda fundamental con determinaciones al microscopio y por ayudarme con cualquier duda.

-A Pablo Martín Villegas, por su ayuda brindada para la obtención de las microfotografías.

-A **Bruno Carlo Rosso**, por permitir el acceso a información petrográfica inédita que permitió la realización de comparaciones entre localidades.

-A los **Docentes**, por todos los conocimientos brindados.

-A mi Familia, por su apoyo incondicional.

-A mis Amigos, por todo el apoyo y aguante.

Resumen

Se estudió la composición petrográfica de las areniscas fluviales cretácicas del Miembro Cerro Castaño, unidad perteneciente a la Formación Cerro Barcino en la cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto (Patagonia), en tres localidades de la provincia de Chubut, con el objetivo de inferir la procedencia de las mismas.

Para ello se realizaron once cortes delgados, habiéndose computado los parámetros composicionales mediante la utilización de microscopio petrográfico siguiendo el método de Gazzi-Dickinson. A partir de los conteos, se plotearon los datos obtenidos en diagramas ternarios de clasificación petrográfica y caracterización del marco tectónico del área de aporte. Además se analizó la variación temporo-espacial de los principales componentes y se definieron petrofacies.

Se pudo categorizar a las areniscas como líticas, con predominio de fragmentos de rocas volcánicas efusivas de composición ácida-intermedia; habiéndose reconocido una participación en general reducida de granos líticos piroclásticos, feldespatos y cuarzo. El marco tectónico del área aportante fue de arco no disectado y las petrofacies indicaron una procedencia relativamente uniforme, tanto geográfica como estratigráfica, a partir de rocas volcánicas efusivas, detectándose que por momentos hubo un importante influjo de piroclastos primarios o retrabajados. Estos datos, en conjunto con información de paleocorrientes, geocronológica y paleogeológica existente en la bibliografía, permitieron concluir que la fuente más probable de sedimentos fue la Formación Lonco Trapial (Jurásico), específicamente a partir de afloramientos posicionados hacia el oeste. Finalmente se compararon los resultados obtenidos con los existentes en otras publicaciones.

Abstract

The petrographic composition of Cretaceous fluvial sandstones of the Cerro Castaño Member, which belong to the Cerro Barcino Formation in the Somuncurá-Cañadón Asfalto Basin (Patagonia), was studied in three localities of the Chubut province in order to analyse the provenance of the same.

Eleven thin sections were constructed and the compositional parameters counted under petrographic microscope using the Gazzi-Dickinson method. The count data were plotted in ternary diagrams of petrographic classification and tectonic characterization of the source area. Moreover, the temporo-spatial variation of main components and petrofacies were explored and defined, respectively.

The sandstones were classified as lithic and exhibit predominance of effusive volcanic rock fragments of acidic-intermediate composition; in addition, the scarce participation of feldspar and quartz grains was also recognized. The tectonic setting of source area was no dissected arc and the petrofacies suggested a relatively uniform provenance, both geographic and stratigraphic senses, from effusive volcanic rocks punctuated by short time intervals with abundant influx of primary or reworked pyroclastic materials. These data and published information about palaeocurrents, geochronology and palaeogeology allowed concluding that the more probable sediment source was the Jurassic Lonco Trapial Formation, specifically from outcrops located westward. Finally, the obtained data was compared with information from other publications.

A- Introducción	1					
B- Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto						
C- Área de estudio	7					
D- Metodología	12					
E- Resultados	13					
E1- Tipos de granos esqueletales	13					
E2- Descripción petrográfica	16					
E3- Procedencia	19					
E3a- Emplazamiento tectónico del área de aporte	19					
E3b- Litología del área de aporte	21					
E3c- Petrofacies	23					
F- Discusión	23					
G- Conclusiones	29					
H- Bibliografía						
I- Anexos	38					

Índice

A-Introducción

Procedencia es un término muy amplio vinculado con el origen o lugar donde se producen los sedimentos. Para el caso particular de las areniscas, en esta denominación quedan incluidos aspectos tan variados como naturaleza, composición, identidad y dimensiones de las rocas fuente; relieve y clima en el área de aporte; y particularidades vinculadas con el transporte. Pueden utilizarse numerosos indicadores para hacer inferencias al respecto, incluyendo: tendencias en el espesor de los depósitos, patrones de facies, paleocorrientes, datos texturales como tamaño y orientación de granos, composición de los clastos y geoquímica (Boggs, 1992; Scasso y Limarino, 1997). Desde fines de la década del 70 del siglo pasado se han realizado numerosas contribuciones basadas en las relaciones existentes entre la composición de los clastos y distintos aspectos de la procedencia, inferidos mediante el uso de diagramas binarios o ternarios preestablecidos. Por ejemplo: composición modal y marco tectónico del área de aporte (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983; Marsaglia e Ingersoll, 1992); modas detríticas y cuencas sedimentarias (Ingersoll y Suczek, 1979; Maynard et al., 1982); minerales pesados y tipos de márgenes continentales (Nechaev e Isphording, 1993); minerales pesados y tipos de márgenes de placa (Nechaev e Isphording, 1993); tipos de granos de magnetita y rocas fuente (Grisby, 1990). Con el tiempo, la utilización del diagrama ternario de Dickinson et al. (1983), que emplea las cantidades porcentuales relativas de cuarzo (Q), feldespatos (F) y fragmentos líticos (L), se convirtió en una herramienta clásica de los estudios de procedencia (Garzanti, 2019 y referencias allí citadas), generalmente complementada con otras fuentes de información como paleocorrientes, petrofacies, geoquímica e indicadores mineralógicos (e.g. Umazano et al., 2009; Limarino y Giordano, 2016).

Para la realización de estudios de procedencia debe tenerse presente que las modas detríticas son el resultado de la interacción de diversos factores incluyendo roca aportante, clima, subsidencia de la cuenca, diagénesis y aspectos vinculados con el transporte (Suttner et al., 1981; Franzinelli y Potter, 1983; Garzanti, 1986; Ito y Masuda, 1986; Ferree et al., 1988; Ingersoll et al., 1993). Por ello, las muestras deben cumplir con dos características básicas: i) poseer menos del 20-25% de cemento, y ii) presentar bajos valores de porosidad secundaria, en especial aquella de origen intraparticular por disolución total de granos esqueletales.

Además, debería evitarse el muestreo de zonas deformadas tectónicamente o muy diagenizadas.

Otro problema que presenta el estudio de la procedencia es el control que el tamaño de grano ejerce sobre la composición. El problema consiste en que al disminuir el tamaño de grano de las areniscas, los fragmentos líticos se van desagregando en sus componentes monominerales, produciendo un aumento en la relación fragmentos minerales/fragmentos de rocas. Esto genera importantes variaciones en las modas detríticas provenientes de la misma área fuente según sea su tamaño de grano. El método más utilizado para minimizar el efecto de la granulometría consiste en estandarizar todas las muestras al tamaño arena fina. Esto se logra mediante el denominado método de Gazzi-Dickinson, que cuenta como fragmento monomineral a todo cristal mayor a 62 micrones.

En este marco conceptual, la Tesina realiza el análisis de la procedencia de las areniscas fluviales cretácicas del Miembro Cerro Castaño a partir de información petrográfica de muestras seleccionadas. El miembro mencionado pertenece a la Formación Cerro Barcino (*sensu* Codignotto et al., 1978), la cual forma parte del Grupo Chubut en la cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto, ubicada en el sector central de la provincia de Chubut (Patagonia, Argentina). La unidad estudiada representa un sistema fluvial canalizado con influjo de sedimentos piroclásticos desde el oeste (Gianni et al., 2015; Umazano et al., 2017) en un contexto geotectónico de hundimiento térmico (Figari et al., 2015) o de esfuerzos compresivos que derivaron en la generación de un antepaís fragmentado que excede los límites de la cuenca (Echaurren et al., 2016; Butler et al., 2020).

Desde el punto de vista de la composición y procedencia de los detritos, el Miembro Cerro Castaño fue pioneramente estudiado por Manassero et al. (2000), quienes analizaron siete muestras de areniscas de canales fluviales obtenidas a lo largo de la transecta Los Altares-Las Plumas, clasificándolas como areniscas feldespáticas procedentes de rocas volcánicas jurásicas ubicadas al S-SE. En la posterior contribución de Rosso et al. (2012) se analizaron diecinueve muestras de areniscas de canales fluviales procedentes del Cerro León, ubicado al NO de la mencionada transecta. Estas muestras se clasificaron mayormente como litoarenitas feldespáticas y, teniendo en cuenta las paleocorrientes de esa zona de la cuenca (Umazano et

al., 2017), provendrían de una fuente volcánica ubicada al O. Recientemente se realizó una valoración conceptual de la procedencia utilizando geocronología U-Pb en zircones detríticos para los depósitos del antepaís fragmentado patagónico que, para el intervalo Cretácico Inferior a "medio", indica una procedencia mayoritaria a partir de volcanitas jurásicas (Butler et al., 2020). Sintetizando, el conocimiento de la procedencia de las areniscas del Miembro Cerro Castaño se encuentra geográficamente acotado y está sustentado en el análisis de pocas muestras.

El **objetivo general** de la Tesina es determinar la procedencia de las areniscas fluviales cretácicas del Miembro Cerro Castaño de la Formación Cerro Barcino, en el sector occidental de la Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto. Los **objetivos particulares** son: i) establecer el marco tectónico del área de aporte; ii) inferir las litologías presentes en la misma; iii) reconocer las unidades estratigráficas candidatas como rocas fuente de las areniscas de canal; y iv) realizar comparaciones con intervalos estratigráficos equivalentes en otros lugares de la cuenca, principalmente con la sucesión que aflora en Cerro León. Con la concreción de esta propuesta, se espera contribuir al entendimiento sedimentológico integral del intervalo estratigráfico estudiado e incrementar el conocimiento de la paleogeografía cretácica de la Patagonia extra-Andina.

La **hipótesis** de la Tesina es: las areniscas fluviales cretácicas del Miembro Cerro Castaño de la Formación Cerro Barcino provienen de la erosión de rocas volcánicas ubicadas al oeste de las localidades estudiadas.

B- Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto

La cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto se encuentra ubicada en la Patagonia extra andina, entre el Macizo Nordpatagónico o Somuncurá y la cuenca del Golfo de San Jorge (Figura 1). Fue originada por procesos extensionales jurásicos vinculados con la fragmentación de Gondwana y la apertura del Océano Atlántico Sur, desarrollándose principalmente en el centro-norte y este de la provincia de Chubut, abarcando 72.000 km² (Figari y Courtade, 1993; Cortiñas, 1996; Ranalli et al., 2011; Figari et al., 2015). Esta cuenca incluye seis depocentros

principales denominados Gastre, Gan Gan, Fossati, Valle de General Racedo, Gorro Frigio y Paso de Indios, donde se acumularon y preservaron los mayores espesores de sedimentos mesozoicos. Tectónicamente existen dos grandes estadios para la cuenca: i) el de formación de los depocentros principales mencionados, que se extendería desde el Jurásico más temprano hasta el Cretácico Tardío, con esfuerzos dominantemente extensionales a transtensionales; y ii) un posterior episodio mayormente contraccional durante el Cenozoico, que involucra la inversión tectónica y la formación de pequeños depocentros (Figari et al., 2015). Alternativamente, en los últimos años se postuló la pertenencia de los depósitos del Cretácico Inferior-Mioceno de la cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto a un antepaís fragmentado, que se extiende desde cuenca Neuquina por el norte hasta cuenca Austral-Magallanes por el sur, mayormente rodeado por un basamento de rocas volcánicas jurásicas (Gianni et al., 2015; Echaurren et al., 2016; Horton, 2018; Butler et al., 2020). Como resultado de estas posturas disímiles, el contexto geotectónico de gran parte del relleno de la cuenca es controversial y tema actual de debate.

