

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Mineralogía y Petrología



TESIS DOCTORAL

**Sedimentología del Cenozoico del Distrito Minero Centinela y de la
Cuenca Quebrada El Profeta (Desierto de Atacama, Chile): evolución
paleoambiental y génesis de los depósitos de Cu-exótico**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Alberto Fernández Mort

Directores

Rodrigo Ernesto Riquelme Salazar

Ana María Alonso Zarza

Madrid

Ed. electrónica 2019



Departamento de Ciencias Geológicas
Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas
Universidad Católica del Norte



Departamento de Mineralogía y Petrología
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

TESIS DOCTORAL

**Sedimentología del Cenozoico del Distrito Minero Centinela y de la Cuenca
Quebrada El Profeta (Desierto de Atacama, Chile):
Evolución paleoambiental y génesis de los depósitos de Cu-exótico**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Alberto Fernández Mort

DIRECTORES

Rodrigo Ernesto Riquelme Salazar

Ana María Alonso Zarza

Antofagasta – Madrid, Enero 2019

© Alberto Fernández Mort, 2019



Departamento de Ciencias Geológicas
Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas
Universidad Católica del Norte



Departamento de Mineralogía y Petrología
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

TESIS DOCTORAL

Sedimentología del Cenozoico del Distrito Minero Centinela y de la Cuenca Quebrada El Profeta (Desierto de Atacama, Chile): Evolución paleoambiental y génesis de los depósitos de Cu-exótico

Alberto Fernández Mort



Departamento de Ciencias Geológicas
Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas
Universidad Católica del Norte



Departamento de Mineralogía y Petrología
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

**Sedimentología del Cenozoico del Distrito Minero Centinela y de la Cuenca
Quebrada El Profeta (Desierto de Atacama, Chile):
Evolución paleoambiental y génesis de los depósitos de Cu-exótico**

Memoria presentada para optar al Grado de
Doctor en Ciencias, mención Geología – Universidad Católica del Norte
Doctor en Geología e Ingeniería Geológica – Universidad Complutense de Madrid
por Alberto Fernández Mort

Antofagasta – Madrid, Enero 2019

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en régimen de *cotutela* en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad Católica del Norte (UCN) y en el Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad Complutense de Madrid (UCM) bajo la dirección del Dr. Rodrigo Ernesto Riquelme Salazar (UCN) y la Dra. Ana María Alonso Zarza (UCM).

Alberto Fernández Mort

VºBº

VºBº

Dr. Rodrigo Ernesto Riquelme Salazar

Dra. Ana María Alonso Zarza

Agradecimientos

Una Tesis Doctoral implica una ingente cantidad de trabajo que quizás desde fuera no se llega a percibir. Se trata de una peregrinación por el desierto (nunca mejor dicho) imposible de culminar en soledad. Por ello, quiero darles las gracias a todas las personas que me han ayudado y sufrido durante estos años. Pido disculpas a aquell@s que deberían estar y no aparecen (a estas alturas de película, la cabeza da para lo que da).

A mis directores de tesis, Rodrigo Riquelme y Ana M. Alonso Zarza. Muchas gracias (MG) por darme la oportunidad de llevar a cabo este proyecto y por haberme aguantado durante estos años.

A la Universidad Católica del Norte y CONICYT. MG por apoyar logística y económicamente esta investigación, algo que habría sido imposible de conseguir con financiamiento de instituciones españolas.

A la Universidad Complutense de Madrid. MG por acceder a realizar esta tesis en régimen de cotutela.

A todo Chile. MG por recibirme con los brazos abiertos y por hacerme sentir como en casa durante todos estos años. Chi chi chi, le le le... !!

Al Desierto de Atacama. MG por permitirme estudiar sus particularidades y conocer su belleza y grandeza. Sin duda, uno de los lugares más mágicos que podré llegar a conocer nunca.

A tod@s l@s profesores del Dpto. de Ciencias Geológicas de la UCN y del Dpto. de Mineralogía y Petrología de la Complutense. MG a Eduardo Campos, Rodrigo González, Hans Wilke (etc., etc.) por su ayuda en todo lo que he necesitado y su trato siempre cercano.

A tod@s l@s investigadores que he tenido el placer de conocer en diversos congresos, reuniones, cursos y otros eventos científicos. MG por sus consejos y colaboración durante estos años.

A todo el personal técnico de la UCN y de la Complutense. MG por enseñarme miles de cosas y por toda la ayuda proporcionada con la preparación de muestras y el análisis de las mismas.

A todo el personal administrativo y de limpieza de la UCN y de la Complutense. MG por ayudarme con toda la burocracia que lleva consigo esta tesis y por

mantener un ambiente de trabajo limpio y confortable. MG a Xeomara, casi como una madre para tod@s l@s doctorand@s de Geología en la UCN.

Au Geoscience Environnement Toulouse (GET). Merci beaucoup por darme las facilidades necesarias y por su gran ambiente de trabajo durante mis estancias. En especial a Sebastián Carretier, por su ayuda en todo lo que siempre he necesitado.

Als Científics i Tecnològics de la Universitat de Barcelona (CCiTUB). Moltes gràcies, especialmente a Joaquín Perona, por su dedicación y minucioso trabajo con los análisis de isótopos estables. Y mil disculpas otra vez por casi echar a perder su espectrómetro con mis muestras...

A mis compañer@s de la UCN. MG a tod@s por los almuerzos, asados, carretes y demás costumbres chilenas. Pero sobre todo por los buenos momentos que me habéis hecho pasar estos años. En especial, MG a mis compañeros de piso y amigos Guti, Juan, Huaso e Ian. Los “weones weones weón”, pero sois muy grandes y me habéis hecho sentir siempre como en casa.

A mis compañer@s de la Complutense. MG a tod@s (Anabel, Melón, Álvaro, etc., etc.) por las risas, la terapia y las cervezas en forestales.

A Borja y Luana. MG por vuestra amistad y por recibirme siempre con los brazos abiertos cada vez que invadía vuestra casa en Santiago.

A mis amigos de siempre. MG a Joaco, Dani, Rober, Pablo, Yan (etc., etc.) por sacarme siempre una sonrisa y hacerme pasar tantos buenos momentos. Seguiremos alentando al Sporting pase lo que pase. Puxa!

A toda mi familia. MG a Abuelita, Dali, Nico, Javier, Gus, Chema, Belén, María, Cris, Jose (etc., etc.) por su apoyo y cariño en los buenos y malos momentos.

A mis padres, Juan y Chon, y mi hermano, Adrián. Me han enseñado día tras día de mi vida a ser una buena persona. Si hoy he llegado hasta aquí es gracias a ellos, han tirado de mí en los peores momentos y nunca han dejado que me hunda. Esta tesis no habría salido a la luz sin ellos. Os quiero mucho.

A Sara, la persona con la que tengo la suerte de compartirlo todo. Solo ella y yo sabemos todo lo que ha pasado durante estos años. Pero después de cada momento malo, me enseñaba que la solución siempre era la misma: levantarse, seguir y ser feliz. Así que esto no es un agradecimiento, es una felicitación: esta tesis es tanto suya como mía. Te quiero mucho.

Gracias a tod@s!

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada durante el disfrute de las becas *Beca de Postgrado UCN* de la Universidad Católica del Norte y *CONICYT-PCHA/Doctorado Nacional/201621160193* del Gobierno de Chile. La investigación ha sido apoyada económica y logísticamente por los proyectos FONDECYT N°1121041 y Anillo ACT1203 (CONICYT, Gobierno de Chile), LMI-COPEDIM (IRD, Gobierno de Francia) y CGL2014-54818-P (Ministerio de Ciencia e Innovación, Gobierno de España). La asistencia a cursos y congresos internacionales también ha sido financiada por la Universidad Católica del Norte y la International Association of Sedimentologists (IAS).

*“Trabaja, esfuérzate y sé buena persona.
El resto, llegará.”*

- Asunción Mort (201?)

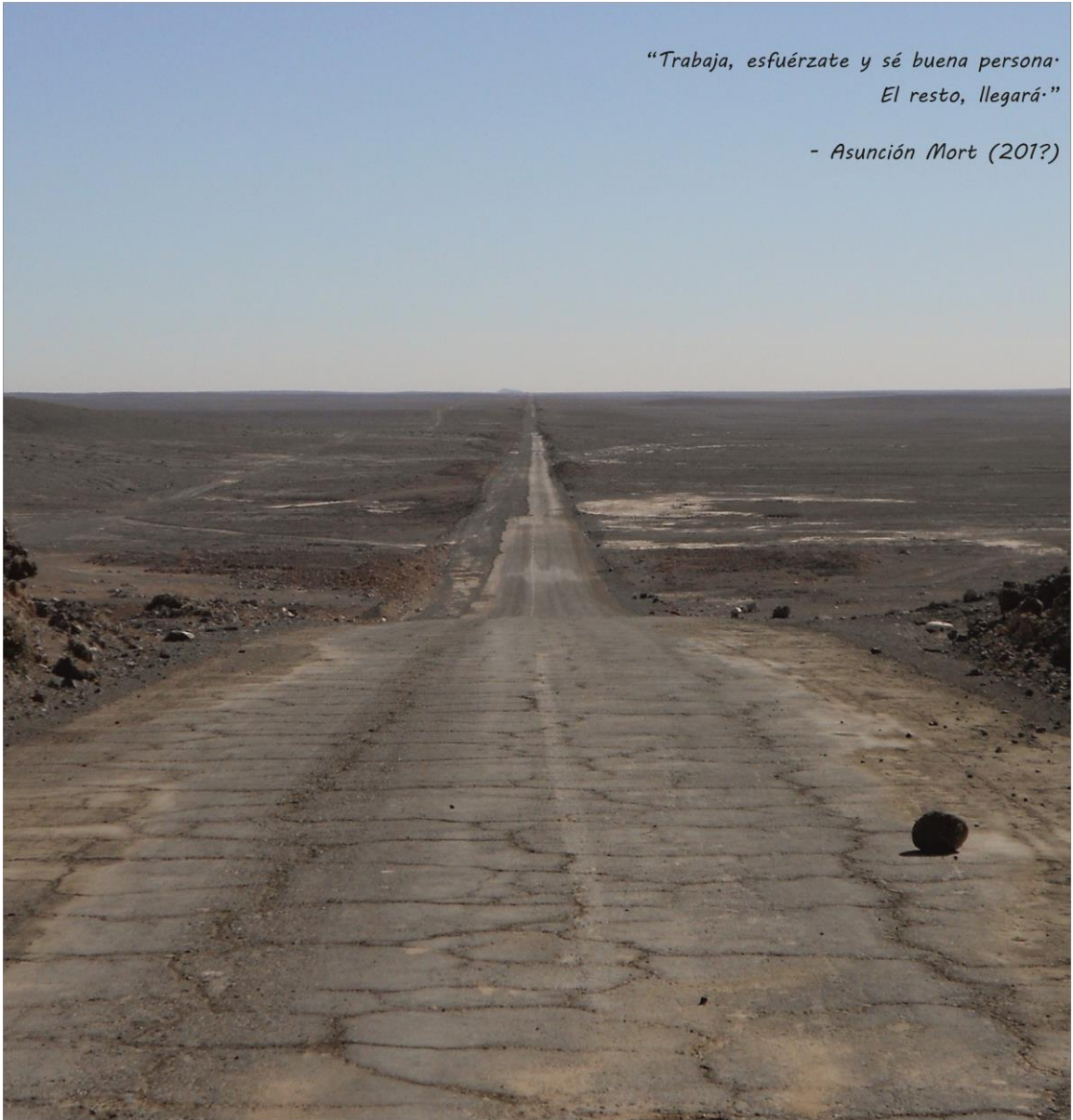


Foto: Algún lugar en el Desierto de Atacama, Chile.

A mi familia

Resumen	1
<i>Abstract</i>	3

CAPÍTULO I

<i>Introducción</i>	5
1.1 Presentación y planteamiento del problema científico	7
1.2 Objetivos	10
1.2(e) <i>Aims</i>	10
1.3 Antecedentes	11
1.3.1 Marco geológico, estratigráfico y paleoclimático del Desierto de Atacama	11
1.3.2 Sedimentología y petrología de depósitos sedimentarios continentales	18
1.3.2.1 Depósitos detríticos aluvio-fluviales	19
1.3.2.2 Carbonatos continentales: depósitos lacustres, palustres y calcretas	22
1.3.2.3 Paleosuelos yesíferos: Yesicretas	24
1.3.3 Depósitos de cobre exótico	25
1.4 Metodología	29
1.4.1 Trabajo bibliográfico	29
1.4.2 Trabajo de campo	29
1.4.3 Estudio petrográfico	32
1.4.4 Difracción de Rayos-X	33
1.4.5 Análisis de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$)	34

CAPÍTULO II	
<i>La Cuenca Quebrada El Profeta</i>	37
2.1 Introducción	39
2.1.1 Situación geográfica	39
2.1.2 Marco geológico	39
2.2 Litoestratigrafía del Cenozoico	42
2.2.1 Descripción de las columnas estratigráficas	43
2.3 Sedimentología y Petrología	49
2.3.1 Descripción de <i>facies</i>	49
2.3.1.1 <i>Facies</i> detríticas	49
2.3.1.2 <i>Facies</i> carbonáticas, evaporíticas y yesíferas	53
2.3.2 Asociaciones de <i>facies</i>	61
2.4 Isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$)	68
2.5 Discusión	73
2.5.1 Formación Aguada Zorro	74
2.5.1.1 Contexto sedimentario	74
2.5.1.2 Sistema lacustre-palustre	75
2.5.2 Gravas Negras	81
2.5.2.1 Contexto sedimentario	81
2.5.3 Formación Pampa de Mulas	82
2.5.3.1 Contexto sedimentario	82
2.5.4 Depósitos aluviales del Mioceno – Plioceno Superior	83
2.5.4.1 Contexto sedimentario	83
2.5.5 Síntesis de la evolución paleogeográfica, paleoambiental y paleoclimática de la cuenca	84
2.6 Conclusiones parciales	89
2.6(e) <i>Partial conclusions</i>	91

CAPÍTULO III	
<i>El Distrito Minero Centinela: El depósito de Cu-exótico El Tesoro Central</i>	93
3.1 Introducción	95
3.1.1 Situación geográfica	95
3.1.2 Marco geológico	95
3.2 Litoestratigrafía del Cenozoico	99
3.2.1 Descripción de las columnas estratigráficas	101
3.3 Sedimentología y Petrología	105
3.3.1 Descripción de <i>facies</i>	105
3.3.1.1 <i>Facies</i> detríticas	105
3.3.1.2 <i>Facies</i> carbonáticas y yesíferas	108
3.3.2 Asociaciones de <i>facies</i>	111
3.4 Descripción de los depósitos de Cu-exótico de El Tesoro Central	116
3.4.1 Depósito de Cu-exótico inferior	117
3.4.2 Depósito de Cu-exótico superior	119
3.5 Isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$)	123
3.5.1 El Tesoro Central	123
3.5.2 Depósito de Cu-exótico superior	126
3.5.3 Localidades Atravesado y El Muro	127
3.5.4 Interpretación general de los datos isotópicos	130
3.6 Discusión	132
3.6.1 Evolución sedimentaria del Distrito Minero Centinela	132
3.6.2 Contexto sedimentario de la mineralización de Cu-exótico	138
3.6.3 Estilos de mineralización y paragénesis	140
3.6.4 Implicaciones de los análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la mineralización de Cu-exótico: El papel de la evapoconcentración	144
3.6.5 Implicaciones para la exploración	145
3.7 Conclusiones parciales	148
3.7(e) <i>Partial conclusions</i>	150

CAPÍTULO IV	
<i>Discusión General y Conclusiones</i>	153
4.1 Sedimentología del Cenozoico del Desierto de Atacama	155
4.1.1 Cuenca Quebrada El Profeta (CQP) vs. Distrito Minero Centinela (DMC)	155
4.1.2 Correlación con otras cuencas Cenozoicas del antearco Andino del Norte Chile	158
4.1.2.1 Unidades cronoestratigráficas propuestas en la literatura	159
4.1.2.2 Contextualización de la CQP y el DMC en este marco cronoestratigráfico	163
4.1.3 Yesicreta regional pre ~9,5 Ma	166
4.1.4 Síntesis de la evolución sedimentaria	169
4.2 Evolución paleoclimática Cenozoica del Desierto de Atacama	172
4.2.1 Interpretaciones obtenidas a partir del registro sedimentario	172
4.2.2 Interpretaciones obtenidas a partir de los análisis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$	176
4.2.3 Causas y origen de la hiperaridez	182
4.2.4 Síntesis de la evolución paleoclimática	184
4.3 Rasgos paleoclimáticos relacionados con la mineralización de Cu-exótico	187
4.4 Conclusiones	188
4.4(e) <i>Conclusions</i>	190
<hr/>	
Referencias	193
Anexos	213

Resumen

La presente Tesis Doctoral tiene como objetivo principal interpretar la evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Cenozoico del Desierto de Atacama mediante la descripción, comparación y posible correlación del registro estratigráfico de varias cuencas sedimentarias continentales intramontañosas del antearco Andino del Norte de Chile (~23°S – ~25°S). Se pretende además comprender en detalle la evolución sedimentaria particular de las zonas de estudio seleccionadas, así como determinar si existe alguna señal sedimentológica y/o geoquímica que pueda evidenciar el establecimiento de la hiperaridez en el Desierto de Atacama durante el Neógeno. Paralelamente, se pretende comprender la génesis de depósitos de cobre exótico hospedados en gravas Cenozoicas y determinar la influencia del contexto ambiental y climático en la mineralización de Cu-exótico en el Desierto de Atacama.

Para ello se han escogido dos zonas de estudio: la Cuenca Quebrada El Profeta (~25°S, Capítulo II) y el Distrito Minero Centinela (~23°S, Capítulo III). Ambos sectores se localizan en el margen occidental de la Precordillera Andina (~69°O) y su registro estratigráfico del Cenozoico está comprendido entre el Eoceno Inferior – Medio (edad máxima) hasta el Mioceno Superior, así como otros depósitos más jóvenes de escaso espesor. Además, en el Distrito Minero Centinela también se ha estudiado en detalle el yacimiento de Cu-exótico de El Tesoro Central con el fin de comprender su génesis. En ambas zonas de estudio se han llevado a cabo estudios cartográficos y estratigráficos de detalle y se han tomado muestras para su posterior análisis en el laboratorio. Estas muestras se han estudiado mediante lupa binocular, microscopio petrográfico y microscopio electrónico de barrido (SEM) y también se ha analizado su mineralogía y geoquímica mediante difracción de rayos-X, EDS (detector de electrones retrodispersados acoplado al SEM) y análisis de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$).

En la Cuenca Quebrada El Profeta (Capítulo II) se describen ~120 m de espesor de relleno sedimentario compuesto principalmente por *facies* detríticas gruesas depositadas en abanicos aluviales que, dependiendo de factores tectónicos y geomorfológicos locales, podían estar dominados por procesos fluviales o por eventos torrenciales de tipo *debris/sheet flow*. Este relleno está dividido en las unidades Fm. Aguada Zorro, Gravas Negras, Fm. Pampa de Mulas y Depósitos aluviales del Mioceno Superior – Plioceno. En particular, la Fm. Aguada Zorro también contiene niveles de caliza formados en un sistema lacustre/palustre. Las características de estos depósitos permiten reconstruir la configuración espacial y la historia deposicional y diagenética del sistema lacustre/palustre. Tras la sedimentación de la Fm. Aguada Zorro tuvo lugar un importante cambio paleogeográfico en la cuenca, probablemente asociado a la Fase Tectónica Incaica, que invirtió la dirección de transporte en la sedimentación de NO → SE a E → O. Posteriormente, se desarrollaron sobre la parte alta de la Fm. Pampa de Mulas y bajo un nivel volcánico de ~9,5 Ma una superficie de pedimentación (pedimento) y una yesicreta (definida

como yesicreta Profeta) que evidencian bajas tasas de erosión y sedimentación y altas tasas de evaporación.

En el Distrito Minero Centinela (Capítulo III) se describen ~300 m de espesor de relleno sedimentario compuesto principalmente por *facies* detríticas gruesas depositadas en abanicos aluviales dominados por procesos fluviales o eventos torrenciales de tipo *debris/sheet flow*. Este relleno está dividido en las unidades Gravas Tesoro, Gravas Atravesado y Gravas Arrieros. En la parte alta de las Gravas Arrieros también se reconoce una superficie de pedimentación y un nivel de yesicreta (definida como yesicreta El Muro) cubiertos por un nivel volcánico de ~9,5 Ma similares a los descritos en la Cuenca Quebrada El Profeta. Por otro lado, la mina a cielo abierto de El Tesoro Central expone las Gravas Tesoro donde se hospedan dos cuerpos mineralizados de Cu-exótico. Ambos cuerpos están principalmente compuestos por crisocola y, en menor proporción, por copper wad, atacamita y paratacamita. Se formaron en dos eventos de mineralización distintos durante una etapa de diagénesis muy temprana gracias al estancamiento subterráneo de soluciones acuosas ricas en cobre que generaban la precipitación de minerales oxidados de Cu en *facies* gruesas permeables y poco consolidadas. Las características texturales y mineralógicas de estos cuerpos mineralizados, los datos de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) y las simulaciones hidrogeoquímicas sugieren que la evapoconcentración de soluciones acuosas meteóricas ricas en Cu fue clave en la formación de ambos cuerpos de Cu-exótico en El Tesoro Central. El estudio de este yacimiento evidencia la importancia del contexto ambiental e hidrológico y el significativo papel de la evapoconcentración en la génesis de depósitos de Cu-exótico formados relativamente lejos de la fuente de cobre.

En el Capítulo IV se ha llevado a cabo una comparación entre los registros estratigráficos de ambas zonas de estudio, así como con los de otros sectores del antearco Andino del Norte de Chile descritos en la literatura. Se han reconocido tres grandes etapas sedimentarias y climáticas bien diferenciadas: (1) pre-Mioceno Medio, (2) Mioceno Medio – Superior y (3) post-Mioceno. Durante el periodo pre-Mioceno Medio la correlación estratigráfica resulta muy compleja debido a que diversos factores tectónicos, geomorfológicos y ambientales controlaban localmente la sedimentación en cada sector del Desierto de Atacama. La abundante cantidad de sedimentos detríticos y los valores relativamente ligeros de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ sugieren que el clima predominante era árido o semiárido, pero sin poder precisar más allá. Tras esta etapa, se reconoce un notorio evento hiperárido registrado alrededor del límite Mioceno Medio – Superior marcado por el desarrollo, a nivel regional, de superficies de pedimentación y yesicretas y por la variación hacia valores más pesados de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Finalmente, durante la etapa post-Mioceno la sedimentación se encuentra restringida a cuencas endorreicas y/o drenadas desde la Cordillera Occidental, mientras que en el resto de sectores de la Precordillera y de la Depresión Central la sedimentación es muy escasa y esporádica. Esta caída en la sedimentación, la preservación hasta la actualidad de las yesicretas Miocenas y los valores relativamente pesados de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en depósitos post-Miocenos indican que la tendencia climática general del Desierto de Atacama en el Norte de Chile se ha mantenido como hiperárida hasta la actualidad.

Abstract

The aim of this Doctoral Thesis consists of understanding the palaeoenvironmental and palaeoclimatic Cenozoic evolution of the Atacama Desert by the description, comparison and correlation of the stratigraphic record of several continental intramontane sedimentary basins of the Andean forearc in northern Chile (~23°S – ~25°S). This thesis is also intended to comprehend in detail the sedimentary evolution of each of the selected study areas and to determine which sedimentological and/or geochemical signatures can be indicators of the onset of the hyperaridity in the Atacama Desert during the Neogene. Additionally, this work aims to understand the genesis of exotic-Cu deposits hosted in Cenozoic gravels and to determine the role played by the environmental and climatic context in the exotic-Cu mineralization in the Atacama Desert.

Two study areas have been selected to accomplish the research goals: the Quebrada El Profeta Basin (~25°S, Chapter II) and the Centinela Mining District (~23°S, Chapter III). Both areas are located in the western slope of the Andean Precordillera (~69°W) and their Cenozoic stratigraphic record is comprised between the Lower – Middle Eocene (maximum age) and the Upper Miocene, as well as other younger scarce deposits. Moreover, the El Tesoro Central exotic-Cu deposit located in the Centinela Mining District has been also studied in detail in order to understand its genesis. Mapping, detailed sedimentary logging and sampling were carried out in both study areas. The collected samples have been examined under a magnifying glass, optical microscope and scanning electron microscope (SEM). The mineralogy and geochemistry of these samples have been also analyzed by X-ray diffraction, EDS (backscattered electron detector coupled to the SEM) and $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope analyses.

The described sedimentary fill (~120 m thick) in the Quebrada El Profeta Basin (Chapter II) is mainly composed by coarse-grained detrital *facies* formed in alluvial fans that could be dominated by fluvial or torrential (debris and sheet flows) processes depending on local tectonic and geomorphological factors. This sedimentary fill is divided into the units Aguada Zorro Fm., Negras Gravels, Pampa de Mulas Fm. and Upper Miocene – Pliocene alluvial Deposits. Particularly, the Aguada Zorro Fm. also contains several levels of limestone formed in a lacustrine/palustrine system. The features of these limestones allow the reconstruction of the spatial configuration and the depositional/diagenetic history of this lacustrine/palustrine system. An important palaeogeographical change took place in the basin after the sedimentation of the Aguada Zorro Fm., probably associated to the Incaic Tectonic Phase. This variation triggered the inversion of the direction of sediment transport from NW → SE to E → W. Later on, a pediment surface (pediment or pediplain) and a gypcrete (defined as Profeta gypcrete) were developed on the top of the Pampa de Mulas Fm. and covered by a ~9.5 Ma volcanic level. Both features evidence relative low erosion and sedimentation rates and high evaporation rates.

The described sedimentary fill (~300 m thick) in the Centinela Mining District (Chapter III) is mainly composed by coarse-grained detrital *facies* formed in fluvial-dominated and debris/sheet-flow-dominated alluvial fans. This sedimentary fill is divided into the units Tesoro Gravels, Atravesado Gravels and Arrieros Gravels. As in the Quebrada El Profeta Basin, a pediment surface and a gypcrete (defined as El Muro gypcrete) were developed on the top of the Arrieros Gravels and covered by a ~9.5 Ma volcanic level. Furthermore, the El Tesoro Central open pit exposes two exotic-Cu orebodies hosted in the Tesoro Gravels. Both orebodies are composed by chrysocolla and, to a lesser extent, by copper wad, atacamite and paratacamite. They formed in two different mineralizing events during an early diagenetic stage thanks to the underground ponding of Cu-bearing aqueous solutions that generated the precipitation of oxidized copper minerals within permeable and poor consolidated coarse-grained *facies*. The textural and mineralogical features of these orebodies, the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope data and the hydrogeochemical simulations suggest that the evapoconcentration of meteoric Cu-bearing aqueous solutions played a key role in the formation of both orebodies in El Tesoro Central. The study of this ore deposit evidences the relevance of the environmental and hydrologic context and the importance of the evapoconcentration in the genesis of exotic-Cu deposits formed relatively far from their copper source.

The Chapter IV includes a comparison between the stratigraphic records of both study areas, as well as with other records of other sectors in the Andean forearc of northern Chile described in the literature. Three main sedimentary and climatic stages have been defined: (1) pre-Middle Miocene, (2) Middle – Upper Miocene and (3) post-Miocene stages. During the pre-Middle Miocene period, it is very complex to determine a stratigraphic correlation since the sedimentation was locally controlled in each basin of the Atacama Desert by particular tectonic, geomorphological and environmental factors. The abundance of detrital *facies* and the relatively light $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values suggest that the climate was arid or semiarid during this stage, but it is not possible to be more specific. After this period, it is registered a noticeable regional hyperarid event that occurred in the Middle – Upper Miocene boundary, which is evidenced by the development of the regional pediment surfaces and gypcretes and by the variation to relatively heavy $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values. Finally, during the post-Miocene stage the sedimentation was restricted to endorheic basins drained from the Western Cordillera, whereas it was very scarce and episodic in other sectors of the Precordillera and Central Depression. This drop of the sedimentation, the preservation until present day of the Miocene gypcretes and the relatively heavy $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values obtained in post-Miocene deposits indicate that a general hyperarid climatic trend has been maintained until the present day.

Capítulo 1

Introducción

1.1 Presentación y planteamiento del problema científico

El Desierto de Atacama es un laboratorio geológico natural. La subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana y su clima extremadamente árido convierten al Desierto de Atacama en una de las regiones con más interés geológico del planeta. Se trata de una de las zonas con mayor actividad sísmica de la Tierra, sus grandes pórfidos cupríferos contienen las mayores reservas de cobre del mundo y ostenta el título de ser el desierto más árido y con condiciones más extremas para la vida del planeta, por lo que incluso se le trata como un análogo de Marte para la exploración y búsqueda de vida en el planeta rojo.

La presente Tesis Doctoral se centra en la evolución sedimentaria y paleoclimática del Cenozoico del antearco Andino del Norte de Chile (~23°S – ~25°S), aspectos que, en comparación con otras disciplinas de la geología, han sido poco estudiados en el Desierto de Atacama. La denudación de la Precordillera a partir del Eoceno generó potentes depósitos sedimentarios gruesos conocidos en la literatura regional como Gravas de Atacama (Mortimer 1973). Comúnmente, estos depósitos clásticos del Norte de Chile fueron tratados como una simple cobertera de gravas Cenozoica y, exceptuando alguna Hoja o Carta Geológica del SERNAGEOMIN (Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile), no fue hasta los años 90 cuando se publicaron los primeros trabajos que describían e interpretaban en detalle estas *facies*, como por ejemplo en la Cuenca de Calama (May 1997; Hartley y May 1998; May *et al.* 1999) y en la Cuenca de Quillagua Llamara (Sáez *et al.* 1999). En la década de los 2000 la proliferación de estudios sobre el registro sedimentario del Cenozoico continuó (e.g., May *et al.* 2005; Nalpas *et al.* 2008; Hartley y Evenstar 2010), incluso con trabajos que extraen información paleoclimática a partir de la naturaleza de estos depósitos sedimentarios (e.g., Hartley y Chong, 2002; Rech *et al.* 2006; Schulenegger *et al.* 2010; Jordan *et al.* 2014; Evenstar *et al.* 2016). Sin embargo, en parte debido a la gran extensión del Desierto de Atacama, son necesarios muchos más trabajos estratigráficos a lo largo del Norte de Chile, ya sea tanto para comprender la evolución sedimentaria de cuencas o de zonas de estudio que prácticamente no han sido analizadas todavía, como para obtener interpretaciones tectónicas y paleoclimáticas que complementen y mejoren la historia geológica del antearco Andino.

La evolución paleoclimática del Cenozoico del Desierto de Atacama también ha generado gran discusión y controversia en las últimas dos décadas. En particular, numerosos trabajos tratan de averiguar desde cuándo esta región está dominada por el actual clima hiperárido mediante distintas metodologías o *proxies*. A pesar de que el periodo más aceptado para este cambio climático es el Mioceno Medio – Superior (e.g., Alpers y Brimhall 1988; Rech *et al.* 2010; Sun *et al.* 2018), también hay estudios que proponen que dicho cambio climático se produjo en el Oligoceno Superior (e.g. Dunai *et al.* 2005), Plioceno Superior – Pleistoceno Inferior (e.g., Hartley y Chong 2002; Amundson *et al.* 2012) y otros que proponen una aridificación progresiva con ciclicidad entre periodos hiperáridos y semiáridos (e.g., Jordan *et al.* 2014; Evenstar *et al.* 2017). Esta controversia puede deberse al uso de distintas metodologías y a la escala local que tienen

algunos de los estudios, ya que tienden a obtener conclusiones paleoclimáticas a partir de trabajos realizados en zonas determinadas muy acotadas y no de escala regional.

El presente trabajo también pretende abordar el origen de los depósitos de cobre exótico. Estos yacimientos son cuerpos mineralizados hospedados en las Gravas de Atacama y/o en fracturas del basamento formados a partir de la migración lateral de soluciones supérgenas procedentes del enriquecimiento de pórfidos cupríferos (Münchmeyer 1996; Sillitoe 2005). El hecho de que estos depósitos estén alojados en gravas y que el enriquecimiento supérgeno esté asociado a episodios climáticos relativamente húmedos (e.g., Sillitoe y McKee 1996; Arancibia *et al.* 2006) sugiere que la génesis de los yacimientos de Cu-exótico podría estar controlada, al menos en parte, por el contexto ambiental y climático donde se forman. Sin embargo, los pocos trabajos existentes en la literatura sobre este tipo de depósitos se centran principalmente en aspectos metalogénicos y económicos y no tanto en la descripción sedimentológica, petrológica y mineralógica que ayudaría a comprender el origen de estos yacimientos y las condiciones ambientales y climáticas en las que se formaron.

Como se ha mencionado, esta Tesis Doctoral se enmarca dentro de dos áreas de estudio totalmente diferentes dentro de las Ciencias de la Tierra: (1) sedimentología y paleoclima y (2) recursos minerales o geología económica. *A priori*, podría parecer que ambas temáticas carecen de una clara relación entre sí. Sin embargo, el enriquecimiento supérgeno de Cu y la formación de yacimientos de Cu-exótico en el Desierto de Atacama parecen haberse dado lugar bajo unas determinadas condiciones paleoambientales y paleoclimáticas (e.g., Sillitoe y McKee 1996; Riquelme *et al.* 2017), lo que relaciona directamente ambas temáticas.

La zona de estudio de esta Tesis Doctoral se encuentra en la Región de Antofagasta del Norte de Chile (Fig. I-1), concretamente en la Cuenca Quebrada El Profeta (~25°S; Capítulo II) y en el Distrito Minero Centinela (~23°S; Capítulo III). En ambas zonas se llevó a cabo un detallado estudio del registro sedimentario del Cenozoico, describiendo su estratigrafía, petrología, mineralogía y realizando análisis de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) para comprender la evolución ambiental y sedimentaria de cada una de las zonas de estudio. Los datos obtenidos han sido comparados y discutidos entre sí y con otras cuencas del antearco Andino del Norte de Chile con el fin de comprender la evolución sedimentaria y paleoclimática del Desierto de Atacama durante el Cenozoico (Capítulo IV). Además, en el Distrito Minero Centinela también se ha descrito el depósito de Cu-exótico El Tesoro Central para poder entender su génesis y determinar el rol jugado por el contexto sedimentario y climático en la formación de este tipo de yacimientos.

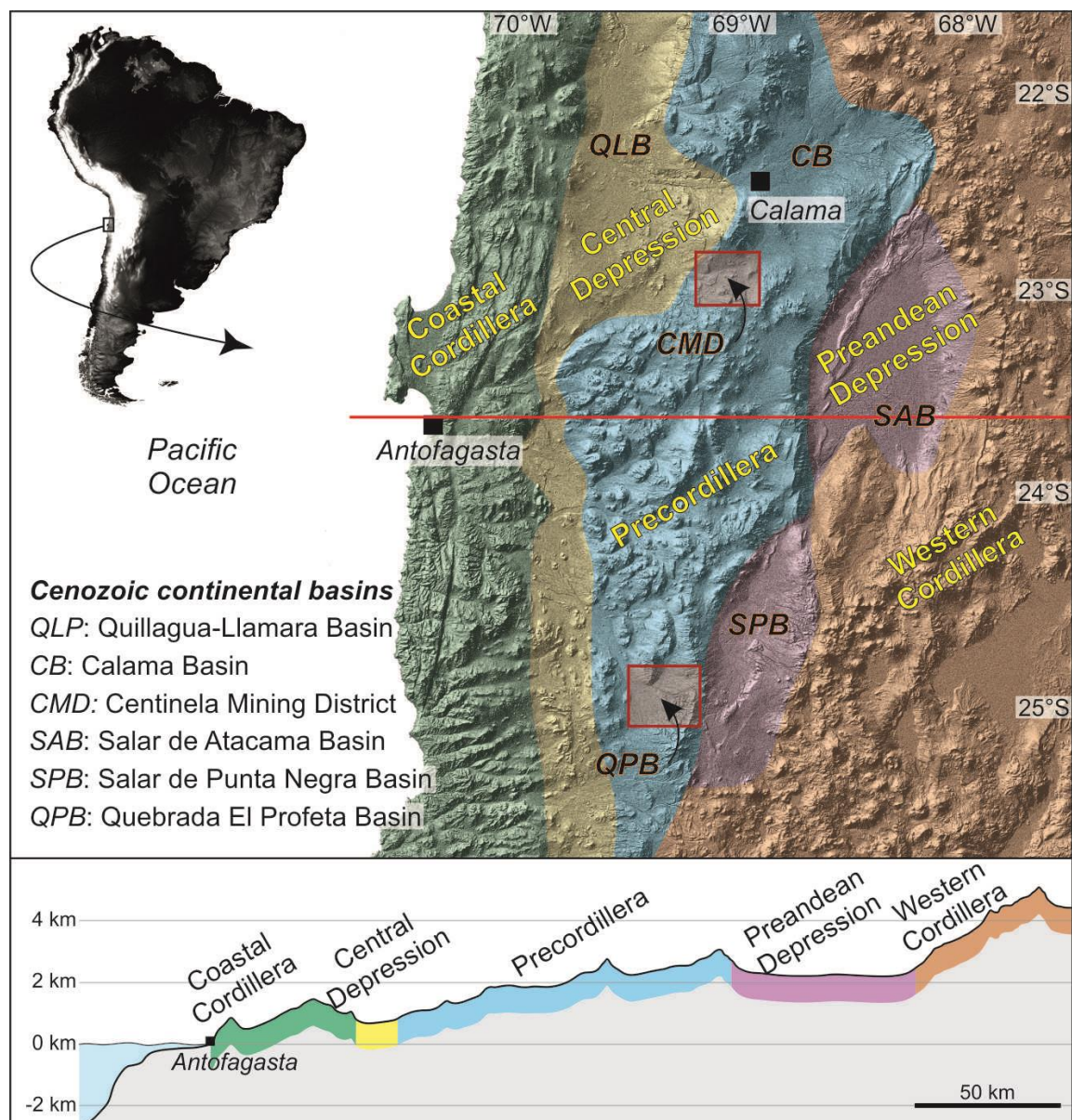


Figura I-1. DEM (Modelo Digital de Elevación) mostrando las principales unidades fisiográficas y las principales cuencas de antearco Cenozoicas entre los ~22°S y ~25°S. Los cuadros rojos indican la situación de las dos zonas de estudio de esta tesis: el Distrito Minero Centinela (CMD) y la Cuenca Quebrada El Profeta (QPB). La línea recta roja marca la posición del perfil topográfico.

Figure I-1. DEM (Digital Elevation Model) showing the main physiographic units and the main Cenozoic forearc basins between ~22°S and ~25°S. The red squares indicate the locations of the Centinela Mining District (CMD) and the Quebrada El Profeta Basin (QPB), the two study areas of this thesis. The red straight line marks the position of the topographic profile.

1.2 Objetivos

Objetivo general

El objetivo general de esta Tesis Doctoral consiste en interpretar la evolución paleoambiental y paleoclimática del Cenozoico del Desierto de Atacama mediante la descripción, comparación y correlación del registro estratigráfico de varias cuencas sedimentarias continentales intramontañosas del antearco Andino del Norte de Chile (~23°S – ~25°S).

Objetivos específicos

- Comprender la evolución sedimentaria del Distrito Minero Centinela (~23°S) y de la Cuenca Quebrada El Profeta (~25°S) mediante la descripción del registro estratigráfico y analizando en detalle la petrología, mineralogía e historia diagenética de niveles lacustres/palustres y de paleosuelos.
- Determinar qué señales estratigráficas, sedimentológicas o geoquímicas pueden servir como indicadores del inicio de la hiperaridez ocurrida en el Desierto de Atacama durante el Neógeno.
- Analizar la influencia del contexto sedimentario y del clima en la mineralización de Cu-exótico en el Desierto de Atacama tomando como caso de estudio el yacimiento El Tesoro Central, donde se analiza su sedimentología, petrología, mineralogía y geoquímica con el fin de establecer los procesos genéticos responsables de su formación.

1.2(e) Objectives

Main objective

The main objective of this Doctoral Thesis consists of understanding the palaeoenvironmental and palaeoclimatic Cenozoic evolution of the Atacama Desert by the description, comparison and correlation of the stratigraphic record of several continental intramontane sedimentary basins of the Andean forearc in northern Chile (~23°S – ~25°S).

Specific objectives

- To comprehend the sedimentary evolution of the Centinela Mining District (~23°S) and the Quebrada El Profeta Basin (~25°S) by describing the stratigraphic record and analysing in detail the petrology, mineralogy and diagenetic history of lacustrine/palustrine levels and paleosols.
- To determine which stratigraphic, sedimentological and geochemical signatures can be indicators of the onset of the hyperaridity occurred in the Atacama Desert during the Neogene.
- To analyse the influence of the climate and sedimentary context in the processes of exotic-Cu mineralization in the Atacama Desert taking El Tesoro Central ore deposit as study case, where its sedimentology, petrology, mineralogy and geochemistry are analysed in order to establish the genetic processes responsible for its formation.

1.3 Antecedentes

1.3.1 Marco geológico, estratigráfico y paleoclimático del Desierto de Atacama

Marco geológico

El Norte de Chile se divide en cinco unidades fisiográficas principales con orientación longitudinal N-S (Fig. I-1). De oeste a este, son las siguientes: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera o Cordillera de Domeyko, Depresiones Preandinas y Cordillera Occidental. El registro geológico que aflora en estas unidades incluye desde rocas Paleozoicas hasta depósitos Holocenos. A partir del Mesozoico, la evolución de la subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana ha controlado la geología del Desierto de Atacama, siendo dichas unidades fisiográficas el reflejo de la migración hacia el este del arco magmático (Fig. I-2).

La Cordillera de la Costa, formada principalmente por grandes secuencias andesíticas (Fm. La Negra) y rocas intrusivas, representa el arco magmático desde el Triásico Superior hasta el Cretácico Inferior (e.g. Casquet *et al.* 2014). Al este de este arco se formó una cuenca de trasarco rellena con sedimentos marinos (e.g. Ardill *et al.* 1998), la cual se cerró e invirtió al final del Cretácico Inferior (e.g. Amilibia *et al.* 2008). En ese momento, la actividad magmática migró hacia el este hasta la zona comprendida actualmente entre la Depresión Central y la Precordillera, representada por rocas ígneas y depósitos piroclásticos de edad Cretácico Superior – Paleógeno (e.g. Espinoza *et al.* 2012). Durante el Eoceno Medio – Oligoceno Inferior (ca. 45-33 Ma) tuvo lugar un importante evento de deformación conocido como Fase Tectónica Incaica (e.g., Mpodozis *et al.* 1993; Makshev y Zentilli 1999; Tomlinson *et al.* 2001; Arriagada *et al.* 2008), causante del alzamiento de la actual Precordillera. En este periodo tuvo lugar el emplazamiento de los grandes pórfidos cupríferos que conforman el Cinturón Cuprífero Chileno de ~800 km de longitud N-S (Perelló *et al.* 2010; Mpodozis y Cornejo 2012). En este momento, también se configuraron en la Precordillera y en la Depresión Central varias cuencas continentales intramontañosas de antearco (e.g., Chong 1988; May *et al.* 1999; Riquelme *et al.* 2017). La erosión de la Precordillera y la posterior sedimentación en estas cuencas generó potentes paquetes de conglomerados y brechas continentales, conocidas tradicionalmente como Gravas de Atacama (Mortimer 1973; objeto de estudio de este trabajo). Al norte de los 27°S, la erosión y sedimentación de gravas continuaron incluso hasta el Mioceno Inferior (e.g. Charrier *et al.* 2009). Un incremento en la velocidad de convergencia en la subducción (e.g., Pardo-Casas y Molnar 1987; Somoza 1998) provocó la migración de la deformación y del arco magmático hasta la actual Cordillera Occidental a partir del Mioceno Medio – Superior (e.g., Allmendinger *et al.* 1997; Charrier *et al.* 2009), caracterizado por una actividad volcánica explosiva que generó grandes depósitos ignimbríticos a lo largo de la Cordillera Occidental y en algunos sectores de la Precordillera. Este contexto se extiende hasta la actualidad, prosiguiendo con el volcanismo explosivo félsico (volcanismo bimodal) y desarrollándose grandes estratovolcanes andesítico-basálticos y dacíticos en la Cordillera Occidental (Zona Volcánica Central; Stern 2004; Stern *et al.* 2007).

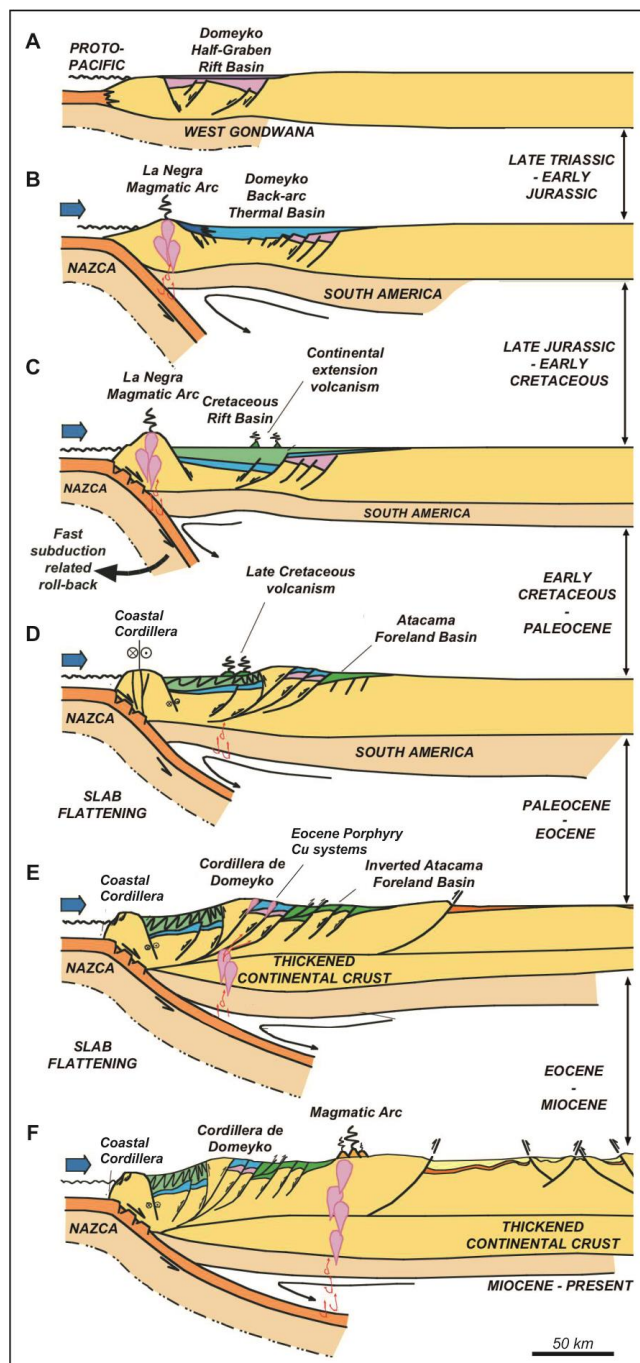


Figura I-2. Modelo tectónico esquemático del Norte de Chile mostrando la migración O-E del arco volcánico desde el Triásico (modificado de Amilibia *et al.* 2008).

Figure I-2. Schematic tectonic model of northern Chile showing the W to E migration of the volcanic arc since the Triassic (modified from Amilibia *et al.* 2008).

Marco estratigráfico

A grandes rasgos, el registro estratigráfico del Cenozoico del Desierto de Atacama está compuesto por potentes paquetes de conglomerados y brechas continentales procedentes principalmente de la denudación de la Precordillera. Estos depósitos gruesos fueron descritos por

primera vez por Mortimer (1973) y los definió de manera genérica como “Gravas de Atacama” (*Atacama Gravels*), término que todavía sigue utilizándose incluso en trabajos publicados recientemente (e.g. Sun *et al.* 2018). Muchos de los estudios de carácter estratigráfico se centran en la Cuenca de Calama (May 1997; Hartley y May 1998; May *et al.* 1999, 2005; Hartley y Chong 2002; Blanco *et al.* 2003; Rech *et al.* 2006; Blanco 2008; de Wet *et al.* 2015), en el Salar de Atacama (Naranjo *et al.* 1994; Kape 1996; Blanco *et al.* 2000; Jordan *et al.* 2007; Evenstar *et al.* 2016) y en la Cuenca Quillagua Llamara o Pampa del Tamarugal (Bao *et al.* 1999; Sáez *et al.* 1999, 2012; Nester y Jordan 2012; Jordan *et al.* 2014). También existen trabajos realizados en zonas situadas más al norte (hasta los 18°S) en el Valle Longitudinal (prolongación hacia el N de la Depresión Central), como por ejemplo en Quebrada Camiña, Quebrada Suca (Pinto *et al.* 2004) y la región de Pica (Victor *et al.* 2004), así como al sur de la zona de estudio (~27°S) en la zona de Pedernales y Chañaral (Riquelme *et al.* 2007; Nalpas *et al.* 2008).

Uno de los trabajos estratigráficos más generales y que aglutina más información sobre la sedimentología del Cenozoico Superior del Desierto de Atacama es el realizado por Hartley y Evenstar (2010). Estos autores trataron de hacer una correlación estratigráfica desde los ~18,5°S hasta los ~23,5°S, incluyendo, de norte a sur, el Valle Longitudinal, la Depresión Central, la Cuenca de Calama y el Salar de Atacama (Fig. I-3). A pesar de la falta de datos geocronológicos que permitan una mejor correlación, este estudio define tres unidades cronoestratigráficas basándose principalmente en la presencia de discordancias regionales. La primera (*Unit I*) abarca desde el ca. Eoceno Superior hasta los ~19 Ma y está formada por sedimentos aluvio-fluviales. Esta unidad incluye formaciones como, por ejemplo, la Fm. Calama en la Cuenca de Calama (e.g. May *et al.* 2005), la Fm. Tambores y el Grupo Paciencia en el Salar de Atacama (Kape 1996) y la parte inferior de la Fm. Altos de Pica en la Cuenca Pampa del Tamarugal (Victor *et al.* 2004). La segunda unidad (*Unit II*), separada de la primera por una discordancia angular a los ~19 Ma, llega hasta los 10 Ma y se depositó en grandes sistemas fluviales que drenaban hacia al oeste desembocando en cuencas endorreicas con sistemas lacustres efímeros. Esta unidad incluye formaciones como, por ejemplo, las Fms. Jalquinche y Lasana en la Cuenca de Calama (e.g. Blanco 2008), la parte inferior de la Fm. Hilaricos en la Cuenca Quillagua Llamara (e.g. Sáez *et al.* 1999) y la Fm. El Diablo y la parte superior de la Fm. Altos de Pica en la Pampa del Tamarugal (e.g., Pinto *et al.* 2004; Jordan *et al.* 2014). La tercera y última unidad (*Unit III*), separada de la segunda por otra discordancia angular regional, abarca desde los ~10 Ma hasta la actualidad y está formada por sedimentos aluvio-fluviales, lacustres y evaporíticos depositados en pequeñas cuencas endorreicas. Estos depósitos corresponden, por ejemplo, a la parte superior de la Fm. Hilaricos y a las Fms. Quillagua y Soledad en la Cuenca de Quillagua Llamara (Sáez *et al.* 1999, 2012), a las Fms. Opache, Chiquinaputo y Chiuchiu de la Cuenca de Calama (e.g. May *et al.* 1999) y a la Fm. Vilama en el Salar de Atacama (e.g. Evenstar *et al.* 2016).

Marco paleoclimático

El Desierto de Atacama es el más antiguo y árido de los desiertos actuales del planeta. A pesar de que la mayoría de estudios paleoclimáticos llevados a cabo en el Desierto de Atacama se

centran en el registro geológico del Cenozoico, hay trabajos que ya describen depósitos evaporíticos formados bajo un clima árido en el Jurásico Superior (Hartley *et al.* 2005) e incluso en el Triásico Superior (Clarke 2006). El actual régimen hiperárido está representado por tasas anuales de precipitación de <5 mm (datos de la Dirección Meteorológica de Chile), que incluso llegan a alcanzar los 0,1 mm/año en algunos puntos (e.g., Quillagua; Houston y Hartley 2003). Estas tasas de precipitación resultan extremadamente bajas si se comparan con otros desiertos como los de Namib (<20 mm/a), Thar (<100 mm/a), Kalahari (<200 mm/a) o Australia (<125 mm/a), entre otros (Goudie 2009).

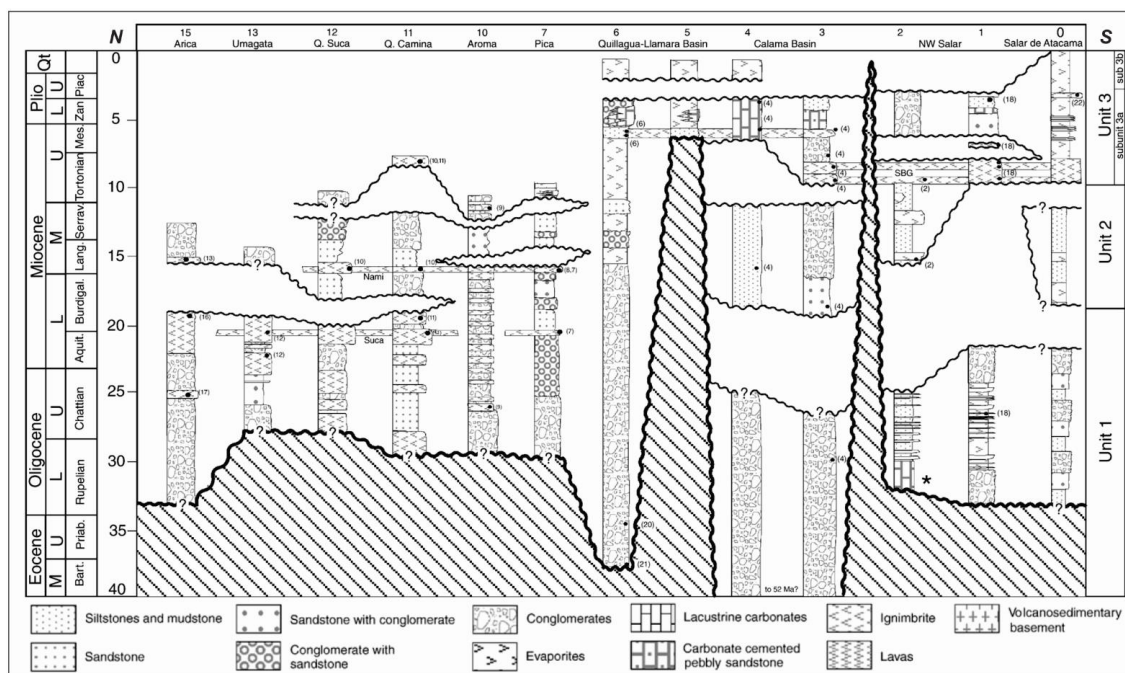


Figura I-3. Diagrama cronoestratigráfico del Cenozoico desde los ~18°S a los ~23,5°S para el Valle Longitudinal, Depresión Central, Cuenca de Calama y Cuenca Salar de Atacama (tomado de Hartley y Evenstar 2010).

Figure I-3. Chronostratigraphic diagram of the Cenozoic from ~18°S to ~23.5°S for the Longitudinal Valley, Central Depression, Calama Basin and Salar de Atacama Basin (taken from Hartley and Evenstar 2010).

La extrema aridez del Desierto de Atacama se debe principalmente a tres factores (Hartley 2003; Houston y Hartley 2003; Hartley *et al.* 2005): (1) se encuentra en una zona tropical de alta presión donde masas de aires descendentes producidas por la circulación de Hadley reducen significativamente la convección y, por lo tanto, las precipitaciones; (2) el efecto “sombra de lluvia” provocado por la Cordillera de los Andes (*Andean rain shadow effect*) que bloquea las masas de aire húmedo Amazono-Atlánticas procedentes del este; y (3) el ascenso hacia el norte de la Corriente de Humboldt a lo largo de la costa chilena inhibe la cantidad de humedad de los vientos costeros y crea una inversión térmica permanente que atrapa cualquier humedad existente por debajo de los 800 m.s.n.m. La mayor o menor importancia de alguno de estos factores sobre el resto es objeto de gran discusión en la literatura.

Además de “por qué” existe un régimen climático tan extremo, la otra gran pregunta sobre la hiperaridez del Desierto de Atacama es “desde cuándo”, ya que son numerosos los trabajos que durante las últimas dos décadas han tratado de datar con exactitud el comienzo de dicho régimen hiperárido. Las edades propuestas mediante diferentes métodos varían desde el Oligoceno Superior (e.g. Dunai *et al.* 2005) hasta el Plioceno – Pleistoceno (e.g., Hartley y Chong 2002; Placzek *et al.* 2010), aunque la mayoría de trabajos proponen el Mioceno Medio y Superior como el periodo de establecimiento de las condiciones hiperáridas (Fig. I-4). También hay estudios que sugieren que este cambio climático fue gradual y proponen variaciones entre pulsos semiáridos, áridos e hiperáridos (Sáez *et al.* 2012; Jordan *et al.* 2014; Evenstar *et al.* 2017). Asimismo, hay estudios basados en fauna, flora y arqueología Holocena que describen varios episodios húmedos en los últimos ~10.000 años (e.g., Rech *et al.* 2002; Latorre *et al.* 2006; Nester *et al.* 2007; Gayo *et al.* 2012).

El gran rango de edades propuestas para el comienzo de la hiperaridez radica en la diversidad de los métodos utilizados y en el carácter local de muchos de estos trabajos, los cuales tienden a extrapolar regionalmente conclusiones obtenidas a partir de datos correspondientes a zonas de estudio determinadas muy acotadas y no de escala regional. Es decir, es posible que aspectos ambientales restringidos a un área de estudio hayan sido interpretados como rasgos climáticos regionales del Desierto de Atacama. La Fig. I-4 muestra un esquema idealizado de una zona de estudio bastante delimitada con distintos contextos ambientales y diferentes metodologías aplicadas de manera muy local que podrían entregar “falsas” conclusiones paleoclimáticas. La Fig. I-5 incluye una imagen de Google Earth que muestra un ejemplo real de esta situación.

Las distintas metodologías utilizadas en el Desierto de Atacama para datar el establecimiento de las condiciones hiperáridas son las siguientes:

(1) Isótopos o núcleos cosmogénicos en superficies relictas y en gravas aluvio-fluviales (Dunai *et al.* 2005; Nishiizumi *et al.* 2005; Evenstar *et al.* 2009; Kober *et al.* 2007; Placzek *et al.* 2010; Amundson *et al.* 2012; Jungers *et al.* 2013; Davis *et al.* 2014; Cooper *et al.* 2016; Evenstar *et al.* 2017). Esta metodología se basa en la medición de concentraciones de ^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne y ^{26}Al en minerales como cuarzo, piroxeno y anfíbol de clastos o sedimentos de gravas para datar el tiempo de exposición de la superficie analizada. El tiempo de exposición indicaría que dichas superficies no han sido erosionadas ni enterradas o cubiertas por sedimentos desde el comienzo de la hiperaridez. Las edades propuestas varían desde los ~25 Ma hasta los ~2 Ma. El inconveniente de este método radica en que estos análisis se realizan en superficies o depósitos de gravas locales cuya estabilidad depende en gran medida del contexto geomorfológico local, por lo que los datos obtenidos puede que no reflejen condiciones climáticas regionales.

(2) Caracterización morfológica y geoquímica de suelos salinos e isótopos estables (Hartley y May 1998; Rech *et al.* 2006, 2010; Lehmann *et al.* 2013; Ewing *et al.* 2006; Jordan *et al.* 2014; Oerter *et al.* 2016; Quade *et al.* 2017; Sun *et al.* 2018). Estos trabajos apuntan que la presencia de paleosuelos salinos y valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ relativamente pesados son indicadores del

establecimiento de condiciones hiperáridas. Las edades propuestas varían desde los ~16 Ma hasta los ~2 Ma. El inconveniente de estos métodos es que el régimen de precipitaciones no es homogéneo longitudinalmente en el Desierto de Atacama, por lo que, por ejemplo, la correlación entre valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en la Cordillera de la Costa y en la Cordillera Occidental

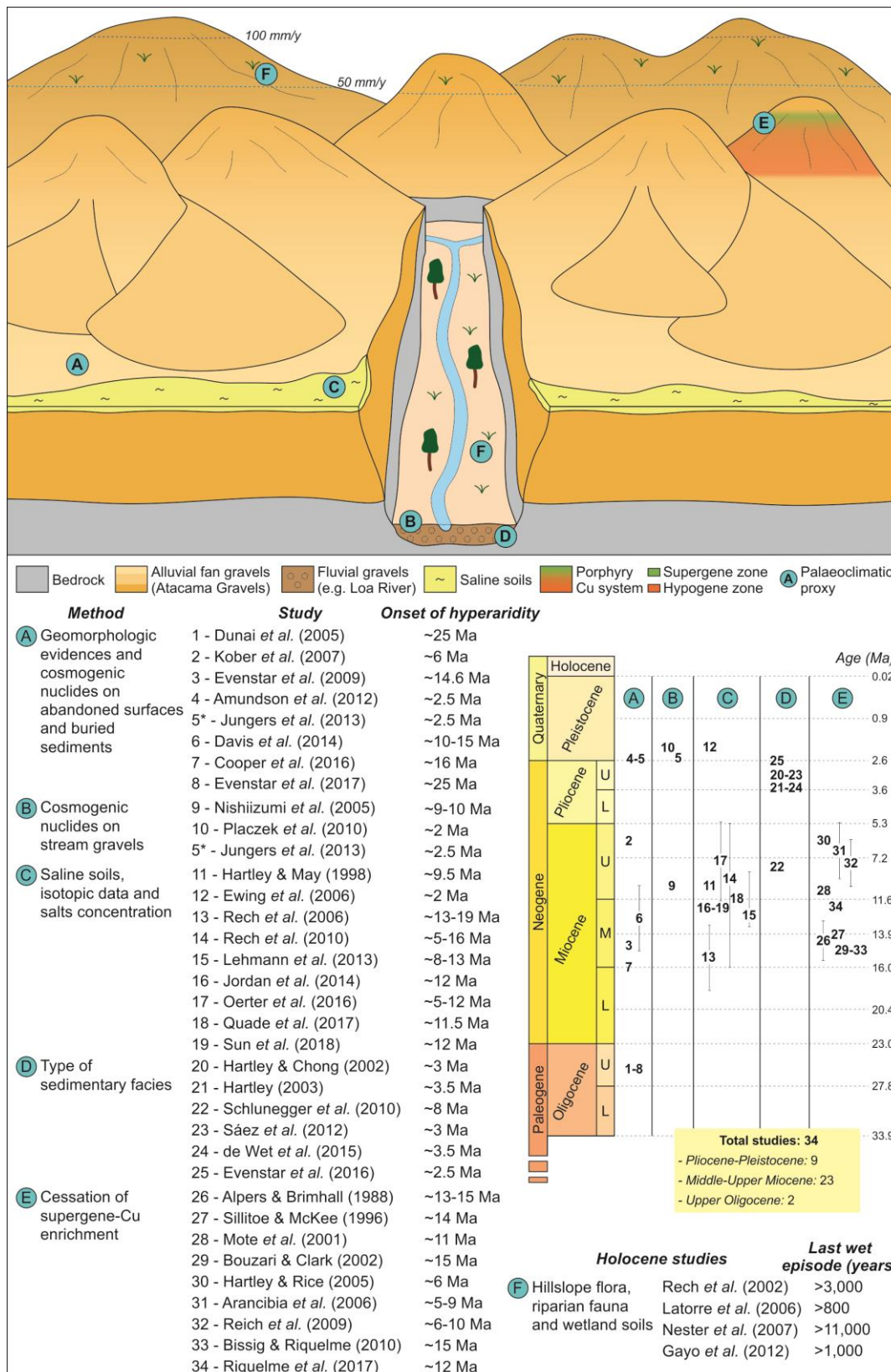


Figura I-4. Modelo esquemático modificado de Jordan *et al.* (2014) mostrando las morfologías típicas de la Pampa del Tamarugal, que representa un contexto idealizado para el Desierto de Atacama. Debajo, lista de trabajos que, directa o indirectamente, sugieren una edad aproximada para el establecimiento de la hiperaridez. Nótese que los distintos *proxies* paleoclimáticos (A, B, C, D, E y F) aparecen en el modelo esquemático superior.

Figure I-4. Schematic model modified from Jordan *et al.* (2014) showing the typical landforms of the Pampa del Tamarugal, which represent an idealized context for the Atacama Desert. Below, list of studies that directly or indirectly suggest an approximate age for the onset of the hyperaridity. Note that the different palaeoclimatic proxies (A, B, C, D, E and F) are shown on the top schematic model.

puede ser compleja, siendo necesario tener un mayor rango de valores en áreas distintas para poder obtener conclusiones paleoclimáticas regionales. Además, es necesario identificar con exactitud si el origen del paleosuelo responde a una condición climática regional o a un ambiente local restringido.



Figura I-5. Imagen de Google Earth próxima a Quillagua (21,5°S; Depresión Central) mostrando el contexto idealizado de la Fig. I-4 con la incisión del Río Loa y los abanicos aluviales emergiendo de la Precordillera. La escala vertical está ligeramente exagerada.

Figure I-5. Google Earth image close to Quillagua (21.5°S; Central Depression) showing the idealized context of the Fig. I-4 with the incision of the Loa River and the alluvial fans emerging from the Precordillera. Vertical scale is slightly exaggerated.

(3) Análisis de facies sedimentarias (Hartley y Chong 2002; Hartley 2003; Schlunegger *et al.* 2010; Sáez *et al.* 2012; de Wet *et al.* 2015; Evenstar *et al.* 2016). Estos trabajos sugieren que el cese de sedimentación lacustre, fluvial y un bajo aporte de material detrítico son debidos principalmente al establecimiento de condiciones hiperáridas. Las edades propuestas varían desde los ~8 Ma hasta los ~2,5 Ma. El inconveniente de esta metodología radica sobre todo en el área de estudio. Por ejemplo, una gran parte de los trabajos sedimentológicos han sido llevados

a cabo en la Cuenca de Calama, la cual está dominada por la acción del Río Loa y drenada directamente desde la Cordillera Occidental, por lo que representa condiciones muy particulares que no se repiten en el resto del Desierto de Atacama.

(4) *Cese del enriquecimiento de Cu-supérgeno* (Alpers y Brimhall 1988; Sillitoe y McKee 1996; Mote *et al.* 2001; Bouzari y Clark 2002; Hartley y Rice 2005; Arancibia *et al.* 2006; Reich *et al.* 2009; Bissig y Riquelme 2010; Riquelme *et al.* 2017). Estos trabajos indican que el enriquecimiento de Cu-supérgeno en pórfidos cupríferos necesita condiciones relativamente húmedas, por lo que el cese de dicho enriquecimiento se debería principalmente al establecimiento de la hiperaridez. Las edades propuestas varían desde los ~15 Ma hasta los ~5 Ma. El inconveniente de este proxy radica, como en el caso de los análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, en que las precipitaciones necesarias para generar el enriquecimiento supérgeno varían a lo largo del Desierto de Atacama, por lo que también es necesario un amplio rango de datos interpretados en función de las variaciones climáticas latitudinales y longitudinales que permitan obtener conclusiones paleoclimáticas. Además, el enriquecimiento supérgeno requiere de tasas de precipitación no muy altas, por lo que un eventual episodio muy húmedo no habría generado dicho enriquecimiento.

1.3.2 Sedimentología y petrología de depósitos sedimentarios continentales

Las cuencas sedimentarias continentales Cenozoicas dominadas por ambientes aluvio-fluviales y lacustres/palustres/evaporíticos (e.g., Cuenca de Madrid, Cuenca de Teruel y Cuenca de Almazán, España; Cuenca Tianshui, China) han sido ampliamente estudiadas en la literatura (e.g., Alonso-Zarza *et al.* 1992, 2009; Sanz *et al.* 1995; Armenteros y Bustillo 1996; Alonso Zarza y Calvo 2000; Huerta *et al.* 2010). Estos y otros trabajos coinciden en que la sedimentación en estos ambientes (desde la parte más proximal de un abanico hasta la parte más profunda de un sistema lacustre, junto con el resto de ambientes intermedios) está controlada principalmente por la tectónica y el clima, ya que ambos agentes están involucrados en la creación de espacio de acomodación, en las tasas de erosión y sedimentación y en el aporte de agua de escorrentía y subterránea.

El Desierto de Atacama también alberga este tipo de cuencas cerradas o semi-cerradas situadas en el antearco Andino y dominadas por un clima predominante árido, como por ejemplo la Cuenca de Quillagua Llamara (e.g., Sáez *et al.* 1999, 2012), la Cuenca de Calama (Fig. I-6; e.g., May *et al.* 1999, 2005; Blanco 2008) o la Cuenca Salar de Atacama (e.g., Kape 1996; Evenstar *et al.* 2016). El registro estratigráfico del Cenozoico de estas cuencas está formado por depósitos continentales que consisten, principalmente, en materiales detríticos sedimentados en sistemas aluvio-fluviales (tradicionalmente conocidos como *Gravas de Atacama*; Mortimer 1973) y, en menor medida, en depósitos carbonáticos y salinos formados en sistemas lacustres/palustres y en suelos cálcicos y yesíferos. La tectónica activa del antearco Andino y las condiciones climáticas áridas del Desierto de Atacama son factores claves en la sedimentación (e.g., Jordan *et al.* 2007; Bascuñan *et al.* 2016; Riquelme *et al.* 2017).

Un ejemplo es la sedimentación de la Fm. Opache (Mioceno Superior – Plioceno) en la Cuenca de Calama. Esta formación se depositó en un sistema lacustre/palustre que se interdigita, en menor medida, con depósitos aluviales clásticos procedentes de la Precordillera y de la Cordillera Occidental (Fig. I-6; e.g., May *et al.* 1999, 2005; Blanco 2008). de Wet *et al.* (2015) demuestran la importancia de la tectónica y el clima durante la sedimentación de la Fm. Opache. Estos autores sugieren que durante la sedimentación lacustre/palustre existieron condiciones de equilibrio que generaban espacio de acomodación a ritmo constante, manteniendo así condiciones de agua somera durante alrededor de ~3,5 Ma. También proponen el predominio de un clima relativamente árido o semiárido señalando que la recarga del sistema lacustre era principalmente por aguas subterráneas procedentes del deshielo de nieves en zonas altas de la Cordillera Occidental, ya que mayores tasas de precipitación habrían generado mayores aportes de material siliciclástico.

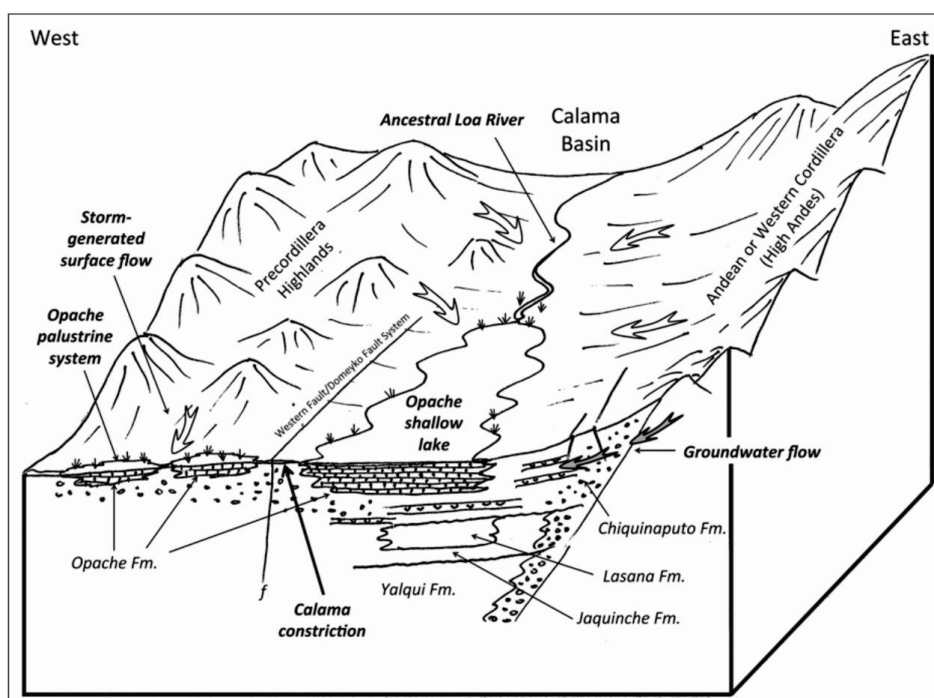


Figura I-6. Reconstrucción esquemática de los paleoambientes de la Formación Opache en la Cuenca de Calama. Las flechas indican flujos de agua subterránea y de escorrentía (tomado de de Wet *et al.* 2015).

Figure I-6. Schematic reconstruction of the palaeoenvironments of the Opache Formation in the Calama Basin. Arrows indicate groundwater and surface water flow (taken from de Wet *et al.* 2015).

A continuación se exponen y contextualizan los depósitos sedimentarios tratados en la presente tesis.

1.3.2.1 Depósitos detríticos aluvio-fluviales

Los depósitos detríticos formados en sistemas aluvio-fluviales han sido descritos en numerosos contextos tectónicos y climáticos (e.g., Miall 2010; Harvey 2011). En particular, las condiciones necesarias para el desarrollo de abanicos aluviales están especialmente bien desarrolladas en

ambientes montañosos áridos, ya que la falta de vegetación, las fuertes pendientes en la zona de aporte de sedimentos, la cantidad de sedimento disponible para ser erosionado y las escasas e intensas precipitaciones son los factores idóneos para generar grandes depósitos en masa (e.g., Laronne y Reid 1993; Nichols 2009; Harvey 2011). Los sistemas sedimentarios dominados por abanicos aluviales han sido descritos en numerosas zonas áridas y semiáridas, como por ejemplo en los Andes Argentinos (e.g., Colombo *et al.* 2005; Robinson *et al.* 2005), Australia (e.g., Bourne y Twidale 1998; Gardner *et al.* 2006), Oriente Medio (e.g., Al Farraj y Harvey 2005; Arzani 2005) o en el sureste de España (e.g., Harvey 2002; Viseras *et al.* 2003), así como en el propio Desierto de Atacama (e.g., Mather y Hartley 2005; Haug *et al.* 2010; Sepúlveda *et al.* 2014) o incluso en Marte (Moore y Howard 2005; Morgan *et al.* 2014).

Nichols (2009) y Harvey (2011) clasifican los abanicos aluviales en tres tipos principales según los procesos sedimentarios que tienen lugar (Fig. I-7): abanicos dominados por *debris flows*, abanicos dominados por *sheetfloods* y abanicos dominados por procesos fluviales (*stream-channel fans*).

En los abanicos dominados por *debris flows* (Fig. I-7A) predominan flujos torrenciales de alta energía compuestos por una mezcla de detritos (clastos y matriz) y una baja cantidad de agua cuya sedimentación se debe a la fricción con la superficie subyacente y a la reducción del gradiente. Los depósitos resultantes se caracterizan por presentar un aspecto caótico formando estratos de espesor centimétrico a métrico y generalmente son matriz-soportados.

En los abanicos aluviales dominados por *sheetfloods* (Fig. I-7B) predominan flujos turbulentos y supercríticos originados por fuertes precipitaciones torrenciales que generan un gran aporte súbito de agua donde los clastos son transportados como carga de fondo, mientras que las partículas más finas son transportadas en suspensión. Los depósitos resultantes presentan mejor estratificación que los originados por *debris flows* formando pares de capas (*couplets*) compuestas por *facies* gruesas y más finas y pueden presentar gradación normal y una ligera imbricación.

Finalmente, en los abanicos aluviales dominados por procesos fluviales (*stream-channel fans*) (Fig. I-7C) predominan múltiples canales someros y efímeros relativamente confinados capaces de crear un sistema entrelazado (*braided*). Los depósitos resultantes están bien estratificados, suelen ser clasto-soportados y pueden presentar base erosiva, imbricación, gradación normal y estratificación cruzada.

Nichols (2009) y Harvey (2011) indican que el predominio de uno u otro tipo de abanicos aluviales está controlado por el gradiente topográfico y por el aporte de agua, por lo que estos sistemas son muy susceptibles a ligeras variaciones tectónicas y climáticas. Por lo general, los abanicos aluviales dominados por *debris flows* se originan en regiones con mayor gradiente topográfico y/o menor aporte de agua que los abanicos dominados por *sheetfloods* y procesos fluviales (*stream-channel fans*).

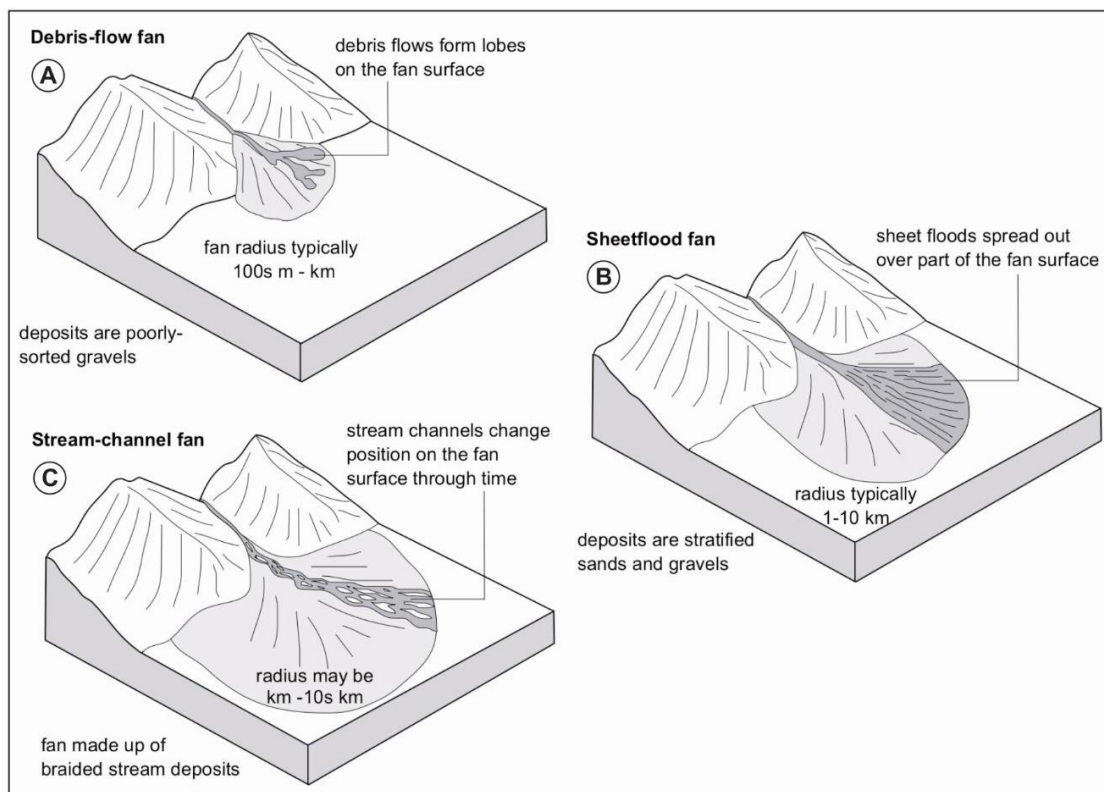


Figura I-7. Modelos esquemáticos en 3D mostrando los distintos tipos de abanicos aluviales: **(A)** dominados por flujos tipo *debris-flow*, **(B)** dominados por flujos tipo *sheetflood* y **(C)** dominados por procesos fluviales (tomado de Nichols 2009).

Figure I-7. Schematic 3D models showing the different types of alluvial fans: **(A)** debris-flow dominated, **(B)** sheetflood-dominated and **(C)** stream-channel-dominated alluvial fans (taken from Nichols 2009).

El paisaje del Desierto de Atacama está dominado por grandes superficies de gravas Cenozoicas que corresponden a grandes abanicos aluviales (Fig. I-5) emergentes principalmente desde la Precordillera, así como desde la Cordillera de la Costa y desde la Cordillera Occidental. Son varios los trabajos que han descrito estos depósitos a lo largo del Desierto de Atacama tanto en depósitos actuales (e.g., Mather y Hartley 2005; Haug *et al.* 2010; Sepúlveda *et al.* 2014) como en depósitos antiguos Cenozoicos (e.g., May *et al.* 1999; Sáez *et al.* 1999; Nalpas *et al.* 2008). Actualmente, gran parte de estas superficies presentan una morfología plana ligeramente basculada ($<10^\circ$) hacia el oeste conocida como pedimento o pediplano (*Atacama* pediplain; e.g., Mortimer 1973; Riquelme *et al.* 2003, 2007; Rodríguez *et al.* 2013). Estos pedimentos son el resultado de la denudación producida durante largos periodos de inactividad tectónica en fases finales del ciclo de Davis en relieves maduros (Davis 1905; Dohrenwend y Parsons 2009) y, en el Desierto de Atacama, representan superficies de gravas inactivas o fosilizadas incluso desde el Mioceno (e.g., Mortimer 1973; Riquelme *et al.* 2003, 2007). De igual forma, también existen importantes depósitos de gravas Cenozoicas que se encuentran rellenando antiguos cañones como, por ejemplo, en el sector precordillerano de El Salado (Riquelme *et al.* 2007; Nalpas *et al.* 2008)

1.3.2.2 Carbonatos continentales: depósitos lacustres, palustres y calcretas

En cuencas cerradas o semi-cerradas dominadas por climas áridos o semiáridos también es común la presencia de depósitos carbonáticos formados en distintos ambientes (i.e., lacustres, palustres, calcretas). Estos depósitos pueden formarse en la parte distal de abanicos aluviales o en zonas que se encuentran entre estos y son favorecidos por una topografía suave y un nivel freático relativamente alto (e.g., Sanz *et al.* 1995; Alonso-Zarza y Calvo 2000). La transición entre la zona más distal del abanico aluvial, dominada por sedimentos finos, hasta la zona más profunda del cuerpo acuoso, dominada por depósitos carbonáticos, puede ser muy compleja, ya que pequeñas subidas y bajadas del nivel freático pueden originar importantes variaciones deposicionales, pedogénicas y diagenéticas (e.g., Bustillo y Alonso-Zarza 2007; Bustillo *et al.* 2017).

En muchos casos, la transición entre el ambiente lacustre cubierto permanentemente por agua, el ambiente sub-aéreo palustre y zonas con total exposición sub-aérea es difícil de delimitar, aunque pueden diferenciarse varias *facies* y *microfacies* (Fig. 1-8; Freytet y Verrecchia 2002; Alonso-Zarza 2003). Los sistemas lacustres formados en estos ambientes áridos o semiáridos se caracterizan por ser cuerpos de agua someros, relativamente efímeros y con poca pendiente y baja energía donde precipita carbonato de grano fino (micrita) junto con restos de carofitas, moluscos y ostrácodos (e.g., Freytet y Plaziat 1982; Alonso-Zarza y Wright 2010a). Al tratarse de cuerpos de agua someros con poca pendiente, cualquier bajada del nivel del lago deja expuestas grandes superficies que pueden sufrir procesos pedogénicos. Freytet (1984) indica que para considerar a una caliza continental como palustre, esta debe presentar características de depósito lacustre primario (micrita primaria, organismos, etc) y rasgos que evidencien una posterior transformación pedogénica (trazas de raíces, grietas de desecación, brechificación, nodulización, etc).

El término calcreta se define como material terrestre compuesto principalmente, pero no de forma exclusiva, por CaCO_3 noduloso y de pulverulento a muy endurecido que se forma a partir de la introducción de carbonato de manera desplazativa o reemplazativa en suelos, rocas o sedimentos dentro del perfil pedogénico (Goudie 1973; Watts 1980). La formación de este carbonato se debe tanto a la actuación de procesos biogénicos (plantas, insectos, microbios, bacterias, cianobacterias; e.g., Phillips y Self 1987; Verrecchia *et al.* 1995) como abiogénicos (evaporación, desgasificación y evapotranspiración; e.g. Wright y Tucker 1991). La definición de calcreta mencionada en este párrafo solo hace referencia a las calcretas pedogénicas. Wright y Tucker (1991) propusieron que el término calcreta englobase tanto a las de origen pedogénico como a las calcretas freáticas o de aguas subterráneas. Las calcretas freáticas son carbonatos no pedogénicos cuya formación se debe a la cementación intersticial y reemplazamiento por carbonato de cuerpos sedimentarios dentro de acuíferos someros (Netterberg 1969; Mann y Horwitz 1979) y, al contrario que las calcretas pedogénicas, no suelen tener horizontes bien definidos (Alonso-Zarza 2003; Alonso Zarza y Wright 2010b) y dominan los rasgos abiogénicos (Mack *et al.* 2000).

Los depósitos de calizas lacustres/palustres y de calcretas han sido ampliamente descritos en cuencas dominadas por abanicos aluviales bajo climas áridos y semiáridos (e.g., Freytet y Plaziat 1982; Sanz *et al.* 1995; Alonso-Zarza *et al.* 2012). Los sistemas lacustres/palustres tienden a formarse en zonas distales de estos abanicos aluviales debido a fluctuaciones del nivel freático y bajas tasas de sedimentación detrítica, mientras que las calcretas pedogénicas suelen formarse en superficies estables del abanico aluvial donde las tasas de erosión y sedimentación también son muy reducidas (e.g., Alonso-Zarza 2003; Alonso Zarza y Wright 2010a, 2010b). Por lo tanto, la formación de estos carbonatos continentales puede proporcionar valiosa información sobre la tectónica y el clima, ya que ambos controlan el espacio de acomodación y el aporte detrítico y de agua (e.g., Cecil 1990; de Wet *et al.* 1998; Carroll y Bohacs 1999; Alonso-Zarza *et al.* 2012).

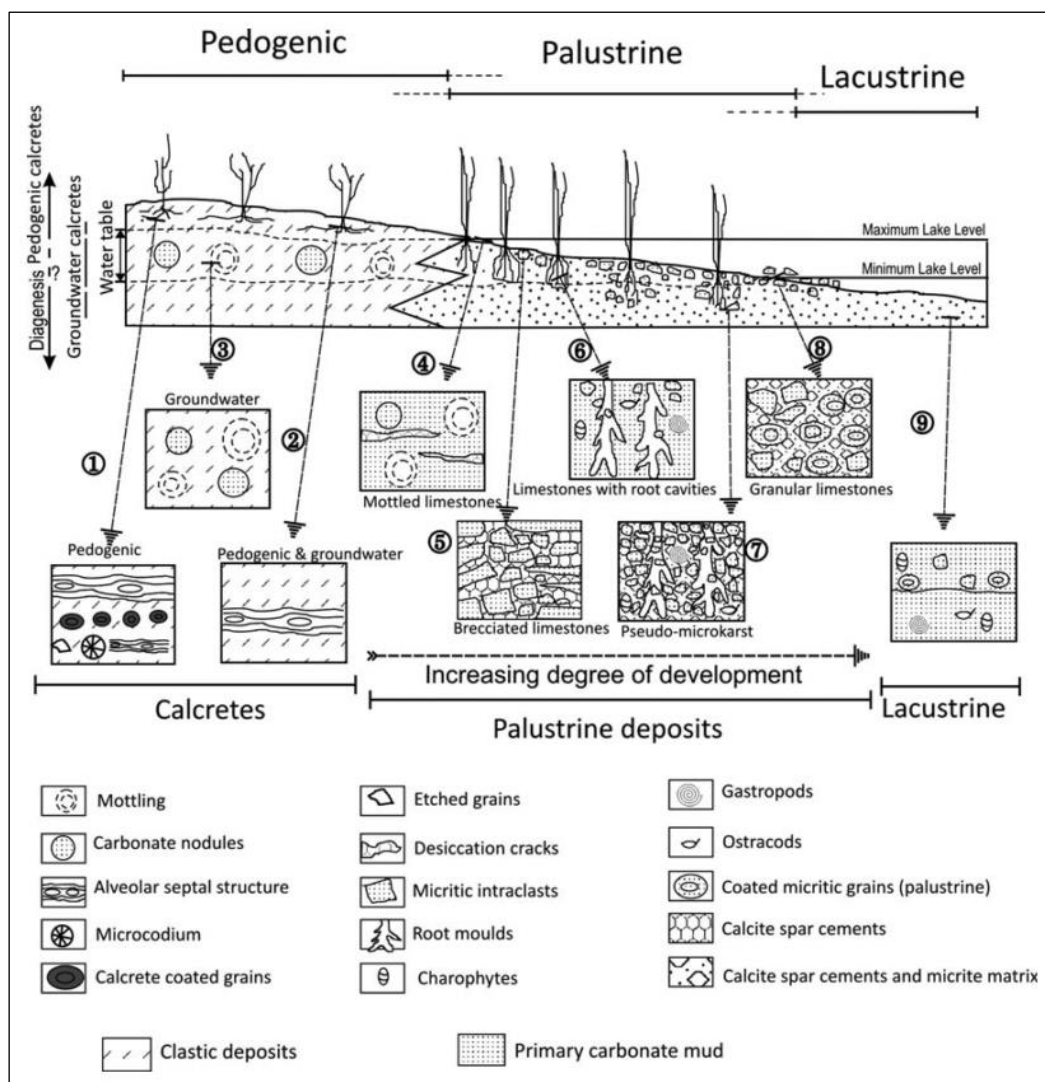


Figura I-8. Esquema mostrando los ambientes deposicionales y las principales *facies* y *microfacies* de los carbonatos lacustres, palustres y pedogénicos (tomado de Alonso-Zarza 2003).

Figure I-8. Sketch showing the depositional environments and the main *facies* and *microfacies* of the lacustrine, palustrine and pedogenic carbonates (taken from Alonso-Zarza 2003).

Los depósitos de calizas lacustres/palustres y de calcretas también han sido descritos en el registro sedimentario del Cenozoico del Desierto de Atacama. Por ejemplo, depósitos lacustres/palustres, principalmente de edad Miocena Superior o más jóvenes, han sido reconocidos en la Cuenca de Calama (Fm. Yalqui, Fm. Lasana, Fm. Opache y Fm. Chiuchiu; e.g., Blanco 2008; de Wet *et al.* 2015; Rech *et al.* 2010), en la Cuenca Quillagua Llamara (Fm. Quillagua; Sáez *et al.* 1999, 2012) y en el Salar de Atacama (Fm. Vilama; e.g. Evenstar *et al.* 2016). Oerter *et al.* (2016) describe calcretas pedogénicas en las Gravas Arrieros del Distrito Minero Centinela, al igual que Rech *et al.* (2006) en la Cuenca de Calama y Jordan *et al.* (2014) en la Pampa del Tamarugal.

1.3.2.3 Paleosuelos yesíferos: Yesicretas

El término yesicreta, llamado también costra de yeso (*gypsum crust*) en la literatura, ha sido definido como acumulaciones de 0,10 a 5 metros de espesor con más del 15% de yeso y al menos 5% más de yeso que el sustrato subyacente y formado a menos de 10 metros de profundidad (Watson 1985). Estos depósitos, generalmente de edad Cuaternaria, han sido descritos en numerosas zonas áridas como Argelia y Túnez (e.g., Watson 1988; Drake *et al.* 2004), Egipto (e.g. Aref 2003), Kuwait (e.g. Khalaf *et al.* 2014), en el Desierto del Namib (e.g., Eckardt *et al.* 2001; Viles y Goudie 2013) o Australia (e.g. Chen 1997).

Las yesicretas pueden dividirse en dos grandes grupos: pedogénicas (son las más comunes y objeto de estudio de este trabajo; e.g. Watson 1985) y no pedogénicas (yesicretas lacustres; e.g., Jacobson *et al.* 1988; Watson 1988). La formación de yesicretas pedogénicas se debe a procesos de ascenso capilar y/o iluviación, siendo este último el modelo más común (e.g., Watson 1985; Chen 1997; Eckardt *et al.* 2001). El modelo de iluviación propone que el yeso depositado en la superficie (transportado principalmente de forma eólica) es disuelto por la acción de lluvias débiles muy esporádicas y lixiviado hacia el interior del suelo, donde precipita en periodos posteriores de desecación.

Las yesicretas pedogénicas descritas en el Desierto de Atacama (Ericksen 1981; Searl y Rankin 1993; Berger y Cooke 1997; Hartley y May 1998; Rech *et al.* 2003; 2006; Ewing *et al.* 2006; Prellwitz 2007; Jordan *et al.* 2014) presentan diferencias significativas con las yesicretas comúnmente estudiadas. En primer lugar, la formación de algunas de las yesicretas del Desierto de Atacama se remonta incluso al Mioceno Medio – Superior, como las descritas en la Cuenca de Calama (Hartley y May 1998; Rech *et al.* 2006) y en la Pampa del Tamarugal (Jordan *et al.* 2014), lo que contrasta con la edad Cuaternaria de la mayoría de yesicretas descritas en la literatura. También se observan notables diferencias en composición y morfología. Por ejemplo, las yesicretas del Desierto de Atacama presentan contenidos en carbonato menor al 10% (Prellwitz 2007) o incluso al 1% (Searl y Rankin 1993; Berger y Cooke 1997; Ewing *et al.* 2006), mientras que, por ejemplo, yesicretas descritas en Irán (Moghiseh y Heidari 2012) y en el Desierto del Néguev contienen hasta un 29% y 63% de carbonato, respectivamente. Asimismo, la gran mayoría de yesicretas descritas en el Desierto de Atacama presentan, entre otros rasgos

pedogénicos, grietas verticales en forma de V (e.g., Rech *et al.* 2006; Jordan *et al.* 2014) que no son comunes en otros suelos yesíferos de otras regiones.

Como en el caso de los carbonatos continentales mencionado anteriormente, la presencia de estas yesicretas también tiene importantes implicaciones tectónicas y, sobre todo, climáticas, ya que son necesarias condiciones con bajas tasas de sedimentación y erosión, un bajo aporte de agua y altas tasas de evaporación (e.g., Hartley y May 1998; Rech *et al.* 2006), las cuales estarían asociadas a un clima hiperárido. La cantidad de agua necesaria para la formación de estos suelos también es un tema poco estudiado. Ewing *et al.* (2006) sugieren que cuando la tasa de precipitación es menor a 20 mm/a en el Desierto de Atacama no tienen lugar los procesos comunes de formación de suelos (i.e., iluviación o ascenso capilar), pero indica que sí existe una expansión del volumen neto total del suelo debido a la adición de sales y polvo eólico salino procedentes de partículas y sales disueltas que pasan de la atmósfera a la superficie (Rech *et al.* 2003; Ewing *et al.* 2006).

1.3.3 Depósitos de cobre exótico

El Desierto de Atacama también es conocido a nivel global por albergar grandes pórfidos cupríferos (e.g. Sillitoe 2012). Los pórfidos cupríferos, cuyo origen en el Norte de Chile está asociado a la generación, ascenso y emplazamiento de magmas originados por la subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana, son grandes anomalías geoquímicas de hierro y azufre con menores cantidades, pero económicamente rentables, de cobre, molibdeno y oro (e.g., Richards 2003; Richards y Mumin 2013).

La mineralización de estos pórfidos cupríferos puede clasificarse en dos tipos principales: primaria (hipógena) y secundaria (supérgena) (e.g., Sillitoe 2005, 2010). La mineralización o alteración hidrotermal hipógena consiste en la precipitación de sulfuros (i.e., pirita, calcopirita) a partir de fluidos metalíferos de alta temperatura (300-700°C) derivados de magmas calco-alcalinos emplazados en la corteza superior. Esta mineralización es consecuencia de la separación en distintas fases fluidas, del enfriamiento, de la interacción con la roca caja y de la mezcla con otros fluidos magmáticos (e.g. Richards 2013). La interacción de estos procesos da a lugar a sucesivas zonas de alteración (Fig. I-9A).

Por otro lado, la mineralización secundaria supérgena tiene lugar por la circulación de fluidos meteóricos cerca de la superficie (en los primeros 100 m) y se superpone a la pre-existente alteración hipógena (e.g. Sillitoe 2005). Esta mineralización es el resultado de la oxidación electroquímica de sulfuros y óxidos de Cu y de Cu nativo (i.e., de Cu(II) a Cu(0)), del transporte del Cu liberado como especie metálica soluble (i.e., como CuSO_4) y de la reprecipitación del Cu por reducción, sobresaturación o intercambio de cationes (Reich y Vasconcelos 2015). Estos procesos originan dos niveles diferenciados (Fig. I-9B): zona de lixiviación, donde se lixivia el Cu por la acción de aguas meteóricas, y zona de oxidación, donde reprecipita y se forman óxidos, sulfatos, hidroxidocloruros, carbonatos y silicatos de cobre.

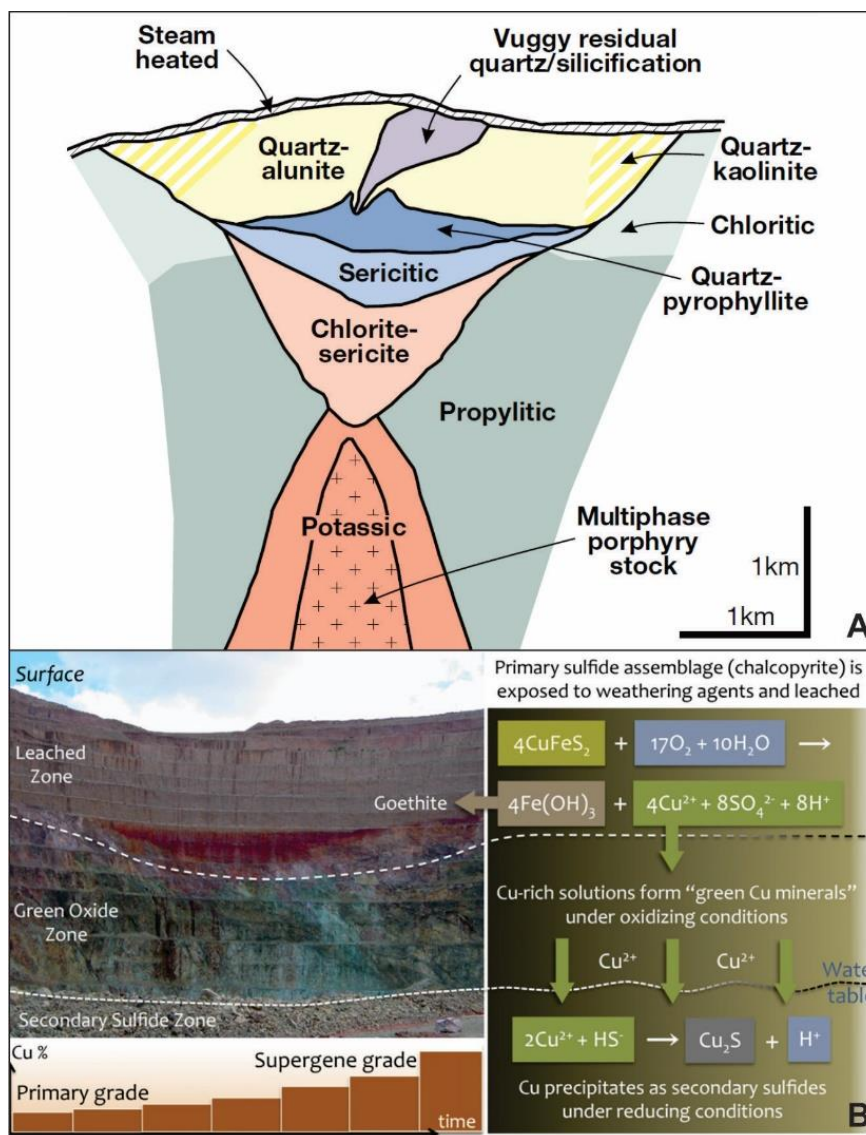


Figura I-9. (A) Esquema generalizado mostrando la alteración-mineralización hipógena de un pórfido cuprífero (tomado de Sillitoe 2010). **(B)** Representación esquemática del enriquecimiento supérgeno y procesos de oxidación de Cu. La imagen izquierda muestra el perfil supérgeno típico en la corta/rajo sur de la mina Chino (Santa Rita, Nuevo México, EEUU). El diagrama derecho muestra las reacciones representativas de oxidación y enriquecimiento de Cu asociadas a la imagen izquierda. El gráfico esquemático de la parte inferior izquierda representa el incremento en la ley de Cu que resulta de múltiples ciclos de enriquecimiento supérgeno (tomado de Reich y Vasconcelos 2015).

Figure I-9. (A) Generalized sketch showing hypogene alteration-mineralization for porphyry Cu system (taken from Sillitoe 2010). **(B)** Schematic representation of supergene oxidation and enrichment processes for Cu. The left image shows a typical supergene profile in the south pit of the Chino (Santa Rita) copper mine, New Mexico, USA. The right diagram shows the representative Cu oxidation and enrichment reactions according to the zones of the left image. The bottom left schematic plot represents the increase in ore grade that results from multiple cycles of supergene metal enrichment (taken from Reich and Vasconcelos 2015).

Además de verticalmente, las soluciones acuosas ácidas provocadas por la lixiviación de sulfuros hipógenos de Cu también pueden migrar lateralmente si las condiciones hidráulicas lo permiten,

formando los depósitos o yacimientos de Cu-exótico (Clark *et al.* 1990; Münchmeyer 1996; Chavez 2000; Sillitoe 2005). En el Desierto de Atacama, estas soluciones se filtran a través de gravas Cenozoicas poco consolidadas y/o impregnan fracturas y poros del basamento inmediatamente subyacente. Las soluciones son progresivamente neutralizadas hasta que los minerales oxidados de Cu (i.e. crisocola, malaquita, atacamita) pueden precipitar, formando entonces los yacimientos de Cu-exótico (Münchmeyer 1996; Sillitoe 2005; Campos *et al.* 2015; Fig. I-10). La mayoría de los mejores ejemplos a nivel mundial de este tipo de depósitos se dan lugar en el Desierto de Atacama, como por ejemplo los yacimientos de Mina Sur, Huiniquitipa, Sagasca, Damiana y El Tesoro (Münchmeyer 1996; Camus 2003; Mora *et al.* 2004).

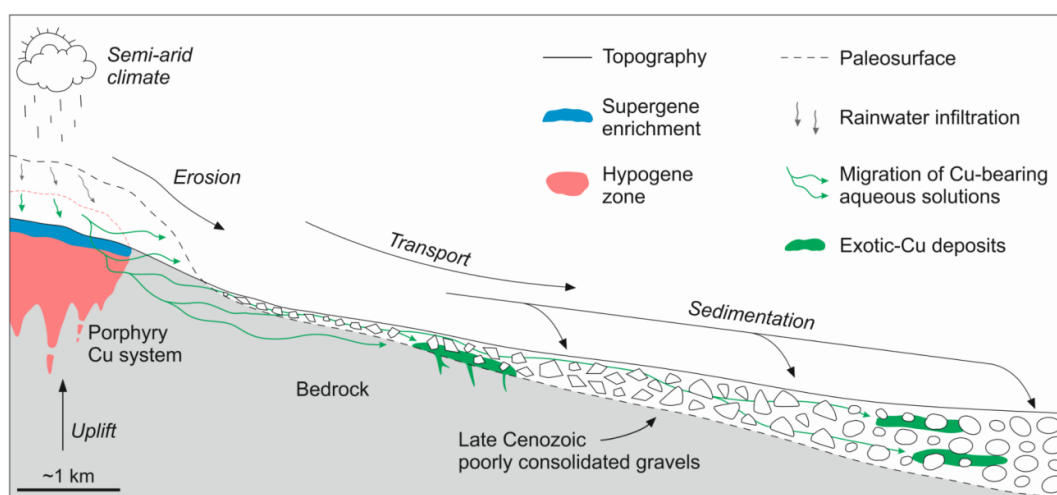


Figura I-10. Representación esquemática de un depósito de Cu-exótico y su posición relativa respecto a un pórfido cuprífero expuesto. La escala vertical está exagerada con el fin de representar mejor los depósitos de Cu-exótico. El espesor de gravas puede alcanzar un máximo de ~800 m en la posición más distal (en Fernández-Mort *et al.* 2018; basado en Münchmeyer 1996; Sillitoe 2005).

Figure I-10. Schematic representation of an exotic-Cu deposit and its relative position to an exposed porphyry copper system. Vertical scale is exaggerated in order to better represent the exotic-Cu ores. Gravel thickness can reach a maximum of ~800 m in the furthest distal position (in Fernández-Mort *et al.* 2018; based on Münchmeyer 1996; Sillitoe 2005).

La formación de depósitos de Cu-exótico está controlada por múltiples factores: procesos tectónicos y estructurales, clima, tasas de erosión, mineralogía de la mena inicial, composición de la roca caja, variaciones en el nivel freático, variaciones en el ratio pH/Eh de las soluciones acuosas ricas en Cu y actividad microbiana (Anderson 1982; Münchmeyer 1996; Chavez 2000; Sillitoe 2005; Nelson *et al.* 2007; Vasconcelos *et al.* 2015; Riquelme *et al.* 2017). El modelo tradicional de formación de estos depósitos sugiere que la mineralización se produce en el contacto entre el basamento y las gravas Cenozoicas discordantes y que es epigenética (posterior) respecto a la sedimentación de estas gravas. Sin embargo, como por ejemplo es el caso del yacimiento El Tesoro Central (objeto de estudio de esta tesis), la mineralización de Cu-exótica tiene lugar exclusivamente en niveles de gravas poco consolidadas y truncados por erosión, estando la mineralización ausente en la interfase basamento-gravas (Fig. I-11). Por lo

tanto, parece razonable que en algunos casos la mineralización de Cu-exótico pueda ser, al menos localmente, singenética (coetánea) con la formación de las gravas aluviales de cobertura y que su ambiente deposicional pudo haber ejercido un importante control en la formación de yacimientos de Cu-exótico.