El basamento cristalino del Paleozoico-Triásico está conformado por las Formaciones Cushamen, Lipetrén, Mamil Choique y sus equivalentes laterales (Figura 2). El relleno de la cuenca presenta una sucesión de sedimentos del Jurásico - Daniano, depositados durante las etapas de *rift* (Jurásico) y *postrift* (Cretácico-Daniano; Figari et al., 2015).

La etapa de *rift* incluye dos megasecuencias depositacionales llamadas J1 y J2, separadas por una discordancia regional genéticamente relacionada con un episodio de reactivación tectónica (Figari et al., 2015; Figura 2). En orden cronológico la megasecuencia J1 está representada por los depósitos fluviales, deltaicos y lacustres de la Formación Las Leoneras (Pol et al., 2011); la sucesión volcaniclástica mesosilícea asignada a la Formación Lonco Trapial (Hauser et al., 2017); y las sedimentitas esencialmente lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Cúneo et al., 2013). Por otra parte, la megasecuencia J2 comprende a la sucesión lacustre y fluvioaluvional de la Formación Cañadón Calcáreo (Volkheimer et al., 2009).



Figura 1. Mapa de ubicación de la Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto (modificado de Umazano et al., 2017). Se muestra la ubicación de las localidades Cerro León (1), Estancia La Payanca (2), Estancia La Madrugada (3) y Estancia La Juanita (4).

La etapa de *postrift* inicia luego de un importante hiato estratigráfico vinculado con un episodio de rotación de bloques (Figari et al., 2015; Figura 2). Esta etapa coincide con la megasecuencia K, que comienza con la depositación del Grupo Chubut conformado por las Formaciones Los Adobes y Cerro Barcino (*sensu* Codignotto et al., 1978). La primera está constituida básicamente por sedimentitas aluviales epiclásticas acumuladas en hemigrábenes en el sector occidental de la cuenca durante un episodio de reactivación tectónica (Figari et al., 2015). La suprayacente Formación Cerro Barcino incluye rocas volcaniclásticas que representan un sistema aluvial endorreico, alcanzando una mayor distribución geográfica que la unidad subyacente como resultado de procesos regionales de hundimiento térmico y arribo de sedimentos piroclásticos desde el oeste (Figari et al., 2015). Esta Formación se divide en Miembros utilizando la coloración; de base a techo ellos son: Puesto La Paloma (verdoso), Cerro Castaño (marrón rojizo), Las Plumas (rosado y marrón rojizo) y Puesto Manuel Arce

(gris) + Bayo Overo (amarillo verdoso). Recientemente se sugirió que los sectores mapeados como Miembro Bayo Overo deberían ser estratigráficamente reasignados a los Miembros Puesto La Paloma, Cerro Castaño y Las Plumas, y que el Miembro Puesto Manuel Arce debería adquirir el rango de Formación y ser escindido del Grupo Chubut debido a la presencia de una discordancia regional de bajo ángulo en su base (Silva Nieto et al., 2017). Esta propuesta es coherente con lo expresado por Krause et al. (2014, 2020), quienes sugieren revisar en detalle las asignaciones estratigráficas de los intervalos que suprayacen al Miembro Puesto La Paloma en varios lugares de la cuenca.

Litológica y paleoambientalmente, el Miembro Puesto La Paloma se compone esencialmente de estratos tobáceos tabulares generados en un sistema fluvial mayoritariamente no confinado, con participación local y reducida de facies eólicas, lacustres, canalizadas y piroclásticas de caída (Brea et al., 2016; Umazano et al., 2017 y referencias citas allí). El suprayacente Miembro Cerro Castaño está constituido por paleocanales areno-conglomerádicos interestratificados con depósitos tabulares tobáceos; la unidad representa sistemas fluviales canalizados que surcaban planicies de inundación de bajo relieve (Manassero et al., 2000; Cladera et al., 2004; Argañaraz et al., 2013; Umazano et al., 2017 y referencias citadas allí; Krause et al., 2020). El Miembro Las Plumas, que está restringido a los sectores oriental y centro-oriental de la cuenca, incluye cuerpos conglomerádicos y arenosos con diferentes geometrías interestratificados con sedimentitas piroclásticas tabulares de grano fino. Se interpreta que el Miembro Las Plumas representa canales fluviales y planicies de inundación (Manassero et al., 2000; Foix et al., 2012, 2014; Carmona et al., 2016), que hacia la periferia de la cuenca se relacionan con abanicos aluviales (Allard et al., 2014; Villegas et al., 2019). La información paleombiental de los Miembros Bayo Overo y Puesto Manuel Arce es muy escasa, pudiéndose mencionar el análisis de una sección parcial en Estancia El Dinosaurio (Genise et al., 2010) y la reconstrucción de una red de paleocanales exhumados (Foix et al., 2018).

En diferentes partes de la cuenca el Grupo Chubut subyace de manera discordante sedimentos marinos y continentales del Maastrichtiano-Daniano que representan la parte superior de la megasecuencia K (Figura 2).



Figura 2. Cuadro estratigráfico y etapas evolutivas de la Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto (modificado de Umazano et al., 2017).

C- Área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada en el centro de la provincia de Chubut, entre los 69°0′ y 68°45′ de longitud oeste, y los 43°13′ a 43°45′ de latitud sur (Figuras 1 y 3). Dicha área, que está posicionada en el sector occidental de la cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto, incluye a las tres localidades estudiadas en esta Tesina que, de norte a sur, se denominan La Payanca, La Madrugada y La Juanita. Estas localidades se encuentran en el depocentro Paso de Indios, que posee una geometría claramente asimétrica con un borde activo al oeste y otro pasivo al este (Figari et al., 2015). El área de estudio también incluye a la sección Cerro León,

ubicada aproximadamente 28,4 km al NO de La Payanca, en el ámbito de un complejo depocentro denominado Gorro Frigio (Figari et al., 2015).

Desde el punto vista estructural, la zona se caracteriza por presentar fallas y lineamientos con orientación variable y mayormente relacionados con afloramientos de rocas pre-cretácicas que experimentaron deformación frágil (Anselmi et al., 2004; Umazano et al., 2017; Krause et al., 2020; Fig. 3). Además, hay anticlinales y sinclinales, en algunos casos con ejes con *plunge*, generalmente asociados con afloramientos del Grupo Chubut o rocas más nuevas que se deformaron dúctilmente (Anselmi et al., 2004; Umazano et al., 2017; Krause et al., 2020; Fig. 3). Es común que los flancos de los pliegues inclinen menos de 15° y estén fallados.

Las rocas del Grupo Chubut yacen en relación discordante sobre las volcanitas jurásicas de la Formación Lonco Trapial o sobre las sucesiones también jurásicas y mayormente lacustres de las Formaciones Cañadón Asfalto y Cañadón Calcáreo; a la vez que subyacen en relación discordante a las sedimentitas marino-continentales de las Formaciones Paso del Sapo y La Colonia (Anselmi et al., 2004; Umazano et al., 2017; Krause et al., 2020; Fig. 3). Localmente la sucesión del Grupo Chubut subyace sedimentos recientes o coladas cenozoicas. En este contexto, la Formación Los Adobes está restringida a los sectores centro-oeste y suroeste del área estudiada, mientras la suprayacente Formación Cerro Barcino está distribuida a escala más regional. En particular, los Miembros Puesto La Paloma y Cerro Castaño son las unidades más expuestas lateralmente, mientras los Miembros Bayo Overo y Las Plumas afloran en los sectores este y sureste, respectivamente.



Figura 3. Mapa geológico de la zona de estudio y ubicación de las localidades estudiadas, así como de la sección Cerro León (modificado de Umazano et al., 2017).

En las localidades estudiadas y en la sección Cerro León, el Miembro Cerro Castaño yace sobre el Miembro Puesto La Paloma y está cubierto por sedimentos recientes. La Figura 4 ilustra el aspecto de la unidad en cada una de las localidades mencionadas. El Miembro Cerro Castaño presenta una tendencia en la reducción del espesor hacia el sur, variando entre aproximadamente 215 metros en el Cerro León y 50 metros en La Juanita (Figura 5). En todas las localidades la unidad está básicamente constituida por cuerpos areno-conglomerádicos con geometría canalizada-acintada, los que se presentan interestratificados con estratos tobáceos mayormente tabulares (Figura 5). Desde el punto de vista ambiental, la unidad representa un sistema fluvial volcaniclástico con canales meandrosos y de baja sinuosidad que surcaban por una planicie de inundación construida por diversos procesos incluyendo flujos mantiformes, sedimentación lacustre somera, flujos de detritos y preservación de sustratos piroclásticos generados por lluvias de cenizas (Umazano et al., 2017; Krause et al., 2020).



Figura 4. Fotografías panorámicas del Miembro Cerro Castaño. 1) Estancia La Juanita. 2) Estancia La Madrugada. 3) Estancia La Payanca. 4) Cerro León.



Figura 5. Perfiles sedimentológicos esquemáticos del Miembro Cerro Castaño en las localidades estudiadas y en Cerro León. Se muestra la posición estratigráfica de las muestras analizadas y se diferencian los depósitos de canales fluviales y planicie de inundación (modificado de Umazano et al., 2017). Se muestra un ejemplo de los depósitos canalizados de

D- Metodología

Las tareas realizadas en esta tesina pueden agruparse en tres etapas sucesivas denominadas A (tareas de gabinete), B (tareas de laboratorio) y C (tareas de gabinete). Se trabajó utilizando muestras de areniscas de canales fluviales, que fueron colectadas por el director de la Tesina durante una campaña realizada en febrero-marzo de 2010. La cantidad y ubicación geográfica de las muestras es la siguiente: tres muestras de Estancia La Payanca (LP2, LP6 y LP7), cinco muestras de Estancia La Madrugada (LM2, LM3, LM4, LM7 y LM8) y tres muestras de Estancia La Juanita (LJ2, LJ3 y LJ5). La Figura 5 muestra la posición estratigráfica de cada una de las muestras analizadas y su contexto paleoambiental. A continuación se realiza una síntesis de las tareas realizadas y las metodologías empleadas en cada etapa.

Etapa A – Tareas de Gabinete

En esta etapa se realizó la compilación de bibliografía relacionada con la temática incluyendo geología de la cuenca y contribuciones clásicas sobre procedencia. A su vez se construyeron mapas de ubicación y geológico, así como columnas estratigráficas simplificadas de las localidades estudiadas con la ubicación estratigráfica y facial precisa de las muestras.

Etapa B – Tareas de laboratorio

Se realizaron once cortes delgados estándar de las areniscas y se impregnaron las mismas utilizando resina azul, que ofrece la ventaja de favorecer el reconocimiento de la porosidad durante los conteos al microscopio. Los cortes delgados se realizaron en el Laboratorio de Cortes Delgados que la FCEyN de la UNLPam posee en el Campus Universitario (Ruta Nacional N° 35, km 333,5).

Etapa C – Tareas de gabinete

Se contaron 400 puntos por corte delgado utilizando un microscopio petrográfico Nikon Eclipse E400 POL y un contador de puntos Prior modelo G. Se empleó el método de conteo de Gazzi-Dickinson para minimizar el efecto de la granulometría y las dificultades operativas (Ingersoll et al., 1984; Zuffa, 1985). El examen microscópico incluyó el reconocimiento de selección (Harrell, 1984), redondez-esfericidad (Powers, 1935), clastos (=granos esqueletales), matriz, cemento y poros. Particularmente, los clastos fueron diferenciados en componentes

cristalinos, líticos, vítreos y accesorios. En el capítulo siguiente se ofrece al lector una caracterización detallada de los granos esqueletales reconocidos. Este ítem también incluyó el registro fotográfico de todo lo computado.

Con la información de los conteos se procedió a realizar:

La clasificación petrográfica según Folk et al. (1970), Dott (1964) con las modificaciones sugeridas por Pettijohn et al. (1972, 1987), y Garzanti (2019).

La determinación del marco tectónico del área de aporte usando el clásico diagrama ternarioQ-F-L (Dickinson et al., 1983).

La definición de petrofacies (*sensu* Dickinson y Rich, 1972) a partir de las cantidades porcentuales relativas de los distintos tipos de líticos reconocidos (Umazano et al., 2009).

La evaluación de las litologías aportantes usando indicadores mineralógicos, tipos de fragmentos líticos, cantidad de feldespato potásico en relación a plagioclasas y tipo de extinción de los granos de cuarzo (Folk, 1974; Dickinson y Suczeck, 1979; Boggs, 1992; Vernon, 2004).

Posteriormente, se realizó el reconocimiento de las rocas fuentes más probables combinando la información obtenida en los ítems previos con datos de paleocorrientes y paleogeologíapaleogeografía cretácica, así como la comparación con los datos suministrados por Manassero et al. (2000) para la transecta Los Altares-Las Plumas, y Rosso et al. (2012) para la sección que aflora en Cerro León.

La etapa concluyó con la redacción de tesina.

E- Resultados

E1- Tipos de granos esqueletales

En este apartado se presenta la descripción detallada de los componentes reconocidos en las muestras analizadas, enfatizándose en los tipos de granos esqueletales. Los cristales fueron diferenciados por especie mineral y categorizados utilizando ciertos atributos mineralógicos

(*e.g.* tipo de macla, zonación, extinción). Los fragmentos líticos fueron diferenciados según su génesis, siendo los de origen volcánico separados por su textura. En tanto, el material cementante fue diferenciado de acuerdo a su composición. A continuación, se listan y describen las categorías computadas.

Cuarzo (**Q**). Se definieron dos categorías en función de la mono o policristalinidad de los granos y el tipo de extinción. Este es un criterio clásico de diferenciación de granos de cuarzo en petrología sedimentaria (Basu et al., 1975; Young, 1976; Basu, 1986; Scasso y Limarino, 1996). Quedan incluidos aquí el cuarzo monocristalino (**Qm**, lamina 1), tanto con extinción recta como ondulosa, y el cuarzo policristalino independientemente de la cantidad de subgranos presentes (**Qp**, Lámina 1 del Anexo).

Feldespato (**F**). Los feldespatos se discriminaron según su composición química en calco-sódicos o plagioclasas (**P**) y potásicos (**K**), criterio de clasificación clásico en petrología sedimentaria (Pettijohn et al., 1972; Boggs, 1992). Las plagioclasas fueron diferenciadas según la macla que presentan: Carlsbad (**Pc**), Albita (**Pa**), Periclino (**Pp**) y sus posibles combinaciones. También fueron computados algunos individuos con macla no diferenciada (**Pnd**) y/o zonación (**Pz**). La Lámina 2 del Anexo muestra varios ejemplos de las categorías establecidas para las plagioclasas. Por otra parte, el único tipo de feldespato potásico detectado fue la ortosa (**Ort**, Lámina 2 del Anexo).

Accesorios. Durante los conteos fueron hallados granos de hornblenda (**Hb**), piroxeno (**Px**), biotita (**Bt**), muscovita (**Ms**) y minerales opacos (**Op**). La Lámina 3 del Anexo realiza las ilustraciones correspondientes.

Líticos (L). Fueron reconocidos dos tipos de líticos: sedimentarios (Ls) y volcánicos (Lv). Los primeros son fragmentos de origen intracuencal, compuestos por abundante vidrio (tanto trizas como fragmentos pumíceos) y escasos cristales (en general plagioclasa, raramente ortosa y/o cuarzo). Los segundos, que incluyen al vidrio volcánico, presentan una gran variabilidad textural (*cf.* Teruggi y Leguizamón, 1990), ofreciéndose en la Tabla 1 una descripción de las categorías establecidas, y en la Lámina 4 del Anexo las ilustraciones correspondientes.

Tipo de lítico volcánico	Abreviatura	Descripción
Lítico volcánico con textura	Lvf	Mosaico aproximadamente equigranular
felsítica		de cuarzo y feldespatos anhedrales
Lítico volcánico con textura	Lvff	Fenocristales de plagioclasa, raramente
felsofírica		de ortosa, rodeados de pasta felsítica
Lítico volcánico con textura		Agregado de microlitos feldespáticos o
traquítica	Lvt	tablillas de plagioclasa de disposición
		paralela
Lítico volcánico con textura	Lvp	Microlitos o tablillas de plagioclasa
pilotáxica		dispuestas sin orientación
Lítico volcánico con textura		Tablillas o microlitos de plagioclasa
intergranular	Lvig	dispuestas de manera desordenada, entre
		las que se ubican granos de
		clinopiroxeno
Lítico volcánico con textura		Vidrio alterado a cuarzo (calcedonia),
vítrica-vitrofírica	Lvv	conformando granos esferulíticos (fibras
desvitrificada		radiadas a partir de un centro)
Lítico volcánico con textura	Lve	Rasgos planares sutiles debido al
eutaxítica		aplastamiento y unión del vidrio
		volcánico
		Vidrio con vesículas redondeadas a
Pómez	Ро	elipsoidales, aparenta haber una
		gradación hacia la textura eutaxítica
Triza	Tr	Vidrio con morfología angulosa

Tabla 1. Vidrios y líticos volcánicos categorizados por su textura (*cf.* Teruggi y Leguizamón,1990). Modificado de Umazano (2009).

Alterita (Alt). Grano que por su intensa alteración no puede ser asignado a ninguna de las categorías descriptas.

Matriz (M). Granos de tamaño menor a 62,5 µm, de naturaleza detrítica.

Cemento (C). Los cinco tipos de cemento reconocidos son arcilloso, silíceo, carbonático, zeolítico y ferruginoso. El cemento silíceo se presenta como un mosaico granular y/o en parches, el cemento carbonático también de manera granular y/o en parches, el cemento

arcilloso como pátinas alrededor de los granos, el zeolítico como un mosaico y/o pátinas, y el cemento ferruginoso como pátinas y/o parches. En la Lámina 5 del Anexo se muestran las ilustraciones correspondientes.

Poros (**P**). Huecos que al microscopio se observan azulados, tanto con nicoles cruzados como a la luz natural, debido a la impregnación con resina azul. La Lámina 6 del Anexo muestra los tipos de porosidad reconocida que incluye primaria interparticular y secundaria por disolución parcial o total de granos esqueletales.

E2- Descripción petrográfica

Las muestras de areniscas del Miembro Cerro Castaño (n=11) tienen un porcentaje de clastos que varía entre 61% y 87,25%, una cantidad muy baja de matriz que varía entre 0% y 2,5% y un porcentaje muy disimil de cemento que varia desde 6,75% a 29% (Tabla 1 del Anexo). Son moderadamente a bien seleccionadas (Simpson, 1995), poseen granos de baja esfericidad mostrando dominancia de morfologías subangulares y menor proporción de granos subredondeados (Powers, 1953; Tabla 1 del Anexo). Como generalidad, puede mencionarse que los componentes cristalinos son más angulosos que los granos líticos. La disposición predominante es clasto-sostén, observándose textura flotante relacionada con importante disolución de granos esqueletales en sectores localizados de las muestras. Los contactos entre clastos son en su mayoría rectos, con cantidades subordinadas de tipo tangencial y cóncavo-convexo.

Todas las muestras están dominadas por fragmentos líticos en su fracción clástica, seguidos por feldespatos y una subordinada presencia de cuarzo que no supera el 6% en ningún caso (Tabla 2 del Anexo; Figura 10 en E3b). No se observa ninguna tendencia clara, ni estratigráfica ni lateral, en la variación de los componentes mencionados (Figura 10 en E3b). La moda detrítica promedio en la unidad es $Q_3F_{30}L_{67}$.

Los fragmentos de roca más usuales son líticos volcánicos con texturas felsítica (Lvf) y felsofírica (Lvff), seguidos por pómez (Po) y trizas (Tr) (Tabla 2 del Anexo). En menor proporción, hay participación de líticos con textura pilotáxica (Lvp), traquítica (Lvt),

intergranular (Lvi), vitrofírica desvitrificada (Lvv), eutaxítica (Lve) y no diferenciada (Lvnd) (Tabla 2 del Anexo). En relación a los líticos volcánicos, los fragmentos intracuencales de rocas sedimentarias tienen una muy baja representación (Tabla 2 del Anexo).

En el marco de los componentes feldespáticos, las plagioclasas dominan sobre la ortosa sin variaciones estratigráficas ni laterales claramente definidas (Tabla 2 del Anexo; Figura 10 en E3b). Las plagioclasas presentan típicamente un desarrollo cristalino euhedral a subhedral, y exhiben maclas según las leyes de Albita (Pa), Carlsbad (Pc), Carlsbad-Albita (Pca) y del Periclino (Pp), así como macla no diferenciada (Pnd) o zonación (Pz). El feldespato potásico está representado por ortosa de características subhedrales a euhedrales.

Los escasos individuos de cuarzo son en su mayoría monocristalinos (Qm) subhedrales, sin alterar, con extinción recta y en menor medida ondulosa (Tabla 2 del Anexo; Figura 10 en E3b). Estos componentes tampoco muestran una variación estratigráfica o lateral marcada (Figura 10 en E3b).

Como minerales accesorios se encuentran hornblenda (Hb), piroxenos (Px), biotita (Bt), muscovita (Ms) y minerales opacos (Op) (Tabla 2 del Anexo).



Figura 6. Clasificación de Dott (1964) modificada por Pettijhon et al. (1972, 1987).

De acuerdo a la clasificación de Dott (1964; modificada por Pettijohn et al., 1972, 1987), todas las muestras plotean como arenitas líticas (Figura 6). La utilización del triángulo hijo de la mencionada clasificación indica claramente que se trata de arenitas líticas volcánicas en todos los casos. Según la clasificación de Folk et al. (1970), la mayoría de las muestras clasifican como litoarenitas feldespáticas, ploteando solamente una como litoarenita (Figura 7). Utilizándose la clasificación de Garzanti (2019) todas las muestras clasifican como areniscas feldepato-líticas (Figura 8).



Figura 7. Clasificación de Folk et al. (1970).

La porosidad óptica de las areniscas varía entre 2,5% y 14,25% (\bar{x} = 6,54%; Tabla 1 del Anexo), presentándose impregnación parcial por hidrocarburos en las muestras LJ2 y LP7. De

los tres tipos definidos de porosidad se observa una predominancia de aquella generada por disolución parcial de granos esqueletales.



Figura 8. Triangulo de clasificación Garzanti (2019).

E3- Procedencia

E3a- Emplazamiento tectónico del área de aporte. En este apartado se utilizan los clásicos diagramas ternarios QtFLi y QmFLt (Dickinson et al., 1983), que relacionan la composición modal de las areniscas y el ambiente tectónico del área de aporte. Estos triángulos constituyen un método de estudio de procedencia ampliamente utilizado en sucesiones sedimentarias de variado origen incluyendo fluviales volcaniclásticas (Tunik et al., 2004; Umazano et al., 2009; Tunik et al., 2015; Limarino y Giordano, 2016; Olazábal et al., 2020).

Puesto que en la realización de los conteos se trató de observar "a través de la diagénesis", se asume que los cambios composicionales producto de la litificación no son significativos en las modas detríticas determinadas. Cabe destacar que una de las muestras computadas (LM8) no se pudo utilizar para inferir el marco tectónico del área de aporte por tener un porcentaje de cemento superior al 25% (cf. Dickinson y Suczek, 1979).