Figura I-11. Vista panorámica de la mina El Tesoro Central como ejemplo un cuerpo mineralizado hospedado únicamente en gravas y formado lejos de la interfase basamento-gravas.

Figure I-11. Panoramic view of the El Tesoro Central mine as an example of a mineralized body exclusively hosted in gravels and formed far from the bedrock-gravels interface.

Como se ha mencionado anteriormente, los yacimientos de Cu-supérgeno, y por extensión los de Cu-exótico, también han sido objeto de estudio para interpretar la evolución paleoclimática del Desierto de Atacama. Estos depósitos se consideran indicadores de periodos climáticos relativamente más húmedos y han sido registrados desde los ca. 45 Ma hasta los 6 Ma (e.g., Alpers y Brimhall 1988; Sillitoe y McKee 1996; Mote *et al.* 2001; Bouzari y Clark 2002; Hartley y Rice 2005; Arancibia *et al.* 2006; Reich *et al.* 2009; Bissig y Riquelme 2010), existiendo dos eventos principales de intensa actividad supérgena a los ca. 20 y 14 Ma (Sillitoe y McKee 1996; Arancibia *et al.* 2006). El hecho de calificar estos episodios como “húmedos” es totalmente relativo, ya que en el Desierto de Atacama estos periodos son simplemente “menos áridos” que la tendencia climática general. La importancia de un clima árido en el desarrollo de perfiles supérgenos está evidenciada por la gran influencia de la evaporación en la formación de minerales supérgenos (e.g., alunita, jarosita) en las zonas lixiviadas de pórfidos cupríferos (Bird *et al.* 1989; Sillitoe 2005; Bissig y Riquelme 2010). En la misma línea, la presencia de atacamita (hidroxocloruro de cobre) en la mayoría de yacimientos de Cu-supérgeno/-exótico también revela el predominio de condiciones climática áridas, ya que este mineral requiere soluciones salinas para su formación y un clima hiperárido para su preservación (Cameron *et al.* 2007; Reich *et al.* 2008, 2009; Palacios *et al.* 2011).

1.4 Metodología

1.4.1 Trabajo bibliográfico

La primera parte de esta Tesis Doctoral consistió en una recopilación de bibliografía relacionada con los objetos geológicos a analizar en este trabajo y de esta forma poder conocer en profundidad los antecedentes del tema de investigación. Esta labor resulta fundamental debido al carácter multidisciplinar de esta tesis, por lo que resulta muy importante conocer y dominar la bibliografía de cada una de estas disciplinas y ser capaz de integrarlas entre sí. Esta labor de recopilación y revisión bibliográfica se prolongó durante todo el periodo de Tesis Doctoral.

En primer lugar, se revisaron trabajos científicos regionales y Cartas u Hojas Geológicas del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN) para conocer la geología del Norte de Chile y, en particular, la evolución del antearco Andino en el Desierto de Atacama. A continuación, el trabajo bibliográfico se centró en trabajos sobre la discusión paleoclimática Cenozoica del Desierto de Atacama, la cual aglutina decenas de estudios en las últimas dos décadas que se centran en lograr datar mediante distintos métodos o *proxies* el comienzo del régimen hiperárido que existe en la actualidad. En esta revisión del contexto geológico también se incluyen trabajos que describen el registro sedimentario o cobertera Cenozoica (Gravas de Atacama) del antearco Andino.

Asimismo, se han revisado un gran número de trabajos sedimentológicos y petrológicos principalmente relacionados con abanicos aluviales en cuencas continentales cerradas o semi-cerradas dominadas por climas áridos y semiáridos, así como sobre depósitos lacustres someros y palustres formados en estos ambientes. También se consultó numerosa bibliografía acerca de procesos diagenéticos y pedogénicos en todo tipo de ambientes, especialmente en contextos continentales con clima árido. Por último, se revisaron trabajos del área de geología económica y recursos minerales, centrándose en estudios sobre enriquecimiento supérgeno de cobre y mineralización de Cu-exótico asociados a sistemas de pórfidos cupríferos.

1.4.2 Trabajo de campo

Reconocimiento del terreno y cartografía

Se realizaron varias campañas de campo (entre 30 y 40 días totales de terreno) repartidas entre las dos zonas de estudio de esta tesis: el Distrito Minero Centinela y la Cuenca Quebrada El Profeta.

Las primeras salidas o campañas cortas de campo sirvieron para familiarizarse con el terreno y buscar afloramientos para poder realizar el trabajo estratigráfico. En el caso del Distrito Minero Centinela, las zonas concretas de estudio estaban bien definidas. El trabajo se desarrolló en la mina de cielo abierto (rajo o corta) de El Tesoro Central y en afloramientos cercanos ya conocidos. El mapeo o cartografía de El Tesoro Central se realizó desde un mirador situado en la parte norte de la corta, caminando a través de las rampas de operación de la mina y mediante

fotografía aérea y topografía de detalle proporcionada por Antofagasta Minerals S.A., empresa propietaria de la mina.

El caso de la Cuenca Quebrada El Profeta fue más complejo. La zona de estudio es más extensa y prácticamente no existen trabajos previos, por lo que fue necesaria la búsqueda de afloramientos bien expuestos. La aridez del Desierto de Atacama inhibe la presencia de vegetación y favorece la cartografía mediante fotografía aérea e imagen satelital, pero comúnmente también impide la incisión de cañones que dejen expuestas unidades de gravas Cenozoicas relativamente antiguas. En esta zona se realizó una cartografía de detalle mediante imagen satelital y posteriormente se reconocieron las distintas unidades de gravas en el campo.

Estratigrafía

Entre las dos zonas de estudio, se levantaron más de ~500 metros de columnas estratigráficas entre ambas zonas de estudio a escala 1:100 y, en algunos tramos específicos, 1:50. La columna estratigráfica levantada en El Tesoro Central presenta menor detalle que el resto debido al poco tiempo disponible para ello, ya que solo se pudo trabajar durante periodos de tiempo muy cortos debido a las operaciones de explotación de la mina. El levantamiento de esta columna se realizó caminando por las rampas de operación desde la parte alta de la corta hasta el afloramiento más bajo topográficamente. Fuera de la mina, se levantó una columna estratigráfica en la localidad El Muro, mientras que en la localidad Atravesado se complementó y se hicieron pequeñas modificaciones del trabajo realizado por Riquelme *et al.* (2017). En el caso de la Cuenca Quebrada El Profeta, se levantaron cuatro columnas estratigráficas en otras tantas localidades.

La descripción e interpretación de *facies* detríticas se ha llevado a cabo siguiendo el criterio propuesto por Miall (1996, 2010) para *facies* aluviales y por Nichols (2009) y Harvey (2011) para sistemas de abanicos aluviales. También se han considerado otros trabajos sedimentológicos desarrollados en el Desierto de Atacama (e.g., May *et al.* 1999; Sáez *et al.* 1999, 2012; Blanco 2008; Nalpas *et al.* 2008; Evenstar *et al.* 2016). Para el caso de *facies* continentales carbonáticas y de paleosuelos se han seguido principalmente los trabajos realizados en las Cuencas Cenozoicas de España (e.g., Sanz *et al.* 1995; Arenas y Pardo 1999; Alonso-Zarza y Calvo 2000; Alonso-Zarza 2003; Alonso-Zarza y Wright 2010a, 2010b; Alonso-Zarza *et al.* 2012; Bustillo y Bustillo 2000; Bustillo y Alonso-Zarza 2007; Bustillo 2010; Bustillo *et al.* 2017), así como también trabajos llevados a cabo en el Desierto de Atacama en niveles lacustres, palustres y yesicretas (e.g., Hartley y May 1998; Ewing *et al.* 2006; Rech *et al.* 2006; 2010; de Wet *et al.* 2015). La Tabla I-1 resume el código de *facies* (modificado de Miall 1996, 2010) utilizado en este trabajo.

Muestreo

Se tomaron muestras para realizar estudios petrográficos, difracción de rayos-X y análisis de isotopía de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. En El Tesoro Central se tomaron muestras de roca, especialmente de los dos depósitos de Cu-exótico y de los niveles de caliza, y de matriz fina a lo largo de toda la serie sedimentaria descrita. Las muestras de matriz fina siempre se tomaron como mínimo a 20

Código	Facies
Gmm	Conglomerados y brechas masivas, sin estructura interna, de base y techo mal definidos, generalmente matriz-soportados, mal seleccionados con clastos angulosos y sub-angulosos.
Gcm	Conglomerados y brechas masivas, sin estructura interna, de base y techo mal definidos, generalmente clasto-soportados, mal seleccionados con clastos sub-angulosos y sub-redondeados.
Gh	Conglomerados y brechas masivas, sin estructura interna, de base y techo planos y bien definidos, mal seleccionados, con clastos sub-angulosos y subredondeados.
Gcn	Conglomerados bien estratificados, generalmente clasto-soportados, moderadamente seleccionados con clastos sub-redondeados, con base erosiva e imbricación de clastos incipiente y, en algunos casos, ligera estratificación o laminación paralela.
Gpt	Conglomerados bien estratificados, generalmente clasto-soportados, moderadamente seleccionados con clastos sub-redondeados y con estratificación cruzada plana o en surco (artesa).
Sm	Areniscas masivas, sin estructura interna, mal seleccionadas variando de arena fina a gruesa y con clastos dispersos.
Sh	Areniscas con laminación paralela incipiente, mal seleccionadas variando de arena fina a gruesa y con clastos dispersos.
Spt	Areniscas con laminación cruzada plana o en surco (artesa), mal seleccionadas variando de arena fina a gruesa y con clastos dispersos.
Fsm	Limos masivos, sin estructura interna y con clastos dispersos.
Fl	Limos con laminación paralela incipiente y con clastos dispersos.
Fm	Limos masivos, sin estructura interna, con clastos dispersos y presencia de trazas de raíces.
Fr	Limos masivos, sin estructura interna, con clastos dispersos y presencia de fragmentos vegetales calcificados y retrabajados.
Lm	Calizas masivas con restos de fauna (bioclastos indiferenciados) y vegetales.
Lb	Calizas nodulosas y brechoides con trazas de raíces, grietas de desecación y alto contenido de sedimentos detríticos.
Lmg	Calizas margosas de composición mixta (carbonática y silíceas).
Pc	Paleosuelos carbonáticos (calcreta o calcisol) poco desarrollados.
Py	Paleosuelos con alto contenido en yeso (yesicreta) y rasgos pedogénicos evidentes (pérdida de fábrica primaria, grietas verticales, clastos implosionados, etc).
Gc	Gravas muy cementados por carbonato masivo, con base y techo definidos, sin estructura interna ni horizontes o rasgos pedogénicos aparentes.
Gy	Gravas muy cementados por yeso masivo, con base y techo definidos, sin estructura interna, ni horizontes o rasgos pedogénicos aparentes.

Tabla I-1. Resumen de las *facies* descritas en este trabajo junto con su código de *facies* (modificado de Miall 1996; 2010).

Table I-1. Summary of the *facies* described in this work together with their *facies* code (modified from Miall 1996, 2010).

cm de profundidad en el afloramiento, descartando la fracción superficial para evitar contaminación, ya que los bancos de la mina eran regados periódicamente para evitar nubes de polvo. Algunas de las muestras de mano de los depósitos de Cu-exótico se obtuvieron en zonas de acopio de la mina. En el resto de localidades del Distrito Minero Centinela y de la Cuenca Quebrada El Profeta también se tomaron muestras en polvo de la matriz fina y muestras de mano, especialmente de los niveles de caliza y de paleosuelos.

1.4.3 Estudio petrológico

Para llevar a cabo el estudio petrológico de las muestras de roca se comenzó cortándolas con una sierra de disco para dejar expuestas superficies o caras pulidas. La gran parte de estas muestras, sobre todo las correspondientes a los depósitos de Cu-exótico, fueron fotografiadas y/o escaneadas mediante un escáner de escritorio convencional ante una posible destrucción o deterioro al realizar sobre ellas otro tipo de análisis, así como para describir adecuadamente los rasgos macroscópicos de cada muestra.

Observaciones preliminares mediante lupa binocular

Las muestras ya cortadas y pulidas se observaron en primer lugar mediante una lupa binocular convencional con el propósito de identificar y seleccionar zonas con texturas y mineralogías de interés para realizar láminas delgadas (cortes transparentes), análisis de difracción de rayos-X y de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$).

Microscopía petrográfica

El estudio petrológico microscópico se llevó a cabo en un total de 62 láminas delgadas o cortes transparentes, los cuales se confeccionaron en distintos laboratorios. Veinticinco se realizaron en la empresa Gabgeo (Antofagasta, Chile), donde se realizaron 6 cortes transparentes grandes de tamaño 76x51 mm y el resto de tamaño estándar (45x25 mm). Las láminas delgadas restantes (37) se confeccionaron en la Facultad de CC. Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid (España). Varias de estas últimas láminas se realizaron con muestras muy poco cohesionadas, por lo que fue necesario secarlas durante varios días a 40°C para después embutirlas en una cámara de vacío con resina epoxy. Este procedimiento permitía, como en el resto de casos, cortar y pulir los tacos, adherirlos a los portaobjetos y pulirlos nuevamente hasta conseguir el espesor de 30 μm .

Las láminas delgadas o cortes transparentes fueron estudiados mediante un microscopio petrográfico convencional en la Universidad Católica del Norte (Antofagasta, Chile), en el

Géoscience Environnement Toulouse (GET, en Toulouse, Francia) mediante un microscopio óptico polarizador modelo Nikon Eclipse E600 PPOL (Fig. I-12A) y en la Universidad Complutense de Madrid. La mayor parte del estudio se realizó en Madrid mediante un microscopio modelo Olympus BX51P acoplado a una cámara fotográfica digital modelo Color View III (Fig. I-12B). Las imágenes se trataron con el software de Olympus Cell^B©.

Microscopía Electrónica de Barrido (SEM)

La microscopía electrónica de barrido (SEM) se utilizó para estudiar en detalle la morfología de los cristales y las relaciones texturales entre ellos. Se utilizó principalmente en las muestras provenientes de los depósitos de Cu-exótico para observar las relaciones texturales entre las fases ricas en Cu (crisocola, atacamita) y las minerales carbonáticos y silíceos. Además, esta técnica también permite obtener análisis químicos elementales (composición de óxidos) semi-cuantitativos.

Las muestras para el SEM se seleccionaron a partir de las muestras cortadas y pulidas y de los tacos correspondientes a las láminas delgadas previamente estudiadas mediante petrografía convencional. Las muestras seleccionadas se metalizaron con oro o se vaporizaron con grafito para aumentar su conductividad. Al tratarse de muestras con carbonato, era preferible utilizar oro para no provocar interferencias en los análisis químicos.

Los análisis se llevaron a cabo en la Centro Nacional de Microscopía Electrónica (ICTS-CNME) de la Universidad Complutense de Madrid mediante un microscopio electrónico de barrido modelo JEOL JSM 6400 operando a 20 kV (Fig. I-12C). Este instrumento está equipado con un detector de electrones retrodispersados y un sistema de microanálisis de rayos-X por energía dispersiva (XEDS).

1.4.4 Difracción de Rayos-X

Se llevaron a cabo un total de 98 análisis difracción de rayos-X en dos tipos de muestras. Por un lado, en muestras de la matriz fina obtenidas directamente en los afloramientos. Por otro lado, en puntos específicos de muestras con superficies pulidas o en los tacos de las láminas delgadas. Estas últimas muestras se extraían utilizando un microtaladro o torno odontológico con distintos cabezales (Fig. I-13A y 13B). La primera fracción de polvo se descartaba para evitar contaminación. Ambos tipos de muestras se pulverizaban con un mortero de ágata mecánico para conseguir un tamaño menos a 100 μm . Las muestras se analizaron en la Universidad Complutense de Madrid y en la Universidad Católica del Norte mediante difractómetros modelo Philips PW-1710 y modelo Siemens D8 Advance, respectivamente, ambos operando a 40 kV y 30 mA con una fuente de radiación monocromática de $\text{CuK}\alpha$. Se duplicaron análisis en ambos equipos para comparar y verificar resultados. Los difractogramas obtenidos se interpretaron utilizando el software DiffracPlus Eva, con el que se identificó cada especie mineral presente y su proporción.



Figura I-12. (A) Microscopio óptico modelo Nikon Eclipse E600 PPOL del Géoscience Environnement Toulouse (GET, Toulouse, Francia). (B) Microscopio óptico modelo Olympus BX51P de la Universidad Complutense de Madrid (España). (C) Microscopio electrónico (SEM) modelo JEOL JSM 6400 del Centro Nacional de Microscopía Electrónica (ICTS-CNME) de la Universidad Complutense de Madrid.

Figure I-12. (A) Optical microscope Nikon Eclipse E600 PPOL from the Géoscience Environnement Toulouse (GET, Toulouse, France). (B) Optical microscope Olympus BX51P from the Universidad Complutense de Madrid (Spain). (C) Scanning electron microscope (SEM) JEOL JSM 6400 from the Centro Nacional de Microscopía Electrónica (ICTS-CNME) of the Universidad Complutense de Madrid.

1.4.5 Análisis de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$)

Se llevaron a cabo un total de 93 de análisis de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Los análisis se realizaron en muestras previamente analizadas en la difracción de rayos-X para comprobar que existía un alto contenido en calcita y evitar proporciones relativamente altas de nitrato (NaNO_3), ya que el ácido nitroso producido por este mineral tras la preparación de la muestra es extremadamente nocivo para los equipos utilizados, especialmente para el espectrómetro. Como en el caso de los análisis de difracción de rayos-X, se analizaron muestras de matriz fina carbonática y otras extraídas de puntos específicos de muestras de mano y tacos de láminas delgadas correspondientes a calizas, calcretas, gravas con matriz carbonática, yesicretas con un alto (relativo) % en carbonato y muestras de los depósitos de Cu-exótico. La primera fracción de muestra extraída se eliminó para evitar contaminación.

Cuarenta y dos de las muestras se analizaron en el Mineral Deposit Research Unit (MDRU), University of British Columbia (Vancouver, Canadá) mediante la técnica *off-axis integrated cavity*

output spectroscopy (OA-ICOS) siguiendo el procedimiento descrito por Barker *et al.* (2011). Las 51 muestras restantes fueron analizadas en el Laboratorio de Análisis de Isótopos Estables (IRMS) de la Universidad de Barcelona (España). Las muestras se disolvían con ácido fosfórico al 100% a 70°C durante 3 minutos y el CO₂ resultante era analizado mediante un analizador isotópico modelo Thermo Finnigan Carbonate Kiel Device III acoplado a un espectrómetro modelo Thermo Finnigan MAT-252 (Fig. I-13C), siguiendo el protocolo descrito por McCrea (1950).

Ambas técnicas (OA-ICOS y espectrometría convencional) han sido comparadas en la literatura y entregan resultados con precisión y exactitud muy similares (e.g., Lis *et al.* 2008; Barker *et al.* 2011). Todos los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ fueron corregidos usando el estándar internacional NBS-19 y los resultados se expresan en ‰ y referidos a al estándar V-PDB (*Pee Dee Belemnite*). El error analítico es de $\pm 0,01$ ‰ y $\pm 0,02$ ‰ para los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, respectivamente.

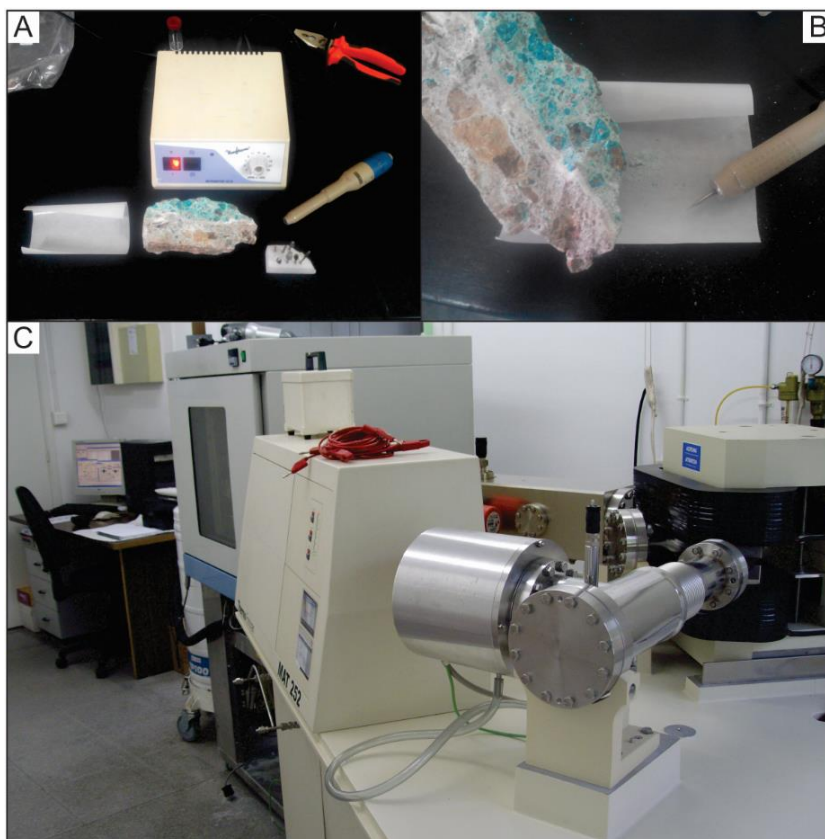


Figure I-13. (A) Motor odontológico con diferentes cabezales de la Universidad Complutense de Madrid. (B) Vista en detalle de la fracción fina extraída de un punto específico de una muestra de mano rica en Cu. (C) Espectrómetro de masas modelo Thermo Finnigan MAT-252 del Laboratorio de Análisis de Isótopos Estables (IRMS) de la Universidad de Barcelona (España).

Figure I-13. (A) Odontologique engine or lathe with different heads or drills from the Universidad Complutense de Madrid. (B) Zoom view of the fine-grained fraction extracted from a specific point of a copper-bearing hand sample (C) Thermo Finnigan MAT-252 mass spectrometer from the Laboratorio de Análisis de Isótopos Estables (IRMS) of the Universidad de Barcelona (Spain).

Capítulo II

La Cuenca Quebrada El Profeta

2.1 Introducción

2.1.1 Situación geográfica

La Cuenca Quebrada El Profeta (CQP) es una cuenca Cenozoica, continental e intramontañosa emplazada en la Precordillera del antearco Andino del Norte de Chile (Fig. II-1). La CQP (~24°55'S, ~69°15'O) se sitúa a ~200 km al sureste de la ciudad de Antofagasta y a una altura aproximada de 3.000 m.s.n.m. Está flanqueada al este por la Sierra de Varas y al oeste por la Sierra de Argomedo y contiene uno de los registros sedimentarios desde el Eoceno al Cuaternario más completos del Desierto de Atacama. Como sistema hidrográfico, la cuenca bordea la parte de sur de la Sierra de Argomedo y drena hacia el NNO a través de la Depresión Central.

2.1.2 Marco Geológico

El registro geológico de la Cuenca Quebrada El Profeta abarca un periodo comprendido entre el Devónico y el Cuaternario (Fig. II-1). Este registro representa la evolución geológica de este segmento de la Precordillera durante los ciclos tectónicos Gondwánico, Pre-Andino y Andino (González *et al.* 2015). La zona sur de la CQP sufrió diversos eventos de deformación principalmente registrados en los bordes de cuenca (Sierra de Varas y Sierra de Argomedo). Esta deformación polifásica muestra (1) una deformación sinsedimentaria triásica de rumbo NO-SE (Niemeyer *et al.* 2004), (2) cabalgamientos y plegamientos con orientación N-S que pueden ser correlacionados con la fase de deformación KT (González *et al.* 2015; Peralta 2015), (3) una deformación transcurrente ocurrida durante la Fase Incaica (Eoceno Superior – Oligoceno Inferior) que afectó a todas las fases de deformación anteriores (González *et al.* 2015) y (4) una reactivación inversa durante el Neógeno (González *et al.* 2015; Peralta 2015).

A continuación, se describe el basamento sobre el que está formada la CQP y las unidades o formaciones que lo conforman. En este apartado también se incluyen unidades volcano-sedimentarias del Paleógeno.

Paleozoico Superior

Formación Argomedo (Devónico Inferior – Carbonífero Superior; Breitreuz, 1986): Rocas siliciclásticas (conglomerados, areniscas y lutitas) formadas en un ambiente de plataforma marina somera estable intermareal-submareal alternado con episodios turbidíticos (Breitreuz 1986; González *et al.* 2015).

Formación La Tabla (Carbonífero Superior – Pérmico Inferior; García 1967; Cornejo *et al.* 1993): Tobas dacíticas, brechas andesíticas y andesitas formadas durante un intenso volcanismo explosivo subaéreo con abundante flujos piroclásticos

Rocas Intrusivas del Paleozoico Superior: Rocas plutónicas de composición ácida a intermedia (dioritas, tonalitas, monzonitas y granitos) pertenecientes a diversos complejos plutónicos (e.g.,

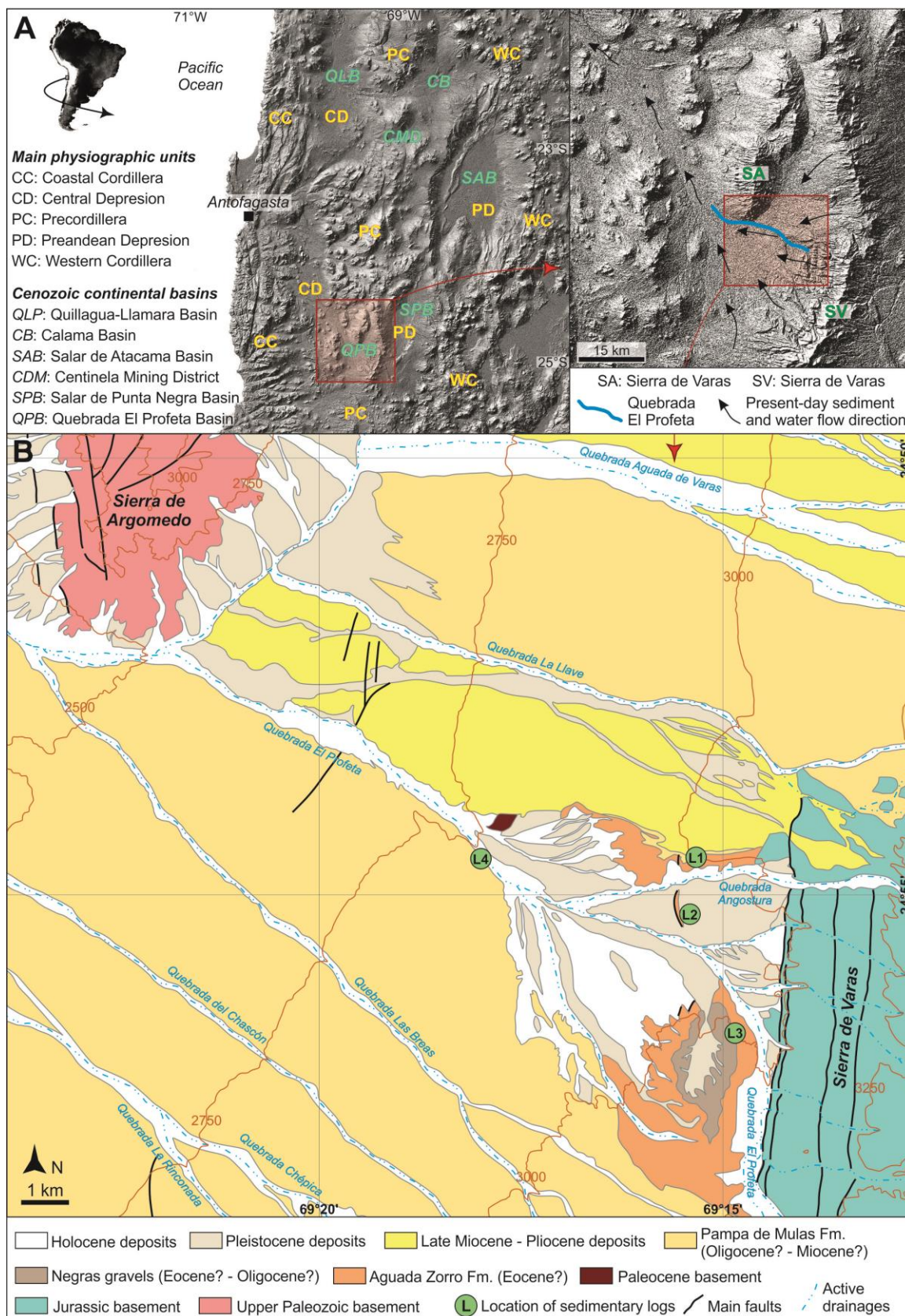


Figura II-1. (A) DEM (Modelo Digital de Elevación) mostrando las principales unidades fisiográficas (amarillo) y las principales cuencas Cenozoicas de antearco (azul) entre los 22°S y 25,5°S. El cuadrado rojo indica la posición de la Cuenca Quebrada El Profeta. A la derecha, zoom de la zona SE de la cuenca. El

cuadro rojo indica el área de estudio mostrada en (B). **(B)** Mapa geológico del área de estudio mostrando las localidades (L) donde se levantaron las columnas estratigráficas.

Figure II-1. (A) DEM (Digital Elevation Model) showing the main physiographic units (yellow) and the main Cenozoic forearc basins (blue) between 22°S and 25.5°S. The red square indicates the location of the Quebrada El Profeta Basin. On the right, zoom view of the SE part of the basin. The red square indicates the study area shown in (B). **(B)** Geological map of the study area showing the locations (L) of the stratigraphic logs

Complejo Plutónico Punta el Viento; Naranjo y Puig 1984; Venegas *et al.* 2013; Complejo Plutónico Argomedo; Marinovic *et al.* 1995; González *et al.* 2015).

Mesozoico

Formación Cerro Guanaco (Triásico Superior; González *et al.* 2015): Brechas andesíticas, basaltos, brechas piroclásticas, tobas dacíticas, riolitas, areniscas y conglomerados tobáceos formados en un sistema volcanosedimentario continental subaéreo (Alfaro *et al.* 2015; González *et al.* 2015).

Formación Sierra de Varas (Triásico Superior; Marinovic *et al.* 1995): Rocas piroclásticas, volcanosedimentarias y calizas lacustres depositadas en una cuenca perivolcánica continental (González *et al.* 2015).

Formación Profeta (Triásico Superior – Jurásico Superior; Chong 1973; Marinovic *et al.* 1995): Calizas marinas fosilíferas, rocas siliciclásticas y evaporíticas depositadas en la cuenca de trasarco ubicada al este del arco volcánico jurásico (actual Cordillera de la Costa; González *et al.* 2015).

Paleógeno (Paleoceno – Eoceno Medio)

Formación Chile-Alemania (Paleoceno – Eoceno Inferior; Chong 1973; Marinovic *et al.* 1995; Espinoza *et al.* 2012; Venegas *et al.* 2013): Tobas, andesitas y riolitas formadas en un arco volcánico de carácter continental y subaéreo (González *et al.* 2015).

Estratos de Quebrada Blanca (Eoceno Medio; González *et al.* 2015): Tobas y andesitas formadas durante las últimas manifestaciones del volcanismo paleógeno.

2.2 Litoestratigrafía del Cenozoico

El relleno sedimentario continental del Cenozoico Superior de la Cuenca Quebrada El Profeta (CQP) ha sido descrito casi exclusivamente por Chong (1973), según el cual dicho relleno sedimentario está compuesto por las Formaciones Aguada Zorro (FAZ) y Pampa de Mulas (FPM). Por otra parte, González *et al.* (2015) define una unidad más reciente conocida como Depósitos aluviales del Mioceno Superior – Plioceno (DMP), así como depósitos aluviales más jóvenes de edad Pleistocena y Holocena.

Chong (1973) definió por primera vez la Fm. Aguada Zorro (FAZ) y la describe como una unidad compuesta por “conglomerados continentales bien estratificados depositados por avenidas torrenciales esporádicas en un ambiente desértico”. Chong (1973) le asignó una edad tentativa de “Terciario Inferior” (¿Eoceno?) basándose exclusivamente en su relación estratigráfica con la unidad superior, la Fm. Pampa de Mulas (FPM). La ausencia de niveles volcánicos intercalados en la serie complica la datación de esta formación. González *et al.* (2015) obtuvo dos edades máximas de depósito de $44,6 \pm 0,5$ Ma y $59,2 \pm 0,4$ Ma (Fig. II-2) mediante U-Pb en circones detríticos obtenidos en dos muestras de la mitad inferior de la FAZ, por lo que a esta formación se le podría asignar una edad máxima aproximada de Eoceno Inferior – Medio, desconociéndose su edad mínima.

La Fm. Pampa de Mulas (FPM) fue definida por Chong (1973) y está compuesta por “conglomerados y brechas depositadas por avenidas torrenciales esporádicas en un ambiente desértico”. Este autor le asignó una edad de Oligoceno – Mioceno Inferior basándose en su relación estratigráfica con la FAZ y en una datación de K-Ar de $13,6 \pm 1,7$ Ma de una ignimbrita intercalada en la parte alta de la FPM y que aflora al sur del área de estudio. Esta ignimbrita, conocida en la literatura como Ignimbrita Río Frío (Fig. II-2), tiene una gran extensión regional y ha sido datada posteriormente en numerosas localidades, entregando una edad de *ca.* 17 Ma (e.g. Naranjo y Puig 1984; Marinovic *et al.* 1995; Venegas *et al.* 2013; González *et al.* 2015). De esta forma, la FPM tiene una edad mínima de 17 Ma (Mioceno Inferior), pero la edad de su base podría extenderse hasta el Eoceno ya que no existen más datos geocronológicos.

González *et al.* (2015) definió la unidad Depósitos aluviales del Mioceno – Plioceno (DMP) asignándole esta edad mediante la datación por U-Pb en circones obtenidos en un nivel de ceniza volcánica de $9,56 \pm 0,09$ Ma (Fig. II-2). Esta datación se realizó en una muestra obtenida en el flanco norte de la Quebrada El Profeta. De igual manera, Marinovic *et al.* (1995) dató un lente de ceniza por K-Ar en biotita en $5,4 \pm 1,6$ Ma (límite Mioceno – Plioceno) correspondiente a la Fm. Pampa de Mulas, pero esto ha sido reinterpretado por González *et al.* (2015) como un depósito correspondiente a la parte alta de los DMP.

El presente trabajo se centra materiales correspondientes a las unidades Fm. Aguada Zorro (FAZ), Fm. Pampa de Mulas (FPM) y Depósitos aluviales del Mioceno Superior – Plioceno (DMP). Asimismo, se ha reconocido una nueva unidad de gravas depositadas discordantemente sobre la FAZ nombrada como Gravas Negras (GN). La FAZ y las GN afloran principalmente en el

núcleo de una estructura sinclinal de la Quebrada el Profeta, mientras que las unidades FPM y DMP afloran mayoritariamente al sur y norte de esta quebrada, respectivamente (Fig. II-1), y están depositadas discordantemente sobre la FAZ y las GN. Para la descripción de estas unidades se levantaron cuatro columnas estratigráficas en cuatro localidades (L; Figs. II-2, II-3, II-4, II-5 y II-6), que conforman un total de 256 metros de serie (Fig. II-7).

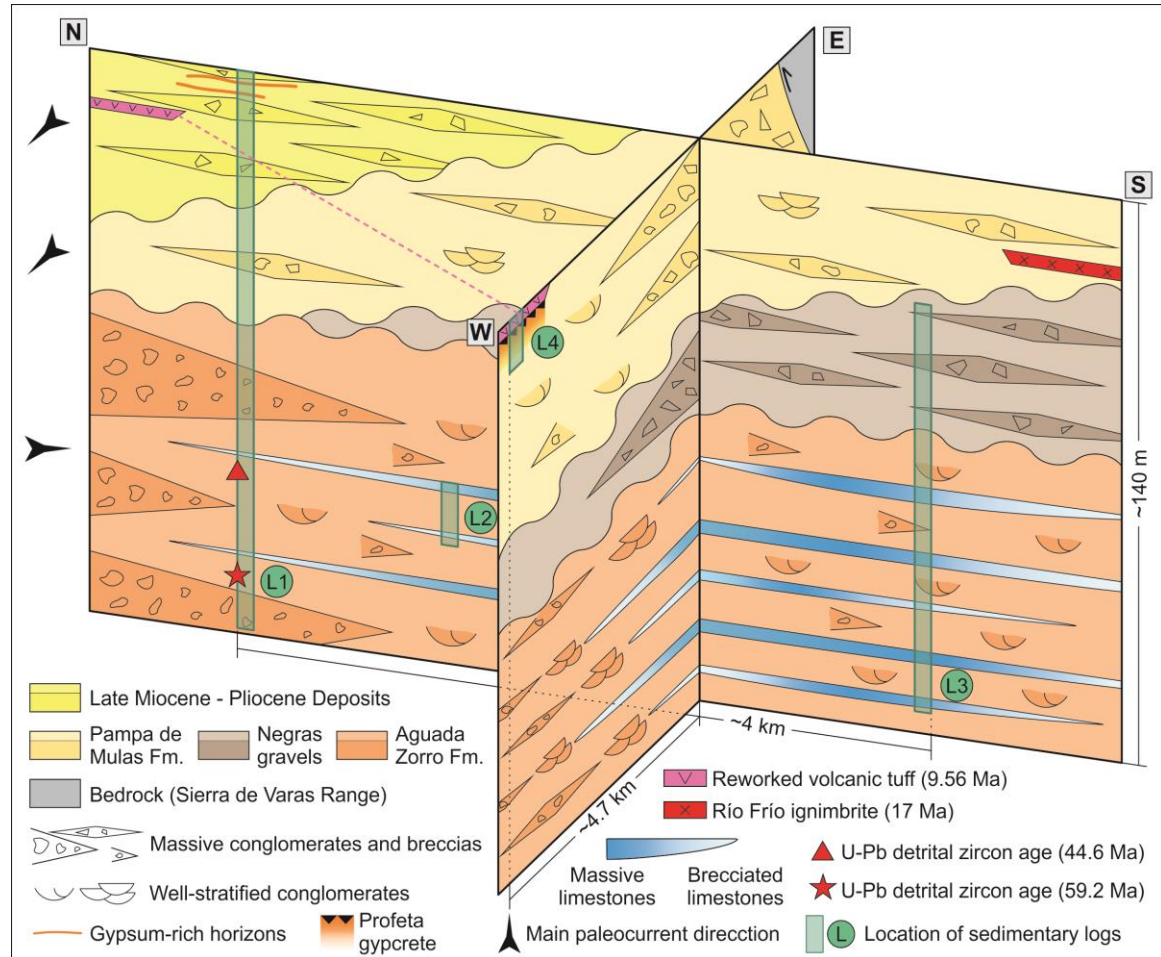


Figura II-2. Panel estratigráfico en 3D mostrando esquemáticamente la distribución de las unidades sedimentarias y las localidades (L) de las columnas estratigráficas.

Figure II-2. Schematic 3D stratigraphic panel showing roughly the distribution of the sedimentary units and the locations (L) of the sedimentary logs.

2.2.1 Descripción de las columnas estratigráficas

Localidad 1 (L1)

Coordenadas: 24°54'36.16"S / 69°16'7.90"O (base) - 24°54'30.33"S / 69°14'28.46"O (techo)

Potencia: 124 metros

Esta columna se realizó en los márgenes septentrionales de las quebradas El Profeta y Angostura (Figs. II-1, II-3 y II-4) e incluye materiales correspondientes, de base a techo, a las uni-

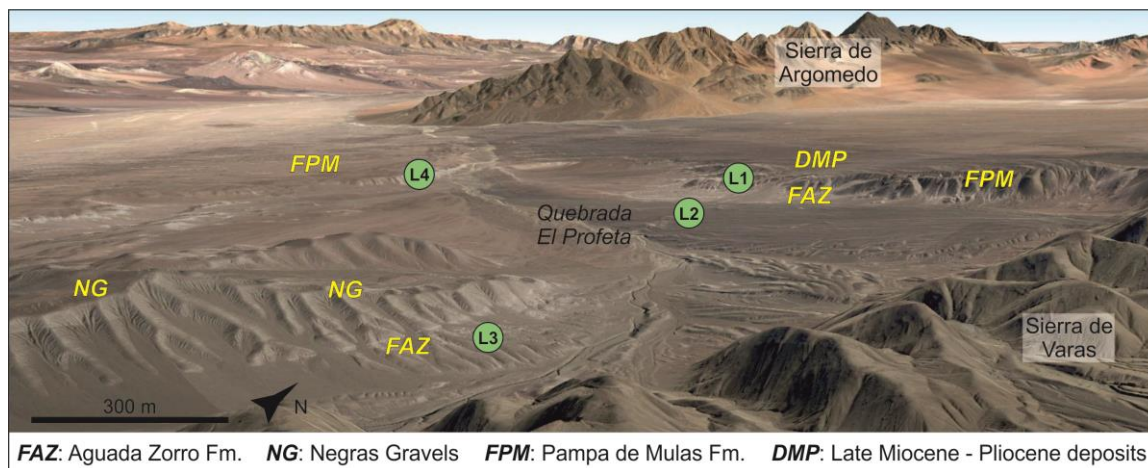


Figura II-3. Vista panorámica de Google Earth tomada desde la Sierra de Varas mostrando la situación de las localidades (L) donde se levantaron las columnas estratigráficas.

Figure II-3. Panoramic Google Earth view taken from the Sierra de Varas range showing the different locations (L) of the stratigraphic logs.

dades FAZ, FMP y DMP. En esta columna, la FAZ tiene una potencia de 74 metros y los estratos están ligeramente plegados formando una estructura sinclinal, buzando unos 20° al este y al oeste en los sectores occidentales y orientales de esta localidad, respectivamente. El contacto con el basamento no aflora, mientras que el contacto superior con la FPM es discordante. La FAZ está compuesta principalmente por niveles de varios metros de espesor de conglomerados bien estratificados, con bases tanto irregulares como planas y techos planos y difusos, y por niveles arenosos y lutíticos con espesores muy variables. En la mitad inferior de la FAZ, también hay tres niveles de menos de 50 cm de espesor de calizas nodulosas que pasan lateralmente a lutitas hacia el oeste. Discordantemente, los siguientes ~15 metros sobre la FAZ corresponden a la FPM, aunque esta unidad se acuña ligeramente hacia el oeste. La FPM aparece basculada ligeramente (5-10°) hacia el oeste y está compuesta casi en su totalidad por brechas y conglomerados moderadamente estratificados y sin estructura interna. De manera ocasional aparecen pequeños lentejones arenosos y lutíticos. El contacto entre esta unidad y los últimos ~35 metros, correspondientes a la unidad DMP, es discordante, pero bastante difuso. La unidad DMP presenta litologías muy similares a la FPM, pero presenta límites mucho más difusos entre los estratos y una disposición de clastos mucho más desordenada y caótica. Además, en los últimos 10 metros incluye dos niveles de ~1 metro de espesor muy cementados por yeso y con una continuidad lateral de decenas de metros.

Localidad L2

Coordenadas: 24°55'48.71"S / 69°15'19.73"O

Potencia: 7 metros

Esta columna se realizó en un bloque elevado en el núcleo o parte central de la Quebrada El Pro-

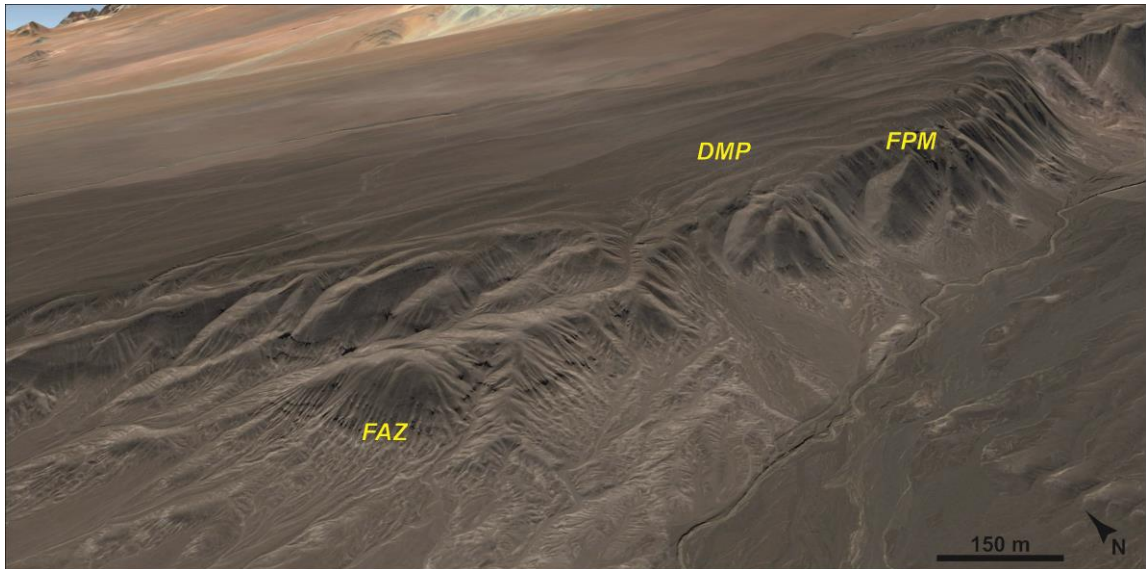


Figura II-4. Imagen panorámica de Google Earth mostrando el afloramiento descrito en la localidad L1. La leyenda es la misma que en la Fig. II-3.

Figure II-4. Panoramic image from Google Earth showing the outcrop described in the location L1. See Fig. II-3 for legend.

feta, a menos de 1 km al sur de la localidad L1 (Fig. II-1). Los materiales observados pertenecen a la FAZ y, al igual que en L1, no aflora la base de esta unidad. En esta columna, la FAZ está compuesta principalmente por conglomerados bien estratificados con bases tanto planas como irregulares que, en ocasiones inician secuencias granodecrecientes culminadas por areniscas, lutitas y calizas nodulosas, las cuales tienen hasta ~70 cm de espesor.

Localidad L3

Coordenadas: 24°56'39.63"S / 69°14'44.76"O

Potencia: 106 metros

Esta columna se realizó inmediatamente al oeste del basamento Jurásico de la Sierra de Varas y a unos 2 km al SSO de la localidad L2, en el margen occidental de la Quebrada El Profeta (Fig. II-1). Afloran materiales correspondientes a la FAZ y a las Gravas Negras (GN). El tramo correspondiente a la FAZ tiene una potencia de 56 metros y los estratos, que aparecen ligeramente plegados, buzan unos 30° hacia el oeste. El contacto con el basamento no aflora, mientras que el contacto superior con la FPM es una discordancia (Fig. II-5). La FAZ está compuesta principalmente por niveles de varios metros de espesor de conglomerados bien estratificados, con bases tanto irregulares como planas y techos planos y difusos. También aparecen niveles arenosos y lutíticos, así como varios niveles calizos. En esta localidad afloran hasta diez niveles de calizas (Fig. II-5), tanto masivas como nodulosas y brechoideas, de espesor variable entre 30 y 90 cm. Generalmente, estos niveles de calizas tienden a presentar una textura más nodulosa y brechoide hacia el NNO (Fig. II-2). Nueve de estos niveles calcáreos

están incluidos en la mitad inferior del tramo correspondiente a la FAZ, mientras que en la mitad superior solo existe un nivel que se encuentra a unos 5 metros bajo la discordancia. Es frecuente identificar secuencias granodrecientes formadas por conglomerados, areniscas, lutitas y, en ocasiones, calizas. También se observan dos niveles finos poco potentes ricos en halita y yeso, a base y a techo de un nivel de caliza. Discordantes sobre la FAZ, los siguientes ~50 metros corresponden a las GN (Fig. II-5). Esta unidad aparece basculada (15-20°) hacia el oeste y está compuesta casi en su totalidad por brechas mal estratificadas, masivas, muy poco consolidadas y meteorizadas y sin ningún tipo de ordenamiento interno. En menor medida aparecen pequeños lentejones arenosos y lutíticos.

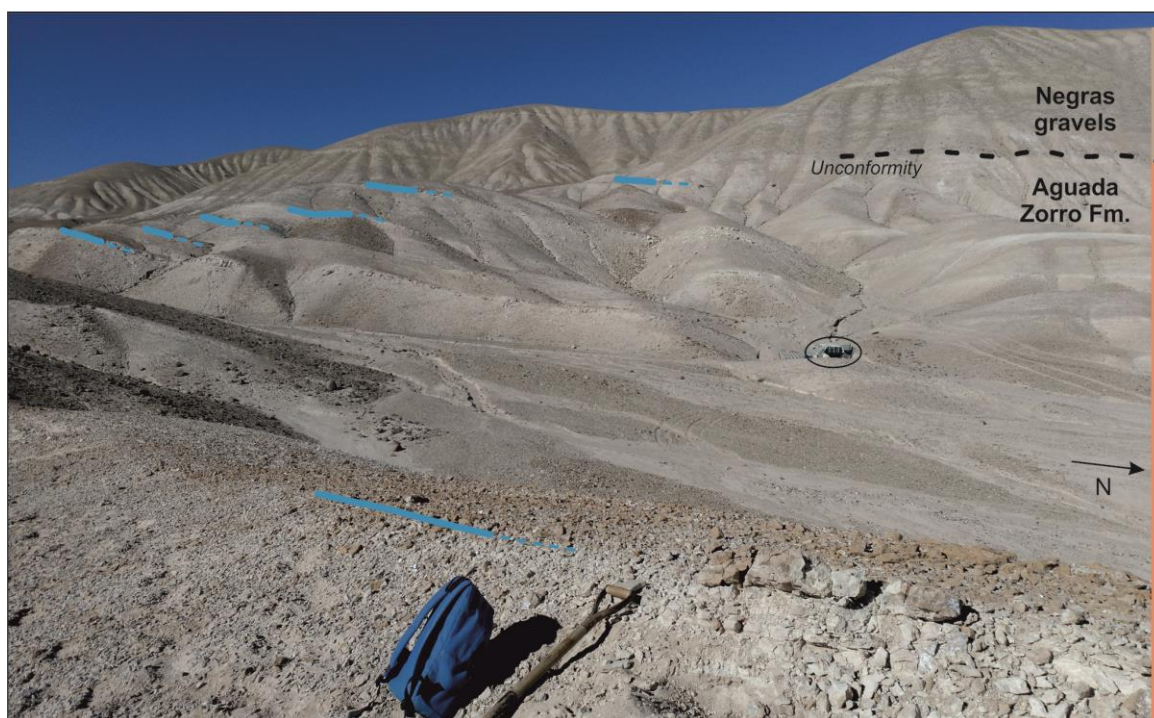


Figura II-5. Vista panorámica de la localidad L3 mostrando el contacto discordante entre la Fm. Aguada Zorro y las Gravas negras. Algunos niveles de calizas están marcados en azul. La elipse pequeña y negra señala un coche como escala.

Figure II-5. Panoramic view of the location L3 showing the unconformable contact between Aguada Zorro Fm. and Pampa de Mulas Fm. Some limestone levels marked in blue. The small black ellipse points a car as scale.

Localidad L4

Coordenadas: 24°54'46.92"S / 69°17'48.91"O

Potencia: 19 metros (Fig. II-3)

Esta columna se levantó en el margen sur de la Quebrada El Profeta, a unos 4 km al oeste de las localidades L1 y L2 (Fig. II-1) e incluye exclusivamente materiales correspondientes a la FPM, principalmente conglomerados y brechas moderadamente estratificadas, formando capas o

estratos de hasta 2 m de espesor, así como, ocasionalmente, pequeños lentejones arenosos y lutíticos. Los últimos 5 metros de esta serie están muy cementados por yeso. La serie está culminada por un nivel de toba volcánica retrabajada.



Figura II-6. Vista panorámica de la localidad L4 mostrando la Fm. Pampa de Mulas. La elipse pequeña y negra señala una persona como escala.

Figure II-6. Panoramic view of the location L4 showing the Pampa de Mulas Fm. The small black ellipse points a person as scale.

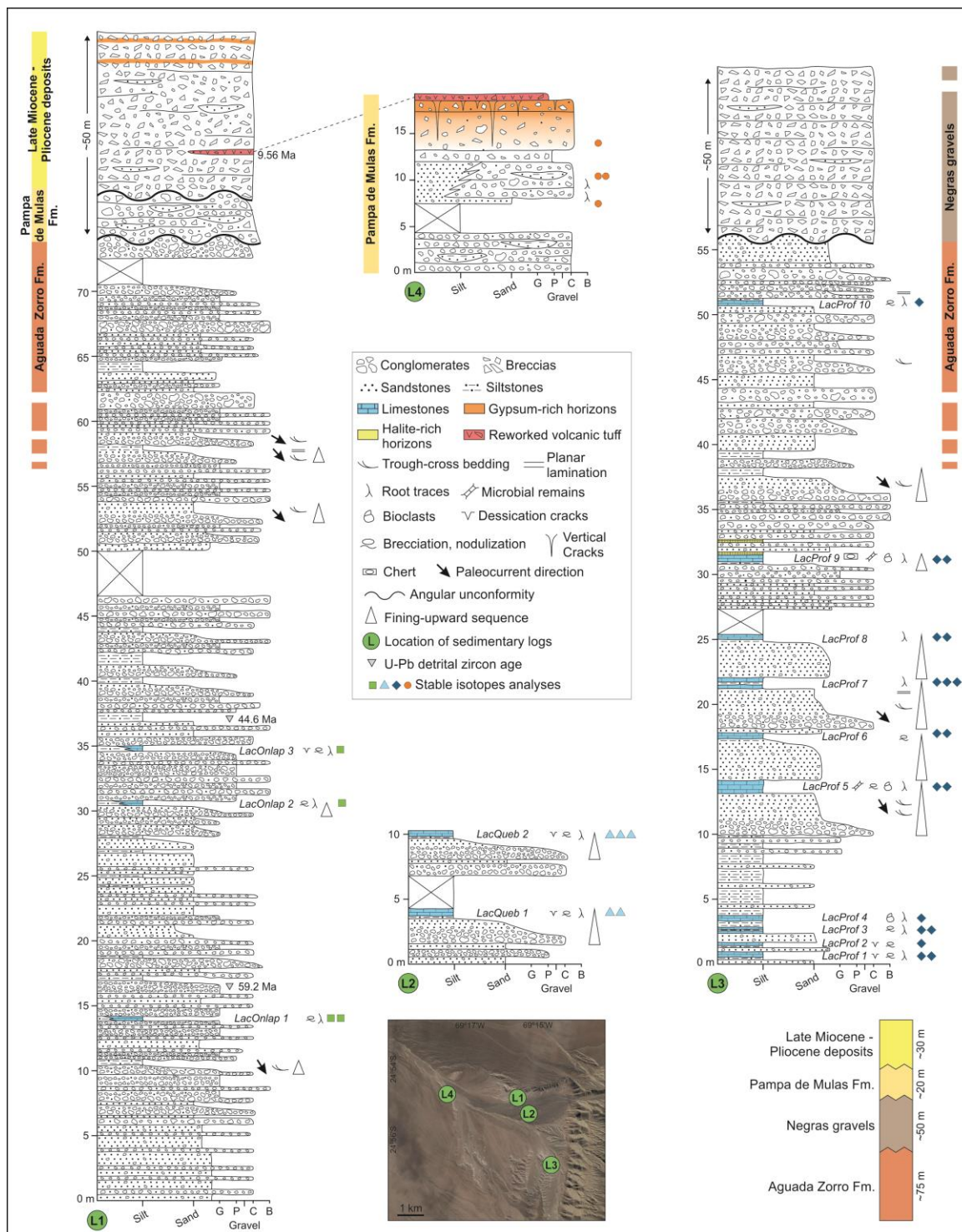


Figura II-7. Columnas litoestratigráficas de las cuatro localidades (L). Nótese que algunos tramos que contienen calizas (azul) están ilustrados en detalle en la Fig. II-9. Los distintos símbolos correspondientes a análisis de isótopos estables se muestran en la Fig. II-16. El Anexo I incluye una versión de mejor calidad de estas columnas litoestratigráficas.

Figure II-7. Lithostratigraphic logs of the four locations (L) located in the Fig. II-1. Note that some sections containing limestones (blue) are illustrated in detail in Fig. II-9. The different symbols of the stable isotope analyses are shown in the Fig. II-16. The Appendix I includes these lithostratigraphic logs with better resolution.

2.3 Sedimentología y Petrología

2.3.1 Descripción de *facies*

2.3.1.1 *Facies detríticas*

F1. Ortoconglomerados bien estratificados (Gcn, Gpt)

Distribución: Esta *facies* es característica de las unidades FAZ y FPM y aflora en las localidades L1, L2, L3 y L4.

Descripción: Conglomerados clasto-soportados, localmente matriz-soportados, dispuestos en estratos de espesor variable entre 4,20 m y 30 cm y con continuidad lateral también muy variable, desde más de 15 m hasta niveles lenticulares de 1 m. Por lo general, los estratos con mayor extensión lateral también presentan una mayor potencia. La base de estos estratos es en ocasiones ligeramente erosiva o incluso acanalada (Fig. II-8A y 8B), pero también pueden presentar base plana. El techo puede ser plano debido al contacto neto con estratos de paraconglomerados (F2) o, por el contrario, difuso al formar secuencias granodecrecientes con areniscas (F4) y/o limos (F5). Los clastos de estos ortoconglomerados son sub-redondeados, mal seleccionados, polimícticos y el tamaño de sus clastos varía de 25 cm a 1 cm. Pueden estar ligeramente imbricados hacia la base de los estratos (Gcn) y están soportados por una matriz de arena gruesa a media, generalmente de tonos pardos y, localmente, pardo-rojizos. En algunas ocasiones están cementados por carbonato. Algunos estratos presentan estratificación cruzada (Gpt) y, en menor medida, estratificación y laminación planar (Fig. II-8C). En el caso de los ortoconglomerados que constituyen la FPM, por lo general sus clastos son más sub-angulosos y de tamaños de hasta 35 cm, mientras que su estratificación y laminación cruzada suele ser más tenue (Fig. II-8D) y sus bases menos erosivas o irregulares que las de los ortoconglomerados de la FAZ.

Los clastos que conforman los conglomerados de la FAZ son principalmente fragmentos de tobas dacíticas y andesíticas, andesitas, riolitas y areniscas. Estas litologías indican que las posibles unidades que pueden ser área fuente de esta *facies* son la Fm. Chile-Alemania (Paleoceno – Eoceno Inferior; Chong 1973; Marinovic *et al.* 1995; Espinoza *et al.* 2012; Venegas *et al.* 2013), la Fm. La Tabla (Carbonífero Superior – Pérmico Inferior; García 1967; Cornejo *et al.* 1993) y la Fm. Argomedo (Devónico Inferior – Carbonífero Superior; Breitzkreuz 1986). Las Fms. La Tabla y Argomedo afloran al NO del área de estudio en la Sierra de Argomedo, mientras que la Fm. Chile-Alemania aflora también al NO del área de estudio en varios cerros isla, así como en afloramientos al oeste de la Sierra de Argomedo. Además, se han tomado alrededor de 10 medidas de paleocorrientes con dirección y sentido predominante NO → SE.

Por el contrario, los clastos que componen los conglomerados de la FPM corresponden mayoritariamente a fragmentos de areniscas, calizas, andesitas, tobas y dioritas. Los fragmentos

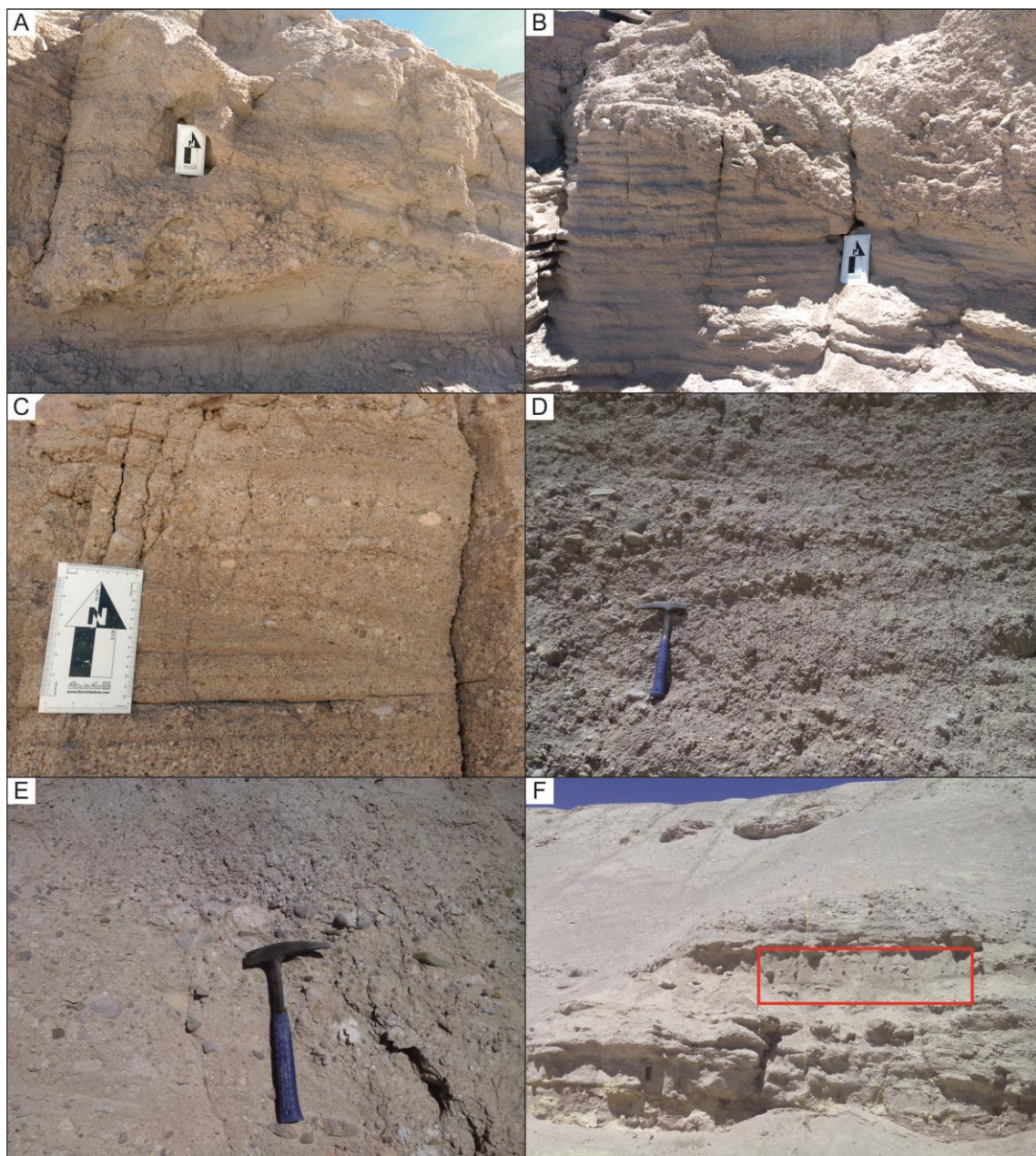


Figura II-8. (A) Contacto irregular entre conglomerados bien estratificados (F1) y limos (F5) de la FAZ. Los conglomerados pasan gradualmente hacia techo a areniscas de grano grueso y con estratificación cruzada (F4). (B) Contacto erosivo entre conglomerados bien estratificados (F1) y areniscas (F4) de la FAZ. (C) Laminación cruzada formada por las facies F1 y F4 de la FAZ. (D) Ortoconglomerados (F1) con estratificación cruzada difusa de la FPM. (E) Textura caótica típica de los paraconglomerados masivos (F2) de la FAZ. (F) Vista de afloramiento de la FPM mostrando estratos bien estratificados de las facies F1 y F4. El rectángulo rojo señala un nivel masivo de areniscas (F4) con clastos dispersos.

Figure II-8. (A) Irregular contact between well-stratified conglomerates (F1) and siltstones (F5) of the FAZ. The conglomerates pass gradually into coarse-grained cross-stratified sandstones (F4). (B) Erosive boundary between well-stratified conglomerates (F1) and sandstones (F4) of FPM. (C) Cross lamination formed by F1 and F4 facies. (D) Cross-stratified conglomerates (F1) of the FPM. (E) Typical chaotic texture of massive paraconglomerates (F2). (F) Outcrop view of FPM showing well-stratified conglomerates (F1) and sandstones (F4). The red rectangle marks a level of these sandstones containing scattered clasts.

de arenisca y caliza presentan un recubrimiento de óxidos de tonos amarillentos muy característico. Estas litologías indican que las posibles unidades que pueden ser área fuente de estas brechas son la Fm. Profeta (Triásico Superior – Jurásico Superior; Chong, 1973; Marinovic *et al.* 1995), la Fm. Sierra de Varas (Triásico Superior; Marinovic *et al.* 1995) y la Fm. Cerro Guanaco (Triásico Superior; González *et al.* 2015). Las tres formaciones afloran inmediatamente al este de la zona de estudio en la Sierra de Varas (SV; Fig. II-1). Además, a pesar de que en este caso no se han podido obtener medidas de paleocorrientes, en imagen satelital sí que pueden diferenciarse, aunque están cortados por abanicos más jóvenes, lóbulos de gravas pertenecientes a la FPM que surgen de la Sierra de Varas.

F2. Paraconglomerados masivos (Gcm, Gmm, Gh)

Distribución: Esta *facies* es característica de la unidad FAZ y aflora en las localidades L1 y L3.

Descripción: Conglomerados matriz-soportados, localmente clasto-soportados, dispuestos en paquetes con espesor vertical variable entre 4,50 m y 40 cm y con extensión lateral de hasta más de 10 m. Normalmente los límites entre estos paquetes son difusos (Gmm, Gcm), pero también hay niveles de menor espesor (hasta 2 m) con bases y techo planos y bien definidos (Gh). En todos los casos, estos conglomerados carecen de cualquier tipo de estructura interna y presentan textura masiva y caótica. En muy pocas ocasiones presentan una ligera gradación inversa. Normalmente cortan y erosionan a otras *facies* detríticas, tanto a ortoconglomerados (F1), como a *facies* de grano más fino (F4 y F5). La forma de los clastos varía de sub-redondeada (Gcm) a sub-angulosa (Gmm), están muy mal seleccionados y son polimícticos (Fig. II-8E). Su tamaño varía de 45 cm a 1 cm y, al igual que en el caso de la *facies* F1 de la FAZ, corresponden mayoritariamente a fragmentos de tobas dacíticas y andesíticas, andesitas, riolitas y areniscas, por lo que ambas *facies* tendrían la misma área fuente situada hacia el NO. Estos clastos están soportados por una matriz de arena gruesa a media, localmente fina, de tonos pardos a pardo-rojizos y, en ocasiones, están cementados por carbonato.

F3. Brechas masivas (Gmm)

Distribución: Esta *facies* es característica de las unidades GN, DMP y en menor proporción, de la FPM. Aflora en las localidades L1, L3 y L4.

Descripción: Brechas matriz-soportadas y muy poco consolidadas dispuestas en potentes paquetes (>10 m) con límites (bases y techos) muy difusos. Estas brechas presentan un tono mucho más oscuro que el resto de *facies* descritas. Su textura es masiva y caótica, no se reconoce ningún tipo de ordenamiento interno. La forma de los clastos varía de sub-angulosa a angulosa (Gmm), están muy mal seleccionados y son polimícticos. Su tamaño varía de 40 cm a 1 cm y están soportados por una matriz silíceo-arenosa gruesa a fina, muy poco consolidada de tonos pardos. Hacia techo de la serie, el color de la matriz de estas brechas presenta tonos más amarillentos. En el caso de algunas brechas de la FPM, los clastos tienen a ser menos angulosos y podrían incluso ser incluso clasificados como paraconglomerados.

Los clastos que conforman estas brechas corresponden mayoritariamente a fragmentos de areniscas, calizas, andesitas, tobas y dioritas, es decir, las mismas litologías que los ortoconglomerados de la *facies* F1 de la FPM. Esto indica que el área fuente se encontraba al este (Sierra de Varas; Fig. II-1). Además, en imagen satelital también se diferencia que, a pesar de estar cortados por abanicos más jóvenes, los lóbulos de gravas de la FPM surgen de la Sierra de Varas.

F4. Areniscas (Sm, Sh, Spt)

Distribución: Esta *facies* es característica de todas unidades y aflora en todas las localidades.

Descripción: Forman paquetes de potencia variable entre 3,50 m y 20 cm sin estructura interna muy definida. Por lo general, las bases y techos son planos, excepto cuando conforman secuencias granodecrecientes con conglomerados (F1) donde el contacto es gradual. En este último caso, el techo de las areniscas también puede ser difuso si pasan gradualmente a limos (F5). Las areniscas con base y techo planos son masivas (Sm), aunque ocasionalmente presentan laminación paralela difusa o incipiente (Sh). Cuando son parte de secuencias granodecrecientes también pueden presentar laminación cruzada difusa (Spt). Estas laminaciones suelen estar marcadas por arenas gruesas e incluso gravas muy finas (Fig. II-8C). También aparecen formando lentejones de aspecto masivo de menos de 1 m de espesor. En cualquier caso, todas estas areniscas presentan tonos pardos y están muy mal seleccionadas, variando de arena gruesa a fina. Su composición es siliciclástica, formadas principalmente por fragmentos líticos (50%), cuarzo (35%) y feldespato (15%), clasificándose como litoarenita. La presencia de clastos dispersos es común (Fig. II- 8F), incluso se observan pequeños lentejones (<20 cm de potencia, <2 m de extensión lateral) de gravas medias a finas. En ocasiones pueden estar cementadas por carbonato y, hacia la parte alta de la serie, por yeso.

F5. Limos (Fsm, Fl, Fm)

Distribución: Esta *facies* es característica de todas las unidades y aflora en todas las localidades.

Descripción: Forman capas de espesor variable entre 90 cm y 5 cm de textura masiva sin estructura interna definitiva (Fsm), aunque en ocasiones pueden presentar una tenue laminación paralela (Fl). Suelen presentar bases difusas al formar secuencias granodecrecientes con F1 y F4 y contactos netos a techo al ser erosionados por F1 o F2 (Fig. II-8A). En ocasiones, el contacto a techo puede ser gradual al pasar a calizas margosas (F6) y en otros casos también pueden pasar lateralmente a calizas nodulosas. También aparecen formando lentejones de aspecto masivo de menos de 1 m de espesor. Presentan colores variables, de tonos pardos oscuros y grisáceos a pardo-rojizos. Su composición es siliciclástica, aunque los análisis de difracción de rayos-X también muestran la presencia, en algunos casos, de yeso, halita y calcita. La presencia de clastos dispersos es común y se observan trazas de raíces de hasta 1,5 cm de longitud y <1 mm de ancho de forma aislada (Fm). En ocasiones pueden estar cementadas por carbonato e incluso se observan pequeños nódulos de carbonato de hasta 2 cm.

2.3.1.2 *Facies carbonáticas, evaporíticas y yesíferas*

F6. Calizas margosas (Lmg)

Distribución: Esta *facies* es característica de la unidad FAZ y aflora en las localidades L1, L2 y L3.

Descripción: Forman niveles de potencia variable entre 50 cm y 10 cm generalmente con textura que varía de masiva a ligeramente laminar. Presentan bases difusas al pasar gradualmente de limos (F5), al igual que techos difusos al pasar progresivamente a calizas masivas (F7) y/o nodulosas y brechoides (F8). La continuidad lateral de estos niveles varía desde varios metros hasta pocos decímetros. Presentan colores grisáceos claros, aunque en ocasiones varían a tonos pardos en la base y a verdosos hacia el techo. Los análisis de difracción de rayos-X muestran que estas margas están formadas principalmente por calcita, cuarzo y feldespato, aunque también muestran la presencia de, en menor medida, yeso, halita y arcillas (illita y/o montmorillonita). En ocasiones contienen pequeños nódulos de carbonato de máximo 2 cm e intraclastos de carbonato y cantos blandos de arcilla. Se observan de manera ocasional pequeñas trazas de raíces de hasta 1,5 cm de longitud y <1 mm de ancho.

F7. Calizas masivas (Lm)

Distribución: Esta *facies* es característica de la unidad FAZ y aflora en la localidad L3.

Descripción: Corresponden a calizas mudstone que forman niveles generalmente tabulares de espesor variable entre 90 cm y 10 cm (Fig. II-9). Presentan bases netas o en ocasiones difusas al formar contactos graduales con limos (F5) y/o calizas margosas (F6), mientras que los techos son siempre netos, aunque pueden ser algo más difusos al pasar a calizas brechoides y nodulosas (F8). La continuidad lateral de cada nivel alcanza varias decenas de metros, mientras que el espesor vertical varía dentro de cada nivel. Presentan colores de tonos grisáceos claros y, localmente, pardos y negros debido a la presencia de fases silíceas. Los análisis de difracción de rayos-X muestran que estas calizas están compuestas principalmente por calcita y cuarzo/ópalo, pero también existen, en menor proporción, feldespatos, micas, arcillas (illita y/o montmorillonita), calcedonia y heulandita $(Ca,Na)_{2-3}Al_3(Al,Si)_2Si_{13}O_{36} \cdot 12H_2O$ (Anexo II). Bajo el microscopio óptico se observa que estas calizas mudstone están compuestas principalmente por micrita homogénea de color negro o gris oscuro (Fig. II-10A). También se observan, muy ocasionalmente, bioclastos deformados y fracturados y restos microbianos (Fig. II-10B, 10C y 10D), aunque la identificación de todos estos componentes es compleja debido al alto grado de silicificación de estas calizas.

La silicificación no es continua, se dispone en parches con bordes irregulares (Fig. II-10A y 10E), nódulos y bandas centimétricas irregulares y está formada principalmente por cuarzo microcristalino y, en menor medida, ópalo, principalmente del tipo CT. En ocasiones sí que es posible reconocer la morfología original de los componentes a pesar de estar silicificados.

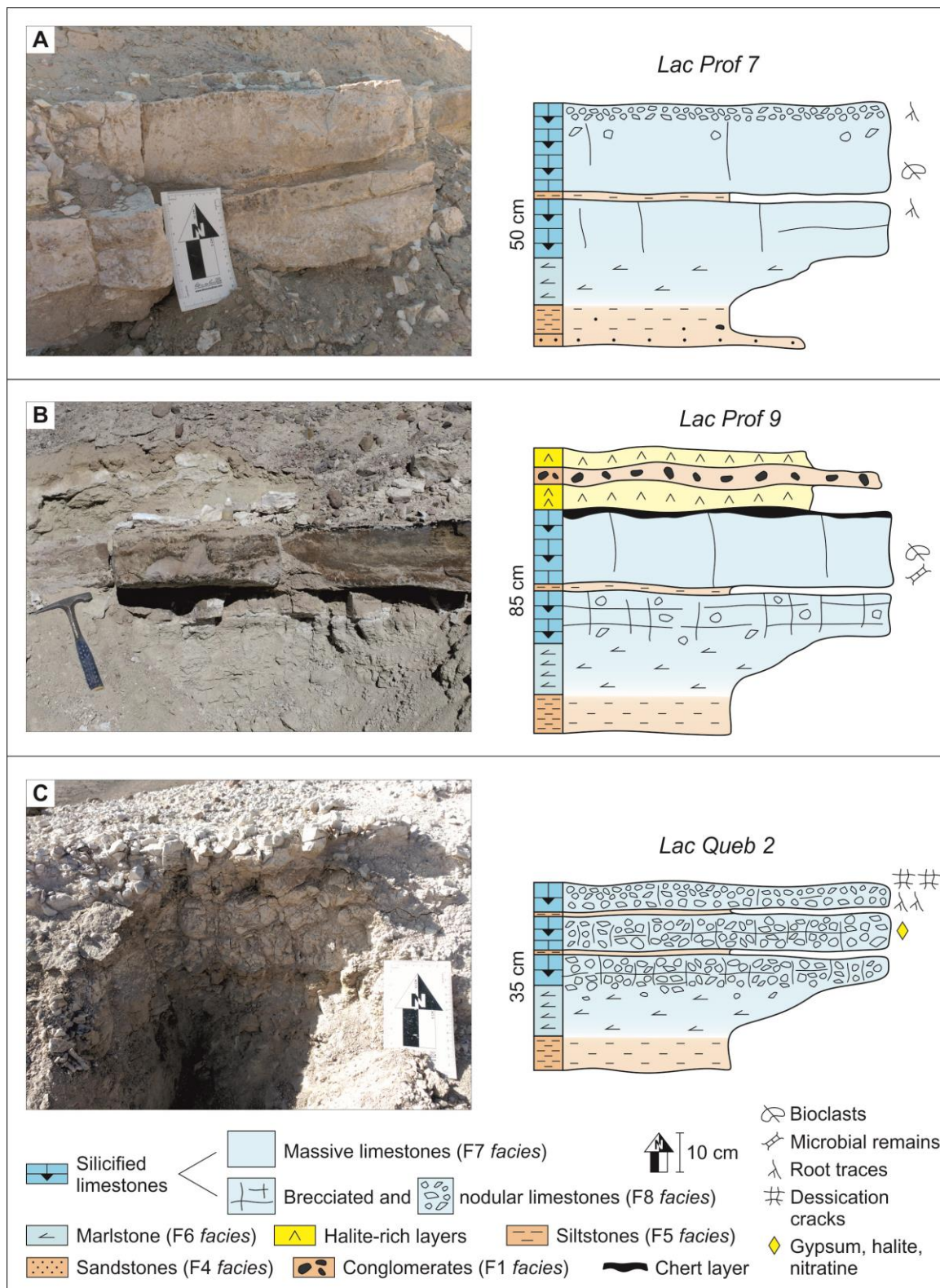


Figura II-9. Columnas estratigráficas en detalle de algunos niveles de caliza. La posición de cada perfil está indicada en la Fig. II-7.

Figure II-9. Detailed lithostratigraphic logs from some limestone levels. The location of each log is indicated in the Fig. II-7.

También se observa, excepcionalmente, algún cristal fibroso de calcedonia. En ocasiones, la silicificación solo se produce de manera parcial y deja como resultado micrita de color gris oscuro y de aspecto más “sucio” que la micrita anteriormente descrita (Fig. II-10E). Además, también se observan zonas cementadas con cristales euhedrales y subhedrales de calcita de tamaño variable de hasta 0,2 mm formando mosaicos (Fig. II-10A).

De manera particular, el nivel de caliza Lac Prof 9 situado en la localidad L3 contiene a techo un nivel de sílex negro muy continuo lateralmente (Figs. II-9B y 11A). El espesor varía entre 10 cm y 2 cm y su contacto con la micrita es muy irregular (Fig. II-11B). Está formado principalmente por cuarzo microcristalino y ópalo. A pesar de que el ópalo es una fase amorfa, en los análisis de difracción de rayos-X se observan picos correspondientes a cristobalita- α y tridimita- α , por lo que el ópalo observado podría ser de tipo CT, que además suele ser el ópalo más común en sedimentos (Bustillo 2010).

F8. Calizas nodulosas y brechoides (Lb)

Distribución: Esta facies es característica de la unidad FAZ y aflora en L1, L2 y L3.

Descripción: Corresponden a calizas mudstone que forman niveles generalmente tabulares de espesor variable entre 80 cm y 10 cm (Fig. II-9). Presentan bases netas o en ocasiones difusas al formar contactos graduales con limos (F5), calizas margosas (F6) y/o calizas masivas (F7), mientras que los techos son siempre netos. La continuidad lateral de cada nivel alcanza varias decenas de metros, mientras que el espesor es variable dentro de cada nivel. Presentan colores de tonos grisáceos claros y tienen textura nodulosa y, en ocasiones, brechoide. Estos nódulos son sub-redondeados y de tamaño centimétrico (hasta 4 cm). A techo de estos niveles es común observar grietas de desecación formando polígonos de menos de 7 cm de lado (Fig. II-11C), así como trazas de raíces de menos de 4 cm de largo y de 1 mm de ancho (Fig. II-11D). Los análisis de difracción de rayos-X muestran que estas calizas están compuestas principalmente por calcita y cuarzo/ópalo, pero también existen en menor proporción feldespatos, micas, arcillas (illita y/o montmorillonita), halita, yeso, nitrato (NaNO_3) y heulandita (Anexo II). Bajo el microscopio óptico, al igual que F7, se observa que estas calizas mudstone están compuestas principalmente por micrita de color negro o gris oscuro sin estructura aparente. Presentan abundantes granos siliciclásticos flotando en la micrita (Fig. II-10F). También se observan zonas o parches irregulares formados por micrita de colores más pardos. Frecuentemente, esta micrita de color pardo se encuentra alrededor de trazas de raíces definiendo estructuras alveolares septales (Fig. II-10F, 10G y 10H). Las trazas de raíces tienen una longitud de varios cm, mientras que el ancho alcanza 0,5 mm como máximo. La parte interna de estas trazas están rellenas por cristales de calcita euhedral de tamaño microesparita formando mosaicos.

En cuanto a los rasgos diagenéticos, presenta los mismos que los descritos en las calizas masivas (F7), tales como zonas silicificadas por cuarzo microcristalino y ópalo y cementos de calcita de tipo mosaico.

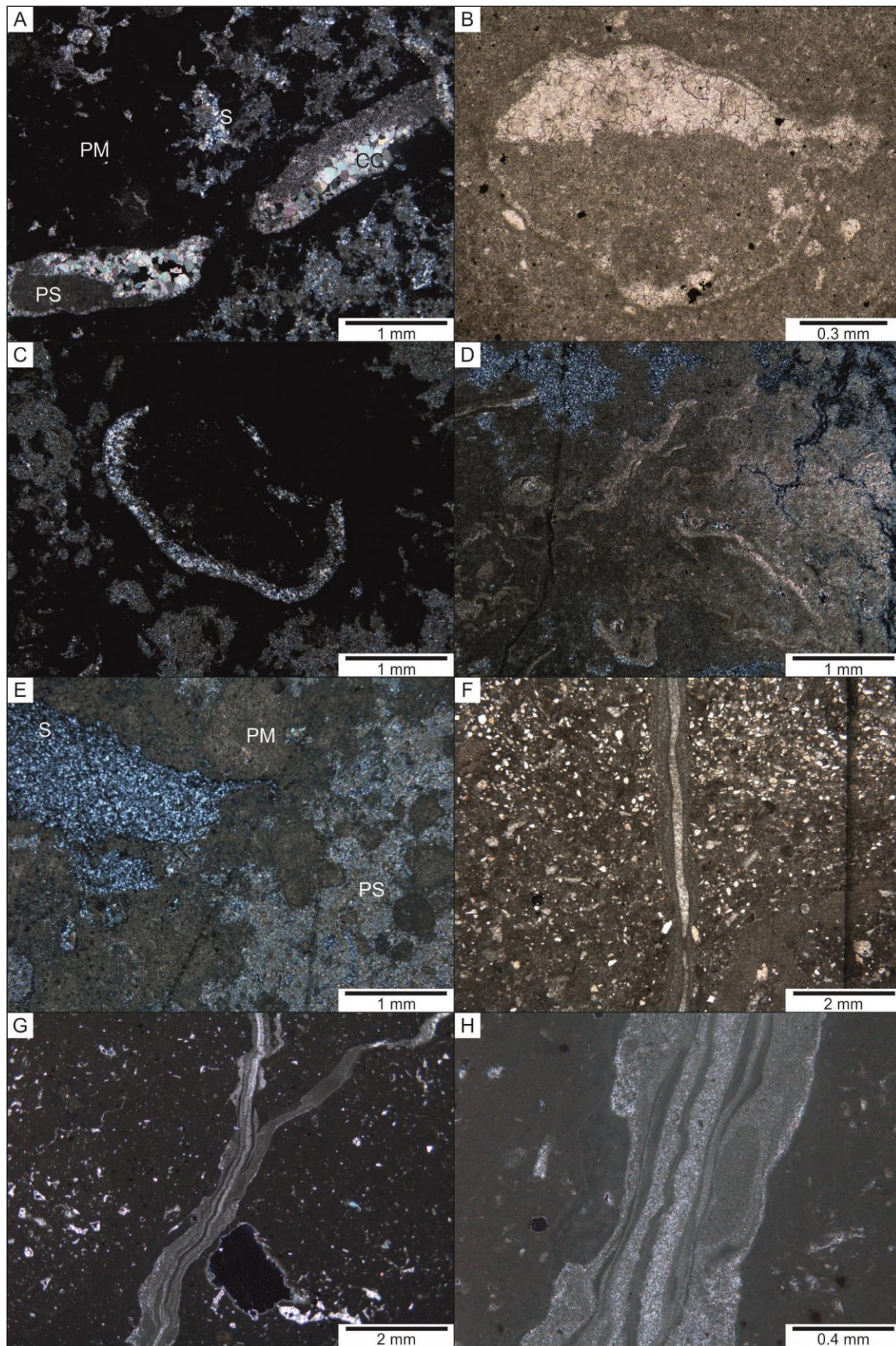


Figura II-10. Microfotografías de calizas masivas (*facies* F7; de A a E) y de calizas nodulosas y brechoides (*facies* F8; de F a H). (A) Microfotografía con luz polarizada cruzada mostrando micrita primaria (PM),

cuarzo microcristalino (S), silicificación parcial (PS) y cementos en mosaico de calcita subhedral (CC). **(B)** Microfotografía con luz polarizada paralela mostrando un bioclasto relleno por un cemento geopetal de esparita. **(C)** Microfotografía con luz polarizada cruzada mostrando una valva silicificada. **(D)** Microfotografía con luz polarizada cruzada mostrando restos microbianos silicificados y micritizados. **(E)** Microfotografía con luz polarizada cruzada mostrando micrita primaria (PM), cuarzo microcristalino (S) y una zona parcialmente silicificada (PS). **(F)** y **(G)** Microfotografías con luz polarizada plana (F) y cruzada (G) mostrando trazas de raíces junto a granos detríticos. **(H)** Microfotografía con luz polarizada cruzada mostrando en detalle una traza de raíz con estructuras septales alveolares.

Figure II-10. Photomicrographs of massive limestones (F7 facies; A to E) and brecciated limestones (F8 facies; F to H). **(A)** Cross-polarized light photomicrograph showing primary micrite (PM), microcrystalline quartz (S), partial silicification (PS) and subhedral calcite mosaic cements (CC). **(B)** Plane-polarized light photomicrograph showing a bioclast filled geopetally by calcite spar cement. **(C)** Cross-polarized light photomicrograph showing a silicified valve. **(D)** Cross-polarized light photomicrograph showing silicified and micritized microbial remains. **(E)** Cross-polarized light photomicrograph showing primary micrite (PM), microcrystalline quartz (S) and a partial silicified zone (PS). **(F)** and **(G)** Plane-polarized (F) and cross-polarized (G) photomicrographs showing root traces together with detrital grains. **(H)** Cross-polarized light photomicrograph showing in detail a root trace with alveolar septal structures.

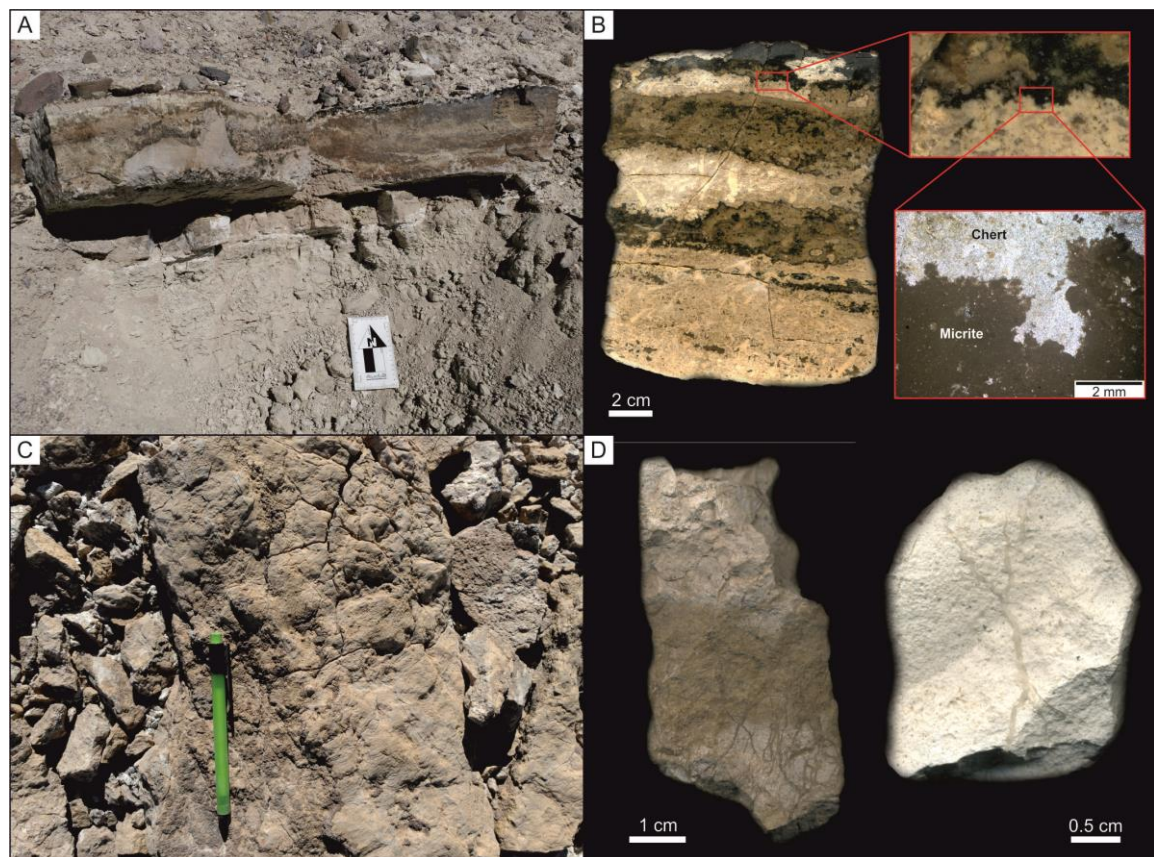


Figura II-11. **(A)** Vista de afloramiento del nivel de caliza Lac Prof 9. **(B)** Fotografía de muestra de mano, imagen en detalle y microfotografía con luz polarizada cruzada del nivel de caliza Lac Prof 9. Nótese que las bandas negras y marrones de la muestra de mano corresponden a niveles silicificados. **(C)** Vista de afloramiento del techo una caliza brechoide (F8) con grietas de desecación. **(D)** Fotografías de muestras de mano de calizas brechoides (F8) mostrando múltiples trazas de raíces.

Figure II-11. (A) Outcrop view of the Lac Prof 9 limestone level. (B) Hand sample photograph, zoom view and cross-polarized photomicrograph of a sample from the Lac Prof 9 limestone level. Note that black and brown layers of the hand sample correspond to silicified levels. (C) Outcrop view of the top of a brecciated limestone (F8) with desiccation cracks. (D) Hand sample photographs from brecciated limestones (F8) showing multiple root traces.

F9. Niveles de halita

Distribución: Esta *facies* es característica de la unidad FAZ y aflora únicamente en la localidad L3.

Descripción: Corresponden a dos niveles de <40 cm de espesor (Fig. II-9B) con bases y techos irregulares y compuestos principalmente por halita y, en menor medida, yeso y nitratina. Ambos niveles evaporíticos aparecen excepcionalmente a techo del nivel de caliza Lac Prof 9 (Fig. II-9B) y están separados por una capa de <50 cm de ortoconglomerados (F1).

F10. Yesicreta

Distribución: Esta *facies* es característica de la FPM y aflora únicamente en la localidad L4.

Descripción: Corresponde a un nivel de 6,30 m de potencia (Fig. II-12) que de aquí en adelante será nombrado como yesicreta Profeta (YP). La YP consiste en areniscas y gravas cementadas por yeso cuyo contenido se incrementa notablemente hacia el techo. Teniendo en cuenta este aumento en el contenido de yeso, se pueden distinguir tres horizontes principales.



Figura II-12. Vista de afloramiento de la yesicreta Profeta (YP) en la localidad L4.

Figure II-12. Outcrop view of the Profeta gypcrete (YP) in the location L4.

Horizonte A: Los primeros 2-2,30 m de este nivel corresponde a una arenisca de grano medio – grueso masiva con matriz siliciclástica y con clastos dispersos aleatoriamente. En este caso, el yeso aparece cementando vetas sinuosas de menos de 2 cm de ancho sub-verticales y sub-horizontales conformando un enrejado (Fig. II-13A). Los análisis de difracción de rayos-X muestran una composición dominada por yeso (generalmente hasta del 40%) y calcita, que normalmente es menor al 15% pero en algún análisis puntual alcanza hasta el 40%. Algunos de los clastos dispersos en la matriz de esta arenisca presentan una cubierta muy fina de yeso (<0.5 cm).

Horizonte B: Los siguientes 1-1,40 m corresponden a conglomerados cementados levemente por yeso (hasta 15%) masivo o microcristalino. El primer metro de estos conglomerados también presenta el enrejado de yeso de descrito anteriormente, pero ya en mucha menor medida y con vetas muy dispersas.

Horizonte C: Los 3-3,40 m superiores hacia el techo de la YP corresponden a conglomerados que están progresivamente más cementadas por yeso (horizonte “*petrogypico*”, *Bym*), cuyo porcentaje llega a alcanzar valores de hasta el 60% en la parte más alta del afloramiento (Fig. II-13B). El contenido en calcita disminuye hacia el techo. Los análisis de difracción de rayos-X también muestran la presencia, en menor medida, de feldespatos, micas, arcillas (illita y montmorillonita), halita y nitratina. La textura o fábrica inicial de estos conglomerados se modifica progresivamente hacia el techo, donde es casi indiferenciable debido al alto grado de cementación de yeso. Se observan clastos dispersos muy meteorizados flotando en la matriz de yeso y con cubiertas de yeso de hasta 1 cm de espesor. En algunas ocasiones, sobre todo a techo, algunos de estos clastos aparecen implosionados (Fig. II-13C) y sus fracturas también están cementadas por yeso. A techo se observan grietas verticales en forma de V de hasta 2,10 m de longitud y de hasta 15-20 cm de ancho (Fig. II-13D). Estas grietas aparecen ocasionalmente rellenas por arena fina y sales. La totalidad de la YP se encuentra sellada por un nivel de 40 cm de espesor de toba volcánica re TRABAJADA datada en $9,56 \pm 0,09$ Ma (González *et al.* 2015).

F11. Gravas cementadas por yeso

Distribución: Esta *facies* es característica de la parte superior de los DMP y aflora únicamente en la localidad L1.

Descripción: Se trata de dos niveles de gravas cementadas por yeso que se encuentran estratigráficamente por encima de la YP cuya continuidad lateral es de varias decenas de metros (Fig. II-13E). Ambos niveles son brechas masivas (*facies* F3) de hasta 1,5 m de espesor y están muy cementadas por yeso (Fig. II-13F). Este cemento rellena todo los huecos y genera cubiertas alrededor de los clastos. Es complejo reconocer cristales de yeso bien formados, salvo ocasionalmente algunos cristales fibrosos de menos de 2 cm.

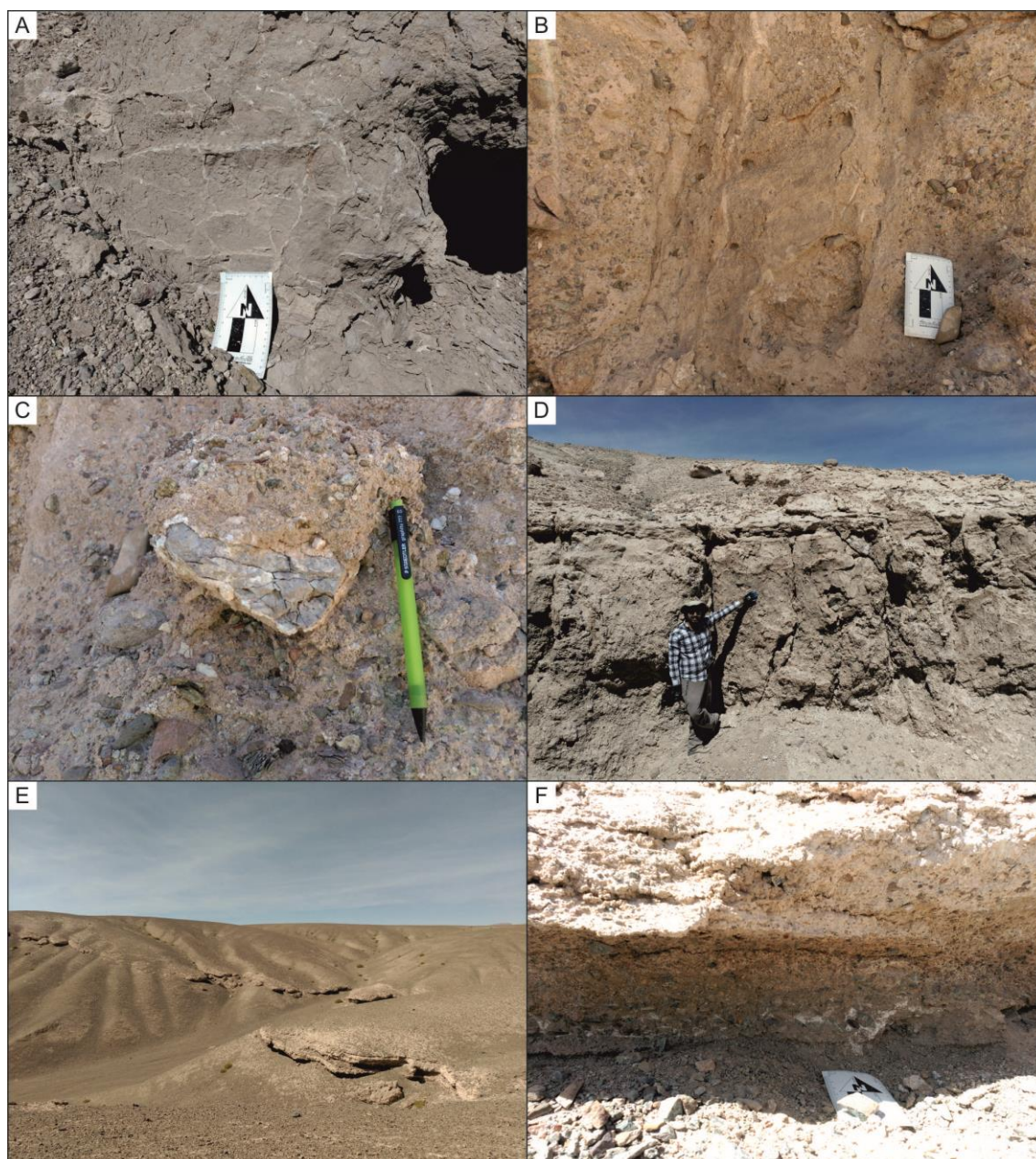


Figura II-13. (A) Vista de afloramiento de la yesicreta Profeta (YP, *facies* F10) mostrando vetas de yeso y calcita subhorizontales y subverticales. **(B)** Vista de afloramiento del horizonte “petrogypsic” (Bym) de la YP muy cementado por yeso. **(C)** Vista de afloramiento de un clasto implosionado en la YP. **(D)** Vista de afloramiento de la parte superior de la YP (horizonte Bym) mostrando grietas verticales métricas en forma de V. **(E)** Vista panorámica de un nivel de gravas cementadas por yeso (*facies* F11) intercalado en los Depósitos aluviales del Mioceno Superior – Plioceno (DMP). **(F)** Vista de afloramiento de la *facies* F11 mostrando depósitos clásticos de grano grueso cementados por yeso.

Figure II-13. (A) Outcrop view of the Profeta gypcrete (YP, F10 *facies*) showing subhorizontal and subvertical veins of gypsum and calcite. **(B)** Outcrop view of petrogypsic horizon (Bym) of the YP strongly cemented by gypsum. **(C)** Outcrop view of a shattered clast within the YP. **(D)** Outcrop view of the top part of the YP (Bym horizon) showing metric vertical V-shaped fractures. **(E)** Panoramic view of a layer of gypsum-cemented gravels (F11 *facies*) intercalated in the Upper Miocene – Pliocene alluvial Deposits. **(F)** Outcrop view of the F11 *facies* showing coarse-grained deposits cemented by gypsum.

2.3.2 Asociaciones de *facies*

AF1. Abanico aluvial proximal dominado por *debris flows*.

Esta asociación de *facies* (Figs. II-14 y II-15) está formada principalmente por la *facies* F3 (brechas masivas) y, menor medida, por F4 (areniscas), F5 (limos) y F11 (gravas cementadas por yeso). Se observa en las localidades L1, L3 y L4 en las unidades Gravas Negras (GN), Depósitos aluviales del Mioceno Superior – Plioceno (DMP) y, de forma muy aislada, en la Formación Pampa de Mulas (FPM).

Las brechas masivas, la *facies* más predominante, representan flujos no confinados de alta energía de tipo *debris flow* (Miall 1996, 2010; Nichols 2009). La fracción de grano grueso se depositó tras la reducción de energía de estos flujos, mientras que la fracción fina de la matriz proviene de la decantación de la carga en suspensión cuando la energía de estos flujos decayó. (Harvey 2011; Evenstar *et al.* 2016). Los clastos que conforman estas brechas masivas varían de sub-angulosos a angulosos, lo que sugiere una menor distancia relativa de transporte respecto a las asociaciones de *facies* descritas a continuación. Las areniscas masivas (F4) se formaron por flujos hiperconcentrados donde la sedimentación fue tan rápida que impidió la formación de estructuras sedimentarias (Nalpas *et al.* 2008), mientras que los limos (F5) se formaron por la decantación de la carga en suspensión de flujos con poca energía o incluso estancados (Miall 1996, 2010; Nalpas *et al.* 2008). Los dos niveles de brechas cementadas por yeso intercalados en la parte alta de los DMP se formaron debido a la circulación de aguas salinas subterráneas ricas en sulfato de Ca (e.g., Gibert *et al.* 2007; Jordan *et al.* 2014) y, por lo tanto, podrían interpretarse como yesicretas freáticas (*facies* Gy; Tabla I-1, Capítulo I). La cementación por yeso de *facies* de grano grueso es común, como por ejemplo en el propio Desierto de Atacama (e.g. Jordan *et al.* 2014) o en otras zonas áridas (e.g. Cuenca de Baza, España; Gibert *et al.* 2007).

La angulosidad de los clastos que conforman las brechas masivas indica que la AF1 sugieren una distancia de transporte relativamente corta, por lo que esta asociación de *facies* se formó en una posición proximal relativa dentro de un sistema de abanicos aluviales dominados por *debris flows*.

AF2. Abanico aluvial medio-distal dominado por *debris/sheet flows*.

Esta asociación de *facies* (Figs. II-14 y II-15) está formada principalmente por la *facies* F2 (paraconglomerados masivos) y, en menor medida, por las *facies* F4 (areniscas) y F5 (limos). Se observa principalmente en la Formación Aguada Zorro (FAZ) y, en menor medida, en la Fm. Pampa de Mulas (FMP). Generalmente cortan depósitos correspondientes a la AF3. Aparece principalmente en las localidades L1 y L3 de manera aleatoria, aunque se observa con mayor frecuencia en la parte norte de la zona de estudio (L1).

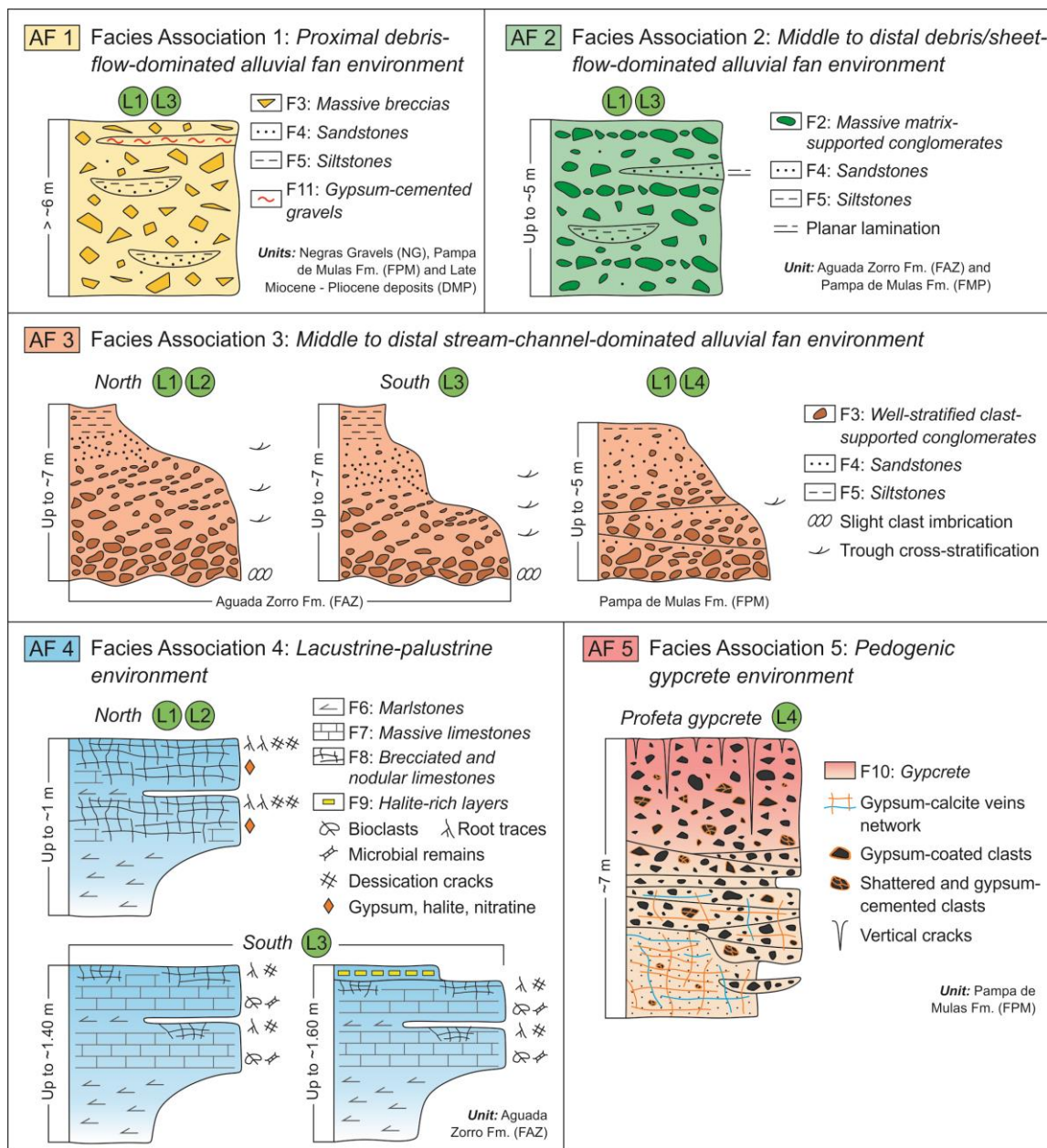


Figura II-14. Esquemas representando las cinco asociaciones de facies (AF).