De acuerdo al diagrama QtFLi, todas las muestras excepto LJ3 plotean en el campo de arco no disectado (Figura 9). Similarmente, según el diagrama QmFLt todas las muestras excepto LJ3 proceden de una fuente con un marco tectónico similar (Figura 9). En ambos diagramas, la muestra explicitad plotea en el campo de arco transicional casi en el límite con el sector de arco no disectado.



Figura 9. Marco tectónico del área de aporte según Dickinson et al. (1983). Qt: cuarzo total.Qm: cuarzo monocristalino. F: feldespato. Li: líticos inestables. Lt: líticos totales.

E3b- Litología del área de aporte. Inferencias a partir de la composición de los clastos.

La composición de los granos esqueletales posibilita la realización de inferencias respecto a los tipos litológicos que afloraban en el área de aporte. El predominio de fragmentos líticos volcánicos (Lv) sobre cuarzo (Q) + feldespatos (F), una mayor presencia de plagioclasas (Pg) con respecto a los feldespatos potásicos (K), además de una cantidad muy baja de cuarzo (Figura 10), sugiere un área fuente dominada por rocas volcánicas (Folk, 1974; Dickinson y Suczeck, 1979; Boggs, 1992; Vernon, 2004; Umazano et al., 2009).

En este contexto, las diferentes texturas identificadas en los fragmentos líticos volcánicos denotan la heterogeneidad litológica de las rocas volcánicas expuestas en el área fuente (Figura 10). Particularmente, los líticos volcánicos con textura felsítica (Lvf) y felsofírica (Lvf) se asocian a una fuente efusiva intermedia a ácida; y los líticos con textura intergranular (Lvig), traquítica (Lvt) y pilotáxica (Lvp) son indicadores de una fuente efusiva básica (Dickinson, 1970; Scasso y Limarino, 1997; Umazano et al., 2009). Por otra parte las trizas (Tr), los líticos volcánicos con textura eutaxítica (Lve) y los fragmentos pumíceos (Po) indican un aporte de rocas piroclásticas en el área fuente (Vernon, 2004) y/o el arribo de lluvias de ceniza desde el proto-arco andino (Umazano et al., 2017). Como generalidad, las areniscas estudiadas proceden de una fuente volcánica efusiva intermedia a ácida con participación subordinada de volcanitas efusivas básicas y materiales piroclásticos (Figura 10).



Figura 10. Variación estratigráfica de la composición de las areniscas en las tres localidades estudiadas y en la sección Cerro León.

E3c- Petrofacies. Se definen dos petrofacies denominadas P1 (LP6, LP7, LM2, LM3, LM4, LM7, LM8, LJ2 y LJ3) y P2 (LP2 y LJ5). La composición promedio de la petrofacies P1 es Lvf₃₇ Lvff₂₆ Lvt₆ Lvp₄ Lvig₆ Lve₁ Tr₁₂ Po₈; representando una procedencia dominada por rocas volcánicas efusivas intermedias-ácidas con participación reducida de rocas volcánicas coherentes y básicas, así como materiales piroclásticos. Por otra parte, la composición promedio de la petrofacies P2 es Lvf₂₄ Lvff₂₃ Lvt₃ Lvp₄ Lvig₅ Lve₃ Tr₂₇ Po₁₁; indicando un significativo influjo de material volcánico fragmentado acompañado por detritos volcánicos efusivos intermedios-ácidos. La distribución estratigráfica de las petrofacies indica una procedencia relativamente uniforme dominada por una fuente volcánica efusiva de acidez variable y, a escala local y por cantidades de tiempo reducidas, a partir una fuente mayormente piroclástica (Figura 10). Cabe mencionar que durante los conteos no se pudieron reconocer características que permitan establecer la relación temporal relativa entre la sedimentación y el origen de las partículas piroclásticas (por ejemplo: diferenciación entre componentes paleo y neovolcánicos). Por ello no puede aseverase que el sedimento piroclástico proviene de la erosión de rocas o representa actividad volcánica sinsedimentaria.

F- Discusión

La naturaleza y composición de los granos esqueletales de las areniscas estudiadas (Figuras 6, 7, 8 y 10; Tabla 2 del Anexo), así como los datos de paleocorriente del Miembro Cerro Castaño (Umazano et al., 2017), permiten reconocer la presencia de un área fuente dominada por rocas volcánicas y localizada hacia el oeste-noroeste de la zona de estudio. En particular, las rocas volcánicas sometidas a denudación en el área fuente deberían ser unidades mayormente lávicas de composición intermedia-ácida y, probablemente, con participación subordinada de volcanitas originadas por volcanismo explosivo. Esta inferencia es consistente con los datos petrográficos reconocidos en el Cerro León por Rosso et al. (2012; Figuras 6, 7, 8 y 10; Tabla 2 del Anexo), situación que sugiere una procedencia relativamente uniforme de los sedimentos en la zona estudiada.

Las edades radiométricas disponibles para la Formación Cerro Barcino indican que la antigüedad mínima de las rocas que dieron origen al Miembro Cerro Castaño sería albiana,

disponiéndose específicamente de una datación U-Pb en zircones de 101,62 ±0,18 Ma casi en el contacto con el suprayacente Miembro Las Plumas en Estancia La Flecha, ubicada al sureste de la zona de estudio (Carballido et al., 2017; Krause et al., 2020). Aunque las modas detríticas establecidas son compatibles con un emplazamiento tectónico de arco volcánico para el área de aporte (Figura 9), las inferencias regionales de áreas fuente realizadas por Butler et al. (2020) para el Mesozoico-Cenozoico de Patagonia extra-andina septentrional y central, son compatibles con la denudación de unidades volcánicas de intra-placa. Estas unidades volcánicas podrían estar ubicadas en el sector occidental de la Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto, por ejemplo formando parte de la megasecuencia depositacional J1 (Figari et al., 2015), o entre el Batolito Nordpatagónico y el borde occidental del antepaís fragmentado patagónico (Horton, 2018; Butler et al., 2020).

Los datos de paleocorriente y la paleogeología de Patagonia durante el Cretácico permiten delimitar una zona para realizar el análisis de las probables rocas fuente, longitudinalmente abarca desde la zona de los afloramientos estudiados hasta los Andes Nordpatagónicos (incluyendo al Batolito Patagónico) y en términos de latitud desde el límite interprovincial Río Negro – Chubut hasta el Codo del Río Chubut (Figura 11). En esta zona, la exploración de las posibles unidades que actuaron como roca fuente se basa en la reciente compilación geológica entre los 40°S y los 44°S, realizada para analizar el crecimiento del antepaís fragmentado Patagónico durante el Cretácico-Cenozoico (Butler et al., 2020). De esta manera se realiza la exploración de las unidades albianas o más antiguas denominadas: Macizo Nordpatagónico (Jurásico), Batolito Patagónico Central (Triásico), Batolito Nordpatagónico (Jurásico) y Grupo Divisadero (Cretácico) (Figura 12). A continuación se realiza el análisis de cada una de las unidades mencionadas.



Figura 11. Mapa geológico de Patagonia septentrional y ubicación del área explorada para reconocer las unidades candidatas como fuente de las areniscas cretácicas del Miembro Cerro Castaño (modificada de Butler et al., 2020)



Figura 12. Afloramientos de conjuntos de rocas albianas o más antiguas y ubicación de las secciones estudiadas; se destacan aquellas unidades interpretadas como fuente de las areniscas cretácicas del Miembro Cerro Castaño (basado en Butler et al., 2020).

Macizo Nordpatagónico (Paleozoico-Jurásico). Incluye complejos metamórficos y suites ígneas que afloran en el flanco oriental de los Andes Nordpatagónicos, dentro del ámbito de

una faja plegada y corrida, y de manera amplia y discontinua en la región de retroarco (Hervé et al., 2018; Butler et al., 2020). En la Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto las rocas que pertenecen a esta unidad son metamórficas e ígneas plutónicas/intrusivas asignadas a las Formaciones Cushamen, Lipetrén, Mamil Choique y sus equivalentes laterales (Figari et al., 2015). Estas unidades afloran principalmente en sector el occidental de la cuenca (Anselmi et al., 2004; Silva Nieto et al., 2005). La composición netamente volcánica de las areniscas estudiadas no sería compatible con una procedencia a partir de estas unidades. Esta situación marca una diferencia contrastante respecto a algunos intervalos estratigráficos groseramente equivalentes a la Formación Cerro Barcino en el ámbito de la Cuenca San Jorge (Formaciones Mina del Carmen, Bajo Barreal y Cañadón Seco), donde se reconoce un importante aporte de rocas metamórficas desde el Macizo del Deseado (Limarino y Giordano, 2016).

Batolito Patagónico Central (Triásico). Es un conjunto de rocas graníticas del Triásico Tardío relacionadas con la subducción incipiente en el margen occidental de Sudamérica (Rapela et al., 1992; Zaffarana et al., 2014), que aflora en el cuadrante noroeste de la zona explorada (Butler et al., 2020). Como en la unidad previamente analizada, la composición petrográfica de las areniscas no sugiere una procedencia a partir de estas rocas.

Batolito Nordpatagónico (Jurásico-Cretácico). Es básicamente un conjunto de plutones graníticos y granodioríticos, típicamente metaluminosos y calcoalcalinos, emplazados durante magmatismo episódico (Pankhurst et al., 1999), presentando sus afloramientos en el sector oeste de la zona explorada (Butler et al., 2020). Por la razón explicitada para el Batolito Patagónico Central no se considera probable su participación como fuente de epiclastos. No obstante, no puede descartarse que los edificios volcánicos que estuvieron emplazados sobre los afloramientos actuales del Batolito Patagónico aportaran, al menos en parte, los sedimentos piroclásticos que están presentes en las areniscas fluviales analizadas, tal como sucede con las sedimentitas de la Formación Bajo Barreal en el ámbito de la Sierra de San Bernardo, Cuenca San Jorge (Umazano et al., 2009).

Formación Lago La Plata (Jurásico). Comprende principalmente rocas piroclásticas, incluyendo ignimbritas dacíticas y riolíticas, con intercalaciones de rocas sedimentarias, que afloran al oeste y suroeste del área explorada (Ramos, 1976; Rolando et al., 2004). Las rocas

volcánicas podrían representar la fuente de los materiales piroclásticos presentes en las areniscas estudiadas. Sin embargo, el reciente estudio de Butler et al. (2020) excluye a esta unidad como aportante de sedimentos pre-campanianos en base a edades depositacionales máximas, características isotópicas usando geocronología U-Pb en zircones detríticos y análisis geoquímicos de Lu-Hf.

Volcanitas de la Cuenca de Cañadón Asfalto (Jurásico). En esta denominación quedan incluidas las rocas volcánicas de las Formaciones Las Leoneras, Lonco Trapial, Cañadón Asfalto y Cañadón Calcáreo, que afloran de manera discontinua en el sector oriental del área explorada (Butler et al., 2020). Particularmente, las Formaciones Las Leoneras y Cañadón Calcáreo son sucesiones sedimentarias continentales con escasas intercalaciones de tobas (Volkheimer et al., 2009; Pol et al., 2011; Figari et al., 2015) que podrían representar la fuente de los sedimentos piroclásticos, que en general se presentan como componentes subordinados en las modas detríticas de las areniscas estudiadas.