Figure II-14. Schemes representing the five facies associations (AF).

Los paraconglomerados masivos de bases y techos difusos (Gmm, Gcm) representan flujos no confinados de alta energía de tipo *debris flow* (Miall 1996, 2010; Nichols 2009). La fracción de grano grueso se depositó tras la reducción de energía de estos flujos, mientras que la fracción fina de la matriz proviene de la decantación de la carga en suspensión cuando estos la energía de estos flujos decayó (Harvey 2011; Evenstar *et al.* 2016). En cambio, los depósitos de gravas de menor potencia, mejor estratificados y con bases y techos planos y bien definidos (Gh) representan flujos no confinados o muy poco canalizados de alta energía de tipo *sheetflow* (e.g., Miall 1996, 2010; Nichols 2009; Harvey 2011). Estos depósitos involucran una mayor cantidad de agua que los de tipo *debris flow*, así como un mayor transporte como carga de fondo y,

generalmente, se dan lugar en una topografía con menor pendiente (e.g., Miall 1996, 2010; May *et al.* 1999; Nalpas 2008; Nichols 2009; Harvey 2011). Las areniscas masivas (Sm) se formaron por flujos hiperconcentrados donde la sedimentación fue tan rápida que impidió la formación de estructuras sedimentarias (Nalpas *et al.* 2008), mientras que las areniscas con laminación paralela (Sh) representan depósitos de tipo *sheetflood* formados por flujos súper críticos (May *et al.* 1999; Nichols 2009). Los limos (Fsm) se formaron por la decantación de la carga en suspensión de flujos con poca energía o incluso estancados (Miall 1996, 2010; Nalpas *et al.* 2008). El hecho de que esta asociación de *facies* sea ligeramente más habitual en la parte norte (L1) que en la parte sur (L3) de la zona de estudio indicaría que el sistema sedimentario podría haber sido más proximal hacia el norte y más distal hacia el sur.

Comparando esta asociación de *facies* con la AF1, el sub-redondeamiento de los clastos que conforman los paraconglomerados masivos, sugiere que la AF2 se formó en una posición medio-distal relativa dentro de un sistema sedimentario formado por abanicos aluviales dominados por *debris flows*.

AF3. Abanico aluvial medio-distal dominado por procesos fluviales

Esta asociación de *facies* (Figs. II-14 y II-15) está formada por las *facies* F1 (ortoconglomerados bien estratificados), F4 (areniscas) y F5 (limos) y se observa en la Formación Aguada Zorro (FAZ), en la Formación Pampa de Mulas (FPM) y, de manera aislada, en los DMP. Se da lugar en las localidades L1, L2, L3 y L4. Es la asociación de *facies* predominante de la FAZ y no se observa una distribución o variación determinada de sus *facies* entre las distintas localidades ni tampoco verticalmente. La única variación observada consiste en un mayor contenido de areniscas (F4) en la parte baja de la FAZ intercaladas con la AF4 en la parte sur (L3) de la zona de estudio. En el caso de la FPM, el ordenamiento interno de los clastos y el calibrado de estos suele ser menor que en la FAZ.

Por lo general, las tres *facies* (F1, F4, F5) suelen formar secuencias granodecrecientes de varios metros de potencia. Los ortoconglomerados representan flujos de corriente confinados con tracción de carga de fondo interpretados a partir de las bases erosivas o canalizadas de estos conglomerados y por las imbricaciones de clastos (Gcn). La existencia de estratificación cruzada (Gpt) también representa depósitos de rellenos de canal (Miall 1996, 2010; May *et al.* 1999). Los depósitos de relleno de canal continuaron con la sedimentación de areniscas con estratificación cruzada (Spt). Esta secuencia granodecreciente refleja una disminución del régimen de flujo de la corriente causada por un simple debilitamiento del flujo o por una posible migración del canal, algo muy común en sistemas de canales entrelazados (Miall 1996, 2010; Evenstar 2016). La secuencia granodecreciente finaliza con la sedimentación de limos masivos (Fsm), que representan depósitos de llanura de inundación y de canales abandonados, y de limos con laminación paralela incipiente (FI), que se formaron por la decantación de la carga en suspensión de flujos con poca energía o incluso estancados (Miall 1996, 2010; Nalpas *et al.* 2008). En general estos depósitos de relleno de canal son de poco espesor y el contenido en limos es muy

bajo, lo que representaría un sistema tipo *braided* somero de gravas dominado por flujos relativamente repentinos, efímeros y semi-confinados (Miall 1996, 2010; Nalpas *et al.* 2008). En el caso de la FAZ, el hecho de que el contenido de areniscas y, en ocasiones también limos, sea más común en L3 que en el L1 reflejaría que el sistema sedimentario podría ser más distal hacia la parte sur (L3) de la zona de estudio.

Al igual que en el caso de la AF2, el sub-redondeamiento de los clastos y las estructuras sedimentarias que conforman los ortoconglomerados indica que la AF3 se formó una posición medio-distal relativa dentro de un sistema sedimentario formado por abanicos aluviales dominados por procesos fluviales.

AF4. Ambiente lacustre/palustre

Esta asociación de *facies* (Figs. II-14 y II-15) está formada por las *facies* F6 (calizas margosas), F7 (calizas masivas), F8 (calizas nodulosas y brechoides) y F9 (depósitos evaporíticos) y se observa en la Formación Aguada Zorro (FAZ) en las localidades L1, L2 y L3. Las calizas margosas (F6) se observan en las tres localidades, las calizas masivas (F7) solo aparecen al sur de la zona de estudio (L3) y las calizas nodulosas y brechoides (F8) se observan en L1 y L2 y a techo de algunos niveles de L3. Los depósitos evaporíticos (F9) solo aparecen a techo del nivel Lac Prof 9 en L3 (Figs. II-4 y II-9).

Las calizas margosas (F6) pueden formarse en cuerpos estancados en zonas distales del abanico próximas a los márgenes del lago o en zonas húmedas del *mudflat* (e.g., Abdul-Aziz *et al.* 2003; Alonso-Zarza *et al.* 2009). La transición de colores pardo-grisáceos a grises verdosos en las calizas margosas refleja el comienzo del relleno del sistema lacustre o, en otras palabras, el ascenso del nivel freático (Alonso-Zarza *et al.* 2009). Estas calizas margosas pasan verticalmente a calizas masivas (F7) y/o nodulosas y brechoides (F8). Las calizas masivas (F7) con bioclastos y restos microbianos se formaron subacuosamente en sistemas lacustres someros. El poco espesor de estas calizas (<1 m), sumado a la ausencia de niveles laminados, oscuros y ricos en materia orgánica indica que estos cuerpos acuosos nunca fueron anóxicos ni profundos, indicando que se trata de sistemas lacustres someros (e.g. Gierlowski-Kordesch 2010). La ausencia de oncolitos y ooides indica que las aguas eran tranquilas, sin muchas corrientes (e.g., Nickel 1983; Gierlowski-Kordesch 2010). Las calizas nodulosas y brechoides (F8) con trazas de raíces y grietas de desecación y presencia de minerales evaporíticos y siliciclásticos reflejan ambientes palustres que sufrieron episodios de emersión y exposición y aportes esporádicos de depósitos terrígenos (e.g. Alonso-Zarza 2003). Los dos depósitos ricos en halita (F9) de poco espesor observados a techo del nivel calcáreo Lac Prof 9 representarían un evento de desecación extremo de una salmuera, posiblemente similar a un salar actual (e.g. Warren 2006, 2010).

La sucesión de las tres *facies* carbonáticas (F6, F7 y F8) refleja los diferentes estadios en la evolución del sistema lacustre/palustre. Las calizas margosas (F6) evidencian la subida del nivel

freático e inundación incipiente, las calizas masivas (F7) reflejan el establecimiento del cuerpo lacustre somero y las calizas nodulosas y brechoides (F8) representan la desecación del sistema lacustre y la emersión y exposición de los depósitos. Por lo tanto, en el caso de las calizas margosas, un mayor espesor de estas indica una inundación más progresiva y *viceversa*. En el caso de las calizas masivas, un mayor espesor indica la presencia de un cuerpo lacustre menos efímero o más perenne y *viceversa*, mientras que un mayor espesor de calizas nodulosas y brechoides indica varios ciclos y/o un mayor tiempo de exposición subaérea. La existencia de varias capas o estratos diferenciados de calizas masivas y nodulosas y brechoides dentro de un mismo paquete carbonático (i.e. Lac Prof 5; Fig. II-9C) indicaría varios ciclos de precipitación de carbonato (inundación) y exposición subaérea (e.g. Alonso-Zarza y Calvo 2000).

En la parte sur de la zona de estudio (L3), donde mejor se representan estas secuencias formadas por *facies* carbonáticas (F6, F7 y F8), se contabilizan un total de diez niveles lacustres/palustres. Nueve niveles aparecen en la mitad inferior de la FAZ, de los que cuatro de ellos se encuentran en los primeros 5 m de la serie. Su espesor varía aleatoriamente, aunque siempre es menor a 1 m de potencia. El espesor de F7 y F8 varía en cada nivel, algunos niveles solo presentan unos 10 cm de calizas nodulosas y brechoides a techo, mientras que en otros el espesor de estas calizas palustres es mayor (Fig. II-9). En la mitad superior de la FAZ solo se observa un nivel calcáreo correspondiente a la AF4.

El escenario cambia totalmente en zona norte (L1), donde tan solo existen tres niveles poco potentes (<30 cm) de calizas nodulosas y brechoides (F8) con grietas de desecación y trazas de raíces. Estas calizas se depositan sobre limos de tonos grises a pardo rojizos y también pasan lateralmente a estos limos, lo que sugiere una posición muy marginal en el sistema lacustre e incluso interdigitándose con la zona de *mudflat* (e.g., Sanz *et al.* 1995; Huerta *et al.* 2010). Este cambio lateral de *facies*, sumado al alto contenido de material detrítico observado en estas calizas (Fig. II-10F), indica que eventos episódicos de alta energía transportaron material siliciclástico al ambiente palustre. El hecho de que en la zona sur (L3) afloren hasta diez niveles de calizas mientras que en la zona norte (L1) solo afloren tres y de poco espesor será tratado más adelante.

AF5. Ambiente pedogénico yesífero

Esta asociación de *facies* (Figs. II-14 y II-15) está formada exclusivamente por la *facies* F10 (yesicreta) y se observa en la Formación Pampa de Mulas (FPM) en la localidad L4.

Esta asociación de *facies*, que se ha denominado yesicreta Profeta (YP), presenta características que podrían reflejar procesos de pedogénesis (*facies* Py; Tabla I-1, Capítulo I), como por ejemplo los clastos implosionados y con cubiertas de yeso (Fig. II-13C), las grietas verticales en forma de V en el techo (Fig. II-13D) y la pérdida total o casi total de su fábrica y textura primarias (e.g., Mack *et al.* 1993; Rech *et al.* 2006). Las yesicretas se pueden formar sobre cualquier superficie

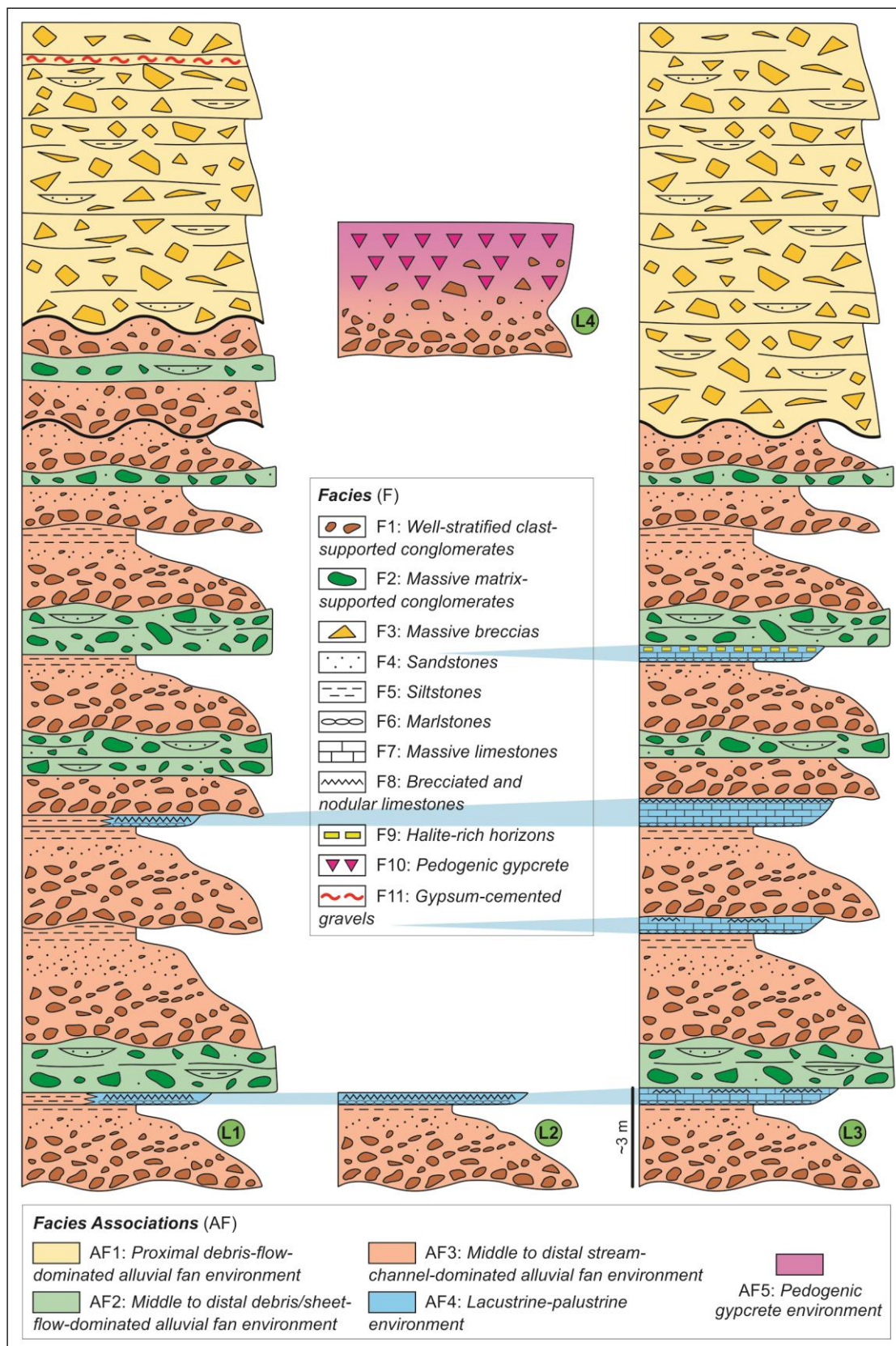


Figura II-15. Esquema de las columnas estratigráficas ilustradas en la Fig. II-7 mostrando una distribución idealizada de las once facies (de F1 a F11) y de las cinco asociaciones de facies (AF1 a AF5) representadas en la Fig. II-14. La escala vertical de las columnas está reducida con el fin de obtener una mejor representación de las distintas secuencias

Figure II-15. Schemes of the stratigraphic logs illustrated in the Fig. II-7 showing an idealized distribution of the eleven facies (F1 to F11) and of the five facies associations (AF1 to AF5) represented in the Fig. II-14. Vertical scale of the overall logs is reduced in order to get a better representation of the different sequences.

(e.g., abanicos aluviales, pedimentos, basamento), en contextos con bajas o nulas tasas de sedimentación y erosión, altas tasas de evaporación y bajas tasas de precipitación (precipitaciones $< \sim 20$ mm/año en el Desierto de Atacama) (e.g., Watson 1985; Rech *et al.* 2006; Nash 2011). Las grietas verticales en forma de V del horizonte *Bym* (horizonte “petrogypico”) se originaron por esfuerzos tensionales causados por procesos de desecación o contracción térmica (Tucker 1978; Kocurek y Hunter 1986; Hartley y May 1998). A esto se suma la expansión y contracción causada por la entrada de sales eólicas, las cuales son posteriormente disueltas y transportadas hacia abajo para reprecipitar en las paredes de estas grietas (Ericksen 1981; Jordan *et al.* 2014). La expresión superficial de estas grietas verticales son formas poligonales de superficie variable (Rech *et al.* 2003; Loveless *et al.* 2005). Por otra parte, el origen del enrejado de vetas de yeso y calcita presenta más dudas ya que no se describe en otras yesicretas del Desierto de Atacama (e.g., Hartley y May 1998; Rech *et al.* 2006; Jordan *et al.* 2014). El hecho de que este enrejado aparezca únicamente en la base, sumado a que la matriz no contiene prácticamente yeso, podría suponer que la yesicreta pudo formarse sobre una calcreta poco desarrollada (*facies* Pc; Tabla I-1, Capítulo I) (Machette 1985) donde las vetas sub-verticales y sub-horizontales de calcita representaría trazas de raíces que, con la superposición posterior de la yesicreta, fueron reemplazadas parcialmente por yeso.

Como se ha mencionado anteriormente, los rasgos morfológicos que presenta esta yesicreta podrían indicar un origen pedogénico. Sin embargo, el alto grado de cementación de yeso y el hecho de tratarse de un horizonte notablemente marcado y con límites bastante definidos también podría indicar que un alto nivel freático con aguas de composición salina podría haber contribuido en la formación de esta yesicreta (e.g. Hartley y May 1998).

2.4 Isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$)

Se han llevado a cabo un total de 33 análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las *facies* de calizas masivas (F7), calizas nodulosas y brechoides (F8) y yesicreta (F10), cuyos resultados están expresados en ‰ (VPDB). La posición estratigráfica de esos análisis está indicada en la Fig. II-7. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían de -1,82 ‰ (valor máx.) a -4,85 ‰ (valor mín.) con un valor promedio de -3,74 ‰ y una desviación estándar de 0,83. Por su parte, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían de 0,32 ‰ (valor máx.) a -8,78 ‰ (valor mín.) con un valor promedio de -5,78 ‰ y una desviación estándar de 2,81. Todos estos valores aparecen resumidos en la Tabla II-1.

Los valores se agrupan según la localidad de origen de cada muestra (Fig. II-16), ya que muestran variaciones que pueden responder a cambios estratigráficos y/o paleoambientales acordes a cada localidad. Los análisis de las localidades L1, L2 y L3 corresponden a la Fm. Aguada Zorro (FAZ), mientras que los valores obtenidos en la L4 corresponden a la Formación Pampa de Mulas (FPM). Los análisis de L1 y L2 (más al norte) se realizaron en calizas nodulosas y brechoides (F8) de poco espesor con presencia de minerales evaporíticos y siliciclásticos y los valores obtenidos en L3 (más al sur) se realizaron en calizas masivas (F7). El índice de correlación para los valores de la FAZ es de $R^2=0,10$ (Fig. II-16). Por último, los análisis de la localidad L4 se realizaron en muestras de la yesicreta Profeta (F10).

Localidad 1 (L1) – Calizas brechoides y nodulosas (facies F8)

Se realizaron 4 análisis en los tres niveles de calizas nodulosas descritos (dos análisis en el nivel inferior y uno en cada uno de los otros dos niveles). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían de -3,31‰ (valor máx.) a -4,11‰ (valor mín.) con un valor promedio de -3,69‰ y una desviación estándar de 0,33, mientras que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían de +0,32‰ (valor máx.) a -3,5‰ (valor mín.) con un valor promedio de -2,03‰ y una desviación estándar de 1,66‰. Cabe destacar que el valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$ (0,32‰) se obtuvo a escasos metros del cambio lateral de *facies* de caliza a limo.

Localidad 2 (L2) – Calizas brechoides y nodulosas (facies F8)

Se llevaron a cabo 5 análisis en los dos niveles de calizas nodulosas descritos (dos análisis en el nivel inferior y tres en el superior). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían de -3,71‰ (valor máx.) a -4,56‰ (valor mín.) con un valor promedio de -3,91‰ y una desviación estándar de 0,36, mientras que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían de 3,02‰ (valor máx.) a -4,48‰ (valor mín.) con un valor promedio de -3,61‰ y una desviación estándar de 0,56.

Localidad 3 (L3) – Calizas masivas (facies F7)

Se realizaron 20 análisis en los diez niveles de calizas masivas y, en menor medida, ligeramente nodulosas. Se hicieron dos análisis en cada nivel (uno hacia techo y otro hacia muro). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían de -3,08‰ (valor máx.) a -4,85‰ (valor mín.) con un valor promedio de -4,04‰ y una desviación estándar de 0,63, mientras que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían de -6,16‰

Nº	Localidad – Facies	Muestra	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)
1	L1 – F8	Lac Onlap 1A	-3,69	0,32
2	L1 – F8	Lac Onlap 1B	-4,11	-3,56
3	L1 – F8	Lac Onlap 2	-3,63	-2,54
4	L1 – F8	Lac Onlap 3	-3,31	-2,35
		<i>Valor Medio</i>	-3,69	-2,03
		<i>Valor Máximo</i>	-3,31	0,32
		<i>Valor Mínimo</i>	-4,11	-3,56
		<i>Desviación estándar</i>	0,33	1,66
5	L2 – F8	Lac Queb 2	-3,71	-4,48
6	L2 – F8	Lac Queb 2A	-3,71	-3,55
7	L2 – F8	Lac Queb 2B	-3,76	-3,02
8	L2 – F8	Lac Queb 1A	-4,56	-3,27
9	L2 – F8	Lac Queb 1B	-3,83	-3,74
		<i>Valor Medio</i>	-3,91	-3,61
		<i>Valor Máximo</i>	-3,71	-3,02
		<i>Valor Mínimo</i>	-4,56	-4,48
		<i>Desviación estándar</i>	0,36	0,56
10	L3 – F7	Lac Prof 10A	-4,85	-8,10
11	L3 – F7	Lac Prof 10B	-4,64	-8,78
12	L3 – F7	Lac Prof 9A	-4,70	-8,62
13	L3 – F7	Lac Prof 9B	-4,77	-8,69
14	L3 – F7	Lac Prof 8A	-4,79	-7,53
15	L3 – F7	Lac Prof 8B	-4,26	-7,32
16	L3 – F7	Lac Prof 7A	-3,28	-7,13
17	L3 – F7	Lac Prof 7C	-4,80	-8,36
18	L3 – F7	Lac Prof 6A	-3,08	-6,16
19	L3 – F7	Lac Prof 6B	-3,21	-7,49
20	L3 – F7	Lac Prof 5A	-3,91	-7,04
21	L3 – F7	Lac Prof 5B	-3,38	-7,63
22	L3 – F7	Lac Prof 4A	-3,61	-8,37
23	L3 – F7	Lac Prof 4B	-3,65	-8,40
24	L3 – F7	Lac Prof 3A	-3,38	-7,18
25	L3 – F7	Lac Prof 3B	-3,70	-7,79
26	L3 – F7	Lac Prof 2A	-4,34	-7,75
27	L3 – F7	Lac Prof 2B	-4,65	-8,30
28	L3 – F7	Lac Prof 1A	-3,41	-8,28
29	L3 – F7	Lac Prof 1B	-4,31	-8,57
		<i>Valor Medio</i>	-4,04	-7,87
		<i>Valor Máximo</i>	-3,08	-6,16
		<i>Valor Mínimo</i>	-4,85	-8,78
		<i>Desviación estándar</i>	0,63	0,69
30	L4 – F10	YP 1	-2,45	-1,79
31	L4 – F10	YP 2	-2,10	-3,09
32	L4 – F10	YP 3	-1,90	-1,97
33	L4 – F10	YP 4	-1,82	-0,36

	Valor Medio	-2,06	-1,80
	Valor Máximo	-1,82	-0,36
	Valor Mínimo	-2,45	-3,09
	Desviación estándar	0,28	1,12
Total	Valor Medio	-3,74	-5,78
	Valor Máximo	-1,82	0,32
	Valor Mínimo	-4,85	-8,78
	Desviación estándar	0,83	2,81

Tabla II-1. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ representados en la Fig. II-16 y realizados en treinta y tres muestras ricas en carbonato.

Table II-1. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values shown in Fig. II-16 and performed on thirty-three carbonate-bearing samples.

(valor máx.) a $-8,78\text{‰}$ (valor mín.) con un valor promedio de $-7,87\text{‰}$ y una desviación estándar de 0,69. En nueve de los diez niveles (excepto en el Lac Prof 8) el valor de $\delta^{18}\text{O}$ es ligeramente más pesado en las muestras tomadas hacia techo que en las muestras tomadas hacia la base (diferencia máxima: $1,33\text{‰}$ en Lac Prof 6; diferencia mínima: $0,03\text{‰}$ en Lac Prof 4).

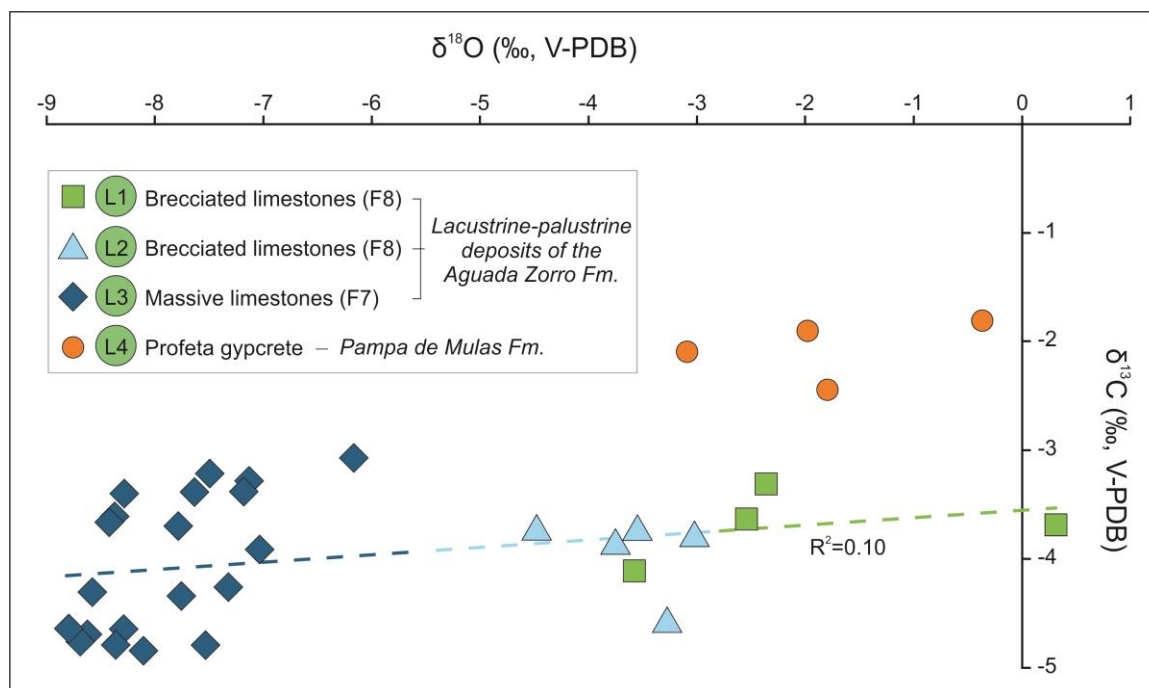


Figura II-16. Gráfico representando los valores de $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ de los 33 análisis realizados en muestras ricas en carbonato. Los distintos símbolos indican la localidad (L) de origen de cada muestra, lo que se muestra en la Fig. II-7.

Figure II-16. Cross plot of $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ values from the 33 analyses of carbonate-bearing samples. The different symbols indicate the location (L) of each sample, which are shown in Fig. II-7.

Localidad (L4) – Yesicreta Profeta (facies F10)

Se llevaron a cabo 4 análisis en muestras con presencia de calcita tomadas de la yesicreta Profeta descrita en esta localidad (tres análisis en la parte inferior y media y otro en el nivel petrogypsico). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían de -1,82‰ (valor máx.) a -2,45‰ (valor mín.) con un valor promedio de -2,06‰ y una desviación estándar de 0,28, mientras que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían de -0,36‰ (valor máx.) a -3,09‰ (valor mín.) con un valor promedio de -1,80‰ y una desviación estándar de 1,12.

Interpretación general de los datos isotópicos

Los valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en los depósitos carbonáticos de la Fm. Aguada Zorro son similares a los obtenidos en otros contextos lacustres/palustres (e.g., Platt 1989; Arenas *et al.* 1997; Alonso-Zarza y Calvo 2000; Alonso-Zarza *et al.* 2012). Sin embargo, la mayor diferencia observada con otros sistemas lacustres/palustres similares es que, en general, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ suelen mostrar una menor variación que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Alonso-Zarza y Calvo, 2000; Tandon y Andrews, 2001; Alonso-Zarza *et al.* 2012), mientras que en el caso de los datos obtenidos en la FAZ ocurre lo contrario: los valores de $\delta^{18}\text{O}$ muestran una mayor variación que los de $\delta^{13}\text{C}$.

En cuanto a los valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en la FAZ (L1, L2 y L3), los datos registrados más al sur (L3) en calizas masivas (*facies* F7) son mucho más negativos (valor medio (X_{L3})=-7,87‰) que los valores obtenidos más al norte (L2 y L1; X_{L2} =-3,61‰; X_{L1} =-2,03‰; Fig. II-16) en calizas brechoides y nodulosas (*facies* F8). Esta variación en los valores de $\delta^{18}\text{O}$, junto con las variaciones de *facies* descritas anteriormente, indican que los depósitos lacustres/palustres más meridionales (L3) se formaron en cuerpos acuosos relativamente estables con aguas diluidas en zonas centrales del sistema lacustre/palustre, mientras que los depósitos más septentrionales (L2 y L1) se formaron en zonas marginales del sistema con niveles de agua muy someros, largos periodos de exposición y altas tasas de evaporación (e.g., Arenas *et al.* 1997; Arenas y Pardo 1999) o incluso en charcas aisladas o desconectadas del sistema lacustre principal (e.g. Sanz *et al.* 1995). Además, en cada depósito lacustre/palustre de L3 donde se realizó más de un análisis, se observa que, por lo general, siempre es ligeramente más pesado el valor de $\delta^{18}\text{O}$ medido más cerca del techo, lo que evidenciaría la evaporación sufrida por cada nivel debido a su emersión, exposición y desecación.

En el caso de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en la FAZ, estos muestran una variación mucho menor (X_{L1} =-3,69‰, X_{L2} =-3,91‰, X_{L3} =-4,04‰; X_{L3} - X_{L1} =0,35‰; Fig. II-16) en comparación con los valores de $\delta^{18}\text{O}$. En otros ambientes similares, los depósitos palustres suelen presentar valores de $\delta^{13}\text{C}$ notablemente más ligeros que los depósitos propiamente lacustres (e.g., Arenas y Pardo 1999; Alonso-Zarza y Arenas 2004; Alonso-Zarza *et al.* 2012). Esto se debe en gran medida a la actividad biológica que genera principalmente la respiración vegetal, la cual provoca el enriquecimiento en ^{12}C del carbonato resultante (Dungan y Driese 1999; Tanner 2000) y, por lo

tanto, un valor más ligero de $\delta^{13}\text{C}$. Por ello, el hecho de que prácticamente no exista diferencia entre los valores de las zonas norte (L2 y L1) y sur (L3) podría deberse a que la colonización vegetal de las zonas marginales del lago fue muy escasa. Además, los depósitos carbonáticos de L3 también muestran, aunque en mucha menor medida, signos de exposición subaérea y bioturbación por raíces, lo que también contribuiría a que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ sean tan similares a los obtenidos en zonas más marginales del sistema lacustre/palustre.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en las tres localidades muestran una covarianza muy baja ($R^2=0,10$; Fig. II-16), lo que *a priori* indicaría que los sistemas lacustres estaban hidrológicamente abiertos (Talbot 1990; Valero-Garcés *et al.* 1997; Utrilla *et al.* 1998) o que había un aporte hidrológico subterráneo (Quade *et al.* 1995; Dunagan y Turner 2004). Sin embargo, estas condiciones paleohidrológicas no están claras ya que, contrariamente, las altas tasas de evaporación propuestas sugerirían que el sistema hidrológico estaba, al menos de forma parcial, cerrado. Por lo tanto, es posible que la falta de covarianza en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ también pueda ser el resultado de un bajo número de análisis y/o la variabilidad de las *facies*.

Por último, los cuatro análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ realizados en la yesicreta Profeta (L4) de la Fm. Pampa de Mulas presentan valores más pesados que los valores obtenidos en la Fm. Aguada Zorro (L1, L2 y L3; Fig. II-16). El valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ obtenido en la yesicreta Profeta ($X_{L4}=-2,06\text{‰}$) indica una menor influencia de la actividad biológica, mientras que el valor medio de $\delta^{18}\text{O}$ ($X_{L4}=-1,80\text{‰}$) evidencia altas de evaporación (e.g., Rech *et al.* 2010; Oerter *et al.* 2016).

2.5 Discusión

La Cuenca Quebrada El Profeta alberga depósitos formados principalmente en cuatro ambientes de sedimentación: (1) abanicos aluviales dominados por *debris flows* y *sheetflows*, (2) abanicos aluviales dominados por procesos fluviales, (3) ambientes lacustres/palustres y (4) ambientes pedogénicos yesíferos. Este tipo de cuencas cerradas o semi-cerradas en climas áridos o semiáridos y dominadas por estos ambientes de sedimentación (e.g., Cuenca de Madrid, Cuenca de Teruel y Cuenca de Almazán, España; Cuenca Tianshui, China; Cuenca de Calama y Cuenca de Quillagua Llamara, Chile) han sido ampliamente estudiadas en la literatura (e.g., Alonso-Zarza *et al.* 1992, 2009; Sanz *et al.* 1995; Armenteros y Bustillo 1996; May *et al.* 1999; Sáez *et al.* 1999, 2012; Alonso Zarza y Calvo 2000; Huerta *et al.* 2010; de Wet *et al.* 2015). Todos estos trabajos coinciden que los agentes principales que controlan la sedimentación en este tipo de cuencas son la tectónica y el clima, ya que ambos factores están directamente relacionados con la creación de espacio de acomodación, la tasa de sedimentación y el aporte de agua capaz de transportar sedimento. Por ejemplo, trabajos clásicos (e.g., Miall 1996, 2010; Harvey 2011) y modelaciones numéricas (e.g. Armitage *et al.* 2011) sobre el comportamiento de depósitos siliciclásticos formados en abanicos aluviales ante variaciones tectónicas y climáticas indican que un aumento de las precipitaciones en la zona de captación de la cuenca genera depósitos más extensos de gravas, mientras que un levantamiento tectónico en la cabecera provoca la sedimentación de gravas con mayor tamaño de grano.

En el caso de sistemas lacustres/palustres como los observados en la Fm. Aguada Zorro, estos también son especialmente sensible a pequeñas variaciones de factores tectónicos y climáticos (e.g., Cecil 1990; de Wet *et al.* 1998; Carroll y Bohacs 1999; Alonso-Zarza *et al.* 2012). Al tratarse de sistemas someros formados en superficies con muy poca pendiente, cualquier mínima subida o bajada del nivel del lago inunda o expone grandes extensiones de terreno (Alonso-Zarza 2003). Además, estas zonas con un nivel de agua muy bajo o expuestas cercanas a la zona de *mudflat* y bajo un clima árido con altas tasas de evaporación, son propicias para la formación de minerales evaporíticos como halita o yeso (e.g., Gibert *et al.* 2007; Bustillo *et al.* 2017). De igual forma, estos depósitos lacustres someros y palustres principalmente carbonáticos tienden a ser modificados por procesos diagenéticos (i.e. silicificación, dolomitización) asociados a variaciones del nivel freático y normalmente durante etapas de diagénesis temprana (e.g., Bustillo y Alonso-Zarza 2007; Huerta *et al.* 2010; Bustillo *et al.* 2017).

De este modo, para poder comprender la evolución sedimentaria y paleogeográfica de la Cuenca Quebrada El Profeta y poder contextualizarla en la historia tectónica y climática del Cenozoico del Desierto de Atacama, es necesario interpretar el ambiente sedimentario en el que se originó cada una de las unidades estudiadas en este trabajo: Fm. Aguada Zorro, Gravas Negras, Fm. Pampa de Mulas y Depósitos aluviales del Mioceno Superior – Plioceno.

2.5.1 Formación Aguada Zorro (FAZ)

2.5.1.1 Contexto sedimentario

La Formación Aguada Zorro (FAZ), unidad inferior de la serie y que aflora en las localidades L1, L2 y L3, está constituida por las asociaciones de *facies* AF2 (abanico aluvial medio-distal dominado por *debris flows*), AF3 (abanico aluvial medio-distal dominado por sistemas fluviales tipo *braided*) y AF4 (ambiente lacustre/palustre).

Esta formación se depositó predominantemente en abanicos aluviales dominados por sistemas fluviales tipo *braided* y, de forma ocasional, dominados por flujos torrenciales no canalizados de alta energía de tipo *debris flow* y *sheetflow* (Fig. II-17). Como se mencionó anteriormente en la descripción de *facies*, la litología de los clastos y las medidas de paleocorrientes indican que estos abanicos aluviales provenían del NO. El aumento de *facies* de grano medio-fino y la interdigitación con ambientes lacustres/palustres hacia el sur indica que las zonas más distales del sistema estaban hacia el sur. La intercalación de los depósitos lacustres/palustres con depósitos clásticos gruesos y la transición lateral de niveles palustres de poco espesor a limos observada en la parte norte del área de estudio también evidencian un alto aporte siliciclástico donde los sistemas aluviales podían alcanzar los cuerpos de agua someros, como también puede observarse en otros casos como, por ejemplo, los depósitos Miocenos de la Cuenca de Madrid (e.g. Sanz *et al.* 1995). El hecho de que la mitad superior de la FAZ esté dominada por depósitos siliciclásticos y estén prácticamente ausentes los depósitos lacustres/palustres sugiere que pudo haber un mayor aporte de agua al sistema que permitió una mayor removilización de material siliciclástico y/o, incluso, que el sistema hidrológico estaba abierto e inhibió la formación de sistemas lacustres (e.g., Bohacs *et al.* 2000; Armitage *et al.* 2011; Harvey 2011; de Wet *et al.* 2015).

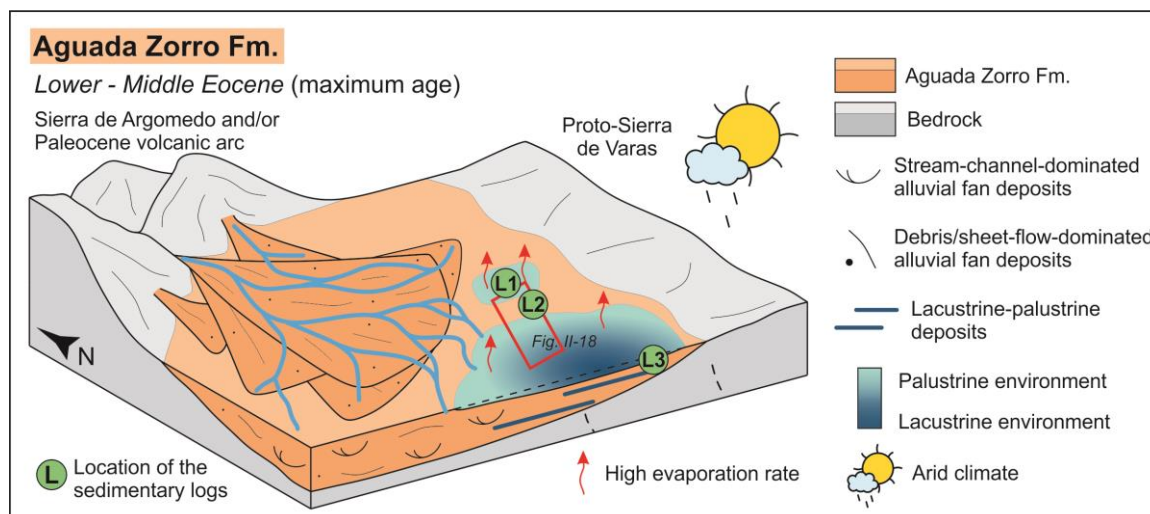


Figura II-17. Modelo esquemático 3D (no a escala) mostrando el contexto paleoambiental y paleogeográfico durante la sedimentación de la Fm. Aguada Zorro. Nótese que la zona acotada por el rectángulo rojo está ilustrada en detalle en la Figura II-18.

Figure II-17. Schematic (not to scale) 3D model showing the palaeoenvironmental and palaeogeographical context during the sedimentation of the Aguada Zorro Fm. Note that the red rectangle is referred to Figure II-18.

2.5.1.2 Sistema lacustre/palustre

Los depósitos carbonáticos lacustres/palustres de la Fm. Aguada Zorro son bastante excepcionales en el registro geológico Cenozoico del Desierto de Atacama, el cual está dominado principalmente por depósitos clásticos aluviales. Por ello, se ha incluido este apartado con el fin de comprender la configuración espacial del sistema lacustre/palustre y la historia deposicional y diagenética de sus depósitos carbonáticos.

Configuración espacial

Los niveles de calizas de la FAZ varían notablemente de norte (localidades L1, L2) a sur (L3). En el norte, se reconocen tan solo tres niveles carbonáticos de poco espesor, corresponden a *facies* de calizas brechoides y nodulosas (F8) con grietas de desecación, están compuestas de calcita y minerales evaporíticos y presentan valores relativamente menos negativos o más pesados de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Por el contrario, en el sur se reconocen hasta diez niveles de mayor espesor que en el norte, corresponden principalmente a *facies* de calizas masivas (F7) con algunos restos de bioclastos, están compuestas por calcita y presentan valores relativamente más negativos y ligeros de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Estas variaciones permiten llevar a cabo una reconstrucción del sistema lacustre/palustre (Fig. II-18).

Los depósitos lacustres/palustres observados más al sur representan zonas del lago relativamente más profundas (más cercanas al depocentro) y estables, mientras que los depósitos palustres formados más al norte podrían representar dos posibles escenarios: (1) áreas marginales del sistema lacustre/palustre que quedaban expuestas más frecuentemente (Fig. II-18A) o (2) charcas someras de poca extensión aisladas o desconectadas del sistema lacustre principal (Fig. II-18B). La ausencia de afloramientos entre las tres localidades estudiadas impide llevar a cabo una correlación estratigráfica que permitiese decantarse claramente por uno u otro escenario. Sin embargo, la presencia de minerales evaporíticos como la nitratina y los valores relativamente pesados de $\delta^{18}\text{O}$ en el norte en comparación con el sur ($X_{\text{SUR}} - X_{\text{NORTE}} = 5,84\text{‰}$) indican mayores tasas de evaporación en el norte, lo que estaría más relacionado a cuerpos de agua someros y estancados sin recarga frecuente de agua, es decir, a pequeñas charcas desconectadas del cuerpo lacustre principal. Este tipo de ambientes sedimentarios conformados por charcas aisladas de cuerpos lacustres someros ya han sido descritos en la literatura, como por ejemplo en el Mioceno de la Cuenca de Madrid (e.g., Sanz *et al.* 1995; Bustillo y Alonso-Zarza 2007).

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en los depósitos carbonáticos de la FAZ son congruentes con la configuración espacial del sistema lacustre/palustre: valores más ligeros obtenidos en calizas masivas formadas en zonas más internas del lago (sur) y valores más pesados en calizas

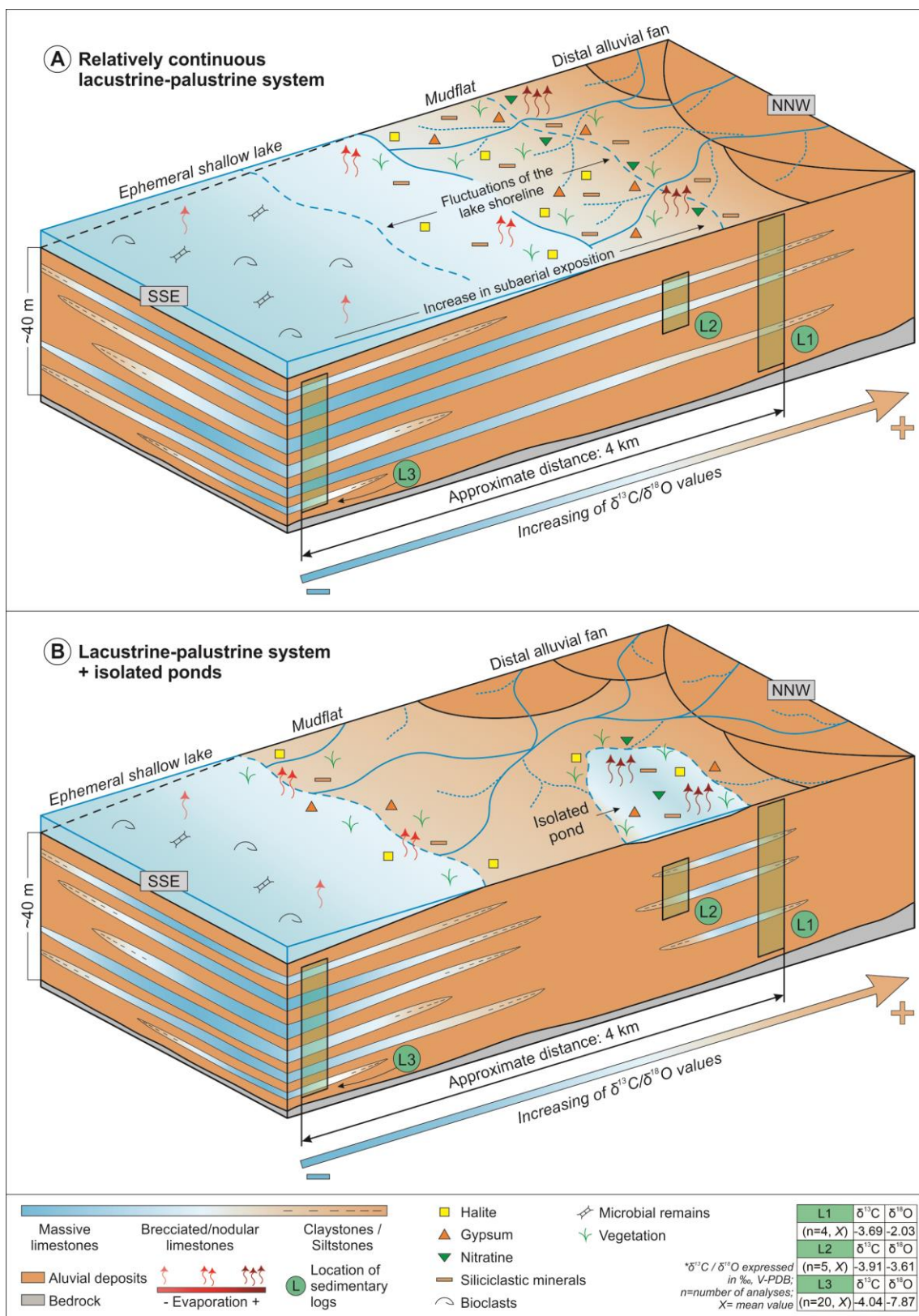


Figura II-18. Modelos esquemáticos 3D mostrando los subambientes del sistema lacustre/palustre de la Fm. Aguada Zorro. Nótese que el espesor de las calizas no está a escala. **(A)** Sistema lacustre/palustre relativamente continuo donde los depósitos carbonáticos descritos en L1 y L2 (norte) representan las zonas más marginales de dicho sistema. **(B)** Sistema lacustre/palustre donde los depósitos carbonáticos descritos en L1 y L2 (norte) representan charcas aisladas o desconectadas del cuerpo lacustre principal.

Figure II-18. Schematic 3D models showing the subenvironments of the lacustrine/palustrine system of the Aguada Zorro Fm. Note that the thicknesses of the limestones are not to scale. **(A)** Relatively continuous lacustrine/palustrine system where the carbonate deposits described in L1 and L2 (north) represent marginal zones within the system. **(B)** Lacustrine/palustrine system where the carbonate deposits described in L1 and L2 (north) represent ponds isolated or disconnected from the main lacustrine body.

nodulosas y brechoides formadas en zonas marginales del sistema lacustre/palustre o en charcas aisladas (norte). Como se ha mencionado anteriormente, la diferencia de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre el sur y el norte es consecuencia de una variación del ambiente sedimentario. Sin embargo, el hecho de que la diferencia sean tan importante ($X_{\text{SUR}}-X_{\text{NORTE}}=5,84\text{‰}$) podría implicar también una razón climática. Anteriormente se ha mencionado que las condiciones climáticas ideales para la formación de sistemas lacustres eran semiáridas o semi-húmedas (e.g., Tanner 2010; Ashley *et al.* 2014), pero cuándo se habla del Desierto de Atacama, el más árido (actualmente precipitaciones de <5 mm/año; Houston y Hartley 2003; McKay *et al.* 2003) y antiguo (incluso desde el Triásico Superior; Clarke 2006) del planeta, el término semiárido es muy relativo, ya que aun así continúan siendo condiciones relativamente más áridas que las referidas a otros contextos. Este factor climático podría agudizar aún más las diferencias entre encontrarse en un ambiente subacuoso cerca del centro del lago (sur) o en zonas marginales del sistema o charcas estancadas y aisladas con mayor exposición subaérea (norte), ya que la evaporación habría sido tan intensa en el norte que habría generado esta diferencia tan importante en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ con aquellos obtenidos en zonas más profundas del sistema lacustre (sur).

Historia deposicional y diagenética de los depósitos lacustres/palustres

La formación de sistemas lacustres/palustres está favorecida por una baja tasa de sedimentación de material detrítico y por un ascenso del nivel freático, mientras que fluctuaciones posteriores de dicho nivel y cambios en la geoquímica del agua provocan un solapamiento de procesos sedimentarios, pedogénicos y diagenéticos causantes de la formación de minerales carbonáticos (principalmente calcita y dolomita), yeso, fases silíceas (cuarzo, ópalo, calcedonia) y arcillas (e.g., Bustillo y Alonso-Zarza 2007; Bustillo *et al.* 2017).

En el caso de los niveles carbonáticos de la Fm. Aguada Zorro, se observan diversas fases minerales que sugieren la actuación y superposición de procesos sedimentarios, pedogénicos y diagenéticos: micrita negra u oscura, micrita marrón o beige con estructuras alveolares, micrita marrón o beige de aspecto "sucio", cementos de esparita y microesparita, cuarzo microcristalino, ópalo CT y chert (Fig. II-10 y II-11B). Además, los análisis de difracción de rayos-X también detectan la presencia de yeso, halita, nitrato, arcillas (illita y montmorillonita) y heulandita. Las relaciones texturales observadas entre estos minerales, así como la comparación con otros trabajos realizados, como por ejemplo la Cuenca de Madrid (Bustillo y Bustillo 2000; Bustillo y Alonso-Zarza 2007) y la Cuenca de Almazán (Huerta *et al.* 2010; Bustillo *et al.* 2017) en España,

permiten reconstruir la historia deposicional y diagenética sufrida por los niveles carbonáticos de la FAZ (Fig. II-19).

(1) *Precipitación sub-acuosa de micrita*

La primera fase en formarse es la micrita negra u oscura (Fig. II-10A y 10E), que se depositó sub-acuosamente tras la subida del nivel freático que originó la formación del cuerpo lacustre. En el sector sur de la zona de estudio, esta micrita contiene restos microbianos y algunos bioclastos que evidencian algún tipo de fauna lacustre, lo que indicaría el establecimiento de un cuerpo de agua relativamente más estable que en el área norte.

En otros depósitos lacustres Cenozoicos descritos en el Desierto de Atacama sí que se han identificado componentes como diatomeas y ostrácodos (Sáez *et al.* 1999, 2007; de Wet *et al.* 2015), cuya presencia de manera conjunta es típica de lagos alcalinos actuales (e.g., Dean y Fouch 1983; Newton 1994). Sin embargo, las observaciones de microscopía óptica y SEM realizadas en el presente trabajo no han logrado identificar diatomeas u ostrácodos con total certeza, por lo que sería necesario analizar más muestras en detalle ya que dichos componentes son muy comunes en otros depósitos similares del Desierto de Atacama.

(2) *Emersión y exposición subaérea*

Tras la formación del cuerpo lacustre y la precipitación de la micrita primaria, periodos de sequía provocaban bajadas del nivel freático que hacían emerger estas calizas. Esta exposición subaérea prolongada generaba grietas de desecación (Fig. II-11C) y texturas nodulosas y brechoides (Fig. II-9) propias de un ambiente palustre. También tenía lugar la colonización vegetal, cuyas raíces (Fig. II-11D) penetraban en el sedimento carbonático todavía poco consolidado y originaban la precipitación de micrita marrón o beige alrededor de sus septos generando estructuras alveolares (Fig. 10G y 10H) asociadas a la actividad de microorganismos (Wright 1986). Además, en las zonas más marginales del sistema lacustre o en charcas aisladas donde la exposición era más frecuente y prolongada (zona norte), era común la precipitación de manera intersticial y puntual de minerales evaporíticos como yeso, halita e incluso nitratina. La precipitación de estos minerales evaporíticos suele estar asociada a aguas sub-superficiales con alta salinidad muy cercanas a la superficie bajo altas tasas de evaporación (e.g., Hardie *et al.* 1978; Rouchy *et al.* 1993, de Wet *et al.* 2015). En particular, la precipitación de yeso en estos ambientes puede ser libre a partir de una salmuera estancada que periódicamente alcanza la sobresaturación (e.g. Gibert *et al.* 2007) o, más comúnmente y como parece ser en este estudio, cerca de la superficie a partir de aguas subterráneas someras sobresaturadas en sulfato de calcio (Bowler y Teller 1986; Magee 1991; Huerta *et al.* 2010). La presencia de nitratina (mineral precisamente definido en la Región de Tarapacá, al norte de la zona de estudio) revela que las tasas de evaporación habrían sido extremadamente altas (e.g. Rech *et al.* 2003).

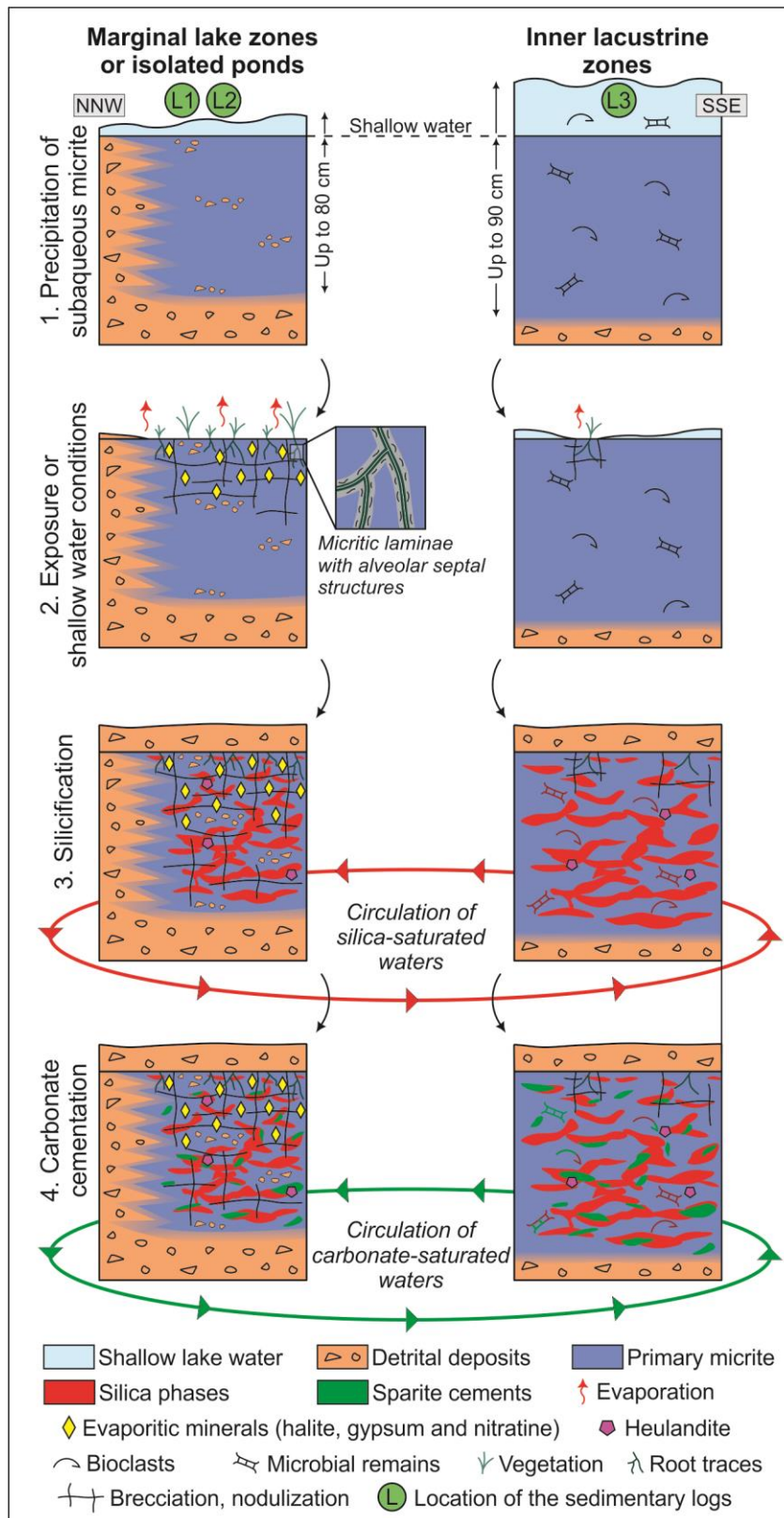


Figura II-19. Esquema mostrando la historia deposicional y diagenética experimentada por los depósitos lacustres/palustres de la Fm. Aguada Zorro.

Figure II-19. Sketch showing the sequence of the depositional and diagenetic processes underwent by the lacustrine/palustrine deposits of the Aguada Zorro Fm.

(3) Silicificación

Las siguientes especies minerales observadas son las fases silíceas (principalmente cuarzo y ópalo CT), que aparecen cementando o reemplazando a la micrita primaria de manera aleatoria e irregular formando parches, nódulos y bandas centimétricas. Cuando el grado de reemplazamiento es bajo, se observa una micrita remanente de color marrón o beige y de aspecto “sucio” (Fig. II-10A y 10E).

Este reemplazamiento o silicificación de calizas lacustres/palustres en etapas de diagénesis temprana ha sido ampliamente estudiado en ambientes similares (e.g., Armenteros *et al.* 1990; Bustillo y Alonso-Zarza 2007), incluido el Desierto de Atacama (Sáez *et al.* 1999; de Wet *et al.* 2015). El factor más importante en el proceso de silicificación de estas calizas es la relación de solubilidad inversa existente entre la calcita y la sílice en función del pH (e.g., Siever 1962; Nash y Ullyott 2007; Bustillo 2010). A pesar de que hay un pequeño rango de pH donde la sílice y la calcita pueden coexistir, estos trabajos apuntan que en fluidos con $\text{pH} < \sim 9$, la sílice tiende a precipitar y la calcita a disolverse, mientras que cuando el pH es mayor a ~ 9 , ocurre lo contrario. Por lo tanto, tras la formación de las calizas lacustres/palustres es necesaria la circulación de aguas con $\text{pH} < \sim 9$ que provoquen la silicificación. El ópalo CT es el ópalo más común en sedimentos silicificados. Cuando estos sedimentos silicificados por ópalo sufren procesos de “envejecimiento” (*ageing*) durante el enterramiento, se forma cuarzo microcristalino (e.g. Williams *et al.* 1985), aunque este cuarzo también puede formarse directamente en etapas de diagénesis meteórica dependiendo del tiempo y la temperatura (Arakel *et al.* 1989; Bustillo y Alonso-Zarza 2007). En el Desierto de Atacama, la sílice proviene principalmente de la alteración de vidrios volcánicos en medios alcalinos (Sáez *et al.* 1999; de Wet *et al.* 2015), lo que también podría explicar la existencia puntual de heulandita. Esta zeolita, muy difícil de distinguir de otras como la clinoptilolita mediante difracción de rayos-X (e.g. Bish y Boak 2001), puede aparecer en contextos sedimentarios debido a la disolución de vidrio volcánico durante la diagénesis (e.g. Noh y Boles 1993).

El caso del nivel lacustre/palustre Lac Prof 9 de la localidad L3 (Fig. II-9B) es particular y no se repite en el resto de la serie. Se caracteriza por contener un nivel de chert centimétrico rico en ópalo a techo del nivel de caliza (el límite entre ambos es muy irregular; Fig. II-11B) y, por encima, un nivel evaporítico muy rico en halita (Fig. II-9B). Este caso es poco común y serían necesarios más análisis de detalle, pero eventualmente podría asemejarse a sistemas lacustres más alcalinos, como por ejemplo el caso del Lago Magadi, en Kenia (Schubel y Simonson 1990). La solubilidad de la sílice amorfa alcanza valores de 800 ppm a un $\text{pH}=10,6$ (Alexander *et al.* 1954), lo cual no es inusual en lagos salinos. Un abrupto evento de desecación con altas tasas de evaporación puede hacer descender el pH a valores alrededor de ~ 7 , lo que provoca la precipitación de chert o geles de ópalo (Peterson y Van Der Borch 1965; Wheeler y Textoris 1978) o silicatos de sodio y potasio hidratados como la magadita (Schubel y Simonson 1990) que se convierte en chert cuando se lixivia con fluidos más diluidos (Renaut *et al.* 1986). Eventualmente, el nivel Lac Prof 9, que posteriormente sufriría procesos de silicificación como en

el resto de casos, podría ejemplificar un sistema lacustre/palustre común donde fue aumentando su salinidad, recibiendo un fluido alcalino muy salino con alta cantidad de sílice disuelta que, tras sufrir un evento de desecación muy marcado, provocó la precipitación de chert reemplazando el techo del nivel carbonático. La llegada de nuevos fluidos salinos y su posterior estancamiento y evaporación pudo originar la precipitación masiva de halita semejante a un salar actual.

(4) *Cementación carbonática*

Finalmente, parte de la porosidad fue cementada por esparita y microesparita (Fig. II-10A). Este nuevo proceso se debe a la circulación tardía de aguas alcalinas capaces de disolver la sílice y de hacer precipitar la calcita (Fig. II-19).

2.5.2 Gravas Negras (GN)

2.5.2.1 Contexto sedimentario

La unidad Gravas Negras aflora en la localidad L3 y está constituida exclusivamente por la asociación de *facies* AF1 (abanico aluvial proximal dominado por *debris flows*).

Esta unidad se depositó en abanicos aluviales dominados por flujos torrenciales no canalizados de alta energía de tipo *debris flow* (Fig. II-20). La angulosidad de los clastos y la escasez de areniscas y limos indican que esta unidad se formó en una posición relativamente proximal dentro del sistema sedimentario. Como se mencionó en la descripción de *facies*, la litología de los clastos y las observaciones en imagen satelital indican que estos abanicos aluviales provenían la Sierra de Varas, inmediatamente al este de la zona de estudio. Los depósitos clásticos transportados por estos flujos de tipo *debris flow* se sedimentaron hacia el oeste de forma discordante sobre los materiales levemente deformados en aquel momento de la FAZ. La estructura sinclinal que conforman la FAZ y las GN y el hecho de que estas últimas solo afloren en esta localidad sugiere que las GN se depositaron en pequeñas cuencas aisladas o cubetas adyacentes a la Sierra de Varas colmatando el relieve existente.

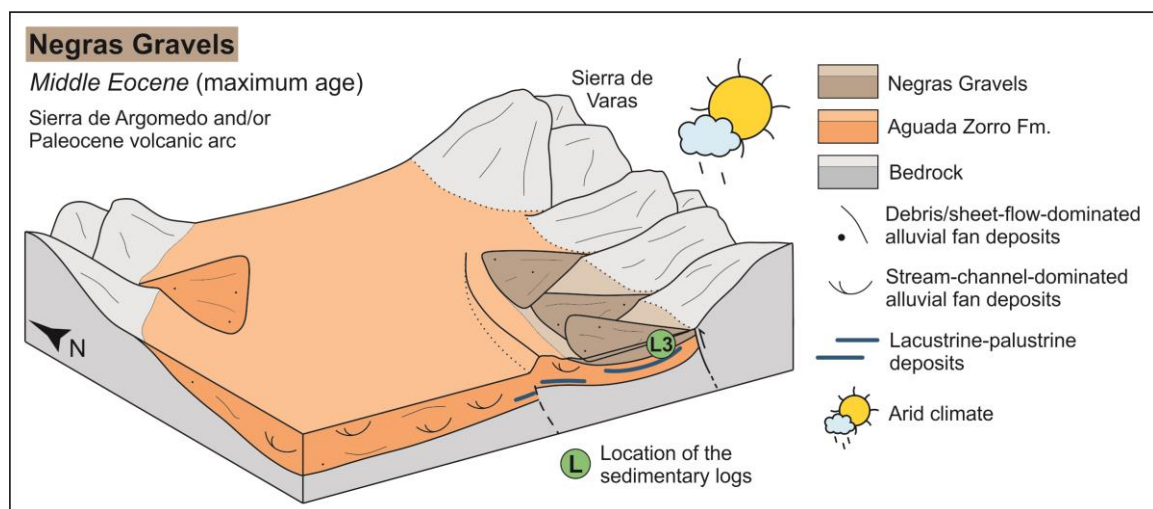


Figura II-20. Modelo esquemático 3D (no a escala) mostrando el contexto paleoambiental y paleogeográfico durante la sedimentación de la unidad Gravas Negras.

Figure II-20. Schematic (not to scale) 3D model showing the palaeoenvironmental and palaeogeographical context during the sedimentation of the Negras Gravels.

2.5.3 Formación Pampa de Mulas (FPM)

2.5.3.1 Contexto sedimentario

La Formación Pampa de Mulas (FPM), que aflora en las localidades L1, L3 y L4, está constituida por la asociaciones de *facies* AF2 (abanico aluvial medio-distal dominado por *debris/sheet flows*) y, principalmente, por la AF3 (abanico aluvial medio-distal dominado por sistemas fluviales tipo *braided*).

Esta formación se depositó predominantemente en abanicos aluviales dominados por sistemas fluviales tipo *braided* alternados con flujos torrenciales no canalizados de alta energía de tipo *debris flow* y *sheetflow* (Fig. II-21). Las estructuras y rasgos fluviales son mucho menos notorios que los observados en la FAZ, lo que sugiere una red fluvial menos desarrollada y menos perenne. Al igual que en el caso de las GN, la litología de los clastos y las observaciones en imagen satelital indican que estos abanicos aluviales provenían la Sierra de Varas, inmediatamente al este de la zona de estudio. Los depósitos clásticos transportados por estos flujos de tipo *braided*, *debris flow* y *sheetflow* se sedimentaron discordantemente hacia el oeste cubriendo los materiales deformados de la FAZ y de las GN.

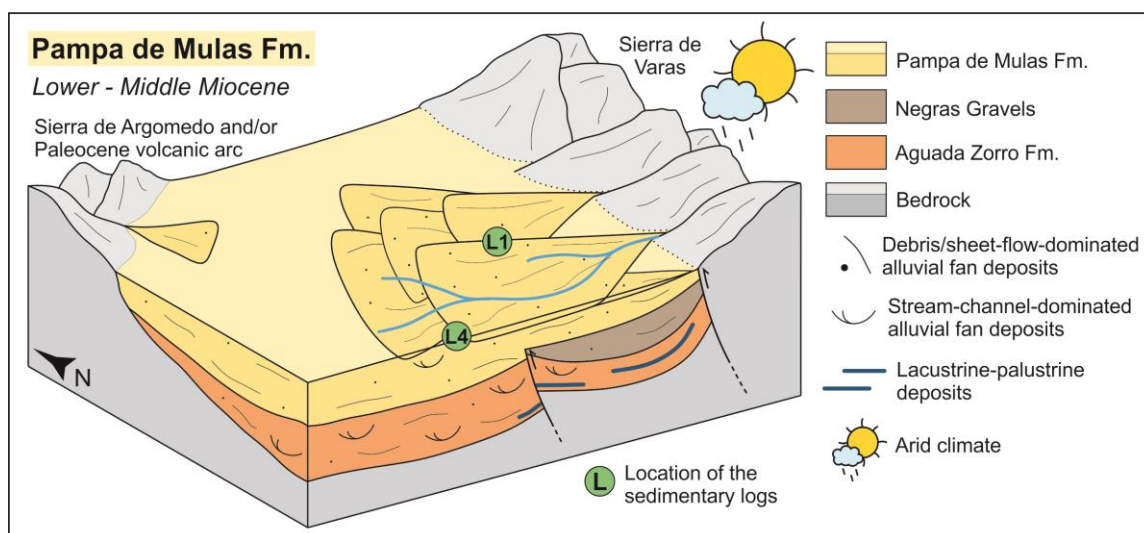


Figura II-21. Modelo esquemático 3D (no a escala) mostrando el contexto paleoambiental y paleogeográfico durante la sedimentación de la Fm. Pampa de Mulas.

Figure II-21. Schematic (not to scale) 3D model showing the palaeoenvironmental and palaeogeographical context during the sedimentation of the Pampa de Mulas Fm.

2.5.4 Depósitos aluviales del Mioceno Superior – Plioceno (DMP)

2.5.4.1 Contexto sedimentario

Los Depósitos aluviales del Mioceno Superior – Plioceno (DMP), unidad superior de la serie y que aflora en las localidades L1 y L4, está constituida por la asociaciones de *facies* AF1 (abanico aluvial proximal dominado por *debris flows*) y AF5 (ambiente pedogénico yesífero).

La asociación predominante es la AF1 y, como en el caso de las GN, representa abanicos aluviales dominados por flujos torrenciales no canalizados de alta energía de tipo *debris flow* (Fig. II-22) y, en menor medida, de tipo *sheetflow*. La angulosidad de los clastos y la escasez de areniscas y limos también indican que esta unidad se formó en una posición relativamente proximal dentro del sistema sedimentario. Al igual que la FMP y las GN, la litología de los clastos y las observaciones en imagen satelital indican que los DMP provienen de la Sierra de Varas. Los DMP presentan una distribución espacial más restringida que el resto de las unidades. Los afloramientos están restringidos a la vertiente norte de la Quebrada El Profeta, observándose en imagen satelital como un cono o depósito de color más oscuro (Fig. II-3). Los materiales de los DMP tienen intercalado un nivel de ceniza volcánica de $9,56 \pm 0,09$ Ma (González *et al.* 2015). Sin embargo, al sur de la Quebrada El Profeta no se observan depósitos correspondientes a los DMP, pero si se reconoce este nivel de ceniza directamente sobre los materiales de la FPM, en concreto sobre la yesicreta Profeta.

La yesicreta Profeta (AF5) solo aflora en la localidad L4, situada a unos 4 km al oeste de L1. Esta superficie pedogénica se formó sobre materiales correspondientes a la FPM en superficies inactivas de los abanicos o en áreas entre dichos abanicos. Esta yesicreta representa una superficie estable, con muy bajas tasas de erosión y sedimentación y formada bajo la influencia de altas tasas de evaporación propias de un clima relativamente árido (e.g., Rech *et al.* 2006; Jordan *et al.* 2014).

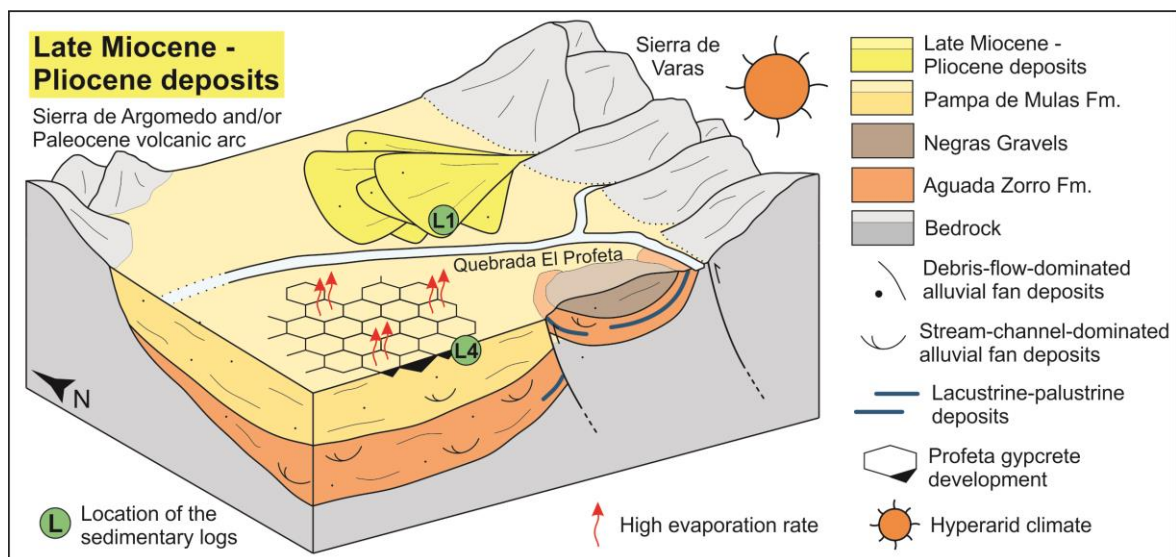


Figura II-22. Modelo esquemático 3D (no a escala) mostrando el contexto paleoambiental y paleogeográfico durante la sedimentación de los Depósitos aluviales del Mioceno Superior – Plioceno.

Figure II-22. Schematic (not to scale) 3D model showing the palaeoenvironmental and palaeogeographical context during the sedimentation of the Late Miocene – Pliocene alluvial Deposits.

2.5.4 Síntesis de la evolución paleogeográfica, paleoambiental y paleoclimática de la cuenca

Los resultados obtenidos en este capítulo permite obtener una visión general sobre la evolución paleogeográfica, paleoambiental y paleoclimática durante el Cenozoico de la Cuenca Quebrada El Profeta (Fig. II-23) y compararla con otros sectores similares del antearco Andino del Norte de Chile.

El relleno sedimentario de la cuenca comenzó con la sedimentación de la Fm. Aguada Zorro (FAZ) durante y/o a partir del Eoceno Inferior – Medio (edad máxima). La sedimentación se produjo en la parte media-distal de abanicos aluviales dominados por sistemas fluviales de tipo *braided* alternado con flujos torrenciales de alta energía no confinados de tipo *debris flow* y *sheetflow* y, en algunos casos, pasando distalmente a sistemas lacustres/palustres someros y efímeros. La dirección y sentido predominante de transporte era NO → SE, lo que indica que estos depósitos provenían de la Sierra de Argomedo o incluso a afloramientos más al oeste correspondientes a calderas extensionales del arco volcánico Paleoceno – Eoceno Inferior (Espinoza *et al.* 2011, 2012). A diferencia de contextos extensionales donde se necesita un régimen tectónico relativamente activo para generar suficiente espacio de acomodación que permita generar sistemas lacustres (e.g., Meléndez *et al.* 2009; Alonso-Zarza *et al.* 2012), en contextos compresivos es preferible una tectónica relativamente inactiva que reduzca o inhiba el aporte de material siliciclástico por parte de los sistemas aluvio-fluviales y permitir así el desarrollo del sistema lacustre (e.g., Alonso-Zarza 2003; Valero-Garcés *et al.* 2008). Además, el clima no puede ser demasiado húmedo con el fin de evitar el transporte de grandes masas de material detrítico al sistema lacustre, ni tampoco demasiado árido, ya que es necesaria una cantidad mínima de agua que permita la precipitación de carbonato (e.g., Tanner 2010; Ashley *et al.* 2014). Por lo tanto, la formación de depósitos lacustres/palustres debería reflejar condiciones climáticas semiáridas o semi-húmedas y, eventualmente, pausas o periodos tectónicos relativamente menos activos. Sin embargo, el hecho de que los depósitos lacustres/palustres de la FAZ presenten poco espesor (<1 m) y que están inmediatamente cubiertos por *facies* aluviales indicaría que los periodos de quiescencia tectónica podrían haber sido relativamente cortos. Además, como se ha mencionado anteriormente, casi la totalidad de los niveles lacustres/palustres están restringidos a la mitad inferior de la FAZ, mientras que la mitad superior está dominada por depósitos aluviales clásticos. *A priori* esto indicaría que durante la formación del tramo superior de la FAZ tuvo lugar una mayor actividad tectónica que desembocó en la progradación del sistema y/o un mayor aporte de agua que generó un mayor transporte de material siliciclástico, el cual inhibió la formación de sistemas lacustres. Esto concuerda con el

momento tectónico en el que se formó la FAZ, coetánea o en estadios previos de la Fase Tectónica Incaica, evento de deformación regional causante del alzamiento de la Precordillera en el Norte de Chile durante el Eoceno Medio – Oligoceno Inferior (45-33 Ma; e.g., MaksaeV y Zentilli 1999; Tomlinson *et al.* 2001; Mpodozis *et al.* 1993; Arriagada *et al.* 2008). Además, diversos estudios (Reutter *et al.* 1996; Tomlinson y Blanco 1997; Niemeyer y Urrutia, 2009; Dilles *et al.* 2011; Riquelme *et al.* 2017) consideran que la Fase Incaica tuvo un carácter polifásico con varios pulsos de deformación. La ausencia de niveles de paleosuelos en la FAZ, que necesitan bajas tasas de erosión y sedimentación para su desarrollo, también podría indicar que no hubo largos periodos tectónicos inactivos con pausas en la sedimentación detrítica.

El hecho de que los depósitos de la FAZ procedan del NO contrasta con la dirección predominante de transporte E → O que se observa en gran parte de la Precordillera y Depresión Central del Norte de Chile tras la Fase Incaica (desde el Eoceno Medio – Oligoceno hasta la actualidad). Los trabajos que describen el relleno sedimentario Neógeno en estos sectores apuntan que el alzamiento de la Precordillera durante la Fase Incaica generó un leve basculamiento hacia el oeste del antearco Andino, por lo que gran parte de las direcciones de transporte de los depósitos de gravas era E → O en las cuencas intramontañosas de la Precordillera (i.e., Distrito Minero Centinela; Riquelme *et al.* 2017) y en la Depresión Central (i.e., Pampa del Tamarugal; Jordan *et al.* 2014). Sin embargo, la procedencia de los depósitos previos a la Fase Incaica no fue siempre desde el oeste. Por ejemplo, en la Cuenca de Calama, la dirección predominante de transporte de la Fm. Calama (Eoceno; May *et al.* 1999; Blanco 2008) era S → N, siendo la Sierra de Limón Verde el área fuente. Asimismo, Bascuñan *et al.* 2016 discuten la procedencia del relleno sedimentario Cretácico – Paleógeno del sector occidental de la Cuenca Salar de Atacama, donde la dirección predominante de transporte siempre es O → E, pero el área fuente es progresivamente más proximal debido a la migración de la deformación hacia el oeste.

A nivel climático es complicado obtener alguna conclusión debido a la falta de edades geocronológicas que permitan correlacionar los depósitos de la Fm. Aguada Zorro con algún episodio climático global o regional. Además, es poco común encontrar en el registro geológico del Desierto de Atacama depósitos lacustres/palustres pre-Miocenos, ya que la mayoría de ellos se registran en el Mioceno Superior – Plioceno, como por ejemplo en la Cuenca de Quillagua Llamara (Fm. Quillagua; Sáez *et al.* 1999), en la Cuenca de Calama (Fm. Opache; May *et al.* 1999, 2005; de Wet *et al.* 2015) y en el Salar de Atacama (Fm. Vilama; Evenstar *et al.* 2016). Si bien las variaciones de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en los depósitos lacustres/palustres reflejan variaciones ambientales dentro del sistema sedimentario (Fig. II-24), sí que se puede apuntar que durante la sedimentación de la FAZ el clima debía de ser árido o semiárido, ya que, por un lado, debió de existir el agua disponible necesaria que permitiera el establecimiento de lagos someros donde precipitaba el carbonato y, por otro, periodos de sequía donde estas calizas quedaban expuestas (e.g. Alonso-Zarza 2003).

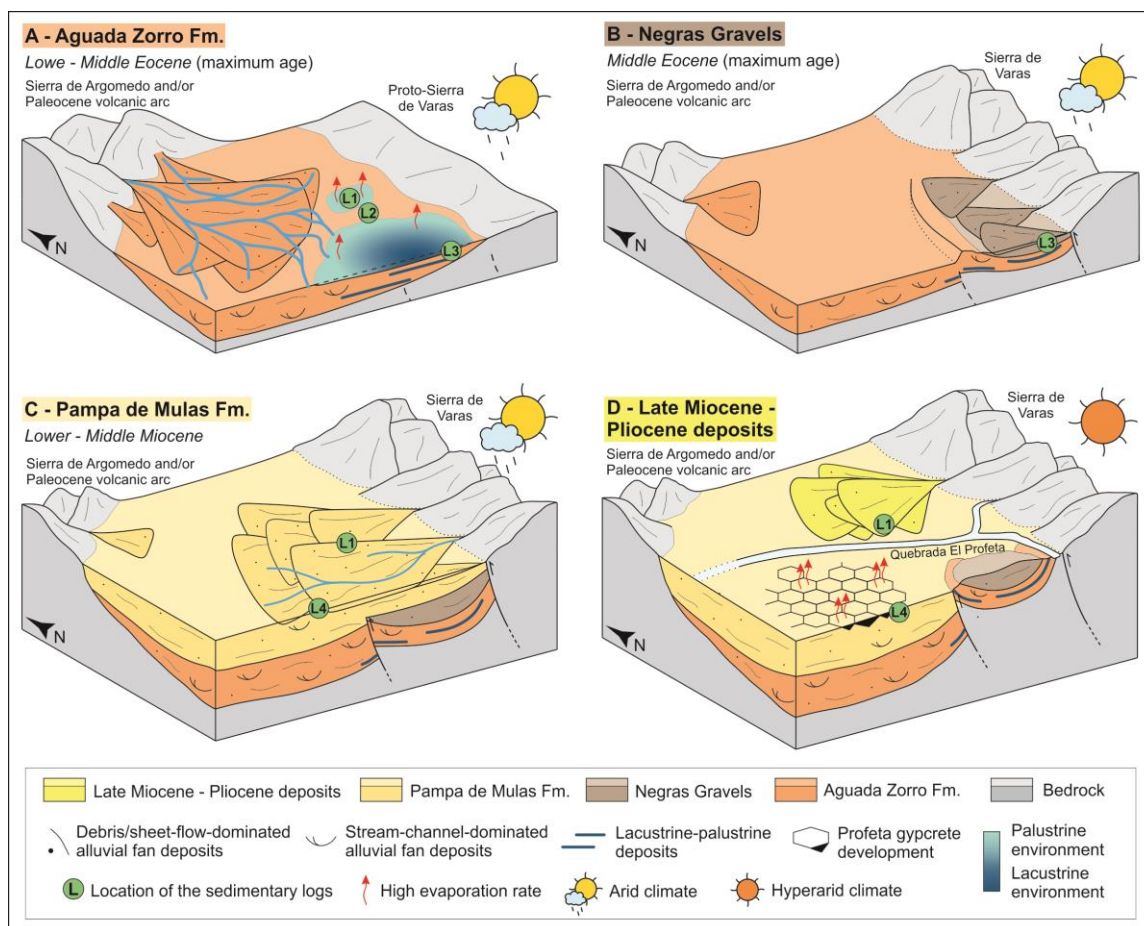


Figura II-23. Modelo esquemático 3D (no a escala) mostrando la evolución paleoambiental y paleogeográfico del Cenozoico de la Cuenca Quebrada El Profeta.

Figure II-23. Schematic (not to scale) 3D models showing the Cenozoic palaeoenvironmental and palaeogeographical evolution of the Quebrada El Profeta Basin.

Tras la sedimentación de la Fm. Aguada Zorro tuvo lugar el alzamiento de la actual Sierra de Varas (inmediatamente al este de la zona de estudio) durante la Fase Incaica. La denudación del relieve creado en la Sierra de Varas supuso la sedimentación de la unidad Gravas Negras (GN, Eoceno Medio – Superior) de forma discordante sobre la ya levemente deformada FAZ. Las GN se depositaron en la parte proximal de abanicos aluviales dominados por *debris flows* con una dirección y sentido predominante de transporte E → W. La distribución espacial de esta unidad y la estructura sinclinal que conforma junto a la FAZ sugiere que las GN rellenaron una pequeña cuenca o cubeta aislada adyacente a la Sierra de Varas. Este tipo de áreas deprimidas aisladas han sido descritas en otros sectores del Desierto de Atacama como en el Salar de Atacama (Evenstar *et al.* 2016).

Posteriormente, tuvo lugar la sedimentación de la Fm. Pampa de Mulas (FPM) y de los Depósitos aluviales del Mioceno Superior – Plioceno (DMP), ambas originadas a partir de la erosión de la Sierra de Varas (E → W). La FPM, con una distribución espacial mayor que las GN, se formó en la parte media-proximal de grandes abanicos aluviales dominados por procesos fluviales

alternados con *debris flows* y *sheetflows*. Durante o tras la sedimentación de la FPM podría haber tenido lugar la incisión de la Quebrada El Profeta, ya que la posterior sedimentación de los DMP, resultado de erosión del relieve creado por la reactivación de estructuras incaicas en la Sierra de Varas (González *et al.* 2015), estuvo restringida a la zona norte de dicha quebrada. Por el contrario, en la zona sur de la quebrada no se produjo sedimentación y el resultado es la formación de la yesicreta Profeta a los ~9,5 Ma sobre materiales correspondientes a la FPM. Este contraste entre las dos vertientes de la Quebrada El Profeta está bien constreñido por el nivel de ceniza volcánica ($9,56 \pm 0,09$ Ma; González *et al.* 2015) que se encuentra a techo de la yesicreta, al sur de la quebrada, e intercalada en los DMP, al norte. Por lo tanto, la formación de la yesicreta Profeta refleja condiciones estables con bajas tasas de erosión y sedimentación bajo un régimen climático árido, lo cual también está evidenciado por las superficies de pedimentación observadas en la FPM y en los DMP (González *et al.* 2015; este trabajo). Estas superficies son indicadores de bajas tasas de erosión/sedimentación bajo condiciones áridas durante periodos tectónicamente inactivos (e.g., Strudley y Murray 2007; Dohrenwend y Parsons 2009; Riquelme *et al.* 2017). Además, si se considera que un alto nivel freático de aguas salinas también podría haber influido en la formación de la yesicreta, la incisión de la Quebrada El Profeta y la diferencia topográfica creada entre las dos vertientes de la quebrada podrían también jugar un importante papel. En cuanto a los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, los valores relativamente más pesados registrados en esta yesicreta reflejan una menor influencia de la actividad biológica y mayores tasas de evaporación que aquellos obtenidos en los depósitos lacustres/palustres de la FAZ (Fig. II-24). Comparando con otros trabajos que también llevan a cabo análisis de isótopos estables en el Desierto de Atacama (Rech *et al.* 2010; de Wet *et al.* 2015; Oerter *et al.* 2016), esta transición hacia valores más pesados de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ evidencian una aridificación en el clima a partir del Mioceno Medio – Superior.

El cambio de dirección de transporte y de área fuente de las unidades más jóvenes (GN, FPM y DMP) con respecto a la FAZ (E \rightarrow O vs. NO \rightarrow SE, respectivamente) y la sedimentación de las *facies* relativamente proximales de las unidades más jóvenes sobre los depósitos lacustres/palustres de la FAZ indican que tuvo que ocurrir un cambio paleogeográfico importante. La dirección de transporte E \rightarrow O observada en las GN, FPM y DMP también es la predominante en el resto de sectores precordilleranos y de la Depresión Central en el Norte de Chile, como por ejemplo se puede observar en el Distrito Minero Centinela (Riquelme *et al.* 2017), Pampa del Tamarugal (Jordan *et al.* 2014) o en el resto de sectores hasta los 18°S (Hartley y Evenstar 2010 y referencias incluidas en ese trabajo). Por lo tanto, esta constancia en la procedencia de los sedimentos contrasta con las distintas direcciones de transporte mencionadas anteriormente, como es el caso de la FAZ, previas al alzamiento definitivo de la Precordillera.

Finalmente, durante el Cuaternario únicamente se registran escasos depósitos de origen torrencial (González *et al.* 2015) bajo una tendencia climática regional hiperárida (e.g. Jordan *et al.* 2014) con pulsos o eventos más húmedos que originaron, por ejemplo, surgencias o “aguadas” en el margen occidental de la Sierra de Varas (Sáez *et al.* 2016).

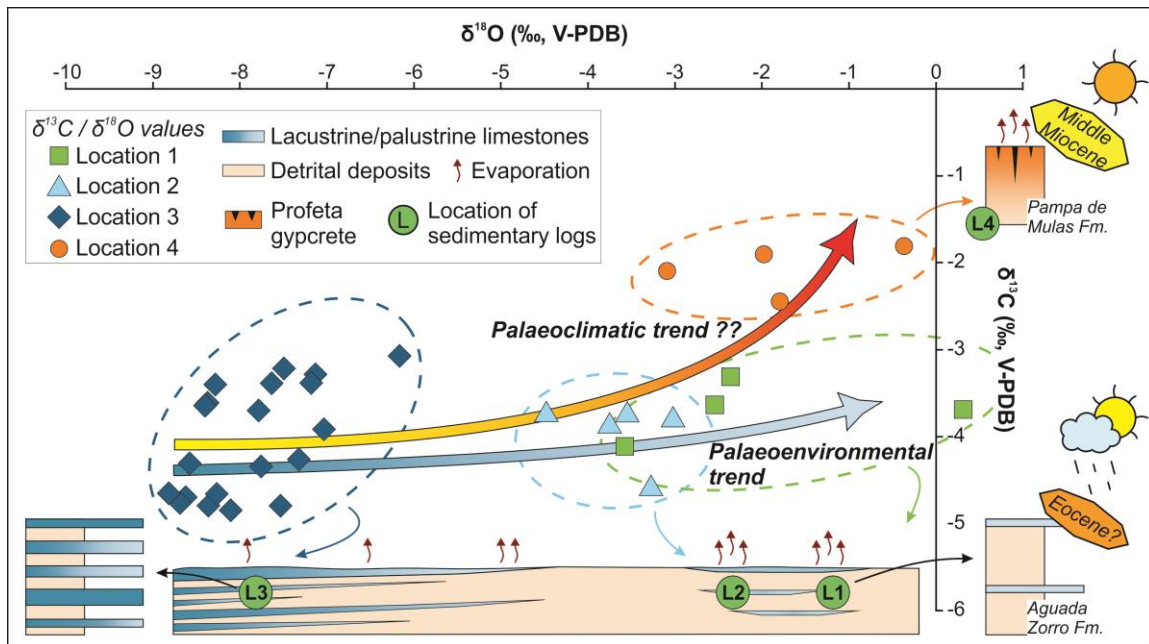


Figura II-24. Gráfico representando las tendencias de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en los distintos ambientes y unidades y relacionándolas con sus implicaciones paleoambientales y paleoclimáticas.

Figure II-24. Cross plot of the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values trends and linking them to their possible palaeoenvironmental and palaeoclimatic implications.

2.6 Conclusiones parciales

(1) Registro sedimentario del Cenozoico Superior de la Cuenca Quebrada El Profeta

La Cuenca Quebrada El Profeta es una cuenca Cenozoica, continental e intramontaña emplazada en la Precordillera del antearco Andino del Norte de Chile. Su registro estratigráfico está compuesto por la Fm. Aguada Zorro (Eoceno Inferior – Medio?, edad máx.), las Gravas Negras (Eoceno Medio?, edad máx.), la Fm. Pampa de Mulas (Mioceno Medio – Inferior) y por los Depósitos Aluviales del Mioceno Superior – Plioceno (DMP), además de escasos depósitos más jóvenes de edad Cuaternaria (González *et al.* 2015). La Fm. Aguada Zorro se originó en la parte media-distal de abanicos aluviales dominados por sistemas fluviales de tipo *braided*, alternado con episodios torrenciales no confinados de alta energía de tipo *debris/sheet flow* y con sistemas lacustres someros y efímeros. Las Gravas Negras se depositaron en pequeñas cuencas aisladas junto a la Sierra de Varas en la parte proximal de abanicos aluviales dominados por flujos de alta energía de tipo *debris flow*. La Fm. Pampa de Mulas presenta una mayor extensión que la unidad anterior y se depositó en abanicos aluviales dominados por sistemas fluviales de tipo *braided*, alternado con episodios torrenciales no confinados de alta energía de tipo *debris/sheet flow*. Los DMP están restringidos a la parte norte de la Quebrada El Profeta y se depositaron en abanicos aluviales dominados por flujos no confinados de tipo *debris flow* y, en menor medida, *sheetflow*. A techo de la Fm. Pampa de Mulas se desarrolló una yesicreta pedogénica (yesicreta Profeta) cubierta por un nivel volcánico de ca. 9,5 Ma (González *et al.* 2015).

(2) Sistema lacustre/palustre de la Fm. Aguada Zorro

El espesor de los niveles, la variación lateral de *facies* y la mineralogía de los depósitos carbonáticos del sistema lacustre/palustre de la Fm. Aguada Zorro permite reconstruir su configuración espacial y sus sub-ambientes. Los depósitos lacustres/palustres observados más al sur representan zonas del lago relativamente más profundas (más cercanas al depocentro) y estables, mientras que los depósitos palustres formados más al norte podrían representar áreas marginales del sistema lacustre/palustre que quedaban expuestas con mayor frecuencia o, más probablemente, charcas someras de poca extensión aisladas o desconectadas del sistema lacustre principal. Además, estos depósitos lacustres/palustres presentan complejas relaciones texturales y mineralógicas que evidencian la actuación y superposición de distintos procesos sedimentarios, pedogénicos y diagenéticos: (1) precipitación de micrita en el cuerpo lacustre, (2) emersión y exposición sub-aérea con precipitación sub-superficial de minerales evaporíticos, (3) silificación provocada por la circulación de fluidos sobresaturados en sílice y (4) cementación carbonática provocada por la circulación de fluidos sobresaturados en carbonato.

(3) Evolución paleogeográfica de la Cuenca Quebrada El Profeta

El cambio de dirección de transporte en la sedimentación y de área fuente observado entre la Fm. Aguada Zorro y el resto de unidades más jóvenes supuso un importante cambio

paleogeográfico en la Cuenca Quebrada El Profeta. Diversas evidencias (conteos de clastos, las medidas de paleocorrientes y observaciones geomorfológicas) indican que durante la formación de la Fm. Aguada Zorro la dirección de transporte era NO → SE, mientras que durante la sedimentación del resto de unidades pasó a ser E → O. Este cambio paleogeográfico estuvo probablemente asociado a la Fase Tectónica Incaica, evento de deformación ocurrido en el Norte de Chile entre los ca. 45 y 33 Ma que provocó el alzamiento de la Precordillera. Este alzamiento provocó el levantamiento de la Sierra de Varas (sector precordillerano a los ~25°S) y la convirtió en la principal área fuente del sistema sedimentario, provocando una inversión en la dirección de transporte de la sedimentación en la cuenca.

(4) Interpretaciones paleoambientales y paleoclimáticas a partir de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$

Las variaciones en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en las calizas lacustres/palustres de la Fm. Aguada Zorro son debidas a variaciones paleoambientales y son congruentes con las observaciones sedimentológicas y petrológicas. Los valores relativamente pesados de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en la zona norte del sistema lacustre (posibles charcas aisladas) indican mayores tasas de evaporación que las evidenciadas por los valores relativamente ligeros obtenidos en la zona sur (áreas más profundas) del sistema lacustre. El hecho de que todos valores de $\delta^{13}\text{C}$ de la Fm. Aguada Zorro sean relativamente pesados y que no muestren diferencias significativas entre sí podría indicar que la influencia de la actividad biológica era muy baja en todo el sistema lacustre/palustre. Por otro lado, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en la yesicreta Profeta son mucho más pesados que los obtenidos en la Fm. Aguada Zorro, lo que se debe a la influencia de altas tasas de evaporación y a una baja actividad biológica. Este hecho, junto con las características de la propia yesicreta, podría evidenciar una aridificación del clima asociado al establecimiento de la hiperárididad en el Desierto de Atacama durante el Mioceno Medio – Superior. Este último punto será tratado en mayor profundidad en el Capítulo IV.

2.6(e) Partial conclusions

(1) Upper Cenozoic sedimentary record of the Quebrada El Profeta Basin

The Quebrada El Profeta Basin is a Cenozoic, continental and intramontane basin located in the Precordillera of the Andean forearc in northern Chile. Its stratigraphic record is composed by the Aguada Zorro Fm. (Lower – Middle Eocene?, maximum age), the Negras Gravels (Middle Eocene), maximum age), the Pampa de Mulas Fm. (Lower – Middle Miocene) and the Late Miocene – Pliocene Alluvial Deposits (DMP), as well as by scarce younger Quaternary deposits (González *et al.* 2015). The Aguada Zorro Fm. formed in the medium to distal part of fluvial-dominated alluvial fans, alternated with high energy debris/sheet-flow-type episodes and with shallow and ephemeral lacustrine systems. The Negras Gravels formed in small isolated basins adjacent to the Sierra de Varas range in the proximal part of debris-flow-dominated alluvial fans. The Pampa de Mulas Fm. has a larger lateral extension than the previous unit and was deposited in fluvial-dominated alluvial fans, alternated with high energy debris/sheet-flow-type episodes. The DMP are restricted to the northern area of the Quebrada El Profeta and formed in debris-flow-dominated and, to a lesser extent, sheet-flow-dominated alluvial fans. A pedogenic gypcrete (Profeta gypcrete) was developed at the top of the Pampa de Mulas Fm. and was covered by a 9.5 Ma volcanic layer (González *et al.* 2015).

(2) Lacustrine/palustrine system of the Aguada Zorro Fm.

The variations in the bed thicknesses, *facies* distribution and mineralogy of the carbonate deposits of the Aguada Zorro Fm. allow the reconstruction of the spatial configuration and the sub-environments of the lacustrine/palustrine system. The carbonate deposits described in the southern part of the study area represent relatively more perennial and deeper lacustrine zones (closer to the depocentre), whereas the carbonate deposits described in the northern part could represent marginal lacustrine areas or, more probably, shallow ponds where subaerial exposure was common that were isolated from the main lake. Moreover, these lacustrine/palustrine deposits show complex textural and mineralogical relations that evidence the occurrence and overlapping of different sedimentary, pedogenic and diagenetic processes: (1) precipitation of subaqueous micrite, (2) emersion and subaerial exposure with sub-surficial precipitation of evaporitic minerals, (3) silicification caused by the circulation of silica-saturated fluids and (4) carbonate cementation caused by the circulation of carbonate-saturated waters.

(3) Palaeogeographic evolution of the Quebrada El Profeta Basin

The variation in the direction of sediment transport and source area observed between the Aguada Zorro Fm. and the rest of younger units meant an important palaeogeographic change in the Quebrada El Profeta Basin. Several evidences (clast counting, paleocurrent directions and geomorphological observations) indicate that the direction of sediment transport was NW → SE during the formation of the Aguada Zorro Fm, whereas it was E → W during the sedimentation of the rest of the units. This palaeogeographic change was probably associated to the Incaic

Tectonic phase, deformation event occurred in northern Chile between ca. 45 and 33 Ma that triggered the uplift of the Precordillera. This event caused the uplift of the Sierra de Varas range (precordilleran sector at ~25°S) and turns it into the main source area of the sedimentary system, causing an inversion in the direction of sediment transport.

(4) Palaeoenvironmental and palaeoclimatic interpretations of the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values

The variations of the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values obtained in the lacustrine/palustrine limestones of the Aguada Zorro Fm. are caused by palaeoenvironmental variations and are congruent with the sedimentological and petrological observations. The relatively heavy $\delta^{18}\text{O}$ values obtained in the northern part of the lacustrine system (possible isolated ponds) indicate higher evaporation rates than those rates evidenced by the relatively light $\delta^{18}\text{O}$ values obtained in the southern part (deeper areas) of the lacustrine system. The fact that all $\delta^{13}\text{C}$ values obtained in the Aguada Zorro Fm. are relatively heavy and the insignificant differences between themselves could indicate a very small influence of biological activity in all areas of the lacustrine system. Additionally, the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values measured in the Profeta gypcrete are much heavier than those obtained in the Aguada Zorro Fm., which is due to the influence of much higher evaporation rates and a low biological activity. This, together with the features shown by the Profeta gypcrete, could evidence a climatic aridification associated to the onset of the hyperarid climate in the Atacama Desert throughout the Middle – Upper Miocene. This last point will be discussed in more detail in the Chapter IV.

Capítulo III

*El Distrito Minero Centinela:
El depósito de Cu-exótico El Tesoro Central*

3.1 Introducción

3.1.1 Situación geográfica

El Distrito Minero Centinela se encuentra en el Norte de Chile a ~60 km al SSO de la ciudad de Calama y a una elevación de ~2.300 m.s.n.m. (Fig. III-1A). Forma parte del Cinturón Chileno de pórfidos cupríferos de edad Eoceno-Oligoceno y tiene una extensión de ~800 km de longitud con orientación aproximada N-S y (Perelló *et al.* 2010; Mpodozis y Cornejo 2012). El Distrito Minero Centinela (Fig. III-1B) alberga varias minas a cielo abierto propiedad de Antofagasta Minerals S.A., incluyendo los depósitos de Cu-exótico El Tesoro Central (22°57'S, 69°5'O, objeto de estudio en este trabajo) y El Tesoro NE y los pórfidos cupríferos Mirador, Esperanza (Fig. III-1C), Esperanza Sur, Llano, Encuentro, Penacho Blanco y Polo Sur. Según la Comisión Chilena del Cobre (COCHILCO), el Distrito Minero Centinela produjo 236.200 toneladas métricas de cobre en 2016.

3.1.2 Marco geológico

El Distrito Minero Centinela está situado en el límite oeste de la Precordillera (Mora *et al.* 2004; Perelló *et al.* 2004). Su evolución geológica ha sido controlada estructuralmente por fallas relacionadas al Sistema de Fallas de Domeyko. Este sistema de fallas corresponde a una zona de deformación tectónica extendida más de 1.000 km a lo largo de la Precordillera (Mpodozis y Cornejo 2012). El basamento del Distrito Minero Centinela contiene una gran variedad de rocas intrusivas, volcánicas, metamórficas y sedimentarias con edades desde el Paleozoico Superior hasta el Cenozoico (Fig. III-1B y III-2). Estos materiales reflejan la presencia de actividad magmática semi-continua desde el Cretácico Inferior hasta el Cenozoico Superior (e.g., Marinovic y Lahsen 1984; Mpodozis *et al.* 1993; Perelló *et al.* 2004; Mpodozis y Cornejo 2012). A escala regional, la Precordillera fue el centro de la actividad magmática durante la Fase Tectónica Incaica (Eoceno Medio – Oligoceno Inferior) (e.g., Mpodozis y Ramos 1989; Scheuber y Reutter 1992; Charrier *et al.* 2009), en la que tuvo lugar el emplazamiento de varios sistemas de pórfidos cupríferos, principalmente entre 45 y 39 Ma en el caso del Distrito Minero Centinela (Perelló *et al.* 2004; Mpodozis y Cornejo 2012). Además, en la Precordillera se comenzaron a desarrollar varias cuencas de antearco intramontañosas y controladas tectónicamente durante y después de la Fase Incaica (e.g., Chong 1988; May *et al.* 1999; Riquelme *et al.* 2017). El relleno sedimentario de estas cuencas puede hospedar ocasionalmente depósitos de Cu-exótico (e.g., yacimientos Mina Sur y El Tesoro Central en la Cuenca de Calama y en el Distrito Minero Centinela, respectivamente), que son el resultado del enriquecimiento supérgeno y la posterior erosión de pórfidos cupríferos “Incaicos” (Sillitoe 2005; Pinget *et al.* 2015).

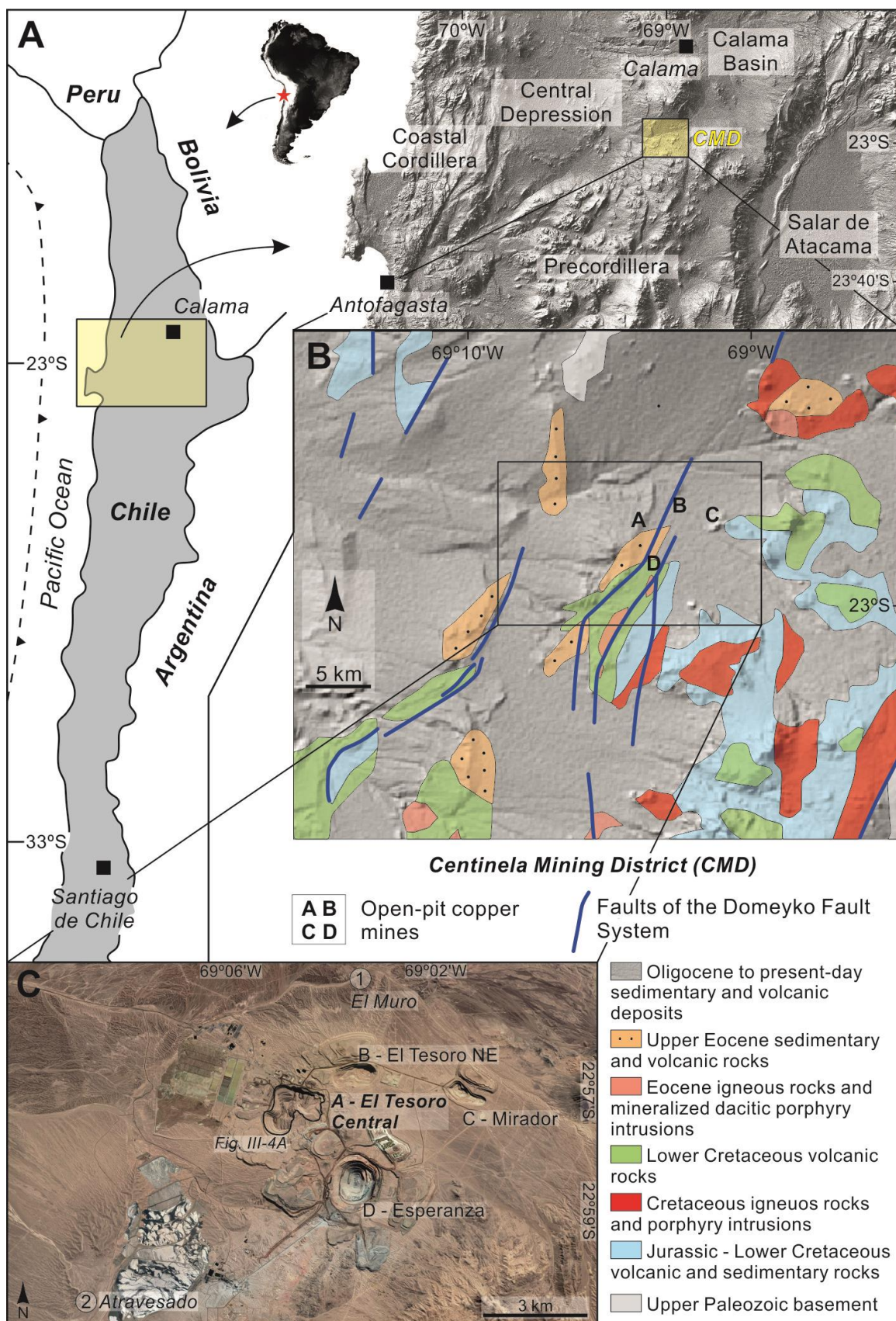


Figura III-1. (A) Situación del Distrito Minero Centinela (CMD) en el Norte de Chile. (B) Mapa geológico regional del CMD (modificado de Mpodozis y Cornejo 2012). Las letras en negrita indican la posición de las minas de cobre a cielo abierto (cortas o rajos): (A) El Tesoro Central; (B) El Tesoro NE; (C) Mirador y (D)

Esperanza. (C) Imagen de Google Earth de las cortas El Tesoro Central, El Tesoro NE, Mirador y Esperanza. Los números indican la situación de las localidades El Muro (1) y Atravesado (2).

Figure III-1. (A) Location of the Centinela Mining District (CMD) in northern Chile. (B) Regional geologic map of the CMD (modified from Mpodozis and Cornejo 2012). Bold letters correspond to the locations of open-pit copper mines: (A) El Tesoro Central; (B) El Tesoro NE; (C) Mirador and (D) Esperanza. (C) Google Earth view of the El Tesoro Central, El Tesoro NE, Mirador and Esperanza open-pit copper mines. Numbers indicate the locations of El Muro (1) and Atravesado (2) locations.

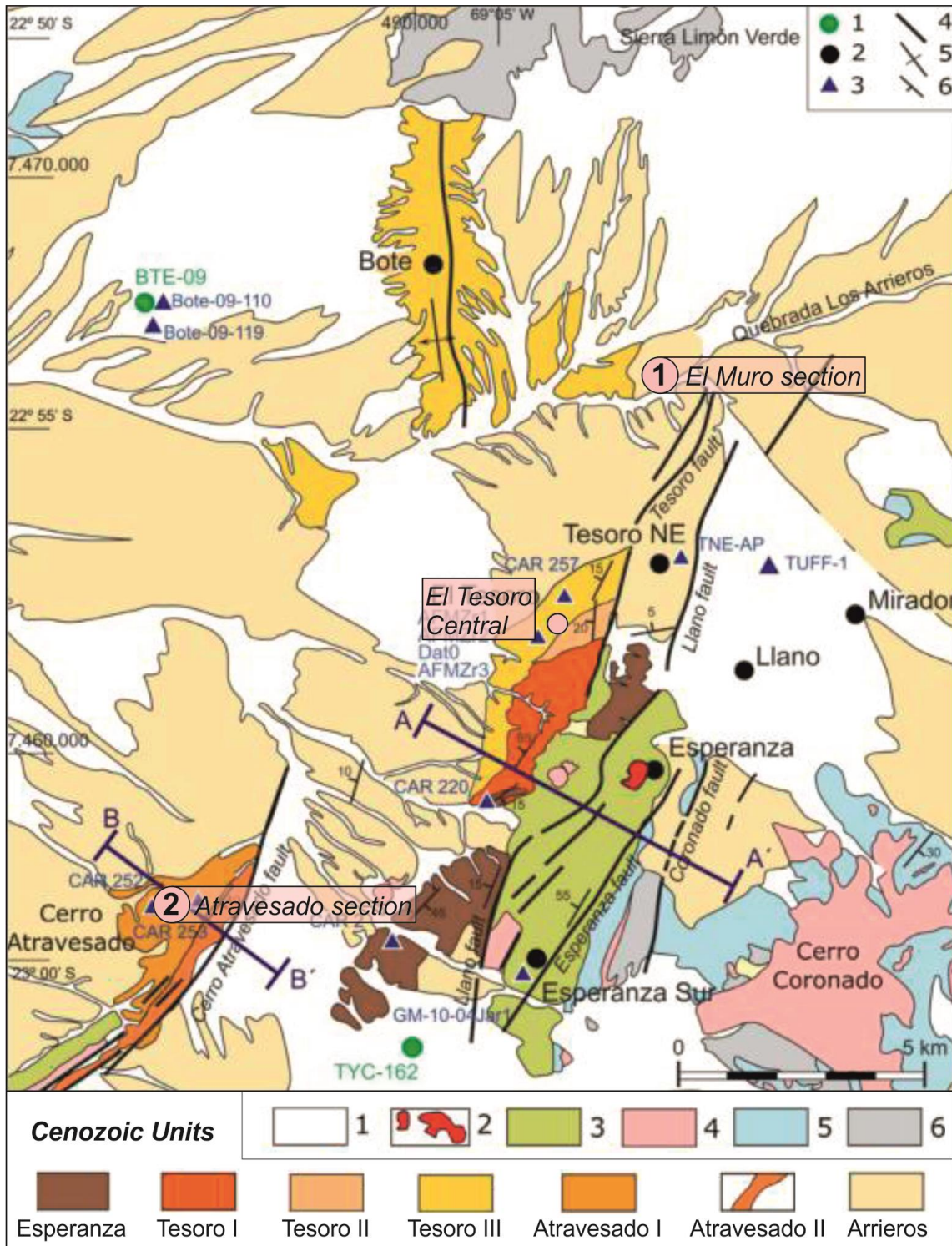


Figura III-2. Mapa geológico tomado de Riquelme *et al.* (2017) centrado en el registro sedimentario del Cenozoico del Distrito Minero Centinela. La figura muestra las localizaciones de las series sedimentarias estudiadas en este trabajo: El Tesoro Central, El Muro y Atravesado. Leyenda: (1) gravas poco consolidadas post-Mioceno Medio; (2) intrusiones porfídicas mineralizadas del Eoceno (45-39 Ma); (3) rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico Superior; (4) intrusivos Cretácicos y Paleocenos; (5) rocas calcáreas del Jurásico; (6) basamento Triásico y del Paleozoico Superior. Símbolos (arriba a la derecha): (1) sondeos; (2) rajos o cortas; (3) datos geocronológicos; (4) fallas; (5) anticlinal; (6) buzamiento. Los cortes geológicos AA' y BB' y los datos geocronológicos aparecen en Riquelme *et al.* (2017).

Figure III-2. Geological map taken from Riquelme *et al.* (2017) focused on the Cenozoic sedimentary record of the Centinela Mining District. The figure shows the locations of the sedimentary sections studied in this work: El Tesoro Central, El Muro and Atravesado. Legend: (1) post-Middle Miocene poorly consolidated gravels; (2) Eocene (45-49 Ma) mineralized porphyry intrusions; (3) Upper Cretaceous sedimentary and volcanic rocks; (4) Cretaceous and Paleocene intrusions; (5) Jurassic calcareous rocks; (6) Upper Paleozoic and Triassic basement. Symbols (top right corner): (1) drill holes; (2) open mine pits; (3) geochronological data; (4) faults; (5) anticline; (6) dip bed. The AA' and BB' geological profiles and the geochronological data are shown in Riquelme *et al.* (2017).

3.2 Litoestratigrafía del Cenozoico

El relleno sedimentario del Distrito Minero Centinela fue descrito por primera vez por Mora *et al.* (2004) y se compone de hasta ~800 m de depósitos continentales cuya edad abarca desde el Eoceno Medio hasta el Cuaternario. Consisten principalmente en *facies* aluviales gruesas y escasos niveles volcánicos. Mora *et al.* (2004) proporcionan un esquema estratigráfico inicial que fue posteriormente modificado por Riquelme *et al.* (2017) utilizando datos cartográficos detallados (1:10.000) y de columnas estratigráfica más precisas. Los dos estudios se llevaron a cabo en rajos o cortas mineras y mediante observaciones en testigos de sondeos. La equivalencia de las unidades sedimentarias de ambos trabajos está resumida en la Tabla III-1.

Mora <i>et al.</i> (2004)		Riquelme <i>et al.</i> (2017)
<i>Ignimbrite (10 Ma)</i>		<i>Volcanic tuff (9.52 Ma)</i>
Gravas II		Arrieros Gravels
Gravas I	Gravas Superiores	
	Gravas Rojas	
	Gravas de Pórfido	
	Gravas de Granito	Tesoro III Gravels
	Gravas de Pórfido	Tesoro II / Atravesado II Gravels
Gravas Basales	Tesoro I / Atravesado I Gravels	
		Esperanza Gravels
<i>Dacitic tuff (37 Ma)</i>		<i>Detrital zircon ages (~40 Ma)</i>

Tabla III-1 Equivalencia entre las unidades de gravas definidas por Mora *et al.* (2004) y Riquelme *et al.* (2017).

Table III-1. Equivalence between the gravel units defined by Mora *et al.* (2004) and Riquelme *et al.* (2017).

Así, el relleno sedimentario del Distrito Minero Centinela se divide en tres unidades principales (Fig. III-2 y III-3; Mora *et al.* 2004; Riquelme *et al.* 2017): Gravas Esperanza (espesor de >~300 m; Eoceno Medio – Superior?), Gravas Tesoro (~600 m; Oligoceno Superior? – Mioceno Inferior?) y Gravas Arrieros (~100 m; Mioceno Inferior – Superior?). Riquelme *et al.* (2017) subdividen las Gravas Tesoro en Tesoro I, II y III y, además, definen la unidad Gravas Atravesado (~300 m; subdividida en Atravesado I y II), considerándolas como una variación lateral de las Gravas Tesoro I y II, respectivamente (Tabla III-1).

Todas estas unidades están compuestas principalmente por gravas (conglomerados y brechas) aluviales con intercalaciones de areniscas, limos y, de manera ocasional, calizas arenosas, paleosuelos carbonáticos y yesíferos y niveles volcánicos (Mora *et al.* 2004; Muñoz 2013; Oerter *et al.* 2016; Riquelme *et al.* 2017). La edad de la serie sedimentaria completa está constreñida en la base por una edad de ~40 Ma (U-Pb, circón detrítico) obtenida en una capa arenosa de la parte baja de las Gravas Esperanza y a techo por una edad de 9,52 Ma (Ar-Ar, biotita) obtenida en una toba volcánica en la parte alta de las Gravas Arrieros (Riquelme *et al.* 2017; Fig. III-3). Por

encima de toda esta secuencia también se han descrito los Depósitos de Los Ratones (Muñoz 2013) y depósitos aluviales y coluviales más jóvenes de edad Cuaternaria, pero siempre afloran de manera aislada y con muy poco espesor.

El presente estudio se centra en los materiales correspondientes a las Gravas Tesoro, Gravas Atravesado y Gravas Arrieros. Para la descripción de estas unidades se levantaron tres columnas estratigráficas en tres localidades (Fig. III-1C y III-2): El Tesoro Central, Atravesado y El Muro. Las dos últimas localidades, Atravesado y El Muro, fueron descritas por Muñoz (2013) y Riquelme *et al.* (2017), por lo que en este estudio se han incluido diversas modificaciones, datos adicionales u observaciones más en detalle.

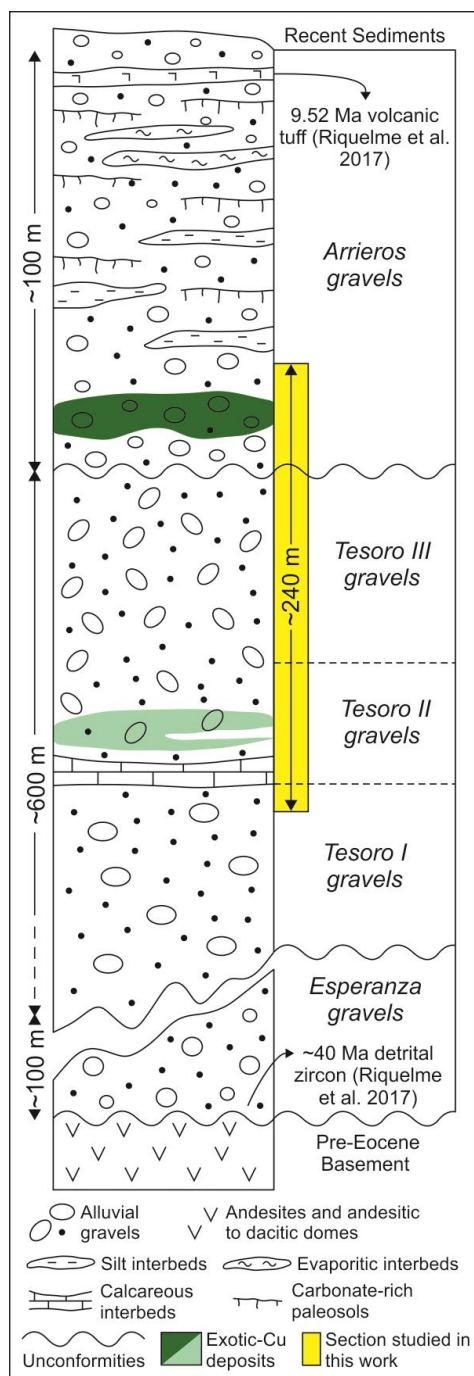


Figura III-3. Columna estratigráfica general del Distrito Minero Centinela modificada de Mora *et al.* (2004) y Riquelme *et al.* (2017). La nomenclatura de las unidades de gravas corresponde a la propuesta por Riquelme *et al.* (2017). Los paleosuelos ricos en carbonato han sido añadidos a partir del trabajo de Oerter *et al.* (2016). El rectángulo amarillo indica el tramo descrito en este trabajo en la Fig. III-4 correspondiente a la localidad El Tesoro Central.

Figure III-3. Sedimentary log of the Centinela Mining District modified from Mora et al. (2004) and Riquelme et al. (2017). The nomenclature of the gravel units corresponds to that of Riquelme et al. (2017). Carbonate-rich paleosols have been added from Oerter et al. (2016). The yellow rectangle indicates the section described in this work in El Tesoro Central location, which is shown in Fig. III-4.

3.2.1 Descripción de las columnas estratigráficas

Localidad El Tesoro Central

Coordenadas: 22°57'4.14"S / 69°4'40.13"O

Potencia: ~240 metros

Esta columna se levantó en el rajo o corta El Tesoro Central (Fig. III-4), donde se explotan dos cuerpos mineralizados de Cu-exótico. Los estratos buzanan o mantean de ~15° a ~25° grados hacia el NO y afloran (de base a techo) las unidades Gravas Tesoro (I, II y III; Riquelme *et al.* 2017). Además, se ha reconocido una cuarta unidad, Gravas Tesoro IV (Fig. III-4), la cual tiene un buzamiento ligeramente menor que las anteriores y está separada por una discordancia angular erosiva de las Gravas Tesoro III. Las Gravas Tesoro I tienen ~20 m de espesor y están exclusivamente formadas por conglomerados masivos de tamaño boulder. Las Gravas Tesoro II, que hospedan el depósito de Cu-exótico inferior, tienen ~70 m de espesor y consisten en conglomerados bien estratificados de tamaño cobble/pebble y, en menor medida, conglomerados masivos de tamaño boulder, areniscas, limos y calizas arenosas. Las Gravas Tesoro III tienen ~90 m de espesor y están formadas por los mismos depósitos que las Gravas Tesoro II, aunque no incluyen las calizas arenosas. Finalmente, las Gravas Tesoro IV tienen ~60 m de espesor y consisten en brechas masivas, areniscas y limos. Esta unidad hospeda el depósito de Cu-exótico superior.

Localidad Atravesado

Coordenadas: base: 23°00'20.36"S / 69°08'16.74"O; techo: 23°00'22.73"S / 69°09'01.38"O

Potencia: ~295 metros

Esta localidad se encuentra a ~8,8 km al SO de El Tesoro Central (Fig. III-1C y III-3). Esta serie (~300 m de espesor; Fig. III-5) está compuesta principalmente por gravas aluviales con intercalaciones arenosas y limosas y varios niveles muy cementados por carbonato. Riquelme *et al.* (2017) identifican tres unidades en esta serie: Gravas Atravesado I (~195 m de potencia), Gravas Atravesado II (~90 m) y Gravas Arrieros (~8 m), asignándoles una edad máxima de 38,4

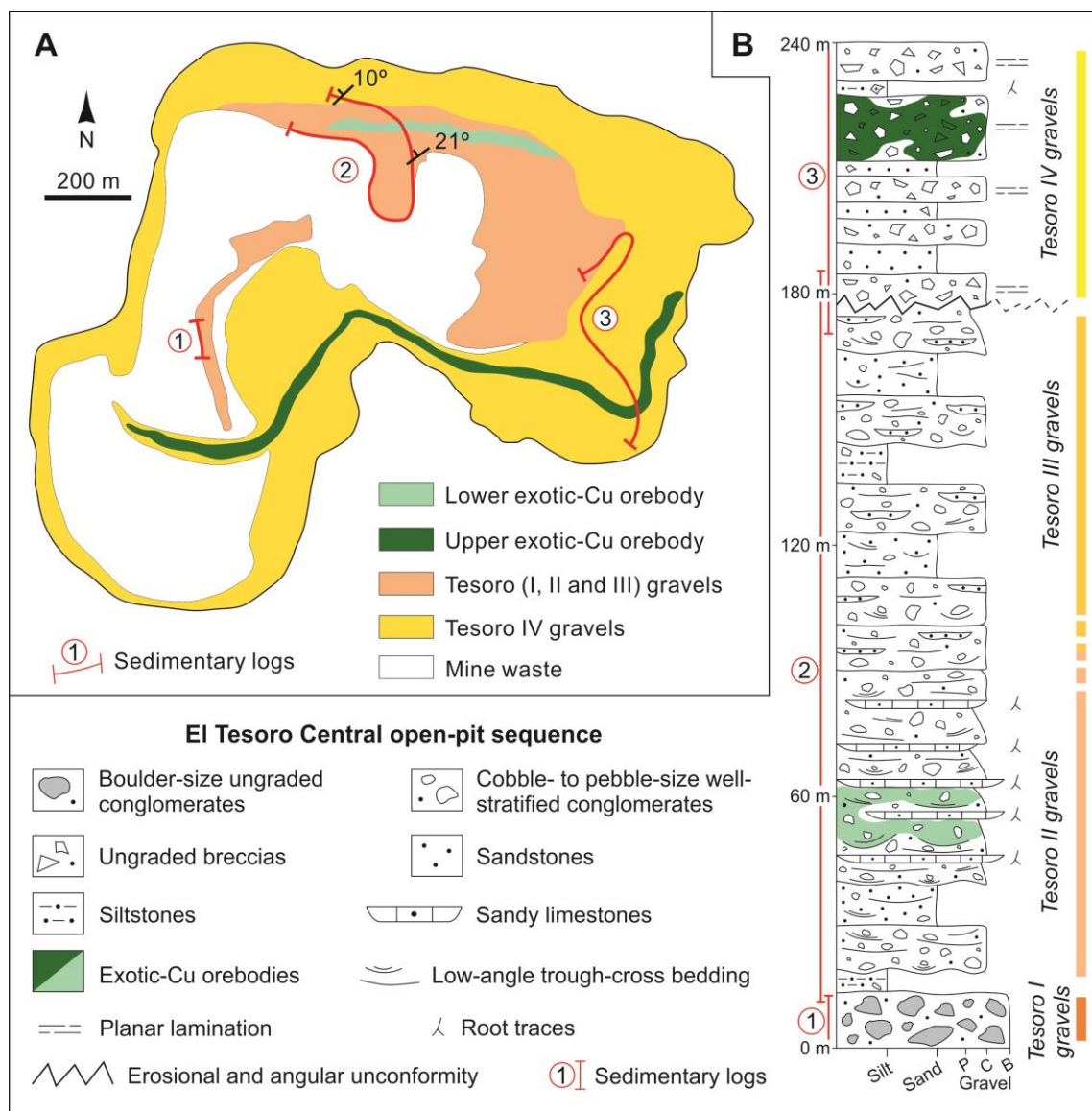


Figura III-4. (A) Mapa esquemático de la corta El Tesoro Central mostrando la distribución espacial de las unidades Tesoro (I, II, III y IV) y de los dos cuerpos de Cu-exótico. **(B)** Columna estratigráfica de El Tesoro Central.

Figure III-4. (A) Schematic map of the El Tesoro Central open-pit mine showing the spatial distribution of the Tesoro (I, II, III and IV) and Arrieros units and the two exotic-Cu orebodies. **(B)** Sedimentary log of the El Tesoro Central open-pit.

y 38,9 Ma (U-Pb en circones detríticos de las Gravas Atravesado I). Estos autores proponen que las Gravas Atravesado I y II son una variación lateral de las Gravas Tesoro I y II, respectivamente, descritas en El Tesoro Central. Las Gravas Atravesado I están formadas por conglomerados, areniscas y limos masivos y, muy ocasionalmente, por conglomerados y areniscas bien estratificados, mientras que las Gravas Atravesado II están formadas principalmente por conglomerados y areniscas bien estratificados con bases erosivas y, en menor medida, por conglomerados masivos, areniscas y limos masivos. En la parte alta de esta localidad afloran discordantemente sobre las Gravas Atravesado unos 8 m de gravas aluviales

correspondientes a las Gravas Arrieros (Muñoz 2013; Riquelme *et al.* 2017). Esta unidad está compuesta principalmente por conglomerados masivos bien estratificados y, en menor medida, por conglomerados, areniscas y limos masivos. Cabe destacar que, en las tres unidades (Atravesado I, Atravesado II y Arrieros) se reconocen varios niveles de gravas y areniscas muy cementados por carbonato (tres, siete y tres, respectivamente).

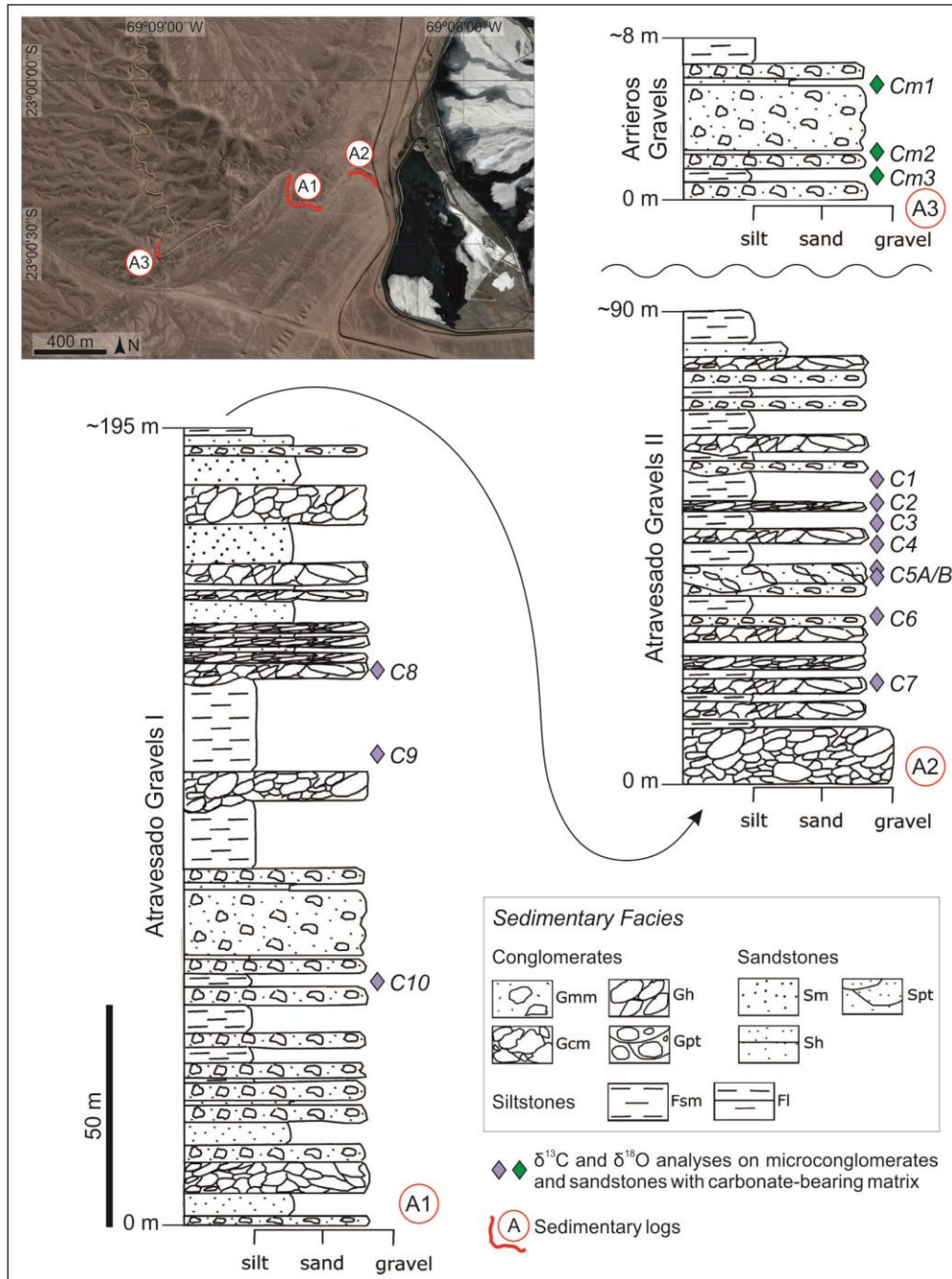


Figura III-5. Columnas estratigráficas de la localidad Atravesado mostrando las Gravas Atravesado I, Atravesado II y Arrieros (modificado de Muñoz 2013 y Riquelme *et al.* 2017).

Figure III-5. Sedimentary logs from the Atravesado location showing the Atravesado I, Atravesado II and Arrieros Gravels (modified from Muñoz 2013 and Riquelme *et al.* 2017).

Localidad El Muro

Coordenadas: 22°54'52.97"S / 69°03'30.16"O

Potencia: ~7 metros

Este afloramiento (Fig. III-6) se encuentra a ~4 km al N de El Tesoro Central y aflora la parte alta de las Gravas Arrieros (sección de 7 m de espesor). Esta unidad está compuesta principalmente por conglomerados bien estratificados alternados con areniscas y limos y, en menor medida, con conglomerados y brechas masivas. En esta localidad destaca la presencia de un nivel cementado por yeso a techo de la secuencia cuyo contenido en yeso decrece progresivamente hacia la parte media de la serie. A techo de esta sección aflora la toba volcánica de 9,52 Ma (Riquelme *et al.* 2017).

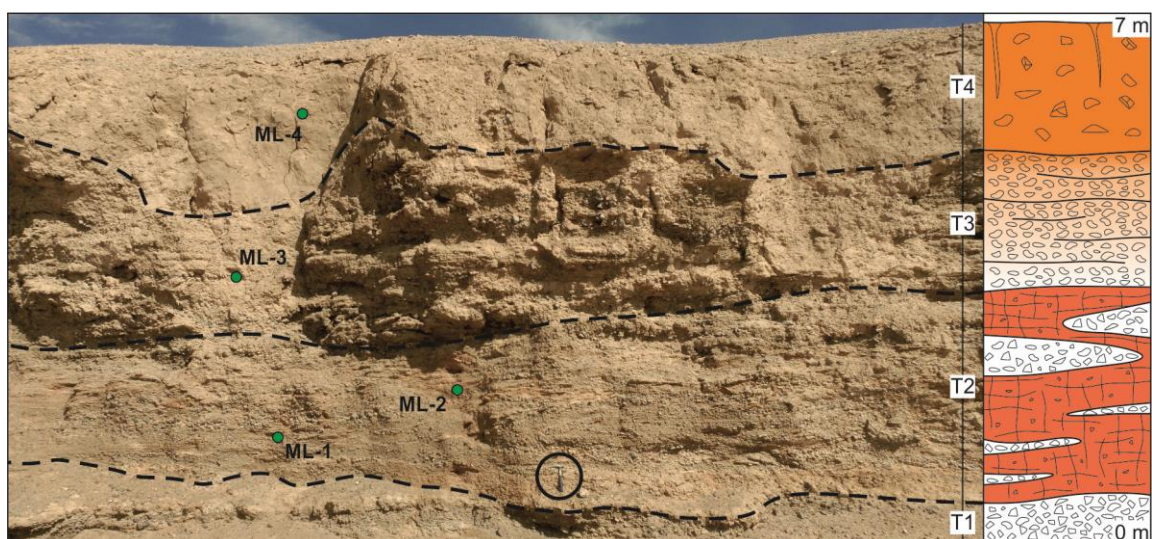


Figura III-6. Vista de afloramiento de la sección El Muro y columna estratigráfica esquemática mostrando los cuatro tramos (T) en los que se divide. ML-1, 2, 3, 4 indican la posición de los análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ mostrados en la Tabla III-4 y Fig. III-18. El círculo negro señala un martillo geológico como escala.

Figure III-6. Outcrop view of the El Muro section and schematic sedimentary log showing their four stretches (T). ML-1, 2, 3, 4 indicate the locations of the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analyses shown on the Table III-4 and Fig. III-18. The black circle points a geologic hammer as a scale.

3.3 Sedimentología y Petrología

3.3.1. Descripción de facies

3.3.1.1 Facies detríticas

F1. Conglomerados masivos de tamaño boulder (Gmm, Gcm, Gh)

Distribución: Esta facies es característica de las Gravas Tesoro (I, II, III y IV), Gravas Atravesado (I y II) y Gravas Arrieros. Aflora en las localidades El Tesoro Central, Atravesado y El Muro.

Descripción: Estos conglomerados constituyen paquetes de espesor métrico que pueden presentar bases y techos difusos formando paquetes de hasta 7 metros de espesor (Gmm, Gcm) y, en otros casos, pueden constituir niveles bien estratificados de hasta 2 m de espesor con límites (bases y techos) planos y bien definidos (Gh). En cualquier caso, no se observa ningún tipo de estructura interna definida. La continuidad lateral de estos paquetes de conglomerados varía de 1,5 a 9 m. Presentan color marrón, son masivos, matriz-soportados (Gmm) y, de manera local, clasto-soportados (Gcm, Gh). Los clastos, principalmente fragmentos de dacitas y andesitas, varían de sub-angulosos (Gmm) a sub-redondeados (Gcm, Gh) y están muy mal seleccionados, su tamaño varía de 1 a 40 cm. Los clastos de mayor tamaño se observan en las Gravas Tesoro I. La matriz está formada por cuarzo y fragmentos líticos y varía de tamaño arena a grava fina. Estos conglomerados son la facies dominante de las Gravas Tesoro I y Atravesado I, mientras que en el resto de unidades pueden aparecer intercalados con el resto de facies.

F2. Brechas masivas (Gmm)

Distribución: Esta facies es característica de las Gravas Tesoro IV y aflora en la localidad de El Tesoro Central.

Descripción: Estas brechas constituyen paquetes de espesor métrico (hasta 5 m de espesor) de bases y techos mal definidos (Gmm), aunque de forma menos frecuente pueden presentar límites bien definidos y planos delimitando estratos de hasta 1,5 m de espesor (Gh). En cualquier caso, siempre carecen de estructura interna sin ningún tipo de ordenamiento aunque, de manera poco frecuente, sí que se observan niveles con una cierta laminación u orientación de los clastos. La continuidad lateral de estos paquetes de brechas varía de 2 a 9 m. Estas brechas presentan colores grisáceos en el tramo entre la discordancia angular y el depósito de Cu-exótico superior de El Tesoro Central, mientras que sobre el cuerpo mineralizado hasta el final de la serie son de color pardo-rojizo. Suelen ser matriz-soportadas (Gmm), localmente clasto-soportadas (Gh), donde los clastos, principalmente fragmentos de dacitas y granodioritas porfídicas, tienen forma sub-angulosa y angulosa y su tamaño varía de 1 a 15 cm. La matriz varía de tamaño arena a grava fina y puede contener cementos carbonáticos y, en la parte alta de la serie, cementos de yeso.

F3. Conglomerados bien estratificados de tamaño cobble/pebble (Gcn, Gpt)

Distribución: Esta *facies* es característica de las Gravas Tesoro II y III, Gravas Atravesado I y II y Gravas Arrieros. Aflora en las localidades El Tesoro Central, Atravesado y El Muro.

Descripción: Estos conglomerados constituyen paquetes de escala métrica (hasta 4 m de espesor) generalmente con bases erosivas e incluso acanaladas y techos difusos. Las bases erosivas penetran hasta 50 cm en los depósitos más blandos (limos, F5) infrayacentes, mientras que los techos difusos forman secuencias granodecrecientes junto con areniscas (F4) y/o limos (F5). La continuidad lateral o anchura de estos paquetes varía de 1 a 7 m y generalmente se presentan amalgamados. Los conglomerados varían de matriz-soportados a clasto-soportados y su color alterna de marrón claro a gris claro. Los clastos, principalmente andesitas y dacitas y granodioritas porfídicas son sub-angulosos y sub-redondeados y el tamaño de grano está comprendido entre 0,4 a 15 cm. La matriz es de tamaño arena y está compuesta en gran medida por cuarzo, feldespatos y arcillas. Los conglomerados pueden presentar localmente clastos imbricados, gradación normal hacia techo (Gcn) y ligera estratificación cruzada planar y en surco (artesa) de bajo ángulo (Gpt; Fig. III-7A).

En el caso de la localidad Atravesado, se observan varios niveles de conglomerados cementados por carbonato. En las Gravas Atravesado I y II se observan tres y siete niveles bien definidos, respectivamente, mientras que en las Gravas Arrieros aparecen tres. Los niveles carbonáticos de las Gravas Atravesado I y Arrieros son menos potentes (<1 m) y su grado de cementación es menor, mientras que los de las Gravas Atravesado II son más potentes (hasta 5 m) y están muy cementados y endurecidos (Fig. III-7B). En el caso de las Gravas Atravesado II, los siete niveles están concentrados en ~50 m de serie (Fig. III-5). Todos los niveles aparecen presentan bases y techos muy netos (Fig. III-7B) y una textura muy masiva, sin estratificación interna ni tampoco horizontes internos bien definidos. En algunos casos parecen observarse pequeños nódulos, pero muy poco desarrollados y difíciles de identificar. Tampoco se observan trazas de raíces u otros rasgos de actividad biogénica. Bajo el microscopio óptico, se observa como el carbonato está formado por calcita menor a 5 μm (micrita) dispuesta entre los clastos y granos de arena y normalmente formando pequeños parches irregulares (Fig. III-7C). En las Gravas II, III y IV también se han identificado niveles de gravas cuya fase de unión contiene carbonato, pero en este caso el grado de cementación de estas gravas es mucho menor y los límites de dichos niveles no están claros. De igual forma, algunos niveles de la parte alta de las Gravas Atravesado II pueden presentar cementos de yeso de manera poco frecuente.

En las Gravas Arrieros, la potencia de estos conglomerados bien estratificados es ligeramente menor (hasta 1,5 m de espesor), sus clastos presentan una menor imbricación y la estratificación cruzada es poco frecuente y de muy bajo ángulo.

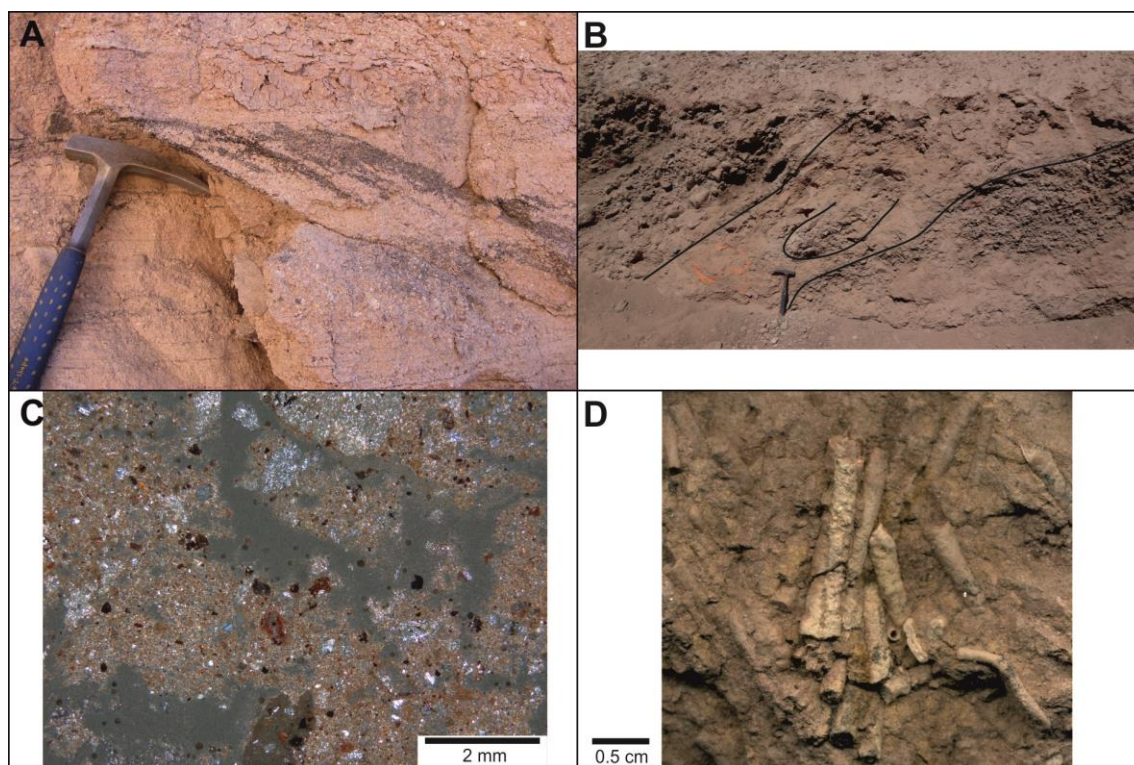


Figura III-7. Imágenes de *facies* detríticas. **(A)** Vista de afloramiento de un nivel de grava fina mostrando estratificación cruzada en surco marcada por óxidos ricos en Fe, Mn y Cu (copper wad) en El Tesoro Central. **(B)** Vista de afloramiento de conglomerados bien estratificados cementados por carbonato en la localidad Atravesado. **(C)** Microfotografía con luz polarizada cruzada de una arenisca con parches irregulares de micrita de las Gravas Atravesado. **(D)** Muestra de mano mostrando tallos calcificados reabajados incluidos en limos de las Gravas Tesoro IV en El Tesoro Central.

Figure III-7. Images from several detrital facies. **(A)** Outcrop photograph of a fine gravel-sized bed exhibiting trough-cross-bedding marked by (Fe, Mn, Cu)-bearing oxides (copper wad) in El Tesoro Central. **(B)** Outcrop view of well-stratified conglomerates cemented by carbonate in Atravesado location. **(C)** Cross-polarized light photomicrograph of a sandstone with irregular patches of micrite cemented from the Atravesado Gravels. **(D)** Magnified hand sample photograph showing reworked calcified stems within a siltstone from the Tesoro IV Gravels in El Tesoro Central.

F4. Areniscas (Sm, Sh, Spt)

Distribución: Esta *facies* es característica de las Gravas Tesoro (I, II, III y IV), Gravas Atravesado (I y II) y Gravas Arrieros. Aflora en las localidades El Tesoro Central, Atravesado y El Muro.

Descripción: Estas areniscas se disponen en capas de hasta 1 m de espesor y 7 m de anchura o en pequeños lentejones de hasta 1,50 m de espesor y 3 m de anchura. Presentan colores que varían de marrones a grises y su tamaño de grano varía de arena fina a gruesa, conteniendo generalmente clastos dispersos que en ocasiones pueden llegar a formar pequeños lentejones de gravas. Estas areniscas pueden ser masivas sin ninguna estructura interna (Sm), tener una ligera laminación paralela (Sh) o pueden presentar laminación cruzada planar o en surco (artesa) (Spt). Estas últimas (Spt) aparecen a techo de conglomerados bien estratificados (F3) formando

secuencias granodecrecientes. Las areniscas masivas (Sm) suelen aparecer como lentejones dispuestos entre cuerpos de conglomerados.

F5. Limos (Fsm, Fl, Fm, Fr)

Distribución: Esta *facies* es característica de las Gravas Tesoro (I, II, III y IV), Gravas Atravesado (I y II) y Gravas Arrieros. Aflora en las localidades El Tesoro Central, Atravesado y El Muro.

Descripción: Estos limos constituyen capas de hasta 0,40 m de espesor y con continuidad lateral de hasta 4 m con colores que varían de marrones a grises. Pueden ser masivos con clastos dispersos (Fsm), laminación incipiente (Fl), escasas grietas de desecación y trazas de raíces (Fm) e incluso, solo en la parte alta de la serie, restos de fragmentos vegetales calcificados y retrabajados de hasta 5 mm de longitud (Fr; Fig. III-7D). En ocasiones, los limos Fm y Fr pueden contener pequeños horizontes y lentejones carbonáticos. A pesar de que pueden aparecer como horizontes o lentejones aislados, estos limos también pueden culminar secuencias granodecrecientes cuya base son los conglomerados (F3) y areniscas (F4). En las Gravas Atravesado, las *facies* Fsm suelen presentar grietas de desecación a techo y pequeñas fracturas rellenas por yeso.

3.3.1.2 Facies carbonáticas y yesíferas

F6. Calizas arenosas (Lm, Lb)

Distribución: Esta *facies* es característica exclusivamente de las Gravas Tesoro II y aflora en la localidad El Tesoro Central.

Descripción: Estas calizas constituyen al menos cinco niveles tabulares de color gris con espesores que varían entre 0,2 y 1,5 m (Fig. III-8A y 8B). El ancho de estas calizas varía de 5 a 11 metros y pueden pasar lateralmente a limos, mientras que a muro y a techo también suelen estar en contacto con limos (Fig. III-8B). Están formadas principalmente por micrita oscura y masiva sin restos fósiles y por granos detríticos de tamaño arena y limo (Fig. III-8C) que en ocasiones se disponen formando láminas. También contienen micrita de color marrón o beige formando masas elípticas con estructuras alveolares (Fig. III-8D) formadas por filamentos micríticos curvados y difusos y por un poro central bien definido relleno con cemento microesparítico. La parte alta de estos niveles presenta textura brechoide y nodulosa, definiendo nódulos de hasta 5 cm.

F7. Yesicreta (Py)

Distribución: Esta *facies* es característica exclusivamente de las Gravas Arrieros y aflora en la localidad El Muro.

Descripción: Corresponde a un nivel de 7 m de potencia que de aquí en adelante será nombrado como yesicreta El Muro (YEM). Para una mejor descripción, este nivel se ha dividido en cuatro

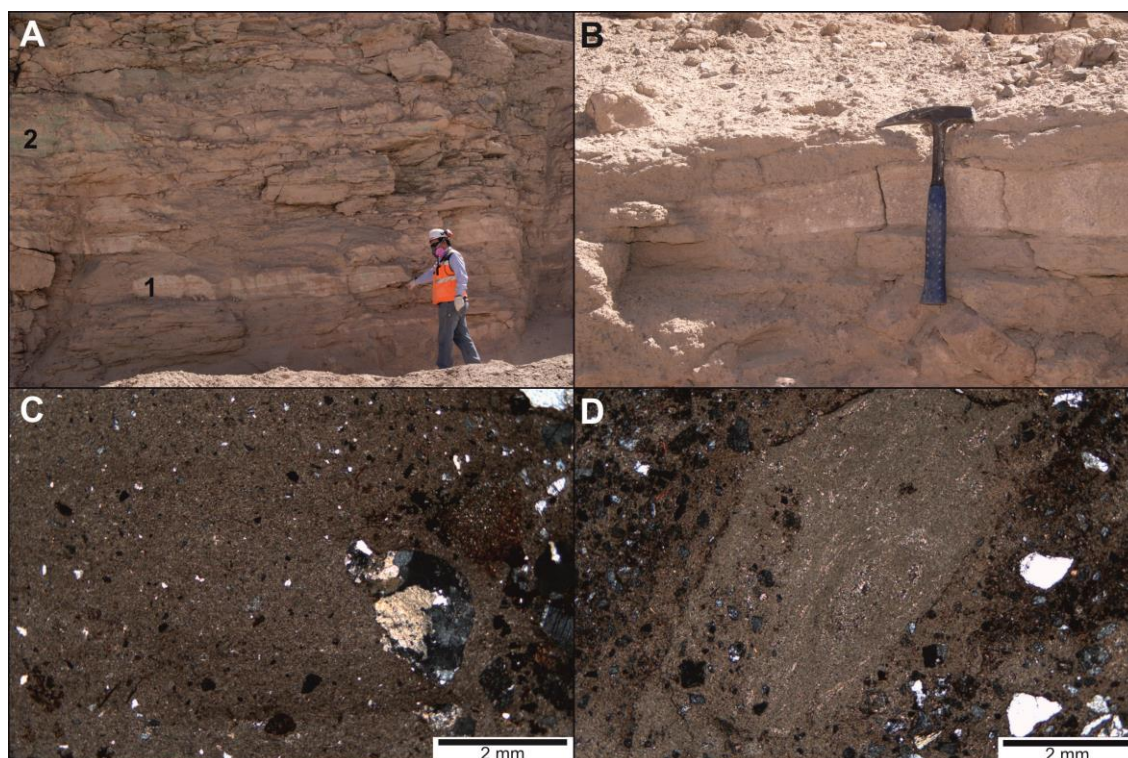


Figura III-8. Imágenes de las calizas arenosas de El Tesoro Central **(A)** Vista de afloramiento de (1) calizas arenosas tabulares y (2) horizonte residual del cuerpo de Cu-exótico inferior. **(B)** Vista de afloramiento en detalle de un nivel de caliza pasando lateralmente (hacia la izquierda) a limos. **(C)** Microfotografía con luz polarizada cruzada de la textura típica de estas calizas arenosas. **(D)** Microfotografía con luz polarizada cruzada de una caliza arenosa con estructuras alveolares.

Figure III-8. Images of the sandy limestones of El Tesoro Central. **(A)** Outcrop photograph of (1) tabular sandy limestone and (2) residual horizon of the lower exotic-Cu orebody. **(B)** Detailed outcrop view of a sandy limestone passing laterally (to the left) to siltstones. **(C)** Cross-polarized light photomicrograph of the typical texture of these sandy limestones. **(D)** Cross-polarized light photomicrograph of a sandy limestone with alveolar septal structures.

tramos (Fig. III-6). Los dos tramos inferiores están dominados por conglomerados masivos y conglomerados bien estratificados, areniscas y limos, mientras que los dos tramos superiores están formados principalmente por conglomerados cuya estructura primaria ha sido modificada y están cementados por yeso, aumentando el grado de cementación hacia el techo (Fig. III-6).

El tramo 1 (T1), tramo inferior, corresponde a un paquete 0,6-1 m de conglomerados masivos (Gcm, Gmm), sin estratificación interna y moderadamente seleccionados. Los clastos, sub-angulosos, varían de 0,5 a 6 cm. La base de este tramo no aflora, mientras que el techo es neto e irregular.

El tramo 2 (T2) corresponde a un nivel de hasta 3 m de limos (Fsm, Fm) y areniscas finas (Sm) con frecuentes intercalaciones de conglomerados bien estratificados (Gcn, Gpt). Estos conglomerados forman lentejones de hasta 0,7 m de espesor y 4 m de ancho, así como capas finas de espesor variable entre 5 y 30 cm con hasta 3 m de continuidad lateral. Los clastos

dispersos, sin conformar capas, también son comunes. Los limos y areniscas finas presentan textura masiva, sin ningún tipo de laminación interna y colores pardo-rojizos, muy rojizos en algunos casos. Se caracterizan por presentar un enrejado (Fig. III-9A y 9B) muy similar al descrito en la parte baja de la yesicreta Profeta de la Cuenca Quebrada El Profeta (Capítulo II). En el caso de la sección de El Muro, este enrejado es incluso más denso, es decir, presenta un mayor número de vetas sub-verticales y sub-horizontales y con menor espacio o distancia entre ellas. Se trata de vetas sinuosas compuestas principalmente por calcita (generalmente >80%), aunque algunos análisis de difracción de rayos-X también muestran la presencia de yeso en menor proporción. El grosor de estas vetas es muy variable, pero siempre menor a 2 cm e incluso pueden llegar a converger entre ellas. En algunos casos (Fig. III-9B) se observa que estas vetas contienen pequeños tubos centrales vacíos. El límite inferior y superior con los tramos 1 y 2, respectivamente, son netos e irregulares.

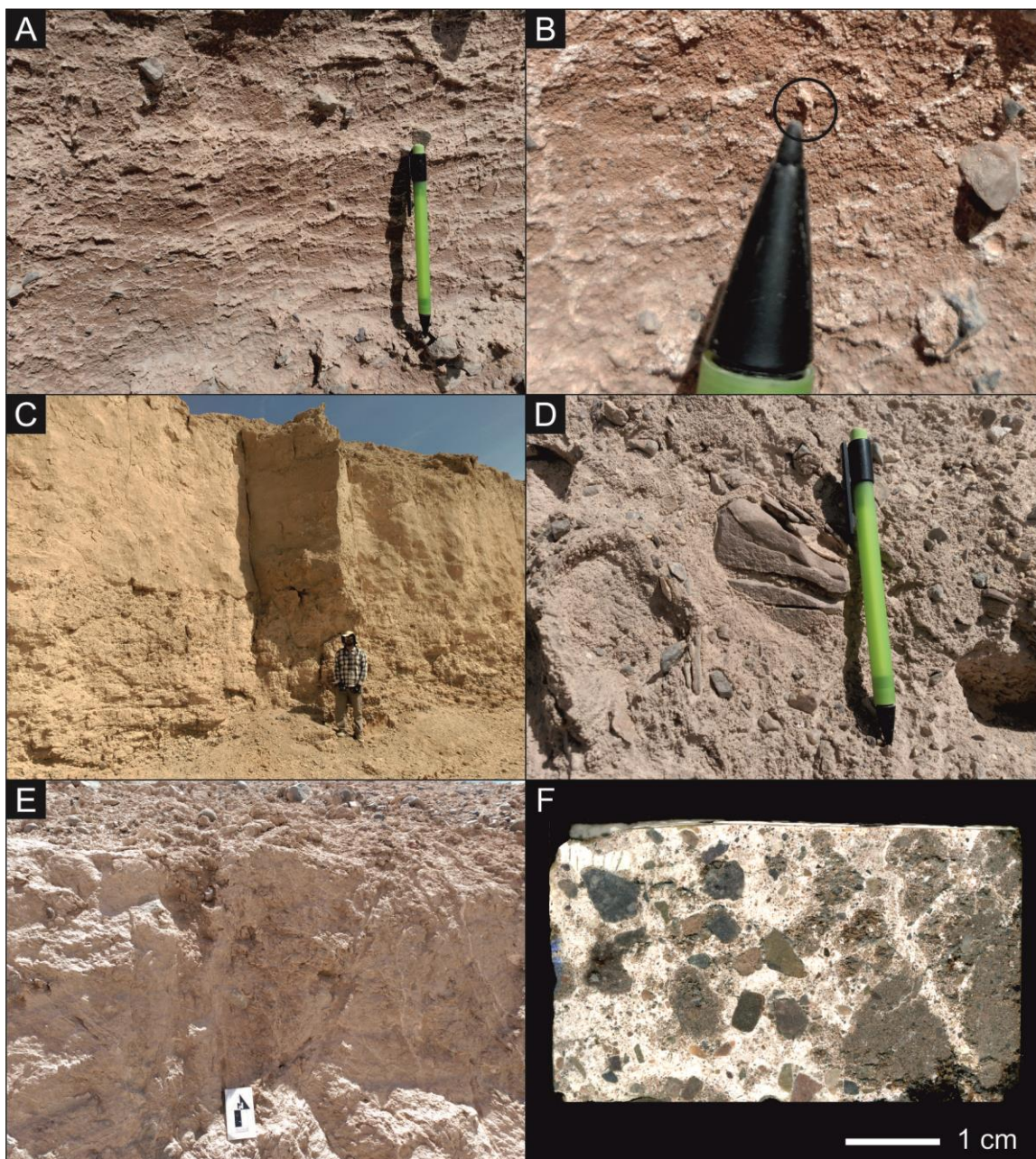


Figura III-9. Imágenes de la yesicreta El Muro. **(A)** Vista de afloramiento del tramo 2 mostrando la venas de calcita subhorizontales y subverticales en los limos pardo-rojizos. **(B)** Vista en detalle de (A) mostrando un pequeño tubo vacío dentro de estas venas calcíticas (círculo negro). **(C)** Vista de afloramiento del límite entre el tramo 3 y 4 (horizonte petrogypsico, *Bym*). **(D)** Vista de afloramiento de un clasto implosionado del horizonte *Bym*. **(E)** Vista de afloramiento del horizonte *Bym* mostrando costras de yeso. **(F)** Muestra de mano mostrando clastos flotando en una matriz de cuarzo microcristalino.

Figure III-9. Images of the El Muro gypcrete. **(A)** Outcrop view of the stretch 2 showing the subhorizontal and subvertical calcitic veins developed on the brown to red siltstones. **(B)** Zoom of (A) showing a small empty tube inside one of these calcitic veins (black circle). **(C)** Outcrop view of the limit between the stretch 3 and 4 (petrogypsic horizon, *Bym*). **(D)** Outcrop view of a shattered clast within the *Bym* horizon. **(E)** Outcrop view of the *Bym* horizon showing gypsum crusts. **(F)** Hand sample view of clasts floating in matrix of microcrystalline gypsum.

El tramo 3 (T3) tiene un espesor variable entre 1,5 y 2,3 m y se compone principalmente por conglomerados dispuestos en lentejones <30 cm de espesor y hasta 2 m de continuidad lateral y en capas más o menos continuas de <40 cm de espesor. Estos conglomerados están moderadamente seleccionados y formados por clastos sub-angulosos y sub-redondeados que varían de 0,5 a 7 cm. A diferencia de los tramos inferiores, el tramo 3 está ligeramente cementado por yeso. Además, algunos de los clastos presentan una cubierta muy fina compuesta de yeso. El grado de cementación aumenta hacia el techo de nivel hasta el punto de formar un límite difuso con el tramo 4.

El tramo 4 (T4), tramo superior, tiene un espesor variable entre 1,5 y 3 m y está compuesto por conglomerados. En este caso, el alto grado de cementación de yeso impide identificar la fábrica y textura original del depósito (Fig. III-9C; horizonte *petrogypsico*, *Bym*) y únicamente se observan clastos de tamaño variable flotando en una matriz de yeso. Estos clastos aparecen en muchos casos implosionados (Fig. III-9D), con sus grietas también cementadas por yeso. El contenido de yeso aumenta gradualmente hacia techo del horizonte (hasta 80%), mientras que los análisis de difracción de rayos-X también muestran la presencia de feldespatos, micas, arcillas (illita y montmorillonita), calcita, halita y nitratina. El yeso puede presentarse como cristales de morfología alargada, fibrosa e incluso lenticular formando pequeñas costras (Fig. III-9E), pero por lo general se presenta como una masa microcristalina en la que flotan los clastos (Fig. III-9F). También son comunes las grietas verticales en forma de V a techo del horizonte *Bym* de hasta 2 m de longitud y hasta 15 cm de ancho. Por encima de este tramo aflora una toba volcánica de edad de 9,52 Ma (Ar-Ar, biotita) datada por Riquelme *et al.* (2017).

3.3.2 Asociaciones de facies

AF1. Abanico aluvial dominado por debris flows y sheetflows

Esta asociación de *facies* está formada por las *facies* F1 (conglomerados masivos de tamaño boulder), F2 (brechas masivas), F4 (areniscas) y F5 (limos). Se observa en todas las unidades que afloran en El Tesoro Central (principalmente en las Gravas Tesoro I y IV y, en menor

medida, en las Gravas Tesoro II y III) en la localidad Atravesado (en las Gravas Atravesado I y, menos frecuentemente, en las Gravas Atravesado II y Arrieros) y, de manera muy aislada, en las Gravas Arrieros de la localidad El Muro (Fig. III-10). De las *facies* de grano grueso, la *facies* F1 es la predominante en las Gravas Tesoro I, mientras que en el resto de unidades solo aparece de forma ocasional. Por otro lado, la *facies* con clastos más angulosos (F2) solo aparece en las Gravas Tesoro IV.

Los conglomerados masivos de tamaño boulder mal estratificados (Gmm, Gcm) representan flujos no confinados de alta energía de tipo *debris flow* (e.g., Miall 1996, 2010; Nichols 2009). La fracción de grano grueso se depositó tras la reducción de energía de estos flujos, mientras que la fracción fina de la matriz proviene de la decantación de la carga en suspensión cuando la energía de estos flujos decayó (Harvey 2011; Evenstar *et al.* 2016). En cambio, los depósitos de gravas de menor potencia, mejor estratificados y con bases y techos planos y bien definidos (Gh) representan flujos no confinados o muy poco canalizados de alta energía de tipo *sheetflow* (e.g., Miall 1996, 2010; Nichols 2009; Harvey 2011). Estos depósitos involucran una mayor cantidad de agua que los de tipo *debris flow*, así como un mayor transporte como carga de fondo y, generalmente, se dan lugar en una topografía con menor pendiente (e.g., Miall 1996, 2010; May *et al.* 1999; Nalpas 2008; Nichols 2009; Harvey 2011). Los clastos angulosos que forman los depósitos de brechas masivas indican una distancia de transporte más corta en comparación a la que sufrieron los conglomerados. Las areniscas masivas (Sm) se formaron por flujos hiperconcentrados donde la sedimentación fue tan rápida que impidió la formación de estructuras sedimentarias (Nalpas *et al.* 2008), mientras que las areniscas con laminación paralela (Sh) representan depósitos tipo *sheetflood* formados por flujos súper críticos (May *et al.* 1999; Nichols 2009). Los limos se formaron por la decantación de la carga en suspensión de flujos con poca energía o incluso estancados (Miall 1996, 2010; Nalpas *et al.* 2008). Las *facies* Fm y Fr reflejan etapas de exposición, desecación e incluso de desarrollo incipiente de suelos, como ha sido descrito en depósitos formados inmediatamente por encima de la serie sedimentaria de El Tesoro Central estudiada en este trabajo (Oerter *et al.* 2016). La variación de color observada en las brechas masivas, areniscas y limos depositados por encima del depósito de Cu-exótico superior en El Tesoro Central se deben a cambios en la composición de la matriz, donde altas concentraciones de hematites proporcionan un color pardo-rojizo (Pizarro *et al.* 2016).

AF2. Abanico aluvial dominado por procesos fluviales

Esta asociación de *facies* está formada por las *facies* F3 (conglomerados bien estratificados de tamaño cobble/pebble), F4 (areniscas) y F5 (limos) y aparece en las Gravas Tesoro II y III de El Tesoro Central, en las Gravas Atravesado II, Arrieros y, en menor medida, Atravesado I de la localidad Atravesado y en las Gravas Arrieros de la localidad El Muro (Fig. III-10).

Los conglomerados bien estratificados representan flujos de corriente confinados con tracción de carga de fondo interpretados a partir de las bases erosivas o canalizadas de estos conglomerados y por las imbricaciones de clastos (Gcn), mientras que la existencia de

estratificación cruzada (Gpt) también representa depósitos de rellenos de canal (Miall 1996, 2010; May *et al.* 1999). Los depósitos de relleno de canal continuaron con la sedimentación de areniscas con estratificación cruzada (Spt). Esta secuencia granodecreciente refleja una disminución del régimen de flujo de la corriente causada por un simple debilitamiento del flujo o por una posible migración del canal, algo muy común en sistemas de canales entrelazados (Miall 1996, 2010; Evenstar *et al.* 2016). La secuencia granodecreciente finaliza con la sedimentación de limos masivos (Fsm, Fm), que representan depósitos de llanura de inundación y de canales abandonados, y de limos con laminación paralela incipiente (FI), que se formaron por la decantación de la carga en suspensión de flujos con poca energía o incluso estancados (Miall 1996, 2010; Nalpas *et al.* 2008). En el caso de las Gravas Arrieros, el hecho de que los paquetes de conglomerados (F3) sean menos potentes, con menor imbricación de sus clastos, con estratificación cruzada menos frecuente y de más bajo ángulo y con secuencias granodecrecientes poco continuas refleja que los flujos confinados debieron ser más efímeros, episódicos y de menor duración que los encargados de formar los depósitos de las Gravas Tesoro y Atravesado.

La interpretación de los niveles carbonáticos observados en la localidad Atravesado resulta compleja. Muñoz (2013) los define como paleosuelos cálcicos o calcisoles (calcretas), pero el hecho de presentar límites (base y techo) netos, una textura masiva sin horizontes bien definidos o estratificación interna (Alonso-Zarza 2003; Alonso-Zarza y Wright 2010b), no estar cubiertos por horizontes de arcillas de iluviación (Mack y James 1992) y la ausencia de rasgos biogénicos (Mack *et al.* 2000) podrían indicar un origen no pedogénico para estos niveles. Su interpretación podría asemejarse a la de las calcretas freáticas, que están constituidas por carbonato no pedogénico cuya formación se debe a la cementación intersticial y reemplazamiento por carbonato de cuerpos sedimentarios dentro de acuíferos someros (Netterberg 1969; Mann y Horwitz 1979). Sin embargo, resulta complejo diferenciar a las calcretas freáticas de calcretas pedogénicas y de carbonatos palustres (Wright 1995; Pimentel *et al.* 1996; Alonso-Zarza, 2003). Además, los niveles carbonáticos observados en la localidad Atravesado no presentan ningún rasgo distintivo definitivo que permitan su clasificación, por lo que serán simplemente interpretados como gravas cementadas por carbonato que reflejan la circulación de aguas subterráneas ricas en carbonato. Los cementos de yeso observados en la parte alta de las Gravas Atravesado II indicarían una composición más salina de las aguas subterráneas que circularon por estas gravas.

AF3. Ambiente lacustre/palustre muy somero

Esta asociación de *facies* está formada exclusivamente por las *facies* F5 (limos) y F6 (calizas arenosas) y se da lugar en las Gravas Tesoro II de El Tesoro Central (Fig. III-10).

Las calizas arenosas se formaron en un ambiente lacustre/palustre muy somero (e.g. Alonso-Zarza 2003). La micrita oscura masiva (Lm) se formó sub-acuosamente en pequeños lagos o cuerpos someros de agua. La ausencia de restos fósiles de fauna (i.e., ostrácodos,

gasterópodos), el poco espesor de cada nivel y la gran cantidad de granos detríticos consecuencia de un gran aporte terrígeno indican que se trataba de cuerpos muy someros y efímeros en el tiempo. Además, las texturas nodulosas y brechoides (Lb) y las trazas de raíces observadas reflejan procesos de emersión, exposición y colonización vegetal propias de un ambiente palustre (e.g. Alonso-Zarza 2003). Las estructuras alveolares formadas en torno a las trazas de raíces reflejan calcificación asociada a actividad microbiana (Wright 1986). Estas calizas pueden pasar lateralmente a limos masivos (Fsm, Fm) y de manera frecuente están en contacto con ellos a la base y al techo, lo que reflejaría un bajo nivel de agua en el cuerpo lacustre que no permitiría la producción de carbonato.

AF4. Yesicreta pedogénica

Esta asociación de *facies* está formada principalmente por las *facies* F7 (yesicreta pedogénica), la cual se origina sobre y de manera posterior a la sedimentación de las *facies* F3 (conglomerados bien estratificados de tamaño cobble/pebble) y, en menor medida, F4 (areniscas) y F5 (limos). Se desarrolla sobre las Gravas Arrieros en la localidad El Muro (Fig. III-10).

Como en el caso anterior, los conglomerados bien estratificados sobre los que se forma esta yesicreta se formaron por flujos de corriente confinados con tracción de carga de fondo (Miall 1996, 2010; May *et al.* 1999). Las Gravas Arrieros de la localidad El Muro se caracterizan por la presencia de limos y arenas finas de color rojizo en el tramo 2 de la yesicreta El Muro. En otros ambientes aluviales, estos niveles finos y rojizos representan la parte distal del abanico y/o la llanura de inundación (e.g., Sanz *et al.* 1995; Alonso-Zarza y Calvo 2000). Estos ambientes se caracterizan por una tasa de sedimentación relativamente baja y episódica, representada por los depósitos de gravas poco potentes que cortan este nivel. Estas bajas tasas de sedimentación favorecen el desarrollo de una pedogénesis incipiente, la cual estaría representada por el enrejado de vetas sub-verticales y sub-horizontales de calcita presente en dichos limos y arenas (Fig. III-9A y 9B). Como en el caso de la yesicreta Profeta del Capítulo II, estas vetas podrían representar trazas de raíces como resultado de la colonización vegetal de este nivel. En algunos casos incluso es posible observar restos de estas posibles raíces calcificadas (Fig. III-9B). Por lo tanto, este nivel también podría interpretarse como una calcreta poco desarrollada (*facies* Pc; Tabla I-1, Capítulo I) (Machette 1985). La parte alta de esta localidad también es muy similar a la yesicreta Profeta, donde se observan *facies* gruesas muy cementadas por yeso. Como en el caso de la yesicreta Profeta (Capítulo II) y otras yesicretas similares descritas en el Desierto de Atacama (Hartley y May 1998; Rech *et al.* 2006; Jordan *et al.* 2014), el aumento del grado de cementación hacia el techo (Fig. III-9C y 9E), los clastos implosionados (Fig. III-9D) y con cubiertas de yeso, las grietas verticales en forma de V y la pérdida total o casi total de su fábrica y textura primarias indican que se trata de una yesicreta pedogénica (*facies* Py; Tabla I-1, Capítulo I). Como se ha comentado en el caso de la yesicreta Profeta en el Capítulo II, dichos rasgos morfológicos ahora mencionados indicarían el origen pedogénico de la yesicreta El Muro. Sin embargo, el alto grado de cementación de yeso y el hecho de tratarse de un horizonte

notablemente marcado y con límites bastante definidos también podría indicar que un alto nivel freático con aguas de composición salina podría haber contribuido en la formación de esta yesicreta (e.g. Hartley y May 1998).

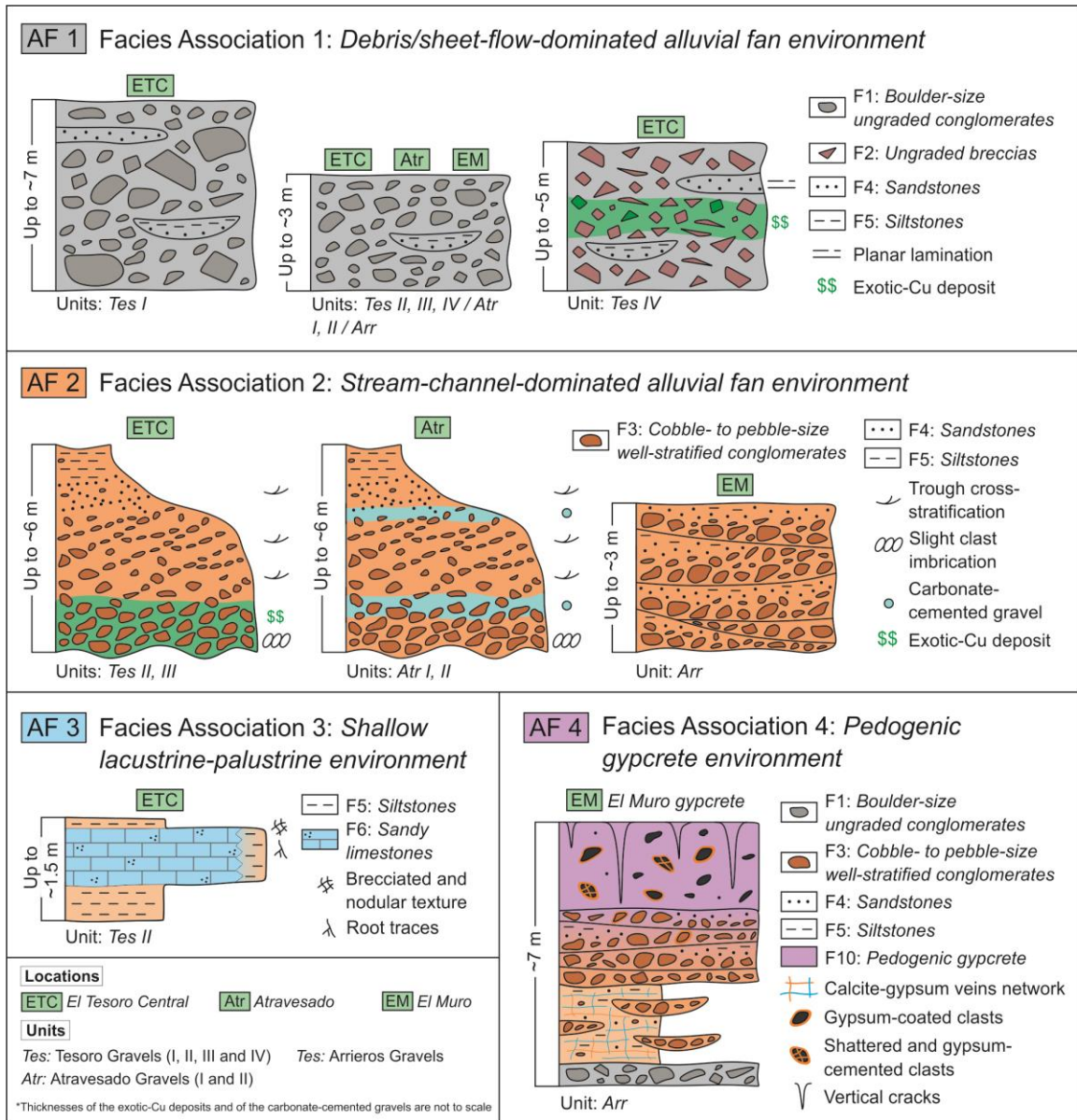


Figura III-10. Esquemas representando las cuatro asociaciones de facies (AF).

Figure III-10. Schemes representing the four facies associations (AF).

3.4 Descripción de los depósitos de Cu-exótico de El Tesoro Central

La mina El Tesoro Central contiene dos cuerpos o *mantos* mineralizados, conocidos como depósitos de Cu-exótico inferior (Fig. III-11A y 11B) y superior (Fig. III-11C y 11D), que están hospedados en *facies* gruesas de las Gravas Tesoro II y Gravas Tesoro IV, respectivamente (Fig. III-4). Ambos cuerpos de Cu-exótico tienen un espesor variable de 20-30 metros, son concordantes con la estratificación, presentan forma tabular y localmente lenticular y están separados entre sí por ~150 metros de depósitos sedimentarios estériles. A continuación se describe cada cuerpo mineralizado individualmente.

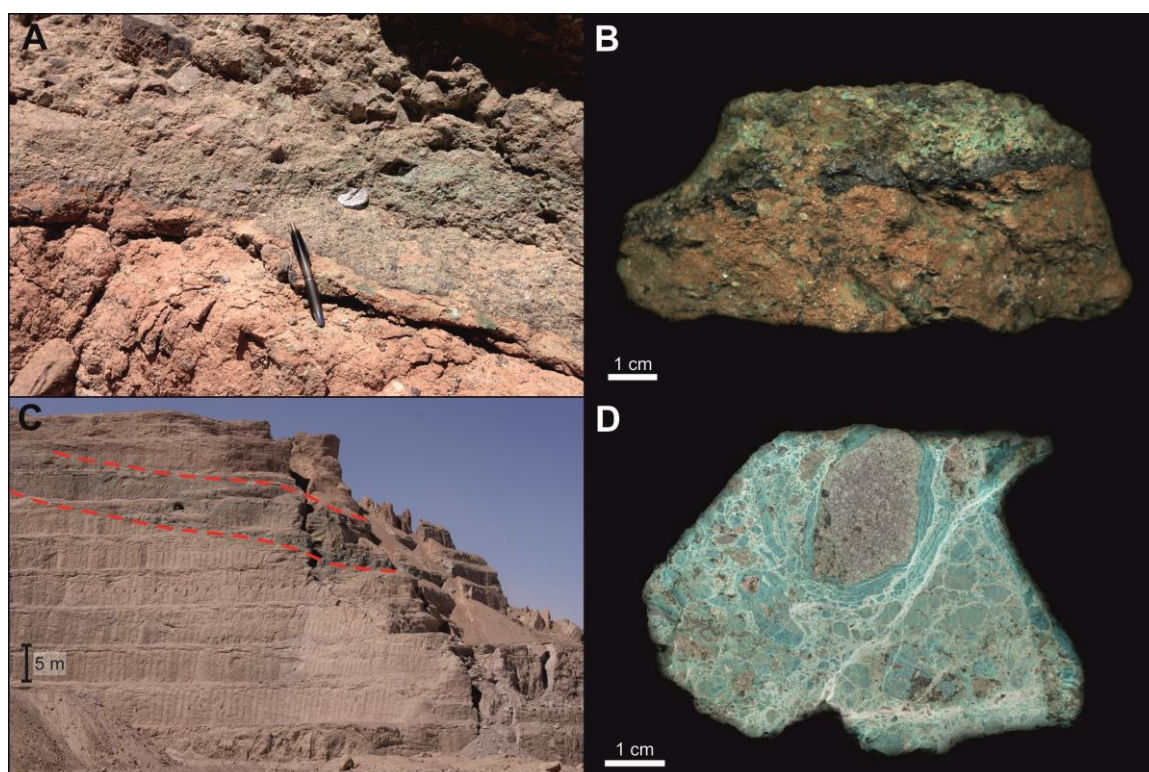


Figura III-11. (A) Vista de afloramiento del cuerpo de Cu-exótico inferior hospedado en conglomerados bien estratificados de tamaño cobble/pebble (F3). **(B)** Muestra de mano del cuerpo de Cu-exótico inferior. El copper wad (negro) está concentrado inmediatamente encima de los sedimentos poco mineralizados (marrón) y la mineralización pasa hacia techo a crisocola (verde). **(C)** Vista panorámica del cuerpo de Cu-exótico (comprendido entre las líneas rojas discontinuas) cubierto por las brechas masivas pardo-rojizas (F2). **(D)** Muestra de mano del cuerpo de Cu-exótico superior mostrando una envuelta de crisocola alrededor de un fragmento de roca porfídica y cementos de calcita rellenando fracturas.

Figure III-11. (A) Outcrop photograph of the lower exotic-Cu orebody hosted in the cobble- to pebble-size well-stratified conglomerates (F3). **(B)** Hand sample of the lower exotic-Cu orebody. Copper wad (black) is concentrated immediately above the weakly mineralized sediments (brown) and the mineralization transitions upwards to chrysocolla (green). **(C)** Panoramic view of the upper exotic-Cu orebody (enclosed by red dashed lines) overlain by the dark brown to red ungraded breccia (F2). **(D)** Hand sample of the upper exotic-Cu body showing chrysocolla coating around a reworked porphyry rock fragment and calcite veins filling fractures.

3.4.1 Depósito de Cu-exótico inferior

El depósito de Cu-exótico está formado por cuerpos mineralizados hospedados en conglomerados bien estratificados de tamaño de grano cobble/pebble (F3) de las Gravas Tesoro II. Estos niveles presentan una extensión lateral de hasta decenas de metros y un espesor vertical de hasta ~20-30 metros. Generalmente aparecen truncados por erosión. A escala de afloramiento y en muestra de mano, la mineralización se presenta como masas homogéneas y criptocristalinas de colores negros y verdes dispuestas entre los clastos. Normalmente estas masas de tonos negros se encuentran a la base de los niveles mineralizados y pasan a masas de color verde hacia techo. El límite entre ambas masas mineralizadas es irregular y sus espesores son variables.

Las masas negras ricas en Cu corresponden a “*copper wad*”, término usado en minería para el material de color negro mate compuesto de oxihidratos de manganeso y cobre (Fam 1979; Mote *et al.* 2001; Pincheira *et al.* 2003). Bajo el microscopio petrográfico, el copper wad se observa formando parte de la matriz de los conglomerados y, en algunos casos, reemplazando parcialmente y corroyendo los bordes de los clastos (Fig. III-12A) y rellenando espacios vacíos. El copper wad es isótropo, pero con nicols cruzados exhibe una textura botroidal con variaciones de color entre negro y naranja (Fig. III-12A). Estas variaciones cromáticas de negro a naranja comienzan en zonas internas (junto a los bordes de los clastos) hacia zonas externas y se atribuyen a variaciones composicionales muy sutiles. Las zonas naranjas están formadas por láminas botroidales con un espesor de micras (Fig. III-12A). El copper wad, y en ocasiones el cuarzo microcristalino, pueden también reemplazar a calcita (micrita) de tonos grises-negros (Fig. III-12B).

Las masas verdes ricas en Cu corresponden principalmente a crisocola $[Cu_{2-x}(Al,Fe^{3+})_xH_2-x[Si_2O_5](OH)_4 \cdot nH_2O]$. Se trata de un silicato rico en Cu hidratado de color azul-turquesa, amorfo, masivo y vidrioso (Newberg 1967; Gaines *et al.* 1997) formado por la interacción de Cu y SiO_2 coloidal en solución acuosa (Yates *et al.* 1998). Los datos de difracción de rayos-X también muestran la presencia, pero en menor medida, de paratacamita $[(Cu,Zn)_2Cl(OH)_3]$ y atacamita $[Cu_2Cl(OH)_3]$. Bajo el microscopio petrográfico, la crisocola se presenta como paquetes de láminas de muy poco espesor (escala micrométrica) dispuestas entre los clastos (Fig. III-12C) o como una única lámina formada inmediatamente a continuación de las masas de copper wad siguiendo su textura botroidal y también rellenando espacios vacíos. La crisocola es transparente, muestra un alto relieve relativo en comparación con el resto de componentes (Fig. III-12A) y, con nicols cruzados, exhibe colores de birrefringencia de alto orden (Fig. III-12C y 12D). Las láminas de crisocola están formadas por microcristales fibrosos perpendiculares a ellas (Fig. III-12C). La crisocola, que en ocasiones está fracturada en fragmentos angulosos (Fig. III-12D), muestra una marcada textura bandeada bajo el microscopio óptico y electrónico (SEM), observándose bandas de escala micrométrica definidas por variaciones en la relación Si/Cu (Fig. III-12E). El tono claro y oscuro de dichas bandas corresponde a ratios de Si/Cu altos y bajos, respectivamente. Estas mediciones se realizaron por medio de análisis de energía dispersiva de

rayos-X (EDX) acoplada al SEM. En ocasiones, la crisocola presenta superficies o caras con depresiones subredondeadas o subangulosas de escala micrométrica (Fig. III-12F).

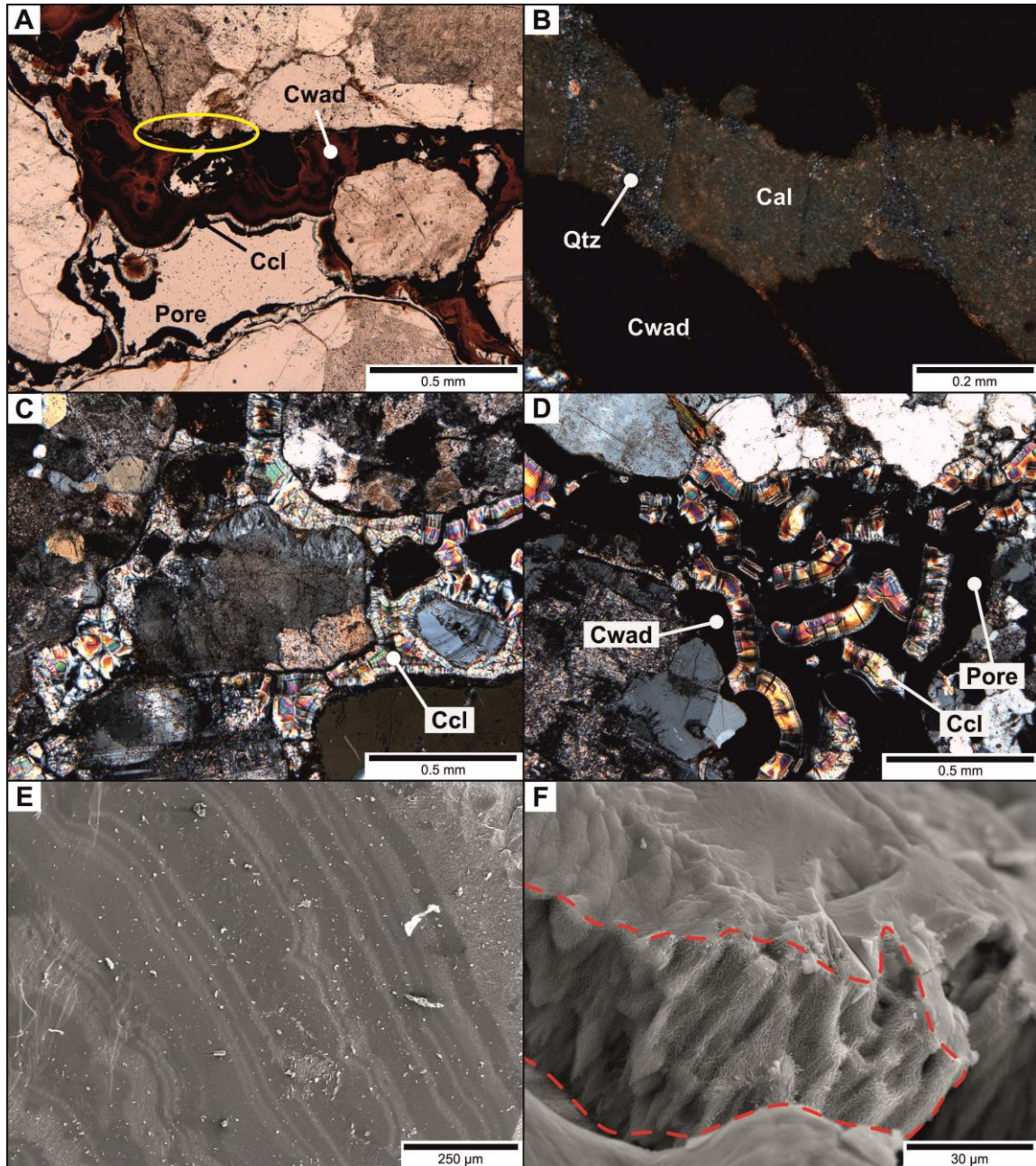


Figura III-12. Microfotografías de muestras del cuerpo de Cu-exótico inferior **(A)** Microfotografía con luz polarizada plana mostrando copper wad (Cwad) con textura botroidal y una lámina muy fina de crisocola (Ccl) cementando un conglomerado. Los bordes irregulares de clasto (elipse amarilla) son interpretados como evidencias de corrosión. **(B)** Microfotografía con luz polarizada cruzada mostrando copper wad (Cwad) y cuarzo microcristalino (Qtz) reemplazando micrita oscura (Cal). **(C)** Microfotografía con luz polarizada cruzada mostrando un conglomerado cementado por crisocola (Ccl) laminar. La crisocola está formada por microcristales fibrosos perpendiculares a las láminas. **(D)** Microfotografía con luz polarizada cruzada mostrando crisocola (Ccl) fracturada en fragmentos angulosos dentro del copper wad (Cwad). **(E)** Microfotografía de SEM mostrando crisocola con bandeo laminar de escala de μm definido por las variaciones en la proporción Si/Cu. Las bandas claras y oscuras corresponden a relaciones de Si/Cu

mayores y menores, respectivamente. **(F)** Microfotografía de SEM mostrando una superficie de crisocola (delimitada por las líneas rojas discontinuas) con depresiones subredondeadas y subangulosas formadas por disolución.

Figure III-12. Photomicrographs of samples from the lower exotic-Cu orebody. **(A)** Plane-polarized light photomicrograph showing botryoidal copper wad (Cwad) and a very thin lamina of chrysocola (Ccl) cementing a conglomerate. Irregular clast boundaries (yellow ellipse) are interpreted as evidence of corrosion. **(B)** Cross-polarized light photomicrograph showing copper wad (Cwad) and microcrystalline quartz (Qtz) replacing dark micrite (Cal). **(C)** Cross-polarized light photomicrograph of a conglomerate cemented by chrysocola (Ccl) laminae. Chrysocola is formed by fibrous microcrystals that are perpendicular to its laminae. **(D)** Cross-polarized light photomicrograph showing chrysocola (Ccl) fractured into angular fragments within the copper wad (Cwad). **(E)** SEM photomicrograph of chrysocola showing μm -scale mammillary banding defined by variations in its Si/Cu ratios. Lighter and darker bands correspond to higher and lower Si/Cu ratios, respectively. **(F)** SEM photomicrograph of chrysocola showing a surface (enclosed by red dashed lines) containing subrounded to subangular depressions formed by dissolution.

3.4.2 Depósito de Cu-exótico superior

El depósito de Cu-exótico superior está formado por cuerpos tabulares mineralizados hospedados en las brechas masivas (F2) de las Gravas Tesoro IV. Estos niveles mineralizados tienen extensión lateral de decenas de metros y espesor vertical de hasta ~20-30 metros.

En este caso, la mineralización genera texturas muy peculiares y llamativas visibles en muestra de mano (Fig. III-13). Esta mineralización está representada principalmente por masas homogéneas y masivas de color verde, principalmente compuestas por crisocola. Por lo general, se encuentran como fase de unión cementando los clastos y como cubiertas (*coatings*) alrededor de clastos estériles (Fig. III-11D), aunque también aparecen como clastos retrabajados compuestos por crisocola. Las masas verdes de crisocola suelen ser bastante homogéneas, aunque también puede distinguirse pequeños bandeos centimétricos, irregulares y discontinuos formados por bandas ligeramente más claras (Fig. III-13). Estas masas verdes también rellenan fracturas previas de los propios clastos que conforman las gravas. El copper wad es mucho menos abundante que en el cuerpo mineralizado inferior y es complejo identificarlo en muestra de mano. Sin embargo, la atacamita y la paratacamita aparecen de forma más habitual que en el cuerpo inferior y se disponen como cristales de hábito fibroso de hasta 5 mm de longitud y de color verde botella muy oscuro, aunque siempre como agregados de cristales aislados y en mucha menor proporción que la crisocola. Estos cristales de atacamita suelen crecer sobre la propia crisocola o asociadas a cristales transparentes de yeso. Las masas de crisocola suelen estar cortadas por cementos blanquecinos de calcita. Estos cementos cortan a la crisocola previa o rellenan espacios vacíos (Fig. III-13). En muchos casos, estos cementos de calcita componen masas de tonos claros de varios centímetros de espesor formadas en parte por laminaciones milimétricas (Fig. III-13) y, en ocasiones, rellenan espacios vacíos centimétricos donde precipitan cristales transparentes de calcita de menos de 1 mm en todas las caras de la cavidad formando

cementos de tipo drusa (Fig. III-13). Es frecuente que estas cavidades también contengan cristales milimétricos de yeso que crecen sobre la calcita.

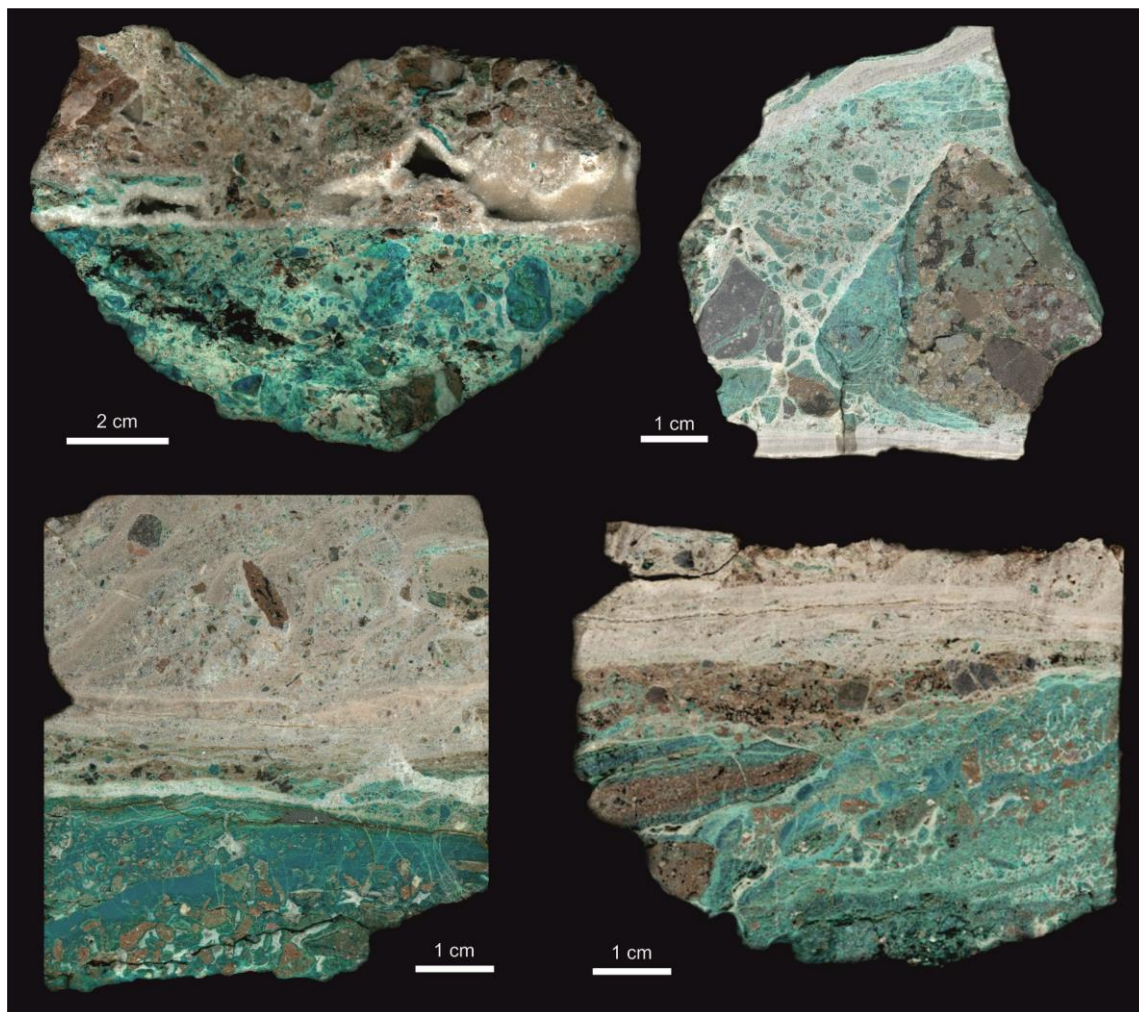


Figura III-13. Muestras de mano de gravas mineralizadas del cuerpo de Cu-exótico superior.

Figure III-13. Hand samples of mineralized gravels from the upper exotic-Cu body.

Además de las mencionados crisocola, atacamita, paratacamita, copper wad, calcita y yeso, los análisis de difracción de rayos-X realizados tanto en puntos mineralizados como en puntos estériles también muestran la presencia principalmente de cuarzo, feldespatos, arcillas y, en menor medida, ópalo.

Bajo el microscopio petrográfico, la crisocola se observa como masas entre los clastos y como cubiertas alrededor de estos (Fig. III-14A y 14B), aunque es posible identificar más morfologías que las observadas en muestra de mano. Se presenta con tres texturas diferentes: (1) láminas de hasta 0,5 mm de espesor compuestas de microcristales desorganizados (Fig. III-14C); (2) bandas de hasta 1,5 mm de espesor formadas por láminas de escala micrométrica mostrando textura mamelar (Nelson *et al.* 2007; Fig. III-14B y 14C); y (3) morfologías cónicas o en abanico de tamaño variable (hasta 0,5 mm de ancho y 1 mm de alto) definidas por fracturas perpendiculares

a su laminación interna, conocidas como “*syneresis cracks*” (Roedder 1968; Fig. III-14B y 14C). Estos tres tipos de texturas de crisocola se presentan de forma aleatoria, sin formar ninguna secuencia específica. En los tres casos, la crisocola puede estar fracturada en fragmentos angulosos definidos por fracturas irregulares sin una orientación preferente (Fig. III-14C). Algunos de los clastos recubiertos por crisocola muestran bordes irregulares debido a la corrosión.

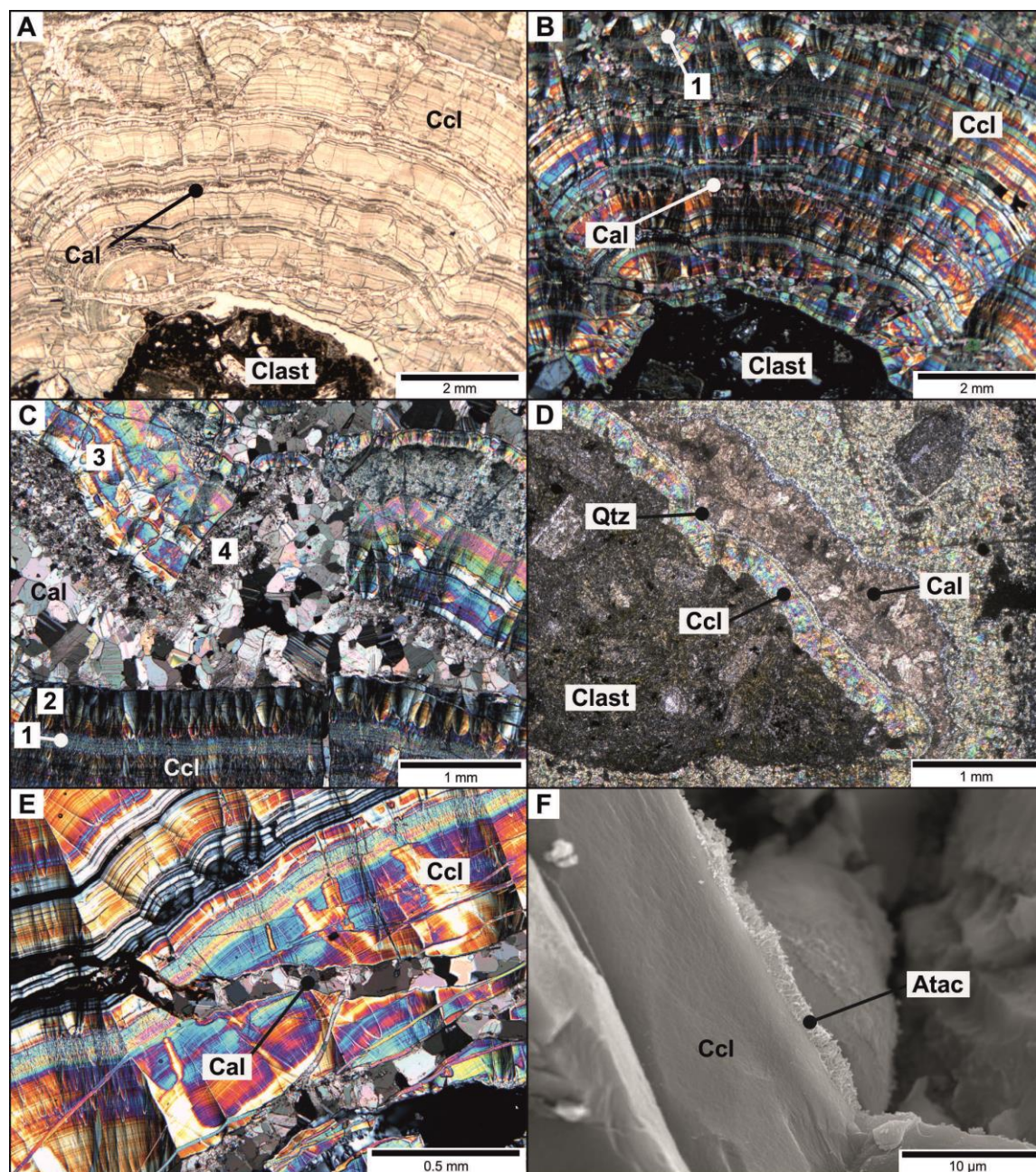


Figura III-14. Microfotografías de muestras del cuerpo de Cu-exótico superior. Microfotografías con luz polarizada (A) plana y (B) cruzada mostrando bandas de láminas de crisocola (Ccl) y (1) crisocola con morfología cónica delimitada por grietas de “*syneresis*” alternando con cementos de calcita (Cal). (C) Microfotografía con luz polarizada cruzada mostrando (1) microcristales desorganizados de crisocola (Ccl), (2) crisocola con morfología cónica, (3) crisocola con bandeo laminar, mosaicos de calcita (Cal) y (4) pequeños cristales anhedrales de calcita. (D) Microfotografía con luz polarizada cruzada mostrando un

fragmento de roca (Clast) envuelto, desde zonas internas a externas, por crisocola (Ccl), cuarzo microcristalino (Qtz) y calcita (Cal). **(E)** Microfotografía con luz polarizada cruzada mostrando crisocola con bandeo mamelar (Ccl) con fracturas rellenas por mosaicos de calcita (Cal). **(F)** Microfotografía de SEM mostrando atacamita (Atac) formada sobre crisocola (Ccl),

Figure III-14. Photomicrographs of samples from the upper exotic-Cu orebody. **(A)** Plane-polarized light and **(B)** cross-polarized light photomicrographs showing bands of chrysocolla laminae (Ccl) and (1) cone- or fan-shaped chrysocolla delimited by syneresis cracks alternating with minor calcite cement (Cal). **(C)** Cross-polarized light photomicrograph showing (1) disorganized microcrystals of chrysocolla (Ccl), (2) cone or fan-shaped chrysocolla, (3) mammillary banded chrysocolla, later calcite mosaic (Cal) and (4) smaller anhedral calcite cloudy crystals. **(D)** Cross-polarized light photomicrograph showing a rock fragment (Clast) coated by, from the inner to outer zones, chrysocolla (Ccl), microcrystalline quartz (Qtz) and calcite (Cal). **(E)** Cross-polarized light photomicrograph showing fractures in mammillary banded chrysocolla (Ccl) filled by later calcite mosaic (Cal). **(F)** SEM photomicrograph showing atacamite (Atac) overgrowths on chrysocolla (Ccl).

Las cubiertas de crisocola también pueden contener, en menor medida, bandas finas de cuarzo microcristalino y/o ópalo y calcita (Fig. III-14D). La crisocola se presenta como láminas concéntricas de espesor milimétrico o micrométrico formadas en las zonas más internas de las cubiertas. Sobre estas láminas aparece una fina lámina de ópalo y/o cuarzo microcristalino de escala micrométrica y, por último, cementos en mosaico formados por cristales subhedrales de calcita. Esta secuencia de precipitación (Fig. III-14D) es la paragénesis más observada en todas las muestras del cuerpo de Cu- exótico superior.

Bajo el microscopio óptico, la calcita también aparece como cementos en mosaico relleno de espacios vacíos (Fig. III-14E) y están formados por cristales transparentes euhedrales y subhedrales, ocasionalmente por cristales tipo drusa (Fig. III-14C y 13E) y, en menor medida, por pequeños cristales anhedrales y de aspecto “sucio” (*cloudy*) (Fig. III-14C). Los cementos de yeso también están presentes, pero en mucha menos proporción que los de calcita y solo de manera puntual. Observaciones de SEM muestran, como se puede observar en alguna muestra de mano, que la paratacamita y la atacamita aparecen como sobrecrecimientos (*overgrowths*) en la crisocola (Fig. III-14F) y normalmente asociados a yeso.

3.5 Isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$)

Se llevaron a cabo un total de 60 análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Veintiocho se realizaron en muestras de matriz carbonática de las Gravas Tesoro a lo largo de los ~240 m de serie sedimentaria expuesta en El Tesoro Central, catorce se llevaron a cabo en puntos específicos extraídos de muestras de mano del cuerpo de Cu-exótico superior explotado en El Tesoro central y los dieciocho restantes se realizaron en material carbonático de las Gravas Atravesado y Arrieros a lo largo de las secciones Atravesado y El Muro. La Fig. III-15 ilustra todos los valores obtenidos. A continuación se presentarán los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ agrupados según su localidad.

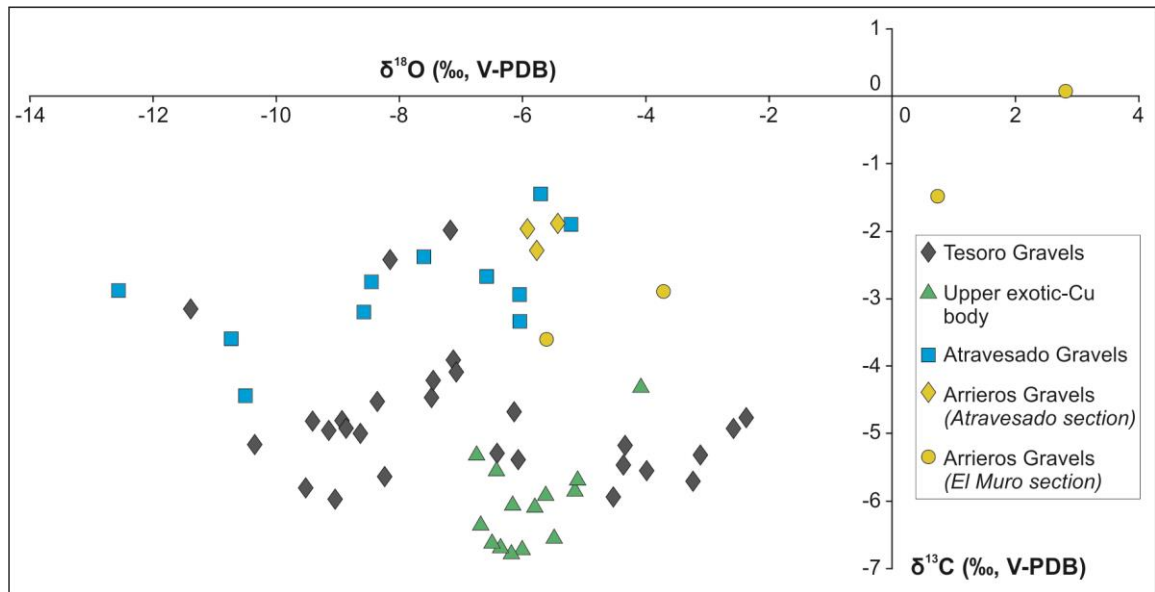


Figura III-15. Gráfico resumiendo los sesenta valores de $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en las tres localidades estudiadas (El Tesoro Central, Atravesado y El Muro)

Figure III-15. Cross plot of $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ values obtained in the three studied locations (El Tesoro Central, Atravesado and El Muro).