Por otra parte, las Formaciones Lonco Trapial y Cañadón Asfalto son unidades donde las intercalaciones volcánicas son más frecuentes e incluyen tanto rocas generadas por volcanismo piroclástico como efusivo. En la Formación Lonco Trapial hay registro de rocas volcánicas originadas por un volcanismo de intraplaca bimodal con términos riolíticos, riodacíticos, andesíticos y basálticos; mientras la Formación Cañadón Asfalto presenta rocas volcánicas efusivas típicamente básicas (Anselmi et al., 2004; Silva Nieto et al., 2005; Figari et al., 2015). Estas características petrológicas y la composición de las areniscas estudiadas sugieren que las volcanitas de la Formación Lonco Trapial representan una probable fuente de fragmentos volcánicos efusivos y, de manera subordinada, de materiales piroclásticos. Esta interpretación es consistente con la propuesta de Butler et al. (2020).

Grupo Divisadero (Cretácico). Esta unidad es considerada un equivalente volcánico del Batolito Nordpatagónico, presentando sus afloramientos hacia el margen este de Los Andes Nordpatagónicos (Butler et al., 2020). Incluye rocas volcánicas andesíticas, dacíticas y riolíticas, con una clara impronta geoquímica de zona de subducción de margen oceánico-continental, generadas por procesos lávicos y piroclásticos (Suárez et al., 2009; Aragón et al., 2011; Echaurren et al., 2017). Podría representar la fuente de sedimentos epiclásticos

presentes en las areniscas estudiadas. Aunque el Grupo Divisadero fuera considerado como probable fuente epiclástica para la Formación Bajo Barreal (Umazano et al., 2009), la contribución de Butler et al. (2020) desestima su contribución para el Grupo Chubut en la Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto utilizando los datos explicitados para la Formación Lago La Plata.

En síntesis, el análisis realizado en el presente apartado sugiere que los componentes volcánicos efusivos derivaron de la meteorización de las Volcanitas Jurásicas de la Cuenca de Cañadón Asfalto (*sensu* Butler et al., 2020), en particular de la Formación Lonco Trapial. Por otra parte, la provisión de sedimentos piroclásticos podría estar directamente vinculada con lluvias de ceniza a partir de los edificios volcánicos (ahora exhumados) que estaban sobre los plutones del Batolito Nordpatagónico. Alternativamente, el material piroclástico podría relacionarse con el retrabajo de unidades jurásicas de retroarco.

G- Conclusiones

A partir del análisis petrográfico de once secciones delgadas de areniscas fluviales cretácicas del Miembro Cerro Castaño (Formación Cerro Barcino), obtenidas en las localidades Estancia La Juanita, Estancia La Payanca y Estancia La Madrugada del sector occidental de la Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto, es posible concluir que:

- Composicionalmente las areniscas están dominadas por fragmentos líticos volcánicos, en particular de naturaleza efusiva, con participación minoritaria de feldespatos y cuarzo en muy bajos porcentajes. Según los triángulos de clasificación utilizados las muestras plotearon como arenitas líticas (Dott, 1964 y modificaciones de Pettijohn et al., 1972, 1987), litoarenitas feldespáticas y una litoarenita (Folk et al., 1970), y areniscas feldespato-líticas (Garzanti, 2019).
- Las petrofacies, definidas en función de las texturas de los líticos volcánicos y el tipo de vidrio, permitieron determinar que la fuente estaría mayoritariamente caracterizada por rocas volcánicas efusivas de composición acida-intermedia.

- La importante participación de fragmentos pumíceos y trizas vítreas en algunas muestras sugiere la presencia de rocas volcaniclásticas en el área fuente o la introducción de piroclastos directamente desde edificios volcánicos activos.
- El marco tectónico del área de aporte, establecido mediante los clásicos diagramas ternarios que utilizan las cantidades porcentuales relativas de cuarzo, feldespatos y líticos, indican una procedencia a partir de arco no disectado.
- Las conclusiones previas, así como los datos geocronológicos del Miembro Cerro Castaño que restringen el intervalo depositacional a ~110 Ma-~101 Ma (Albiano) y los datos de paleocorriente en las sucesiones muestreadas que ubican a la zona fuente al oeste de los afloramientos, permite concluir que las rocas aportantes más probables fueron la volcanitas jurásicas de la Formación Lonco Trapial.
- Las secciones delgadas analizadas muestran similitudes petrográficas con respecto a la información obtenida en Cerro León. No obstante, las areniscas de dicho cerro exhiben mayor variabilidad composicional, ploteando en los campos de procedencia correspondientes a arco no disectado y arco transicional. Asimismo, las paleocorrientes también son consistentes indicando que la zona fuente estaría ubicada en la misma región.

H- Bibliografía

Allard, J.O., Paredes, J.M., Foix, N. y Giacosa, R.E. 2014. Depósitos aluviales de la Formación Cerro Barcino en el borde nororiental de la Cuenca de Cañadón Asfalto: interpretación paleoambiental, evolución temporal y evidencias de actividad tectónica sinsedimentaria. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 2pp. Córdoba.

Anselmi, G., Gamba, M.T., Panza, J.L. y Ardolino, A. 2004. Hoja Geológica 4369-IV, Los Altares, Provincia de Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 313: 1-98, Buenos Aires.

Aragón, E., Castro, A., Díaz-Alvarado, J. y Liu, D.Y. 2011. The North Patagonian batholith at Paso Puyehue (Argentina-Chile). SHRIMP ages and compositional features. Journal of South American Earth Sciences 32: 547–554.

Argañaraz, E., Grellet-Tinner, G., Fiorelli, L.E., Krause, J.M. y Rauhut, O.W.H. 2013. Huevos de saurópodos del Aptiano-Albiano, Formación Cerro Barcino (Patagonia, Argentina): un enigma paleoambiental y paleobiológico. Ameghiniana 50: 33-50.

Basu, A. 1976. Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implications to paleoclimatic interpretation. Journal of Sedimentary Petrology 46: 694-709.

Basu, A. 1986. Influence of climate and relief on composition of sand released at source areas. En: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites. Reidel Publishing Company, 1-18, Cosenza.

Basu, A., Young, S.W., Suttner, L.J., James, W.C. y Mack, G.H. 1975. Reevaluation of the use of undulatory extinction and policrystallinity in detrital quartz. Journal of Sedimentary Petrology 45: 873-882.

Boggs, S. 1992. Petrology of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press, 720 p., Cambridge.

Brea, M., Bellosi, E.S., Umazano, A.M. y Krause, J.M. 2016. Aptian-Albian cupressaceae (sensu stricto) woods from Cañadón Asfalto Basin, Patagonia, Argentina. Cretaceous Research 58: 17–28.

Butler, K.L., Horton, B.K., Echaurren, A., Folguera, A. y Fuentes, F. 2020. Cretaceous Cenozoic growth of the Patagonian broken foreland basin, Argentina: Chronostratigraphic framework and provenance variations during transitions in Andean subduction dynamics. Journal of South American Earth Sciences 97: 102242.

Carballido, J.L., Pol, D., Otero, A., Cerda, I.A., Salgado, L., Garrido, A.C., Ramezani, J., Cúneo, N.R. y Krause, J.M. 2017. A new giant titanosaur sheds light on body mass evolution amongst sauropod dinosaurs. Proceedings B of Royal Society 284: 20171219.

Carmona, R.P., Umazano, A.M. y Krause, J.M. 2016. Estudio estratigráfico y sedimentológico de las sedimentitas portadoras de los tiranosaurios gigantes del Albiano Tardío de Patagonia central, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 23 (2): 127-132.

Cladera, G., Limarino, C.O., Alonso, M.S. y Rauhut, O. 2004. Controles estratigráficos en la preservación de restos de vertebrados en la Formación Cerro Barcino (Cenomaniano), provincia de Chubut. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 11: 39-55.

Codignotto, J., Nullo, F., Panza, J. y Proserpio, C. 1978. Estratigrafía del Grupo Chubut, entre Paso de Indios y Las Plumas, Chubut. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 471-480, Neuquén.

Cortiñas, J.S. 1996. La cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 147-163, Buenos Aires.

Cúneo, R., Ramezani, J., Scasso, R.A., Pol, D., Escapa, I., Zavattieri, A.M. y Bowring, S. 2013. High precision U-Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto basin, Chubut, central Patagonia: implications for terrestrial fauna. Gondwana Research 24: 1267-1275.

Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. Journal of Sedimentary Petrology 40: 695–707.

Dickinson, W.R. y Rich, E.I. 1972. Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley sequence, Sacramento valley, California. Geological Society of America Bulletin 83: 3007–3024.

Dickinson, W.R. y Suczek, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone composition. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 63: 2164-2182.

Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin 94: 222-235.

Dott, R.H. 1964. Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification? Journal of Sedimentary Petrology 34: 625-632.

Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Gimenez, M. y Valencia, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41°- 44° S) through recognition of syntectonic strata. Tectonophysics 677-678: 99-114.

Echaurren, A., Oliveros, V., Folguera, A., Ibarra, F., Creixell, C. y Lucassen, F. 2017. Early Andean tectonomagmatic stages in north Patagonia: insights from field and geochemical data. Journal of Geological Society of London 174: 405–421.

Ferree, R.A., Jordan, D.W., Kertes, R.S., Savage, K.M. y Potter, P.E. 1988. Comparative petrographic maturity of river and beach sand, and origin of quartz arenites. Journal of Geological Education 36: 79-87.

Figari, E.G. y Courtade, S.G. 1993. Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 66-77, Mendoza.

Figari, E.G., Scasso, R.A., Cúneo, R.N. y Escapa, I. 2015. Estratigrafía y evolución geológica de la cuenca de Cañadón Asfalto, provincia de Chubut, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 22: 135-169.

Foix, N., Allard, J.O., Paredes, J.M. y Giacosa, R.E. 2012. Fluvial styles, palaeohydrology and modern analogues of an exhumed, Cretaceous fluvial system: Cerro Barcino Formation, Cañadón Asfalto Basin, Argentina. Cretaceous Research 34: 298-307.

Foix, N., Allard, J.O., Paredes, J.M. y Ocampo, S.M. 2014. Redes de paleocanales fluviales exhumados en el Grupo Chubut (Cretácico), cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut (Argentina): un ejemplo excepcional a escala regional, análogos actuales y marcianos. 15° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 112-113, Puerto Madryn.

Foix, N., Allard, J.O., Ocampo, S.M. y Paredes, J.M. 2018. Afloramientos tridimensionales de paleocanales exhumados (Grupo Chubut, cuenca de Cañadón Asfalto) como análogos de reservorios. 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Sesión Energía y Sociedad, aliados inseparables, Actas 1: 877-890, Mendoza.

Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 13: 937-968.

Folk, R.L. 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphil Publishing Company: 1-182, Austin.

Franzinelli, E. y Potter, P.E. 1983. Petrology, chemistry and texture of modern river sands, Amazon River system. Journal of Geology 91: 23-29.

Garzanti, E. 1986. Source rock versus sedimentary control on the mineralogy of deltaic volcanic arenites (Upper Triassic, northern Italy). Journal of Sedimentary Petrology 56: 267-275.

Garzanti, E. 2019. Petrographic classification of sand and sandstone. Earth-Science Reviews 192: 545-563.

Genise, J.F., Alonso-Zarza, A.M., Krause, J.M., Sanchez, M.V., Sarzetti, L., Farina, J.L., Gonzalez, M.G., Cosarinsky, M. y Bellosi, E.S. 2010. Rhizolith balls from the Lower Cretaceous of Patagonia: just roots or the oldest evidence of insect agriculture? Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 287: 128-142.

Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. y Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: the origin of Chubut Group basin. Tectonophysics 649: 81-99.

Grisby, J.D. 1990. Detrital magnetite as a provenance indicator. Journal of Sedimentary Petrology 60: 940-951.

Harrell, J. 1984. A visual comparator for degree of sorting in thin and plane sections. Journal of Sedimentary Petrology 54: 646-650.