3.5.1 El Tesoro Central

De los 28 análisis llevados a cabo en muestras de matriz carbonática a lo largo de los ~240 m de serie sedimentaria expuesta en El Tesoro Central, diez de ellos se realizaron en muestras de matriz carbonática de los dos cuerpos de Cu-exótico e inmediatamente a la base y al techo de ambos depósitos mineralizados (Fig. III-16, símbolos verdes). En el caso del cuerpo de Cu-exótico inferior, los análisis se realizaron en muestras extraídas de los niveles de calizas arenosas lacustres intercaladas con este depósito mineralizado. Estos 28 análisis (Tabla III-2) presentan una variación relativa mayor en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ que en los valores de $\delta^{13}\text{C}$. Los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) varían de -11,39 a -2,37‰ con un valor medio (X) de -6,91‰, mientras que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) varían de -5,97 a -1,98‰ con X=-4,79‰. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los depósitos sedimentaros estériles intercalados entre ambos cuerpos de Cu-exótico son notablemente más pesados (X=-4,7‰) que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de ambos cuerpos exóticos y de

los niveles de calizas arenosas lacustres ($\bar{X}=-8,6\text{‰}$), mientras que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ no presentan variaciones significativas. Lo más remarcable son las excursiones a valores pesados (2 o 3‰ aproximadamente) de los análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ coincidiendo con ambos cuerpos de Cu-exótico (Fig. III-16, círculos verdes). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de ambos cuerpos de Cu-exótico muestran una buena correlación relativa ($R^2=0,39$), la cual contrasta con la correlación observada en los análisis correspondientes a los sedimentos estériles ($R^2=0,17$) y, en particular, con la correlación de los valores medidos en los sedimentos estériles intercalados entre ambos depósitos de Cu-exótico ($R^2=0,04$).

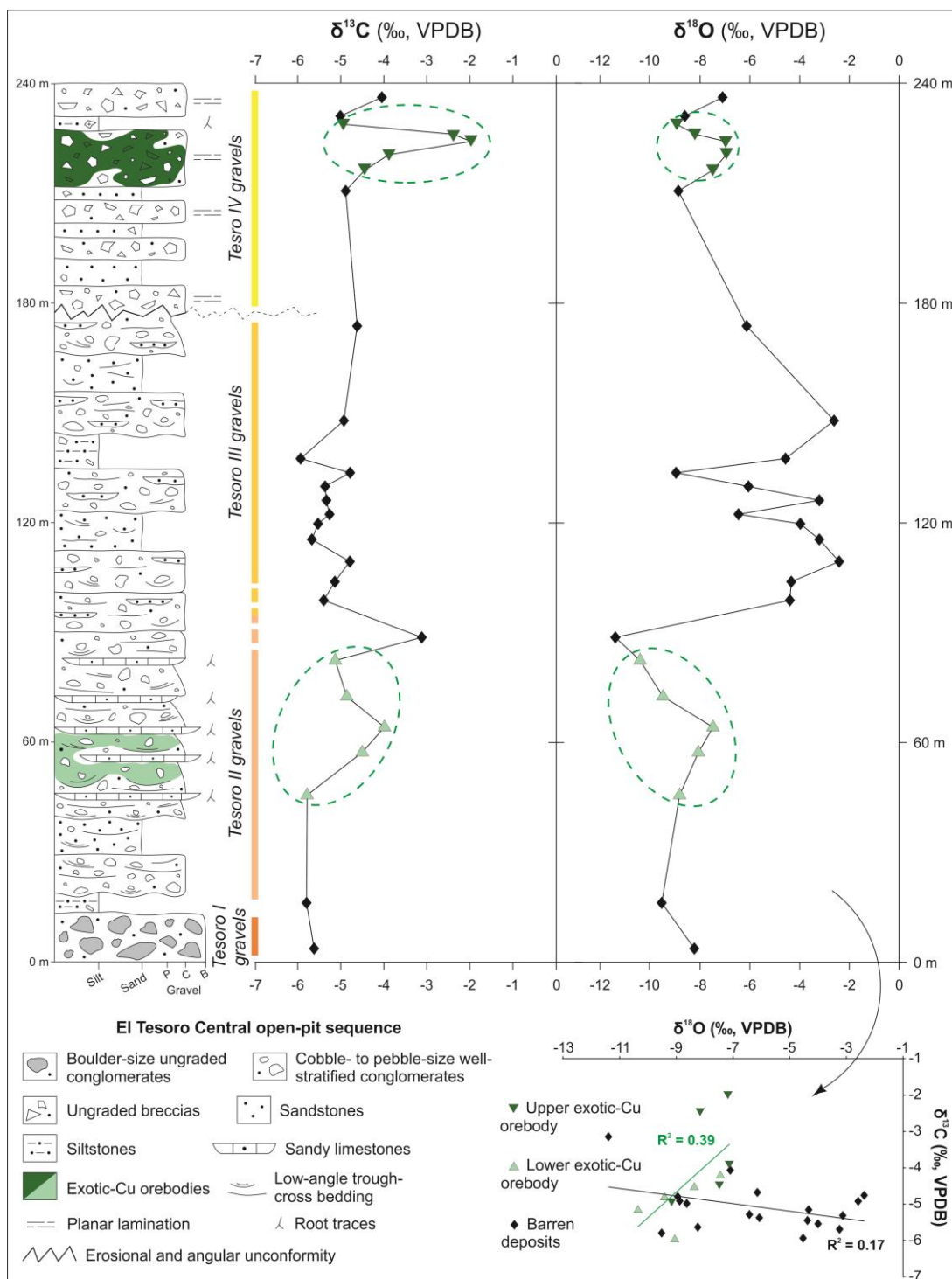


Figura III-16. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos a lo largo de los ~240 m de serie sedimentaria expuesta en El Tesoro Central. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se encuentran en la Tabla III-2..

Figure III-16. $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ values obtained along the ~240 m thick sedimentary sequence exposed in El Tesoro Central. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values are in Table III-2.

Nº	Altura en la columna (m)	Muestra	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)
1	234	Tes 28	-4,08	-7,08
2	228	Tes 27	-5,00	-8,63
3	224	Tes 26	-4,95	-9,15
4	219	Tes 25	-2,42	-8,16
5	217	Tes 24	-1,98	-7,17
6	214	Tes 23	-3,91	-7,13
7	212	Tes 22	-4,47	-7,48
8	209	Tes 21	-4,91	-8,88
9	172	Tes 20	-4,68	-6,14
10	152	Tes 19	-4,93	-2,58
11	145	Tes 18	-5,95	-4,53
12	133	Tes 17	-4,82	-8,94
13	128	Tes 16	-5,38	-6,07
14	125	Tes 15	-5,32	-3,12
15	122	Tes 14	-5,29	-6,42
16	119	Tes 13	-5,55	-3,99
17	116	Tes 12	-5,70	-3,24
18	110	Tes 11	-4,77	-2,37
19	105	Tes 10	-5,17	-4,34
20	101	Tes 9	-5,46	-4,37
21	91	Tes 8	-3,15	-11,39
22	86	Tes 7	-5,16	-10,35
23	77	Tes 6	-4,81	-9,41
24	66	Tes 5	-4,21	-7,45
25	57	Tes 4	-4,53	-8,36
26	46	Tes 3	-5,97	-9,04
27	18	Tes 2	-5,80	-9,52
28	5	Tes 1	-5,64	-8,24
		Valor Medio	-4,79	-6,91
		Valor Máx.	-1,98	-2,37
		Valor Mín.	-5,97	-11,39
		Desv. estándar	0,96	2,45

Tabla III-2 Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los análisis llevados a cabo en veintiocho muestras distribuidas a lo largo de la columna estratigráfica ilustrada en la Fig. III-16. La altura (m) indica la posición de cada muestra a lo largo de la columna estratigráfica.

Table III-2. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the analyses performed on twenty-eight samples distributed along the sedimentary log illustrated in the Fig. III-16. The height (m) indicates the position of each sample within the sedimentary log.

3.5.2 Depósito de Cu-exótico superior

Los siguientes 14 análisis (Tabla III-3) fueron realizados en puntos específicos extraídos de muestras de mano del cuerpo de Cu-exótico superior (Fig. III-17). Todos estos puntos presentan un contenido en calcita relativamente elevado (>20%), mientras que el contenido en crisocola es variable. Estos valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ muestran una menor variación relativa en comparación con los 28 análisis anteriores. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) varían de -6,75 a -4,08‰ con $X=-5,88\text{‰}$ y una desviación estándar de 0,71, mientras que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) varían de -6,75 a 4,28‰ con $X=-6,01\text{‰}$ y una desviación estándar de 0,66. Estos valores presentan una buena correlación relativa ($R^2=0,55$).

Nº	Muestra	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)
1	Tes Sup 1 (A)	-6,66	-6,37
2	Tes Sup 2 (B)	-6,07	-5,80
3	Tes Sup 3 (C)	-6,60	-6,52
4	Tes Sup 4 (D)	-6,75	-6,19
5	Tes Sup 5 (E)	-6,52	-5,49
6	Tes Sup 6 (F)	-5,82	-5,16
7	Tes Sup 7 (G)	-6,69	-6,00
8	Tes Sup 8 (H)	-5,52	-6,43
9	Tes Sup 9 (I)	-5,28	-6,75
10	Tes Sup 10 (J)	-5,67	-5,11
11	Tes Sup 11 (K)	-5,88	-5,63
12	Tes Sup 12 (L)	-6,04	-6,17
13	Tes Sup 13 (M)	-6,33	-6,68
14	Tes Sup 14 (N)	-4,28	-4,08
	<i>Valor Medio</i>	-6,01	-5,88
	<i>Valor Máx.</i>	-4,28	-4,08
	<i>Valor Mín.</i>	-6,75	-6,75
	<i>Desv. estándar</i>	0,66	0,71

Tabla III-3. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los análisis llevados a cabo en puntos específicos de muestras de mano del cuerpo de Cu-exótico superior. La posición precisa de cada análisis está mostrada en las fotografías de la Fig. III-17.

Table III-3. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the analyses performed on specific points of hand samples from the upper exotic-Cu orebody. The precise location of each analysis is shown in the photographs of Fig. III-17.

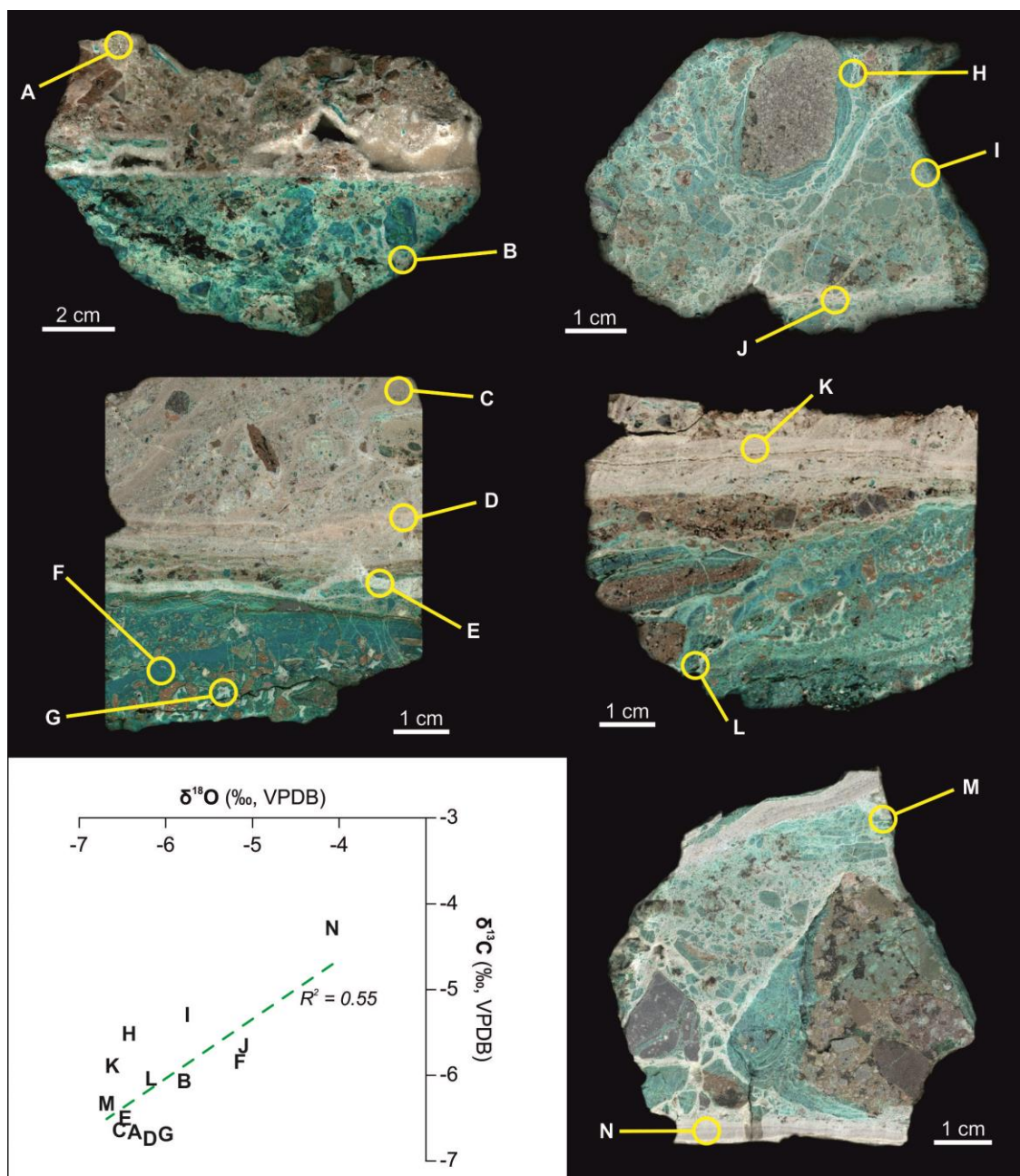


Figura III-17. Gráfico de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en puntos específicos de muestras de mano del cuerpo de Cu-exótico superior. La posición de la muestras está ilustrada (letras). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se encuentran en la Tabla III-3.

Figure III-17. Cross plot of $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ values from specific points on the hand samples extracted from the upper exotic-Cu orebody. Sample locations are illustrated (letters). The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values are in Table III-3.

3.5.3 Localidades Atravesado y El Muro

Los últimos 18 análisis (Tabla III-4) se llevaron a cabo a lo largo de las series sedimentarias de las localidades Atravesado (14 análisis) y El Muro (4 análisis). Los 14 análisis correspondientes a la sección Atravesado fueron realizados en calcita de los niveles carbonáticos descritos como

gravas cementadas por carbonato (Fig. III-5). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ presentan una gran variabilidad (de -12,56 a -5,21‰) y son similares a los obtenidos en El Tesoro Central ($X_{\text{ETC}}=-6,91\text{‰}$ vs. $X_{\text{Atrav}}=-7,51\text{‰}$), mientras que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ tienen menos variabilidad (de -4,42 a -1,42‰) y son ligeramente más positivos que los obtenidos en El Tesoro Central ($X_{\text{ETC}}=-4,79\text{‰}$ vs. $X_{\text{Atrav}}=-2,28\text{‰}$). Por otro lado, los 4 análisis correspondientes a la sección El Muro se realizaron en calcita muestreada de los tres tramos superiores descritos (Fig. III-6). Tanto los valores de $\delta^{13}\text{C}$ ($X=-1,98\text{‰}$), como sobre todo los de $\delta^{18}\text{O}$ ($X=-1,45\text{‰}$), son más positivos que los realizados en El Tesoro Central y en Atravesado. Además, los 4 valores obtenidos en la sección El Muro presentan una gran desviación estándar (1,62) y se vuelven más positivos hacia el techo del afloramiento (Fig. III-18).

Nº	Localidad	Muestra	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)
1	Atravesado (G. Arrieros)	Cm1	-1,97	-5,93
2	Atravesado (G. Arrieros)	Cm2	-1,90	-5,43
3	Atravesado (G. Arrieros)	Cm3	-2,29	-5,78
4	Atravesado	C1 (241 m)	-2,66	-6,58
5	Atravesado	C2 (236 m)	-1,89	-5,21
6	Atravesado	C3 (233,5 m)	-1,42	-5,71
7	Atravesado	C4 (230,5 m)	-2,74	-8,45
8	Atravesado	C5A (228,5 m)	-2,92	-6,05
9	Atravesado	C5B (226,5 m)	-2,38	-7,60
10	Atravesado	C6 (216,5 m)	-3,32	-6,04
11	Atravesado	C7 (202,5 m)	-3,18	-8,58
12	Atravesado	C8 (128,5 m)	-4,42	-10,51
13	Atravesado	C9 (110,5 m)	-3,59	-10,73
14	Atravesado	C10 (66,5 m)	-2,87	-12,56
		<i>Valor Medio</i>	-2,68	-7,51
		<i>Valor Máx.</i>	-1,42	-5,21
		<i>Valor Mín.</i>	-4,42	-12,56
		<i>Desv. estándar</i>	0,79	2,33
15	El Muro (G. Arrieros)	ML-4	0,07	2,81
16	El Muro (G. Arrieros)	ML-3	-1,49	0,74
17	El Muro (G. Arrieros)	ML-2	-2,89	-3,72
18	El Muro (G. Arrieros)	ML-1	-3,60	-5,61
		<i>Valor Medio</i>	-1,98	-1,45
		<i>Valor Máx.</i>	0,07	2,81
		<i>Valor Mín.</i>	-3,60	-5,61
		<i>Desv. estándar</i>	1,62	3,89

Tabla III-4. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los análisis llevados a cabo en catorce muestras de la sección Atravesado y en cuatro muestras de la sección El Muro. Once de los catorce análisis de la sección Atravesado fueron realizados en muestras de las Gravas Atravesado y su posición vertical está indicada en la Fig. III-5, mientras que los cuatro análisis restantes de esta sección pertenecen a las Gravas Arrieros. Los cuatro análisis de la sección El Muro fueron realizados en muestras de las Gravas Arrieros y su posición vertical está indicada en la Fig. III-6.

Table III-4. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the analyses performed on fourteen samples from the Atravesado section and four samples from the El Muro section. Eleven of the fourteen analyses from the Atravesado section were measured on the Atravesado Gravels and their vertical positions are illustrated in the Fig. III-5, whereas the other four measurements correspond to the Arrieros Gravels. The four analyses performed on the El Muro section were measured on the Arrieros Gravels and their vertical positions are illustrated on the Fig. III-6.

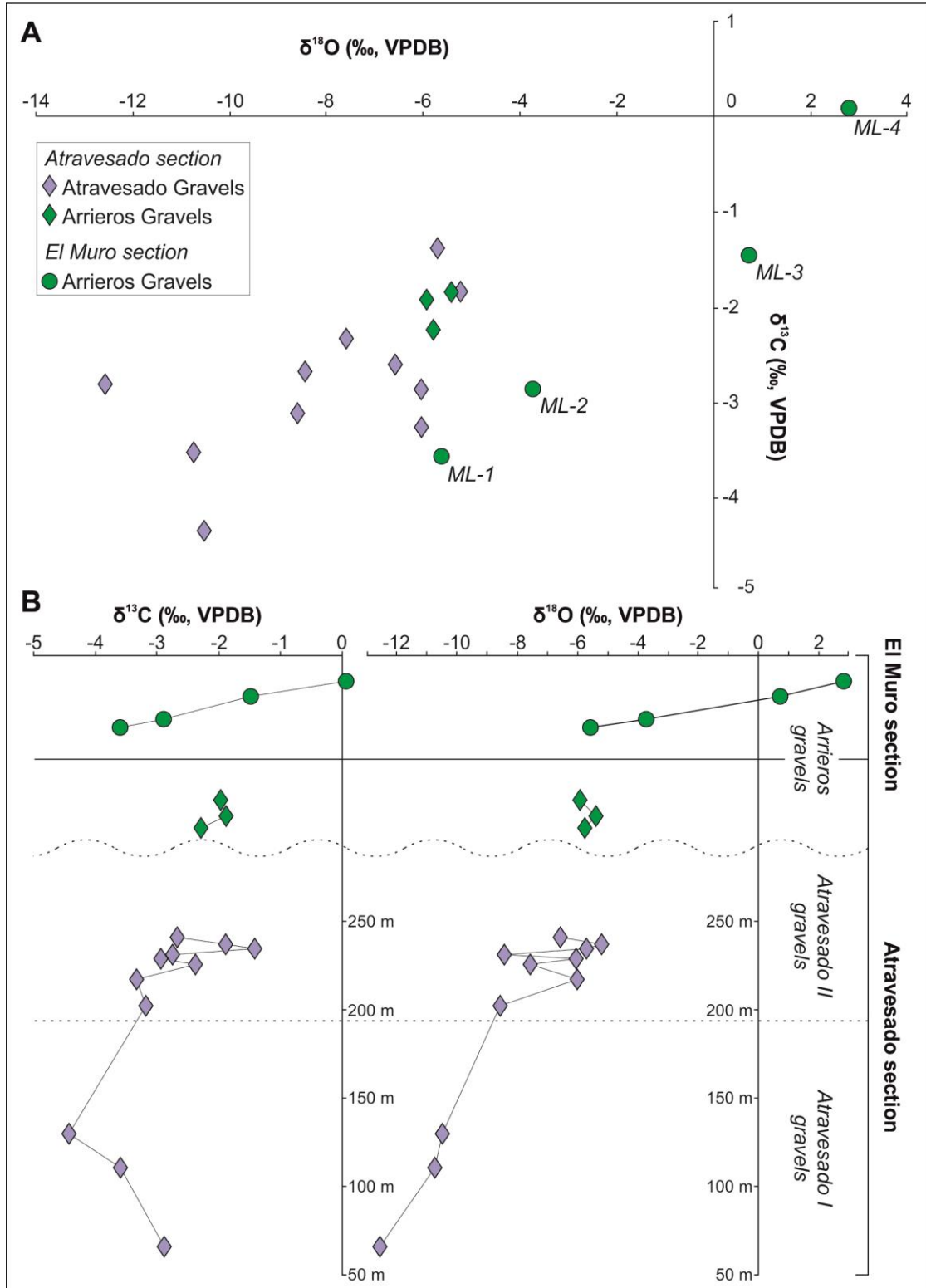


Figura III-18. (A) Gráfico de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en dieciocho muestras de las secciones Atravesado (14 muestras) y El Muro (4 muestras). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ están en la Tabla III-4. **(B)** Distribución vertical de los mismos valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ mostrados en (A). La posición vertical de cada análisis aparece en la Fig. III-5 y 6. Nótese que la posición vertical de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en las Gravas Arrieros (símbolos verdes) no está a escala.

Figure III-18. (A) Cross plot of $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ values from the eighteen analyses performed on the Atravesado (14 samples) and El Muro (4 samples) sections. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values are in Table III-4. **(B)** Vertical trends of the same $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values shown in (A). The locations of each analysis are shown in the Fig. III-5 and 6. Note that the vertical positions of the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values from the Arrieros Gravels (green symbols) are not to scale.

3.5.4 Interpretación general de los datos isotópicos

Todos los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en las tres localidades estudiadas (El Tesoro Central, Atravesado y El Muro) indican que los depósitos estudiados precipitaron a partir de aguas meteóricas (e.g. Talbot 1990) y son comparables a aquellos valores obtenidos en otros depósitos carbonáticos Cenozoicos del Desierto de Atacama (Rech *et al.* 2010; de Wet *et al.* 2015; Oerter *et al.* 2016).

En cuanto a los análisis de $\delta^{18}\text{O}$, los valores obtenidos en la fracción carbonática de las Gravas Tesoro y Atravesado son bastante similares ($X_{\text{Tesoro}}=-6,91\text{‰}$ vs. $X_{\text{Atravesado}}=-7,51\text{‰}$) y están asociados a la composición química de las aguas responsables de su formación. Los valores obtenidos en las Gravas Atravesado presentan una mayor desviación, lo que podría indicar una mayor variabilidad en la composición química de las aguas subterráneas encargadas de su formación. Además, estos valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en las Gravas Atravesado tienden a ser menos negativos hacia techo de la serie sedimentaria (Fig. III-18) y podrían reflejar la influencia de aguas más evaporadas o incluso de composición más salina, lo que estaría de acuerdo con la existencia de algunos niveles cementados por yeso también en la parte alta de las Gravas Atravesado II. Por otro lado, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en la sección El Muro (parte alta de las Gravas Arrieros, yesicreta El Muro) sí que son valores notablemente más pesados ($X_{\text{ElMuro}}=-1,45\text{‰}$) en comparación con los valores obtenidos en las Gravas Tesoro y Atravesado, lo que está relacionado con mayores tasas de evaporación (Rech *et al.* 2010; de Wet *et al.* 2015) asociadas al establecimiento de condiciones climáticas más áridas a partir del Mioceno Medio – Superior (e.g., Alpers y Brimhall 1988; Rech *et al.* 2006; Jordan *et al.* 2014).

Además, los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ también pueden proporcionar información sobre la procedencia de la agua fuente (precipitaciones) de las soluciones encargadas de formar los depósitos estudiados. Aunque no está entre los objetivos de este trabajo, el hecho de que dichas precipitaciones provengan del Océano Atlántico o del Océano Pacífico es muy relevante y discutido en la bibliografía, sobre todo por estar estrechamente relacionado con el alzamiento de la Cordillera de los Andes (e.g., Aravena *et al.* 1999; Garreaud *et al.* 2010; de Wet *et al.* 2015; Oerter *et al.* 2016). Por ejemplo, de acuerdo a las relaciones isotópicas definidas por Kim y O'Neil

(1997), los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ realizados por Oerter *et al.* (2016) en carbonato pedogénico de depósitos situados estratigráficamente encima de la columna estratigráfica de El Tesoro Central proporcionan valores similares a aquellos registrados en el agua de lluvia actual de zonas adyacentes (Aravena *et al.* 1999; Rech *et al.* 2010), lo que revela una humedad asociada a masas de aires procedentes del Océano Pacífico (Aravena *et al.* 1999). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de Atravesado y El Tesoro Central, especialmente aquellos obtenidos de la parte baja de esta última serie sedimentaria, son ligeramente más negativos que los valores obtenidos por Oerter *et al.* (2016), sugiriendo que las masas de aire procedentes del Océano Atlántico también podrían haber tenido alguna influencia. Sin embargo, es más probable que estos valores más ligeros de $\delta^{18}\text{O}$ de Atravesado y El Tesoro Central simplemente reflejen la pérdida de ^{18}O del agua procedente del Pacífico a medida que va atravesando el terreno (Dansgaard 1964; de Wet *et al.* 2015).

En cuanto a los análisis de $\delta^{13}\text{C}$, Oerter *et al.* (2016) obtuvo valores que varían de -5,7 a 2,2‰, los cuales dichos autores los atribuyen al aporte de CO_2 derivado de actividad vegetal e influenciado por CO_2 atmosférico. Rech *et al.* (2010) obtuvo valores similares de $\delta^{13}\text{C}$ en sedimentos carbonáticos de la misma edad (Mioceno Inferior) de la Cuenca de Calama, mientras que en carbonatos más jóvenes (post establecimiento de la hiperaridez) obtuvo valores de $\delta^{13}\text{C}$ más pesados (hasta de 7,4‰). Estos últimos valores se atribuyen a la influencia del CO_2 atmosférico y derivado de la actividad volcánica, así como al decaimiento de la actividad biológica provocada por el establecimiento del clima hiperárido (Rech *et al.* 2010; de Wet *et al.* 2015). De acuerdo a estos trabajos, los análisis de $\delta^{13}\text{C}$ realizados en El Tesoro Central ($X_{\text{ETC}}=-4,79\text{‰}$) y en las Gravas Atravesado ($X_{\text{Atrav}}=-2,28\text{‰}$) presentan valores influenciados por CO_2 atmosférico y actividad biológica. Los valores obtenidos en las Gravas Atravesado son ligeramente más pesados que los medidos en El Tesoro Central, lo cual podría deberse a que los primeros estuviesen afectados por una menor actividad biológica. Por otra parte, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ recogidos en la sección El Muro (parte alta de las Gravas Arrieros, yesicreta El Muro) son ligeramente más pesado ($X_{\text{ElMuro}}=-1,98\text{‰}$) que los obtenidos en El Tesoro Central y en las Gravas Atravesado. Este hecho estaría relacionado, como en el caso del $\delta^{18}\text{O}$, con el establecimiento de condiciones climáticas más áridas que provocaron un decaimiento de la actividad biológica (Rech *et al.* 2010; de Wet *et al.* 2015).

Las interpretaciones de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en relación a la mineralización de Cu-exótico serán tratadas en el siguiente apartado, así como las implicaciones climáticas regionales, que serán discutidas en mayor profundidad en el Capítulo IV junto con los valores obtenidos en la Cuenca Quebrada El Profeta (Capítulo II).

3.6 Discusión

3.6.1 Evolución sedimentaria del Distrito Minero Centinela

El Distrito Minero Centinela alberga depósitos formados principalmente en cuatro ambientes de sedimentación: (1) abanicos aluviales dominados por flujos de tipo *debris flow* y *sheetflow*, (2) abanicos aluviales dominados por procesos fluviales, (3) ambientes lacustres/palustres y (4) ambientes pedogénicos yesíferos. Este tipo de contextos sedimentarios, controlados principalmente por el régimen tectónico y climático predominante, han sido descritos ampliamente en otros ambientes continentales del Cenozoico con clima árido o semiárido como, por ejemplo, la Cuenca de Quillagua Llamara en Chile (Sáez *et al.* 1999, 2012); la Cuenca de Madrid (e.g., Calvo *et al.* 1989; Alonso-Zarza *et al.* 1992) y la Cuenca de Teruel (Alonso-Zarza y Calvo 2000; Alonso-Zarza *et al.* 2012) en España y la Cuenca Green River en Estados Unidos (Smoot 1983; Pietras y Carrol 2006). La variabilidad en los depósitos descritos en el Distrito Mineral Centinela, especialmente en los depósitos de gravas, permite precisar de manera más concreta el contexto sedimentario donde se formó cada unidad (Fig. III-19). Sin embargo, la imposibilidad de poder observar, en la mayoría de casos, la variación lateral de los afloramientos y de poder establecer una conexión entre las distintas localidades, sumado a los escasos y poco precisos datos geocronológicos disponibles, impide la creación de un modelo ambiental riguroso que ilustre de forma detallada la evolución paleogeográfica del Distrito Minero Centinela.

Gravas Tesoro I y Atravesado I

La unidad inferior estudiada, las Gravas Tesoro I, aflora en la parte inferior de la corta El Tesoro Central. Basándose en el tipo de *facies*, las edades U-Pb de los circones detríticos y la litología de los clastos, Riquelme *et al.* (2017) sugiere que las Gravas Tesoro I y Atravesado I son equivalentes lateralmente, obteniendo en estas últimas dos edades en circones detríticos de ca. 40 Ma. Las dos unidades están dominadas por la asociación de *facies* AF1, por lo que se formaron en un sistema de abanicos aluviales dominados por flujos de tipo *debris flow* y *sheetflow* de alta energía (Harvey 2011). El dominio de flujos de tipo *debris flow* o *sheetflow* está relacionado principalmente con la cantidad de agua disponible y la topografía existente, donde los flujos de tipo *sheetflow* requieren mayor cantidad de agua y una topografía más suave (e.g., Miall 1996, 2010; May *et al.* 1999; Nalpas 2008; Nichols 2009; Harvey 2011). De cualquier forma, ambos tipos de flujo reflejan con contexto dominado por depósitos torrenciales, episódicos, de alta energía y no confinados (o muy poco confinados en el caso de los flujos de tipo *sheetflow*).

Gravas Tesoro II y Atravesado II

Riquelme *et al.* (2017), basándose en los mismos criterios anteriormente mencionados, propone que las Gravas Tesoro II son equivalentes lateralmente a las Gravas Atravesado II. Estas unidades tendrían una edad máxima de ca. 40 Ma (Riquelme *et al.* 2017), aunque estos autores sugieren que podrían ser mucho más jóvenes, sin especificar cuánto. En ambos casos la asociación de *facies* predominante es la AF2, lo que indica que estas unidades se originaron en

un sistema de abanicos aluviales dominados por procesos fluviales (Harvey 2011), también conocidos como *stream-channel fans* (Nichols 2009). Estos sistemas fluviales consistían en canales efímeros, someros, estrechos y relativamente confinados que conformaban un sistema entrelazado de tipo gravas o *gravel-bed braided network* (e.g., Miall 1996, 2010; May *et al.* 1999; Nalpas 2008; Nichols 2009; Harvey 2011), aunque la presencia poco frecuente de depósitos caóticos y peor estratificados evidencian flujos torrenciales de tipo *debris flow* y *sheetflow* muy esporádicos. Además, en las Gravas Tesoro II también aparece la asociación de *facies* AF3, que representa pequeños lagos o cuerpos estancados de agua someros y efímeros originados por fluctuaciones en el nivel freático al pie de los abanicos aluviales o en zonas “intra-abanico” o *interfan* (e.g., Sanz *et al.* 1995; Bustillo y Alonso-Zarza 2007; Fig. III-19 y III-20). La presencia de un alto nivel freático relativo también podría estar relacionada con la frecuente presencia de niveles gravas cementadas por carbonato en las Gravas Atravesado II. La formación de estos niveles de gravas tan cementados por carbonato y con límites tan netos, que podría asemejarse a la formación de las calcretas freáticas, depende de factores como la cantidad de agua disponible, la permeabilidad del material y las tasas de evaporación y evapotranspiración (Mann y Horwitz 1979; Alonso-Zarza 2003) y es común que se formen, entre otros ambientes, al pie de abanicos aluviales (Mack *et al.* 2000), como puede ser en el caso de la sección Atravesado. El hecho de que el mayor número (y las que presentan un mayor grado de cementación) de estos niveles de gravas cementados por carbonatos estén concentrados en apenas ~50 m de las Gravas Atravesado II sugiere que había más agua disponible en ese momento y, eventualmente, con niveles freáticos más altos, lo que podría ser coherente con la formación de lagos someros en El Tesoro Central. El hecho de que el nivel freático esté muy cercano a la superficie es muy favorable para la formación de calcretas freáticas en climas áridos como las descritas en el oeste de Australia, donde el nivel freático se encuentra a tan solo 2-5 m de profundidad (Alonso-Zarza 2003; Alonso-Zarza y Wright 2010b). En estas condiciones, la tasa de evaporación y evapotranspiración es insignificante bajo los 5 m, por lo que es necesaria la presencia de acuíferos muy someros. Por lo tanto, la sedimentación más o menos continua de los depósitos aluvio-fluviales de las Gravas Atravesado II y el subsecuente ascenso del nivel freáticos pudo haber originado la cementación de estas gravas.

Gravas Tesoro III

Las Gravas Tesoro III, al igual que las dos unidades anteriores, también se formaron en un contexto de abanicos aluviales dominados por procesos fluviales que alternaban en el tiempo, de manera poco frecuente, con eventos torrenciales que daban lugar a flujos de tipo *debris flow* y *sheetflow* (e.g., Miall 1996, 2010; Harvey 2011), pero en este caso sin la presencia de sistemas lacustres someros. Las *facies* detríticas son muy similares a las observadas en las Gravas Tesoro II y Atravesado II, por lo que tampoco sería descartable que las Gravas Tesoro III también fuesen equivalentes lateralmente a las Gravas Atravesado II.

Gravas Tesoro IV

Posteriormente, en El Tesoro Central se depositaron sobre las Gravas Tesoro III, de manera discordante, las Gravas Tesoro IV en un sistema de abanicos aluviales dominados por *debris flow* y *sheetflow* (e.g., Miall 1996, 2010; Harvey 2011; AF1), aunque en este caso los flujos de tipo *sheetflow* son menos frecuentes. Los clastos angulosos de las brechas masivas (*facies* F2) que conforman las Gravas Tesoro IV evidencian un área fuente relativamente más proximal debido posiblemente a la creación de un relieve local próximo (Fig. III-20) y/o, incluso, una posible aridificación del clima que habría provocado *debris flow* menos frecuentes en el tiempo pero más torrenciales y episódicos (e.g., Harvey 2011; Jordan *et al.* 2014). Este último punto puede resultar complejo, ya que la sedimentación de las Gravas Tesoro IV también podría haber sido más rápida como respuesta a un cambio de nivel de base local debido al rápido alzamiento de dicho relieve.

Gravas Arrieros

Finalmente, tuvo lugar la sedimentación de las Gravas Arrieros en las localidades Atravesado y El Muro. Esta unidad está dominada por la asociación de *facies* AF2 y se formó en un contexto de abanicos aluviales dominados por procesos fluviales (Harvey 2011). Como se mencionó anteriormente y a diferencia de las unidades anteriores dominadas por la AF2, el hecho de que los paquetes de conglomerados (*facies* F3) sean menos potentes, con menor imbricación de sus clastos, con estratificación cruzada menos frecuente y de más bajo ángulo y con secuencias granodecrecientes poco continuas refleja que los flujos confinados debieron ser más efímeros, episódicos y de menor duración que los encargados de formar los depósitos de las Gravas Tesoro y Atravesado.

A techo de esta unidad, en la localidad El Muro, se reconoce la yesicreta El Muro. Este nivel se habría formado, como en el caso de la yesicreta Profeta del Capítulo II, en superficies inactivas de los abanicos o en áreas entre dichos abanicos y representa una superficie estable, con muy bajas tasas de erosión y sedimentación y formada bajo la influencia de altas tasas de evaporación propias de un clima relativamente árido (e.g., Rech *et al.* 2006; Jordan *et al.* 2014). A techo de esta yesicreta, el afloramiento se encuentra sellado por un nivel de ceniza volcánica datada en $9,52 \pm 0,02$ Ma por Riquelme *et al.* (2017). Estos autores reconocen este nivel volcánico a escala distrital, como por ejemplo en la corta Mirador (a ~5 km al este de El Tesoro Central; Fig. III-1) e incluso en la parte más alta de El Tesoro Central, en un tramo que el presente estudio no ha llegado a describir. Sin embargo, Riquelme *et al.* (2017) no observan ninguna yesicreta bajo dicho nivel volcánico en ninguna de las dos localidades, mientras que Muñoz (2013) sí que reconoce la yesicreta al norte de ambas cortas en un afloramiento próximo a El Muro. De hecho, en un trabajo (Sun *et al.* 2018) llevado a cabo en un testigo de sondeo contiguo a la mina de cobre Spence (~25 km al NO de El Tesoro Central) se reconoce un “nivel sulfatado masivo” bajo una ceniza volcánica de la misma edad que la datada en el Distrito Minero Centinela.

Por lo tanto, al igual que en el caso de la yesicreta Profeta descrita en el Capítulo II, la extensión lateral de la yesicreta El Muro podría haber estado controlada por factores geomorfológicos y/o paleohidrológicos. El hecho de que la cementación de yeso sea tan masiva podría indicar, como en el caso de la yesicreta Profeta, la influencia de un alto nivel freático con aguas de composición salina sumado a la acción de los procesos pedogénicos ya mencionados. Así, la formación de esta yesicreta podría estar controlada, además de por la influencia de un clima relativamente árido y bajas tasas de erosión y sedimentación, por la posición topográfica ocupada por cada zona que permitiese verse afectada o no por un alto nivel freático y por sistemas geomorfológicos de carácter más local que generasen depósitos clásticos puntuales. Por ejemplo, al este de El Tesoro Central y Mirador existen varias fallas (e.g., falla Llano; Fig. III-1) que habrían generado un relieve posteriormente erosionado y depositado en ese sector (Riquelme *et al.* 2017), por lo que no habría permitido el desarrollo de la yesicreta en esa zona, mientras que más al norte, por ejemplo en la localidad El Muro, no habría habido ningún sistema activo que sí permitió el desarrollo de la yesicreta. De igual forma, también cabría la posibilidad de que la yesicreta se hubiese formado homogéneamente en todo el distrito y fuese posteriormente erosionada en determinados sectores, pero esto parece menos probable ya que, por ejemplo en afloramientos como El Tesoro Central o Mirador donde aflora la ceniza volcánica de ca. 9,5 Ma, no existen evidencias o materiales relictos de la yesicreta.

Síntesis general de la evolución sedimentaria del Distrito Minero Centinela

Los distintos contextos ambientales de cada unidad descritos anteriormente reflejan que el registro sedimentario del Cenozoico del Distrito Minero Centinela se depositó, de manera general, en un contexto continental árido dominado por abanicos aluviales y con la presencia poco frecuente de escasos lagos o charcas someras o pequeños cuerpos acuosos estancados. La creación del relieve necesario que actuó como área fuente de las unidades descritas parece estar ligada, como en muchos otros casos descritos en el Cenozoico del antearco Andino, a la Fase Tectónica Incaica, evento de deformación regional causante del alzamiento de la Precordillera en el Norte de Chile durante el Eoceno Medio – Oligoceno Inferior (45-33 Ma; e.g., Makshev y Zentilli 1999; Tomlinson *et al.* 2001; Mpodozis *et al.* 1993; Arriagada *et al.* 2008). De hecho, Perelló *et al.* (2010) señalan que el desarrollo de pórfidos cupríferos en el Distrito Minero Centinela tiene lugar a los 45-41 Ma, mientras que Riquelme *et al.* (2017) deducen que dicho evento tectónico permitió la exhumación de estos pórfidos. La existencia de varias discordancias que separan a las distintas unidades descritas, como por ejemplo las existentes entre las Gravas Esperanza y las Gravas Tesoro I (Riquelme *et al.* 2017) y entre las Gravas Tesoro III y Tesoro IV (este trabajo) sugieren que la Fase Tectónica Incaica tuvo varias fases o pulsos. Este carácter polifásico ha sido ampliamente documentado en el antearco Andino (Reutter *et al.* 1996; Tomlinson y Blanco 1997; Niemeyer y Urrutia, 2009; Dilles *et al.* 2011; Riquelme *et al.* 2017).

De este modo, este contexto tectónico activo con varios pulsos de deformación debió de ejercer un fuerte control en el sistema sedimentario, influyendo especialmente en el tipo de abanicos (dominados por flujos de tipo *debris flow* y *sheetflow* o dominados por procesos fluviales) que

tenían lugar en cada momento. Un ejemplo sería la sedimentación de las Gravas Tesoro IV. Esta unidad, que está discordante sobre las Gravas Tesoro III, está formada por *facies* más proximales (brechas masivas con clastos angulosos) depositadas principalmente por flujos de tipo *debris flow*, lo que indicaría que la sedimentación de las Gravas Tesoro IV se produjo tras un evento de deformación que generó una progradación del sistema acompañada de un mayor gradiente topográfico más favorable para la generación de abanicos aluviales dominados por flujos de tipo *debris flow* (e.g., Miall 1996, 2010; Nichols 2009; Harvey 2011). Eventualmente, variaciones climáticas también podrían haber influenciado en el tipo de sedimentación, pero en este caso es complejo observar estas posibles oscilaciones. Tanto el clima como la tectónica también controlan la posición del nivel freático, que está influenciado por el agua disponible y por la velocidad de relleno de la cuenca (e.g. Allen y Allen 2013). Por ejemplo, un alto nivel freático permitió la formación de cuerpos someros lacustres en las Gravas Tesoro II y también está relacionado con la cementación carbonática de las Gravas Atravesado, así como con la mineralización de Cu-exótico de El Tesoro Central, que será tratada a continuación.

La unidad más joven descrita, las Gravas Arrieros, sí que puede proporcionar información tectónica y climática más concreta. Esta unidad está mucho menos deformada que las unidades infrayacentes y, a escala regional del distrito, se dispone como extensa cobertera de gravas ligeramente basculada ($<10^\circ$) hacia el oeste (Riquelme *et al.* 2017). Estos mismos autores interpretan esta unidad como el resultado de una pedimentación del paisaje. El hecho de que a techo de esta unidad aparezca la ceniza volcánica de 9,52 Ma \pm 0,02 Ma sugiere una edad entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Medio – Superior para esta pedimentación (Riquelme *et al.* 2017), lo cual es coherente con el momento de formación otras superficies de pedimentación observadas en el Desierto de Atacama (*Atacama Pediplain*; e.g., Clark *et al.* 1967; Mortimer 1973; Quang *et al.* 2005; Riquelme *et al.* 2007), incluyendo la superficie de pedimentación observada en la Formación Pampa de Mulas en la Cuenca Quebrada El Profeta (Capítulo II). La generación de esta superficie de pedimentación requiere, en comparación con la sedimentación de las unidades de gravas infrayacentes, menores tasas relativas de erosión y sedimentación y condiciones climáticas relativamente más áridas (e.g., Strudley y Murray 2007; Dohrenwend y Parsons 2009). Esta transición a condiciones más áridas está apoyada por otras evidencias como el desarrollo de paleosuelos ricos en carbonato formados en depósitos dispuestos sobre la serie descrita en este estudio en El Tesoro Central (Oerter *et al.* 2016), la variación hacia valores más pesados en los datos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en las Gravas Arrieros y, sobre todo, el desarrollo de la yesicreta El Muro a techo de las Gravas Arrieros. Aunque será tratado en mayor profundidad en el Capítulo IV, esta transición a condiciones climáticas más áridas concuerda con el posible establecimiento de un clima hiperárido en el Desierto de Atacama a partir del Mioceno Medio – Superior (e.g., Alpers y Brimhall 1988; Rech *et al.* 2006).

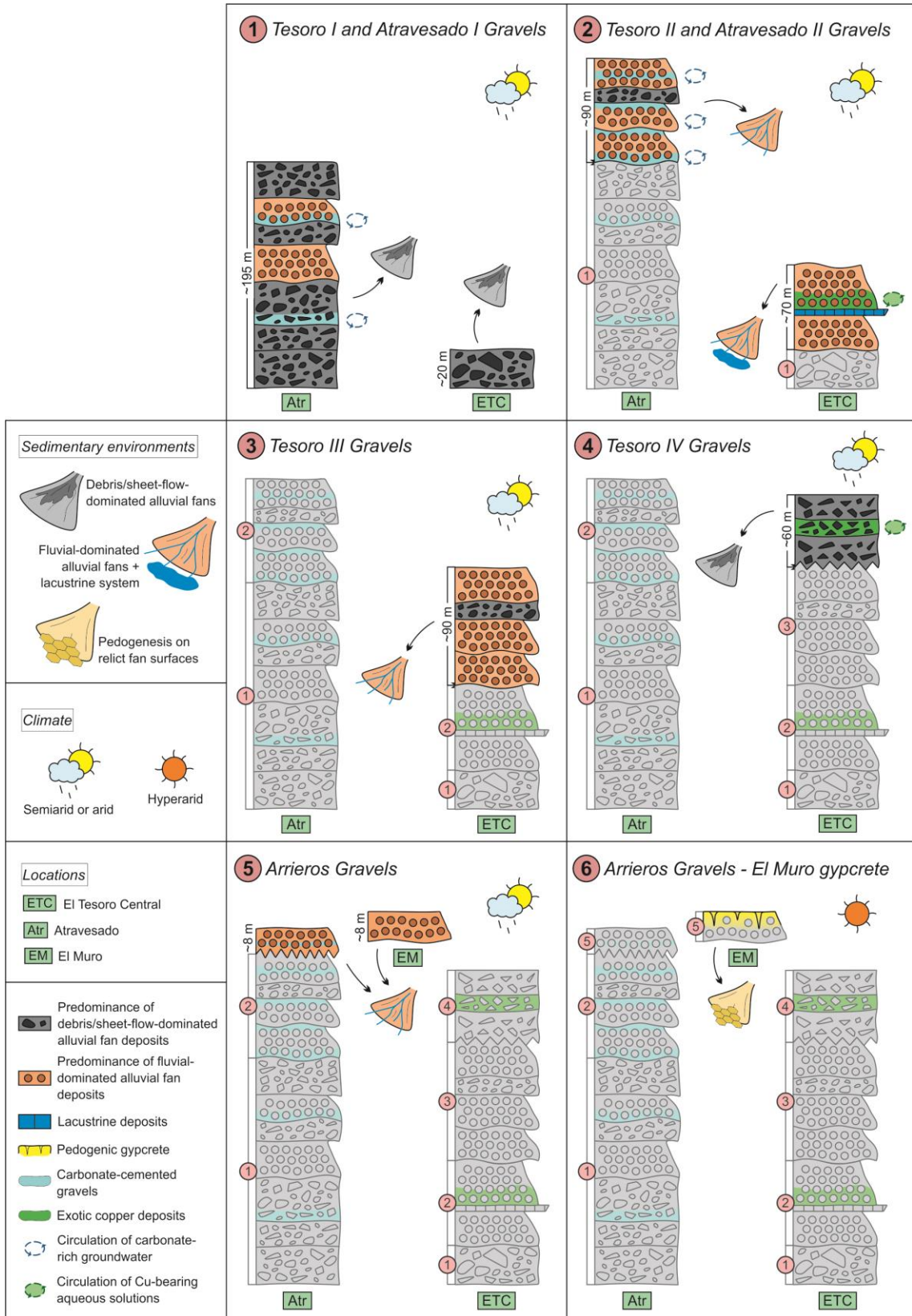


Figura III-19. Esquemas representando la sucesiva sedimentación de las distintas unidades de gravas del Distrito Minero Centinela.

Figure III-19. Sketches representing the successive sedimentation of the different gravels units of the Centinela Mining District.

3.6.2 Contexto sedimentario de la mineralización de Cu-exótico.

Tradicionalmente, el modelo genético más conocido para la formación de depósitos de Cu-exótico (Münchmeyer 1996; Sillitoe, 2005; Fig. I-6, Capítulo I) no tiene en cuenta el ambiente sedimentario de las gravas mineralizadas poco consolidadas que hospedan la mineralización de Cu-exótico porque considera que dicha mineralización es epigenética (posterior) respecto al depósito de las gravas. Por ejemplo, este es el caso del depósito de Cu-exótico Mina Sur (depósito proveniente del pórfido cuprífero Chuquicamata; Münchmeyer 1996), que se encuentra relativamente próximo a su área fuente de Cu y la mineralización se localiza tanto en fracturas del basamento como cementando las gravas suprayacentes. Sin embargo, El Tesoro Central no se adecúa a este modelo porque la mineralización se da lugar únicamente en niveles estratificados de gravas truncados por erosión, sugiriendo un origen singenético o diagenético temprano para la mineralización. Además, ambos cuerpos de Cu-exótico (inferior y superior) de El Tesoro Central están separados por unos 150 metros de depósitos sedimentarios estériles y están hospedados en diferentes *facies* detríticas gruesas en distintas unidades sedimentarias (Gravas Tesoro II y Gravas Tesoro IV, respectivamente; Fig. III-4), lo que indicaría que estos cuerpos de Cu-exótico se formaron durante dos episodios distintos de mineralización.

El depósito de Cu-exótico inferior está formado exclusivamente por cobre precipitado *in situ* en los conglomerados bien estratificados de tamaño cobble-pebble (F3) de las Gravas de Tesoro II. Estos conglomerados mineralizados están intercalados con calizas arenosas formadas en un ambiente lacustre/palustre (Fig. III-4), lo que sugiere que la mineralización se generó dentro de un contexto donde el estancamiento subterráneo y sub-superficial de agua y soluciones acuosas ricas en Cu era habitual. De hecho, estas calizas arenosas pudieron facilitar también el estancamiento y acumulación de estas soluciones ricas en Cu actuando como horizontes relativamente impermeables en comparación con los conglomerados poco consolidados. El hecho de que en otros contextos similares estos cuerpos acuosos estancados se suelen formar al pie de abanicos aluviales (Sanz *et al.* 1995; Bustillo y Alonso-Zarza 2007), sugieren que este cuerpo de Cu-exótico se formó en una posición relativamente distal del sistema sedimentario (Fig. III-20). La inferencia de esta posición distal está apoyada en la abundante presencia de copper wad, el cual tiende a formarse en posiciones intermedias y distales con respecto al área fuente de Cu (Münchmeyer, 1996).

Por el contrario, el cuerpo de Cu-exótico superior está formado por cobre precipitado *in situ* y por clastos retrabajados de crisocola y está hospedado por brechas masivas (F2) de las Gravas Tesoro IV. La presencia de estos clastos angulosos de crisocola denota la erosión física de un perfil supérgeno ya consolidado y/o de un posible depósito de Cu-exótico situado aguas arriba. De hecho, Mora *et al.* (2004), basándose en observaciones de testigos de sondeos, ya apuntaron la posibilidad de que ambos cuerpos de Cu-exótico (inferior y superior) se conectaban aguas arriba, lo que apoya la posibilidad de que el cuerpo superior podría tener su origen, al menos en parte, en la erosión del cuerpo inferior (Fig. III-20). Sin embargo, esto no está claro ya que tanto

el cobre precipitado *in situ* como los clastos retrabajados de crisocola, podrían tener distintas áreas fuente.

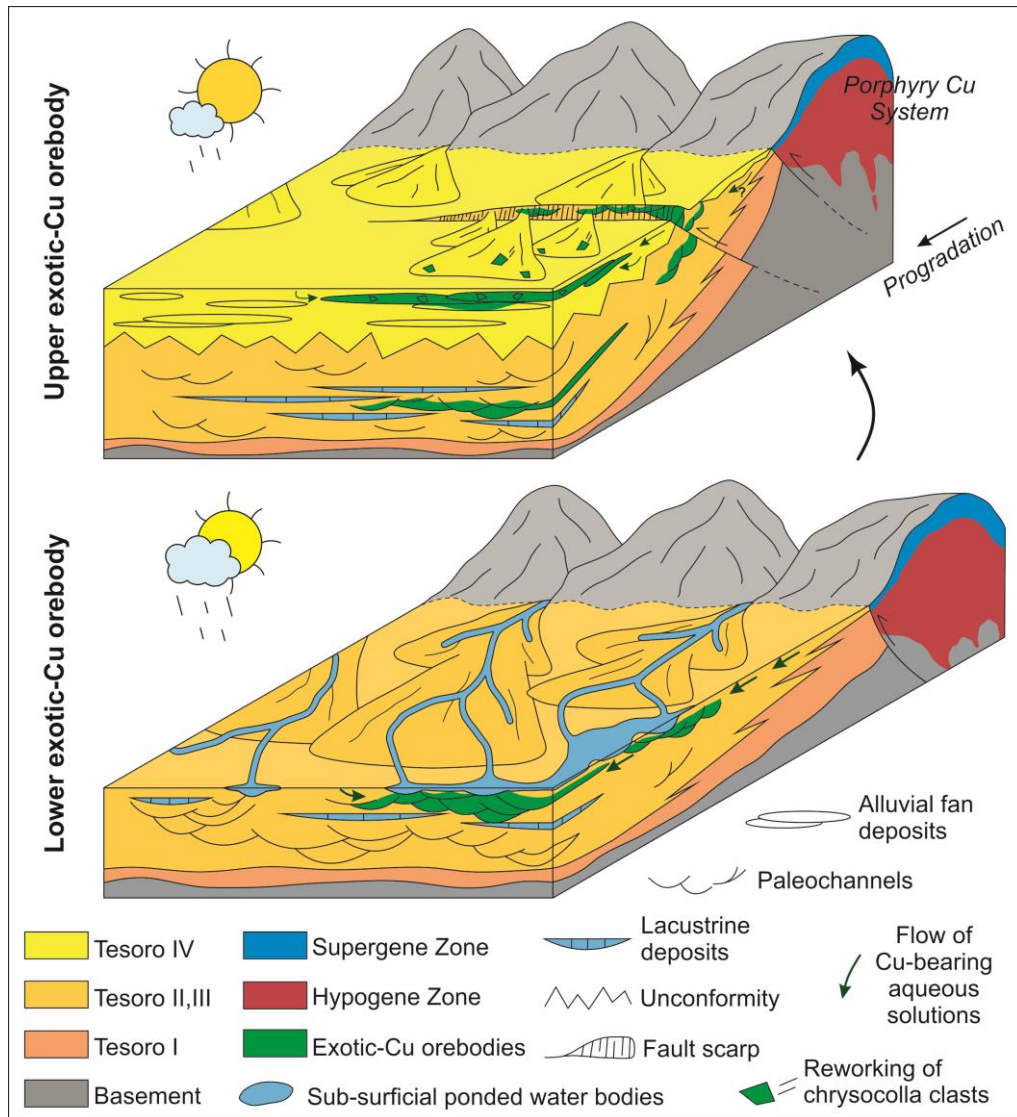


Figura III-20. Modelos esquemáticos 3D de El Tesoro Central representando el contexto ambiental donde se formaron ambos cuerpos de Cu-exótico (inferior y superior).

Figure III-20. Schematic 3D models of El Tesoro Central representing the environmental context where both exotic-Cu orebodies (lower and upper) formed.

A pesar de las diferencias en el ambiente deposicional de las *facies* gruesas hospedantes, ambos depósitos de Cu-exótico requirieron un contexto de estancamiento subterráneo cercano a la superficie donde las soluciones acuosas ricas en Cu pudieron acumularse, permitiendo así que los minerales de cobre precipitarán en las *facies* gruesas permeables y poco consolidadas. Este estancamiento de los fluidos mineralizadores, junto con el clima árido predominante en el Desierto de Atacama, sugieren que una alta tasa de evaporación pudo ser determinante en el proceso de mineralización de Cu-exótico. La importancia de la evaporación será discutida más adelante en este capítulo.

Al comparar estas condiciones ambientales con las de otros yacimientos hospedados por *facies* sedimentarias, se observan notables similitudes con respecto, por ejemplo, al yacimiento retrabajado tipo gossan Alto de la Mesa (suroeste de España) descrito por Velasco *et al.* (2013). Estos autores proponen la formación de cuerpos estancados sub-superficiales efímeros donde soluciones acuosas ácidas ricas en hierro se acumulan, permitiendo la precipitación de oxihidróxidos de Fe. Esta precipitación también se da lugar como cementos coloidales en la porosidad de depósitos sedimentarios de grano grueso, formando estructuras mamelares y concéntricas o pisolíticas. Estos rasgos texturales son extraordinariamente similares al bandeo mamelar y a las envueltas observadas en El Tesoro Central (Fig. III-11D). De igual forma, el depósito tipo gossan Alto de la Mesa también contiene clastos mineralizados retrabajados, los cuales han sido transportados más de 1,5 km desde su área fuente (Velasco *et al.* 2013).

3.6.3 Estilos de mineralización y paragénesis.

Los dos cuerpos de Cu-exótico de El Tesoro Central muestran diferencias en su mineralogía y textura. La mineralogía de Cu del cuerpo inferior se compone de copper wad, crisocola y, en menor medida, paratacamita y atacamita, mientras que el cuerpo superior está compuesto principalmente por crisocola, paratacamita, atacamita y, en menor proporción, copper wad. Ambos cuerpos de Cu-exótico exhiben texturas resultantes de la cementación y relleno de la porosidad, así como, en menor medida, del reemplazamiento parcial de la matriz de los conglomerados por parte de la crisocola y copper wad (cobre precipitado *in situ*). Sin embargo, el cuerpo superior también contiene clastos angulosos retrabajados de crisocola. Este hecho implica que la mineralización se originó tras dos formas o estilos de transporte de cobre. El cobre precipitado *in situ* se forma a partir de soluciones acuosas ricas en Cu procedentes del área fuente de Cu, mientras que los clastos angulosos retrabajados de crisocola son consecuencia de la erosión física del área fuente de Cu.

En lo que concierne al cobre precipitado *in situ*, la crisocola exhibe un notable bandeo mamelar debido a las variaciones de la relación Cu/Si (Fig. III-12E, 14A y 14B), el cual refleja fluctuaciones fisicoquímicas del fluido mineralizador semejantes a otras reportadas en estudios anteriores (e.g., Roedder 1968; Nelson *et al.* 2007; Campos *et al.* 2015). La crisocola presenta fracturas (grietas de sinéresis) perpendiculares a su laminación producto de procesos de deshidratación ocurridos durante su formación (Roedder 1968; Fig. III-14A y 14C). En el caso del cuerpo de Cu-exótico superior, la crisocola también aparece formando envueltas alrededor de clastos no mineralizados (Fig. III-11D), donde dichas envueltas también exhiben bandeo mamelar (Fig. III-14D). Estas envueltas y sus laminaciones concéntricas son, a nivel textural, muy similares a los pisolitos descritos en calcretas (e.g. Alonso-Zarza y Wright 2010) y, como se apuntó anteriormente, en yacimientos alóctonos de Fe de tipo gossan (Velasco *et al.* 2013). En ambos casos, el origen de estos rasgos texturales se relaciona con procesos biogénicos. De hecho, estos procesos biogénicos, especialmente la actividad microbiana, ya han sido propuestos para explicar la formación de otros depósitos de Cu-exótico en el Desierto de Atacama como Huiniquintipa y Mina Sur (Nelson *et al.* 2007).

La paragénesis mineral más observada se compone de crisocola, cuarzo microcristalino – ópalo y calcita (Fig. III-14D y III-21). Representa, cronológicamente, una secuencia de precipitación que permite conocer, de manera preliminar, la evolución del fluido mineralizador. Esta secuencia de precipitación está relacionada con la progresiva neutralización, debido a la interacción fluido-roca, de soluciones acuosas muy ácidas ($\text{pH} < \sim 4$) ricas en Cu provenientes de perfiles supérgenos del área fuente de Cu (Münchmeyer 1996; Sillitoe 2005). La crisocola comienza a precipitar una vez que el pH del fluido sobrepasa el valor ~ 5 (Yates *et al.* 1998; Sillitoe 2005). Se forma por la interacción entre el Cu y el SiO_2 coloidal en soluciones acuosas (Yates *et al.* 1998). La incorporación de Cu por parte de la sílice coloidal para formar crisocola tiene lugar con valores de pH comprendidos entre ~ 5 y ~ 9 , siendo ~ 7 el pH óptimo para alcanzar la máxima incorporación de Cu (Yates *et al.* 1998; Fig. III-21). Si las concentraciones de Si fueran mayores, la crisocola comenzaría a precipitar a un pH más bajo (Dold 2006). Una vez que el fluido se ha empobrecido en Cu, empiezan a formarse las fases silíceas (ópalo y cuarzo microcristalino). Las fases silíceas son estables aproximadamente a un $\text{pH} < \sim 9$ y su solubilidad se incrementa notablemente cuando se excede este valor (Drever 1988; Bustillo 2010; Fig. III-21). Finalmente, la última fase en precipitar es la calcita, cuyo comportamiento es inverso al de la sílice y tiende a ser estable, generalmente, con un $\text{pH} > \sim 9$ (Langmuir 1997; Bustillo 2010; Fig. III-21). Esta secuencia de precipitación observada en El Tesoro Central, sumado a la alta actividad del H_4SiO_4^0 (aq) de las soluciones acuosas ricas en Cu (Crane *et al.* 2001; Fig. III-21), explica la ausencia de carbonatos de cobre (i.e., malaquita, azurita), ya que todo el Cu se habría consumido a un $\text{pH} < \sim 9$ para formar crisocola.

La secuencia de precipitación de minerales de sílice es comparable a un proceso de silicificación, el cual consiste en el reemplazamiento y/o cementación de la roca huésped por varias formas de fases silíceas (Milnes y Thiry 1992). Este proceso ha sido documentado en un amplio rango de depósitos sedimentarios y ambientes (Nash y Ullyott 2007), incluyendo otros contextos Cenozoicos áridos y semiáridos como, por ejemplo, la Cuenca de Madrid (Bustillo y Alonso-Zarza 2007) y la Cuenca de Almazán (Bustillo *et al.* 2017) en España, el regolito interior de Australia (Thiry *et al.* 2006) y la Cordillera de la Sal (Evenstar *et al.* 2016) y la Cuenca de Calama (de Wet *et al.* 2015) en el Desierto de Atacama. Los procesos de silicificación están principalmente controlados, como se discutió anteriormente, por el pH de la solución reemplazante (Nash y Ullyott 2007; Bustillo 2010), así como por la concentración de Si, la tasa de evaporación, temperatura, presión, permeabilidad de la roca huésped, presencia de otros componentes disueltos y actividad biogénica (Nash y Hopkinson 2004). La concentración de Si controla parcialmente qué tipo de fase silícea puede precipitar. Las soluciones muy sobresaturadas, que ocasionalmente pueden contener otros cationes e impurezas, provocan la precipitación de especies desordenadas y solubles (i.e., ópalo y sílice amorfa), mientras que soluciones ligeramente saturadas forman fases más ordenadas (i.e., calcedonia y cuarzo; Milliken 1979; Thiry y Millot 1987; Thiry *et al.* 2006). Por lo tanto, una transición desde las fases más desordenadas hacia las fases más ordenadas revela una dilución gradual de la solución

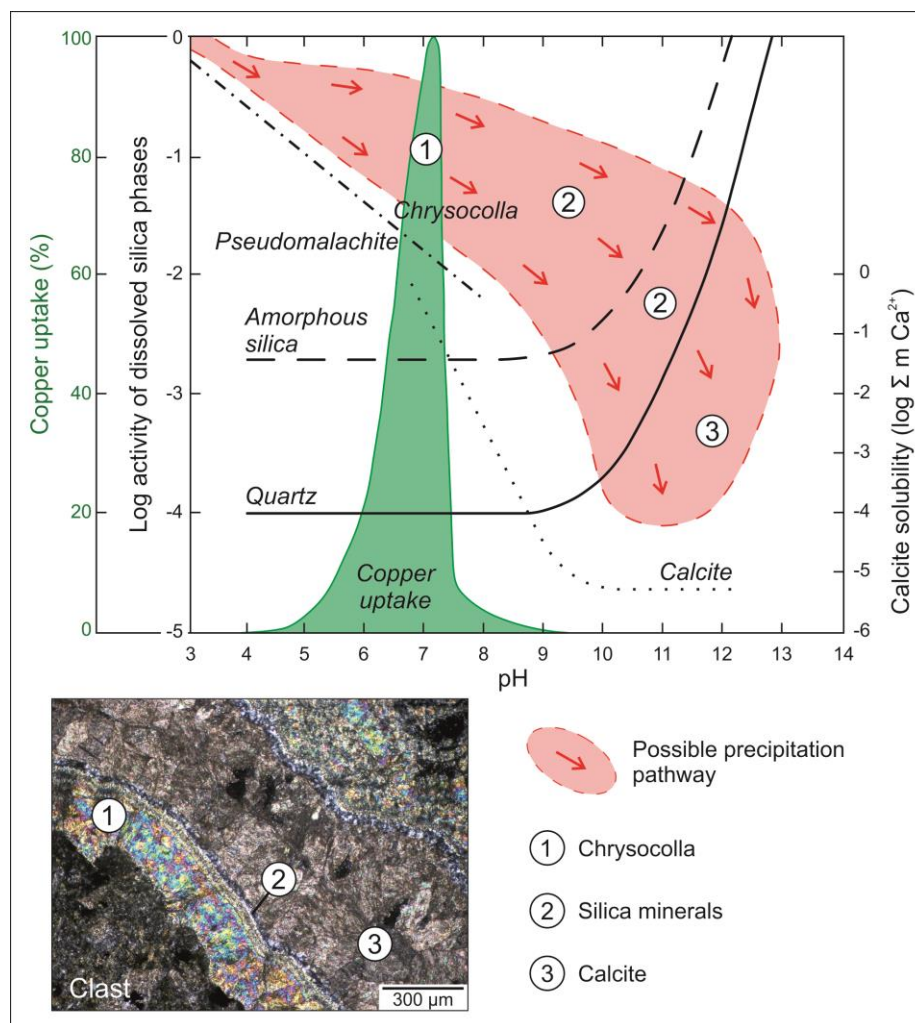


Figura III-21. Gráfico que incluye las curvas de solubilidad de la calcita y de fases silíceas (redibujado de Bustillo 2010), el campo de absorción de cobre por SiO₂ coloidal (redibujado de Yates *et al.* 1998) y la curva de estabilidad de la crisocola vs. pseudomalaquita (redibujado de Crane *et al.* 2001), todo ello en función del pH. La curva de la calcita (línea de puntos negra) está en condiciones de 25°C y presión de CO₂ atmosférica ($P_{CO_2}=101,5$ Pa) y está tomada de Langmuir (1977). Las curvas de la sílice amorfa (línea negra discontinua) y del cuarzo (línea negra) están en condiciones de 25°C y están tomadas de Drever (1988). El campo de absorción de cobre (área verde) se determinó por experimentos usando 2.400 mg L⁻¹ SiO₂ y 20 mg L⁻¹ Cu (tomado de Yates *et al.* 1998). La curva de estabilidad de la crisocola vs. pseudomalaquita (línea negra discontinua y de puntos) está en condiciones de 25°C y está tomada de Crane *et al.* (2001). La línea roja discontinua representa la posible secuencia de precipitación a partir del fluido rico en Cu formando (1) crisocola, (2) minerales de sílice y (3) calcita. Un ejemplo de esta secuencia de precipitación se observa en la microfotografía con luz polarizada cruzada de una muestra del cuerpo de Cu-exótico superior de El Tesoro Central.

Figure III-21. Diagram summarizing the solubility curves of the calcite and silica phases (redrawn from Bustillo 2010), the field of copper uptake by colloidal SiO₂ (redrawn from Yates *et al.* 1998) and the stability curve of chrysocolla vs. pseudomalachite (redrawn from Crane *et al.* 2001) as a function of pH. Calcite curve (dotted black line) at 25°C and atmospheric CO₂ pressure ($P_{CO_2}=101.5$ Pa) is taken from Langmuir (1977). Amorphous silica (dashed black line) and quartz (black line) curves at 25°C are taken from Drever (1988).

Copper uptake field (green area) was determined in experiments conducted using $2400 \text{ mg L}^{-1} \text{ SiO}_2$ and $20 \text{ mg L}^{-1} \text{ Cu}$ (Yates et al. 1988). Stability curve (dotted-dashed black line) of chrysocolla vs. pseudomalachite at 25°C is taken from Crane et al. (2001). Dashed red line represents the possible precipitation pathway of a Cu-bearing aqueous solution that forms (1) chrysocolla, (2) silica minerals and (3) calcite. An example of this precipitation sequence is observed in the cross-polarized light photomicrograph of a sample from the upper exotic-Cu orebody.

silicificante. En El Tesoro Central, esta dilución progresiva está reflejada en la precipitación de silicato de cobre amorfo (crisocola) y ópalo seguido de la posterior formación de cuarzo microcristalino. La evaporación también habría jugado un papel importante ya que es la responsable de que se lleguen a alcanzar condiciones alcalinas en ambientes áridos (Chadwick et al. 1989), lo que habría provocado la precipitación tardía de calcita, la última fase mineral formada en la secuencia de precipitación discutida anteriormente. La ausencia de fases silíceas mejor ordenadas formadas entre la cristalización de especies amorfas de Si y la calcita tardía podría indicar una alta tasa de evaporación que incrementó rápidamente el pH hasta valores de ~ 9 permitiendo a la solución mineralizadora/silicificante mantenerse muy sobresaturada en Si. Una vez que se alcanza este valor de pH, los minerales de sílice ya no pueden precipitar, independientemente de la concentración de Si. El incremento de pH que permitió la mineralización de Cu también podría haber sido controlado en parte por la capacidad de amortiguamiento (*buffering*) de algunos componentes de la roca huésped (principalmente feldespatos, carbonatos y minerales máficos). Estos minerales ofrecen cationes capaces de consumir iones de hidrógeno (H^+) por procesos de hidrólisis que, por lo tanto, elevaron el pH de la solución mineralizadora (Newberg 1967; Chavez 2000). Sin embargo, se han reconocido muy pocos bordes minerales corroídos (Fig. III-12A) como posibles signos de este proceso, sugiriendo que habría jugado un papel menos importante en el aumento del pH en comparación con la evaporación.

Ambos cuerpos de Cu-exótico fueron parcialmente modificados por procesos diagenéticos posteriores. Por ejemplo, el cuerpo superior fue modificado por sobrecrecimientos de atacamita y paratacamita (Fig. III-14F). En algunos casos estos sobrecrecimientos están asociados a la formación de yeso debido a la circulación de aguas salinas tardías (Reich et al. 2008) que provocaron la removilización y reprecipitación de cobre. Sin embargo, ambos cuerpos de Cu-exótico también pudieron haber sido disueltos o empobrecidos por la circulación de fluidos alcalinos responsables de originar pequeñas depresiones de escala micrométrica por disolución formadas sobre la crisocola (Fig. III-12F; Nelson et al. 2007). Estos fluidos alcalinos también formaron los cementos en mosaico compuestos de calcita euhedral y subhedral (Fig. III-14C y 14E) como resultado de procesos de cementación y, menos frecuentemente, cristales de calcita de aspecto "sucio" (Fig. III-14C) formados por recristalización. La crisocola también pudo haberse fracturado en fragmentos angulares (Fig. III-12D) debido a la compactación producida por los sedimentos suprayacentes y por pérdida de agua.

3.6.4 Implicaciones de los análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la mineralización de Cu-exótico: El papel de la evapoconcentración

Los valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en El Tesoro Central indican que los depósitos estudiados precipitaron a partir de aguas meteóricas, lo que corrobora que no hubo fluidos termales presentes durante la mineralización de Cu-exótico.

Nelson *et al.* (2007) llevaron a cabo análisis de $\delta^{13}\text{C}$ en muestras ricas en cobre procedentes de los depósitos de Cu-exótico de Huiniquitipa y Mina Sur. Con estos análisis propusieron tres fuentes distintas del CO_2 involucrado en la mineralización de Cu-exótico: CO_2 derivado de actividad microbiana ($\sim -50\%$), CO_2 derivado de actividad vegetal ($\sim -25\%$) y CO_2 atmosférico ($\sim 0\%$). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de El Tesoro Central, incluyendo aquellos realizados en puntos concretos en muestras ricas en cobre del cuerpo mineralizado superior (Fig. III-17), varían de -6,8 a -2,0‰, lo que sugiere una mezcla entre CO_2 atmosférico y CO_2 derivado de actividad vegetal. No se han obtenido valores de $\delta^{13}\text{C}$ consistentes con actividad microbiana. Sin embargo, algunos rasgos texturales observados en los depósitos de Cu-exótico de El Tesoro Central (i.e., bandeo mamelar y envueltas de crisocola) han sido atribuidos a actividad microbiana en los yacimientos de Huiniquitipa y Mina Sur (Nelson *et al.* 2007) e incluso en el mencionado depósito transportado de Fe de tipo gossan (yacimiento Alto de la Mesa; Velasco *et al.* 2013). De hecho, Sillitoe (2005) ya había propuesto previamente que la actividad bacteriana pudo controlar la mineralización de Cu-exótico, aunque sin precisar nada más concreto. Es evidente que es necesario realizar más análisis para determinar el papel preciso que juega la actividad microbiológica.

El grado de covarianza entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ está relacionado con el contexto paleohidrológico donde se formaron los depósitos analizados (e.g. Deocampo 2010). Una buena correlación en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ generalmente tiene lugar durante la evaporación a medida que el vapor de agua se enriquece en ^{16}O junto con un incremento de temperatura y salinidad que provoca la evasión de $^{12}\text{CO}_2$ a medida que el agua saturada en CO_2 se equilibra con la atmósfera (Hoefs 2008; de Wet *et al.* 2015). Existe una notable diferencia entre la covarianza entre valores medidos en muestras de ambos depósitos de Cu-exótico ($R^2=0,39$ y $R^2=0,55$; Fig. III-16 y III-17, respectivamente) y la covarianza entre valores medidos en sedimentos estériles de El Tesoro Central ($R^2=0,17$; Fig. III-16) y, especialmente, la covarianza entre valores medidos en sedimentos estériles intercalados entre ambos cuerpos de Cu-exótico ($R^2=0,04$). Estos datos, junto con las excursiones a valores más pesados de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ observados en ambos cuerpos de Cu-exótico (Fig. III-16, círculos verdes), indican que la mineralización de Cu-exótico estuvo muy influenciada por altas tasas de evaporación. De hecho, trabajos previos basados también en isótopos estables ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ y δD) ya señalaron que altas tasas de evaporación pudieron ser clave para la formación de alunita supérgena en capas lixiviadas de pórfidos cupríferos (Bissig y Riquelme 2010). Las altas tasas de evaporación propuestas para la formación del yacimiento El Tesoro Central habrían requerido tanto la existencia de cuerpos acuosos ricos en Cu estancados subterráneamente cerca de la superficie

como unas condiciones climáticas relativamente áridas. Estos cuerpos estancados favorecerían el entrapamiento y acumulación de estas soluciones acuosas ricas en Cu, cuya posterior evaporación favorecía la concentración de cobre, sílice y carbonato cálcico hasta alcanzar la saturación (evapoconcentración), provocando la precipitación de minerales como el copper wad y la crisocola, así como fases silíceas y carbonáticas posteriores. Este proceso refuerza la comparación realizada anteriormente con los procesos de silicificación sub-superficiales, donde las tasas de evaporación relativamente altas, junto con las condiciones adecuadas de pH y de concentración de Si, favorecían la precipitación de minerales silíceos.

Modelación hidrogeoquímica

Con el fin de evaluar la viabilidad termodinámica de la formación de minerales de cobre oxidados a partir de la evaporación de soluciones acuosas ricas en cobre en un ambiente exótico, se ha realizado en el presente trabajo una simple modelación hidrogeoquímica preliminar utilizando el software PHREEQC (Parkhurst y Appelo 1999). Se ha utilizado la base de datos WATEQ4F (Ball y Nordstrom 1991) ya que incluye un amplio rango de óxidos y sulfuros de cobre. En primer lugar, se seleccionó el análisis químico de un agua de manantial de la Precordillera con una composición representativa (Tabla III-5) y se llevó al equilibrio con sulfuros comunes de Cu y Fe de un sistema de pórfido cuprífero y con CO₂ atmosférico. Finalmente, el agua resultante se evaporó al 99,9%, produciendo altas concentraciones de crisocola, atacamita, antlerita [(Cu²⁺)₃SO₄(OH)₄], cuarzo y yeso y un agua residual con un pH neutro de ~7,6. Los resultados de esta simulación preliminar son consistentes con la secuencia de precipitación mineral observada en El Tesoro Central e indican que la evaporación de soluciones acuosas ricas en Cu estancadas sub-superficialmente es un mecanismo de mineralización viable.

3.6.5 Implicaciones para la exploración

Este estudio llevado a cabo en el depósito de Cu-exótico El Tesoro Central propone a la evapoconcentración como un nuevo factor de control principal responsable de la mineralización de Cu-exótica en el Desierto de Atacama que complementa el modelo genético empírico previo (Münchmeyer 1996; Sillitoe 2005). Este modelo tradicional indica que la mineralización se da lugar tras una neutralización gradual de fluidos muy sobresaturados en Cu que cementan progresivamente las gravas y el basamento subyacente (e.g., el depósito de Cu-exótico de Mina Sur; Fig. III-22). Este modelo explica muy bien la formación de depósitos de Cu-exótico formados relativamente cerca de la fuente de cobre, donde los fluidos ricos en Cu todavía están próximos a la saturación y el ambiente sedimentario no es crítico para originar la mineralización. Sin embargo, en depósitos de Cu-exótico formados relativamente lejos de su fuente, las soluciones mineralizadoras deben de atravesar grandes distancias donde la concentración de Cu puede reducirse. En este caso, un ambiente sedimentario e hidrogeológico favorable sí que es esencial para entrapar, acumular, evapoconcentrar, neutralizar y saturar las soluciones ricas en Cu y originar la mineralización (Fig. III-22). La importancia de la evapoconcentración puede quedar reflejada en la zonación lateral de un yacimiento. Por ejemplo, el de El Tesoro Central presenta

MODELING OF THE THERMODYNAMIC FEASIBILITY OF THE FORMATION OF OXIDIZED COPPER MINERALS FROM THE EVAPORATION OF CU-BEARING AQUEOUS SOLUTIONS WITHIN AN EXOTIC ENVIRONMENT (PHREEQC 3.0)

SOLUTION 1: Spring water Precordillera

```

Units      mg/l
Ca         165.0
Mg         5.7
Na         91.4
K          3.7
Si         12.3
Cl         81.1
S(6)      454
Fe         1
pH         6.59
pE         4.0
Temp      23.4
Alkalinity 39

EQUILIBRIUM_PHASES 1
Chalcocite 0.0
Goethite   0.0
CO2(g)    -3.5

REACTION 1
O2        1.0
          0.05

SAVE SOLUTION 2

END
    
```

Summary of modeling results including saturation indexes (SI)

Sample	pH	Water activity	Calcite (SI)	Gypsum (SI)	Quartz (SI)	Antlerite (SI)	Atacamite (SI)	Chrysocolla (SI)
Initial solution (spring water Precordillera)	6,59	1	-1,17	-0,78	+0,32	-	-	-
Equilibrium with chalcocite, goethite, CO ₂	7,24	0,99	-1,72	-0,44	+0,32	+8,14	+3,74	+0,76
Final solution (99.9% evaporated)	7,62	0,85	+1,07	+2,5	+3,23	+17,46	+9,39	+6,63

Tabla III-5. Datos utilizados y obtenidos en la modelización realizada con el software PHREEQC para comprobar la viabilidad termodinámica de la formación de minerales oxidados de cobre a partir de la evaporación de soluciones acuosas ricas en Cu dentro de un ambiente exótico.

Table III-5. Used and obtained data in the PHREEQC modelling of the thermodynamic feasibility of the formation of oxidized copper minerals from the evaporation of Cu-bearing aqueous solutions within an exotic environment.

muy poca variación lateral en las zonas mineralizadas (Münchmeyer 1996; Mora *et al.* 2004), lo que concuerda con el modelo genético donde una evapoconcentración homogénea del fluido rico en Cu es necesaria para provocar la mineralización. Por el contrario, el yacimiento de Mina Sur sí que presenta una gran variación lateral de la mineralización (Münchmeyer 1996), lo que está de acuerdo con el modelo tradicional. En este último caso, los fluidos mineralizadores

sobresaturados son neutralizados progresiva y lateralmente según van reaccionando con la roca huésped, hasta que los minerales de cobre precipitan. Por lo tanto, cuanto más lejos de la fuente de Cu, más importancia cobra el ambiente sedimentario e hidrológico para que tenga lugar la mineralización. Por esta razón, se deberían implementar estrategias de exploración multidisciplinarias que incluyan estudios sedimentológicos con el fin de descubrir nuevos recursos de Cu-exótico, especialmente si se espera que estos yacimientos se hayan formado lejos de la fuente de Cu.

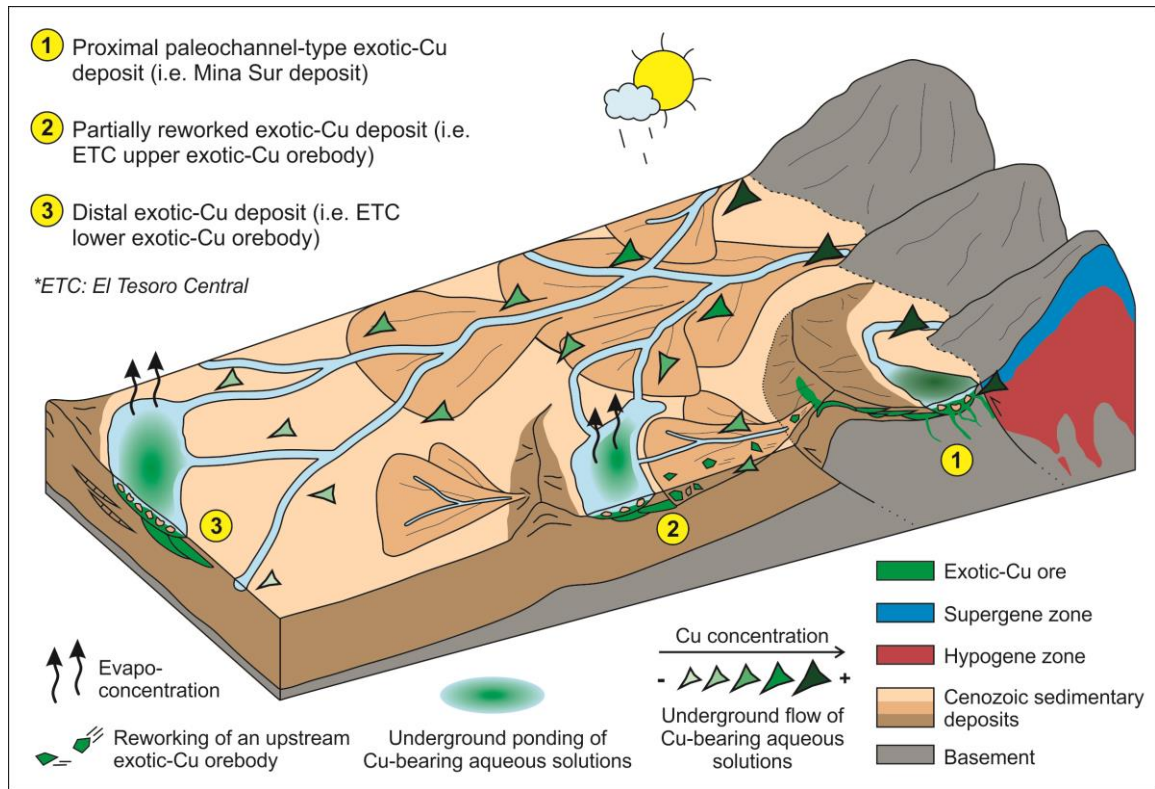


Figura III-22. Modelo esquemático 3D idealizado mostrando diferentes tipos de depósitos de Cu-exótico (1, 2 y 3) formados en diferentes ambientes. Nótese que las escalas de algunos elementos (e.g., profundidad de los canales, tamaño de los clastos) han sido exageradas.

Figure III-22. Idealized schematic 3D model showing different types of exotic-Cu deposits (1, 2 and 3) formed in different environments. Note that some scales of some elements (e.g., channel depths, clast sizes) have been exaggerated.

3.7 Conclusiones parciales

(1) Registro sedimentario del Cenozoico Superior del Distrito Minero Centinela

El Distrito Minero Centinela está emplazado en el margen occidental de la Precordillera del antearco Andino del Norte de Chile. Su registro estratigráfico, comprendido entre los ~40 Ma (edad máxima) y los 9,52 Ma, está formado por las Gravas Esperanza (Riquelme *et al.* 2017), Gravas Tesoro, Gravas Atravesado y Gravas Arrieros, así como por otros depósitos más jóvenes (Depósitos Los Ratonés, Muñoz 2013). La creación del relieve necesario que actuó como área fuente de las unidades descritas parece estar ligada, como en muchos otros casos descritos en el Cenozoico del antearco Andino, a la Fase Tectónica Incaica, evento de deformación regional causante del alzamiento de la Precordillera en el Norte de Chile durante el Eoceno Medio – Oligoceno Inferior. A grandes rasgos, estas unidades se depositaron en abanicos aluviales que podían estar dominados por procesos fluviales, como en las Gravas Tesoro II, III, Atravesado II y Arrieros, o por eventos torrenciales de tipo *debris/sheet flow*, como las Gravas Tesoro I, Atravesado I y Tesoro IV. Algunos de los depósitos gruesos formados en estos abanicos pueden estar cementados por carbonato debido a un alto nivel freático y, en el caso de las Gravas Tesoro II, estos abanicos se alternaban con escasos pequeños lagos efímeros o charcas someras. El predominio de un tipo u otro de abanicos estaba controlado por factores tectónicos y geomorfológicos locales, siendo complicado extraer conclusiones climáticas o tectónicas más regionales. Las Gravas Arrieros, unidad más joven descrita (cubierta por un nivel volcánico de ~9,5 Ma), contiene superficies de sedimentación y la yesicreta El Muro, las cuales evidencian bajas tasas de erosión y sedimentación y altas tasas de evaporación que estarían asociadas a un régimen tectónico poco activo y a una aridificación en el clima.

(2) Génesis de los depósitos de Cu-exótico en El Tesoro Central

El yacimiento El Tesoro Central alberga dos cuerpos mineralizados de Cu-exótico (inferior y superior) hospedados en las Gravas Tesoro II y IV, respectivamente. Ambos cuerpos se formaron en dos eventos de mineralización distintos durante una etapa de diagénesis muy temprana gracias al estancamiento subterráneo, acumulación y saturación de soluciones acuosas ricas en cobre que generaban la precipitación de minerales oxidados de Cu en *facies* gruesas permeables y poco consolidadas. El cobre precipitado *in situ* es el predominante en ambos cuerpos mineralizados, pero la presencia de clastos de crisocola retrabajados en el depósito de Cu-exótico superior sugiere que este pudo haberse formado tras la erosión física de un perfil supérgeno ya consolidado y/o de un posible depósito de Cu-exótico situado aguas arriba, posiblemente el propio cuerpo de Cu-exótico inferior.

La principal paragénesis observada, formada por crisocola, minerales silíceos y calcita, refleja la naturaleza y la evolución del fluido mineralizador. La precipitación progresiva de estos minerales evidencia el decaimiento de la actividad del $H_4SiO_4^0$ (aq) de los fluidos, así como un incremento en el pH notablemente influenciado por una alta evaporación. Los resultados de los análisis de

isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) y simulaciones hidrogeoquímicas sugieren que la evapoconcentración de soluciones acuosas meteóricas ricas en Cu fue el factor más importante en la formación de ambos depósitos de Cu-exótico en El Tesoro Central.

(3) Implicaciones en la exploración de yacimientos de Cu-exótico en el Desierto de Atacama

El estudio del depósito de Cu-exótico El Tesoro Central proporciona nuevas implicaciones que complementan el modelo clásico de mineralización de Cu-exótico. Este modelo empírico está basado en la neutralización gradual de fluidos ricos en Cu muy sobresaturados que progresivamente cementan las gravas y el basamento subyacente cerca de la fuente de Cu, donde un ambiente sedimentario propicio no es esencial. Por el contrario, este trabajo evidencia la importancia del contexto ambiental e hidrológico y el significativo papel de la evapoconcentración en la génesis de depósitos de Cu-exótico formados relativamente lejos de la fuente de Cu. Esta conclusión sugiere que estudios sedimentológicos deberían de ser incorporados a las estrategias de exploración, especialmente si se espera que el depósito de Cu-exótico fijado como objetivo esté situado relativamente lejos de su fuente de Cu.

***Parte de los resultados mostrados en este capítulo fueron publicados en la revista *Mineralium Deposita*. Esta publicación se incluye en el Anexo II.**

Fernández-Mort A, Riquelme R, Alonso-Zarza AM, Campos E, Bissig T, Mpodozis C, Carretier S, Herrera C, Tapia M, Pizarro H, Muñoz S (2018) *A genetic model based on evapoconcentration for sediment-hosted exotic-Cu mineralization in arid environments: the case of the El Tesoro Central copper deposit, Atacama Desert, Chile*. *Mineralium Deposita* 53(6):775-795
<https://doi.org/10.1007/s00126-017-0780-2>

3.7(e) Partial conclusions

(1) Upper Cenozoic sedimentary record of the Centinela Mining District

The Centinela Mining District is located in the western boundary of the Precordillera within the Andean forearc in northern Chile. Its stratigraphic record is comprised between the ~40 Ma (maximum age) and 9.52 Ma and is formed by the Esperanza Gravels (Riquelme *et al.* 2017), Tesoro Gravels, Atravesado Gravels and Arrieros Gravels, as well as other younger deposits (Los Ratones Deposits, Muñoz 2013). The source region of these units seems to be uplifted, as in many cases of other Cenozoic areas described in the Andean forearc, by the Incaic Tectonic Phase, a regional deformational event that caused the uplift of the Precordillera in northern Chile during the Middle Eocene – Lower Oligocene. The mentioned sedimentary units broadly formed in alluvial fans that could be dominated by fluvial processes, as in the Tesoro II, III, Atravesado II and Arrieros Gravels, or by torrential events (debris and sheet flows), as in the Tesoro I, Atravesado I and Tesoro IV Gravels. Some of the coarse-grained deposits formed in these fans can be cemented by carbonate due to a relatively high phreatic level and, in the case of the Tesoro II Gravels, these fans alternated with minor ephemeral lakes and shallow ponds. The predominance of one or other type of fans was controlled by tectonic and geomorphologic local factors and it is complex to infer regional tectonic and climatic conclusions. The Arrieros Gravels, which is the youngest described unit (covered by a ~9.5 Ma volcanic level), contains pediment surfaces and the El Muro gypcrete. These features evidence low erosion and sedimentation rates and high evaporation rates, which would be associated to a period of relative tectonic quiescence and to a climatic aridification.

(2) Genesis of the exotic-Cu deposits of El Tesoro Central

El Tesoro Central exotic-Cu deposit is composed by two mineralized bodies (lower and upper) hosted by the Tesoro II and IV Gravels, respectively. Both orebodies formed in two different mineralizing events during an early diagenetic stage and thanks to the underground ponding of Cu-bearing aqueous solutions that triggered the precipitation of oxidized copper minerals within permeable and unconsolidated coarse-grained *facies*. The precipitated copper is dominant in both orebodies, but the presence of reworked clasts of chrysocolla in the upper exotic-Cu orebody suggests that it could have been derived from the physical erosion of an already consolidated supergene profile and/or an exotic-Cu deposit located upstream, possibly the lower-Cu orebody itself.

The paragenesis, composed of chrysocolla, silica minerals and calcite, reflects the nature and evolution of the mineralizing fluids. The progressive precipitation of these minerals reflects a progressive decrease in the H_4SiO_4^0 (aq) activity of the fluids, as well as an increase in their pH that was notably influenced by evaporation. The results of stable isotope analyses ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and hydrogeochemical simulations suggest that the evapoconcentration of Cu-bearing

meteoric aqueous solutions was the main control in the formation of both exotic-Cu orebodies at El Tesoro Central.

(3) Implications for exploration in the Atacama Desert

The study of the El Tesoro Central exotic-Cu deposit provides new constraints that complement the classic model of exotic-Cu mineralization. This empirical model is based on the gradual neutralization of highly oversaturated Cu-bearing fluids that progressively cement the gravels and the underlying bedrock relatively close to the copper source, where a proper sedimentary environment is not essential. In contrast, this study reveals the importance of the hydrologic and environmental context and the critical role of evapoconcentration in the formation of exotic-Cu deposits located relatively far from the copper source. This conclusion suggests that sedimentological studies should be considered when devising new exploration strategies, especially if the targeted exotic-Cu deposit is expected to be located relatively far from its primary metal source.

***Part of the results shown in this chapter was published in the journal *Mineralium Deposita*. This article is attached in the Appendix II.**

Fernández-Mort A, Riquelme R, Alonso-Zarza AM, Campos E, Bissig T, Mpodozis C, Carretier S, Herrera C, Tapia M, Pizarro H, Muñoz S (2018) *A genetic model based on evapoconcentration for sediment-hosted exotic-Cu mineralization in arid environments: the case of the El Tesoro Central copper deposit, Atacama Desert, Chile*. *Mineralium Deposita* 53(6):775-795
<https://doi.org/10.1007/s00126-017-0780-2>

Capítulo IV

Discusión General y Conclusiones

4.1 Sedimentología del Cenozoico del Desierto de Atacama

Los capítulos II y III describen e interpretan el registro estratigráfico del Cenozoico de la Cuenca Quebrada El Profeta (~25°S) y del Distrito Minero Centinela (~23°S), respectivamente. En el presente capítulo se comparan ambos registros estratigráficos entre sí y también con otras cuencas sedimentarias descritas en el Desierto de Atacama, especialmente con la Cuenca de Calama (~22,5°S), ya que son varios los trabajos que describen su relleno sedimentario (May 1997; Hartley y May 1998; May *et al.* 1999, 2005; Hartley y Chong 2002; Blanco 2008; de Wet *et al.* 2015), presenta un registro bastante completo (desde el Eoceno Inferior hasta la actualidad) y dispone de numerosos datos geocronológicos. La Tabla IV-1 resume las siglas o abreviaturas utilizadas en este capítulo.

Término	Abreviatura
Distrito Minero Centinela	DMC
Cuenca Quebrada El Profeta	CQP
Cuenca de Calama	CC
Cuenca Quillagua Llamara y Pampa del Tamarugal	CQLL
Salar de Atacama	SA
Unidad cronoestratigráfica	U _n
Depósitos sedimentarios formados en abanicos aluviales dominados por flujos canalizados o canales fluviales	DAC
Depósitos sedimentarios formados en abanicos aluviales dominados por <i>debris/sheet flows</i> o flujos no confinados	DAD
Depósitos aluviales del Mioceno Superior – Plioceno (en la Cuenca Quebrada El Profeta)	DMP
Yesicreta regional del Desierto de Atacama	YRA

Tabla IV-1. Lista de abreviaturas utilizadas en este capítulo.

Table IV-1. List of abbreviations used in this chapter.

4.1.1 Cuenca Quebrada El Profeta vs. Distrito Minero Centinela

La Figura IV-1 ilustra esquemáticamente los rellenos sedimentarios de la Cuenca Quebrada El Profeta y del Distrito Minero Centinela. Se han representado teniendo en cuenta los espesores de las unidades descritas y se han tomado como referencia los niveles volcánicos que afloran a techo de las series descritas (9,52 Ma en la CQP, González *et al.* 2015; 9,56 Ma en el DMC, Riquelme *et al.* 2017). Para una mayor simplificación y con el fin de intentar facilitar la correlación entre ambas zonas de estudio, las distintas *facies* sedimentarias detríticas se han agrupado en dos conjuntos: depósitos formados en abanicos aluviales dominados por flujos canalizados o canales fluviales (DAC, color amarillo crema en la Fig. IV-1) y depósitos formados en abanicos

aluviales dominados principalmente por *debris/sheet flows* o flujos no confinados (DAD, color morado en la Fig. IV-1).

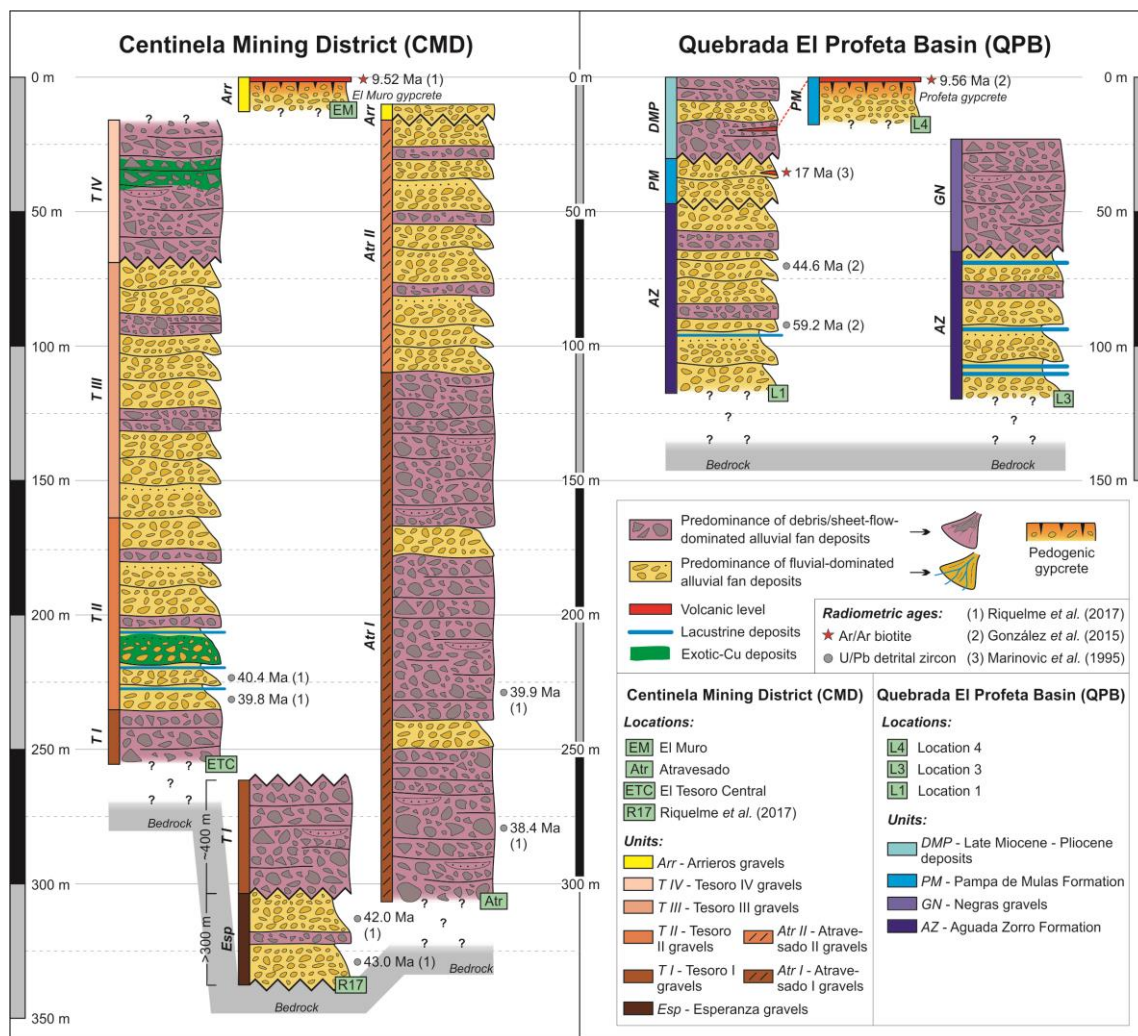


Figura IV-1. Correlación estratigráfica simplificada entre los registros sedimentarios del Cenozoicos del Distrito Minero Centinela (~23°S) y la Cuenca Quebrada El Profeta (~25°S).

Figure IV-1. Simplified stratigraphic correlation between the Cenozoic sedimentary records of the Centinela Mining District (~23°S) and Quebrada El Profeta Basin (~25°S).

El rasgo más notorio al comparar ambos registros estratigráficos es la diferencia de espesor entre las dos zonas de estudio. El presente trabajo describe ~300 m de serie en el DMC y ~120 m en la CQP. En ambos casos, no se ha observado la base y el contacto con el basamento de cada serie. Sin embargo, para el caso del DMC, Riquelme *et al.* (2017) describe mediante datos de testigos de sondeos más de ~700 m adicionales de serie correspondientes a las unidades Gravas Tesoro I y Gravas Esperanza II. Para el caso de la CQP, también hay trabajos que describen un mayor espesor de las unidades Cenozoicas que rellenan la cuenca, aunque el espesor real de estos materiales parece ser bastante incierto. Por ejemplo, González *et al.* (2015) “estiman” espesores de ~165 y ~200 m para las Fms. Aguada Zorro y Pampa de Mulas, respectivamente, mientras que Chong (1973) estima en un mínimo de ~500 m el espesor de la

Fm. Aguada Zorro según la potencia visible de un bloque controlado por fallas normales que aflora al sur de la zona de estudio que abarca el presente trabajo. Por lo tanto, los rellenos sedimentarios de ambas zonas de estudio podrían tener espesores de un orden de magnitud similar (entre ~700 y ~1.000 m), aunque con los datos disponibles resulta complejo ser más preciso.

La correlación de *facies* y discordancias entre el DMC y la CQP también resulta bastante compleja. En el DMC, los depósitos formados en abanicos aluviales dominados por flujos canalizados o canales fluviales (DAC) son predominantes en las Gravas Esperanza, Tesoro II, Tesoro III, Atravesado II y Arrieros, mientras que los depósitos formados en abanicos aluviales dominados principalmente por *debris/sheet flows* o flujos no confinados (DAD) son predominantes en las Gravas Tesoro I, Tesoro IV y Atravesado I. En el caso de la CQP, los DAC son predominantes en las Fms. Aguada Zorro y Pampa de Mulas, mientras que los DAD son predominantes en las Gravas Negras. La unidad Depósitos aluviales del Mioceno Superior – Plioceno (DMP) contiene DAC y DAD en proporciones similares. A grandes rasgos, ambas zonas de estudio están ligeramente dominadas por DAC, sobre todo en los últimos 150-200 m de serie.

La parte media-baja de ambas series estratigráficas no presenta grandes rasgos comunes entre sí, por lo que la sedimentación parece haber estado controlada por factores tectónicos y ambientales propios de cada zona de estudio. Sin embargo, sí que pueden observarse algunas semejanzas. Cabe destacar casos como los de las Gravas Tesoro IV en el DMC y las Gravas Negras en la CQP. Ambas unidades están compuestas por DAD dominados por brechas masivas formadas en ambientes relativamente proximales, están sedimentadas de manera discordante sobre los depósitos infrayacentes y tienen muy poca extensión lateral. La formación de ambas unidades está restringida a depocentros muy locales y posiblemente responda a la creación y posterior erosión de relieves alzados por pequeñas estructuras. En la parte alta de ambas series, es reseñable el caso de las Gravas Arrieros en el DMC y la Fm. Pampa de Mulas y los DMP en la CQP, las cuales están selladas y/o intercaladas por un nivel volcánico de ca. 9,5 Ma. Estas unidades, ligeramente basculadas hacia el oeste y discordantes sobre unidades más antiguas más deformadas, han sido interpretadas como superficies de pedimentación (González *et al.* 2015; Riquelme *et al.* 2017; este trabajo).

La correlación entre discordancias es, si cabe, más compleja, principalmente debido a la falta de datos geocronológicos absolutos en ambas zonas de estudio. Se observan varias discordancias en toda la serie de ambas cuencas, pero tratar de correlacionarlas al 100% podría resultar poco veraz. Sí que pueden observarse dos y tres discordancias en los últimos ~75 m de serie del DMC y de la CQP, respectivamente, delimitando las unidades más jóvenes descritas, además de la discordancia existente a techo de cada serie sobre el nivel volcánico de ca. 9,5 Ma que separa las series sedimentarias descritas de los escasos depósitos más jóvenes.

Pero sin ninguna duda, el rasgo más característico que puede correlacionarse entre ambas zonas de estudio es la yesicreta desarrollada a techo de las Gravas Arrieros y de la Fm. Pampa

de Mulas e inmediatamente bajo el nivel volcánico de ca. 9,5 Ma. Como se mencionó en los Capítulos II y III, ambas yesicretas presentan rasgos morfológicos muy similares y su formación podría estar relacionada con el establecimiento de un clima hiperárido en el Mioceno Medio – Superior (e.g., Rech *et al.* 2010; Jordan *et al.* 2014). El significado paleoambiental y paleoclimático de estas yesicretas y otras similares y coetáneas descritas en el Desierto de Atacama será discutido más adelante.

Por lo tanto, en síntesis, puede concluirse que la correlación directa entre el registro sedimentario del Cenozoico del Distrito Minero Centinela y de la Cuenca Quebrada El Profeta es muy compleja, principalmente debido a la falta de datos geocronológicos y de una equivalencia directa entre *facies*. En cambio, sí que puede establecerse una diferenciación, a grandes rasgos, entre depósitos o tramos de la serie cuya sedimentación estuvo controlada principalmente por factores locales propios del sistema sedimentario de cada zona de estudio (factores “autogénicos”) o por factores de carácter más regional y externos al sistema sedimentario (factores “alogénicos”). La sedimentación de los depósitos más antiguos (Gravas Esperanza, Tesoro y Atravesado en el DMC; Fm. Aguada Zorro y Gravas Negras en la CQP) estuvo controlada por factores y procesos tectónicos, geomorfológicos y ambientales locales propios de cada zona de estudio (procesos autogénicos), por lo que no es posible hacer una correlación precisa entre estos depósitos. Sin embargo, los depósitos más jóvenes (Gravas Arrieros en el DMC; Fm. Pampa de Mulas y DMP en la CQP) sí que presentan rasgos comunes como el hecho de ser interpretados como superficies de pedimentación y contener yesicretas a techo de la serie (yesicreta El Muro en el DMC; yesicreta Profeta en la CQP). Tanto las superficies de pedimentación como las yesicretas pedogénicas requieren de bajas tasas de erosión y sedimentación para su desarrollo (e.g., Ewing *et al.* 2006; Strudley y Murray 2007; Dohrenwend y Parsons 2009; Jordan *et al.* 2014). Estas bajas tasas estarían controladas, principalmente, por el establecimiento de un clima árido que inhibía los procesos de sedimentación y erosión, por lo que en este caso sí que habría jugado un importante papel un factor de carácter regional (clima) no dependiente del sistema sedimentario local (factor alogénico).

4.1.2 Correlación con otras cuencas Cenozoicas del antearco Andino del Norte Chile

En la literatura existen varios trabajos que describen el registro estratigráfico continental del Cenozoico del antearco Andino del Norte de Chile. Tradicionalmente, las cuencas más estudiadas se concentran principalmente entre los ~21,5°S y los ~23,5°S y son la Cuenca de Quillagua Llamara y Pampa de Tamarugal (Bao *et al.* 1999; Sáez *et al.* 1999, 2012; Nester y Jordan 2012; Jordan *et al.* 2014), la Cuenca de Calama (May 1997; Hartley y May 1998; May *et al.* 1999, 2005; Hartley y Chong 2002; Blanco *et al.* 2003; Rech *et al.* 2006; Blanco 2008; de Wet *et al.* 2015) y el Salar de Atacama (Naranjo *et al.* 1994; Kape 1996; Blanco *et al.* 2000; Jordan *et al.* 2007; Evenstar *et al.* 2016). También existen trabajos realizados en zonas situadas más al norte (hasta los ~18°S) en el Valle Longitudinal (prolongación hacia el norte de la Depresión Central), como por ejemplo en Quebrada Camiña, Quebrada Suca (Pinto *et al.* 2004) y la región

de Pica (Victor *et al.* 2004), así como al sur de la zona de estudio (~27°S) en la zona de Pedernales y Chañaral (Riquelme *et al.* 2007; Nalpas *et al.* 2008).

Hartley y Evenstar (2010) trataron de hacer una correlación estratigráfica desde los ~18,5°S hasta los ~23,5°S del Norte de Chile, incluyendo el Salar de Atacama, la Cuenca de Calama, la Cuenca de Quillagua Llamara y varias localidades al norte como, por ejemplo, Pica y Quebrada Suca. Estos autores revisan números trabajos, incluyendo los nombrados anteriormente, y basan su correlación en semejanzas litológicas y niveles volcánicos datados, pero la escasez de estos últimos y la variabilidad de *facies* complica la correlación.

Así, Hartley y Evenstar (2010) dividen el relleno sedimentario Cenozoico en tres unidades cronoestratigráficas (*Units* I, II y III) limitadas por discordancias. El problema más evidente de este estudio radica en proponer una edad de Eoceno Superior para la base de la unidad más antigua (*Unit* I), ya que revisando los trabajos de la Cuenca de Calama (e.g. Blanco 2008) se observa que existen depósitos clásticos continentales (Fm. Calama) hasta de edad Eoceno Inferior. De esta forma, combinando los trabajos de Blanco (2008) y Hartley y Evenstar (2010) se proponen en el presente trabajo cuatro unidades cronoestratigráficas que definan u ordenen, a grandes rasgos, el marco estratigráfico Cenozoico del Desierto de Atacama.

En el siguiente apartado (4.1.2.1) se describen estas unidades y sus límites, pero sin incluir los datos obtenidos en el presente trabajo correspondientes a la Cuenca Quebrada El Profeta y el Distrito Minero Centinela. En el subsiguiente apartado (4.1.2.2) se discutirán los datos correspondientes a la CQP y el DMC para determinar cómo se contextualizan, si es que lo hacen, en el marco estratigráfico tratado a continuación.

4.1.2.1 Unidades cronoestratigráficas propuestas en la literatura

El marco cronoestratigráfico del Cenozoico del Desierto de Atacama resultante de la combinación de los trabajos de Blanco (2008) y Hartley y Evenstar (2010) está resumido en la Tabla IV-II, donde aparecen las distintas unidades, su edad y algunas de las formaciones más características que las componen. En la Fig. IV-2 se ilustra este marco cronoestratigráfico, así como el registro estratigráfico simplificado de la Cuenca de Calama.

Unidad cronoestratigráfica U1 (Eoceno Inferior – Eoceno Superior)

La unidad cronoestratigráfica más antigua (U1) está representada por la Fm. Calama en la Cuenca de Calama (CC). Blanco (2008) obtiene una edad de 51 Ma en la base de la formación y la convierten en una de las unidades de gravas continentales más antiguas registradas en el Desierto de Atacama, además del Grupo Purilactis y la Fm. Orange que se depositaron en el Salar de Atacama (SA) durante la inversión tectónica en el Cretácico Superior – Paleoceno de la cuenca de trasarco Mesozoica (e.g., Mpodozis *et al.* 2005; Jordan *et al.* 2007). La Fm. Calama (~550 m de espesor) está dispuesta de manera discordante sobre materiales del Triásico

Unidades Cronoestratigráficas	Edad	Ejemplos Formaciones
U4	Mioceno Sup. – actualidad	Fms. Chiuchiu, Opache y Chiquinaputo (CC) Fm. Quillagua (CQLL) Fm. Vilama (SA)
U3	Mioceno Inf. – Mioceno Sup.	Fms. Lasana, Jalinche, El Yeso (CC) Fms. Diablo, Altos de Pica e Hilaricos (CQLL)
U2	Eoceno Sup. – Mioceno Inf.	Fm. Yalqui (CC) Fm. Azapa, Oxaya y Altos de Pica (CQLL) Grupo Paciencia y Fm. San Pedro (SA)
U1	Eoceno Inf. – Eoceno Sup.	Fm. Calama (CC)

Tabla IV-2. Resumen de las cuatro unidades cronoestratigráficas (U), sus edades y algunas de las formaciones que componen estas unidades. Las abreviaturas están mostradas en la Tabla IV-1.

Table IV-2. Summary of the four chronostratigraphic units (U), their ages and some of the sedimentary formations that form these units. Abbreviations are shown in the Table IV-1.

Superior (Blanco 2008) y, a grandes rasgos, su parte baja está compuesta por depósitos formados en abanicos aluviales dominados por flujos canalizados o canales fluviales (DAC) y su parte media-alta por depósitos formados en abanicos aluviales dominados principalmente por *debris/sheet flows* o flujos no confinados (DAD) (May *et al.* 1999, 2005; Blanco 2008).

Hartley y Evenstar (2010) no definen una unidad cronoestratigráfica tan antigua como la U1, ya que los trabajos realizados en la parte norte de Chile (~18,5°S – ~21°S; e.g., Pinto *et al.* 2004; Victor *et al.* 2004) indican que en este sector la sedimentación no comenzó hasta el Eoceno Superior o incluso el Oligoceno Inferior. Hartley y Evenstar (2010) sí que recogen que la sedimentación empezó antes en la CC (51 Ma, Blanco 2008; 47 Ma, May *et al.* 2005), pero deciden incluir a la Fm. Calama en una unidad cronoestratigráfica que no se corresponde con su edad en lugar de definir una unidad previa.

Unidad cronoestratigráfica U2 (Eoceno Superior – Mioceno Inferior)

Hartley y Evenstar (2010) proponen edades de ~35? y ~18 Ma para los límites de esta unidad. En la CC, el límite inferior consiste una discordancia entre la Fm. Calama y la Fm. Yalqui provocada por el alzamiento de bloques Paleozoicos y Mesozoicos y la creación del espacio de acomodación necesario para la sedimentación posterior de la Fm. Yalqui y el resto del Grupo El Loa (May *et al.* 2005; Blanco 2008). En los estudios realizados más al norte (hasta los ~18,5°S; Sáez *et al.* 1999; Victor *et al.* 2004; Pinto *et al.* 2004; Charrier *et al.* 2005; Farías *et al.* 2005; García y Hérail 2005; Hartley y Evenstar 2010; Jordan *et al.* 2014) no se describen depósitos Eocenos tan antiguos como la Fm. Calama, por lo que esta discordancia separa a la U2 directamente del basamento o puede no aflorar.

Los tipos de *facies* en esta unidad son muy variables. Está formado por depósitos DAD y DAC de las Fms. Azapa, Oxaya y la parte baja de la Fm. Altos de Pica en la Cuenca Quillagua Llamara y Pampa del Tamarugal (CQLL; Farías *et al.* 2005; von Rotz *et al.* 2005; Nester y Jordan 2012; Jordan *et al.* 2014) y de las Fms. Lupica y Chucal en localidades más al norte (e.g. Wörner *et al.* 2002). En la CC, la Fm. Yalqui (~100 m espesor, ~30 Ma) está compuesta principalmente por depósitos DAD (May *et al.* 1999, 2005; Blanco 2008), mientras que en el Grupo Paciencia y la Fm. San Pedro del SA predominan los DAD y DAC y depósitos evaporíticos (e.g. Jordan *et al.* 2007).

Unidad cronoestratigráfica U3 (Mioceno Inferior – Mioceno Superior)

Hartley y Evenstar (2010) proponen edades de ~18 y ~10 Ma para los límites de esta unidad. En la CC, el límite inferior separa a la Fm. Yalqui de las Fms. El Yeso, Jalinche y Lasana (Blanco 2008), pero este autor propone que la discordancia que las separa refleja un evento de poca actividad tectónica con escaso impacto en la creación de relieve. Hartley y Evenstar (2010) también reconocen esta discordancia más al norte (hasta los ~18,5°S), aunque puntualizan que entre los ~19,5°S y los ~21,5°S esta discordancia puede ser ligeramente más joven (~15 Ma) o incluso estar ausente.

Al igual que en la U2, los tipos de *facies* también son muy variables. En la CC, las Fms. El Yeso (~25 m) y Jalinche (~20 m) están formadas principalmente por depósitos DAD y evaporíticos, mientras que la Fm. Lasana (~250 m) está formada por depósitos DAC y lacustres/palustres (May *et al.* 1999, 2005 y Blanco 2008). Estos autores obtienen edades de ~16, ~19 y ~20 Ma en las Fms. El Yeso y Jalinche y de ~11 Ma en la Fm. Lasana. En la CQLL, la Fm. Diablo y la parte alta de la Fm. Altos de Pica están formadas por depósitos DAD y DAC, mientras que la parte baja de la Fm. Hilaricos contiene depósitos evaporíticos (e.g., Sáez *et al.* 1999, 2012; Nester y Jordan 2012; Jordan *et al.* 2014). A techo de esta unidad aflora una yesicreta pedogénica cubierta por un nivel volcánico de ca. 10 Ma tanto en la CC (Hartley y May 1998; Rech *et al.* 2006) como más al norte en la Pampa del Tamarugal (Jordan *et al.* 2014). Además, en esta unidad comienzan a observarse superficies pedimentadas (“*pediplanation*”) en todo el Norte de Chile. Este proceso de pedimentación, que requiere bajas tasas de erosión y sedimentación y un descenso del nivel freático (e.g., Quang *et al.* 2005; Carretier *et al.* 2014; Riquelme *et al.* 2017), fue generalizado en la Precordillera y Depresión Central del Norte de Chile y sur de Perú y generó el conocido “*Atacama Pediplain*” (Clark *et al.* 1967; Cornejo *et al.* 1993; Riquelme *et al.* 2007). Este pedimento fue sellado regionalmente por material volcánico a los ~10 Ma y, en muchas zonas, el paisaje no ha sido prácticamente modificado.

Unidad cronoestratigráfica U4 (Mioceno Superior – actualidad)

Hartley y Evenstar (2010) proponen una edad de ~10 Ma para el límite inferior de esta unidad y la extiende hasta la actualidad. En la CC, el límite inferior es una discordancia existente

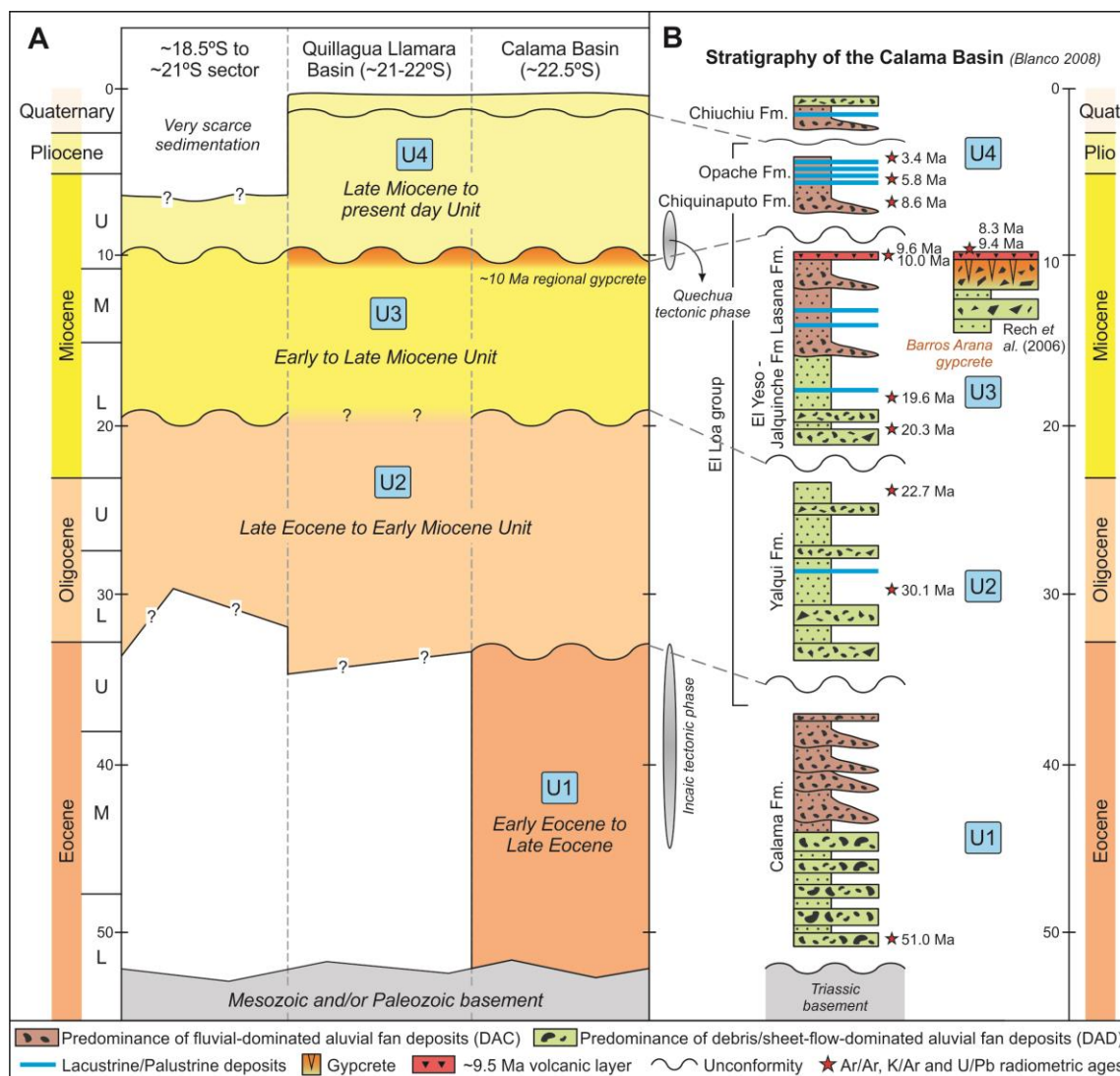


Figura IV-2. (A) Esquema cronoestratigráfico simplificado N-S de los registros estratigráficos del Cenozoico de varias localidades del Norte de Chile (entre ~18,5°S y ~21°S), de la Cuenca Quillagua Llamara (~21°22°S) y de la Cuenca Calama (~22,5°S) combinando datos de Blanco (2008) y Hartley y Evenstar (2010) y mostrando las cuatro unidades cronoestratigráficas (U) propuestas. **(B)** Registro estratigráfico simplificado de la Cuenca de Calama (Rech et al. 2006; Blanco 2008) como ejemplo del contexto cronoestratigráfico mostrado en (A). Las edades radiométricas provienen de May et al. (1999, 2005) y Blanco (2008). El espesor de cada formación no está a escala.

Figure IV-2. (A) Simplified N-S chronostratigraphic scheme of the Cenozoic stratigraphic records of several locations of northern Chile (between ~18.5°S and ~21°S), Quillagua Llamara Basin (~21°22°S) and Calama Basin (~22.5°S) combining data from Blanco (2008) and Hartley and Evenstar (2010) and showing the four chronostratigraphic units (U) proposed. **(B)** Simplified stratigraphic record of the Calama Basin (Rech et al. 2006; Blanco 2008) as an example of the chronostratigraphic context shown in (A). Radiometric ages are taken from May et al. (1999, 2005) and Blanco (2008). Thickness of each formation is not to scale.

inmediatamente sobre un nivel volcánico datado en 9,7 Ma (de Silva 1989) y separa a la Fm. Lasana de las Fms. Chiquinaputo y Opache, la que a su vez también está separada por otra discordancia menor de la Fm. Chiuchiu (May *et al.* 1999; Blanco 2008). Hartley y Evenstar (2010) también reconocen esta discordancia en otros sectores al norte entre los 10 y 7 Ma.

Hartley y Evenstar (2010) indican que durante este periodo la sedimentación estaba restringida a cuencas endorreicas como la Cuenca de Lauca (~18,5°S), Caya-Coposa (~20,5°S), CQLL, CC y SA. Estos autores señalan que, en la mayoría del resto de zonas, la sedimentación era muy esporádica y el registro sedimentario es muy escaso y muy poco potente. En la CC, las Fms. Chiquinaputo (~30 m), Opache (~40 m) y Chiuchiu (~15 m) están formadas principalmente por depósitos DAC y, en el caso de la Fms. Opache y Chiuchiu, también por calizas lacustres/palustres y, en menor medida, travertinos (May *et al.* 1999; 2005; Blanco 2008; de Wet *et al.* 2015). En la base y en la parte media de la Fm. Chiquinaputo se obtuvieron edades de ~10 y ~8 Ma (Blanco 2008) y de ~8 Ma (Mpodozis 2000), mientras que la sedimentación de la Fm. Opache comenzó entre los ~7 y ~5 Ma y finalizó a los ~3 Ma (May *et al.* 2005; de Wet *et al.* 2015). La Fm. Chiuchiu se depositó entre los ~3 Ma y el Pleistoceno (Blanco 2008). También se registran depósitos lacustres/palustres de edades similares en otras localidades como en la CQLL (Fm. Quillagua, ~5,8 Ma; Sáez *et al.* 1999, 2012) y en el SA (Fm. Vilama, 9,4 – 2 Ma; Naranjo *et al.* 1994; Blanco *et al.* 2000; Salisbury *et al.* 2010; Evenstar *et al.* 2016).

4.1.2.2 Contextualización de la CQP y el DMC en este marco cronoestratigráfico

Tras definir este marco cronoestratigráfico mediante otros trabajos de la literatura, es necesario analizar cómo pueden contextualizarse en dicho marco los registros estratigráficos descritos en la Cuenca Quebrada El Profeta y en el Distrito Minero Centinela. Esta labor resulta francamente compleja debido, sobre todo, a la falta de datos geocronológicos en ambas zonas de estudio.

Datos geocronológicos

Siendo rigurosos y a pesar de que otros autores se aventuran a asignar edades y periodos más precisos, en la CQP tan solo se puede afirmar con certeza que las unidades más antiguas (Fm. Aguada Zorro y Gravas Negras) son más jóvenes que ~50 Ma (U/Pb en circones detríticos; González *et al.* 2015) y más antiguas que ~17 Ma (Ignimbrita Río Frio; e.g. Venegas *et al.* 2013). La Fm. Pampa de Mulas tiene intercalada dicha ignimbrita en su parte media y contiene a techo, cubriendo la yesicreta Profeta, un nivel volcánico de ~9,5 Ma (González *et al.* 2015), el cual también aparece intercalado entre los DMP. Así, la Fm. Aguada Zorro y las Gravas Negras podrían tener una edad desde Eoceno Inferior hasta Mioceno Inferior, mientras que la Fm. Pampa de Mulas y los DMP serían de edad Mioceno Inferior – Superior y Mioceno Superior – Plioceno?, respectivamente. El caso del DMC es muy similar. Riquelme *et al.* (2017) obtienen varias edades de U/Pb en circones detríticos de ~40 Ma en las Gravas Esperanza, Tesoro, Atravesado y Arrieros y, a techo de estas últimas y cubriendo la yesicreta El Muro, un nivel volcánico de ~9,5 Ma, por lo que todas las unidades del DMC estarían constreñidas entre el

Eoceno Medio y el Mioceno Superior. Esto evidencia que la gran mayoría de las unidades descritas en la CQP y el DMC están constreñidas por edades máximas y mínimas muy dispares entre sí que impiden asignarles una edad precisa y correlacionarlas de manera directa con las unidades cronoestratigráficas (U) descritas anteriormente.

Discordancias

La falta de datos geocronológicos también impide realizar una correlación clara entre las discordancias, pero en este caso quizás sí que puedan obtenerse algunos rasgos comunes. En el DMC, Riquelme *et al.* (2017) asocian las discordancias observadas entre las Gravas Esperanza, Tesoro y Atravesado a la Fase Incaica, evento tectónico regional que produjo altas tasas de deformación y alzamiento en la Precordillera entre los ca. 45 y 33 Ma (e.g., Mpodozis *et al.* 1993; Maksaev y Zentilli 1999; Tomlinson *et al.* 2001; Arriagada *et al.* 2008). Diversos estudios (Reutter *et al.* 1996; Tomlinson y Blanco 1997; Niemeyer y Urrutia, 2009; Dilles *et al.* 2011) sugieren que este evento tectónico fue de naturaleza polifásica y se dio lugar en varias fases, hecho que Riquelme *et al.* (2017) relaciona con la existencia de varias discordancias. En la CC, Blanco (2008) indica que el relieve necesario para la sedimentación de la Fm. Calama se produjo durante la Fase Incaica. Sin embargo, esto es incongruente con las edades de ~51 Ma obtenidas en la base de la Fm. Calama. O bien la Fase Incaica fue más antigua en la CC, o bien, y más probablemente, dicho alzamiento está asociado a algún evento más antiguo como pudo ser la Fase Tectónica K-T (Cornejo *et al.* 2003; Mpodozis y Cornejo 2012; Charrier *et al.* 2013). Teniendo en cuenta las edades obtenidas en la CC, es más probable que la Fase Incaica pueda estar asociada a la transición entre la Fm. Calama y el Grupo El Loa. Para el segmento norte comprendido entre los ~18°S y ~21°S, Hartley y Evenstar (2010) proponen que la Fase Incaica fue la causante de generar el relieve necesario que originó el comienzo de la sedimentación continental del Cenozoico, ya que en este sector empezó ligeramente más tarde que en la CC y en el SA. Por lo tanto, teniendo en cuenta el marco cronoestratigráfico confeccionado a partir de los trabajos de Blanco (2008) y Hartley y Evenstar (2010), la Fase Incaica podría estar asociada a la transición entre las unidades U1 y U2 (Fig. IV-2). En el caso de la CQP, reconocer esta discordancia resulta, si cabe, aún más complejo, sobre todo al no observarse el contacto entre el basamento y el relleno sedimentario. El notable cambio paleogeográfico descrito en el Capítulo II entre la Fm. Aguada Zorro y el resto de unidades más jóvenes podría estar asociado a un importante evento tectónico como la Fase Incaica, pero, a pesar de que las edades pueden ser coherentes (Eoceno Medio – Oligoceno Inferior), no puede afirmarse con seguridad. Además, esto no explicaría como pudo generarse el relieve que originó la sedimentación de la Fm. Aguada Zorro, el cual podría estar asociado, como en el caso de la Fm. Calama, a un evento más antiguo como la Fase K-T.

Según Blanco (2008) y Hartley y Evenstar (2010), la discordancia regional que separa las unidades U2 y U3 evidencia un evento de poca actividad tectónica con escaso impacto en la creación de relieve y que puede estar ausente en muchas localidades. En el DMC, la discordancia que separa las Gravas Tesoro y Atravesado de las Gravas Arrieros refleja también,

según Riquelme *et al.* (2017), un evento de poco impacto. Estos autores se basan en que las poblaciones de circones detríticos y la litología de los clastos son muy similares en estas tres unidades de gravas, lo que denota que estaba siendo erosionada la misma área fuente, en este caso la parte alta de un pórfido cuprífero, y que las tasas de alzamiento y del consecuente “*unroofing*” eran relativamente bajas. Sin embargo, nuevamente la falta de datos geocronológicos absolutos impide correlacionar con total seguridad esta discordancia con la que separa las unidades U2 y U3. Para el caso de la CQP, no hay indicios suficientes para tratar de correlacionar esta discordancia regional con alguna de las observadas en esta zona de estudio.

La última gran discordancia regional reconocida, la que separa las unidades U3 y U4, sí que parece poder observarse en la CQP y, sobre todo, en el DMC. Hartley y Evenstar (2010) proponen que esta discordancia evidencia la deformación ocurrida durante la Fase Quechua (~10 Ma; Noble *et al.* 1997; Hartley *et al.* 2000), último gran evento tectónico, además de la Fase Diaguita (~3-5 Ma; Hartley *et al.* 2000), involucrado en el alzamiento Andino. En el DMC, esta discordancia ocurre sobre el nivel volcánico de ~9,5 Ma que cubre la yesicreta El Muro, separando las Gravas Arrieros de depósitos poco potentes como los Depósitos Los Ratones y de depósitos aluviales más jóvenes (Muñoz 2013). En la CQP, esta discordancia se reconoce sobre la Fm. Pampa de Mulas y los DMP, separándolas de depósitos Cuaternarios de poco espesor. En ambas zonas de estudio, esta discordancia marca un claro punto de inflexión en la sedimentación, ya que a partir del Mioceno Superior se registran depósitos aluviales muy escasos y de poca importancia tanto en el DMC como en la CQP. Este hecho también es registrado por Hartley y Evenstar (2010) en gran parte del segmento norte entre los ~18°S y ~21°S. A partir de este momento, la sedimentación estuvo restringida a cuencas endorreicas y/o drenadas desde la Cordillera Occidental como la Cuenca de Lauca (~18,5°S), Caya-Coposa (~20,5°S), CQLL, CC y SA, siendo muy esporádica en otras zonas de la Precordillera.

Tipos de depósitos: Pedimentación y yesicreta regional (YRA)

Como se discutió en el apartado 4.1.1, la correlación de *facies*, sobre todo en depósitos pre-Mioceno Medio, entre la CQP y el DMC resulta extremadamente compleja. Si esta correlación se intenta extender regionalmente en el Norte de Chile, tampoco se obtiene una conclusión clara. A pesar del intento de Hartley y Evenstar (2010) por separar el registro estratigráfico del Cenozoico del Desierto de Atacama en varias unidades cronoestratigráficas, esta división podría basarse en discordancias regionales y datos geocronológicos, pero no en una similitud entre los tipos de *facies* que componen cada unidad en las distintas localidades. Los depósitos sedimentarios pre-Mioceno Medio observados en todo el Norte de Chile, así como sus espesores, son muy variados y no muestran una correlación entre sí, variando indistintamente entre depósitos DAC, DAD y, en menor medida, lacustres/palustres y evaporíticos. Esto evidenciaría que la sedimentación estuvo controlada por factores locales propios de cada cuenca (factores autogénicos), no siendo posible establecer un patrón común en los tipos de *facies* pre-Mioceno Medio.

Sin embargo, como también se discutió en el apartado 4.1.1, en las unidades más jóvenes descritas en el DMC (Gravas Arrieros) y la CQP (Fm. Pampa de Mulas y DMP) sí que se han podido observar dos rasgos comunes: (1) el desarrollo de superficies de pedimentación y (2) el desarrollo de una yesicreta cubierta por un nivel volcánico de ~9,5 Ma. Ambos rasgos también se observan numerosas localidades del Norte de Chile. Existen muchos trabajos que reconocen estas superficies de pedimentación (pedimentos) de edad Oligoceno Superior – Mioceno Medio en el Desierto de Atacama del Norte de Chile y sur de Perú (e.g., Clark *et al.* 1967; Sillitoe *et al.* 1968; Mortimer 1973, 1980; Bouzari y Clark 2002; Quang *et al.* 2005). Esta gran superficie es conocida como *Atacama Pediplain* (e.g., Mortimer 1973; Riquelme *et al.* 2003, 2007; Bissig y Riquelme 2009) y, en la zona sur del Desierto de Atacama, está cubierta por un nivel volcánico de ~10 Ma (Clark *et al.* 1967; Cornejo *et al.* 1993; Riquelme *et al.* 2007, 2017; González *et al.* 2015). En la parte norte (~18°S-20°S), esta gran superficie de pedimentación se originó antes del encajamiento a los ~10 Ma de los cañones actuales con orientación E-O (e.g., Farías *et al.* 2005; García *et al.* 2011). Por lo tanto, este proceso de pedimentación fue generalizado en gran parte de la Precordillera y Depresión Central del Desierto de Atacama durante el Mioceno y previo a los ~10 Ma. Desde ese momento, el paisaje no ha sido prácticamente modificado debido a las bajas tasas de erosión y sedimentación existentes, excepto, como se mencionó anteriormente, en cuencas endorreicas y/o drenadas directamente desde la Cordillera Occidental.

Las yesicretas El Muro (DMC) y Profeta (CQP) parecen no ser únicas en el Desierto de Atacama, también pueden observarse niveles yesíferos similares y coetáneos en otras localidades del Desierto de Atacama como en la CC (Hartley y May 1998; Rech *et al.* 2006) y en la Pampa del Tamarugal (Jordan *et al.* 2014). Las características de esta yesicreta regional del Desierto de Atacama (YRA) serán tratadas en el siguiente apartado.

Estos dos rasgos correlacionables a nivel regional y originados antes de los ~9,5 o ~10 Ma (las superficies de pedimentación y la YRA) sí que parecen evidenciar, a diferencia del caso de los depósitos pre-Mioceno Medio, la influencia de algún proceso regional que afectó a gran parte del Desierto de Atacama del Norte de Chile (proceso alogénico). El hecho de que el desarrollo de superficies de pedimentación y yesicretas pedogénicas requieran de bajas tasas de erosión y sedimentación para su desarrollo (e.g., Ewing *et al.* 2006; Strudley y Murray 2007; Dohrenwend y Parsons 2009; Jordan *et al.* 2014) sumado a que, a partir de ese momento, la sedimentación haya sido muy esporádica y restringida en gran parte del antearco Andino del Norte de Chile, podría estar evidenciando, como ya proponen otros autores (e.g., Rech *et al.* 2006; Sun *et al.* 2018), una aridificación generalizada en el Desierto de Atacama ocurrida a partir del Mioceno Medio – Superior. Las implicaciones climáticas del registro sedimentario serán discutidas en mayor detalle más adelante.

4.1.3 Yesicreta regional pre ~9,5 Ma

La formación de suelos y suelos fósiles (paleosuelos) requiere nulas o muy bajas tasas de sedimentación y erosión que permitan su desarrollo. Además, para el caso particular de las

yesicretas, es necesario un bajo aporte de agua y altas tasas de evaporación que permitan la removilización y precipitación de sales sulfatadas (e.g. Watson 1985). Por ello, la existencia de yesicretas pedogénicas en el registro geológico puede tener importantes implicaciones tectónicas y paleoclimáticas.

En el presente trabajo se han reconocido dos yesicretas muy similares morfológicamente entre sí (yesicreta Profeta, Capítulo II; yesicreta El Muro, Capítulo III), de la misma edad mínima (cubiertas por un nivel volcánico de ~9,5 Ma) y formadas a techo de unidades que sufrieron procesos de pedimentación (Fm. Pampa de Mulas y Gravas Arrieros, respectivamente). Hartley y May (1998) y Rech *et al.* (2006) también reconocen un nivel de yesicreta de edad Mioceno Medio – Superior en la Cuenca de Calama, así como Jordan *et al.* (2014) en la Pampa del Tamarugal. Asimismo, Sun *et al.* (2018) reconocen en un testigo de sondeo (sondaje) de exploración minera realizado en la mina Spence, a unos 30 km al NO del Distrito Minero Centinela, un nivel con alto contenido en sulfato formado inmediatamente bajo un nivel volcánico de ~9,5 Ma. La localización de estas yesicretas, la unidad sedimentaria sobre la que se forman en cada caso y su edad están resumidas en la Fig. IV-3.

En el caso de la Cuenca de Calama, esta yesicreta aflora en varios puntos de la cuenca, con espesores variables (hasta 6 m) y formada sobre gravas aluviales Miocenas o incluso sobre el basamento (Hartley y May 1998; Rech *et al.* 2006). Los niveles de esta yesicreta formados sobre las gravas Miocenas están cubiertos por dos ignimbritas de 8,3 y 9,4 Ma (de Silva 1989). Rech *et al.* (2006) indican que generalmente se observa el desarrollo de esta yesicreta sobre superficies pedimentadas con un nivel freático bajo, lo que concuerda con lo mencionado anteriormente sobre la existencia de bajos niveles freáticos durante el desarrollo procesos de pedimentación (e.g., Quang *et al.* 2005; Carretier *et al.* 2014; Riquelme *et al.* 2017). Precisamente, las yesicretas El Muro y Profeta también se originaron en unidades (Gravas Arrieros y Fm. Pampas de Mulas, respectivamente) que sufrieron procesos de pedimentación. Rech *et al.* (2006) indican que, debido a este bajo nivel freático, parece poco probable que estas yesicretas se formasen por ascenso capilar de sales solubles y que, por el contrario, se habrían formado por la llegada y acumulación de polvo eólico rico en sulfato que era introducido al perfil del suelo durante eventos de precipitación muy esporádicos (Rech *et al.* 2003; Ewing *et al.* 2006). En el caso de las yesicretas El Muro y Profeta, el alto grado de cementación de yeso y el hecho de tratarse de un horizonte notablemente marcado y con límites muy definidos podría evidenciar un posterior ascenso del nivel freático con aguas de composición salina que contribuyese en la formación de esta yesicreta (e.g. Hartley y May 1998), pero serían necesarios más estudios que analizaran este punto.

En la Pampa del Tamarugal, Jordan *et al.* (2014) describen hasta cuatro niveles de yesicreta formados en los últimos ~10 Ma, siendo la más antigua una yesicreta de hasta 1 m de espesor formada sobre la gravas de la Fm. El Diablo y cubierta por un nivel de ceniza volcánica de 9,7 Ma (Blanco y Tomlinson 2013). Jordan *et al.* (2014) proponen, al igual que Rech *et al.* (2006), que estas yesicretas se formaron principalmente por iluviación de sales sulfatadas (Rech *et al.* 2003;

Ewing *et al.* 2006). El origen de estas sales eólicas puede ser por deflación de zonas de acumulación de sal ("salt pans"; McFadden *et al.* 1986) y, en zonas relativamente cercanas a la costa, por incursiones de nieblas marinas ricas en sulfatos (*spray* marino; Rech *et al.* 2003; Sträter *et al.* 2010). Sobre esto, Jordan *et al.* (2014) indican que hay zonas continentales que tienden a ser deflactadas y otras que tienden a sufrir acumulación de sales, siendo la geomorfología local clave para concentrar en áreas aisladas pequeñas cantidades de agua que se evaporan y generan la precipitación de sales sulfatadas pedogénicas.

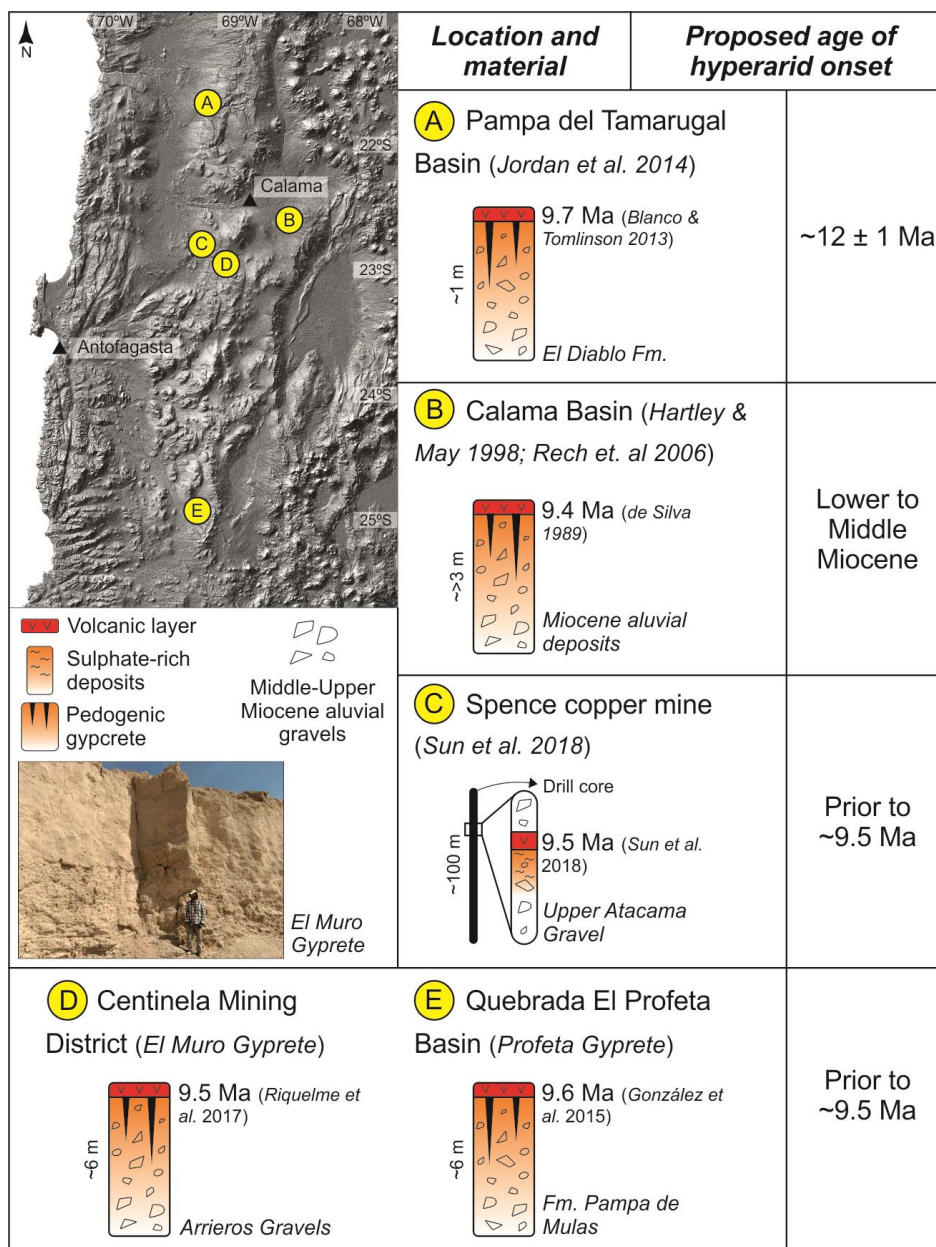


Figura IV-3. Localidades de la yesicreta regional del Desierto de Atacama (YRA) de ~9,5 Ma (edad mínima) y edades propuestas para el establecimiento de la hiperaridez.

Figure IV-3. Locations of the ~9,5 Ma (minimum age) regional gypcrete of the Atacama Desert (YRA) and proposed ages for the onset of hyperarid conditions.

Las yesicretas descritas comúnmente en la literatura (ver Capítulo I) parecen diferir de las descritas en el Desierto de Atacama en dos aspectos principales. Por un lado, en su edad de formación. En la literatura se han descrito principalmente yesicretas de edad Cuaternaria, mientras que las discutidas en este trabajo en el Desierto de Atacama llegan a ser hasta de edad Mioceno Medio – Superior. Este hecho quizás no esté asociado tanto al momento de su formación, sino a las condiciones posteriores, principalmente climáticas, requeridas para su preservación. Aunque las implicaciones paleoclimáticas de esta yesicreta regional (YRA) serán discutidas a continuación, las condiciones climáticas post ~9,5 Ma (post formación de la YRA) tuvieron que ser predominantemente áridas para preservarla hasta la actualidad. Por otro lado, la segunda diferencia son los rasgos pedogénicos (i.e., grietas verticales en forma de V, clastos implosionados y cementados por yeso, pérdida total de la textura primaria del material hospedante) que reflejan la extrema madurez de la YRA (e.g., Ewing *et al.* 2006; Rech *et al.* 2006; Jordan *et al.* 2014; yesicreta El Muro y yesicreta Profeta en este trabajo) y que no se han descrito en otras yesicretas Cuaternarias de otras regiones. Este hecho está directamente relacionado con el largo periodo de pedogénesis sufrido por la YRA, ya que su formación necesitó, como mínimo, desde 1-2 Ma (Ewing *et al.* 2006; Jordan *et al.* 2014; Sun *et al.* 2018) hasta incluso 5 Ma (Rech *et al.* 2006), dependiendo sobre todo del espesor observado en cada sector. La asignación de una edad totalmente precisa a la YRA no es posible debido a que, aunque suele aparecer cubierta por un nivel volcánico de ~9,5 Ma (edad mínima), su límite inferior o edad máxima no está bien constreñido debido a la falta de edades radiométricas absolutas. En la Cuenca Quebrada El Profeta, la Fm. Pampa de Mulas, donde se desarrolla la yesicreta Profeta, contiene la ignimbrita Río Frío cuya edad es de ~17 Ma (e.g. Venegas *et al.* 2013), por lo que la edad de la yesicreta estaría constreñida entre ~17 y 9,5 Ma. El hecho de que existan varias decenas de metros de gravas comprendidas entre dicha ignimbrita y la yesicreta, y teniendo en cuenta las bajas tasas de sedimentación relativa predominantes en ese periodo, podría indicar que la edad real de la yesicreta estaría más próxima a su edad mínima (~9,5 Ma) que a su edad máxima (~17 Ma).

Por lo tanto, la yesicreta regional del Desierto de Atacama (YRA) se observa al menos desde la Pampa del Tamarugal (~21,5°S) hasta la CQP (~25°S) y tiene una edad aproximada de Mioceno Medio – Superior (edad mínima de ~9,5 Ma).

4.1.4 Síntesis de la evolución sedimentaria

La correlación estratigráfica realizada entre la Cuenca Quebrada El Profeta (CQP) y el Distrito Minero Centinela (DMC), sumado a los datos de la Cuenca de Calama (CC; e.g. Blanco 2008) y a la correlación realizada por Hartley y Evenstar (2010) hasta los 18,5°S permite definir varias etapas sedimentarias durante el Cenozoico en el antearco Andino Norte de Chile (Fig. IV-4).

(1) Etapa pre-Mioceno Medio

Los depósitos continentales pre-Mioceno Medio sedimentados en el antearco Andino del Norte

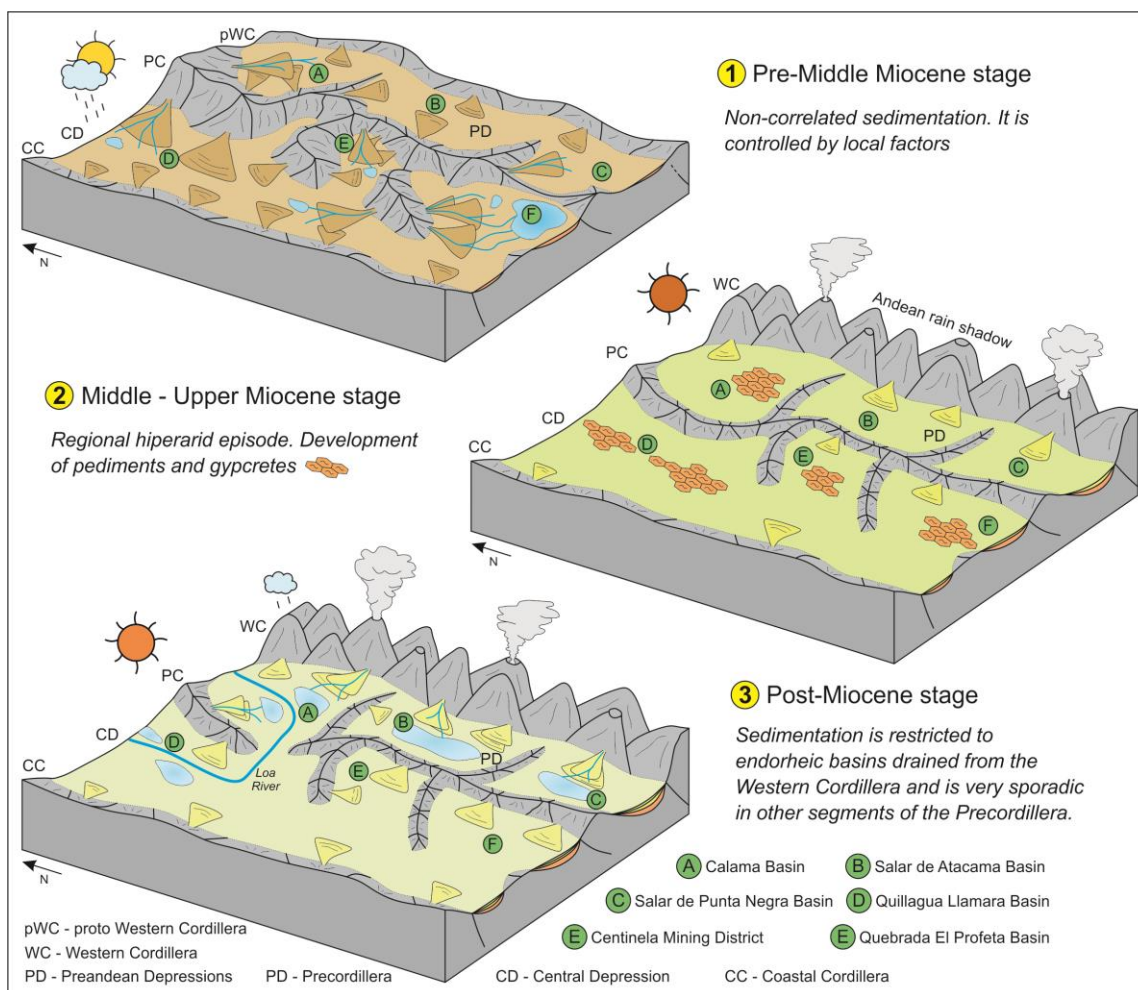


Figura IV-4. Modelos esquemáticos 3D ilustrando las tres etapas de sedimentación durante el Cenozoico en el antearco Andino del Norte de Chile entre los $\sim 22^{\circ}\text{S}$ y $\sim 25^{\circ}\text{S}$. Nótese que los modelos no están a escala y que las posiciones geográficas de las distintas cuencas son orientativas.

Figure IV-4. Schematic 3D models representing the three stages of sedimentation during the Cenozoic in the Andean forearc of northern Chile between $\sim 22^{\circ}\text{S}$ y $\sim 25^{\circ}\text{S}$. Note that the models are not to scale and the geographic positions of the basins are illustrative.

de Chile son extremadamente difíciles de correlacionar. A pesar de que el registro estratigráfico está dominado por depósitos clásticos gruesos formados en grandes abanicos aluviales, diversos factores tectónicos, geomorfológicos y ambientales propios de cada cuenca (factores autogénicos) controlaban si estos abanicos estaban dominados por flujos canalizados o canales fluviales (depósitos DAC; i.e. Gravas Tesoro II en el DMC) o por flujos de alta energía no confinados de tipo *debris/sheet flow* (depósitos DAD; i.e. Gravas Tesoro IV en el DMC), así como permitían el desarrollo de sistemas lacustres/palustres (Fm. Aguada Zorro en la CQP) y evaporíticos (Fm. Hilaricos en la CQLL). Los relieves precordilleranos que actuaron como áreas fuente de estos depósitos fueron alzados principalmente durante la Fase Tectónica Incaica ($\sim 45\text{--}33$ Ma), aunque existen depósitos todavía más antiguos, como la Fm. Calama (~ 51 Ma), que

fueron el resultado de la erosión de relieves creados por eventos de deformación anteriores como, probablemente, la Fase Tectónica K-T

(2) Límite Mioceno Medio – Superior

Durante este periodo, sí que se reconocen dos rasgos u objetos geológicos correlacionables a nivel regional en el Desierto de Atacama: superficies de pedimentación y la yesicreta regional (YRA), ambas generalmente cubiertas por niveles volcánicos de ~9,5/~10 Ma. Su observación en varias localidades a lo largo del antearco Andino del Norte de Chile indica que su formación estuvo controlada por factores o procesos tectónicos y/o climáticos de carácter regional (alógenicos). El hecho de que ambos objetos geológicos requieran de bajas tasas de erosión y sedimentación para su formación y, en el caso de la YRA, de altas tasas de evaporación, sugieren la influencia de un régimen tectónico relativamente tranquilo y, como será discutido en el siguiente apartado, de una aridificación del clima.

(3) Etapa post-Mioceno

Durante este periodo la sedimentación se encuentra restringida a cuencas endorreicas y/o drenadas desde la Cordillera Occidental como la Cuenca de Calama, Cuenca Quillagua Llamara o Salar de Atacama, donde la sedimentación aluvial alterna con sistemas lacustres/palustres. En los sectores precordilleranos, como el Distrito Minero Centinela o la Cuenca Quebrada El Profeta, la sedimentación es muy escasa y esporádica, generalmente asociada a eventos torrenciales puntuales, lo que estaría relacionado al establecimiento de una tendencia climática general hiperárida.

4.2 Evolución paleoclimática Cenozoica del Desierto de Atacama

4.2.1 Interpretaciones obtenidas a partir del registro sedimentario

Son varios los trabajos en la literatura que tienden a extraer conclusiones paleoclimáticas regionales a partir de estudios, ya sean estratigráficos o a partir de otras metodologías, realizados en zonas puntuales y acotadas que, en realidad, podrían únicamente estar reflejando condiciones paleoambientales propias del área de estudio. Esta problemática aparece ilustrada en la Fig. I-4 (ver Capítulo I). En el presente trabajo, la descripción del registro sedimentario del Cenozoico de la Cuenca Quebrada El Profeta (Capítulo II) y del Distrito Minero Centinela (Capítulo III) y su comparación y correlación con el registro sedimentario de otros sectores del Norte de Chile (este Capítulo, apartado 4.1) proporciona una visión regional de la evolución sedimentaria del antearco Andino y, por lo tanto, sí que podría proporcionar notables argumentos para la discusión sobre la evolución paleoclimática Cenozoica del Desierto de Atacama.

Uno de los principales problemas a la hora de interpretar la evolución paleoclimática Cenozoica del Desierto de Atacama a partir de estudios estratigráficos reside en cómo calificar, en términos de “húmedo” o “árido”, varios objetos geológicos y eventos sedimentarios como son los (1) hiatos sedimentarios, (2) el desarrollo de paleosuelos yesíferos, (3) la sedimentación lacustre/palustre y (4) la sedimentación aluvio-fluvial. Además, también es necesario tener en cuenta las diferencias de altura sobre el nivel del mar y, por lo tanto, de tasas de precipitación que existen longitudinalmente (O-E) desde la Cordillera de la Costa hasta la Cordillera Occidental en el Desierto de Atacama. Es decir, es necesario ser cauto a la hora de extrapolar resultados obtenidos en zonas cercanas a la Cordillera Occidental a la totalidad del Desierto de Atacama.

Todos los trabajos, ya sea en el Desierto de Atacama o en la literatura en general, concuerdan que la presencia de (1) hiatos sedimentarios y/o (2) niveles de paleosuelos yesíferos en el registro sedimentario evidencia un régimen tectónico relativamente inactivo y un clima árido que inhibieron la sedimentación. Por ejemplo, Sáez *et al.* (2012) asocian la existencia de dos hiatos sedimentarios en la Cuenca Quillagua Llamara entre los ~7,5 y ~5,5 Ma y entre los ~4,5 y los 0,2 Ma a dos periodos hiperáridos, mientras que Jordan *et al.* (2014) definen hasta cuatro periodos hiperáridos (ca. 12-5,5 Ma; 4,5-4 Ma; 3,6-2,6 Ma; 2,2-1 Ma) asociados a la presencia de hiatos sedimentarios combinados con el desarrollo de yesicretas. Por otro lado, Rech *et al.* (2006) se centran en el tipo de paleosuelos registrados en la Cuenca de Calama, estableciendo el inicio de la hiperaridez entre los 19 y 13 Ma asociado a la transición de paleosuelos cálcicos (calcretas o calcisoles) a yesíferos (yesicretas). Evenstar *et al.* (2017) también relacionan el abandono de paleosuperficies (hiatos sedimentarios) con periodos hiperáridos y, combinándolo con la datación con núcleos cosmogénicos de dichas paleosuperficies y con perfiles sísmicos, indican que, a pesar de que en su opinión el régimen hiperárido comenzó a los 25 Ma (Dunai *et al.* 2005), hubo varios periodos relativamente más húmedos (pero áridos igualmente) a los 35-23 Ma, 17-16 Ma, 12-11 Ma, 8-7 Ma y 5-3 Ma. Como se puede observar, estos trabajos sirven como ejemplo para evidenciar que la presencia de hiatos sedimentarios y/o el desarrollo paleosuelos yesíferos

representan condiciones climáticas áridas, pero esto no impide que dichos estudios estén en desacuerdo sobre cuándo se estableció la hiperaridez y/o en la edad y duración de periodos climáticos áridos en el Desierto de Atacama.

Las discrepancias sobre las implicaciones paleoclimáticas de los estudios estratigráficos realizados en el Desierto de Atacama surgen a la hora de considerar a (3) los depósitos lacustres/palustres y a (4) los sedimentos detríticos aluvio-fluviales como marcadores climáticos húmedos (relativamente) o áridos. Como se discutió en el Capítulo II, el desarrollo de depósitos carbonáticos de origen lacustre/palustre requiere, además de una tectónica relativamente inactiva, de condiciones climáticas semiáridas que inhiban el transporte de grandes masas de material detrítico al sistema lacustre pero que, a su vez, permitan la creación de un cuerpo acuoso relativamente estable donde pueda precipitar carbonato (e.g., Alonso-Zarza 2003; Tanner 2010; Ashley *et al.* 2014). Por lo tanto, en un contexto climático tan particular como el existente en el Desierto de Atacama, pequeñas variaciones climáticas y/o tectónicas pueden ser decisivas a la hora de generar grandes transportes de sedimentos terrígenos o de crear sistemas lacustres/palustres relativamente estables.

Son varios los trabajos que asocian el comienzo de la hiperaridez en el Desierto de Atacama con el cese de la sedimentación lacustre (e.g., Hartley y Chong, 2002; Evenstar *et al.* 2016), es decir, consideran este tipo de sedimentación como un marcador climático relativamente húmedo. La mayoría de estos trabajos sitúan este cambio climático en el límite Plioceno – Pleistoceno, asociado al cese en la sedimentación lacustre de las Fms. Quilagua (Cuenca Quilagua Llamara), Opache (Cuenca de Calama) y Vilama (Salar de Atacama) de dicha edad, y no en el Mioceno Medio – Superior como la gran mayoría de estudios (ver Fig. I-4 del Capítulo I). Curiosamente, los estudios que relacionan el establecimiento de condiciones hiperáridas con el cese de la sedimentación lacustre fueron llevados a cabo en las cuencas CQLL, CC y SA, dónde, en los tres casos, el área fuente de sedimento y la zona de aporte hídrica proviene, sobre todo a partir de los ~10 Ma tras la Fase Tectónica Quechua (Hartley *et al.* 2000), de la Cordillera Occidental, ya que además en el Mioceno Superior tuvo lugar la apertura hidrológica de la Cuenca de Calama hacia la Cuenca Quilagua Llamara (e.g., May *et al.* 1999; Sáez *et al.* 1999).

Esta sedimentación lacustre que tuvo lugar en cuencas endorreicas próximas a la Cordillera Occidental contrasta, como se discutió en el apartado anterior, con la inexistente sedimentación lacustre y la escasa y esporádica sedimentación detrítica post-Mioceno Medio observada en otros sectores de la Depresión Central y de la vertiente occidental de la Precordillera (i.e., Distrito Minero Centinela y Cuenca Quebrada El Profeta). Estas diferencias en términos sedimentarios entre las cuencas endorreicas adyacentes a la Cordillera Occidental y los sectores más occidentales del antearco obligan a definir al menos dos zonas climáticas: (1) los sectores cordilleranos (al este) y (2) el “desierto absoluto” (al oeste). Por ejemplo, Ewing *et al.* (2006) ya establecen esta división al asociar la formación de yesicretas ricas en nitratos con ciertas tasas de precipitación anual y con su altura sobre el nivel del mar. Dichos autores concluyen que, en la actualidad, el desarrollo y crecimiento de estos suelos tiene lugar bajo tasas de precipitación de

<20 mm/a (hiperaridez), condiciones posibles a menos de ~2.500 m.s.n.m., mientras que la destrucción de estos suelos ocurre bajo tasas de precipitación de >100 mm/a (semiaridez) registradas a más de ~3.700 m.s.n.m, es decir, en la Cordillera Occidental y algunos puntos de la Precordillera. Por lo tanto, calificar la sedimentación lacustre como un marcador climático relativamente húmedo puede resultar problemático, principalmente si solo se consideran zonas drenadas desde la Cordillera Occidental y las conclusiones obtenidas se extienden y extrapolan al resto del Desierto de Atacama.

Otros estudios, como Sáez *et al.* (1999) y de Wet *et al.* (2015), son un poco más conservadores a la hora de asociar el inicio de la hiperaridez con el cese de la sedimentación lacustre. de Wet *et al.* (2015) se centran en el estudio de los depósitos lacustres/palustres de la Fm. Opache (~7-3 Ma) en la Cuenca de Calama. A pesar de que consideran esta formación como un periodo de clima semiárido que permite la producción de carbonato, indican que gran parte del agua fue aportada subterráneamente a partir de agua de lluvia y de nieve derretida infiltrada desde las partes altas de la Cordillera Occidental. También señalan que el aporte de agua debido a precipitaciones en laderas de zonas más bajas fue mucho menor, ya que en ese caso habría un mayor registro de depósitos detríticos que inhibían el desarrollo del sistema lacustre/palustre. En cuanto al significado paleoclimático de la Fm. Opache, Rech *et al.* (2007) se muestran más contundentes y apuntan a que el origen de esta formación podría radicar en precipitaciones esporádicas y locales similares a pequeños pantanos o humedales actuales descritos en el Desierto de Atacama (e.g., Rech *et al.* 2002; Sáez *et al.* 2016), por lo que proponen que la Fm. Opache no reflejaría condiciones regionales más húmedas. Evenstar *et al.* (2016) también señalan que, en el caso de los depósitos lacustres de la Fm. Vilama en el Salar de Atacama (correlacionable con la Fm. Opache de la Cuenca de Calama), altos niveles lacustres podrían no haber estado relacionados con altas tasas de precipitación, sino que simplemente eran el resultado de la recarga subterránea a partir de acuíferos de la Cordillera Occidental. Sin embargo, finalmente deciden concluir que la transición de los depósitos lacustres de la Fm. Vilama a los depósitos detríticos de las Gravas Superiores de Vilama (*Upper Vilama Gravels*) en el límite Plioceno – Pleistoceno marcan el comienzo de la hiperaridez. Por otro lado, Sáez *et al.* (1999) describen la transición evaporítica-lacustre-evaporítica formada por las Fms. Hilaricos, Quillagua y Soledad (del Mioceno Medio – Superior al Plioceno – Pleistoceno) en la Cuenca de Quillagua Llamara, pero evitan extraer conclusiones paleoclimáticas ya que, según estos autores, esta transición también puede deberse a notables cambios regionales de drenaje y reactivaciones tectónicas en el antearco Andino.

Por último, las connotaciones climáticas a partir de la sedimentación de (4) depósitos detríticos aluvio-fluviales también pueden resultar controvertidas. En general, y en concreto en contextos áridos, la existencia de sedimentos detríticos de grano grueso en el registro sedimentario evidencia un transporte dominado principalmente por la acción del agua (e.g., Miall 2010, Harvey 2011) asociado a un clima, al menos, árido o semiárido. Las interpretaciones climáticas obtenidas a partir de este tipo de sedimentos pueden ser más concluyentes cuando se trata de

facies formadas por flujos confinados o en canales fluviales donde la acción del agua es más o menos continua, como por ejemplo la Fm. Aguada Zorro en la Cuenca Quebrada Profeta (Capítulo II) o las Gravas Tesoro II en el Distrito Minero Centinela (Capítulo III). Sin embargo, cuando los depósitos aluviales están formados por flujos de alta energía no confinados, sus implicaciones climáticas no son tan claras. Esta problemática está bien ejemplificada por la discusión creada entre Rech *et al.* (2006, 2007) y Hartley (2007). Como se mencionó anteriormente, Rech *et al.* (2006) propone que el establecimiento de la hiperaridez está asociado al desarrollo de un nivel de yesicreta en la Cuenca de Calama entre los 19 y 13 Ma. Hartley (2007) le rebate esta propuesta basándose en que dicha yesicreta está cubierta por relativamente potentes depósitos aluviales más jóvenes formados bajo un régimen climático “húmedo”, a lo que Rech *et al.* (2007) replican que estos depósitos pudieron deberse a eventos torrenciales de precipitación relativamente esporádicos y separados en el tiempo y localizados en zonas de relieve pronunciado, por lo que no tendrían por qué estar asociados a un clima húmedo.

Este último aspecto propuesto por Rech *et al.* (2007) gana peso aplicando el principio del actualismo. En la actualidad y bajo un clima extremadamente hiperárido, áreas adyacentes a zonas con alta pendiente en el Desierto de Atacama sufren flujos esporádicos de barro y detritos (*aluviones*) debido a lluvias torrenciales asociadas a eventos climáticos como El Niño. Por ejemplo, la ciudad de Antofagasta (~23,5°S) sufrió en el siglo XX siete grandes *aluviones* (Vargas *et al.* 2000) cuyos depósitos, en un supuesto registro sedimentario futuro, podrían asociarse a un clima relativamente húmedo cuando en realidad su origen se debe a fuertes y muy esporádicas precipitaciones dentro de una tendencia climática hiperárida. Actualmente se está comenzando a utilizar la metodología de núcleos cosmogénicos para cuantificar tasas de sedimentación y posibles hiatos sedimentarios en el registro sedimentario del Cenozoico Superior (e.g. Sanchez *et al.* 2017), lo que podría ser realmente útil para resolver esta problemática.

Toda esta discusión pone de manifiesto la controversia que existe en torno a la evolución paleoclimática del Desierto de Atacama, y no solo sobre cuándo se estableció la hiperaridez o la edad y duración de determinados periodos hiperáridos, sino también en cómo interpretar paleoclimáticamente determinados depósitos sedimentarios. En el presente trabajo, se pueden extraer tres conclusiones paleoclimáticas principales a partir del estudio del registro sedimentario del Cenozoico del Distrito Minero Centinela y de la Cuenca Quebrada El Profeta y su correlación con otros estudios del Norte de Chile (Fig. IV-4):

(1) Las tasas relativamente altas de sedimentación de *facies* detríticas durante la etapa pre-Mioceno Medio indican que la tendencia general era menos árida que la actual. Sin embargo, la falta de edades geocronológicas y la imposibilidad de llevar a cabo una correlación de *facies* impide discriminar periodos o eventos climáticos bien diferenciados.

(2) El desarrollo de la yesicreta regional del Desierto de Atacama (YRA) desde la Pampa del Tamarugal (~21,5°S) hasta la Cuenca Quebrada El Profeta (~25°S), pasando por la Cuenca de

Calama (~22,5°S), la Mina Spence (~23°S) y el Distrito Minero Centinela (~23°S) y el desarrollo generalizado de superficies de pedimentación en el Norte de Chile sugieren una caída abrupta en las tasas de sedimentación. Esta caída, que tuvo lugar alrededor del límite Mioceno Medio – Superior, estaría asociado a un notorio episodio regional hiperárido.

(3) Posteriormente, el hecho de que, por un lado, la sedimentación esté restringida a cuencas endorreicas drenadas desde la Cordillera Occidental y sea muy esporádica en el resto en el resto de sectores y que, por otro lado, la YRA haya podido ser preservada hasta la actualidad, indicaría que la tendencia climática general se ha mantenido como hiperárida.

Estas tres conclusiones paleoclimáticas serán discutidas en mayor profundidad en los próximos apartados.

4.2.2 Interpretaciones a partir de los análisis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$

Los análisis de isótopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ han sido ampliamente utilizados como método o *proxy* paleoclimático en el estudio de carbonatos continentales, como son los depósitos lacustres, palustres, calcretas pedogénicas y freáticas, travertinos, tobas sedimentarias (*tufas*) y espeleotemas (e.g. Tanner 2010 y referencias en ese trabajo). En el Desierto de Atacama, no son muchos los trabajos que han llevado a cabo análisis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos continentales y en niveles evaporíticos con el fin de obtener más información sobre la evolución paleoclimática del Desierto de Atacama durante el Cenozoico Superior. Los análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ realizados en este trabajo en la Cuenca Quebrada El Profeta (Capítulo II) y en el Distrito Minero Centinela (Capítulo III) se suman a los estudios realizados anteriormente en la Cuenca de Calama (Rech *et al.* 2010; de Wet *et al.* 2015), en el Distrito Minero Centinela (Oerter *et al.* 2016) y en el Salar de Punta Negra (Quade *et al.* 2017). Los valores medios de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de cada estudio, así como los valores máximos y mínimos y su desviación estándar están resumidos en la Tabla IV-3. Los valores individuales están incluidos en el Anexo III. Los valores mencionados en este apartado harán siempre referencia a valores medios (X).

Rech *et al.* (2010) fue el primer estudio que incorporó análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos continentales Cenozoicos del Desierto de Atacama, llevándolos a cabo en depósitos lacustres-evaporíticos de la Fm. Yalqui (~21 Ma) y en calizas lacustres/palustres de las Fms. Lasana (~12 Ma) y Opache (~7-3 Ma) de la Cuenca de Calama. Estos autores observan un incremento general de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (Tabla IV-3) desde los depósitos más antiguos (Fm. Yalqui) hasta los más modernos (Fm. Opache), asociándolo a un incremento de la aridez en el Mioceno Medio – Superior debido al alzamiento de la Cordillera Occidental (*Andean rain shadow*). Este aumento de los valores en ambos isótopos es debido, en el caso del $\delta^{18}\text{O}$, a un aumento en las tasas de evaporación y, en el caso del $\delta^{13}\text{C}$, a un decaimiento en la actividad biológica (vegetación principalmente), a una mayor influencia del CO_2 atmosférico, a un aumento del CO_2 volcánico asociado al volcanismo iniciado a los ~10 Ma en la Zona Volcánica Central y a efectos cinéticos asociados a la desgasificación de aguas subterráneas con presión alta de CO_2 ($p\text{CO}_2$).

Location	Study	Sedim. Unit	$\delta^{13}\text{C} / \delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)				n
			X	σ	Max	Min	
Calama Basin	(1)	Opache Fm. (~7-3 Ma)	5.25 / -1.76	0.93 / 1.24	7.35 / 1.78	3.24 / -3.76	50
		Lasana Fm. (~12 Ma)	3.25 / -5.92	1.32 / 0.32	4.64 / -5.24	1.18 / -6.27	9
		Yalqui Fm. (~21 Ma)	-2.63 / -5.27	3.25 / 0.95	0.90 / -4.40	-7.51 / -6.60	4
	(2)	Opache Fm. (~7-3 Ma)	3.32 / -4.21	0.57 / 0.59	4.86 / -3.26	2.24 / -5.50	27
Centinela Mining District	(3)	Arrieros G. (prior ~9.5 Ma)	-2.47 / -5.60	1.97 / 1.22	2.62 / -3.46	-5.31 / -8.26	54
	This work	Arrieros G. (prior ~9.5 Ma)	-2.01 / -3.27	1.15 / 3.58	0.07 / 2.81	-3.60 / -5.93	7
		Tesoro G. (prior ~9.5 Ma)	-4.79 / -6.91	0.97 / 2.49	-1.98 / -2.37	-5.97 / -11.39	28
		Atravesado G. (prior ~9.5 Ma)	-2.85 / -8.00	0.81 / 2.41	-1.42 / -5.21	-4.42 / -12.56	11
S. Punta Negra B.	(4)	Barrancas Blancas traver. (~11.5-2.1 Ma)	5.04 / -1.37	1.45 / 1.57	8.22 / 5.04	0.94 / -5.10	50
Q. El Profeta Basin	This work	Pampa de Mulas Fm. (prior ~9.5 Ma)	-2.06 / -1.80	0.28 / 1.12	-1.82 / -0.36	-2.45 / -3.09	4
		Aguada Zorro Fm. (prior ~9.5 Ma)	-3.97 / -6.33	0.56 / 2.51	-3.08 / 0.32	-4.85 / -8.78	29

Tabla IV-3. Media (X), desviación estándar (σ), valores máximos (Max) y mínimos (Min) y número de análisis (n) calculados a partir de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en depósitos continentales del Cenozoico ricos en carbonato del Desierto de Atacama (todos los datos detallados están incluidos en el Anexo III). Los datos están tomados de (1) Rech *et al.* (2010), (2) de Wet *et al.* (2015), (3) Oerter *et al.* (2016), (4) Quade *et al.* (2017) y este trabajo y están presentados según la unidad sedimentaria y localidad donde fueron tomados.

Table IV-3. Mean (X), standard deviation (σ), maximum (Max) and minimum (Min) values and number of analyses (n) calculated from the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values measured on Cenozoic carbonate-bearing continental deposits in the Atacama Desert (complete database is included in the Appendix III). Data are taken from (1) Rech *et al.* (2010), (2) de Wet *et al.* (2015), (3) Oerter *et al.* (2016), (4) Quade *et al.* (2017) and this work and are presented according to their sedimentary units and their locations.

Sin embargo, Rech *et al.* (2010) observan que este incremento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ no es simétrico. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ aumentan progresivamente desde los ~21 Ma (-2,6‰), hasta los ~12 Ma (3,2‰) y los ~7-3 Ma (5,2‰), mientras que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se mantienen similares entre los ~21 y los ~12 Ma (-5,3‰ y -5,9‰, respectivamente) y aumentan a los ~7-3 Ma (-1,8‰). Ante esto, Rech *et al.* (2010) propone dos posibles escenarios para el alzamiento Andino y el comienzo de la hiperaridez: (1) entre los 12 y 7 Ma, como proponen Ghosh *et al.*

(2006), Garziona *et al.* (2006, 2008) y Quade *et al.* (2015), y (2) ligeramente anterior a los 12 Ma. La elección de uno u otro escenario es compleja, ya que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ indicarían una menor actividad biológica y/o una mayor influencia de CO_2 volcánico entre los 21 y los 12 Ma, mientras que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ reflejan un aumento en la tasa de evaporación entre los 12 y los 7 Ma. En cualquier caso, Rech *et al.* (2010) proponen que el comienzo de la hiperaridez en el Desierto de Atacama tuvo lugar en el Mioceno Medio – Superior y fue originado principalmente por el alzamiento Andino (*Andean rain shadow*).

Por el contrario, de Wet *et al.* (2015) discrepan con lo propuesto por Rech *et al.* (2010). Este estudio también lleva a cabo análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la Fm. Opache de la Cuenca de Calama pero, en este caso, obtiene valores ligeramente más negativos en comparación con los medidos por Rech *et al.* (2010) tanto en $\delta^{13}\text{C}$ (3,3‰) como, sobre todo, en $\delta^{18}\text{O}$ (-4,2‰) (Tabla IV-3). de Wet *et al.* (2015), que también llevaron a cabo estudios petrográficos en los depósitos lacustres/palustres, consideran que la Fm. Opache representa un periodo relativamente húmedo y no hiperárido. Este estudio considera que los valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$ reflejan el efecto de lluvia (*rainout effect*) donde el vapor de agua pierde ^{18}O por precipitación según va a atravesando terreno (Dansgaard 1964), independientemente de que las precipitaciones provengan del Océano Atlántico o del Pacífico. De hecho, de Wet *et al.* (2015) se apoyan en modelaciones realizadas por Garreaud *et al.* (2010) donde el alzamiento Andino no es el principal causante de la hiperaridez y, como apuntan Sáez *et al.* (2012), asocian la sedimentación de la Fm. Opache a un periodo semiárido producido por un colapso de la inversión térmica. Este colapso estaría asociado a una pérdida de intensidad de la Corriente de Humboldt (e.g. Abe *et al.* 2006) que impide, como ocurre en la actualidad, el paso de la humedad a través de la Cordillera de la Costa hacia el este. Por lo tanto, de Wet *et al.* (2015) proponen que la hiperaridez comenzó en el Plioceno Inferior (al término de la sedimentación de la Fm. Opache) y sugieren que estuvo originada principalmente por una reactivación de la Corriente de Humboldt (e.g. Ibaraki 2001), conclusión similar a la obtenida por Sáez *et al.* (2012) mediante estudios estratigráficos en la Cuenca Quillagua Llamara.

Quade *et al.* (2017) concuerdan con lo propuesto por Rech *et al.* (2010). Este estudio realiza análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en travertinos (conocidos como *Barrancas Blancas travertines*) formados entre los ~11,5 y 2,1 Ma en el Salar de Punta Negra (~24,5°S), cuenca preandina situada inmediatamente al noreste de la Cuenca Quebrada El Profeta. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de este estudio (5,0‰ y 1,4‰, respectivamente) son muy similares a los obtenidos por Rech *et al.* (2010) y también proponen que el establecimiento de la hiperaridez se produjo en el Mioceno Medio (~11,5 Ma) debido principalmente al alzamiento Andino.

Por último, Oerter *et al.* (2016) llevan a cabo análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en calcretas formadas previamente a la yesicreta regional del Desierto de Atacama (YRA) en las Gravas Arrieros del Distrito Minero Centinela. Estos autores asemejan dichas calcretas con las descritas en la Cuenca de Calama de edad Mioceno Inferior (~20 Ma) y obtienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (-2,5‰ y -5,6‰) notablemente más negativos que el resto de valores post ~12 Ma discutidos

anteriormente. Con estos datos, Oerter *et al.* (2016) marcan el comienzo de la hiperaridez, como mínimo, en el Mioceno Superior. Sin embargo, en el presente trabajo se ha detectado que las calcretas descritas por Oerter *et al.* (2016) podrían ser más jóvenes que lo que estos autores indican, ya que se encuentran estratigráficamente por debajo de la yesicreta El Muro (Fig. III-3, Capítulo III), que está cubierta por un nivel volcánico de 9,5 Ma (Riquelme *et al.* 2017).

En el presente trabajo, los análisis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se realizaron en calizas lacustres/palustres, conglomerados con matriz rica en carbonato y en muestras de yesicreta con alto contenido en calcita. Se llevaron a cabo en la Fm. Aguada Zorro (-4,0‰ y -6,3‰) y en la Fm. Pampa de Mulas (incluyendo la yesicreta Profeta; -2,1‰ y -1,80‰) de la Cuenca Quebrada Profeta (Capítulo II) y en las Gravas Tesoro (-4,2‰ y -6,2‰), en las Gravas Arrieros (incluyendo la yesicreta El Muro; -2,0‰ y -1,5‰) y en las Gravas Atravesado (-2,9‰ y -8,0‰) del Distrito Minero Centinela. Las interpretaciones relacionadas con el ambiente sedimentario obtenidas a partir de estos valores en cada zona de estudio fueron discutidas individualmente en los Capítulos II y III. En cuanto a las interpretaciones paleoclimáticas, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en el presente trabajo son un gran complemento a los trabajos discutidos anteriormente (Rech *et al.* 2006; de Wet *et al.* 2015; Oerter *et al.* 2016; Quade *et al.* 2017), ya que los análisis realizados en la CQP y en el DMC amplían el rango de valores hasta, posiblemente, el Eoceno Medio – Superior. A pesar de que las edades de estos materiales no están tan bien constreñidas como en el caso de los depósitos analizados en los trabajos anteriormente mencionados, la comparación entre todos estos valores sí que permite obtener una visión general desde etapas pre-Mioceno Medio hasta el Plioceno.

La Tabla IV-4 y las Figuras IV-5 y IV-6 muestran de forma clara la comparación entre todos estos análisis, los cuales suman un total de 242 valores. Tomando como referencia la yesicreta regional del Desierto de Atacama (YRA) de ~9,5 Ma (edad mínima), 132 análisis se realizaron en depósitos más antiguos (*pre* ~9,5 Ma) y 135 en depósitos más jóvenes (*post* ~9,5 Ma), mientras que los 5 restantes fueron llevados a cabo en las yesicretas Profeta y El Muro (afloramientos de la YRA en la Cuenca Quebrada El Profeta y en el Distrito Minero Centinela, respectivamente).

Period	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)				$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)				n
	X	σ	Max	Min	X	σ	Max	Min	
Post ~9.5 Ma	4.65	1.39	8.22	0.94	-2.38	1.88	5.04	-6.27	135
~9.5 Ma Gypcrete	-1.57	0.98	0.07	-2.45	-0.66	2.39	2.81	-3.09	5
Prior to ~9.5 Ma	-3.33	1.75	2.62	-7.51	-6.18	2.14	0.32	-12.56	132

Tabla IV-4. Media (X), desviación estándar (σ), valores máximos (Max) y mínimos (Min) y número de análisis (n) calculados a partir de los mismos valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ mostrados en la Tabla IV-3. En este caso, los datos están presentados de acuerdo a la edad relativa de las muestras analizadas.

Table IV-4. Mean (\bar{X}), standard deviation (σ), maximum (Max) and minimum (Min) values and number of analyses (n) calculated from the same $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values than in the Table IV-3. In this case, data is presented according to the relative age of the analyzed samples.

Las diferencias entre los tres grupos son evidentes. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ del grupo “pre ~9,5 Ma” (-3,3‰ y -6,2‰) son notablemente más negativos que los valores del grupo “post ~9,5 Ma” (4,7‰ y -2,4‰). Esta variación ya fue mencionada por Rech *et al.* (2010) al observar diferencias entre los valores medidos en las Fms. Yalqui (~21 Ma) y Lasana (~12 Ma) con los obtenidos en la Fm. Opache (~7-3 Ma), pero en este caso se entrega una visión mucho más regional que evidencia este cambio en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ a los ~9,5 Ma. Los valores obtenidos por Oerter *et al.* (2016) en la Gravas Arrieros y por Rech *et al.* (2010) en la Fm. Yalqui son ligeramente más pesados (~1‰ ó ~2‰) que los valores realizados en depósitos más antiguos (i.e., Fm. Aguada Zorro o Gravas Tesoro), lo que podría indicar que la variación total observada hacia valores más positivos puede ser progresiva. Sin embargo, el quiebre o cambio observado a los ~9,5 Ma, sobre todo en los valores de $\delta^{13}\text{C}$, supone que en ese periodo tuvo lugar algún evento regional climático importante.

Como se discutió anteriormente (Rech *et al.* 2006; de Wet *et al.* 2015; Oerter *et al.* 2016; Quade *et al.* 2017), esta variación hacia valores más positivos podría evidenciar el establecimiento de la hiperaridez alrededor del límite Mioceno Medio – Mioceno Superior en el Desierto de Atacama. El cambio hacia valores más positivos de $\delta^{13}\text{C}$ refleja un decaimiento en la actividad biológica (vegetación principalmente), una mayor influencia del CO_2 atmosférico y un aumento del CO_2 volcánico asociado al volcanismo iniciado a los ~10 Ma en la Zona Volcánica Central (asociado al alzamiento Andino), mientras que la variación hacia datos más positivos del $\delta^{18}\text{O}$ evidencia un incremento en las tasas de evaporación. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (-1,6‰ y -0,7‰) obtenidos en las yesicretas Profeta y El Muro (YRA) también proporcionan información destacable. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son más positivos que los datos “post ~9,5 Ma” (-2,4‰), reflejando tasas de evaporación incluso más extremas que contribuyeron al desarrollo de la yesicreta regional (YRA). En cambio, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son notablemente más negativos que los datos “post ~9,5 Ma” (4,65‰) y más positivos que los valores “pre ~9,5 Ma” (-6,2‰). Esto podría deberse a que, durante la formación de la YRA, ya se había producido un decaimiento en la actividad biológica (vegetación principalmente) y existía una mayor influencia del CO_2 atmosférico, pero existía un menor aporte de CO_2 volcánico que en los valores “post ~9,5 Ma”, posiblemente debido en parte a que, tanto la yesicreta Profeta como la yesicreta El Muro están relativamente distantes de la Cordillera Occidental. Sería muy interesante realizar análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la yesicreta de 9,7 Ma descrita por Hartley y May (1998) y Rech *et al.* (2006) en la Cuenca de Calama para observar si los datos obtenidos presentan valores más positivos de $\delta^{13}\text{C}$, ya que, teóricamente, deberían estar más influenciados por CO_2 volcánico al encontrarse más cerca de la Cordillera Occidental.

Por último, también cabe destacar que llevar a cabo una comparación regional entre tantos valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ permite discriminar entre un evento climático regional (proceso alogénico),

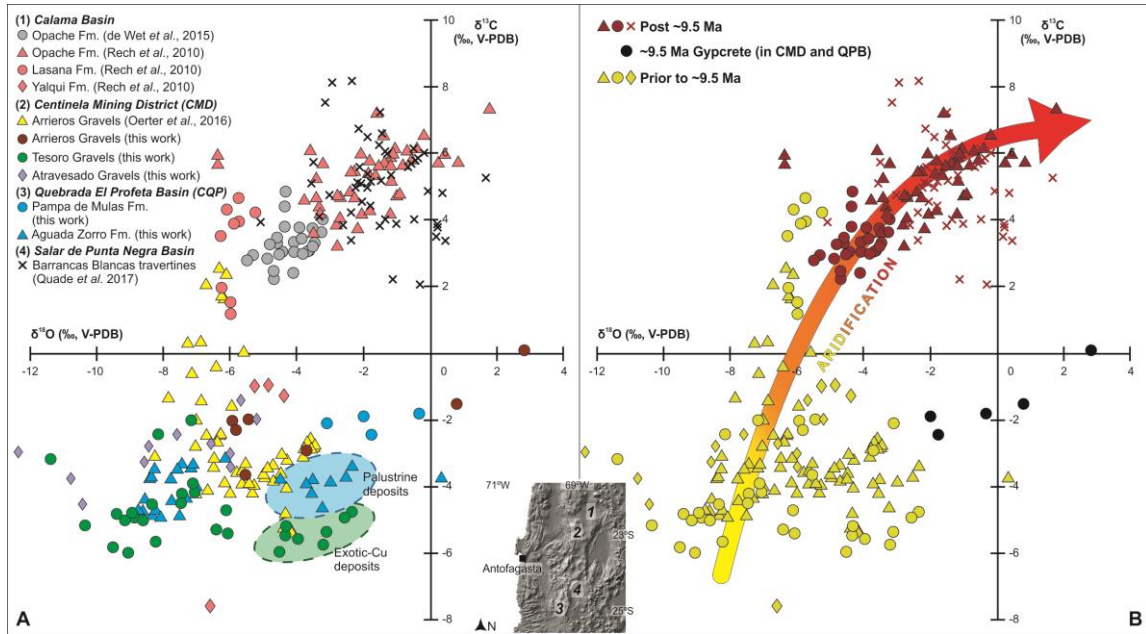


Figura IV-5. Gráfico representando los valores de $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en depósitos continentales Cenozoicos ricos en carbonato del Desierto de Atacama. El gráfico (A) muestra los valores de acuerdo a su localidad, unidad sedimentaria y estudio, mientras que el gráfico (B) muestra los mismos valores de acuerdo a su edad relativa (ver leyendas). Todos los valores en detalle están incluidos en el Anexo III, mientras que los principales parámetros (media, desviación estándar y valores máximos y mínimos) se muestran en la Tabla IV-3 y IV-4.

Figure IV-5. Cross plot of $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ values from Cenozoic carbonate-bearing samples of the Atacama Desert. Plot (A) shows the values according to their location, sedimentary unit and study, whereas plot (B) displays the same values according to their relative age (see legends). The complete numerical database is included in the Appendix III, whereas the main parameters (mean, standard deviation and maximum and minimum values) are shown in the Table IV-3 and IV-4.

como el que se está discutiendo, de posibles circunstancias paleoambientales locales propias de cada zona de estudio (procesos autogénicos). Por ejemplo, en los datos de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en la Fm. Aguada Zorro (Capítulo II) y las Gravas Tesoro (Capítulo III) se observa que dos grupos de datos tienden a ser más positivos que el resto (elipses azul y verde, respectivamente; Figs. IV-5A). En el primer caso, estos valores corresponden a los medidos en las calizas palustres de la Fm. Aguada Zorro, mientras que en el segundo caso fueron medidos en torno a los dos cuerpos de Cu-exótico de El Tesoro Central. Como se discutió en los capítulos anteriores, ambos casos representan condiciones con altas tasas de evaporación a nivel local provocadas por causas paleoambientales (cuerpos acuosos muy someros y efímeros que fueron emergidos y expuestos). Por lo tanto, comparar a nivel regional los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y observar la tendencia general de estos también evita interpretar eventos paleoambientales locales como un evento paleoclimático regional.

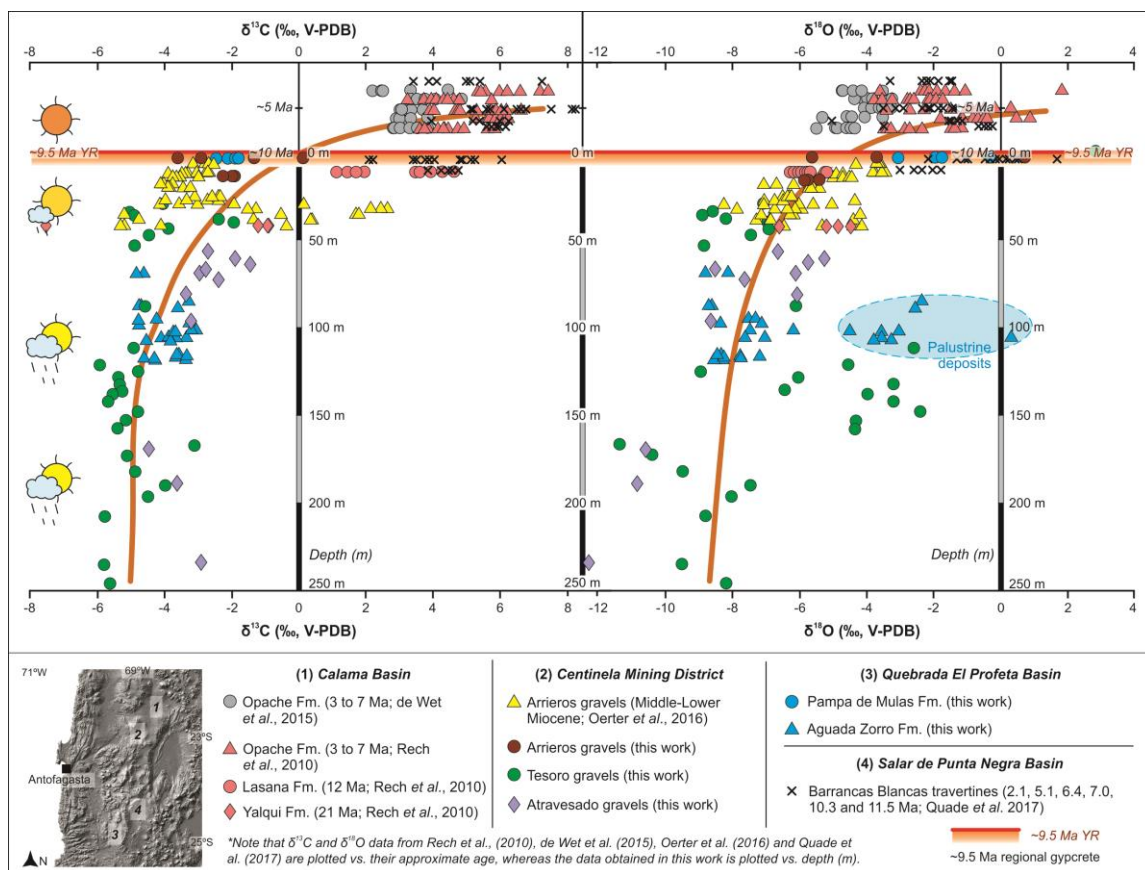


Figura IV-6. Gráfico mostrando los mismos valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ que en la Fig. IV-5. Nótese que los datos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ tomados de Rech *et al.* (2010), de Wet *et al.* (2015), Oerter *et al.* (2016) y Quade *et al.* (2017) están representados vs. su edad aproximada, mientras que los datos obtenidos en este trabajo están representados vs. la profundidad (m). Las curvas naranjas evidencian la transición hacia valores más pesados después de los ~9,5 Ma.

Figure IV-6. Plot of the same $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values shown in the Fig. IV-5. Note that $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data from Rech *et al.* (2010), de Wet *et al.* (2015), Oerter *et al.* (2016) and Quade *et al.* (2017) are plotted vs. their approximate age, whereas the data obtained in this work are plotted vs. depth (m). The orange curves evidence the transition to heavier values after ~9.5 Ma.

4.2.3 Causas y origen de la hiperaridez

Independientemente de “cuándo” tuvo lugar el establecimiento de la hiperaridez en el Desierto de Atacama, otro tema muy controvertido es el “cómo” o “por qué”. Los dos factores involucrados más importantes son (1) el alzamiento de los Andes Centrales y (2) la temperatura del agua del Océano Pacífico. La mayoría de los estudios concuerdan que ambos factores son necesarios para causar y mantener el actual régimen hiperárido del Desierto de Atacama, pero la discusión surge por saber cuál fue el desencadenante y/o el más importante.

(1) Alzamiento de los Andes Centrales

El ~75% del alzamiento total de los Andes Centrales (Quade *et al.* 2015) se alcanzó en el Mioceno Medio (e.g., Farías *et al.* 2005; Jordan *et al.* 2010), lo que originó cambios muy notables

en los patrones de precipitación de Sudamérica (Ehlers y Poulsen 2009). La mayoría de trabajos que marcan el establecimiento de la hiperaridez en el Mioceno Medio – Superior consideran el alzamiento de los Andes Centrales como el factor desencadenante (e.g., Rech *et al.* 2010; Quade *et al.* 2017).

(2) Temperatura del agua del Océano Pacífico

El hecho de que el alzamiento de los Andes Centrales pueda ser el factor más importante en el establecimiento de la hiperaridez no concuerda con los estudios que fijan el comienzo de la hiperaridez en el Plioceno – Pleistoceno (e.g., Hartley 2003; de Wet *et al.* 2015; Evenstar *et al.* 2016) ni tampoco con los trabajos que proponen la alternancia de periodos hiperáridos y menos áridos desde el Mioceno hasta la actualidad (Sáez *et al.* 2012; Jordan *et al.* 2014; Evenstar *et al.* 2017). El factor más importante para estos estudios es la temperatura del agua del Océano Pacífico, la cual ha sufrido variaciones debido principalmente a los ciclos de expansión-contracción del hielo Antártico (e.g., Zachos *et al.* 2001; Haywood *et al.* 2008) y a los de intensificación-debilitamiento de la Corriente de Humboldt (e.g., Abe *et al.* 2006; Dekens *et al.* 2007).

A pesar de que conocer el “cómo” y el “por qué” no se encuentra entre los objetivos de este trabajo, la información paleoclimática obtenida podría tener cierto valor en esta discusión. La mayor conclusión paleoclimática obtenida en este trabajo consiste en la identificación de un episodio hiperárido regional alrededor del límite Mioceno Medio – Superior basado en el desarrollo de la yesicreta regional del Desierto de Atacama (YRA) y en los valores relativamente positivos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, especialmente de $\delta^{18}\text{O}$, obtenidos en esta yesicreta. A partir de ese momento, la preservación hasta la actualidad de la YRA, el quiebre o cambio a valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y la restricción de la sedimentación a cuencas endorreicas drenadas desde la Cordillera Occidental sugieren que la tendencia climática general ha sido hiperárida, pudiendo haber sufrido pequeños eventos menos áridos (Sáez *et al.* 2012; Jordan *et al.* 2014; Evenstar *et al.* 2017). Este escenario, junto con la falta de cambios significativos de las temperaturas del agua oceánica a los ~12 Ma (Zachos *et al.* 2001; Jordan *et al.* 2014), podría suponer que el alzamiento de los Andes Centrales haya sido el factor más importante para provocar el evento hiperárido regional registrado alrededor del límite Mioceno Medio – Superior y para mantener la tendencia general hiperárida hasta la actualidad. Los posibles periodos o pulsos menos áridos registrados tras dicho evento hiperárido regional sí que podrían deberse a variaciones en la temperatura del agua oceánica pero, teniendo en cuenta que los datos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ nunca vuelven a ser tan ligeros como en el caso de los valores “pre ~9,5 Ma”, estos eventos menos áridos continuarían habiendo sido más áridos en comparación con la etapa pre-Mioceno Medio.

Por lo tanto, la información obtenida en este trabajo propone que el evento hiperárido regional registrado alrededor del límite Mioceno Medio – Superior y la posterior tendencia general hiperárida habrían estado controlados principalmente por el alzamiento de los Andes Centrales en el Mioceno Medio, mientras que ciertas variaciones posteriores en la temperatura del agua del

Océano Pacífico habrían reforzado esta hiperaridez o habrían ocasionado pequeños eventos menos áridos (Sáez *et al.* 2012; Jordan *et al.* 2014; Evenstar *et al.* 2017).

4.2.4 Síntesis de la evolución paleoclimática

La correlación del registro sedimentario del Cenozoico en el antearco Andino y la interpretación de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en este trabajo y su comparación con otros adquiridos en otros estudios permiten discriminar varios eventos y/o periodo paleoclimático regional en el Desierto de Atacama, los cuales son muy similares a los propuestos en la síntesis de la evolución sedimentaria (apartado 4.1.3):

(1) Etapa pre-Mioceno Medio: Evolución paleoclimática indiferenciada

La historia paleoclimática pre-Mioceno Media es relativamente incierta. La variabilidad de *facies* sedimentarias observadas en el Norte de Chile, la falta de edades geocronológicas y las variaciones significativas en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ no permite identificar y constreñir en el tiempo eventos paleoclimáticos regionales o correlacionar algún periodo concreto con algún evento climático global. Al menos se podría señalar que, debido a la relativa abundancia de *facies* detríticas gruesas y a los valores relativamente negativos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (en comparación con los valores post-Mioceno), el periodo pre-Mioceno Medio era menos árido a nivel regional que la etapa post-Miocena. De hecho, existen pocos trabajos en la literatura que identifiquen algún periodo o evento climático en esta etapa. Por ejemplo, tan solo dos trabajos (Dunai *et al.* 2005; Evenstar *et al.* 2017; Fig. IV-7) que propongan que la hiperaridez comenzó en el Oligoceno Superior (~25 Ma), ya que el resto de estudios datan este cambio climático a partir del Mioceno Medio en adelante.

(2) Límite Mioceno Medio – Superior: Evento hiperárido regional

El desarrollo de la yesicreta regional (YRA) a los ~9,5 Ma (edad mínima) en varios sectores del Desierto de Atacama y los valores relativamente positivos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en esta yesicreta permiten identificar un notorio evento hiperárido regional. Teniendo en cuenta el tiempo necesario para lograr acumular tales espesores de sulfato para formar dicha yesicreta, este episodio hiperárido podría haber durado entre ~2 y 5 Ma (e.g., Ewing *et al.* 2006; Rech *et al.* 2006), por lo que este episodio hiperárido regional habría tenido lugar alrededor del límite Mioceno Medio – Superior (Fig. IV-7). Precisamente, la mayoría de trabajos proponen que el establecimiento de la hiperaridez en el Desierto de Atacama tuvo lugar en el Mioceno Medio – Superior (Fig. IV-7).

(3) Etapa post-Mioceno: Tendencia regional hiperárida

A partir de los ~9,5 Ma, la preservación hasta la actualidad de la YRA, el quiebre o cambio a valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y la restricción de la sedimentación casi únicamente a cuencas endorreicas drenadas desde la Cordillera Occidental (i.e., Cuenca de Calama y Salar de Atacama) sugieren que la tendencia climática general se ha mantenido como hiperárida. Sin

embargo, varios estudios proponen que el establecimiento de la hiperaridez tuvo lugar durante el límite Plioceno – Medio (e.g., Harley y Chong 2002; Evenstar *et al.* 2016; Fig. IV-7), pero por lo general estos trabajos basan sus conclusiones en, precisamente, el cese de la sedimentación lacustre en dichas cuencas drenadas desde la Cordillera Occidental, hecho que no es representativo en el resto del Desierto de Atacama.

El principal factor, pero no el único, causante del evento hiperárido regional y de la posterior tendencia hiperárida podría ser el alzamiento de los Andes Centrales durante el Mioceno Medio, mientras que ciertas variaciones posteriores en la temperatura del agua del Océano Pacífico habrían reforzado esta hiperaridez o habrían ocasionado pequeños eventos menos áridos (Fig. IV-7; Sáez *et al.* 2012; Jordan *et al.* 2014; Evenstar *et al.* 2017).

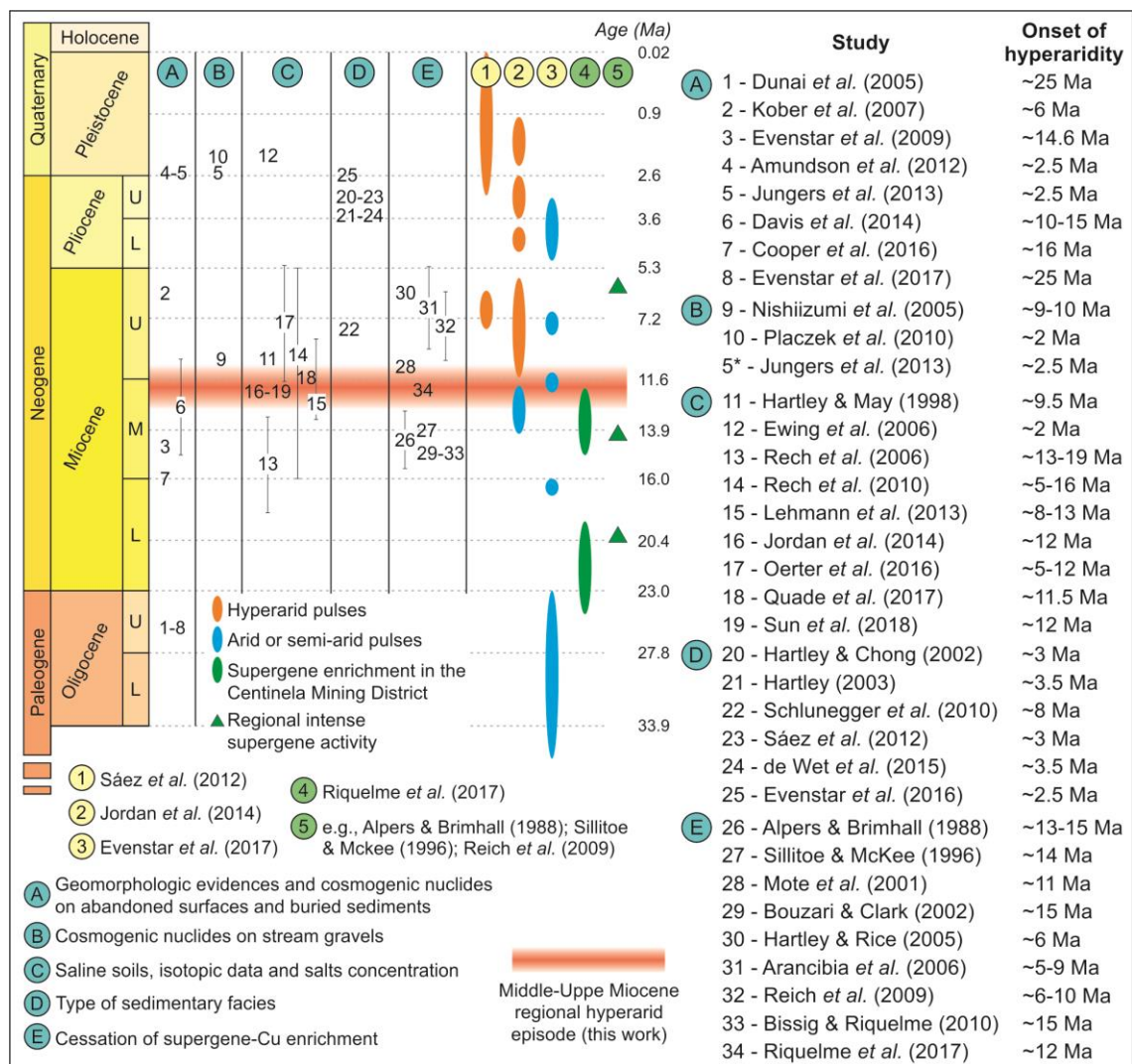


Figura IV-7. Recopilación de las diferentes edades propuestas mediante diferentes métodos para el establecimiento de la hiperaridez (A, B, C, D and E), periodos (1, 2 y 3) relativamente cortos hiperáridos (elipses naranjas) y semiáridos (elipses azules) y pulsos de enriquecimiento supergeno intenso en el Distrito Minero Centinela (4, elipses verdes) y a nivel regional en el Desierto de Atacama (5, triángulos verdes). La barra horizontal naranja marca el episodio hiperárido regional registrado alrededor del límite Mioceno Medio – Superior propuesto por este trabajo.

Figure IV-7. Summary of the different ages proposed for the onset of hyperarid conditions by different proxies (A, B, C, D and E), relatively short-lived hyperarid (orange ellipses) and semi-arid (blue ellipses) periods (1, 2 and 3) and pulses of supergene enrichment in the Centinela Mining District (4, green ellipses) and regional intense supergene activity in the Atacama Desert (5, green triangles). The horizontal orange bar marks the Middle – Upper Miocene hyperarid episode proposed in this work.

4.3 Rasgos paleoclimáticos relacionados con la mineralización de Cu-exótico

Una de las conclusiones obtenidas en el Capítulo III indicaba que la actuación de procesos de evapoconcentración de soluciones acuosas ricas en cobre puede resultar muy importante en la mineralización de Cu-exótico. Este hecho también puede ser muy relevante en la discusión paleoclimática del Desierto de Atacama.

Los depósitos de Cu-supérgeno y Cu-exótico han sido considerados como indicadores de condiciones climáticas relativamente húmedas (pero todavía áridas). Clark *et al.* (1990) propusieron una tasa de precipitación de 100 mm/a durante el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior que permitía la circulación de aguas meteóricas a través de la parte superior de pórfidos cupríferos expuestos, generando así el enriquecimiento supérgeno. Aunque esta tasa de precipitación es mucho mayor que la tasa actual de <5 mm/a registrada en el Desierto de Atacama (datos de la Dirección Meteorológica de Chile), continúa siendo una tasa de precipitación muy baja y característica de otros ambientes áridos. Por lo tanto, la cantidad de agua disponible debía de ser mínima con el fin de facilitar los procesos de evapoconcentración, pero suficientemente alta para permitir el enriquecimiento supérgeno y la removilización lateral de soluciones acuosas ricas en cobre. Este hecho sugiere que se requieren condiciones climáticas e hidrológicas muy específicas y restringidas para producir la mineralización de Cu-exótico.

Aunque la datación de la mineralización de ambos cuerpos de Cu-exótico de El Tesoro Central no es el objetivo de este trabajo, este yacimiento parece haberse formado en una ventana de tiempo compatible con los periodos de intensa mineralización supérgena registrados en el Desierto de Atacama y también de acuerdo a su historia paleoclimática. Riquelme *et al.* (2017) definen dos episodios de enriquecimiento supérgeno (i.e., 25-19 Ma y 15-12 Ma) en el Distrito Minero Centinela (Fig. IV-6, elipses verdes) que se solapan con los pulsos de ~20 Ma y ~14 Ma de intensa actividad supérgena regional (e.g. Sillitoe y McKee 1996; Fig. IV-6, triángulos verdes) y con los periodos relativamente húmedos (pero todavía áridos) a los 35-23 Ma (Evenstar *et al.* 2017) y 14-12 Ma (Jordan *et al.* 2014) ocurridos previamente al establecimiento de la hiperaridez en el Mioceno Medio – Superior en el Desierto de Atacama.