Hauser, N., Cabaleri, N.G., Gallego, O.F., Monferran, M.D., Silva Nieto, D., Armella, C., Matteini, M., Aparicio González, P.A., Pimentel, M.M., Volkheimer, W. y Reimold, W.U. 2017. U-Pb and Lu-Hf zircon geochronology of the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, Argentina: Implications for the magmatic evolution in central Patagonia. Journal of South American Earth Sciences 78: 190–212.

Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Quezada, P. 2018. The country rocks of Devonian magmatism in the north Patagonian massif and Chaitenia. Andean Geology 45: 301–317.

Horton, B.K. 2018. Tectonic regimes of the Central and Southern Andes: responses to variations in plate coupling during subduction. Tectonics 37: 402-429.

Ingersoll, R.V. y Suczek, C. 1979. Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal Fans, DSDP sites 211 and 218. Journal of Sedimentary Petrology 49: 1217-1228.

Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. 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 actulistic sandstone petrofacies. Sedimentology 40: 937-953.

Ito, M. y Masuda, F. 1986. Sedimentary and provenance memories in sand composition, the Late Pleistocene Paleo-Tokyi Bay, Japan. Annual Report of Institute Geoscience University of Tsukaba 12: 50-63.

Krause, J.M., Umazano, A.M., Pol, D., Carballido, J.L., Sterli, J., Cladera, G., Bellosi, E.S. y Puerta, P. 2014. Fossiliferous sections in the Cerro Barcino Formation (Cretaceous, Patagonia): implications for mapping and sequence stratigraphy. 14° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 148-149, Puerto Madryn.

Krause, J.M., Ramenazi, J., Umazano, A.M., Pol, D., Carballido, J.L., Sterli, J., Puerta, P., Cúneo, N.R. y Bellosi, E.S. 2020. High-resolution chronostratigraphy of the Cerro Barcino Formation (Patagonia): Paleobiologic implications for the mid-cretaceous dinosaur-rich fauna of South America. Gondwana Research 80: 33-49

Limarino, C.O. y Giordano, S.R. 2016. Unraveling multiple provenance areas using sandstone petrofacies and geochemistry: An example in the southern flank of the Golfo San Jorge Basin (Patagonia, Argentina). Journal of South American Earth Sciences 66: 208-231.

Manassero, M., Zalba, P.E., Andreis, R. y Morosi, M. 2000. Petrology of continental pyroclastic and epiclastic sequences in the Chubut Group (Cretaceous): Los Altares-Las Plumas area, Chubut, Patagonia Argentina. Revista Geológica de Chile 27: 13-26.

Marsaglia, K.M. y Ingersol, R.V. 1992. Compositional trends in arc-related, deep marine sand and sandstone. A reassessment of magmatic arc provenance. Geological Society of American Bulletin 104: 1637-1649.

Maynard, J., Valloni, R. y Yu, H. 1982. Composition of modern deep-sea sands from arc related basins. En: Leggett, J. (Ed.), Trench and fore-arc sedimentation. Geological Society of London, Special Publication 10: 551-561.

Nechaev, V. y Isphording, W. 1993. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate tectonic environments. Journal of Sedimentary Petrology 63:1110-1117.

Olazabal, S.X., Tunik, M.A. y Paredes, J.M. 2020. Sandstone petrography and provenance of the Chubut Group (Cretaceous) in the Cañadón Matasiete (Golfo San Jorge Basin, central Patagonia): Implications for basin evolution and alluvial organization. Journal of South American Earth Sciences 98: 102463.

Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Hervé, F. y Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. Journal of the Geological Society 156: 673-694.

Pettijohn, F.J., Potter, P. y Siever, R. 1987. Sand and Sandstone (2da Edición). Springer-Verlag, 618p., Berlín.

Pol, D., Garrido, A. y Cerda, I.A. 2011. A New Sauropodomorph Dinosaur from the Early Jurassic of Patagonia and the Origin and Evolution of the Sauropod-type Sacrum. PLoS ONE 6(1): e14572

Powers, M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology 23: 117-119.

Ramos, V.A. 1976. Estratigrafía de los lagos Fontana y La Plata. 1º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 43-64, Santiago.

Ranalli, J.N., Peroni, G.O., Boggetti, D.A. y Manoni, R. 2011. Cuenca Cañadón Asfalto. Modelo tectosedimentario. 8° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Cuencas Argentinas: visión actual, Actas: 185-215, Mar del Plata. Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. y Harrison, S.M. 1992. Triassic "Gondwana" granites of the Gastre district. North Patagonian Massif. Transactions of the Royal Society of Edinburg - Earth Sciences 84: 291–304.

Rolando, A.P., Hartmann, L.A., Santos, J.O., Fernandez, R.P., Etcheverry, R.O. y Schalamuk, I.A. 2004. McNaughton, SHRIMP U-Pb zircon dates from igneous rocks from the Fontana Lake region, Patagonia: Implications for the age of magmatism, Mesozoic geological evolution and age of basement. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59: 671–684.

Rosso, B.C., Umazano, A.M. y Visconti, G. 2012. Caracterización petrográfica de las areniscas fluviales del Miembro Cerro Castaño, Cretácico de Patagonia, Argentina. 8° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 194-195, Salta.

Scasso, R.A. y Limarino, C.O. 1997. Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, 259 p., Buenos Aires.

Silva Nieto, D.G., Márquez, M., Ardolino, A. y Franchi, M. 2005. Descripción geológica de la Hoja 4369-III, Paso de Indios. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 267, 64 p.

Silva Nieto, D.G., Lizuain, A. y Paez, M., 2017. Reinterpretación estratigráfica de la Formación Cerro Barcino (Grupo Chubut), en el Chubut Central. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas Sesión Técnica 1: 127-128, Tucumán.

Suárez, M., Márquez, M., De La Cruz, R. y Fanning, M. 2009. Aptian-Albian subaerial volcanic rocks in central Patagonia: Divisadero and Chubut Groups. 12° Congreso Geológico Chileno, Actas S07, 4 p, Santiago.

Suttner, L.J., Basu, A. y Mack, G.H. 1981. Climate and the origin of quartz arenites. Journal of Sedimentary Petrology 51: 1235-1246.

Teruggi, M.E. y Leguizamón, M.A. 1990. Fábrica de Rocas Ígneas. Ediciones Argentea, 1-71, Buenos Aires.

Tunik, M.A., Vietto, M.E., Sciutto, J.C. y Estrada, E. 2004. Procedencia de areniscas del Grupo Chubut en el área central de la Sierra de San Bernardo. Análisis preliminar. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59: 601–606.

Tunik, M.A., Paredes, J.M., Fernandez M.I., Foix, N. y Allard, J.O. 2015. Análisis petrográfico de areniscas de la Formación Castillo (Albiano) en la faja plegada de San Bernardo, Cuenca Golfo San Jorge, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 72: 63-80.

Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G., Jalfin, G.A. y Melchor, R.N. 2009. Sedimentary record of a Late Cretaceous volcanic arc in central Patagonia: petrography, geochemistry and provenance of fluvial volcaniclastic deposits of the Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. Cretaceous Research 30: 749-766.

Umazano, A.M., Krause, J.M., Bellosi, E.S., Perez, M., Visconti, G. y Melchor, R.N. 2017. Changing fluvial styles in volcaniclastic successions: A cretaceous example from the Cerro Barcino Formation, Patagonia. Journal of South American Earth Sciences 77: 185-205.

Vernon, R.H. 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, 610 p., Cambridge.

Villegas, P.M., Umazano, A.M., Melchor, R.N. y Kataoka, K. 2019. Soft-sediment deformation structures in gravelly fluvial deposits: A record of Cretaceous seismic activity in Patagonia? Journal of South American Earth Sciences 90: 325-337.

Volkheimer, W., Gallego, O.F., Cabaleri, N.G., Armella, C., Narvaez, P.L., Silva Nieto, D.G. y Paez, M.A. 2009. Stratigraphy, palynology and conchostracans of a Lower Cretaceous sequence at the Cañadón Calcáreo locality, extra-andeancentral Patagonia: age and paleoenvironmental significance. Cretaceous Research 30: 270-282.

Young, S.W. 1976. Petrographic textures of detrital policrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. Journal of Sedimentary Petrology 46: 595-603.

Zaffarana, C., Lagorio, S., Orts, D., Busteros, A., Nieto, D.S., Giacosa, R., Gonzalez, V.R., Bolthauser, B., Negre, C.P., Somoza, R. y Haller, M. 2018. First geochemical and geochronological characterization of Late Cretaceous mesosilicic magmatism in Gastre, Northern Patagonia, and its tectonic relation to other coeval volcanic rocks in the region. Geological Magazine: https://doi.org/10.1017/S0016756818000432.

Zuffa, G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology and compositional results. En: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites, pp. 165-190, Reidel Publishing Co.

Anexo

Tabla 1. Componentes básicos de las areniscas. Los números entre paréntesis indican valoresporcentuales en relación al total de puntos contados. Se incluyen también las muestrasestudiadas por Rosso et al. (2012). MS: selección moderada; BS: selección buena; SA:

		Textura								
Muestra	Clastos	os Matriz			Cementos	Poros	Selección	Redondez y		
			Arcilloso	Silíceo	Carbonático	Zeolítico	Ferruginoso	POIOS	Seleccion	esfericidad
LP2	304 (76,00)	10 (2,50)	43 (10,75)	9 (2,25)	0 (0,00)	9 (2,25)	0 (0,00)	25 (6,25)	MS	SA, baja E
LP6	349 (87,75)	0 (0,00)	0 (0,00)	4 (1,00)	23 (5,75)	0 (0,00)	0 (0,00)	24 (6,00)	MS	SA, baja E
LP7	301 (77,25)	4 (1,00)	1 (0,25)	8 (2,00)	39 (9,75)	0 (0,00)	0 (0,00)	47 (11,75)	BS	SA, baja E
LJ2	300 (75,00)	3 (0,75)	17 (4,25)	0 (0,00)	23 (5,75)	0 (0,00)	0 (0,00)	57 (14,25)	MS	SR, baja E
Ш3	322 (80,50)	4 (1,00)	14 (3,50)	2 (0,50)	29 (7,25)	0 (0,00)	0 (0,00)	29 (7,25)	BS	SA, baja E
LJ5	322 (80,50)	9 (2,25)	56 (14,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	13 (3,25)	MS	SA, baja E
LM2	320 (80,00)	0 (0,00)	18 (4,50)	13 (3,25)	39 (9,75)	0 (0,00)	0 (0,00)	10 (2,50)	BS	SA, baja E
LM3	296 (74,00)	3 (0,75)	0 (0,00)	0 (0,00)	21 (5,25)	0 (0,00)	50 (12,50)	30 (7,50)	MS	SA, baja E
LM4	296 (74,00)	3 (0,75)	0 (0,00)	0 (0,00)	31 (7,75)	7 (1,75)	52 (13,00)	11 (2,75)	MS	SA, baja E
LM7	301 (75,25)	1 (0,25)	0 (0,00)	8 (2,00)	40 (10,00)	0 (0,00)	8 (2,00)	42 (10,50)	MS	SR, baja E
LM8	244 (61,00)	8 (2,00)	5 (1,25)	0 (0,00)	111 (27,75)	0 (0,00)	0 (0,00)	32 (8,00)	MS	SA, baja E
CL1	370 (84,28)	1 (0,22)	19 (4,32)	7 (1,59)	2 (0,45)	0 (0,00)	0 (0,00)	40 (9,11)		
CL2	373 (69,85)	0 (0,00)	21 (3,93)	5 (0,93)	1 (0,18)	0 (0,00)	0 (0,00)	134 (25,09)		
CL3	293 (60,91)	0 (0,00)	21 (4,36)	62 (12,88)	24 (4,98)	0 (0,00)	0 (0,00)	81 (16,83)		
CL4	272 (62,67)	0 (0,00)	55 (12,67)	64 (14,74)	9 (2,07)	0 (0,00)	0 (0,00)	34 (7,83)		
CL6	315 (75,00)	0 (0,00)	16 (3,80)	56 (13,33)	13 (3,09)	0 (0,00)	0 (0,00)	20 (4,76)		
CL7	308 (71,96)	0 (0,00)	25 (5,84)	52 (12,14)	15 (3,50)	0 (0,00)	0 (0,00)	28 (6,54)		
CL8	303 (72,48)	0 (0,00)	20 (4,78)	39 (9,33)	38 (9,09)	0 (0,00)	0 (0,00)	18 (4,30)		
CL9	238 (57,07)	0 (0,00)	65 (15,58)	47 (11,27)	50 (11,99)	0 (0,00)	0 (0,00)	17 (4,07)		
CL10	320 (76,37)	0 (0,00)	9 (2,14)	48 (11,45)	23 (5,48)	0 (0,00)	0 (0,00)	19 (4,53)		
CL11	309 (73,22)	0 (0,00)	13 (3,08)	34 (8,05)	44 (10,42)	0 (0,00)	0 (0,00)	22 (5,21)		
CL12	304 (71,36)	0 (0,00)	4 (0,93)	35 (8,21)	57 (13,38)	0 (0,00)	0 (0,00)	26 (6,10)		
CL13	310 (75,60)	0 (0,00)	0 (0,00)	31 (7,56)	59 (14,39)	0 (0,00)	0 (0,00)	10 (2,43)		
CL14	348 (85,92)	0 (0,00)	30 (7,40)	22 (5,43)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	5 (1,23)		
CL15	324 (78,07)	0 (0,00)	50 (12,04)	25 (6,02)	1 (0,24)	0 (0,00)	0 (0,00)	15 (3,61)		
CL16	272 (65,85)	0 (0,00)	13 (3,14)	34 (8,23)	81 (19,61)	0 (0,00)	0 (0,00)	13 (3,14)		
CL17	326 (72,44)	0 (0,00)	25 (5,55)	43 (9,55)	6 (1,33)	0 (0,00)	0 (0,00)	50 (11,11)		
CL18	337 (82,39)	0 (0,00)	33 (8,06)	11 (2,68)	19 (4,64)	0 (0,00)	0 (0,00)	9 (2,20)		
CL19	368 (81,77)	0 (0,00)	19 (4,22)	12 (2,66)	1 (0,22)	0 (0,00)	0 (0,00)	50 (11,11)		
CL20	303 (72,83)	0 (0,00)	15 (3,60)	1 (0,24)	81 (19,47)	0 (0,00)	0 (0,00)	16 (3,84)		

subangular; SR: subredondeado; E: esfericidad

Tabla 2. Composición de los clastos de las areniscas. Los números entre paréntesis indican valores porcentuales en relación al total de puntos contados. Se incluyen también las muestras estudiadas por Rosso et al. (2012). La nomenclatura detallada de los parámetros computados

Muestre	Cua	Cuarzo Feldespatos								
iviuestra	Qm	Qp	Or	Рс	Ра	Рса	Рр	Pz	Pnd	
LP2	0 (0,00)	0 (0,00)	15 (3,75)	2 (0,50)	4 (1,00)	2 (0,50)	0 (0,00)	7 (1,75)	33 (8,25)	
LP6	9 (2,25)	1 (0,25)	26 (6,50)	13 (3,25)	13 (3,25)	6 (1,50)	4 (1,00)	14 (3,50)	19 (4,75)	
LP7	6 (1,50)	2 (0,50)	19 (4,75)	5 (1,25)	8 (2,00)	2 (0,50)	0 (0,00)	4 (1,00)	41 (10,25)	
LJ2	5 (1,25)	7 (1,75)	14 (3,50)	7 (1,75)	9 (2,25)	0 (0,00)	0 (0,00)	10 (2,50)	40 (10,00)	
Ш3	11 (2,75)	7 (1,75)	35 (8,75)	8 (2,00)	8 (2,00)	1 (0,25)	1 (0,25)	16 (4,00)	40 (10,00)	
LJ5	9 (2,25)	0 (0,00)	26 (6,50)	8 (2,00)	10 (2,50)	0 (0,00)	1 (0,25)	8 (2,00)	42 (10,50)	
LM2	9 (2,25)	1 (0,25)	22 (5,50)	9 (2,25)	9 (2,25)	3 (0,75)	0 (0,00)	6 (1,50)	33 (8,25)	
LM3	9 (2,25)	4 (1,00)	23 (5,75)	1 (0,25)	8 (2,00)	4 (1,00)	0 (0,00)	11 (2,75)	30 (7,50)	
LM4	4 (1,00)	2 (0,50)	21 (5,25)	7 (1,75)	4 (1,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	11 (2,75)	44 (11,00)	
LM7	6 (1,50)	4 (1,00)	26 (6,50)	3 (0,75)	7 (1,75)	8 (2,00)	0 (0,00)	7 (1,75)	30 (7,50)	
LM8	9 (2,25)	0 (0,00)	29 (7,25)	8 (2,00)	6 (1,50)	1 (0,25)	0 (0,00)	3 (0,75)	34 (8,50)	
CL1	19 (4,31)	0 (0,00)	10 (2,27)	2 (0,45)	8 (1,81)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	3 (0,68)	
CL2	29 (5,43)	0 (0,00)	9 (1,68)	24 (4,49)	29 (5,43)	1 (0,18)	0 (0,00)	10 (1,87)	14 (2,62)	
CL3	16 (3,32)	6 (1,24)	15 (3,11)	4 (0,83)	10 (2,07)	9 (1,87)	0 (0,00)	6 (1,24)	22 (4,57)	
CL4	11 (2,53)	0 (0,00)	27 (6,22)	8 (1.84)	18 (4,14)	0 (0,00)	0 (0,00)	16 (3,68)	24 (5,52)	
CL6	11 (2,61)	18 (4,28)	42 (10,00)	10 (2,38)	20 (4,76)	2 (0,47)	0 (0,00)	1 (0,23)	5 (1,19)	
CL7	10 (2,33)	4 (0,93)	34 (7,94)	8 (1,86)	9 (2,10)	0 (0,00)	0 (0,00)	10 (2,33)	18 (4,20)	
CL8	13 (3,11)	15 (3,58)	31 (7,41)	11 (2,63)	12 (2,87)	6 (1,43)	0 (0,00)	2 (0,47)	26 (6,22)	
CL9	12 (2,87)	7 (1,67)	33 (7,91)	7 (1,67)	13 (3,11)	4 (0,95)	0 (0,00)	2 (0,47)	1 (0,23)	
CL10	20 (4,77)	18 (4,29)	43 (10,26)	7 (1,67)	17 (4,05)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	4 (0,95)	
CL11	18 (4,26)	17 (4,02)	40 (9,47)	9 (2,13)	27 (6,39)	5 (1,18)	0 (0,00)	3 (0,71)	3 (0,71)	
CL12	25 (5,86)	19 (4,46)	31 (7,27)	9 (2,11)	25 (5,86)	0 (0,00)	0 (0,00)	10 (2,34)	5 (1,17)	
CL13	26 (6,34)	23 (5,60)	34 (8,29)	8 (1,95)	20 (4,87)	0 (0,00)	0 (0,00)	8 (1,95)	0 (0,00)	
CL14	16 (3,95)	8 (1,97)	29 (7,16)	10 (2,46)	17 (4,19)	0 (0,00)	0 (0,00)	5 (1,23)	3 (0,74)	
CL15	12 (2,89)	11 (2,65)	26 (6,26)	8 (1,92)	17 (4,09)	2 (0,48)	0 (0,00)	6 (1,44)	11 (2,65)	
CL16	22 (5,32)	33 (7,99)	34 (8,23)	9 (2,17)	16 (3,87)	1 (0,24)	4 (0,96)	1 (0,24)	15 (3,63)	
CL17	34 (7,55)	15 (3,33)	31 (6,88)	9 (2,00)	14 (3,11)	2 (0,44)	5 (1,11)	5 (1,11)	6 (1,33)	
CL18	28 (6,84)	18 (4,40)	27 (6,60)	9 (2,20)	16 (3,91)	0 (0,00)	1 (0,24)	5 (1,22)	1 (0,24)	
CL19	32 (7,11)	20 (4,44)	22 (4,88)	2 (0,44)	13 (2,88)	1 (0,22)	0 (0,00)	1 (0,22)	0 (0,00)	
CL20	24 (5,76)	12 (2,88)	18 (4,32)	5 (1,20)	33 (7,93)	5 (1,20)	3 (0,72)	2 (0,44)	1 (0,24)	

está explícita en E1

Tabla 2 (continuación).