La mineralización “primaria” de Cu-exótico (principalmente crisocola) observada en los dos cuerpos mineralizados de El Tesoro Central puede relacionarse con estos dos episodios semi-áridos de intensa mineralización supérgena, mientras que la posterior etapa diagenética de mineralización (formación de atacamita y paratacamita) habría tenido lugar bajo condiciones más áridas, ya que estos minerales necesitan soluciones salinas y aislamiento de aguas meteóricas dulces para su formación y preservación (Cameron *et al.* 2007; Reich *et al.* 2008, 2009; Palacios *et al.* 2011).

4.4 Conclusiones

(1) Aportación del estudio

El presente trabajo describe e interpreta el registro sedimentario del Cenozoico de la Cuenca Quebrada El Profeta (~25°S) y del Distrito Minero Centinela (~23°S), ambos situados en la vertiente occidental de la Precordillera del antearco Andino del Norte de Chile. En ambos casos, se lleva a cabo una descripción estratigráfica, petrológica y mineralógica de detalle y se realizan análisis de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en depósitos carbonáticos con el fin de comprender la evolución paleoambiental de cada una de las zonas de estudio. Adicionalmente, en el Distrito Minero Centinela también se estudia el depósito de Cu-exótico El Tesoro Central, donde se llevan a cabo las metodologías anteriormente mencionadas para comprender la génesis del depósito mineralizado y su posible relación con el ambiente sedimentario y el clima. Todas estas conclusiones están incluidas en el Capítulo II (Cuenca Quebrada El Profeta) y en el Capítulo III (Distrito Minero Centinela). La comparación y correlación de los resultados obtenidos con otros estudios similares llevados a cabo en el Norte de Chile permite obtener una visión general de la evolución sedimentaria (conclusión 2) y paleoclimática (conclusión 3) del Cenozoico Superior del Desierto de Atacama.

(2) Evolución sedimentaria

Como en otros muchos casos descritos en la literatura, la sedimentación del Cenozoico del antearco Andino del Norte de Chile está controlada por la tectónica y el clima. En este caso, desde el Eoceno hasta la actualidad se distinguen dos grandes periodos: pre-Mioceno Medio y post-Mioceno. Durante la etapa pre-Mioceno Medio, la correlación estratigráfica resulta muy compleja debido a que diversos factores tectónicos, geomorfológicos y ambientales controlaban localmente la sedimentación en cada sector del Desierto de Atacama, que podía variar de abanicos aluviales dominados por procesos fluviales a abanicos dominados por flujos torrenciales tipo *debris/sheet flow* e, incluso, a sistemas lacustres/palustres y evaporíticos. Al final de este periodo, alrededor del límite Mioceno Medio – Superior, se reconocen grandes superficies de pedimentación y un nivel de yesicreta (YRA) que, en este caso, sí que pueden correlacionarse a nivel regional en gran parte del Desierto de Atacama. Ambos rasgos evidencian la influencia de un régimen tectónico relativamente inactivo y de una aridificación en el clima que, a escala regional, provocó el cese de la sedimentación. Durante la etapa post-Mioceno, la sedimentación se encuentra restringida a cuencas endorreicas y/o drenadas desde la Cordillera Occidental como la Cuenca de Calama o el Salar de Atacama, donde la sedimentación aluvial alterna con sistemas lacustres/palustres y evaporíticos. En sectores de la Depresión Central y de la Precordillera, como el Distrito Minero Centinela o la Cuenca Quebrada El Profeta, la sedimentación es muy escasa y esporádica, generalmente asociada a eventos torrenciales puntuales, lo que estaría relacionado al establecimiento de una tendencia climática general hiperárida.

(3) Evolución paleoclimática

La correlación regional del registro sedimentario del Cenozoico del Desierto de Atacama y la interpretación y comparación con otros estudios de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ permite definir, a grandes rasgos, dos periodos paleoclimáticos (pre-Mioceno Medio y post-Mioceno) delimitados por un evento hiperárido regional registrado alrededor del límite Mioceno Medio – Superior. En el periodo pre-Mioceno Medio, la historia paleoclimática es bastante incierta. La relativa abundancia de *facies* detríticas y los valores relativamente ligeros de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ sugiere que este periodo era menos árido la etapa post-Mioceno. Sin embargo, la ausencia de algún marcador sedimentario regional, la falta de suficientes edades radiométricas y las variaciones poco significativas de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ no permiten identificar y constreñir en el tiempo eventos paleoclimáticos regionales o correlacionar algún periodo concreto con algún evento climático global. Tras este periodo, se identifica un notorio evento hiperárido regional registrado alrededor del límite Mioceno Medio – Superior evidenciado por el desarrollo de la yesicreta regional (YRA) y por los valores relativamente positivos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en esta yesicreta. Durante la etapa post-Mioceno, la preservación hasta la actualidad de la YRA, el quiebre o cambio a valores pesados de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y la restricción de la sedimentación casi únicamente a cuencas endorreicas drenadas desde la Cordillera Occidental sugieren que la tendencia climática general se ha mantenido como hiperárida hasta la actualidad. El cambio a condiciones hiperáridas podría haberse debido principalmente al alzamiento de los Andes Centrales durante el Mioceno Medio, mientras que, desde entonces, ciertas variaciones en la temperatura del agua del Océano Pacífico podrían haber reforzado esta hiperaridez u ocasionado pequeños eventos menos áridos.

(4) Importancia del clima en la mineralización de Cu-exótico

Además de otros factores y condiciones mencionadas en las conclusiones del Capítulo III, las condiciones paleoclimáticas también fueron importantes en la mineralización de Cu-exótico. Este proceso de mineralización habría necesitado condiciones hidrológicas y climáticas muy particulares y restringidas, ya que debían de producirse tasas de precipitación de agua de lluvia suficientemente altas para generar el enriquecimiento supérgeno en la fuente y la posterior removilización lateral de las soluciones acuosas ricas en Cu, pero también debía de ser lo suficientemente bajas para permitir la evapoconcentración que originase la mineralización. La mineralización de Cu-exótico “primaria” (formación de crisocola principalmente) de ambos cuerpos mineralizados de El Tesoro Central puede asociarse a dos pulsos semiáridos regionales de intenso enriquecimiento supérgeno identificados en el Distrito Minero Centinela (~25-19 Ma y ~15-12 Ma) y en el Desierto de Atacama en general (~20 Ma y ~14 Ma), mientras que la posterior etapa diagenética de mineralización (atacamita y paratacamita formadas por la circulación de fluidos salinos) se habría producido con el establecimiento posterior de condiciones más áridas.

4.4(e) Conclusions

(1) Contribution of this study

This work describes and interprets the Cenozoic sedimentary record of the Quebrada El Profeta Basin (~25°S) and Centinela Mining District (~23°S), both located in the western slope of the Precordillera range within the Andean forearc of northern Chile. In both study cases, a detailed stratigraphic, petrologic and mineralogical description was carried out together with stable isotopes analyses ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) in carbonate-bearing deposits in order to comprehend the paleoenvironmental evolution of both study areas. Additionally, El Tesoro Central exotic-Cu deposit is also studied in the Centinela Mining District, where the same methods mentioned above were carried out to understand the genesis of the ore deposits and to define the possible role played by the sedimentary environment and the climate. All of these conclusions are included in the Chapter II (Quebrada El Profeta Basin) and Chapter III (Centinela Mining District). The comparison and correlation between the obtained results and other similar studies carried out in northern Chile provides a general view of the sedimentary (conclusion 2) and palaeoclimatic (conclusion 3) evolution of the Atacama Desert during the upper Cenozoic.

(2) Sedimentary evolution

As in many other cases described in the literature, the Cenozoic sedimentation in the Andean forearc of northern Chile is controlled by the tectonic and climate. In this case, two different stages are distinguished from the Eocene? to present-day: pre-Middle Miocene stage and post-Miocene stage. During the pre-Middle Miocene period, the stratigraphic correlation is very complex due to it was controlled by local tectonic, geomorphic and environmental factors in each sector of the Atacama Desert. The sedimentation generally occurred in alluvial fans dominated by fluvial processes or by debris/sheet flows and, to a lesser extent, within lacustrine/palustrine and evaporitic systems. At the end of this stage (Middle – Upper Miocene boundary), large pediment surfaces and a regional gypsum level (YRA) can be regionally correlated in many locations of the Atacama Desert. Both features evidence the influence of relatively tectonic quiescence and of a climatic aridification. During the post-Miocene stage, the sedimentation is restricted to endorheic basins drained from the Western Cordillera as the Salar de Atacama and Calama Basins, where the alluvial sedimentation alternates with lacustrine/palustrine and evaporitic systems. However, the sedimentation is scarce and sporadic and generally associated to episodic torrential events in the Central Depression and Precordillera as the Centinela Mining District and Quebrada El Profeta Basin.

(3) Palaeoclimatic evolution

The regional correlation of the Cenozoic sedimentary record of the Atacama Desert and the interpretation of the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values and their comparison with other studies broadly allow to distinguish two palaeoclimatic stages (pre-Middle Miocene and post-Miocene) delimited by a noticeable regional hyperarid event occurred in the Middle – Upper Miocene boundary. During the

pre-Middle Miocene stage, the palaeoclimatic history is uncertain. The abundance of detrital *facies* and the relatively light $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values suggest that this stage was less arid than the post-Miocene period. However, the lack of any regional sedimentary indicators and radiometric ages and the insignificant variations of the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values do not allow to identify and constrain regional palaeoclimatic events or to correlate any specific period with a global climatic episode. After this stage, it is registered a noticeable regional hyperarid event that occurred in the Middle – Upper Miocene boundary, which is evidenced by the development of the regional gypsum (YRA) and by the relatively heavy $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values obtained in this gypsum. During the post-Miocene stage, the preservation until present day of the YRA, the variation to positive $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values and the restriction of the sedimentation mainly to endorheic basins drained from the Western Cordillera suggest that a general hyperarid climatic trend has been maintained until the present day. The climatic change to hyperarid conditions could be caused by the uplift of the Central Andes during the Middle Miocene, whereas certain variations in the temperature of the Pacific Ocean water would have reinforced this hyperaridity or would have caused less arid short-lived events since the Middle Miocene.

(4) The importance of the climate in the exotic-Cu mineralization

Among other factors and conditions mentioned in the Chapter III, the palaeoclimate also played a role in the exotic-Cu mineralization. This process would have required very particular and restricted hydrologic and climatic conditions, i.e., precipitation rates that were relatively high to produce copper enrichment in the source and subsequent lateral remobilization of the Cu-bearing aqueous solutions, but also sufficiently low to permit evapoconcentration that originated the mineralization. The “primary” exotic-Cu mineralization (mostly chrysocolla formation) of both orebodies of El Tesoro Central can be related to two regional semiarid pulses of intense supergene mineralization which occurred at the Centinela Mining District (~25-19 Ma and ~15-12 Ma) and broadly in the Atacama Desert (~20 Ma and ~14 Ma), whereas the subsequent diagenetic stage (atacamite and paratacamite formed due to the circulation of saline fluids) would have occurred together with the later onset of more arid conditions.

- Abe C, Yamamoto M, Irino T (2006) Data report: organic carbon and biomarker variations, Sites 1237 and 1239. In Tiedemann R, Mix AC, Blum P, Ruddiman WF (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 202. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–14
- Abdul-Aziz H, Sanz-Rubio E, Calvo J, Hilgen FJ, Krijgsman W (2003) Paleoenvironmental reconstruction of a middle Miocene proximal alluvial fan to cyclic shallow lacustrine depositional system in the Calatayud Basin (NE Spain). *Sedimentology* 50:211–236
- Al Farraj A, Harvey AM (2005) Morphometry and depositional style of Late Pleistocene alluvial fans: Wadi Al-Bih, northern UAE and Oman. In Harvey AM, Mather AE, Stokes M (eds) *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*, Geological Society, London, Special Publication 251:85–94.
- Alexander GB, Heston WM, Iler RK (1954) The solubility of amorphous silica in water. *Journal of Physical Chemistry* 58:453–455
- Alfaro R, Wilke HG, González R, Peralta A, Martínez A (2015) Nuevos antecedentes acerca del ambiente de deposición de las rocas volcánicas triásicas de la Formación Cerro Guanaco (Precordillera de Antofagasta, Chile). En XIV Congreso Geológico de Chile, Actas. La Serena
- Allen PA, Allen JR (2013) *Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment*. John Wiley & Sons
- Allmendinger RW, Jordan TE, Kay SM, Isacks B (1997) The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the central Andes. *Annu Rev Earth Planet Sci* 25:139–174
- Alonso-Zarza AM (2003) Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Sci Review* 60:261-298
- Alonso-Zarza AM, Arenas C (2004) Cenozoic calcretes from the Teruel Graben, Spain: microstructure, stable isotope geochemistry and environmental significance. *Sedimentary Geology* 167(1-2):91-108
- Alonso-Zarza AM, Calvo JP (2000) Palustrine sedimentation in an episodically sub-siding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 160:1–21
- Alonso-Zarza AM, Calvo JP, García del Cura MA (1992) Palustrine sedimentation and associated features – grainification and pseudo-microkarst – in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sediment Geol* 76:43–61
- Alonso-Zarza AM, Meléndez A, Martín-García R, Herrero MJ, Martín-Pérez, A (2012) Discriminating between tectonism and climate signatures in palustrine deposits: lessons from the Miocene of the Teruel Graben, NE Spain. *Earth-Science Reviews* 113:141–160
- Alonso-Zarza AM, Wright VP (2010a) Palustrine carbonates. In Alonso-Zarza AM, Tanner L (eds) *Carbonates in Continental Settings. Facies, Environments and Processes*. *Developm Sedimentol* 61:103-131
- Alonso-Zarza AM, Wright VP (2010b) Calcretes. In Alonso-Zarza AM, Tanner L (eds) *Carbonates in Continental Settings. Facies, Environments and Processes*. *Developm Sedimentol* 61:225-267

Referencias

- Alonso-Zarza AM, Zhao Z, Song CH, Li JJ, Zhang J, Martín-Pérez A, Martín-García R, Wang XX, Zhang Y, Zhang MH (2009) Mudflat/distal fan and shallow lake sedimentation (upper Vallesian-Turolian) in the Tianshui Basin, Central China: evidence against the late Miocene eolian loess. *Sedimentary Geology* 222:42-51
- Alpers CN, Brimhall GH (1988) Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geol Soc Am Bull* 100:1640–1656
- Amilibia A, Sàbat F, McClay KR, Muñoz JA, Roca E, Chong G (2008) The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology* 30(12):1520-1539
- Amundson R, Dietrich W, Bellugi D, Ewing S, Nishiizumi K, Chong G, Owen J, Finkel R, Heimsath A, Stewart B (2012) Geomorphologic evidence for the late Pliocene onset of hyperaridity in the Atacama Desert. *Geol Soc Am Bull* 124(7-8):1048–1070
- Anderson JA (1982) Characteristics of leached capping and techniques of appraisal. In Titley SR (ed) *Advances in the Geology of Porphyry Copper Deposits, Southwest North America*. Tucson Univ Arizona Press, Tucson 245–287
- Arakel AV, Jacobson G, Salehi M, Hill CM (1989) Silicification of calcrete in palaeodrainage basins of the Australian arid zone. *Journal of the Geological Society of Australia* 36(1):73-89
- Arancibia G, Matthews SJ, De Arce CP (2006) K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in the Atacama Desert, Northern Chile: tectonic and climatic relation. *J Geol Soc London* 163:107–118
- Aravena R, Suzuki O, Pena H, Pollastri A, Fuenzalida H, Grilli A (1999) Isotopic composition and origin of the precipitation in Northern Chile. *Appl Geochem* 14:411-422
- Ardill J, Flint S, Chong G, Wilke H (1998) Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko basin, northern Chile. *Journal of the Geological Society* 155(1):71-88
- Aref MA (2003) Classification and depositional environments of Quaternary pedogenic gypsum crusts (gypcrete) from east of the Fayum Depression, Egypt. *Sedimentary Geology* 155(1-2):87-108
- Arenas C, Casanova J, Pardo G (1997) Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 128(1-4):133-155
- Arenas C, Pardo G (1999) Latest Oligocene–Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151(1-3):127-148
- Armenteros I, Bustillo, MA (1996) Sedimentología, paleoalteraciones y diagenesis en la unidad Carbonática de Cihuela (Eoceno superior de la cuenca de Almazán, Soria). *Geogaceta* 20:266–269
- Armenteros I, Hervalejo MV, Blanco JA (1990) The clayey ensemble and silicifications of the paraevaporitic marginal series of the south east of the Neogene Duero Basin; mineralogy and geochemistry of its evolution. *Chemical Geology* 84:194–197
- Armitage JJ, Duller RA, Whittaker AC, Allen PA (2011) Transformation of tectonic and climatic signals from source to sedimentary archive. *Nature Geoscience* 4(4):231
- Arriagada C, Roperch P, Mpodozis C, Cobbold PR (2008) Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics* 27(6)

- Arzani N (2005) The fluvial megafan of the Abarfoh Basin (central Iran): an example of flash-flood sedimentation in arid lands In Harvey AM, Mather AE, Stokes M (eds) Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics, Geological Society, London, Special Publication 251:41–59
- Ashley GM, de Wet CB, Dominguez-Rodrigo M, Karis AM, O'Reilly TM, Baluyot R (2014) Freshwater limestone in an arid rift basin: a goldilocks effect. *J Sediment Res* 84:988–1004
- Ball JW, Nordstrom DK (1991) User's manual for WATEQ4F with revised thermodynamic database and test cases for calculating speciation of major, trace, and redox elements in natural waters. USGS Open-File Report 91–183
- Bao R, Sáez A, Servant-Vildary S, Cabrera L (1999) Lake-level and salinity reconstruction from diatom analyses in Quillagua Formation (late Neogene, central Andean forearc, northern Chile). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153(1-4):309-335
- Barker SLL, Dipple GM, Dong F, Baer DS (2011) Use of laser spectroscopy to measure the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ compositions of carbonate minerals. *Anal Chem* 83:2220–2226
- Bascañán S, Arriagada C, Le Roux J, Deckart K (2016) Unraveling the Peruvian Phase of the Central Andes: stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22°30'–23°S), northern Chile. *Basin Research* 28(3):365-392
- Berger IA, Cooke RU (1997) The origin and distribution of salts on alluvial fans in the Atacama Desert, northern Chile. *Earth Surface Processes and Landforms* 22(6):581-600
- Bird MI, Andrew AS, Chivas AR, Lock DE (1989) An isotopic study of surficial alunite in Australia 1: hydrogen and sulphur isotopes. *Geochim Cosmochim Acta* 53:3223–3237
- Bish DL, Boak JM (2001) Clinoptilolite-heulandite nomenclature. *Reviews in mineralogy and geochemistry* 45(1):207-216
- Bissig T, Riquelme R (2009) Contrasting landscape evolution and development of supergene enrichment in the El Salvador porphyry Cu and Potrerillos-El Hueso Cu–Au districts, Northern Chile. In: Tittley S (ed) *Supergene Environments, Processes and Products*. Soc Econ Geol Spec Publ 14:59–68
- Bissig T, Riquelme R (2010) Andean uplift and climate evolution in the southern Atacama Desert deduced from geomorphology and supergene alunite-group minerals. *Earth Planet Sci Lett* 299:447–457
- Blanco N (2008) Estratigrafía y evolución tectono-sedimentaria de la cuenca cenozoica de Calama (Chile, 22°S). (M.S. Thesis), University of Barcelona 68 pp
- Blanco N, Mpodozis C, Gardeweg M, Jordan TE (2000) Sedimentación del Mioceno Superior–Plioceno en la cuenca del Salar de Atacama. *Estratigrafía de la Formación Vilama, II Región de Antofagasta*. Proc. IX Congr. Geol. Chileno 1:446–450
- Blanco N, Tomlinson AJ (2013) Carta Guatacondo, Región de Tarapacá: Santiago, Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Subdirección Nacional de Geología, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 15 109 pp, 1 map, scale 1:100.000
- Blanco N, Tomlinson AJ, Mpodozis C, Pérez de Arce C, Matthews Y (2003) Formación Calama, Eoceno, II Región de Antofagasta (Chile): Estratigrafía e Implicancias tectónicas. Congreso Geológico Chileno, No. 10, Actas Concepción
- Bohacs KM, Carrol AR, Neal JE, Mankiewicz PJ (2000) Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated-sequence-stratigraphic–geochemical framework. In Gierlowski-Kordesch

Referencias

- EH, Kelts KR (eds) Lake Basins through Space and Time, AAPG Studies in Geology, Tulsa, OK 46:3-34
- Bourne JA, Twidale CR (1998) Pediments and alluvial fans: genesis and relationships in the western piedmont of the Flinders Ranges, South Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 45(1):123-135
- Bouzari F, Clark AH (2002) Anatomy, evolution, and metallogenic significance of the supergene orebody of the Cerro Colorado porphyry copper deposit, I Region, northern Chile. *Econ Geol* 97:1701–1740
- Bowler JM, Teller JT (1986) Quaternary evaporites and hydrological changes, Lake Tyrrel, north-west Victoria. *Australian Journal of Earth Sciences* 33:43–63
- Breitkreuz C (1986) Das Paläozoikum in den Kordilleren Nordchiles (21°-25°S). *Geotektonische Forschungen*, Heft 70, 88 pp
- Bustillo MA (2010) Silicification of continental carbonates. In Alonso-Zarza AM, Tanner L (eds) *Carbonates in Continental Settings. Facies, Environments and Processes*. *Developments in Sedimentology* 62:153-178
- Bustillo MA, Alonso-Zarza AM (2007) Overlapping of pedogenesis and meteoric diagenesis in distal alluvial and shallow lacustrine deposits in the Madrid Miocene Basin, Spain. *Sediment Geol* 198:255-271
- Bustillo MA, Armenteros I, Huerta P (2017) Dolomitization, gypsum calcitization and silicification in carbonate–evaporite shallow lacustrine deposits. *Sedimentology* 64(4):1147-1172
- Bustillo MA, Bustillo M (2000) Miocene silcretes in argillaceous playa deposits, Madrid Basin, Spain: petrological and geochemical features. *Sedimentology* 47:1023–1039
- Calvo JP, Alonso-Zarza AM, García del Cura MA (1989) Models of marginal lacustrine sedimentation in response to varied source areas in the Madrid Basin (Central Spain). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 70:199-214
- Calvo JP, Jones BF, Bustillo M, Fort R, Zarza AA, Kendall C (1995) Sedimentology and geochemistry of carbonates from lacustrine sequences in the Madrid Basin, central Spain. *Chemical Geology* 123(1-4):173-191.
- Cameron EM, Leybourne MI, Palacios C (2007) Atacamite in the oxide zone of copper deposits in northern Chile: involvement of deep formation waters? *Miner Deposita* 42:205–218
- Campos E, Menzies AH, Hernandez V, Sola S, Barraza M, Riquelme R (2015) Understanding exotic-Cu mineralisation: Part I - Characterisation of chrysocolla. In 13th SGA Biennial meeting, Nancy, *Proceedings* 3:1153
- Camus F (2003) *Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile*. CODELCO-SERNAGEOMIN-Sociedad Geológica de Chile, Santiago de Chile, pp 1-267
- Carretier S, Tolorza V, Rodríguez MP, Aguila G, Martiond J, Riquelme R, Christophoul F, Charrier R, Gayer E, Farias M, Audin L, Lagane C (2014) Erosion in the Andes between 27S and 40S: Tectonic, climatic or geomorphic control? In Sepulveda SA, Giambiagi LB, Moreiras SM, Pinto L, Tunik M, Hoke GD, Farias M (eds) *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 399
- Carroll AR, Bohacs KM (1999) Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology* 27(2):99-102
- Casquet C, Hervé F, Pankhurst RJ, Baldo E, Calderón M, Fanning CM, Rapela CW, Dahlquist J (2014) The Mejillonia suspect terrane (Northern Chile): Late Triassic fast burial and metamorphism of

- sediments in a magmatic arc environment extending into the Early Jurassic. *Gondwana Res* 25:1272–1286
- Cecil CB (1990) Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. *Geology* 18(6):533-536
- Chadwick OA, Hendricks DM, Nettleton WD (1989) Silicification of Holocene soils in northern Monitor Valley, Nevada. *Soil Sci Soc Am J* 53:158-164
- Charrier R, Fariás M, MaksaeV V (2009) Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Rev Asoc Geol Argentina* 65:05-35
- Charrier R, Hérail G, Pinto L, García M, Riquelme R, Fariás M, Muñoz N (2013) Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution. *International Journal of Earth Sciences* 102(1):235-264
- Chavez WX (2000) Supergene oxidation of copper deposits: zoning and distribution of copper oxide minerals. *Soc Econ Geol Newsletter* 41:10-21
- Chen XY (1997) Pedogenic gypcrete formation in arid central Australia. *Geoderma* 77(1):39-61
- Chong G (1973) Reconocimiento Geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, provincia de Antofagasta. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología 1-284. Santiago
- Chong G (1988) The Cenozoic saline deposits of the Chilean Andes between 18 degrees and 27 degrees south latitude. In Bahlburg H, Breitreuz C, Giese P (eds) *The Southern Central Andes*. Springer Berlin Heidelberg, p. 137–151
- Clark AH, Mayer AES, Mortimer C, Sillitoe RH, Cooke RU, Snelling NJ (1967) Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile. *Nature* 215(5102):723
- Clark AH, Tosdal RM, Farrar E, Plazolles VA (1990) Geomorphologic environment and age of supergene enrichment of the Cuajone, Quellaveco, and Toquepala porphyry copper deposits, southeastern Peru. *Econ Geol* 85:1604-1628
- Clarke JD (2006) Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology* 73(1-2):101-114
- Colombo F (2005) Quaternary telescopic-like alluvial fans, Andean Ranges, Argentina. In Harvey AM, Mather AE, Stokes M (eds) *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*, Geological Society, London, Special Publication 251:69–84
- Cooper FJ, Adams BA, Blundy JD, Farley KA, McKeon RE, Ruggiero A (2016) Aridity-induced Miocene canyon incision in the Central Andes. *Geology* 44(8):675-678
- Cornejo P, Mpodozis C, Ramirez CF, Tomlinson AJ (1993) Estudio Geológico de la Región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat.S). Servicio Nacional de Geología y Minería-CODELCO, Informe Registrado IR-93-01, 12 cuadrángulos escala 1:50.000, 258 p. Santiago.
- Crane MJ, Sharpe JL, Williams P (2001) Formation of chrysocolla and secondary copper phosphates in the highly weathered supergene zones of some Australian deposits. *Rec Aust Mus* 53:49-56
- Dansgaard W (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16:436-468.
- Davis M, Matmon A, Placzek CJ, McIntosh W, Rood DH, Quade J (2014) Cosmogenic nuclides in buried sediments from the hyperarid Atacama Desert, Chile. *Quaternary Geochronology* 19:117-126

Referencias

- Davis WM (1905) The geographical cycle in an arid climate. *The Journal of Geology* 13(5):381-407
- Dean WE, Fouch TD (1983) Lacustrine environment. In *Carbonate depositional environments*. The American Association of Petroleum Geologists 33:97-130
- Dekens PS, Ravelo AC, McCarthy MD (2007) Warm upwelling regions in the Pliocene warm period. *Palaeogeography* 22:3211
- de Silva SL (1989) Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21°30'S to 23°30'S portion of the Central Andes of northern Chile. *J Volcanol Geotherm Res* 37:93-131
- de Wet CB, Godfrey L, de Wet AP (2015) Sedimentology and stable isotopes from a lacustrine-to-palustrine limestone deposited in an arid setting, climatic and tectonic factors: Miocene-Pliocene Opache Formation, Atacama Desert, Chile. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 426:46-67
- de Wet CB, Yocum DA, Mora CI (1998) Carbonate lakes in closed basins: sensitive indicators of climate and tectonics; an example from the Gettysburg Basin (Triassic), Pennsylvania, USA. In Shanley K, McCabe P (eds) *Relative Role of Eustacy, Climate and Tectonism in Continental Rocks*. SEPM Spec Pub 59:191-209
- Deocampo (2010) The geochemistry of continental carbonates. In Alonso-Zarza AM, Tanner L (eds) *Carbonates in Continental Settings. Facies, Environments and Processes*. *Developm Sedimentol* 62:1-59
- Dilles JH, Tomlinson AJ, García M, Alcota H (2011) The geology of the Fortuna Granodiorite Complex, Chuquicamata district, Northern Chile: relation to porphyry copper deposits. *Let's Talk Ore Deposits vols I-II*:398-400
- Dohrenwend JC, Parsons AJ (2009) Pediments in arid environments. In Parsons AJ, Abrahams AD (eds) *Geomorphology of desert environments*. Springer, Dordrecht, pp. 377-411
- Dold B (2006) Geochemical modelling of the exotic mineralization of the Exotica deposit at Chuquicamata, Chile. 11th Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, *Proceedings* 2:247-250
- Drake NA, Eckardt FD, White K (2004) Sources of sulphur in gypsiferous sediments and crusts and pathways of gypsum redistribution in southern Tunisia. *Earth Surface Processes and Landforms* 29(12):1459-1471
- Drever I (1988) *The Geochemistry of Natural Waters*. Prentice Hall, New Jersey
- Dunagan SP, Driese SG (1999) Control of terrestrial stabilization on Late Devonian palustrine carbonate deposition: Catskill Magnafacies, New York, USA. *Journal of Sedimentary Research* 69(3)
- Dunagan SP, Turner CE (2004) Regional paleohydrologic and paleoclimatic settings of wetland/lacustrine depositional systems in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. *Sedimentary Geology* 167(3-4):269-296
- Dunai TJ, González G, Juez-Larré J (2005) Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* 33:321-324
- Eckardt FD, Drake N, Goudie AS, White K, Viles H (2001) The role of playas in pedogenic gypsum crust formation in the Central Namib Desert: a theoretical model. *Earth Surface Processes and Landforms* 26(11):1177-1193
- Ehlers TA, Poulsen CJ (2009) Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates. *Earth and Planetary Science Letters* 281(3-4):238-248
- Ericksen GE (1981) *Geology and origin of the Chilean nitrate deposits*: U.S. Geological Survey Professional Paper 1188 37 pp

- Espinoza F, Matthews S, Cornejo P, Venegas C (2011) Carta Catalina, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica 129:65 pp, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago
- Espinoza F, Mathews S, Cornejo P, Venegas C (2012) Carta Los Vientos, Región de Antofagasta. Servicio Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago
- Evenstar LA, Hartley AJ, Archer SG, Neilson JE (2016) Climatic and halokinetic controls on alluvial-lacustrine sedimentation during compressional deformation, Andean forearc, northern Chile. *Basin Res* 28:634-657
- Evenstar LA, Hartley AJ, Stuart FM, Mather AE, Rice CM, Chong G (2009) Multiphase development of the Atacama Planation Surface recorded by cosmogenic ^3He exposure ages: Implications for uplift and Cenozoic climate change in western South America. *Geology* 37(1):27-30
- Evenstar LA, Mather AE, Hartley AJ, Stuart FM, Sparks RSJ, Cooper, FJ (2017) Geomorphology on geologic timescales: Evolution of the late Cenozoic Pacific paleosurface in Northern Chile and Southern Peru. *Earth-Sci Rev* 169
- Ewing SA, Sutter B, Owen J, Nishiizumi K, Sharp W, Cliff SS, Perry K, Dietrich W, McKay CP, Amundson R (2006) A threshold in soil formation at Earth's arid-hyperarid transition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70(21):5293-5322
- Fam R (1979) Mineralization de cobre del tipo "exotico" en el norte de Chile. 2nd Congreso Geológico Chileno, Arica, Proceedings 2:235-263
- Farías M, Charrier R, Comte D, Martinod J, Hérail G (2005) Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30' S). *Tectonics* 24(4)
- Fernández-Mort A, Riquelme R, Alonso-Zarza AM, Campos E., Bissig T, Mpodozis C, Carretier S, Herrera C, Tapia M, Pizarro H, Muñoz S. (2018) A genetic model based on evapoconcentration for sediment-hosted exotic-Cu mineralization in arid environments: the case of the El Tesoro Central copper deposit, Atacama Desert, Chile. *Mineral Deposita* 53(6):775-795
- Freytet P (1984) Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émerision et pédogénèse: Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques: *Bulletin Centres Rechercher Exploration-Production Elf-Aquitaine* 8(1):223-246
- Freytet P, Plaziat JC (1982) Continental carbonate sedimentation and pedogenesis-Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. *Contributions to Sedimentology* 12. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 213 pp
- Freytet P, Verrecchia EP (2002) Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology* 27(2):221-237
- Gaines RV, Skinner HCW, Foord EE, Mason B, Rosenzweig, A (1997) *Dana's New Mineralogy*, 8th edition, John Wiley, New York
- García F (1967) Geología del Norte Grande de Chile. In *Simposium sobre el Geosinclinal Andino*. Sociedad Geológica de Chile, Publicación 3:128
- García M, Hérail G (2005) Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile. *Geomorphology* 65(3-4):279-300

Referencias

- Gardner TW, Webb J, Davis AG, Cassel EJ, Pezzia C, Merritts DJ, Smith B (2006) Late Pleistocene landscape response to climate change: eolian and alluvial fan deposition, Cape Liptrap, southeastern Australia. *Quaternary Science Reviews* 25(13-14):1552-1569
- Garreaud RD, Molina A, Farias M (2010) Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. *Earth and Planetary Science Letters* 292(1-2):39-50
- Garzzone CN, Hoke GD, Libarkin JC, Whithers S, MacFadden B, Eiler J, Ghosh P, Mulch A (2008) Rise of the Andes. *Science* 320:1304–1307
- Garzzone CN, Molnar P, Libarkin JC, MacFadden BJ (2006) Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 241(3-4):543-556
- Gayo EM, Latorre C, Jordan TE, Nester PL, Estay SA, Ojeda KF, Santoro CM (2012) Late Quaternary hydrological and ecological changes in the hyperarid core of the northern Atacama Desert (~ 21 S). *Earth-Science Reviews* 113(3-4):120-140
- Ghosh P, Garzzone CN, Eiler JM (2006) Rapid uplift of the Altiplano revealed through ^{13}C - ^{18}O bonds in paleosol carbonates. *Science* 311(5760):511-515
- Gibert L, Ortí F, Rosell L (2007) Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin (Betic Chain, SE Spain). *Sedimentary Geology* 200(1-2):89-116
- Gierlowski-Kordesch EH (2010) Lacustrine carbonates. In Alonso-Zarza AM, Tanner L (eds) *Carbonates in Continental Settings. Facies, Environments and Processes*. *Developments in Sedimentology* 61:1-101
- González R, Wilke GH, Menzies AH, Riquelme R, Herrera C, Matthews S, Espinoza F, Cornejo P (2015) Carta Sierra de Varas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 178, 1 mapa escala 1:100.000
- Goudie AS (1973) *Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes*. Clarendon, Oxford 174 pp
- Goudie AS (2009) Global deserts and their geomorphological diversity. In Parsons AJ, Abrahams AD (eds) *Geomorphology of desert environments* 9-20. Springer, Dordrecht
- Hardie LA, Smoot JP, Eugster HP, Matter A, Tucke, ME (1978) Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. *Modern and ancient lake sediments* 2:7-41
- Hartley AJ (2003) Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society* 160(1):7-10
- Hartley AJ (2007) Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile: comment. *Geology* e120–e121
- Hartley AJ, Chong G (2002) Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology* 30(1):43-46
- Hartley AJ, Chong G, Houston J, Mather AE (2005) 150 million years of climatic stability: evidence from the Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society* 162(3):421-424
- Hartley AJ, Evenstar L (2010) Cenozoic stratigraphic development in the north Chilean forearc: Implications for basin development and uplift history of the Central Andean margin. *Tectonophysics* 495(1-2):67-77
- Hartley AJ, May G (1998) Miocene gypcretes from the Calama Basin, northern Chile. *Sedimentology* 45(2):351-364
- Hartley AJ, May G, Chong G, Turner P, Kape SJ, Jolley EJ (2000) Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology* 28(4):331-334

- Hartley AJ, Rice CM (2005) Controls on supergene enrichment of porphyry copper deposits in the Central Andes: a review and discussion. *Miner Deposita* 40:515–525
- Harvey A (2011) Dryland alluvial fans. In Thomas DSG (ed) *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*, 3rd ed, Wiley, p. 333-371
- Harvey AM (2002) The relationships between alluvial fans and fan channels within Mediterranean mountain fluvial systems. In Bull L, Kirkby MJ (eds) *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels*, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, pp. 205–226
- Haug EW, Kraal ER, Sewall JO, Van Dijk M, Chong G (2010) Climatic and geomorphic interactions on alluvial fans in the Atacama Desert, Chile. *Geomorphology* 121(3-4):184-196
- Haywood AM, Smellie JL, Ashworth AC, Cantrill DJ, Florindo F, Hambrey MJ, Hill D, Hillenbrand C, Hunter SJ, Larter RD, Lear CH, Passchier S, van de Wal R (2008) Middle Miocene to Pliocene History of Antarctica and the Southern Ocean. *Developments in Earth & Environmental Sciences* 8:401–463
- Hoefs (2008) *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, Berlin
- Houston J, Hartley AJ (2003) The Central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *Int J Climatol* 23(12):1453–1464
- Huerta P, Armenteros I, Recio C, Blanco JA (2010) Palaeogroundwater evolution in playa–lake environments: Sedimentary facies and stable isotope record (Palaeogene, Almazán basin, Spain). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 286(3-4):135-148
- Ibaraki M (2001) Neogene planktonic Foraminifera of the Caleta Herradura de Mejillones section in northern Chile; biostratigraphy and paleoceanographic implications. *Micropaleontology* 47(3):257-267
- Jacobson G, Arakel AV, Yijian C (1988) The central Australian groundwater discharge zone: Evolution of associated calcrete and gypcrete deposits. *Australian Journal of Earth Sciences* 35(4):549-565
- Jordan TE, Kirk-Lawlor NE, Blanco NP, Rech JA, Cosentino NJ (2014) Landscape modification in response to repeated onset of hyperarid paleoclimate states since 14 Ma, Atacama Desert, Chile. *Geol Soc Am Bull* 126(7–8):1016–1046
- Jordan TE, Mpodozis C, Munoz N, Blanco N, Pananont P, Gardeweg M (2007) Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 23(2-3):122-146.
- Jordan TE, Nester PL, Blanco N, Hoke GD, Dávila F, Tomlinson AJ (2010) Uplift of the Altiplano-Puna plateau: A view from the west. *Tectonics* 29(5)
- Jungers MC, Heimsath AM, Amundson R, Balco G, Shuster D, Chong G (2013) Active erosion–deposition cycles in the hyperarid Atacama Desert of Northern Chile. *Earth and Planetary Science Letters* 371:125-133
- Kape SJ (1996) *Basin Analysis of the Oligo–Miocene Salar de Atacama, Northern Chile*. Ph.D.Thesis, (Unpublished) University of Birmingham, UK, 253 pp
- Kay SM, Godoy E, Kurtz A (2005) Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117(1-2):67-88
- Khalaf FI, Al-Zamel A, Gharib I (2014) Petrography and genesis of Quaternary coastal gypcrete in North Kuwait, Arabian Gulf. *Geoderma* 226:223-230
- Kim ST, O'Neil JR (1997) Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochim Cosmochim Acta* 61:3461-3475

Referencias

- Kober F, Ivy-Ochs S, Schlunegger F, Baur H, Kubik PW, Wieler R (2007) Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. *Geomorphology* 83(1-2):97-120
- Kocurek G, Hunter RE (1986) Origin of polygonal fractures in sand, uppermost Navajo and Page sandstones, Page, Arizona. *Journal of Sedimentary Research* 56(6)
- Langmuir D (1997) *Aqueous Environmental Geochemistry*. Prentice Hall, New Jersey
- Latorre C, Betancourt JL, Arroyo MKT (2006) Late Quaternary vegetation and climate history of a perennial river canyon in the Río Salado basin (22°S) of Northern Chile. *Quaternary Research* 65:450–466
- Laronne JB, Reid I (1993) Very high rates of bedload sediment transport by ephemeral desert rivers. *Nature* 366:148–150
- Lehmann SB (2013) Climatic and tectonic implications of a mid-Miocene landscape: Examination of the Tarapacá pediplain, Atacama Desert, Chile (M.S. thesis), Oxford, Ohio, Miami University, 120 pp
- Lis G, Wassenaar LI, Hendry MJ (2008) High-precision laser spectroscopy D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ measurements of microliter natural water samples. *Anal Chem* 80:287–293
- Loveless JP, Hoke GD, Allmendinger RW, González G, Isacks BL, Carrizo DA (2005) Pervasive cracking of the northern Chilean Coastal Cordillera: New evidence for forearc extension. *Geology* 33(12):973-976
- Machette MN (1985) Calcific soils of the southwestern United States. *Soils and Quaternary geology of the southwestern United States: Geological Society of America Special Paper* 203:1-21
- Mack GH, Cole DR, Treviño L (2000) The distribution and discrimination of shallow, authigenic carbonate in the Pliocene–Pleistocene Palomas Basin, southern Rio Grande rift. *GSA Bulletin* 112(5):643-656
- Mack GH, James WC (1992) Calcic paleosols of the Plio-Pleistocene Camp Rice and Palomas Formations, southern Rio Grande rift, USA. *Sedimentary Geology* 77(1-2):89-109
- Mack GH, James WC, Monger HC (1993) Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin* 105:129–136
- Maksaev V, Zentilli, M (1999) Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology* 8(1-2):65-90
- Mann AW, Horwitz RC (1979) Groundwater calcrete deposits in Australia some observations from Western Australia. *Journal of the Geological Society of Australia* 26(5-6):293-303
- Marinovic N, Lahsen, A (1984) Carta Geológica de Chile 1:250,000 Hoja Calama, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago de Chile, Chile 1-150
- Marinovic N, Smoje I, Hervé M, Mpodozis C (1995) Hoja Aguas Blancas. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 70, 150 pp, 1 mapa escala 1:250.000. Santiago
- Mather AE, Hartley A (2005) Flow events on a hyper-arid alluvial fan: Quebrada Tambores, Salar de Atacama, northern Chile. *Geological Society, London, Special Publications* 251(1):9-24
- May G (1997) Oligocene to recent evolution of the Calama Basin, Northern Chile. Thesis, University of Aberdeen (unpubl.), 274 pp
- May G, Hartley AJ, Chong G, Stuart FM, Turner P, Kape SJ (2005) Eocene to Pleistocene lithostratigraphy, chronostratigraphy and tectono-sedimentary evolution of the Calama Basin, northern Chile. *Rev. Geol. Chile* 32:33–58

- May G, Hartley AJ, Stuart FM, Chong G (1999) Tectonic signatures in arid continental basins: an example from the Upper Miocene–Pleistocene, Calama Basin, Andean forearc, northern Chile. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 151:55–77
- McCrea JM (1950) On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J Chem Phys* 18:849–857
- McFadden LD, Wells SG, Dohrenwend JC (1986) Influences of Quaternary climatic changes on processes of soil development on desert loess deposits of the Cima volcanic field, California. *Catena* 13:361–389
- McKay CP, Friedmann EI, Gómez-Silva B, Cáceres-Villanueva L, Andersen DT, Landheim R (2003) Temperature and moisture conditions for life in the extreme arid region of the Atacama Desert: four years of observations including the El Niño of 1997–1998. *Astrobiology* 3(2):393–406
- Meléndez N, Liesa CL, Soria AR, Meléndez A (2009) Lacustrine system evolution during early rifting: El Castellar Formation (Galve sub-basin, Central Iberian Chain). *Sedimentary Geology* 222:64–77
- Miall AD (1996) *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer, Berlin
- Miall AD (2010) Alluvial deposits. In Dalrymple RW, James NP (eds) *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, p. 105–137
- Milliken KL (1979) The silicified evaporite syndrome – two aspects of silicification of former evaporite nodules from southern Kentucky and Northern Tennessee. *J Sediment Petrol* 49:245–256
- Milnes A, Thiry M (1992) Silcretes. In Martini IP, Chesworth W (eds) *Weathering, Soils and Paleosols. Developments in Earth Surface Processes 2*. Elsevier, Amsterdam 349–377
- Moghiseh E, Heidari A (2012) Polygenetic saline gypsiferous soils of the Bam region, Southeast Iran: *Journal of Soil Science and Plant Nutrition* 12: 729–746
- Moore JM, Howard AD (2005) Large alluvial fans on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets* 110(E4)
- Mora R, Artal J, Brockway H, Martínez E, Muhr R (2004) El Tesoro exotic copper deposit, Antofagasta Region, Northern Chile. In Sillitoe RH, Perelló J, Vidal CE (eds) *Andean Metallogeny: New Discoveries, Concepts, and Update*. *Soc Econ Geol Spec Publ* 11:187–197
- Morgan AM, Howard AD, Hopley DE, Moore JM, Dietrich WE., Williams RM, Burr DM, Grant JA, Wilson SA, Matsubara Y (2014) Sedimentology and climatic environment of alluvial fans in the martian Saheki crater and a comparison with terrestrial fans in the Atacama Desert. *Icarus* 229:131–156
- Mortimer C (1973) The Cenozoic history of the southern Atacama desert, Chile. *Journal of the Geological Society* 129(5):505–526
- Mortimer C (1980) Drainage evolution of the Atacama Desert of northernmost Chile. *Rev Geol Chile* 11:3–28.
- Mote TI, Becker TA, Renne P, Brimhall GH (2001) Chronology of exotic mineralization at El Salvador, Chile, by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of copper wad and supergene alunite. *Econ Geol* 96:351–366
- Mpodozis C, Cornejo P (2012) Cenozoic tectonics and porphyry copper systems of the Chilean Andes. In Hedenquist JW, Harris M, Camus F (eds) *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe*. *Soc Econ Geol Spec Publ* 16:329–360

Referencias

- Mpodozis C, Marinovic C, Smoje I (1993) Estudio geológico estructural de la Cordillera de Domeyko entre Sierra Limón Verde y Sierra Mariposas Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago de Chile, Chile, IR 93-04
- Mpodozis C, Ramos V (1989) The Andes of Chile and Argentina. In Ericksen G, Cañas-Pinochet M, Reinemund J (eds) *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series 11:59–90
- Mpodozis C, Arriagada C, Basso M, Roperch P, Cobbold P, Reich M (2005) Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics* 399(1-4):125-154
- Münchmeyer C (1996) Exotic deposits: products of lateral migration of supergene solutions from porphyry copper deposits. In Camus F, Sillitoe RH, Petersen R (eds) *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization Styles and Metallogeny*. *Soc Econ Geol Spec Publ* 5:43-58
- Muñoz S (2014) Análisis de facies, paleosuelos, y establecimiento de la evolución paleoambiental y paleoclimática, de los depósitos aluvio-fluviales Cenozoicos de la Cuenca El Tesoro, Región de Antofagasta. Memoria de Título (Inédito), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas, 140 pp
- Nalpas T, Dabard MP, Ruffet G, Vernon A, Mpodozis C, Loi A, Hérail G (2008) Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales–Chanaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control? *Tectonophysics* 459:161-173
- Naranjo J, Puig A (1984) Hojas Taltal y Chañaral, regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. 62-63: 140 pp, 1 mapa escala 1:250.000
- Naranjo JA, Paskoff R, Ramírez CF (1994) Morphostratigraphic evolution of the northwestern margin of the Salar de Atacama basin (23°S–68°W). *Revista Geológica de Chile* 21:91–103
- Nash DJ (2011) Desert crusts and rock varnish. In Thomas DS (ed) *Arid zone geomorphology: process, form and change in drylands*. John Wiley & Sons 8:131-180
- Nash DJ, Hopkinson L (2004) A reconnaissance Laser Raman and Fourier Transform Infrared survey of silcretes from the Kalahari Desert, Botswana. *Earth Surf Proc Land* 29:1541-1558
- Nash DJ, Ulliyott JS (2007) Silcrete. In Nash DJ, McLaren SJ (eds) *Geochemical Sediments and Landscapes*. U.K., Blackwell, Oxford 95-148
- Nelson M, Kyser K, Clark A, Oates C (2007) Carbon isotope evidence for microbial involvement in exotic copper silicate mineralization, Huiniquintipa and Mina Sur, northern Chile. *Econ Geol* 102:1311-1320
- Nester PL, Jordan TE (2012) The Pampa del Tamarugal forearc basin in northern Chile: The interaction of tectonics and climate. In Busby C, Azor A (eds) *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Oxford, UK, Blackwell Publishing Ltd, 369–381
- Nester PL, Gayó E, Latorre C, Jordan TE, Blanco N (2007) Perennial stream discharge in the hyperarid Atacama Desert of northern Chile during the latest Pleistocene: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 104:19,724–19,729
- Netterberg F (1969) The interpretation of some basic calcrete types. *The South African Archaeological Bulletin* 24(95-96):117-122
- Newberg DW (1967) Geochemical implications of chrysocolla-bearing alluvial gravels. *Econ Geol* 62:932-956

- Newton MS (1994) Holocene fluctuations of Mono Lake, California: the sedimentary record. In Renaut RW, Last WM (eds) *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes*. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, 143–157
- Nichols G (2009) *Sedimentology and Stratigraphy*. John Wiley & Sons
- Nickel E (1983) Environmental significance of freshwater oncoids, Eocene Guarga Formation, Southern Pyrenees, Spain. In Peryt T (ed) *Coated Grains*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 308–329
- Niemeyer H, Urrutia C (2009) Transcurrencia a lo largo de la falla sierra de Varas (sistema de fallas de la Cordillera de Domeyko), norte de Chile. *Revista Geológica de Chile* 36(1):37-49
- Nishiizumi K, Caffee MW, Finkel RC, Brimhall G, Mote T (2005) Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama Desert of northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating: *Earth and Planetary Science Letters* 237:499–507
- Noble SR, Aspden JA, Jemielita R (1997) Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador. *Geological Society of America Bulletin* 109(7):789-798
- Noh JH, Boles JR (1993) Origin of zeolite cements in the Miocene sandstones, North Tejon oil fields, California. *Journal of Sedimentary Research* 63(2):248-260
- Oerter E, Amundson R, Heimsath A, Jungers M, Chong G, Renne P (2016) Early to Middle Miocene climate in the Atacama Desert of Northern Chile. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 441:890-900
- Parkhurst DL, Appelo CAJ (1999) User's guide to PHREEQC (Version 2): a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *Water-Resources Investigations, US Geol Surv Rept WRI 99-4259*
- Palacios C, Rouxel O, Reich, M, Cameron EM, Leybourne MI (2011) Pleistocene recycling of copper at a porphyry system, Atacama Desert, Chile: Cu isotope evidence. *Miner Deposita* 46:1-7.
- Pardo-Casas F, Molnar P (1987) Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6:233–248
- Peralta A (2015) Estilo y evolución de la deformación de la deformación en rocas de la Formación Profeta, entre el portezuelo de la Sal y los 25° de latitud Sur, Cordillera de Domeyko,, II Región. Memoria de Título (Inédito), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas, 246 pp
- Perelló J, Brockway H, Martini R (2004) Discovery and geology of the Esperanza Cu-Au deposit, Antofagasta region, Northern Chile. In Sillitoe RH, Perelló J, Vidal CE (eds) *Andean Metallogeny: New Discoveries, Concepts, and Update*. *Soc Econ Geol Spec Publ* 11:167–186
- Perelló J, Muhr R, Mora R, Martínez E, Brockway H, Swaneck T, Artal J, Mpodozis C, Münchmeyer C, Clifford J, Acuña E, Valenzuela D, Argandoña R (2010) Wealth creation through exploration in a mature terrain: The case history of the Centinela District, northern Chile porphyry copper belt. In Goldfarb RJ, Marsh EE, Monecke T (eds) *The Challenge of Finding New Mineral Resources: Global Metallogeny, Innovative Exploration, and New Discoveries*. *Soc Econ Geol Spec Publ* 15:229- 252
- Peterson MNA, Van Der Borch CC (1965) Chert: modern inorganic deposition in a carbonate-precipitating locality. *Science* 149:1501–1503
- Phillips SE, Self PG (1987) Morphology, crystallography and origin of needle-fibre calcite in Quaternary pedogenic carbonates of South Australia. *Australian Journal Soil Research* 25, 429–444
- Pietras JT, Carrol AR (2006) High-resolution stratigraphy of an underfilled lake basin: Wilkins Peak Member, Eocene Green River Formation, Wyoming, U.S.A. *J Sediment Research* 76:1197-1214

Referencias

- Pimentel NL, Wright VP, Azevedo TM (1996) Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of Portugal. *Sedimentary Geology* 105:1–10
- Pinto L, Hérail G, Charrier R (2004) Syntectonic sedimentation associated with Neogene structures in the Precordillera of Moquella Zone, Tarapacá (19°15'S, northern Chile). *Revista Geológica de Chile* 31:19–44
- Pincheira M, Dagnino A, Kelm U, Helle S (2003) “Copper pitch y copper wad”: Contraste entre las fases presentes en las cabezas y en los rípios en pruebas de lixiviación de materiales de Mina Sur, Chuquicamata. Abstr, X Congreso Geológico Chileno, Concepción
- Pinget MC, Dold B, Zentilli M, Fontboté, L (2015) Reported supergene sphalerite rims at the Chuquicamata porphyry deposit (Northern Chile) revisited: Evidence for a hypogene origin. *Econ Geol* 110:253–262
- Pizarro H, Campos E, Rousse S, Riquelme R, González R, Fernández-Mort A (2016) Link between paleo-climatic conditions and sedimentary environment in the Atacama Desert (Northern Chile) as registered by the magnetic signatures of coarse-grained sediments matrixes. Abstr, 32nd IAS Meeting of Sedimentology, Marrakech
- Placzek CJ, Matmon A, Granger DE, Quade J, Niedermann S (2010) Evidence for active landscape evolution in the hyperarid Atacama from multiple terrestrial cosmogenic nuclides: Earth and Planetary Science Letters 295:12–20
- Platt NH (1989) Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology* 36(4):665–684
- Prellwitz JS (2007) A characterization of hyper-arid nitrate soils in the Baquedano Valley of the Atacama Desert, northern Chile (M.S. thesis) Oxford, Ohio, Miami University, 49 pp
- Quade J, Chivas AR, McCulloch MT (1995) Strontium and carbon isotope tracers and the origins of soil carbonate in South Australia and Victoria. *Palaeogeog Palaeoclimatol Palaeoecol* 113:103–117
- Quade J, Dettinger M, DeCelles P, Carrapa B, Huntington K, Murray K (2015) The growth of the Central Andes 22–26°S. In DeCelles PG, Ducea M, Kapp P, Carrapa B (eds) *The Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. *Geol. Soc. Am. Mem.* 212pp. 277–308
- Quade J, Rasbury ET, Huntington KW, Hudson AM, Vonhof H, Anchukaitis K, Betancourt J, Latorre C, Pepper M (2017) Isotopic characterization of late Neogene travertine deposits at Barrancas Blancas in the eastern Atacama Desert, Chile. *Chemical Geology* 466:41–56
- Quang CX, Clark AH, Lee JK, Hawkes N (2005) Response of supergene processes to episodic Cenozoic uplift, pediment erosion, and ignimbrite eruption in the porphyry copper province of southern Peru. *Economic Geology* 100(1):87–114
- Rech JA, Quade J, Betancourt JL (2002) Late Quaternary paleohydrology of the central Atacama Desert (lat 22°–24°S), Chile: *Geological Society of America Bulletin* 114:334–348
- Rech JA, Quade J, Hart WS (2003) Isotopic evidence for the origin of Ca and S in soil gypsum, anhydrite, and calcite in the Atacama Desert, Chile: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67:575–586
- Rech JA, Currie BS, Michalski G, Cowan AM (2007) Reply: Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology* 34:761–764

- Rech JA, Currie BS, Michalski G, Cowan AM (2006) Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology* 34:761–764
- Rech JA, Currie BS, Shullenberger ED, Dunagan SP, Jordan TE, Blanco N, Tomlinson AJ, Rowe HD, Houston J (2010) Evidence for the development of the Andean rain shadow from a Neogene isotopic record in the Atacama Desert, Chile. *Earth Planet Sc Lett* 292:371-382
- Reich M, Palacios C, Parada MA, Fehn U, Cameron EM, Leybourne MI, Zúñiga A (2008) Atacamite formation by deep saline waters in copper deposits from the Atacama Desert, Chile: evidence from fluid inclusions, groundwater geochemistry, TEM, and ³⁶Cl data. *Miner Deposita* 43:663-675
- Reich M, Palacios C, Vargas G, Luo S, Cameron EM, Leybourne MI, Parada MA, Zúñiga A, You, C-F (2009) Supergene enrichment of copper deposits since the onset of modern hyperaridity in the Atacama Desert, Chile. *Miner Deposita* 44:497–504
- Reich M, Vasconcelos PM (2015) Geological and economic significance of supergene metal deposits. *Elements* 11(5):305-310
- Renaut RW, Tiercelin JJ, Owen RB (1986) Mineral precipitation and diagenesis in the sediments of the Lake Bogoria basin, Kenya rift valley. In Frostick LE, Renaut RW, Reid I, Tierceli, JJ (ed) *Sedimentation in the African Rifts*. Geological Society (London) Special Publication 25:159-175
- Reutter KJ, Scheuber E, Chong G (1996) The Precordilleran fault system of Chuquicamata, northern Chile: Evidence for reversals along arc-parallel strike-slip faults. *Tectonophysics* 259(1-3):213-228
- Richards JP (2003) Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology* 98:1515–1533
- Richards JP (2013) Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes. *Nature Geoscience* 6(11):911
- Richards JP, Mumin AH (2013) Magmatic-hydrothermal processes within an evolving Earth: Iron oxide-copper-gold and porphyry Cu±Mo±Au deposits. *Geology* 41(7):767-770
- Riquelme R, Hérail G, Martinod J, Charrier R, Darrozes J (2007) Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26 S–28 S). *Geomorphology* 86(3-4):283-306
- Riquelme R, Martinod J, Hérail G, Darrozes J, Charrier R (2003) A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361(3-4):255-275
- Riquelme R, Tapia M, Campos E, Mpodozis C, Carretier S, González R, Muñoz S, Fernández-Mort A, Sanchez C, Marquardt C (2017) Supergene and exotic Cu mineralization occur during periods of landscape stability in the Centinela Mining District, Atacama Desert. *Basin Res* doi:10.1111/bre.12258
- Robinson RAJ, Spencer JQ., Strecker MR, Richter A, Alonso RN (2005) Luminescence dating of alluvial fans in intramontane basins of NW Argentina. In Harvey AM, Mather AE, Stokes M (eds) *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*, Geological Society, London, Special Publication 251:153–168
- Rodríguez MP, Carretier S, Charrier R, Saillard M, Regard V, Hérail G, Hall S, Farber D, Audin L (2013) Geochronology of pediments and marine terraces in north-central Chile and their implications for Quaternary uplift in the Western Andes. *Geomorphology* 180:33-46
- Roedder E (1968) The noncolloidal origin of “colloform” textures in sphalerite ores. *Econ Geol* 63:451–471

Referencias

- Rouchy JM, Camoin G, Casanova J, Deconinck JF (1993) The Central palaeo-Andean basin of Bolivia (Potosi area) during the late Cretaceous and early Tertiary: reconstruction of ancient saline lakes using sedimentological, paleoecological, and stable isotope records. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 105:179–198
- Sáez A, Cabrera L, Jensen A, Chong G (1999) Late Neogene lacustrine record and palaeogeography in the Quillagua–Llamara basin, Central Andean fore-arc (northern Chile). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 151:5-37
- Sáez A, Valero-Garcés BL, Moreno A, Bao R, Pueyo JJ, González-Sampériz P, Giralt S, Taberner C, Herrera C, Gibert RO (2007) Lacustrine sedimentation in active volcanic settings: the Late Quaternary depositional evolution of Lake Chungará (northern Chile). *Sedimentology* 54:1191–1222
- Sáez A, Cabrera L, Garcés M, Bogaard P, Jensen A, Gimeno D (2012) The stratigraphic record of changing hyperaridity in the Atacama Desert over the last 10 Ma. *Earth Planet Sci Lett* 355:32-38
- Sáez A, Godfrey LV, Herrera C, Chong G, Pueyo JJ (2016) Timing of wet episodes in Atacama Desert over the last 15 ka. The Groundwater Discharge Deposits (GWD) from Domeyko Range at 25°S. *Quaternary Science Reviews* 145:82-93
- Salisbury MJ, Jicha BR, de Silva SL, Singer BS, Jiménez NC, Ort MH (2011) ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *Geol Soc Am Bull* 123(5-6):821-840
- Sanchez C, Regard V, Carretier S, Riquelme R, Blard PH, Campos E, Bricchau S, Lupker M, Héral G (2017) Neogene basin infilling from cosmogenic nuclides (¹⁰Be and ²¹Ne) in Atacama, Chile. In EGU General Assembly Conference Abstracts 19:8315
- Sanz ME, Alonso-Zarza AM, Calvo JP (1995) Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the Tertiary Madrid Basin, Spain. *Sedimentology* 42:437-452
- Scheuber E, Reutter KJ (1992) Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°. *Tectonophysics* 205:127-140
- Schubel KA, Simonson BM (1990) Petrography and diagenesis of cherts from Lake Magadi, Kenya. *Journal of Sedimentary Research* 60(5)
- Schlunegger F, Kober F, Zeilinger G, von Rotz R (2010) Sedimentology-based reconstructions of paleoclimate changes in the Central Andes in response to the uplift of the Andes, Arica region between 19° and 21°S latitude, northern Chile. *International journal of earth sciences* 99(1):123-137
- Searl A, Rankin S (1993) A preliminary petrographic study of the Chilean nitrates. *Geological Magazine* 130:319-333
- Sepúlveda SA, Rebolledo S, McPhee J, Lara M, Cartes M, Rubio E, Silva D, Correia N, Vásquez JP (2014) Catastrophic, rainfall-induced debris flows in Andean villages of Tarapacá, Atacama Desert, northern Chile. *Landslides* 11(3):481-491
- Siever R (1962) Silica solubility, 0-200 C., and the diagenesis of siliceous sediments. *The Journal of Geology* 70(2):127-150
- Sillitoe RH (2005) Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits. *Econ Geol* 100th Anniversary Volume 29:723-768
- Sillitoe RH (2010) Porphyry copper systems. *Economic geology* 105(1):3-41

- Sillitoe RH (2012) Copper provinces. *Soc Econ Geo Spec Publ* 16:1-18
- Sillitoe RH, McKee EH (1996) Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province. *Econ Geol* 91:164–179
- Sillitoe RH, Mortimer C, Clark AH (1968) A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, southern Atacama Desert, Chile. *Institute of Mining and Metallurgy Transactions (Section B)* 27:166-169
- Smoot JP (1983) Depositional subenvironments in an arid closed basin; Wilkins Peak Member of the Green River Formation (Eocene), Wyoming, U.S.A. *Sedimentology* 30:801-827
- Somoza R (1998) Updated Nazca (Farallon) South America relative motions during the last 40 My: Implications for mountain building in the Central Andes region. *Journal of South American Earth Science* 11:211-215
- Stern CR (2004) Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile* 31(2):161-206
- Stern CR, Moreno H, López-escobar L, Clavero JE, Lara LE, Naranjo JA, Parada MA, Skewes MA (2007) Chilean volcanoes. In Gibbons W, Moreno T (eds) *Geology of Chile*. The Geological Society, Special Publication 5:149-180
- Sträter E, Westbeld A, Klemm O (2010) Pollution in coastal fog at Alto Patache, Northern Chile: Environmental Science and Pollution Research International 17:1563–1573
- Strudley MW, Murray AB (2007) Sensitivity analysis of pediment development through numerical simulation and selected geospatial query. *Geomorphology* 88:329–351
- Sun T, Bao H, Reich M, Hemming SR (2018) More than ten million years of hyper-aridity recorded in the Atacama Gravels. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 227:123-132
- Talbot MR (1990) A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem Geol* 80:261-279
- Tandon SK, Andrews JE (2001) Lithofacies associations and stable isotopes of palustrine and calcrete carbonates: examples from an Indian Maastrichtian regolith. *Sedimentology* 48(2):339-355
- Tanner LH (2000) Palustrine–lacustrine and alluvial facies of the (Norian) Owl Rock Formation (Chinle Group), Four Corners Region, Southwestern U.S.A: Implications for late Triassic paleoclimate. *Journal of Sedimentary Research* 70:1280–1290
- Tanner LH (2010) Continental carbonates as indicators of paleoclimate. In Alonso-Zarza AM, Tanner LH (eds) *Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis and applications*. *Developments in Sedimentology* 62:179–214
- Thiry M, Millot G (1987) Mineralogical forms of silica and their sequence of formation in silcretes. *J Sediment Petrol* 57:343-352
- Thiry M, Milnes AR, Rayot V, Simon-Coincon R (2006) Interpretation of palaeoweathering features and successive silicifications in the Tertiary regolith of inland Australia. *J Geol Soc London* 163:723-736
- Tomlinson AJ, Blanco N (1997) Structural evolution and displacement history of the West Fault System, Precordillera, Chile: Part 2, postmineral history. In *Congreso Geologico Chileno, Antofagasta* 8:1878-1882

Referencias

- Tomlinson AJ, Blanco N, Makshev V, Dilles JH, Grunder AL, Ladino M (2001) Geología de la Precordillera Andina de Quebrada Blanca-Chuquicamata, Regiones I y II (20130'–22130'S). Santiago, Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR-01-20 2:444
- Tucker ME (1978) Gypsum crusts (gypcrete) and patterned ground from northern Iraq: *Zeitschrift für Geomorphologie* 22:89–100
- Utrilla R, Vázquez A, Anadón P (1998) Paleohydrology of the Upper Miocene Bicorn Lake (eastern Spain) as inferred from stable isotopic data from inorganic carbonates. *Sedimentary Geology* 121:191–206
- Valero-Garcés BL, Gierlowski-Kordesch E, Bragonier WA (1997) Pennsylvanian continental cyclothem development: no evidence of direct climatic control in the Upper Freeport Formation (Allegheny Group) of Pennsylvania (northern Appalachian Basin). *Sedimentary Geology* 109:305–319
- Vargas G, Ortlieb L, Rutllant J (2000) Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista geológica de Chile* 27(2):157-176
- Vasconcelos PM, Reich M, Shuster DL (2015) The paleoclimatic signatures of supergene metal deposits. *Elements* 11(5):317-322
- Velasco F, Herrero JM, Suárez S, Yusta I, Alvaro A, Tornos F (2013) Supergene features and evolution of gossans capping massive sulphide deposits in the Iberian Pyrite Belt. *Ore Geol Rev* 53:181-203
- Venegas C, Cervetto M, Atudillo N, Espinoza F (2013) Carta Sierra Vaquillas Altas, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile Serie Geología Básica No. 159. Escala 1:100.000
- Verrecchia EP, Freydet P, Verrecchia KE, Dumont JL (1995) Spherulites in calcrete laminar crusts: biogenic CaCO_3 precipitation as a major contributor to crust formation. *Journal of Sedimentary research* 65(4)
- Victor P, Oncken O, Glodny J (2004) Uplift of the western Altiplano plateau: evidence from the Precordillera between 20 degrees and 21 degrees S (northern Chile). *Tectonics* 23 TC4004
- Viles HA, Goudie AS (2013) Weathering in the central Namib Desert, Namibia: controls, processes and implications. *Journal of Arid Environments* 93:20-29
- Viseras C, Calvache ML, Soria JM, Fernandez (2003) Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. *Geomorphology* 50:181–202
- von Rotz R, Schlunegger F, Heller F, Villa I (2005) Assessing the age of relief growth in the Andes of northern Chile: magneto-polarity chronologies from Neogene continental sections. *Terra Nova* 17:462–471
- Warren JK (2006) *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer, Berlin, 1036 p
- Warren JK (2010) Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews* 98(3-4):217-268
- Watson A (1985) Structure, chemistry and origins of gypsum crusts in southern Tunisia and the central Namib Desert. *Sedimentology* 32(6):855-875
- Watson A (1988) Desert gypsum crusts as palaeoenvironmental indicators: a micropetrographic study of crusts from southern Tunisia and the central Namib Desert. *Journal of Arid Environments* 15:19–42
- Watts NL (1980) Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology* 27:661–686

- Wheeler WH, Textoris DA (1978) Triassic limestone and chert of playa origin in North Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology* 48:765–776
- Williams LA, Parks GA and Crerar DA (1985) Silica diagenesis, I. Solubility controls. *Journal of Sedimentary Petrology* 55:301–311
- Wörner G, Uhlig D, Kohler I, Seyfried H (2002) Evolution of the West Andean Escarpment at 18°S (N. Chile) during the last 25 Ma: uplift, erosion and collapse through time. *Tectonophysics* 345(1–4):183–198
- Wright VP (1986) The role of fungal biomineralization in the formation of early Carboniferous soil fabrics. *Sedimentology* 33:831–838
- Wright VP (1995) Losses and gains in weathering profiles and duripans. In Parker A, Selwood BW (eds) *Quantitative Diagenesis: Recent Developments and Applications to Reservoir Geology*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht 95–123
- Wright VP, Tucker ME (1991) Calcretes: an introduction. In Wright VP, Tucker ME (eds) *Calcretes*. IAS Reprint Series, Blackwell, Oxford 2:1–22
- Yates DM, Joyce KJ, Heaney PJ (1998) Complexation of copper with polymeric silica in aqueous solution. *Appl Geochem* 13:235–241
- Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present: *Science* 292:686–693

Anexo I

Columnas estratigráficas Cuenca Quebrada El Profeta (Capítulo II).

Figura II-7 del Capítulo II con mejor resolución. Está dividida en tres partes: A.I-(a), A.I-(b) y A.I-(c).

Anexo II

Difracción de rayos-X.

Ejemplos de difractogramas obtenidos a partir de análisis de difracción de rayos-X en muestras correspondientes a los Capítulos II y III. Los difractogramas se interpretaron utilizando el software DiffracPlus Eva.

Anexo III

Publicación científica (Fernández-Mort et al. 2018) asociada al Capítulo III.

Fernández-Mort A, Riquelme R, Alonso-Zarza AM, Campos E, Bissig T, Mpodozis C, Carretier S, Herrera C, Tapia M, Pizarro H, Muñoz S (2018) *A genetic model based on evapoconcentration for sediment-hosted exotic-Cu mineralization in arid environments: the case of the El Tesoro Central copper deposit, Atacama Desert, Chile.* Mineralium Deposita 53(6):775-795 <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0780-2>.

Anexo IV

Tabla de datos de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) utilizados en el Capítulo IV.

Los datos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ están tomados de Rech et al. (2010), de Wet et al. (2015), Oerter et al. (2016), Quade et al. (2017) y este trabajo (Capítulos II y III).

Anexo I – Columnas estratigráficas Cuenca Quebrada El Profeta

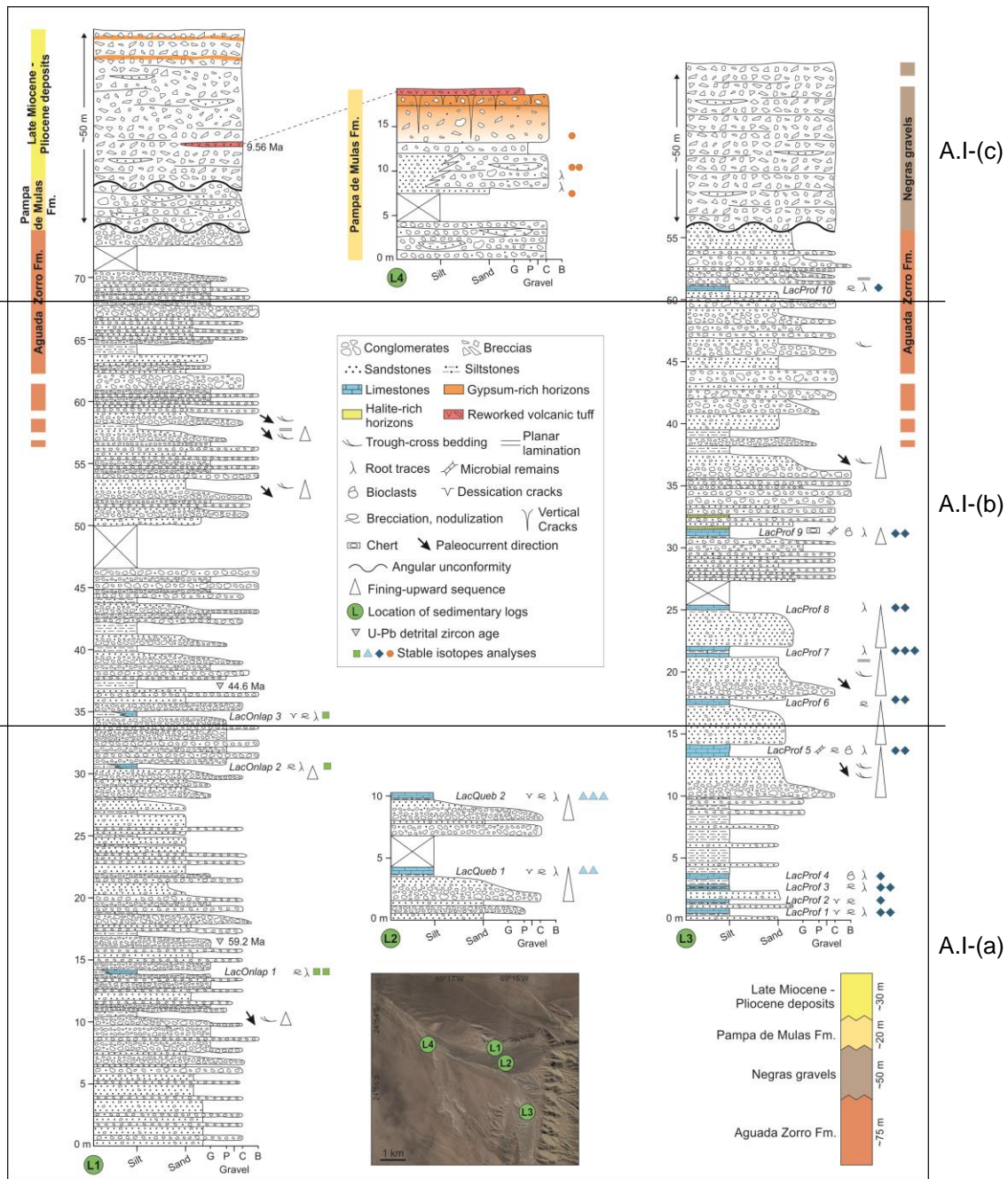
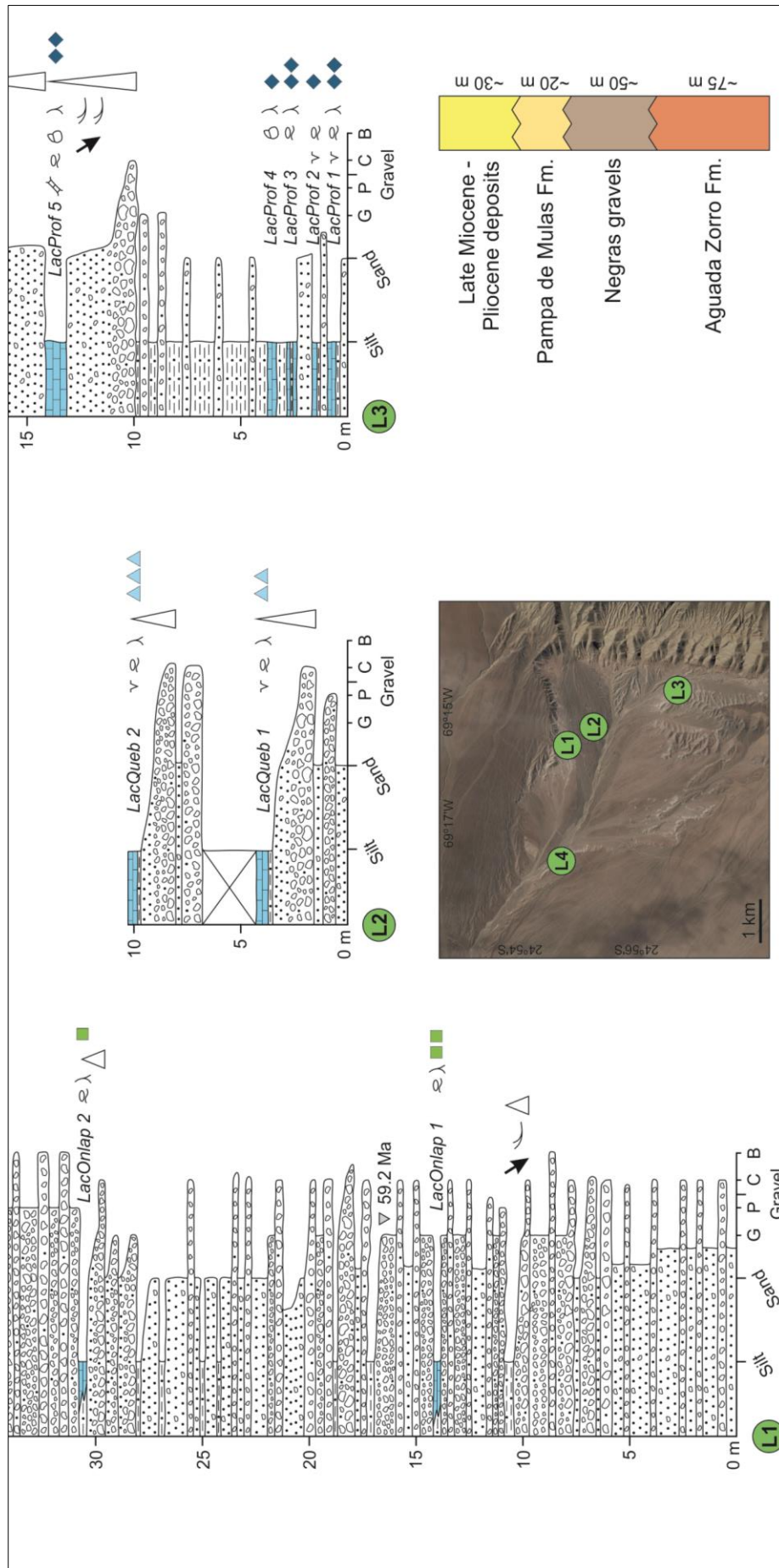
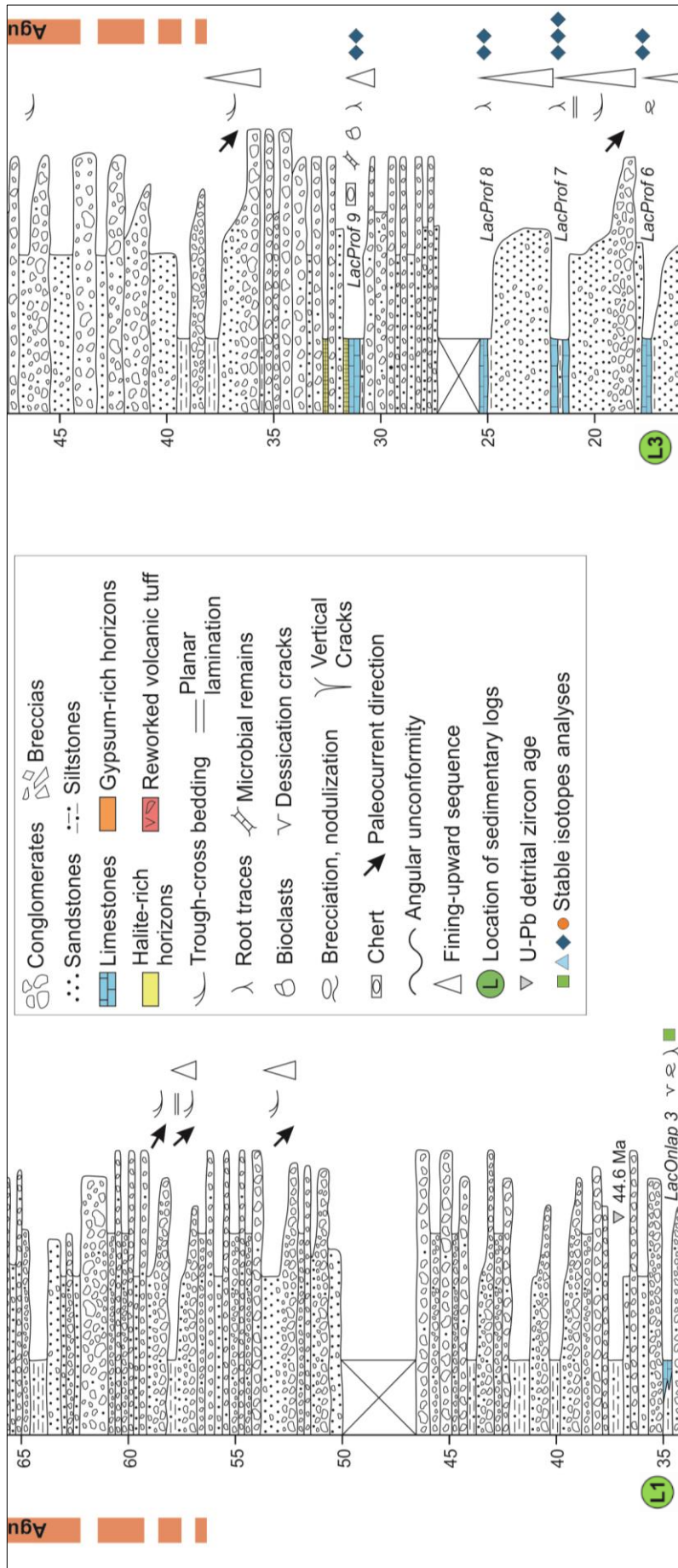


Figura II-7. Columnas litoestratigráficas de las cuatro localidades (L). Nótese que algunos tramos que contienen calizas (azul) están ilustrados en detalle en la Fig. II-9. Los distintos símbolos correspondientes a análisis de isótopos estables se muestran en la Fig. II-16.

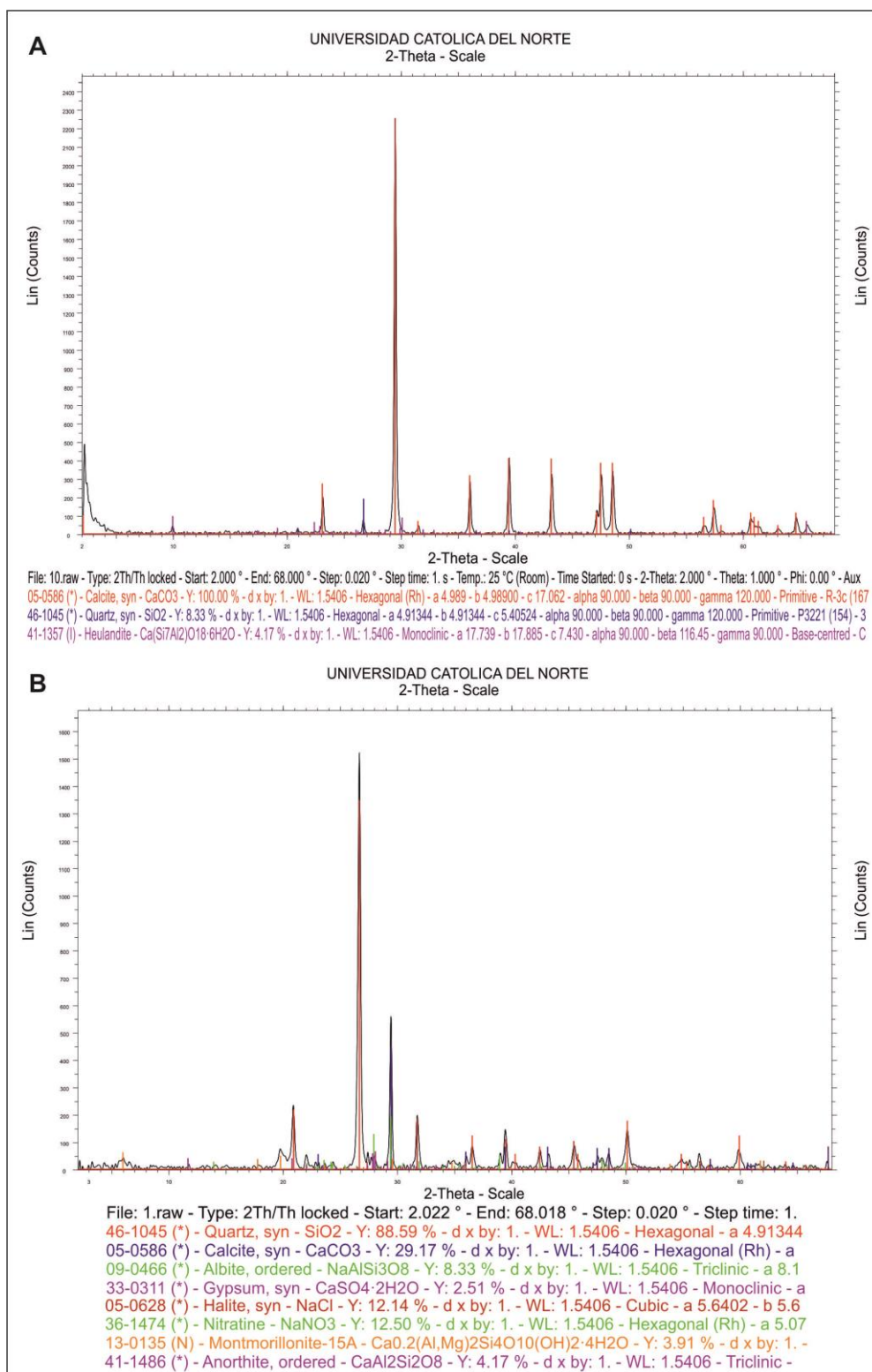
A.I-(a)



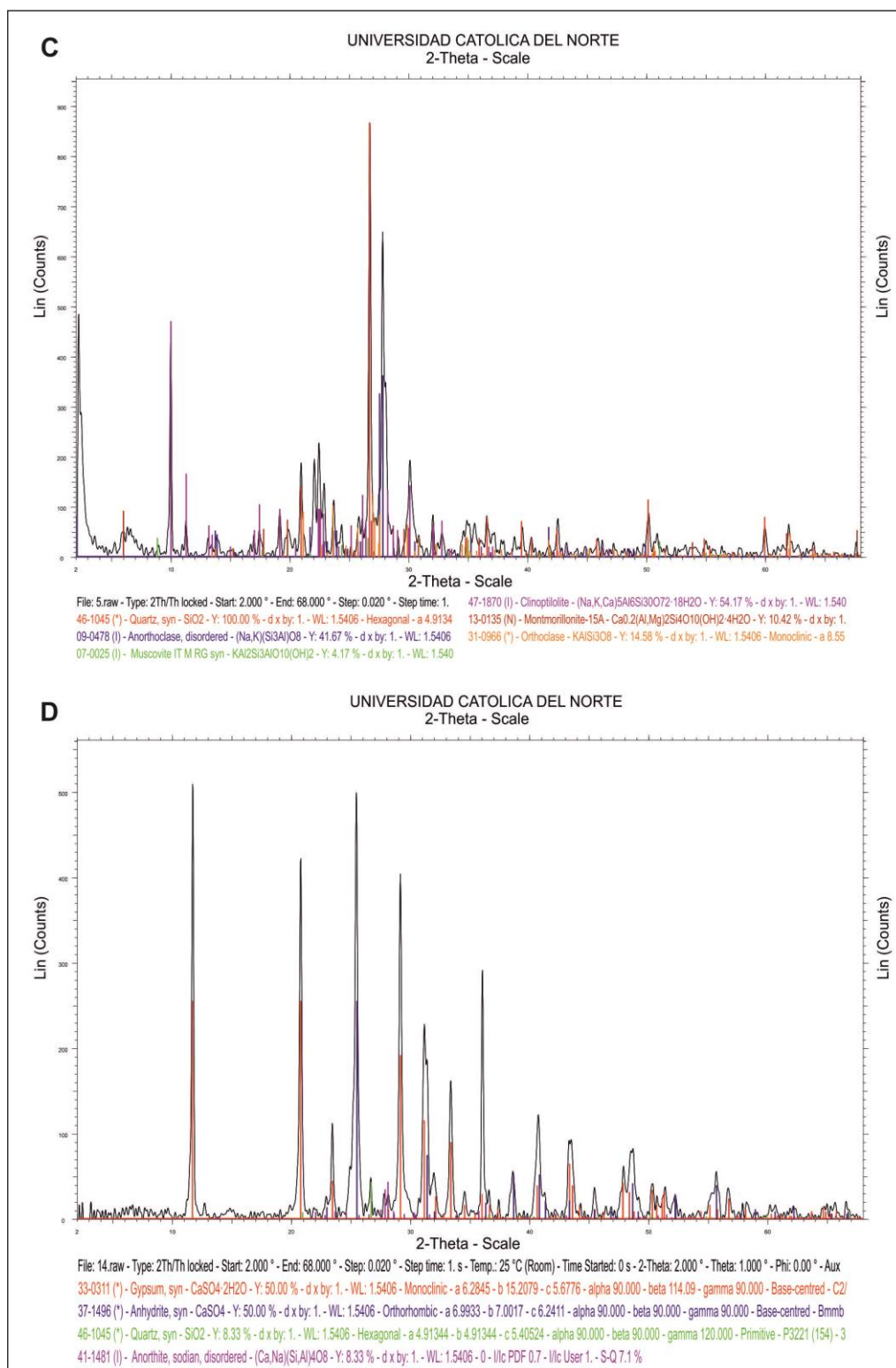
A.I-(b)



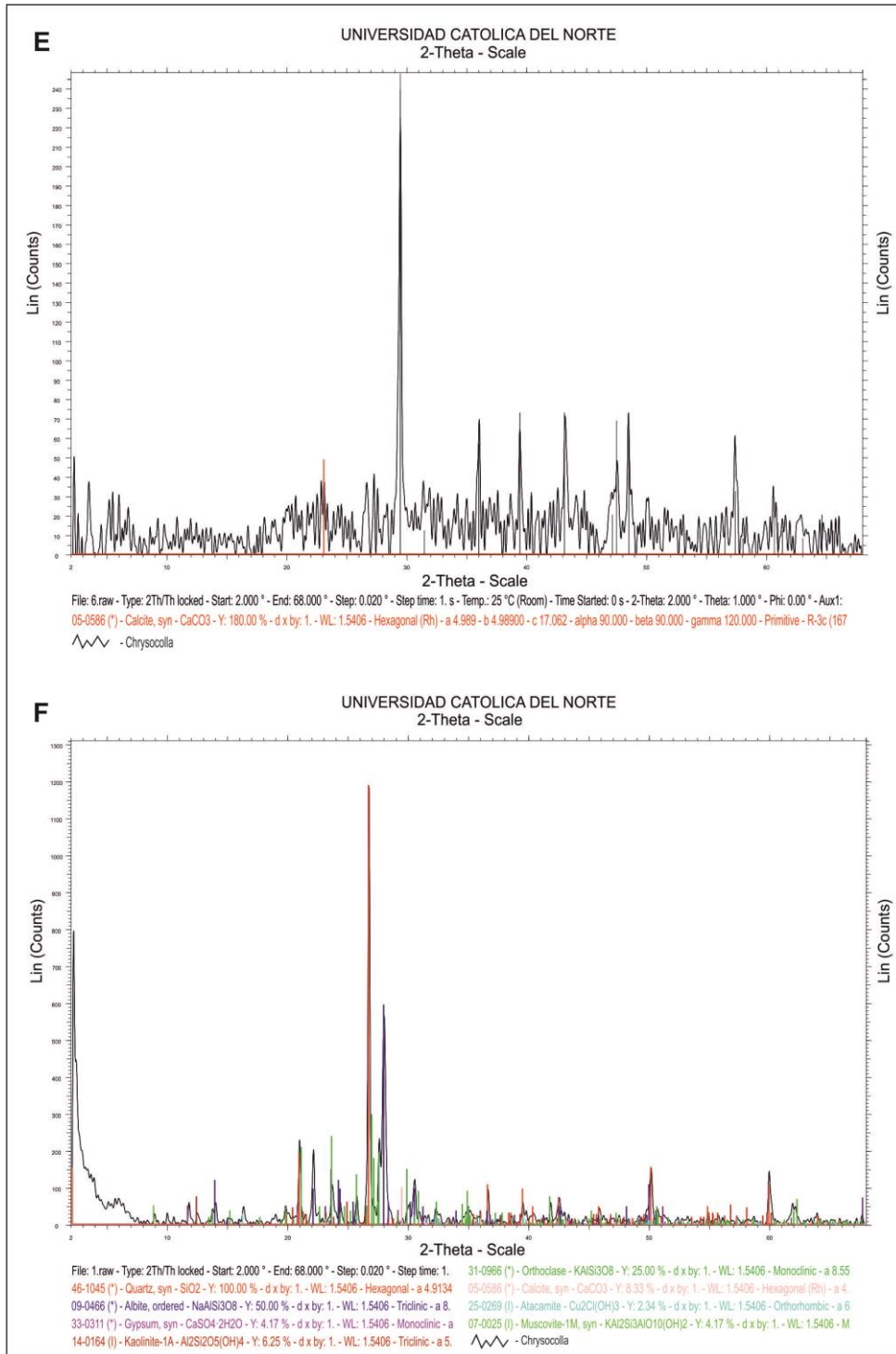
Anexo III – Difracción de rayos-X



Ejemplos de difractogramas de rayos-X de una caliza lacustre de textura masiva (A) y de una caliza palustre de textura brechoide y nodulosa (B) de la Cuenca Quebrada El Profeta.



Ejemplos de difractogramas de rayos-X de la matriz de un ortoconglomerado (C) y de la parte superior de la yesicreta Profeta (D) de la Cuenca Quebrada El Profeta.



Ejemplos de difractogramas de rayos-X de muestras del depósito de Cu-exótico inferior (E) y del depósito de Cu-exótico superior (F) del yacimiento El Tesoro Central del Distrito Minero Centinela.

Anexo III – Fernández Mort et al. (2018)

Mineralium Deposita

<https://doi.org/10.1007/s00126-017-0780-2>

ARTICLE



A genetic model based on evapoconcentration for sediment-hosted exotic-Cu mineralization in arid environments: the case of the El Tesoro Central copper deposit, Atacama Desert, Chile

A. Fernández-Mort^{1,2} · R. Riquelme¹ · A. M. Alonso-Zarza^{2,3} · E. Campos¹ · T. Bissig^{4,5} · C. Mpodozis⁶ · S. Carretier⁷ · C. Herrera¹ · M. Tapia⁸ · H. Pizarro^{1,7} · S. Muñoz¹

Received: 20 May 2017 / Accepted: 21 November 2017

© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2017

Abstract

Although the formation of exotic-Cu deposits is controlled by multiple factors, the role of the sedimentary environment has not been well defined. We present a case study of the El Tesoro Central exotic-Cu deposit located in the Atacama Desert of northern Chile. This deposit consists of two mineralized bodies hosted within Late Cenozoic gravels deposited in an arid continental environment dominated by alluvial fans with sub-surficial ponded water bodies formed at the foot of these fans or within the interfan areas. Both exotic-Cu orebodies mostly consist of chrysocolla, copper wad, atacamite, paratacamite, quartz, opal, and calcite. The most commonly observed paragenesis comprises chrysocolla, silica minerals, and calcite and records a progressive increase in pH, which is notably influenced by evaporation. The results of stable isotope analyses ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and hydro-geochemical simulations confirm that evapoconcentration is the main controlling factor in the exotic-Cu mineralization at El Tesoro Central. This conclusion complements the traditional genetic model based on the gradual neutralization of highly oversaturated Cu-bearing solutions that progressively cement the gravels and underlying bedrock regardless of the depositional environment. This study concludes that in exotic-Cu deposits formed relatively far from the source, a favorable sedimentary environment and particular hydrologic and climatic conditions are essential to trap, accumulate, evapoconcentrate, neutralize and saturate Cu-bearing solutions to trigger mineralization. Thus, detailed sedimentological studies should be incorporated when devising exploration strategies in order to discover new exotic-Cu resources, particularly if they are expected to have formed relatively far from the metal sources.

Keywords Exotic-Cu deposit · Atacama Desert · Chrysocolla · Sediment-hosted ore deposit · Supergene mineralization · Stable isotopes

Editorial handling: B. Lehmann

Electronic supplementary material The online version of this article (<https://doi.org/10.1007/s00126-017-0780-2>) contains supplementary material, which is available to authorized users.

✉ A. Fernández-Mort
afdezmort@alumnos.ucn.cl

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Avenida Angamos, 0610 Antofagasta, Chile

² Departamento de Petrología y Geoquímica, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais, 28040 Madrid, Spain

³ Instituto de Geociencias, UCM-CSIC, C/ José Antonio Novais, 28040 Madrid, Spain

⁴ Mineral Deposit Research Unit, Department of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, University of British Columbia, 2020–2207 Main Mall, Vancouver, BC V6T 1Z4, Canada

⁵ Present address: Goldcorp Inc., 3400-666 Burrard St, Vancouver, BC V6C2X8, Canada

⁶ Antofagasta Minerals, Apoquindo 4001, piso 18, Santiago, Chile

⁷ GET, Université de Toulouse, IRD, CNRS, UPS, CNES, 14 avenue E. Belin, 31400 Toulouse, France

⁸ Departamento de Geología, Universidad de Atacama, Avenida Copayapu, 485 Copiapó, Chile

Published online: 14 December 2017

Introduction

The Atacama Desert is globally recognized as hosting numerous world-class copper deposits (e.g., Sillitoe 2012). Their mineralization is dominated by hypogene and supergene sulfides (mainly chalcopyrite, bornite, covellite, chalcocite and pyrite) and oxidized copper minerals (e.g., chrysocolla, atacamite, malachite). These oxidized copper minerals occur in the supergene profiles of porphyry copper systems and in exotic-Cu deposits, which both are spatially and genetically related (Münchmeyer 1996; Sillitoe 2005; Fig. 1). In particular, exotic-Cu deposits are mineralized bodies that are mostly composed of copper oxides, silicates, chlorides and carbonates (Münchmeyer 1996). They are formed by the leaching of hypogene copper sulfide ores hosted in porphyry copper systems, producing acidic copper-bearing aqueous solutions that can transport metal within the weathering profile down the hydraulic gradient to distances as far as 8 km from the proto-ore (Clark et al. 1990; Münchmeyer 1996; Chavez 2000; Sillitoe 2005). Within the Atacama Desert, these solutions percolate through poorly consolidated Late Cenozoic cover gravels and/or impregnate fractures and pores of the underlying bedrock while they are progressively neutralized and oxidized copper minerals may precipitate, thus forming exotic-Cu deposits (Münchmeyer 1996; Sillitoe 2005; Campos et al. 2015; Fig. 1). Some of the best examples of these deposits worldwide occur in the Atacama Desert, such as the Mina Sur, Huiniquintipa, Sagasca, Damiana and El Tesoro deposits (Münchmeyer 1996; Camus 2003; Mora et al. 2004).

The formation of exotic-Cu deposits is controlled by multiple factors, including tectonic processes, climate, erosion rates, initial ore mineralogy, compositions of adjoining rocks,

variations in the water table level, variations in the pH/Eh of Cu-bearing aqueous solutions and bacterial activity (Anderson 1982; Münchmeyer 1996; Chavez 2000; Sillitoe 2005; Nelson et al. 2007; Riquelme et al. 2017). The most widely cited genetic model for exotic-Cu deposition suggests that mineralization occurs at the contact between bedrock and unconformably overlying poorly consolidated gravels and is considered to be epigenetic with respect to gravel deposition (Münchmeyer 1996; Sillitoe 2005). Nevertheless, in the El Tesoro Central ore deposit, exotic-Cu mineralization occurs only as stratified mineralized levels truncated by erosion within the poorly consolidated gravels and is absent at the gravel-bedrock interface (Münchmeyer 1996; Mora et al. 2004). It therefore seems reasonable to suspect that exotic-Cu mineralization is, at least locally, syngenetic with the cover gravels and that their depositional environment may exert an important control on the nature and genesis of exotic-Cu deposits.

This study presents new sedimentological, petrological and stable isotopic data that allow us to elucidate the genetic processes responsible for the formation of El Tesoro Central and potentially other exotic-Cu deposits in desert environments. El Tesoro Central is an ideal study site because the two mineralized bodies hosted within two different stratigraphic levels are well exposed and thus allow us to document the depositional and diagenetic environment of exotic-Cu mineralization.

Geological and paleoclimatic setting

The El Tesoro Central copper mine is located in the Atacama Desert of northern Chile (22°57' S, 69°5' W), ~80 km southwest of Calama city and at an elevation of about 2300 masl (Fig. 2a). It is part of the Centinela Mining District (CMD;

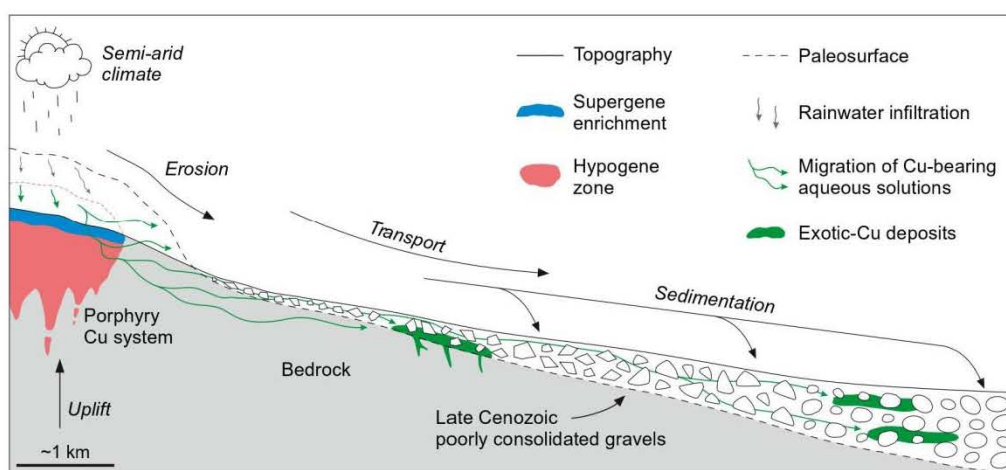


Fig. 1 Schematic representation of an exotic-Cu deposit and its relative position to an exposed porphyry copper system. Vertical scale is exaggerated in order to better represent the exotic-Cu ores. Gravel

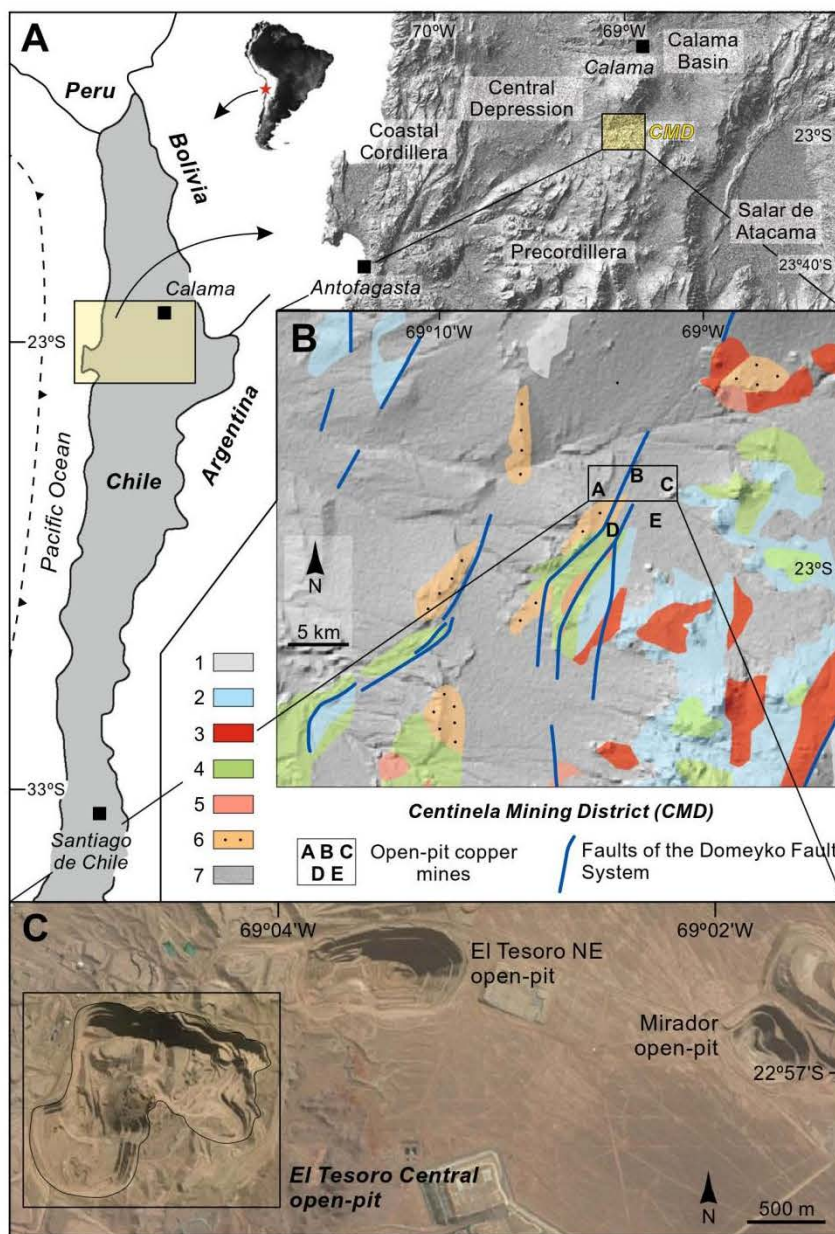
thickness can reach a maximum of ~800 m in the furthest distal position (based on Münchmeyer 1996; Sillitoe 2005)

Fig. 2b), which belongs to the ~800-km-long Eocene-Oligocene porphyry copper belt in Chile (Perelló et al. 2010; Mpodozis and Comejo 2012). The CMD comprises several open-pit mines owned and operated by Antofagasta Minerals S.A., including the El Tesoro Central and El Tesoro NE exotic-Cu deposits and the Mirador, Esperanza and Llano porphyry-Cu deposits (Fig. 2b, c). According to the Chilean Copper Commission (COCHILCO; www.cochilco.cl), the

CMD produced 236,200 metric tonnes (Mt) of copper in 2016.