Mucatra	Líticos										
iviuestra	LVf	LVff	LVt	LVp	Lvig	LVv	Lvnd	Lve	Trizas	Pómez	LS
LP2	42 (10,50)	45 (11,25)	4 (1,00)	2 (0,50)	0 (0,00)	0 (0,00)	8 (2,00)	16 (4,00)	80 (20,00)	24 (6,00)	4 (1,00)
LP6	64 (16,00)	45 (11,25)	12 (3,00)	8 (2,00)	33 (8,25)	0 (0,00)	0 (0,00)	1 (0,25)	34 (8,50)	33 (8,25)	0 (0,00)
LP7	70 (17,50)	43 (10,75)	15 (3,75)	12 (3,00)	14 (3,50)	0 (0,00)	1 (0,25)	0 (0,00)	27 (6,75)	9 (2,25)	0 (0,00)
LJ2	79 (19,75)	51 (12,75)	6 (1,50)	4 (1,00)	12 (3,00)	13 (3,25)	0 (0,00)	0 (0,00)	20 (5,00)	14 (3,50)	0 (0,00)
Ш3	64 (16,00)	39 (9,75)	6 (1,50)	8 (2,00)	16 (4,00)	6 (1,50)	0 (0,00)	1 (0,25)	19 (4,75)	17 (4,25)	0 (0,00)
LJ5	53 (13,25)	48 (12,00)	10 (2,50)	15 (3,75)	11 (2,75)	1 (0,25)	0 (0,00)	0 (0,00)	25 (6,25)	20 (5,00)	0 (0,00)
LM2	77 (19,25)	56 (14,00)	9 (2,25)	10 (2,50)	16 (4,00)	3 (0,75)	0 (0,00)	0 (0,00)	27 (6,75)	12 (3,00)	0 (0,00)
LM3	98 (24,50)	54 (13,50)	10 (2,50)	10 (2,50)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	22 (5,50)	1 (0,25)	0 (0,00)
LM4	55 (13,75)	74 (18,50)	18 (4,50)	2 (0,50)	2 (0,50)	1 (0,25)	16 (4,00)	7 (1,75)	4 (1,00)	8 (2,00)	0 (0,00)
LM7	63 (15,75)	45 (11,25)	12 (3,00)	16 (4,00)	3 (0,75)	0 (0,00)	30 (7,50)	1 (0,25)	15 (3,75)	2 (0,50)	0 (0,00)
LM8	23 (5,75)	22 (5,50)	1 (0,25)	1 (0,25)	0 (0,00)	0 (0,00)	12 (3,00)	1 (0,25)	26 (6,50)	15 (3,75)	1 (0,25%)
CL1	0 (0,00)	4 (0,90)	0 (0,00)	1 (0,22)	7 (1,59)	7 (1,59)	0 (0,00)	0 (0,00)	243 (55,22)	66 (15,00)	0 (0,00)
CL2	67 (12,54)	42 (7,86)	2 (0,37)	2 (0,37)	96 (17,97)	11 (2,05)	0 (0,00)	0 (0,00)	16 (2,99)	9 (1,68)	0 (0,00)
CL3	53 (11,01)	41 (8,52)	22 (4,57)	14 (2,91)	50 (10,39)	6 (1,24)	0 (0,00)	0 (0,00)	1 (0,20)	3 (0,62)	0 (0,00)
CL4	22 (5,06)	7 (1,61)	3 (0,69)	1 (0,23)	50 (11,52)	7 (1,61)	0 (0,00)	0 (0,00)	14 (3,22)	30 (6,91)	0 (0,00)
CL6	64 (15,23)	55 (13,09)	23 (5,47)	3 (0,71)	47 (11,19)	3 (0,71)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	2 (0,47)	0 (0,00)
CL7	72 (16,82)	54 (12,61)	3 (0,70)	5 (1,16)	46 (10,74)	13 (3,03)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	3 (0,70)	0 (0,00)
CL8	66 (15,78)	51 (12,20)	6 (1,43)	10 (2,39)	34 (8,13)	10 (2,39)	0 (0,00)	0 (0,00)	3 (0,71)	0 (0,00)	0 (0,00)
CL9	61 (14,62)	46 (11,03)	10 (2,39)	0 (0,00)	26 (6,23)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)
CL10	61 (14,55)	55 (13,12)	12 (2,86)	2 (0,47)	34 (8,11)	4 (0,95)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	11 (2,62)	0 (0,00)
CL11	71 (16,82)	34 (8,05)	12 (2,84)	1 (0,23)	34 (8,05)	1 (0,23)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)
CL12	70 (16,43)	38 (8,92)	8 (1,87)	0 (0,00)	27 (6,33)	7 (1,64)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)
CL13	67 (16,34)	57 (13,90)	6 (1,46)	2 (0,48)	20 (4,87)	5 (1,21)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	4 (0,97)	0 (0,00)
CL14	60 (14,81)	22 (5,43)	5 (1,23)	5 (1,23)	25 (6,17)	2 (0,49)	0 (0,00)	0 (0,00)	71 (17,53)	26 (6,41)	0 (0,00)
CL15	25 (6,02)	12 (2,89)	8 (1,92)	0 (0,00)	18 (4,33)	3 (0,72)	0 (0,00)	0 (0,00)	72 (17,34)	59 (14,21)	0 (0,00)
CL16	61 (14,76)	15 (3,63)	14 (3,38)	3 (0,72)	24 (5,81)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	2 (0,48)	8 (1,93)	0 (0,00)
CL17	45 (10,00)	34 (7,55)	0 (0,00)	9 (2,00)	23 (5,11)	2 (0,44)	0 (0,00)	0 (0,00)	17 (3,77)	22 (4,88)	0 (0,00)
CL18	40 (9,77)	22 (5,37)	2 (0,48)	19 (4,64)	26 (6,35)	3 (0,73)	0 (0,00)	0 (0,00)	22 (5,37)	36 (8,80)	0 (0,00)
CL19	41 (9,11)	36 (8,00)	8 (1,47)	18 (4,00)	36 (8,00)	15 (3,33)	0 (0,00)	0 (0,00)	27 (6,00)	57 (12,66)	0 (0,00)
CL20	34 (8,17)	26 (6,25)	10 (2,40)	5 (1,20)	52 (12,5)	7 (1,68)	0 (0,00)	0 (0,00)	10 (2,40)	17 (4,08)	0 (0,00)

Tabla 2 (continuación).

Muostra	Minerales accesorios						Comonto	Comonto Matriz	Doroc	Total
Iviuestia	Anfíboles	Piroxenos	Micas	Olivino	Opaco	Allenias	Cemento	IVIALITZ	POIOS	TOLAI
LP2	0 (0,00)	1 (0,25)	0 (0,00)	0 (0,00)	7 (1,75)	8 (2,00)	61 (15,25)	10 (2,50)	25 (6,25)	400
LP6	1 (0,25)	1 (0,25)	0 (0,00)	0 (0,00)	5 (1,25)	7 (1,75)	27 (6,75)	0 (0,00)	24 (6,00)	400
LP7	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	23 (5,75)	48 (12,00)	4 (1,00)	47 (11,75)	400
LJ2	0 (0,00)	0 (0,00)	2 (0,5%)	0 (0,00)	0 (0,00)	7 (1,75)	40 (10,00)	3 (0,75)	57 (14,25)	400
Ш3	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	9 (2,25)	11 (2,75)	44 (11,00)	4 (1,00)	29 (7,25)	400
LJ5	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	16 (4,00)	19 (4,75)	56 (14,00)	9 (2,25)	13 (3,25)	400
LM2	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	6 (1,50)	12 (3,00)	70 (17,50)	0 (0,00)	10 (2,50)	400
LM3	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	11 (2,75)	71 (17,75)	3 (0,75)	30 (7,50)	400
LM4	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	3 (0,75)	13 (3,25)	90 (22,50)	3 (0,75)	11 (2,75)	400
LM7	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	11 (2,75)	12 (3,00)	56 (14,00)	1 (0,25)	42 (10,50)	400
LM8	4 (1,00)	0 (0,00)	1 (0,25)	0 (0,00)	10 (2,50)	37 (9,25)	116 (29,00)	8 (2,00)	32 (8,00)	400
CL1	0 (0,00)	1 (0,22)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	28 (6,36)	1 (0,25)	40 (9,09)	440
CL2	0 (0,00)	0 (0,00)	12 (2,24)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)	27 (5,05)	0 (0,00)	134 (25,09)	534
CL3	0 (0,00)	0 (0,00)	8 (1,66)	0 (0,00)	7 (1,45)	0 (0,00)	107 (22,24)	0 (0,00)	81 (16,83)	481
CL4	0 (0,00)	0 (0,00)	4 (0,92)	0 (0,00)	29 (6,68)	1 (0,23)	128 (29,49)	0 (0,00)	34 (7,83)	434
CL6	0 (0,00)	1 (0,23)	5 (1,19)	0 (0,00)	3 (0,71)	0 (0,00)	85 (20,23)	0 (0,00)	20 (4,76)	420
CL7	3 (0,70)	0 (0,00)	6 (1,40)	0 (0,00)	10 (2,33)	0 (0,00)	92 (21,49)	0 (0,00)	28 (6,54)	428
CL8	0 (0,00)	2 (0,47)	1 (0,23)	0 (0,00)	4 (0,95)	0 (0,00)	97 (23,20)	0 (0,00)	18 (4,30)	418
CL9	1 (0,23)	0 (0,00)	3 (0,71)	8 (1,91)	4 (0,95)	0 (0,00)	162 (38,84)	0 (0,00)	17 (4,07)	417
CL10	1 (0,23)	3 (0,71)	0 (0,00)	8 (1,90)	14 (3,34)	6 (1,41)	80 (19,09)	0 (0,00)	19 (4,53)	419
CL11	3 (0,71)	0 (0,00)	3 (0,71)	6 (1,42)	9 (2,13)	13 (3,08)	91 (21,56)	0 (0,00)	22 (5,21)	422
CL12	0 (0,00)	6 (1,40)	2 (0,46)	0 (0,00)	9 (2,11)	13 (3,05)	96 (22,53)	0 (0,00)	26 (6,10)	426
CL13	1 (0,24)	6 (1,46)	3 (0,73)	0 (0,00)	8 (1,95)	12 (2,92)	90 (21,95)	0 (0,00)	10 (2,43)	410
CL14	3 (0,74)	7 (1,72)	4 (0,98)	0 (0,00)	17 (4,19)	13 (3,20)	52 (12,83)	0 (0,00)	5 (1,23)	405
CL15	3 (0,72)	6 (1,44)	5 (1,20)	0 (0,00)	20 (4,81)	0 (0,00)	76 (18,31)	0 (0,00)	15 (3,61)	415
CL16	0 (0,00)	3 (0,72)	0 (0,00)	0 (0,00)	6 (1,45)	1 (0,24)	128 (30,99)	0 (0,00)	13 (3,14)	413
CL17	0 (0,00)	5 (1,11)	7 (1,55)	0 (0,00)	1 (0,22)	40 (8,88)	74 (16,44)	0 (0,00)	50 (11,11)	450
CL18	5 (1,22)	6 (1,46)	8 (1,95)	0 (0,00)	10 (2,44)	33 (8,06)	63 (15,40)	0 (0,00)	9 (2,20)	409
CL19	1 (0,22)	3 (0,66)	8 (1,77)	0 (0,00)	6 (1,33)	21 (4,66)	32 (7,11)	0 (0,00)	50 (11,11)	450
CL20	4 (0,96)	3 (0,72)	8 (1,92)	0 (0,00)	10 (2,40)	14 (3,36)	97 (23,31)	0 (0,00)	16 (3,84)	416



Lámina 1. Ejemplos de los tipos de granos de cuarzo reconocidos.

1-2: cuarzo policristalino (Qp, luz natural y nicoles cruzados respectivamente), 3-4: cuarzo monocristalino (Qm, luz natural y nicoles cruzados respectivamente).



Lámina 2. Ejemplos de granos de feldespato.

1-2: plagioclasa con macla de Carlsbad (Pc, luz natural y nicoles cruzados respectivamente);3-4: ortosa (Or, luz natural y nicoles cruzados respectivamente), 5: plagioclasa con macla de Albita (Pa, nicoles cruzados), 6: plagioclasa con macla de Carlsbad-Albita (Pca, nicoles

cruzados), 7: plagioclasa con macla de Albita (Pa, nicoles cruzados), 8: plagioclasa zonada (Pz, nicoles cruzados).



Lámina 3. Ejemplos de minerales accesorios.

1-2: biotita (luz natural y nicoles cruzados respectivamente), 3-4: anfíbol y mineral opaco (luz natural y nicoles cruzados respectivamente), 5-6: olivino (luz natural y nicoles cruzados

respectivamente), 7-8: piroxeno y mineral opaco (luz natural y nicoles cruzados respectivamente).



Lámina 4. Ejemplos de granos líticos.

1-2: lítico volcánico con textura felsítica (Lvf, luz natural y nicoles cruzados respectivamente),
3-4: lítico volcánico con textura felsofírica (Lvff, luz natural y nicoles cruzados respectivamente),
5-6: lítico volcánico con textura intergranular (Lvig, luz natural y nicoles

cruzados respectivamente), 7-8: lítico volcánico con textura pilotáxica (Lvp, luz natural y nicoles cruzados respectivamente).



Lámina 4 (continuación).

1-2: lítico volcánico con textura traquítica (Lvt, luz natural y nicoles cruzados respectivamente), 3: lítico volcánico con textura vítrica-vitrofírica (Lvv, luz natural),
4: triza vítrea (Tr, luz natural), 5: fragmento pumíceo con vesículas elongadas (Po, luz natural).



Lámina 5. Ejemplos de los tipos de cemento.

1-2: Pátinas de cemento arcilloso (luz natural y nicoles cruzados respectivamente), 3: parches de cemento silíceo (nicoles cruzados), 4: parches de cemento carbonático (nicoles cruzados),

5-6: parches y pátinas de cemento ferruginoso (luz natural y nicoles cruzados respectivamente), 7-8: parches de cemento zeolítco (luz natural y nicoles cruzados respectivamente).

Lámina 6. Ejemplos de los tipos de porosidad.



 1-2: Porosidad primaria (luz natural y nicoles cruzados respectivamente), 3-4: porosidad por disolución parcial (luz natural y nicoles cruzados respectivamente), 5-6 : porosidad por disolución total (luz natural y nicoles cruzados respectivamente).