The CMD is located at the western boundary of the Precordillera (Mora et al. 2004; Perelló et al. 2004). Its geological evolution has been structurally controlled by faults related to the Domeyko Fault System, which is a major zone of tectonic deformation stretching for >1000 km along the Precordillera (Mpodozis and Comejo 2012). The basement

Fig. 2 **a** Location of the Centinela Mining District (CMD) in northern Chile. **b** Regional geologic map of the CMD (redrawn from Mpodozis and Comejo 2012). (1) Upper Paleozoic basement; (2) Jurassic to Lower Cretaceous volcanic and sedimentary rocks; (3) undifferentiated Cretaceous igneous rocks and porphyry intrusions; (4) Lower Cretaceous volcanic rocks; (5) Eocene igneous rocks and mineralized dacitic porphyry intrusions; (6) Upper Eocene sedimentary and volcanic rocks; and (7) post-Upper Eocene to present-day sedimentary and volcanic deposits. Bold letters correspond to the locations of open-pit copper mines: (A) El Tesoro; (B) El Tesoro NE; (C) Mirador; (D) Esperanza; and (E) Llano. (C) Google Earth view of the El Tesoro Central, El Tesoro NE and Mirador open-pit copper mines



of the CMD comprises a wide variety of Late Paleozoic to Early Cenozoic intrusive, volcanic, metamorphic and sedimentary rocks (Fig. 2b) that reveal a semi-continuous magmatic activity occurring from the Early Cretaceous through the Upper Eocene (e.g., Marinovic and Lahsen 1984; Mpodozis et al. 1993; Perelló et al. 2004; Mpodozis and Cornejo 2012). At a regional scale, the Precordillera was the locus of magmatic activity during the Middle Eocene-Early Oligocene Incaic Orogeny (e.g., Mpodozis and Ramos 1989; Scheuber and Reutter 1992; Charrier et al. 2009), during which the emplacement of several porphyry copper systems occurred between 45 and 39 Ma in the CMD (Perelló et al. 2004; Mpodozis and Cornejo 2012). Several structurally controlled intramontane forearc basins began to develop in the Precordillera during and after the Incaic Orogeny (e.g., Chong 1988; May et al. 1999; Riquelme et al. 2017) and their sedimentary infill may host exotic-Cu deposits (e.g., Mina Sur in the Calama Basin or El Tesoro Central in the CMD) resulting from the supergene enrichment and erosion of parental “Incaic” porphyry copper deposits (Sillitoe 2005; Pinget et al. 2015).

The sedimentary infill of the CMD was first described by Mora et al. (2004) and contains up to ~800 m of Middle Eocene to Late Miocene continental deposits, which mainly consist of coarse-grained alluvial facies and a few volcanic and tuff layers. These authors provided an initial schematic stratigraphic column that was subsequently modified by Riquelme et al. (2017) using data from detailed field mapping (1:10,000) and stratigraphic logging (1:1000). Thus, the entire sedimentary sequence is divided into three main units: the Esperanza, Tesoro and Arrieros gravels (Fig. 3). Only the latter two units are exposed in and around the El Tesoro Central open-pit mine. The Tesoro gravels (~600 m thick) broadly comprise alluvial gravels intercalated with sandy and silty horizons and minor calcareous levels and are subdivided into the three subunits of the Tesoro I, Tesoro II and Tesoro III gravels. The Arrieros gravels (~100 m thick) are mainly composed of alluvial gravels that are locally cemented by gypsum and contain several carbonate-rich paleosols (Oerter et al. 2016). The age of the entire sedimentary sequence is constrained by ~40 Ma detrital zircon ages (U-Pb) obtained from sand layers interbedded within the lower part of the Esperanza gravels and by a 9.52 Ma volcanic tuff ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) intercalated near the top of the Arrieros gravels (Riquelme et al. 2017; Fig. 3).

The Middle Eocene to Late Miocene sedimentary infill of the CMD was deposited during a period of regional climate change in the Atacama Desert. This climate change consists of a switch from arid to hyperarid conditions, although the precise timing of this climatic shift is still strongly debated, varying from ca. 25 Ma (Dunai et al. 2005) to ca. 2 Ma (Amundson et al. 2012) as end-members. Some studies have also suggested that this switch to hyperarid conditions was gradual

and included numerous shifts and even short-lived events between arid and hyperarid conditions (e.g., Sáez et al. 2012; Jordan et al. 2014; Evenstar et al. 2017). Jordan et al. (2014), Evenstar et al. (2016) and Evenstar et al. (2017) performed an exhaustive revision of all of the proposed ages in the literature based on numerous different proxies. One of these proxies corresponds to the development of supergene-Cu enrichment processes, which have been considered indicators of relatively more humid (but still arid) conditions and were active since ca. 45 to 6 Ma (e.g., Alpers and Brimhall 1988; Sillitoe and McKee 1996; Mote et al. 2001; Bouzari and Clark, 2002; Hartley and Rice 2005; Arancibia et al. 2006; Reich et al. 2009; Bissig and Riquelme 2010). The relevance of an arid climate in the development of supergene-Cu enrichment is evidenced by the strong influence of evaporation in the formation of supergene alunite minerals (e.g., alunite, jarosite) within the leached caps of porphyry Cu deposits (Bird et al. 1989; Sillitoe 2005; Bissig and Riquelme 2010). The presence of atacamite, a copper hydroxychloride, in most of the supergene- and exotic-Cu deposits of the Atacama Desert also reveals the relevance of an arid climate since this mineral requires saline solutions for its formation and hyperarid conditions for its preservation (Cameron et al. 2007; Reich et al. 2008, 2009; Palacios et al. 2011).

Methodology

The overall vertical succession exposed in the El Tesoro Central open-pit mine was studied along the mine ramps, which are oblique to the dip of the strata. Samples, including fine-grained matrix and hand specimens, were obtained along the entire sedimentary sequence, especially from the calcareous and mineralized levels.

Macroscopic descriptions of representative samples were performed on polished surfaces. Thin sections were studied under a conventional petrographic microscope and gold-coated samples were analyzed by scanning electron microscopy (SEM) using a JEOL JSM 6400 instrument working at 20 kV and equipped with an energy dispersive X-ray analyzer (EDX) at the Universidad Complutense de Madrid (Spain). The semi-quantitative mineralogical composition of the fine-grained matrix was determined at the Universidad Complutense by X-ray powder diffraction (XRD) using a Philips PW-1710 system operating at 40 kV and 30 mA with a monochromatic $\text{CuK}\alpha$ radiation source. These analyses were performed either on field samples or by drilling specific points on polished samples.

Stable isotope analyses ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) were performed on 42 samples. Twenty-eight of these samples correspond to the carbonate-bearing fine-grained matrix from samples distributed along the entire sedimentary sequence. Surficial material was neglected to avoid contamination. These 28

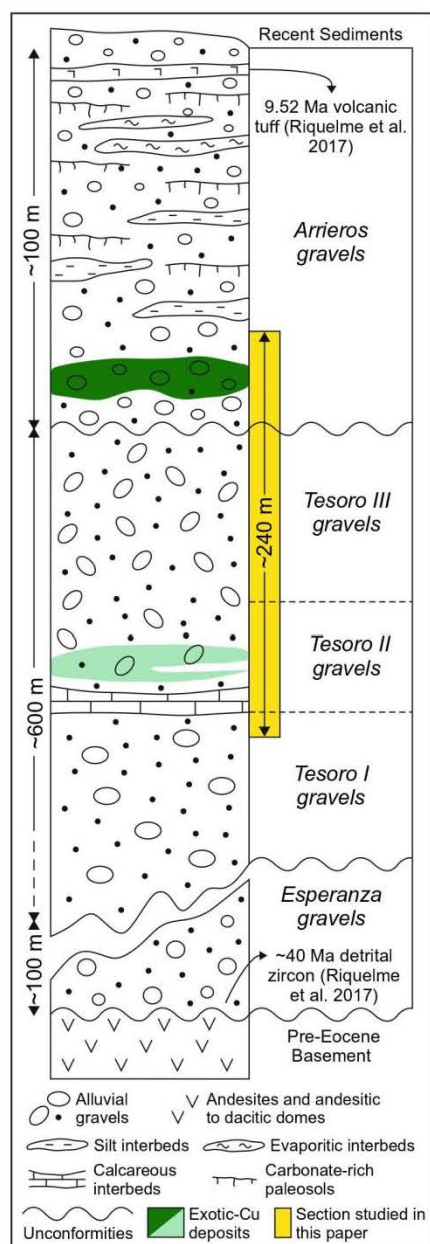


Fig. 3 Sedimentary log of the Centinela Mining District modified from Mora et al. (2004) and Riquelme et al. (2017). The nomenclature of the gravel units corresponds to that of Riquelme et al. (2017). Carbonate-rich paleosols have been added from Oerter et al. (2016). The yellow rectangle indicates the section described in this paper, which is shown in Fig. 4B. The equivalence between the gravel units defined by Mora et al. (2004) and Riquelme et al. (2017) is included in ESM 1

analyses were performed at the Mineral Deposit Research Unit (MDRU), University of British Columbia (Vancouver,

Canada) using off-axis integrated cavity output spectroscopy (OA-ICOS) following the procedure described in Barker et al. (2011). The additional 14 analyses were performed on specific points of hand samples from the upper exotic-Cu orebody using a 0.5 mm-diameter drill to extract selected carbonate-bearing phases, neglecting the first fraction of powder to avoid contamination. These 14 analyses were performed at the Laboratorio de Análisis de Isótopos Estables (IRMS), Universidad de Barcelona (Spain) using a Thermo Finnigan Carbonate Kiel Device III isotopic analyzer with a Thermo Finnigan MAT-252 spectrometer according to the method described by McCrea (1950). Both of these techniques (i.e., OA-ICOS and conventional mass spectrometry) yield results with very similar precision and accuracy (e.g., Lis et al. 2008; Barker et al. 2011). All $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values were corrected using the international standard NBS-19 and the results are expressed in parts per thousand (‰) in reference to the VPDB standard. The analytical error is ± 0.01 ‰ and ± 0.02 ‰ for $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values, respectively.

Stratigraphy and sedimentology

The El Tesoro Central open-pit mine exposes an approximately 240-m-thick, $\sim 10^\circ$ to 20° NW-dipping sedimentary sequence that includes (from the base to the top) the gravel units Tesoro (I, II and III) and Arrieros (Fig. 4a, b) defined by Riquelme et al. (2017). The Tesoro I gravels are ~ 20 m thick and are exclusively formed by boulder-size ungraded conglomerates. The Tesoro II gravels, that host the lower exotic-Cu orebody, are ~ 70 m thick and consist of cobble- to pebble-size well-stratified conglomerates, minor boulder-size ungraded conglomerates, sandstones, siltstones and sandy limestones. The Tesoro III gravels are ~ 90 m thick and are formed by cobble- to pebble-size well-stratified conglomerates, minor boulder-size ungraded conglomerates, sandstones and siltstones. Finally, the Arrieros gravels are ~ 60 m thick and consist of ungraded breccias and minor sandstones and siltstones. This gravel unit unconformably overlies the Tesoro III gravels and hosts the lower exotic-Cu orebody.

Three main facies associations (A) have been distinguished mainly based on their lithology and sedimentary structures and then interpreted following the criteria defined by Miall (1996, 2010) for alluvial facies and by Nichols (2009) and Harvey (2011) for alluvial fan systems. Other sedimentary studies carried out in the Atacama Desert have also been considered for facies interpretations (e.g., May et al. 1999; Nalpas et al. 2008; Evenstar et al. 2016). The three facies associations (A) are described and interpreted below and also summarized in ESM 2.

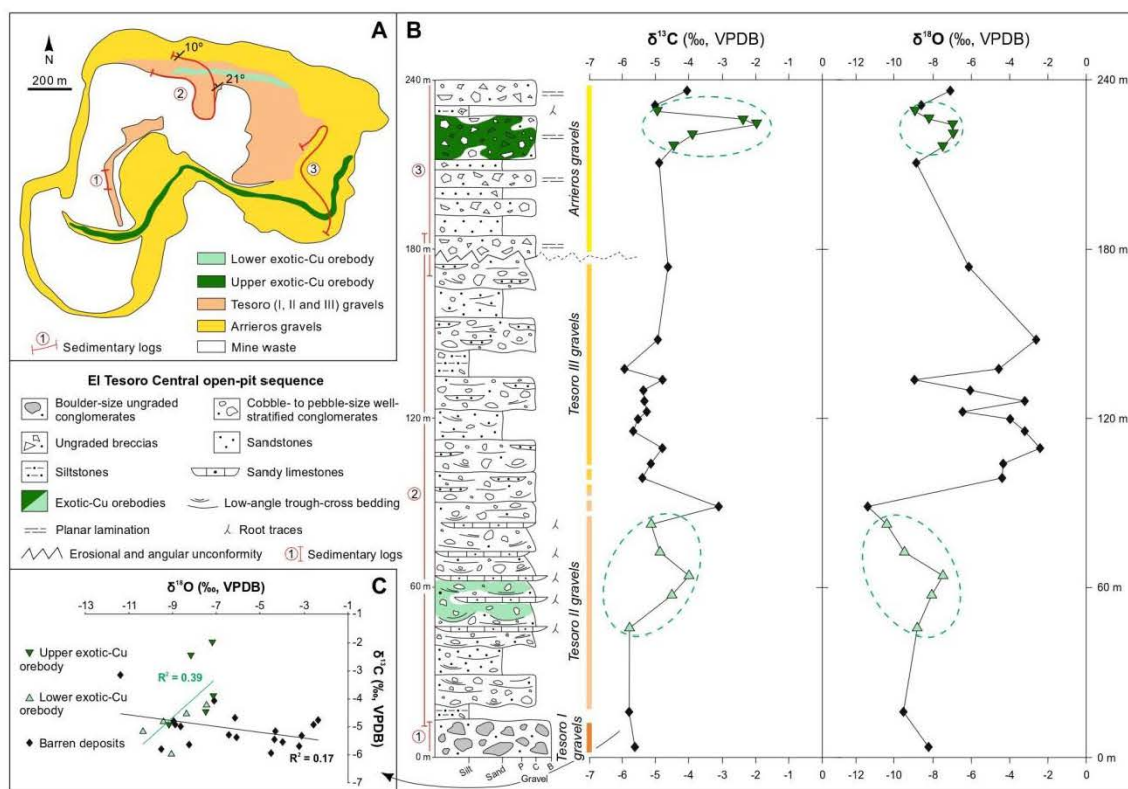


Fig. 4 a Schematic map of the El Tesoro Central open-pit mine showing the spatial distribution of the Tesoro (I, II and III) and Arrieros units and the two exotic-Cu orebodies. b Sedimentary log of the El Tesoro Central open-pit and vertical trends of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values. Green dashed ellipses on the isotopic data plot mark positive excursions of $\delta^{13}C$ and

$\delta^{18}O$ values coinciding with the stratigraphic position of both exotic-Cu orebodies. c Cross plot of $\delta^{18}O$ versus $\delta^{13}C$ values showing the same isotope data as in (B). Note the variation in the R^2 value for both exotic-Cu samples and those from the barren sedimentary deposits. The numerical $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values are in ESM 3A

A1: Debris-flow-dominated alluvial fan facies association

Description This facies association is formed by boulder-size ungraded conglomerates, ungraded breccias and minor sandstones and siltstones. It occurs mostly in the Tesoro I and Arrieros gravels and very locally in the units Tesoro II and Tesoro III. The boulder-size ungraded conglomerates are dominant in the Tesoro I gravels, whereas the ungraded breccias, sandstones and siltstones occur in the Arrieros gravels.

The boulder-size ungraded conglomerates constitute meter-scale packages (up to 6 m thick) that feature diffuse and planar bases and tops. The lateral extent of these packages varies from 2.5 to 9 m. They consist of brown, massive, ungraded and matrix-supported conglomerates (Gmm) and are only locally clast-supported (Gcm). Clasts, which are mostly fragments of dacites and andesites, are subangular (Gmm) to subrounded (Gcm) and are very poorly sorted. Clast sizes vary from 1 to 40 cm. The matrix is mainly composed of quartz and lithic fragments

and varies in size from fine sand to very fine gravel. The ungraded breccias constitute meter-scale packages (up to 5 m thick) that normally contain planar bases and tops. The lateral extent of the packages varies from 2 to 9 m. They are moderately to poorly sorted and matrix-supported (Gmm) and to locally clast-supported (Gcm). Clasts, which are mainly fragments of porphyritic dacites and granodiorites, are angular to subangular and vary in grain size from 1 to 15 cm. The matrix varies in size from coarse sand to fine gravel and also commonly contains carbonate and, particularly at the top of the sequence, gypsiferous cements. Between the unconformity and the upper exotic-Cu orebody, these breccias are brown to gray; above the orebody to the top of the sequence, dark brown to red colors are dominant. The sandstones occur as up to 1-m-thick beds with a lateral extent of up to 4 m or as small lenses with a lateral extent of up to 2 m. They vary from fine- to coarse-grained sandstones and very commonly contain scattered clasts that locally form gravel lenses within the sandstones. These sandstones are either

massive (Sm) or exhibit slight planar lamination (Sh). As with the ungraded breccias, these sandstones are brown to gray below the upper exotic-Cu orebody and dark brown to red above it. The siltstones constitute up to 0.40-m-thick beds with a lateral extent of up to 4 m. They are either massive with scattered clasts (Fsm), poorly laminated (Fl) with rare desiccation cracks (Fm) or contain calcified roots and, only at the top of the Arrieros gravels, reworked 5-mm-long segments of calcified plant debris (Fr; Fig. 5a). Both Fm and Fr may contain carbonate horizons and lenses. As with the ungraded breccias and

sandstones, these siltstones are brown to gray below the upper exotic-Cu orebody and dark brown to red above it.

Interpretation The boulder-size ungraded conglomerates and ungraded breccias (Gmm and Gcm) represent unconfined high-strength debris flows (Miall 1996, 2010, Nichols 2009). The coarse fraction was deposited by the reduction of the gradient of high-energy flows, whereas the finer matrix was deposited from the suspended load when flow events waned (Harvey 2011; Evenstar et al. 2016). The angular clasts that form the ungraded breccias (Gmm and Gcm) reveal a

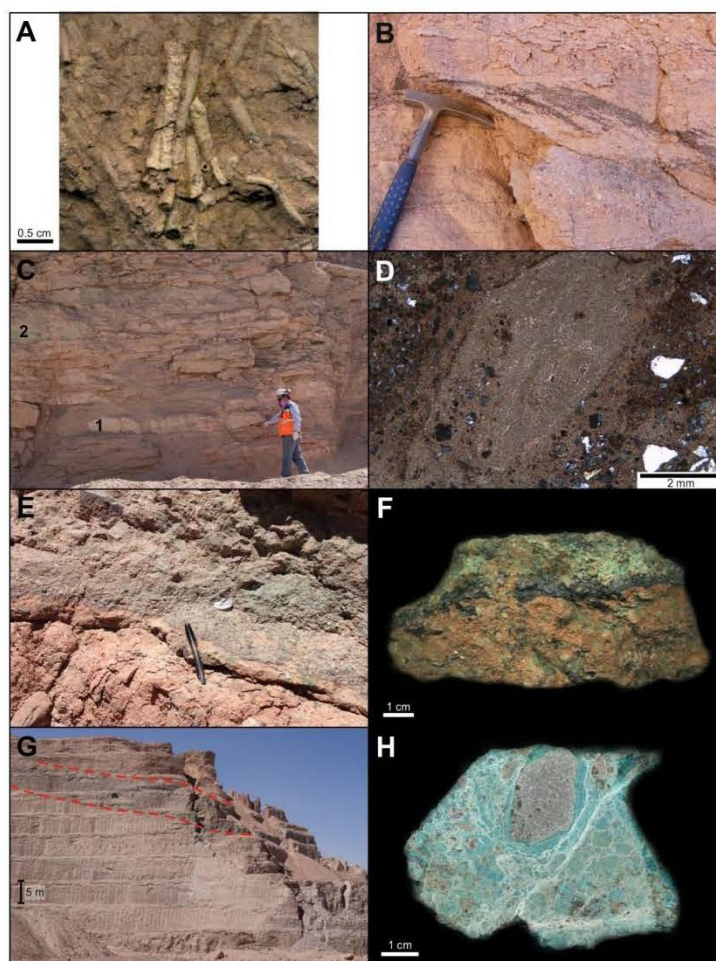


Fig. 5 **a** Magnified hand sample photograph showing reworked calcified stems within a siltstone from the Arrieros gravels. **b** Outcrop photograph of a fine gravel-sized bed exhibiting trough-cross-bedding marked by (Fe, Mn, Cu)-bearing oxides (copper wad). **c** Outcrop photograph of (1) tabular sandy limestone and (2) residual horizon of the lower exotic-Cu orebody. **d** Cross-polarized light photomicrograph of a sandy limestone from the Tesoro II gravels exhibiting alveolar septal structures. **e** Outcrop photograph of the lower exotic-Cu orebody hosted by the cobble- to

pebble-size well-stratified conglomerates. **f** Hand sample of the lower exotic-Cu orebody. Copper wad (black) is concentrated immediately above the weakly mineralized sediments (brown) and the mineralization transitions upwards to chrysocolla (green). **g** Panoramic view of the upper exotic-Cu orebody (enclosed by red dashed lines) overlain by the dark brown to red ungraded breccia. **h** Hand sample of the upper exotic-Cu manto showing chrysocolla coating around a reworked porphyry rock fragment and calcite veins filling fractures

shorter transport in comparison to that of the boulder-size ungraded conglomerates. The massive sandstones (Sm) were formed by hyper-concentrated flows in which sand deposition was so rapid that it impeded the formation of bedforms (Nalpas et al. 2008), whereas the sandstones with planar laminations (Sh) represent sheetflood deposits formed under upper or super-critical flow conditions (May et al. 1999; Nichols 2009). The siltstones were formed by suspension fallout during waning flows (Miall 1996, 2010; Nalpas et al. 2008). Fsm and Fr siltstones record the processes of exposure, desiccation and incipient soil development, as has largely been described in the deposits formed immediately above the sequence studied in this paper (Oerter et al. 2016). The color variations observed in the ungraded breccias, sandstones and siltstones are due to changes in matrix composition, where dark brown to red colors represent higher concentrations of haematite content (Pizarro et al. 2016).

A2: Fluvial-dominated alluvial fan facies association

Description This facies association is formed by cobble- to pebble-size well-stratified conglomerates, sandstones and siltstones. It occurs exclusively in the Tesoro II and III gravel units.

The cobble- to pebble-size well-stratified conglomerates constitute meter-scale packages (up to 3 m thick) generally with erosive bases and diffuse tops. These erosional boundaries cut into the underlying softer lithologies up to 20 cm, whereas to the top of each package fining-upward sequences occasionally occur together with the sandstones and/or siltstones. The lateral extents of these packages vary from 1 to 4 m and are normally amalgamated. These conglomerates consist of light brown to light gray, moderately to poorly sorted and matrix-supported to clast-supported conglomerates. Clasts, which are mainly andesites and porphyritic dacites and granodiorites, are subangular to subrounded and range in grain size from 0.4 to 15 cm. The sand-sized matrix is mainly composed of quartz and lithic fragments. These conglomerates occasionally exhibit local imbricated clasts and weak normal grading (Gh) which progressively transition into conglomerates containing slight low-angle trough and planar cross-bedding (Gpt; Fig. 5b). The sandstones occur as up to 1-m-thick brown to gray beds with a lateral extent of up to 4 m or as small lenses with a lateral extent of up to 3 m. They vary from fine- to coarse-grained sandstones and very commonly contain scattered clasts that locally form gravel lenses within the sandstones. These sandstones normally exhibit slight low-angle trough or planar cross-bedding (Spt). The siltstones constitute up to 0.30-m-thick dark brown to gray beds with a lateral extent of up to 3 m and commonly culminate in fining-upward sequences formed by the conglomerates and sandstones, although these siltstones can also occur as isolated layers. They are normally massive with scattered clasts (Fsm)

and very rarely exhibit a fine lamination (Fl) and scarce desiccation cracks (Fm).

Interpretation The cobble- to pebble-size well-stratified conglomerates represent relatively confined stream-flows involving bedload traction (Gh) and channel infill deposits with the formation of transverse bedforms (Gpt) (Miall 1996, 2010; May et al. 1999). The channel fill continued with the deposition of Spt sandstones. This fining-upward sequence indicates that the energy of the flow regime decreased as channels shifted or flow events weakened (Evenstar et al. 2016). The fining-upward sequence ended with the deposition of siltstones (Fsm and Fm) that represent overbank and abandoned channel deposits, whereas the poorly laminated levels (Fl) were formed by suspension fallout during waning flows (Miall 1996, 2010; Nalpas et al. 2008).

A3: Lacustrine/palustrine facies association

Description This facies association is formed by sandy massive and brecciated limestones. It occurs exclusively in the lower part of the Tesoro II gravel unit intercalated with the A2 facies association.

The sandy limestones (L) constitute at least five tabular gray beds with thicknesses of 0.5 to 1.3 m (Fig. 5c). Their lateral extent varies from 5 to 11 m. In some cases, the tops of some levels exhibit incipient brecciated and nodular textures. These limestones mainly consist of a relatively homogeneous groundmass of primary dark micrite formed of small crystals (<4 µm) and fine sand- to silt-sized detrital grains occasionally arranged as laminae. Micrite can also occur as beige to gray, normally elliptical masses, which contain alveolar septal structures (Fig. 5d) formed by arcuate diffuse micritic septae and a central, well-defined ovoid pore filled with later microspar.

Interpretation These sandy limestones were formed in shallow lacustrine/palustrine environments (e.g., Alonso-Zarza 2003). Dark micrite was formed subaqueously within an ephemeral shallow water body with some terrigenous input as indicated by the detrital grains present in these limestones. Alveolar septal structures are normally interpreted to reflect calcification related to fungal activity associated with roots (Wright 1986). The brecciated and nodular textures at the top of some levels are indicative of subaerial exposure and desiccation (Alonso-Zarza 2003).

Exotic-Cu mineralization

Two exotic-Cu orebodies, namely, the lower (Fig. 5e, f) and upper (Fig. 5g, h) orebodies, are mined in the El Tesoro Central open-pit. They are hosted in the Tesoro II and

Arrieros gravels, respectively, and are separated by ~150 m of barren sediments (Fig. 4b). Both are approximately 30–40 m thick, sheet-like and locally lenticular, concordant with the bedding and hosted by coarse-grained sediments.

Lower exotic-Cu orebody

The lower exotic-Cu orebody is hosted in the cobble- to pebble-size well-stratified conglomerates (A2 facies association) within the Tesoro II gravels (Figs. 4b and 5e). Its mineralized levels are occasionally truncated by erosion. In outcrop and hand sample, copper mineralization is observed as homogeneous cryptocrystalline black and green masses between the clasts of the conglomerates. The black material normally occurs at the base of the mineralized levels and transitions upwards to the green masses.

Black Cu-bearing masses correspond to “copper wad”, which is the mining term for the matte, black friable material composed of Cu- and Fe-bearing manganese oxyhydrates (Fam 1979; Mote et al. 2001; Pincheira et al. 2003). Under a petrographic microscope, copper wad can be observed within the matrix of conglomerates and, rarely, partially replacing and corroding clast boundaries (Fig. 6a) and filling empty spaces. Copper wad is isotropic but exhibits botryoidal texture with a continuous variation from black to orange colors under plane-polarized light (Fig. 6a). This variation from black to orange is observed to extend from inner zones (closest to clast boundaries) to outer zones and is attributed to subtle compositional variations. The orange parts are formed by botryoidal laminae of μm -scale thickness (Fig. 6a). Copper wad, and sometimes microcrystalline quartz, can replace primary dark gray micrite (Fig. 6b).

Green Cu-bearing masses mostly correspond to chrysocolla $[\text{Cu}_{2-x}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_x \text{H}_{2-x}[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4 \times n\text{H}_2\text{O}]$, which is a turquoise-blue to green amorphous, massive and glassy hydrated Cu-bearing silicate (Newberg 1967; Gaines et al. 1997) formed by the interaction between Cu and colloidal SiO_2 in aqueous solutions (Yates et al. 1998). Paratacamite $[(\text{Cu}, \text{Zn})_2\text{Cl}(\text{OH})_3]$ and atacamite $[\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3]$ are also present, but to a lesser extent. Under a petrographic microscope, chrysocolla occurs as packages of thin (μm -thick) laminae between clasts (Fig. 6c) or as single laminae formed immediately on the outer parts of copper wad masses following their botryoidal texture (Fig. 6a) and filling empty spaces. Chrysocolla is transparent, displays a relatively strong relief compared to the surrounding components (Fig. 6a) and exhibits a wide range of high-order birefringence colors under cross-polarized light (Fig. 6c, d). The laminae of chrysocolla are formed by fibrous microcrystals perpendicular to them (Fig. 6c). Chrysocolla is occasionally fractured into angular fragments (Fig. 6d). It exhibits a remarkable banded texture under SEM, where its μm -scale bands are defined by variations in its Si/Cu ratios (Fig. 6e). Lighter and darker bands

correspond to higher and lower Si/Cu ratios, respectively, which were measured by energy dispersive X-ray (EDX) coupled to the SEM. Occasionally, chrysocolla contains surfaces exhibiting μm -scale subrounded to subangular depressions (Fig. 6f).

Upper exotic-Cu orebody

The upper exotic-Cu orebody is hosted within the ungraded breccias (A1 facies association) in the Arrieros gravels (Figs. 4b and 5g). The mineralization mainly occurs as massive homogeneous green masses between clasts, as coatings surrounding non-mineralized clasts (Fig. 5h) and as reworked clasts of chrysocolla. Copper phases are the same as in the lower orebody, but their proportions vary. Copper wad is less abundant, whereas paratacamite and atacamite are more abundant. X-ray diffraction analysis also detected the presence of calcite, quartz and minor opal and gypsum. Under a petrographic microscope, chrysocolla is also observed as heterogeneous masses between the clasts and as coatings surrounding them (Fig. 7a, b) and is present in three different forms: (1) up to 0.5-mm-thick laminae composed of disorganized microcrystals (Fig. 7c); (2) up to 1.5-mm-thick bands formed by μm -thick laminae exhibiting mammillary texture (Nelson et al. 2007; Fig. 7b, c); and (3) cone or fan morphologies of variable sizes (up to 0.5-mm in width and 1-mm in height) defined by perpendicular fractures to the internal lamination, which are known as syneresis cracks (Roedder 1968; Fig. 7b, c). These three types of chrysocolla morphologies occur randomly without a specific sequence. In these three cases, chrysocolla is observed to have been fractured into angular fragments by irregular cracks with no preferential orientation (Fig. 7c). Clasts coated by chrysocolla normally exhibit irregular edges due to corrosion.

Although coatings are mainly formed by chrysocolla, they also occasionally include minor opal and/or microcrystalline quartz and calcite (Fig. 7d). Chrysocolla occurs in the inner zone of the coating as micrometer- to millimeter-thick concentric laminae. These laminae are followed by a very thin lamina of opal and/or microcrystalline quartz and, finally, by subhedral crystals of calcite forming mosaic cements. This precipitation sequence (Fig. 7d) is the most common paragenesis observed in all samples from the upper exotic-Cu orebody.

Calcite also occurs as euhedral to subhedral transparent crystals constituting mosaics, occasionally as drusy crystals (Fig. 7c, e) and, less commonly, as smaller anhedral cloudy crystals (Fig. 7c). These cements normally fill fractures (Fig. 7c). Gypsum cements are also present, but to a much lesser extent than calcite. SEM observations reveal that paratacamite and atacamite commonly occur as overgrowths on chrysocolla (Fig. 7f) and are normally associated with gypsum.

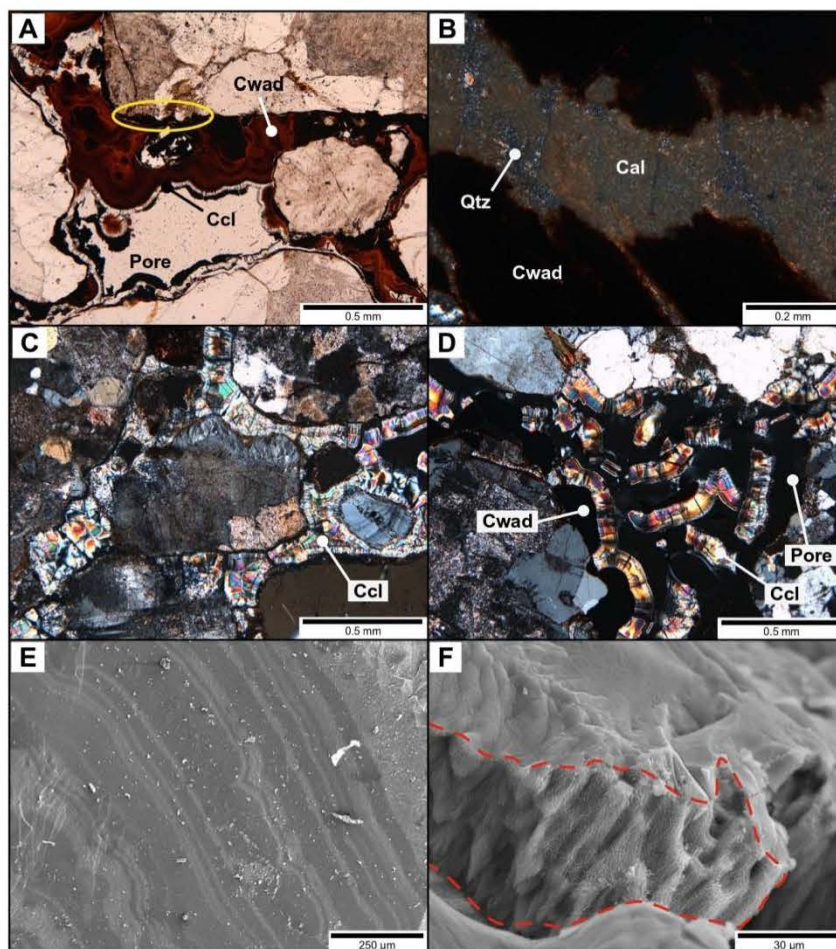


Fig. 6 Photomicrographs of samples from the lower exotic-Cu orebody. **a** Plane-polarized light photomicrograph showing botryoidal copper wad (Cwad) and a very thin lamina of chrysocolla (Ccl) cementing a conglomerate. Irregular clast boundaries (yellow ellipse) are interpreted as evidence of corrosion due to the action of mineralizing fluids. **b** Cross-polarized light photomicrograph showing copper wad (Cwad) and microcrystalline quartz (Qtz) replacing dark micrite (Cal). **c** Cross-polarized light photomicrograph of a conglomerate cemented by chrysocolla (Ccl) laminae. Chrysocolla is formed by fibrous

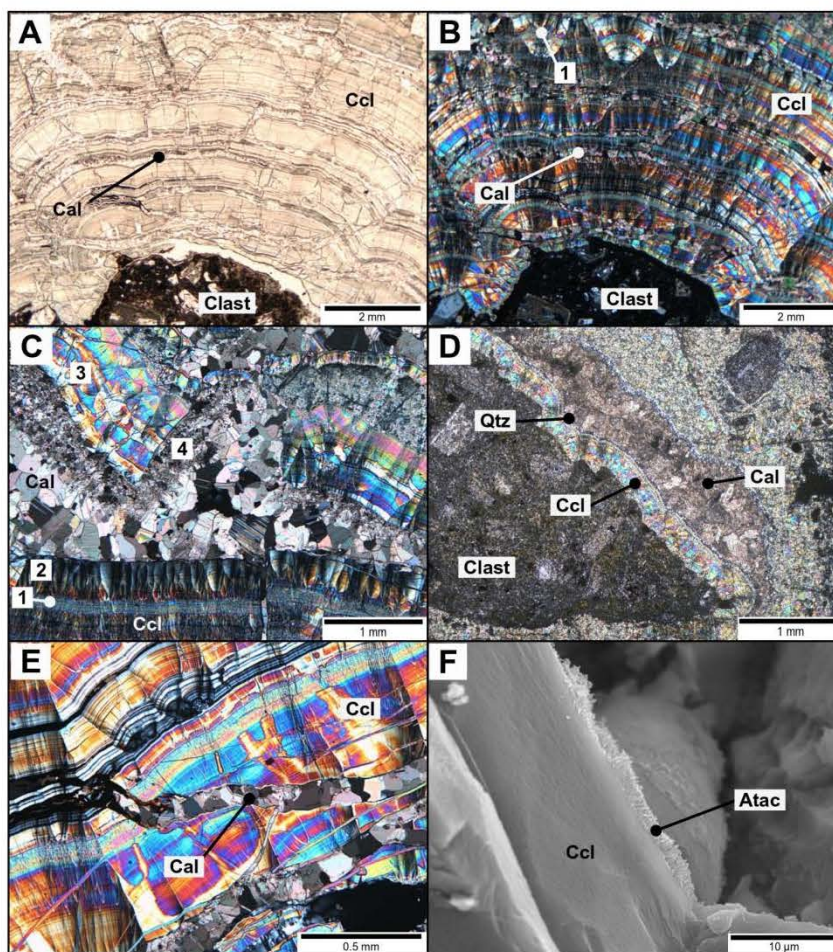
microcrystals that are perpendicular to its laminae. **d** Cross-polarized light photomicrograph showing chrysocolla (Ccl) fractured into angular fragments within the copper wad (Cwad). **e** SEM photomicrograph of chrysocolla showing μm -scale mammillary banding defined by variations in its Si/Cu ratios. Lighter and darker bands correspond to higher and lower Si/Cu ratios, respectively. **f** SEM photomicrograph of chrysocolla showing a surface (enclosed by red dashed lines) containing subrounded to subangular depressions formed by dissolution

Stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$)

The 28 carbonate-bearing fine-grained matrix samples record a relatively wide range of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic values throughout the entire sedimentary sequence (Fig. 4b); they record a more significant range in $\delta^{18}\text{O}$ values than they do in $\delta^{13}\text{C}$ values. The $\delta^{18}\text{O}$ values (VPDB) vary from -11.4 to -2.4 ‰ with a mean value (X) of -6.9 ‰, whereas the $\delta^{13}\text{C}$ values (VPDB) vary from -6.0 to -2.0 ‰ with $X = -4.8$ ‰.

The $\delta^{18}\text{O}$ values of the barren sedimentary deposits intercalated between both orebodies are significantly heavier ($X = -4.7$ ‰) than the values of both orebodies and lacustrine/palustrine sandy limestones ($X = -8.6$ ‰), whereas the $\delta^{13}\text{C}$ values do not record significant variations. The most remarkable features are the excursions to heavier values (approximately 2 or 3 ‰) of both the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values within both exotic-Cu orebodies, in which the heaviest isotopic values are recorded in approximately the middle of each

Fig. 7 Photomicrographs of samples from the upper exotic-Cu orebody. **a** Plane-polarized light and **b** cross-polarized light photomicrographs showing bands of chrysocolla laminae (Ccl) and (1) cone- or fan-shaped chrysocolla delimited by syneresis cracks alternating with minor calcite cement (Cal). **c** Cross-polarized light photomicrograph showing (1) disorganized microcrystals of chrysocolla (Ccl), (2) cone or fan-shaped chrysocolla, (3) mammillary banded chrysocolla, later calcite mosaic (Cal) and (4) smaller anhedral calcite cloudy crystals. **d** Cross-polarized light photomicrograph showing a rock fragment (Clast) coated by, from the inner to outer zones, chrysocolla (Ccl), opal and/or microcrystalline quartz (Qtz) and calcite (Cal). **e** Cross-polarized light photomicrograph showing fractures in mammillary banded chrysocolla (Ccl) filled by later calcite mosaic (Cal). **f** SEM photomicrograph showing atacamite (Atac) overgrowths on chrysocolla (Ccl)



orebody (Fig. 4b, dashed green circles). The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of both exotic-Cu orebodies record a relatively good covariance trend ($R^2 = 0.39$; Fig. 4c) which contrasts with the covariance trend of values from barren sediments ($R^2 = 0.17$; Fig. 4c) and, particularly, with the covariance trend of values from the barren sediments intercalated between both orebodies ($R^2 = 0.04$).

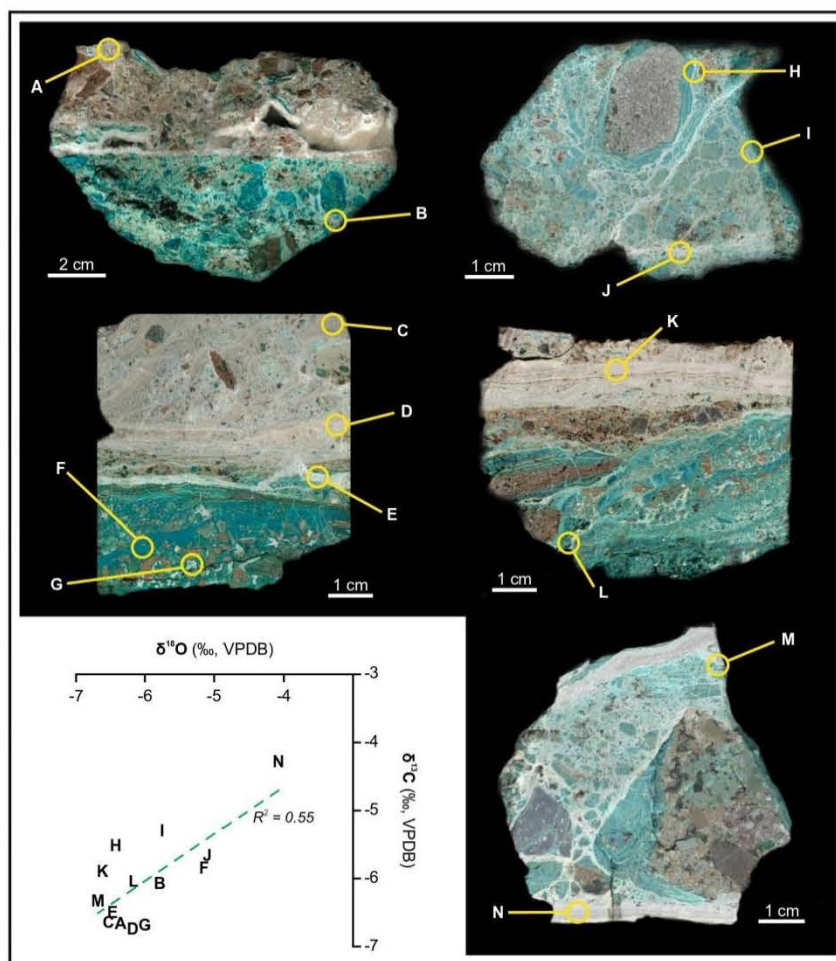
The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values obtained from 14 specific points on the hand samples from the upper exotic-Cu orebody (Fig. 8) record very minor variation compared to the other 28 analyses. The $\delta^{18}\text{O}$ values (VPDB) vary from -6.7 to -4.1 ‰ with $X = -6.0$ ‰ and a standard deviation (σ) of 0.7, whereas the $\delta^{13}\text{C}$ values (VPDB) vary from -6.8 to -4.3 ‰ with $X = -6.4$ ‰ and $\sigma = 0.4$. These values display a relatively good positive covariance trend ($R^2 = 0.55$; Fig. 8).

Discussion

Sedimentary evolution of the El Tesoro Central open-pit sequence

The lowermost unit of the El Tesoro Central open-pit (Tesoro I gravels) is exclusively formed by the A1 facies association. This unit originated within an alluvial fan system dominated by high-strength debris flows (Harvey 2011), which are referred to as debris-flow fans (Nichols 2009). The Tesoro II and Tesoro III gravels are mainly formed by A2 and, to a lesser extent, A1 and A3. These two units originated within an alluvial fan system dominated by fluvial processes (Harvey 2011), which are referred to as stream-channel fans (Nichols 2009; Fig. 9). These fluvial systems consist of relatively confined, narrow and ephemeral channels constituting a gravel-

Fig. 8 Cross plot of $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ values from specific points on the hand samples extracted from the upper exotic-Cu orebody. Sample locations are illustrated. The numerical $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values are in ESM 3B



bed braided network (Miall 2010; Harvey 2011). The infrequent occurrence of unconfined high-strength debris flows is revealed by the scarce presence of the A1 facies association, whereas the A3 facies association, that only occurs in the Tesoro II gravels, represents shallow ephemeral lakes or ponded water bodies that originated from fluctuations in the water table at the foot of the alluvial fans or in interfan areas (e.g., Sanz et al. 1995; Bustillo and Alonso-Zarza 2007; Fig. 9). Finally, the uppermost unit (Arrieros gravels) is exclusively formed by A1 facies association and originated within an alluvial fan system dominated by debris flows (Fig. 9). The angular clasts of the ungraded breccias, together with the presence of an angular and erosional unconformity between the Tesoro III and Arrieros gravels, are evidence of either a progradation of the alluvial fan system and/or an aridification of the climate that would have produced more torrential debris flows (e.g., Harvey 2011; Jordan et al. 2014). The presence of gypsiferous cements within the Arrieros gravels and the

development of paleosols immediately above the sequence examined in this study (Oerter et al. 2016) support this switch to a more arid climate. These features of aridification are in agreement with the regional onset of hyperarid climate conditions in the Atacama Desert during the Middle Miocene (e.g., Alpers and Brimhall 1988; Rech et al. 2006).

This sedimentary evolution indicates that El Tesoro Central open-pit sequence was largely deposited within an arid continental environment dominated by alluvial fans alternating with minor shallow lakes or ponded water bodies. This type of sedimentary context have been widely discussed in other Cenozoic arid or semi-arid continental environments, e.g., the Quillagua-Llamara Basin, Chile (Sáez et al. 1999, 2012); the Madrid Basin, Spain (Calvo et al. 1989; Alonso-Zarza et al. 1992); the northern area of the Teruel Graben Basin, Spain (Alonso Zarza and Calvo, 2000); and the Green River Basin, USA (Smoot 1983; Pietras and Carrol, 2006).

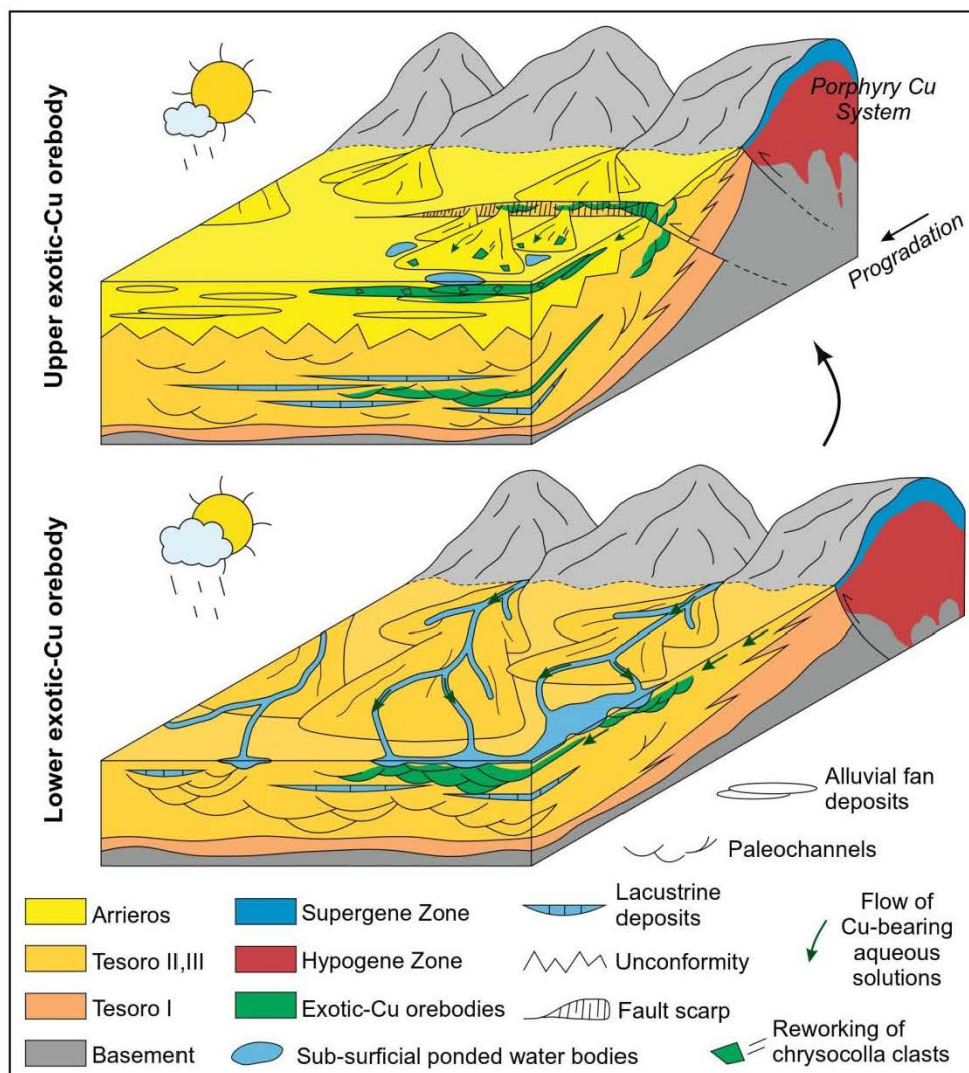


Fig. 9 Schematic 3D models of El Tesoro Central representing the sedimentary environment where both exotic-Cu orebodies (lower and upper) were formed

Sedimentary context of the exotic-Cu mineralization

Traditionally, the most widely known genetic model for the formation of exotic-Cu deposits (Münchmeyer 1996; Sillitoe 2005; Fig. 1) does not emphasize the depositional environment of the mineralized poorly consolidated gravels that host the exotic-Cu mineralization, since it is believed to be epigenetic with respect to gravel deposition. For example, this is the case of the Mina Sur exotic-Cu deposit sourced from the Chuquicamata porphyry deposit (Münchmeyer 1996). Mina Sur is relatively close to its copper source and the mineralization occurs both in the

bedrock and in the overlying gravels. However, El Tesoro Central differs from this model because its exotic-Cu mineralization occurs as stratified mineralized levels truncated by erosion that suggest a syngenetic or very early diagenetic origin. Furthermore, both exotic-Cu orebodies (i.e., lower and upper) of El Tesoro Central are separated by ~ 150 m of barren sedimentary deposits and hosted by different coarse-grained facies within different sedimentary units (Tesoro II and Arrieros gravels, respectively; Fig. 4b), thus indicating that they were formed during two distinct mineralization events and within different depositional settings.

The lower exotic-Cu orebody consists exclusively of in situ precipitated copper within the cobble- to pebble-size well-stratified conglomerates of the Tesoro II gravels. These mineralized conglomerates alternate with lacustrine/palustrine deposits (Fig. 4b), suggesting that mineralization occurred within a context where the ponding of sub-surficial and near-surface aqueous solutions was common. Indeed, these sandy limestones could have also facilitated the ponding and accumulation of Cu-bearing solutions acting as relatively impermeable horizons in comparison with the poorly consolidated conglomerates. The fact that these ponded water bodies frequently occur at the foot of alluvial fans (e.g., Sanz et al. 1995; Bustillo and Alonso-Zarza 2007) suggests that this orebody was formed in a relatively distal position within the sedimentary system (Fig. 9). The inference of this distal position is supported by the presence of relatively abundant copper wad, which is believed to form at intermediate to distal distances from the copper source (Münchmeyer 1996). On the contrary, the upper exotic-Cu orebody, which consists of precipitated copper as well as reworked chrysocolla clasts, is hosted in the ungraded breccias within the Arrieros gravels. The presence of these angular chrysocolla clasts clearly indicates that the physical erosion of an already consolidated supergene profile and/or a possible exotic-Cu deposit located upstream occurred. In fact, Mora et al. (2004) noted that both exotic-Cu orebodies become connected upstream based on core logging observations, supporting the possibility that the upper orebody could have been derived from the erosion of the lower orebody (Fig. 9). However, this is not entirely clear since both the precipitated copper and reworked chrysocolla clasts may instead have been derived from distinct copper sources.

Despite the differences in the depositional settings of their respective host rocks, both exotic-Cu orebodies required a context of sub-surficial and near-surface ponded bodies where copper minerals precipitated from Cu-bearing aqueous solutions within permeable and unconsolidated coarse-grained facies. The sub-surficial or near-surface ponding of mineralizing solutions, together with the arid climate of the Atacama Desert, raise the possibility that evaporation could have played an important role in the exotic-Cu mineralization. The importance of evaporation will be addressed later in this paper.

By comparing these environmental conditions to those of other sediment-hosted ore deposits, notable similarities can be observed, for instance, with respect to the Alto de la Mesa allochthonous gossan deposit (southwestern Spain), as described by Velasco et al. (2013). These authors also proposed the formation of ephemeral surficial or near-surface pools or ponds where acidic metal-rich mine drainages were collected and iron oxyhydroxides were precipitated. This precipitation also occurred as colloidal cements within the porosity of coarse-grained sedimentary deposits, forming mammillary and concretionary pisolith-like structures. Both textural

features are extraordinarily similar to the mammillary banding and coatings of chrysocolla observed in El Tesoro Central (Fig. 5h). Likewise, the Alto de la Mesa allochthonous gossan deposit also contains mineralized reworked clasts, which have been transported more than 1.5 km from their source (Velasco et al. 2013).

Exotic-Cu mineralizing styles and paragenesis

The two exotic-Cu orebodies of the El Tesoro Central deposit show differences in their mineralogy and texture. The copper mineralogy of the lower orebody mainly consists of copper wad, chrysocolla and minor paratacamite and atacamite, whereas that of the upper orebody mostly consists of chrysocolla, paratacamite, atacamite and minor copper wad. Both orebodies exhibit textures resulting from the cementation and infilling of the porosity, as well as the minor partial replacement of the matrix of conglomerates by chrysocolla and copper wad (in situ precipitated copper). However, the upper orebody also contains reworked angular clasts of chrysocolla. This implies that two different styles of copper transport have occurred. The precipitated copper is derived from Cu-bearing aqueous solutions transported from the source, whereas the reworked angular clasts of chrysocolla are produced by the physical erosion of the copper source.

Concerning the in situ precipitated copper of both orebodies, chrysocolla exhibits remarkable mammillary banding containing significant variations in the Cu/Si ratio (Figs. 6e, 7a, b) that reflect physicochemical fluctuations in the mineralizing fluid similar to those that have also been reported in previous studies (e.g., Roedder 1968; Nelson et al. 2007; Campos et al. 2015). Chrysocolla exhibits fractures (i.e., syneresis cracks) perpendicular to its laminae that are due to dehydration during its formation (Roedder 1968; Fig. 7a, c). In the upper orebody, chrysocolla also occurs as coatings around non-mineralized clasts (Fig. 5h), in which the coatings also exhibit mammillary banding (Fig. 7d). These coatings and their concentric laminations are texturally very similar to the pisoliths commonly described in calcretes (e.g., Alonso-Zarza and Wright 2010) and, as noted before, in allochthonous gossan deposits (Velasco et al. 2013). In both cases, biogenic processes have been invoked to explain their genesis. In fact, biogenic processes, specifically microbial activity, have been already proposed to explain the formation of other exotic-Cu deposits in the Atacama Desert, e.g., Huiniquintipa and Mina Sur (Nelson et al. 2007).

The most commonly observed mineral paragenesis comprises chrysocolla, microcrystalline quartz/opal and calcite (Figs. 7d and 10) and represents, from early to late stages, a precipitation sequence that facilitates a preliminary understanding of the evolution of the mineralizing fluid. This precipitation sequence is linked to the progressive neutralization by fluid-rock interaction of strongly acidic ($\text{pH} < \sim 4$) Cu-

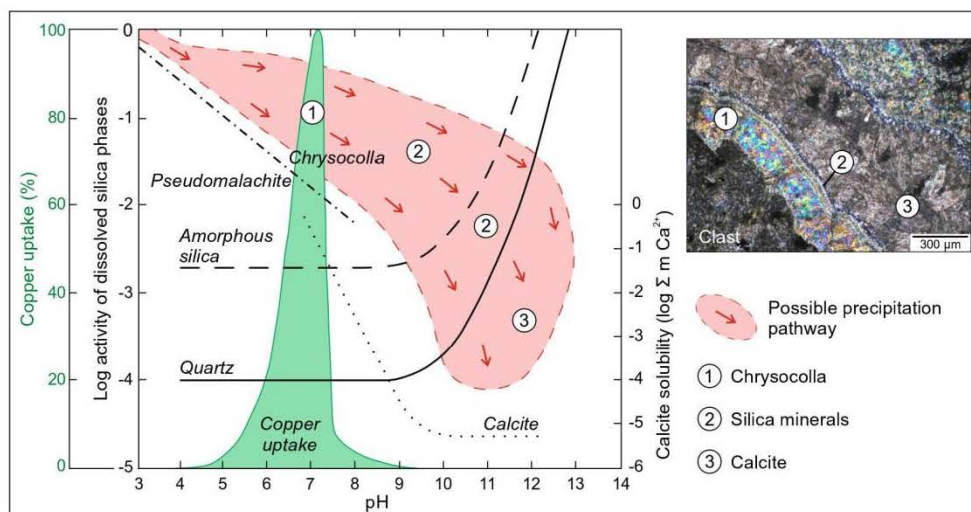


Fig. 10 Diagram summarizing the solubility curves of the calcite and silica phases (redrawn from Bustillo 2010), the field of copper uptake by colloidal SiO_2 (redrawn from Yates et al. 1998) and the stability curve of chrysocolla vs. pseudomalachite (redrawn from Crane et al. 2001) as a function of pH. Calcite curve (dotted black line) at 25 °C and atmospheric CO_2 pressure ($P_{\text{CO}_2} = 101.5 \text{ Pa}$) is taken from Langmuir (1997). Amorphous silica (dashed black line) and quartz (black line) curves at 25 °C are taken from Drever (1988). Copper

uptake field (green) was determined in experiments conducted using $2400 \text{ mg L}^{-1} \text{ SiO}_2$ and $20 \text{ mg L}^{-1} \text{ Cu}$ (Yates et al. 1998). Stability curve (dotted-dashed black line) of chrysocolla vs. pseudomalachite at 25 °C is taken from Crane et al. (2001). Dashed red line represents the possible precipitation pathway of a Cu-bearing aqueous solution that forms (1) chrysocolla, (2) silica minerals and (3) calcite. An example of this precipitation sequence is observed in the cross-polarized light photomicrograph of a sample from the upper exotic-Cu orebody

bearing aqueous solutions derived from supergene profiles of the copper source (Münchmeyer 1996; Sillitoe 2005). Chrysocolla begins to precipitate once the pH of the fluid exceeds ~ 5 (Yates et al. 1998; Sillitoe 2005) and is formed by the interaction between Cu and colloidal SiO_2 in aqueous solutions (Yates et al. 1998). The uptake of Cu by colloidal SiO_2 to form chrysocolla occurs between pH values of ~ 5 and ~ 9 , with ~ 7 representing the optimal pH value to achieve the maximum Cu uptake (Yates et al. 1998; Fig. 10). If the Si concentrations were higher, chrysocolla would start to precipitate at a lower pH (Dold 2006). Once the fluid is depleted in Cu, silica minerals (opal and microcrystalline quartz) begin to precipitate. They are broadly stable at $\text{pH} < \sim 9$ and their solubility increases dramatically once the pH exceeds 9 (Drever 1988; Bustillo 2010; Fig. 10). Finally, the last phase to precipitate is calcite, whose behavior is inverse to that of silica and tends to be stable at conditions of $\text{pH} > \sim 9$ (Langmuir, 1997; Bustillo 2010; Fig. 10). This precipitation sequence observed at El Tesoro Central, together with the high H_4SiO_4^0 (aq) activity in the Cu-bearing aqueous solution (Crane et al. 2001; Fig. 10), explains the absence of copper carbonates, such as malachite or azurite, as all Cu was likely consumed below a pH of ~ 9 to form chrysocolla.

The precipitation sequence of silica minerals is comparable to a silicification process, which consists of the replacement and/or cementation of the host rock by various forms of silica minerals (Milnes and Thiry 1992). This process has been

documented in a wide range of host rocks and environments (Nash and Ulliyott 2007) including other Cenozoic arid or semi-arid settings, e.g., the Madrid Basin, Spain (Bustillo and Alonso-Zarza 2007), the regolith of inland Australia (Thiry et al. 2006) and the Cordillera de la Sal, northern Chile (Evenstar et al. 2016). The silicification processes are mainly controlled, as discussed above, by the pH of the silicifying solution (Nash and Ulliyott 2007; Bustillo 2010), as well as by the Si concentration, evaporation rate, temperature, pressure, host rock permeability, presence of other dissolved components and biogenic activity (Nash and Hopkinson 2004). The concentration of Si partly controls which type of silica phases may precipitate. Oversaturated solutions, which occasionally contain other cations and impurities, precipitate soluble and disordered species (i.e., amorphous silica and opal), whereas slightly oversaturated solutions produce better-ordered phases (i.e., chalcedony and quartz) (Milliken 1979; Thiry and Millot 1987; Thiry et al. 2006). Thus, a transition from the most disordered silica forms towards the most ordered ones reveals a gradual dilution of the silicifying solution (Thiry et al. 2006). At El Tesoro Central, this progressive dilution is marked by the occurrence of amorphous copper silica (chrysocolla) and opal followed by the later formation of microcrystalline quartz. Evaporation may also have played an important role since it is responsible for alkaline conditions in arid environments (Chadwick et al. 1989), which would have triggered the precipitation of later calcite, the last mineral

formed during the precipitation sequence discussed above. The absence of better-ordered silica phases formed between the crystallization of the amorphous silica species and this later calcite could indicate a relatively high evaporation rate that rapidly increased the pH towards a value of ~ 9 while allowing the silicifying/mineralizing solutions to maintain a relatively high oversaturation in Si. Once this pH value was reached, silica minerals could no longer precipitate, regardless of the Si concentration. The increase of pH that caused the Cu mineralization could be also partially controlled by the buffering capacity of some components of the host rock (mostly feldspars, carbonates and mafic minerals) to offer exchange cations capable of consuming hydrogen ions (H^+) via hydrolysis that, thus, raised the pH of the mineralizing solution (Newberg 1967; Chavez 2000). However, only scarce slightly corroded clast boundaries (Fig. 6a) have been recognized as possible signs of replacement caused by this mechanism, suggesting that it would have played a minor role in comparison with the evaporation in increasing the pH of the Cu-bearing solutions.

Both exotic-Cu orebodies were partially modified by later diagenetic processes. For instance, the upper orebody was modified by overgrowths of atacamite or paratacamite (Fig. 7f). In some cases, these overgrowths are associated with gypsum, due to later saline water circulation (Reich et al. 2008) that caused the remobilization and reprecipitation of copper. However, both orebodies could also have been depleted by alkaline fluids that could be responsible for the μm -scale subrounded depressions that originated on the surfaces of chrysocolla due to dissolution (Nelson et al. 2007; Fig. 6f). These alkaline fluids also formed the calcite mosaics composed of euhedral to subhedral transparent crystals (Fig. 7c, e) resulting from cementation processes and the less common cloudy calcite crystals (Fig. 7c) formed by recrystallization. Chrysocolla could also have been fractured into angular fragments (Fig. 6d) due to compaction by the overlying sediments.

The role of evapoconcentration in the exotic-Cu mineralization and palaeoclimatic implications

All measured negative $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values represent deposits precipitated from meteoric waters (e.g. Talbot 1990), which corroborates that no hydrothermal fluids were involved during the exotic-Cu mineralization. The obtained $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values are comparable to those recorded in the Late Cenozoic carbonate-bearing sedimentary deposits in the Atacama Desert (Rech et al. 2010; Oerter et al. 2016) prior to the onset of the hyperarid conditions in the Middle Miocene (e.g., Alpers and Brimhall 1988; Rech et al. 2006; Jordan et al. 2014). Although it is not the main focus of this study, $\delta^{18}\text{O}$ analyses can also provide information about the provenance of moisture that could be the source of the solutions that remobilized the Cu during the exotic-Cu mineralization.

According to the relations defined by Kim and O'Neil (1997), the $\delta^{18}\text{O}$ values obtained by Oerter et al. (2016) in pedogenic carbonate from deposits formed stratigraphically above our sedimentary column record values similar to those of present rainwater in the adjacent areas (Aravena et al. 1999; Rech et al. 2010), revealing a source of moisture associated with air masses from the Pacific Ocean (Aravena et al. 1999). Our $\delta^{18}\text{O}$ values, especially those measured in the lower part of the sedimentary sequence, are slightly more negative than the $\delta^{18}\text{O}$ values recorded by Oerter et al. (2016), suggesting that Atlantic air masses could also have had an influence on these solutions. However, it is more probable that the depleted $\delta^{18}\text{O}$ values simply reflect the loss of ^{18}O as Pacific water vapor traversed across land (Dansgaard 1964; de Wet et al. 2015). In terms of $\delta^{13}\text{C}$ measurements, Oerter et al. (2016) recorded values ranging from -5.7 to 2.2 ‰, which are attributed to plant-derived CO_2 influenced by atmospheric CO_2 . Rech et al. (2010) obtained similar $\delta^{13}\text{C}$ values in Lower Miocene carbonate sediments of the Calama Basin, whereas younger carbonate sediments recorded enriched $\delta^{13}\text{C}$ values (up to 7.4 ‰). These heavier values are attributed to volcanic- and atmosphere-derived CO_2 as well as decreased biological activity due to enhanced aridity (Rech et al. 2010; de Wet et al. 2015). Nelson et al. (2007) also performed $\delta^{13}\text{C}$ analyses on Cu-bearing samples from the Huiniquintipa and Mina Sur exotic-Cu deposits and proposed that there were three different sources of carbon: microbe-derived (~ -50 ‰), plant-derived (~ -25 ‰) and atmosphere-derived (~ 0 ‰) CO_2 . Our $\delta^{13}\text{C}$ values, including those measured in Cu-bearing samples (Fig. 8), vary from -6.8 to -2.0 ‰, which suggests mixing between atmosphere-derived and plant-derived CO_2 prior to the onset of hyperarid conditions. No $\delta^{13}\text{C}$ values consistent with microbe-derived CO_2 have been measured. However, some textural features observed in the El Tesoro Central exotic-Cu deposit (e.g., mammillary banding and coatings of chrysocolla) have been attributed to microbial activity in the Huiniquintipa and Mina Sur exotic-Cu deposits (Nelson et al. 2007) and even in allochthonous or transported gossans (Alto de la Mesa deposit; Velasco et al. 2013). In fact, Sillitoe (2005) had previously proposed that bacteria may control the exotic-Cu mineralization, although it is evident that further research is necessary to determine the precise role of microbial activity.

The degree of covariance between the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values is related to the paleohydrological setting in which the measured deposits were formed (e.g., Deocampo 2010). A correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values generally occurs during evaporation as water vapor is enriched in ^{16}O , together with an increase in temperature and salinity that triggers the evasion of $^{12}\text{CO}_2$ as CO_2 -saturated water equilibrates with the atmosphere (Hoefs 2008; de Wet et al. 2015). There is a notable difference between the covariance trends of values measured in samples from both exotic-Cu orebodies ($R^2 = 0.39$,

Fig. 4b; $R^2 = 0.55$, Fig. 8), the covariance trends of values from barren deposits ($R^2 = 0.17$) and especially the covariance trends of the barren deposits intercalated between the orebodies ($R^2 = 0.04$). These data, together with the excursions to heavier $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values observed in both exotic-Cu orebodies (Fig. 4b, green dashed circles), indicate that exotic-Cu mineralization was mainly triggered by the influence of high evaporation rates. In fact, previous studies based on stable isotope analyses ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ and δD) have already identified high evaporation rates for the formation of supergene alunite in leached caps of porphyry Cu deposits (Bissig and Riquelme 2010). The high evaporation rates in El Tesoro Central required both the sub-surficial and/or near-surface ponding of Cu-bearing aqueous solutions and relatively arid conditions. These ponds favored the catchment and accumulation of Cu-bearing aqueous solutions whose later evaporation concentrated copper, silica and carbonate to saturation (evapoconcentration), thus triggering the precipitation of minerals such as copper wad and chrysocolla, as well as late silica minerals and calcite. This process supports the comparison to near-surface silicification mentioned earlier in this paper, in which a relatively high evaporation rate, together with pH conditions and the Si concentration of the mineralizing solution, favor the precipitation of silica minerals.

The evapoconcentration process responsible for the exotic-Cu mineralization can also be relevant in the discussion of the

paleoclimatic history of the Atacama Desert. Supergene and exotic-Cu deposits have been considered indicators of relatively wetter (but still arid) conditions. Clark et al. (1990) proposed a precipitation rate of 100 mm/year during the Late Oligocene and Early Miocene to allow for the circulation of meteoric water through the upper parts of exposed ore deposits triggering the supergene enrichment process. Although this contrasts with the present-day precipitation rate of < 10 mm/year in the hyperarid core of the Atacama Desert (Houston and Hartley 2003; Rech et al. 2010), a precipitation rate of 100 mm/year is still very low and characteristic of a very arid environment. Thus, the available water would have been minimal in order to permit the evapoconcentration, but sufficiently high to allow copper enrichment and lateral remobilization, which suggests that very specific and restricted hydrologic and climatic conditions would have been required to produce exotic-Cu mineralization. Although the absolute timing of mineralization is not the topic of this study, the El Tesoro Central exotic-Cu deposit seems to have formed in a time span compatible with episodes of intense supergene mineralization recorded in the Atacama Desert and in agreement with its paleoclimatic history. Riquelme et al. (2017) defined two supergene episodes (i.e., 25–19 Ma and 15–12 Ma) in the Centinela Mining District that overlap with the regional ca. 21 Ma and ca. 14 Ma pulses of intense supergene activity (Sillitoe and McKee 1996; Arancibia et al. 2006) and also with

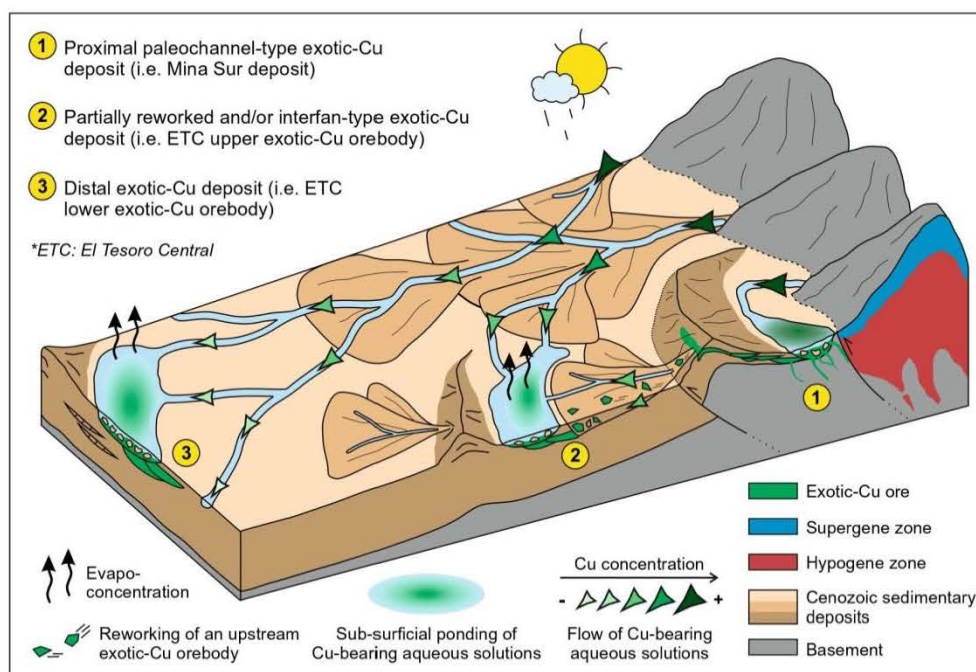


Fig. 11 Idealized schematic 3D model showing different types of exotic-Cu deposits (1, 2 and 3) formed in different sedimentary environments. Note that some scales (e.g., channel depths, clast sizes) have been exaggerated

the humid (but still arid) episodes occurring at 35–23 Ma (Evenstar et al. 2017) and 14–12 Ma (Jordan et al. 2014) in the Atacama Desert prior to the onset of the hyperarid conditions in the Middle Miocene (e.g., Alpers and Brimhall 1988; Rech et al. 2006; Jordan et al. 2014). The “primary” exotic-Cu mineralization (mostly chrysocolla formation) of both orebodies (i.e., lower and upper) of El Tesoro Central can be related to these two semiarid pulses of intense supergene mineralization, whereas the subsequent diagenetic stage (atacamite and paratacamite formation) would have occurred under the later hyperarid conditions, since these minerals require saline solutions and isolation from fresh waters for their formation and preservation (Cameron et al. 2007; Reich et al. 2008, 2009; Palacios et al. 2011).

In order to evaluate the thermodynamic feasibility of the formation of oxidized copper minerals from the evaporation of Cu-bearing aqueous solutions within an exotic environment, we performed simple hydrogeochemical simulations using the PHREEQC software (Parkhurst and Appelo 1999). These simulations utilized the WATEQ4F database (Ball and Nordstrom 1991) since it includes a wide range of copper oxides and sulfides. First, a spring water analysis from the Precordillera with a representative chemical composition (see ESM 4) was selected and carried to equilibrium with common Cu- and Fe-bearing sulfides from a porphyry copper system and with atmospheric CO₂. Finally, the resulting water sample was 99.9% evaporated, producing high concentrations of chrysocolla, atacamite, antlerite, quartz and gypsum and a residual water with a neutral pH value of ~7.6. The results of this preliminary simulation (detailed in ESM 4) are consistent with the observed sequence of mineral precipitation and indicate that the evaporation of near-surface ponded Cu-bearing aqueous solutions is a viable ore-forming mechanism in the El Tesoro Central exotic-Cu deposit.

Implications for exploration

This study of the El Tesoro Central exotic-Cu deposit proposes evapoconcentration as a new main controlling factor responsible for the exotic-Cu mineralization in the Atacama Desert that complements the empirical genetic model (Münchmeyer 1996; Sillitoe 2005). This classic model points out that mineralization occurs after the gradual neutralization of a highly oversaturated Cu-bearing fluid that progressively cements the gravels and underlying bedrock (e.g., the Mina Sur exotic-Cu deposit; Fig. 11). This model perfectly explains the genesis of the exotic-Cu deposits that formed relatively proximal to the source, where Cu-bearing fluids are still close to saturation and a proper sedimentary environment is not critical to trigger mineralization. However, in exotic-Cu deposits formed relatively far from the source, mineralizing solutions must traverse a long distance, during which Cu concentrations may become depleted. In this case, a favorable

sedimentary and hydrological environment is essential in order to trap, accumulate, evapoconcentrate, neutralize, and saturate Cu-bearing solutions and initiate the mineralization process (Fig. 11). The relevance of evapoconcentration can be reflected in the lateral zonation of mineralization of an exotic-Cu deposit. For instance, the El Tesoro Central deposit exhibits a relatively small lateral zonation of mineralization (Münchmeyer 1996; Mora et al. 2004) which agrees with a genetic model in which homogeneous evapoconcentration of the depleted fluid is necessary to trigger the mineralization. In contrast, the Mina Sur deposit does exhibit a greater lateral zonation of mineralization (Münchmeyer 1996), which better supports the classic model. In this case, the oversaturated mineralizing fluid is progressively and laterally neutralized as it reacts with the host rock and copper minerals precipitate. Thus, the further from the copper source the mineralization occurs, the more important an appropriate depositional context becomes. For this reason, more integrated exploration strategies, such as detailed sedimentological studies, should be implemented in order to discover new exotic-Cu resources, especially if they are expected to have formed relatively far from the metal sources.

Conclusions

1. The Late Cenozoic sedimentary sequence of the El Tesoro Central open-pit deposit formed within an arid continental environment dominated by debris flows and stream-channel alluvial fans with shallow ephemeral lakes or sub-surficial or near-surface ponded water bodies at the foot of these fans or within interfan areas. Laterally transported Cu-bearing aqueous solutions took advantage of these ponded settings to accumulate, saturate and trigger the precipitation of oxidized copper minerals within permeable and unconsolidated coarse-grained facies. The two exotic-Cu orebodies formed during two different mineralizing events in a very early diagenetic stage. The precipitated copper is dominant in both orebodies, but the presence of reworked clasts of chrysocolla in the upper exotic-Cu orebody suggests that it could have been derived from the physical erosion of the upstream part of the lower exotic-Cu orebody.
2. The paragenesis, composed of chrysocolla, silica minerals and calcite, reflects the nature and evolution of the mineralizing fluids. The progressive precipitation of these minerals reflects a progressive decrease in the H₄SiO₄⁰ (aq) activity of the fluids, as well as an increase in their pH that was notably influenced by evaporation. The results of stable isotope analyses ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and hydrogeochemical simulations confirm that the evapoconcentration of Cu-bearing meteoric aqueous solutions was the main control in the formation of both

exotic-Cu orebodies at El Tesoro Central. The exotic-Cu mineralization would have required very particular and restricted hydrologic and climatic conditions, i.e., precipitation rates that were relatively high to produce copper enrichment in the source and subsequent lateral remobilization of the Cu-bearing aqueous solutions, but also sufficiently low to permit evapoconcentration. The “primary” exotic-Cu mineralization (mostly chrysocolla formation) of both orebodies of El Tesoro Central can be related to two regional semiarid pulses of intense supergene mineralization which occurred at 25–19 Ma and 15–12 Ma in the Atacama Desert, whereas the subsequent diagenetic stage (atacamite and paratacamite formation) would have occurred with the onset of the hyperarid conditions in the Middle Miocene.

- The study of the El Tesoro Central exotic-Cu deposit provides new constraints that complement the classic model of exotic-Cu mineralization. This empirical model is based on the gradual neutralization of highly oversaturated Cu-bearing fluids that progressively cement the gravels and underlying bedrock relatively close to the copper source, where a proper sedimentary environment is not essential. In contrast, our study reveals the importance of the sedimentary environment and the critical role of evapoconcentration in the formation of exotic-Cu deposits located relatively far from the copper source. This conclusion suggests that sedimentological studies should be considered when devising new exploration strategies, especially if the targeted exotic-Cu deposit is expected to be located relatively far from its primary metal source.

Acknowledgements We thank Antofagasta Minerals S.A. and its personnel for their cooperation and assessment during the field work. We gratefully acknowledge Laura Evenstar and Bernd Lehmann for their useful reviews that have largely contributed to improve this work.

Funding information This study was funded by the PhD grant CONICYT-PCHA/Doctorado Nacional/2016-21160193 of the corresponding author and by the research projects FONDECYT N°1121041 and Anillo ACT1203 (CONICYT, Chilean Government), LMI-COPEDIM (IRD, French Government) and CGL2014-54818-P (Ministerio de Ciencia e Innovación, Spanish Government).

References

- Alonso-Zarza AM (2003) Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Sci Rev* 60(3-4):261–298. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00106-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00106-X)
- Alonso-Zarza AM, Calvo JP, García del Cura MA (1992) Palustrine sedimentation and associated features—grainification and pseudo-microkarst—in the middle Miocene (intermediate unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sediment Geol* 76(1-2):43–61. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90138-H](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90138-H)
- Alonso Zarza AM, Calvo JP (2000) Palustrine sedimentation in an episodically sub-siding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 160(1-2):1–21. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00041-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00041-9)
- Alonso-Zarza AM, Wright VP (2010) Palustrine carbonates. In Alonso-Zarza AM, Tanner L (eds) *Carbonates in Continental Settings. Facies, Environments and Processes. Developm Sedimentol* 61:103–131
- Alpers CN, Brimhall GH (1988) Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geol Soc Am Bull* 100(10):1640–1656. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1640:MMCCIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1640:MMCCIT>2.3.CO;2)
- Amundson R, Dietrich W, Bellugi D, Ewing S, Nishiizumi K, Chong G, Owen J, Finkel R, Heimsath A, Stewart B (2012) Geomorphologic evidence for the late Pliocene onset of hyperaridity in the Atacama Desert. *Geol Soc Am Bull* 124(7–8):1048–1070. <https://doi.org/10.1130/B30445.1>
- Anderson JA (1982) Characteristics of leached capping and techniques of appraisal. In: Titley SR (ed) *Advances in the geology of porphyry copper deposits, Southwest North America*. Tucson Univ Arizona Press, Tucson, pp 245–287
- Arancibia G, Matthews SJ, De Arce CP (2006) K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in the Atacama Desert, northern Chile: tectonic and climatic relation. *J Geol Soc Lond* 163(1):107–118. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-161>
- Aravena R, Suzuki O, Pena H, Pollastri A, Fuenzalida H, Grilli A (1999) Isotopic composition and origin of the precipitation in northern Chile. *Appl Geochem* 14(4):411–422. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(98\)00067-5](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(98)00067-5)
- Ball JW, Nordstrom DK (1991) User's manual for WATEQ4F with revised thermodynamic database and test cases for calculating speciation of major, trace, and redox elements in natural waters. USGS Open-File Report 91–183
- Barker SLL, Dipple GM, Dong F, Baer DS (2011) Use of laser spectroscopy to measure the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ compositions of carbonate minerals. *Anal Chem* 83(6):2220–2226. <https://doi.org/10.1021/ac103111y>
- Bird MI, Andrew AS, Chivas AR, Lock DE (1989) An isotopic study of surficial alunite in Australia 1: hydrogen and sulphur isotopes. *Geochim Cosmochim Acta* 53(12):3223–3237. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90103-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90103-8)
- Bissig T, Riquelme R (2010) Andean uplift and climate evolution in the southern Atacama Desert deduced from geomorphology and supergene alunite-group minerals. *Earth Planet Sci Lett* 299(3-4):447–457. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.028>
- Bouzarí F, Clark AH (2002) Anatomy, evolution, and metallogenic significance of the supergene orebody of the Cerro Colorado porphyry copper deposit, I region, northern Chile. *Econ Geol* 97(8):1701–1740. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.8.1701>
- Bustillo MA (2010) Silicification of continental carbonates. In Alonso-Zarza AM, Tanner L (eds) *Carbonates in continental settings. Facies, Environments and Processes. Developm Sedimentol* 62:153–178
- Bustillo MA, Alonso-Zarza AM (2007) Overlapping of pedogenesis and meteoric diagenesis in distal alluvial and shallow lacustrine deposits in the Madrid Miocene Basin, Spain. *Sediment Geol* 198(3-4):255–271. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.12.006>
- Calvo JP, Alonso-Zarza AM, García del Cura MA (1989) Models of marginal lacustrine sedimentation in response to varied source areas in the Madrid Basin (Central Spain). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 70(1-3):199–214. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90090-4](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90090-4)
- Cameron EM, Leybourne MI, Palacios C (2007) Atacamite in the oxide zone of copper deposits in northern Chile: involvement of deep formation waters? *Mineral Deposita* 42(3):205–218. <https://doi.org/10.1007/s00126-006-0108-0>
- Campos E, Menzies AH, Hernandez V, Sola S, Barraza M, Riquelme R (2015) Understanding exotic-Cu mineralisation: Part I—characterisation of chrysocolla. In 13th SGA Biennial meeting, Nancy, Proceedings 3:1153

- Camus F (2003) Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile. CODELCO-SERNAGEOMIN-Sociedad Geológica de Chile, Santiago de Chile, pp 1–267
- Chadwick OA, Hendricks DM, Nettleton WD (1989) Silicification of Holocene soils in northern Monitor Valley, Nevada. *Soil Sci Soc Am J* 53(1):158–164. <https://doi.org/10.2136/sssaj1989.03615995005300010030x>
- Charrier R, Fariás M, Maksaev V (2009) Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Rev Asoc Geol Argentina* 65:05–35
- Chavez WX (2000) Supergene oxidation of copper deposits: zoning and distribution of copper oxide minerals. *Soc Econ Geol Newsletter* 41:10–21
- Chong G (1988) The Cenozoic saline deposits of the Chilean Andes between 18 degrees and 27 degrees south latitude. In Bahlburg H, Breitkreuz C, Giese P (eds) *The Southern Central Andes*. Springer Berlin Heidelberg, 11:137–151
- Clark AH, Tosdal RM, Farrar E, Plazolles VA (1990) Geomorphologic environment and age of supergene enrichment of the Cuajone, Quellaveco, and Toquepala porphyry copper deposits, southeastern Peru. *Econ Geol* 85(7):1604–1628. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.7.1604>
- Crane MJ, Sharpe JL, Williams P (2001) Formation of chrysocolla and secondary copper phosphates in the highly weathered supergene zones of some Australian deposits. *Rec Aust Mus* 53(1):49–56. <https://doi.org/10.3853/j.0067-1975.53.2001.1323>
- Dansgaard W (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16:436–468
- Deoncampo (2010) The geochemistry of continental carbonates. In Alonso-Zarza AM, Tanner L (eds) *Carbonates in Continental Settings. Facies, Environments and Processes*. Developm Sedimentol 62:1–59
- de Wet CB, Godfrey L, de Wet AP (2015) Sedimentology and stable isotopes from a lacustrine-to-palustrine limestone deposited in an arid setting, climatic and tectonic factors: Miocene–Pliocene Opache formation, Atacama Desert, Chile. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 426:46–67. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.02.039>
- Dold B (2006) Geochemical modelling of the exotic mineralization of the Exotica deposit at Chuquicamata, Chile. 11th Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Proceedings 2:247–250
- Drever JI (1988) *The geochemistry of natural waters*. Prentice Hall, New Jersey, p 437
- Dunai TJ, González G, Juez-Larré J (2005) Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* 33(4):321–324. <https://doi.org/10.1130/G21184.1>
- Evenstar LA, Hartley AJ, Archer SG, Neilson JE (2016) Climatic and halokinetic controls on alluvial–lacustrine sedimentation during compressional deformation, Andean forearc, northern Chile. *Basin Res* 28(5):634–657. <https://doi.org/10.1111/bre.12124>
- Evenstar LA, Mather AE, Hartley AJ, Stuart FM, Sparks RSJ, 789 Cooper, FJ (2017) Geomorphology on geologic timescales: Evolution of the late Cenozoic Pacific paleosurface in Northern Chile and Southern Peru. *Earth-Sci Rev* 171:1–27. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.004>
- Fam R (1979) Mineralization de cobre del tipo “exotico” en el norte de Chile. 2nd Congreso Geológico Chileno, Arica, Proceedings 2:235–263
- Gaines RV, Skinner HCW, Foord EE, Mason B, Rosenzweig A (1997) *Dana’s new mineralogy*, 8th edn. John Wiley, New York
- Hartley AJ, Rice CM (2005) Controls on supergene enrichment of porphyry copper deposits in the Central Andes: a review and discussion. *Mineral Deposita* 40(5):515–525. <https://doi.org/10.1007/s00126-005-0017-7>
- Harvey A (2011) Dryland alluvial fans. In Thomas DSG (ed) *Arid zone geomorphology: process, form and change in Drylands*, 3rd ed, Wiley, pp 333–371
- Hoefs (2008) *Stable isotope geochemistry*. Springer, Berlin
- Houston J, Hartley AJ (2003) The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *Int J Climatol* 23(12):1453–1464. <https://doi.org/10.1002/joc.938>
- Jordan TE, Kirk-Lawlor NE, Blanco NP, Rech JA, Cosentino NJ (2014) Landscape modification in response to repeated onset of hyperarid paleoclimate states since 14 Ma, Atacama Desert, Chile. *Geol Soc Am Bull* 126(7–8):1016–1046. <https://doi.org/10.1130/B30978.1>
- Kim ST, O’Neil JR (1997) Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochim Cosmochim Acta* 61(16):3461–3475. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00169-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00169-5)
- Langmuir D (1997) *Aqueous environmental geochemistry*. Prentice Hall, New Jersey, p 600
- Lis G, Wassenaar LI, Hendry MJ (2008) High-precision laser spectroscopy D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ measurements of microliter natural water samples. *Anal Chem* 80(1):287–293. <https://doi.org/10.1021/ac701716q>
- Marinovic N, Lahsen, A (1984) *Carta Geológica de Chile 1:250,000 Hoja Calama*, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago de Chile, Chile, pp 1–150
- May G, Hartley AJ, Stuart FM, Chong G (1999) Tectonic signatures in arid continental basins: an example from the upper Miocene–Pleistocene, Calama Basin, Andean forearc, northern Chile. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 151(1–3):55–77. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00016-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00016-4)
- McCrea JM (1950) On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J Chem Phys* 18(6):849–857. <https://doi.org/10.1063/1.1747785>
- Miall AD (1996) *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, Berlin
- Miall AD (2010) Alluvial deposits. In Dalrymple RW, James NP (eds) *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, pp 105–137
- Milliken KL (1979) The silicified evaporite syndrome—two aspects of silicification of former evaporite nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. *J Sediment Petrol* 49:245–256
- Milnes A, Thiry M (1992) Silcretes. In: Martini IP, Chesworth W (eds) *Weathering, soils and Paleosols*. Developments in earth surface processes 2. Elsevier, Amsterdam, pp 349–377. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-89198-3.50019-2>
- Mora R, Artal J, Brockway H, Martínez E, Muhr R (2004) El Tesoro exotic copper deposit, Antofagasta Region, Northern Chile. In Sillitoe RH, Perelló J, Vidal CE (eds) *Andean Metallogeny: New Discoveries, Concepts, and Update*. Soc Econ Geol Spec Publ 11:187–197
- Mote TI, Becker TA, Renne P, Brimhall GH (2001) Chronology of exotic mineralization at El Salvador, Chile, by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of copper wad and supergene alunite. *Econ Geol* 96(2):351–366. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.2.351>
- Mpodozis C, Cornejo P (2012) Cenozoic tectonics and porphyry copper systems of the Chilean Andes. In Hedenquist JW, Harris M, Camus F (eds) *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe*. Soc Econ Geol Spec Publ 16:329–360
- Mpodozis C, Marinovic C, Smoje I (1993) Estudio geológico estructural de la Cordillera de Domeyko entre Sierra Limón Verde y Sierra Mariposas Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago de Chile, Chile, IR 93–04
- Mpodozis C, Ramos V (1989) The Andes of Chile and Argentina. In Erickson G, Cañas-Pinochet M, Reinemund J (eds) *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series 11:59–90
- Münchmeyer C (1996) Exotic deposits: products of lateral migration of supergene solutions from porphyry copper deposits. In Camus F, Sillitoe RH, Petersen R (eds) *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization Styles and Metallogeny*. Soc Econ Geol Spec Publ 5:43–58

- Nalpas T, Dabard MP, Ruffet G, Vernon A, Mpodozis C, Loi A, Hérail G (2008) Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama gravels in the Pedernales–Chanaral area, northern Chile: climatic or tectonic control? *Tectonophysics* 459(1–4):161–173. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.10.013>
- Nash DJ, Hopkinson L (2004) A reconnaissance laser Raman and Fourier transform infrared survey of silcretes from the Kalahari Desert, Botswana. *Earth Surf Proc Land* 29(12):1541–1558. <https://doi.org/10.1002/esp.1137>
- Nash DJ, Ulliyott JS (2007) Silcrete. In: Nash DJ, McLaren SJ (eds) *Geochemical sediments and landscapes*. U.K. Blackwell, Oxford, pp 95–148. <https://doi.org/10.1002/9780470712917.ch4>
- Nelson M, Kyser K, Clark A, Oates C (2007) Carbon isotope evidence for microbial involvement in exotic copper silicate mineralization, Huiniquintipa and Mina Sur, northern Chile. *Econ Geol* 102(7):1311–1320. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.7.1311>
- Newberg DW (1967) Geochemical implications of chrysocolla-bearing alluvial gravels. *Econ Geol* 62(7):932–956. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.62.7.932>
- Nichols G (2009) *Sedimentology and Stratigraphy*. John Wiley & Sons
- Oerter E, Amundson R, Heimsath A, Jungers M, Chong G, Renne P (2016) Early to middle Miocene climate in the Atacama Desert of northern Chile. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 441:890–900. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.10.038>
- Parkhurst DL, Appelo CAJ (1999) User's guide to PHREEQC (Version 2): a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Water-Resources Investigations, US Geol Surv Rept WRI 99-4259
- Palacios C, Rouxel O, Reich M, Cameron EM, Leybourne MI (2011) Pleistocene recycling of copper at a porphyry system, Atacama Desert, Chile: Cu isotope evidence. *Mineral Deposita* 46(1):1–7. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0315-6>
- Perelló J, Brockway H, Martini R (2004) Discovery and geology of the Esperanza Cu–Au deposit, Antofagasta region, Northern Chile. In Sillitoe RH, Perelló J, Vidal CE (eds) *Andean Metallogeny: New Discoveries, Concepts, and Update*. Soc Econ Geol Spec Publ 11:167–186
- Perelló J, Muhr R, Mora R, Martínez E, Brockway H, Swaneck T, Artal J, Mpodozis C, Münchmeyer C, Clifford J, Acuña E, Valenzuela D, Argandoña R (2010) Wealth creation through exploration in a mature terrain: the case history of the Centinela District, northern Chile porphyry copper belt. In Goldfarb RJ, Marsh EE, Monecke T (eds) *The challenge of finding new mineral resources: global metallogeny, innovative exploration, and new discoveries*. Soc Econ Geol Spec Publ 15:229–252
- Pietras JT, Carrol AR (2006) High-resolution stratigraphy of an underfilled lake basin: Wilkins peak member, Eocene Green River formation, Wyoming, U.S.A. *J Sediment Research* 76(11):1197–1214. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.096>
- Pincheira M, Dagnino A, Kelm U, Helle S (2003) “Copper pitch y copper wad”: Contraste entre las fases presentes en las cabezas y en los rípios en pruebas de lixiviación de materiales de Mina Sur, Chuquicamata. Abstr, X Congreso Geológico Chileno, Concepción
- Pinget MC, Dold B, Zentilli M, Fontboté L (2015) Reported supergene sphalerite rims at the Chuquicamata porphyry deposit (northern Chile) revisited: evidence for a hypogene origin. *Econ Geol* 110(1):253–262. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.1.253>
- Pizarro H, Campos E, Rousse S, Riquelme R, González R, Fernández-Mort A (2016) Link between paleo-climatic conditions and sedimentary environment in the Atacama Desert (Northern Chile) as registered by the magnetic signatures of coarse-grained sediments matrixes. Abstr, 32nd IAS Meeting of Sedimentology, Marrakech
- Rech JA, Currie BS, Michalski G, Cowan AM (2006) Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology* 34(9):761–764. <https://doi.org/10.1130/G22444.1>
- Rech JA, Currie BS, Shullenberger ED, Dunagan SP, Jordan TE, Blanco N, Tomlinson AJ, Rowe HD, Houston J (2010) Evidence for the development of the Andean rain shadow from a Neogene isotopic record in the Atacama Desert, Chile. *Earth Planet Sc Lett* 292(3–4):371–382. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.004>
- Reich M, Palacios C, Parada MA, Fehn U, Cameron EM, Leybourne MI, Zúñiga A (2008) Atacamite formation by deep saline waters in copper deposits from the Atacama Desert, Chile: evidence from fluid inclusions, groundwater geochemistry, TEM, and ^{36}Cl data. *Mineral Deposita* 43(6):663–675. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0184-4>
- Reich M, Palacios C, Vargas G, Luo S, Cameron EM, Leybourne MI, Parada MA, Zúñiga A, You C-F (2009) Supergene enrichment of copper deposits since the onset of modern hyperaridity in the Atacama Desert, Chile. *Mineral Deposita* 44(5):497–504. <https://doi.org/10.1007/s00126-009-0229-3>
- Riquelme R, Tapia M, Campos E, Mpodozis C, Carretier S, González R, Muñoz S, Fernández-Mort A, Sanchez C, Marquardt C (2017) Supergene and exotic Cu mineralization occur during periods of landscape stability in the Centinela Mining District, Atacama Desert. *Basin Res*. <https://doi.org/10.1111/bre.12258>
- Roedder E (1968) The noncolloidal origin of “colloform” textures in sphalerite ores. *Econ Geol* 63(5):451–471. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.63.5.451>
- Sáez A, Cabrera L, Jensen A, Chong G (1999) Late Neogene lacustrine record and palaeogeography in the Quillagua–Llamará basin, central Andean fore-arc (northern Chile). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 151(1–3):5–37. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00013-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00013-9)
- Sáez A, Cabrera L, Garcés M, Bogaard P, Jenses A, Gimeno D (2012) The stratigraphic record of changing hyperaridity in the Atacama Desert over the last 10 Ma. *Earth Planet Sci Lett* 355:32–38
- Sanz ME, Alonso-Zarza AM, Calvo JP (1995) Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the tertiary Madrid Basin, Spain. *Sedimentology* 42(3):437–452. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1995.tb00383.x>
- Scheuber E, Reutter KJ (1992) Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°. *Tectonophysics* 205(1–3):127–140. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90422-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90422-3)
- Sillitoe RH (2005) Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits. *Econ Geol* 100th Anniversary Volume 29:723–768
- Sillitoe RH (2012) Copper provinces. *Soc Econ Geo Spec Publ* 16:1–18
- Sillitoe RH, McKee EH (1996) Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province. *Econ Geol* 91(1):164–179. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.1.164>
- Smoot JP (1983) Depositional subenvironments in an arid closed basin; Wilkins peak member of the Green River formation (Eocene), Wyoming, U.S.A. *Sedimentology* 30(6):801–827. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00712.x>
- Talbot MR (1990) A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem Geol* 80:261–279
- Thiry M, Millot G (1987) Mineralogical forms of silica and their sequence of formation in silcretes. *J Sediment Petrol* 57:343–352
- Thiry M, Milnes AR, Rayot V, Simon-Coincon R (2006) Interpretation of palaeoweathering features and successive silicifications in the tertiary regolith of inland Australia. *J Geol Soc Lond* 163(4):723–736. <https://doi.org/10.1144/0014-764905-020>
- Velasco F, Herrero JM, Suárez S, Yusta I, Alvaro A, Tomos F (2013) Supergene features and evolution of gossans capping massive sulphide deposits in the Iberian Pyrite Belt. *Ore Geol Rev* 53:181–203. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.01.008>
- Wright VP (1986) The role of fungal biomineralization in the formation of early carboniferous soil fabrics. *Sedimentology* 33(6):831–838. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1986.tb00985.x>
- Yates DM, Joyce KJ, Heaney PJ (1998) Complexation of copper with polymeric silica in aqueous solution. *Appl Geochem* 13(2):235–241. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(97\)00062-0](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(97)00062-0)

Anexo IV – Datos de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$)(1) Rech *et al.* (2010): Fm. Opache (~7-3 Ma), Cuenca de Calama

Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)	Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)
1	7.23	-1.63	26	5.68	-1.50
2	7.35	1.78	27	5.73	0.25
3	6.56	-1.41	28	6.11	-0.74
4	6.10	-3.61	29	6.57	-0.20
5	5.48	-2.25	30	5.88	-0.56
6	5.42	-1.87	31	5.98	-1.18
7	6.01	-2.08	32	5.80	-1.82
8	5.37	-1.62	33	6.14	-0.68
9	5.48	-2.36	34	6.15	-0.44
10	6.16	-1.08	35	6.04	0.42
11	4.67	-3.45	36	5.23	-1.18
12	4.72	-2.68	37	5.87	-0.47
13	4.29	-1.97	38	5.75	0.85
14	3.24	-2.80	39	5.67	-0.84
15	4.34	-1.80	40	5.64	-1.19
16	5.72	-3.24	41	5.66	-1.49
17	3.79	-2.16	42	4.85	-2.38
18	4.62	-3.76	43	3.64	-3.46
19	4.07	-2.71	44	4.22	-3.34
20	4.18	-2.07	45	4.42	-3.33
21	4.71	-2.32	46	4.35	-3.40
22	3.93	-2.74	47	5.79	-1.33
23	5.28	-3.42	48	4.75	-2.78
24	4.77	-0.98	49	3.91	-2.82
25	4.76	-0.89	50	4.21	-1.20
		<i>Valor Medio</i>		5.25	-1.76
		<i>Desviación estándar</i>		0.93	1.24
		<i>Valor Máximo</i>		7.35	1.78
		<i>Valor Mínimo</i>		3.24	-3.76

(2) Rech *et al.* (2010): Fm. Lasana (~12 Ma), Cuenca de Calama

Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)	Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)
1	4.21	-5.24	6	3.53	-6.26
2	4.64	-5.76	7	1.55	-5.99
3	4.31	-6.10	8	1.95	-6.27
4	3.92	-5.88	9	1.18	-6.00
5	3.96	-5.76			
		<i>Valor Medio</i>		3.25	-5.92
		<i>Desviación estándar</i>		1.32	0.32
		<i>Valor Máximo</i>		4.64	-5.24
		<i>Valor Mínimo</i>		1.18	-6.27

(3) Rech et al. (2010): Fm. Yalqui (~21 Ma), Cuenca de Calama

Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)	Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)
1	-7.51	-6.60	3	-0.90	-5.25
2	-0.91	-4.83	4	-1.21	-4.40
			<i>Valor Medio</i>		-2.63
			<i>Desviación estándar</i>		3.25
			<i>Valor Máximo</i>		-0.90
			<i>Valor Mínimo</i>		-7.51

(4) de Wet et al. (2015): Fm. Opache (~7-3 Ma), Cuenca de Calama

Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)	Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)
1	2.46	-4.11	15	3.28	-3.55
2	2.47	-4.70	16	3.04	-3.83
3	2.24	-4.68	17	3.79	-3.52
4	3.35	-3.50	18	3.05	-4.08
5	4.43	-4.39	19	3.31	-4.59
6	4.86	-4.35	20	3.06	-4.47
7	3.77	-3.94	21	2.98	-5.33
8	3.51	-3.84	22	3.52	-4.62
9	3.35	-4.09	23	3.82	-4.38
10	4.04	-3.26	24	3.32	-4.81
11	3.08	-3.63	25	3.01	-4.52
12	3.15	-3.64	26	2.89	-4.91
13	3.35	-4.05	27	2.84	-5.50
14	3.67	-3.30			
			<i>Valor Medio</i>		3.32
			<i>Desviación estándar</i>		0.57
			<i>Valor Máximo</i>		4.86
			<i>Valor Mínimo</i>		2.24

(5) Oerter et al. (2016): Gravas Arrieros (Mioceno Medio – Superior), Distrito Min. Centinela

Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)	Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)
1	-3.14	-4.31	28	-3.08	-6.51
2	-2.67	-3.72	29	-2.70	-7.05
3	-2.80	-3.65	30	-3.35	-6.52
4	-2.54	-3.60	31	-2.39	-6.73
5	-3.03	-3.82	32	-3.95	-4.35
6	-2.80	-3.80	33	-3.54	-5.03
7	-2.75	-3.56	34	-4.12	-6.01
8	-2.68	-3.46	35	-3.01	-8.26
9	-3.49	-5.83	36	-1.91	-7.06
10	-3.89	-5.30	37	0.14	-5.61
11	-3.38	-4.90	38	-1.51	-5.96
12	-3.29	-4.71	39	-1.28	-7.86
13	-3.64	-4.98	40	2.62	-6.34
14	-3.74	-4.73	41	2.46	-6.14
15	-3.52	-4.51	42	2.16	-6.73
16	-2.97	-4.47	43	1.72	-6.19
17	-4.11	-7.06	44	1.78	-6.27

18	-4.03	-6.69	45	-0.52	-7.17
19	-3.81	-6.19	46	-5.20	-4.21
20	-3.76	-5.68	47	0.37	-7.29
21	-3.84	-5.66	48	0.42	-6.89
22	-3.43	-5.68	49	-1.34	-6.88
23	-3.21	-5.55	50	-4.74	-4.38
24	-3.83	-5.44	51	-4.11	-5.35
25	-2.34	-6.32	52	-0.34	-6.46
26	-2.56	-6.40	53	-5.19	-4.39
27	-2.38	-6.34	54	-5.31	-4.17
			<i>Valor Medio</i>	-2.47	-5.60
			<i>Desviación estándar</i>	1.97	1.22
			<i>Valor Máximo</i>	2.62	-3.46
			<i>Valor Mínimo</i>	-5.31	-8.26

(6) Este trabajo (Cap. III): Gravas Tesoro (pre ~9,5 Ma), Distrito Minero Centinela

Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)	Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)
1	-4.08	-7.08	15	-5.29	-6.42
2	-5.00	-8.63	16	-5.55	-3.99
3	-4.95	-9.15	17	-5.70	-3.24
4	-2.42	-8.16	18	-4.77	-2.37
5	-1.98	-7.17	19	-5.17	-4.34
6	-3.91	-7.13	20	-5.46	-4.37
7	-4.47	-7.48	21	-3.15	-11.39
8	-4.91	-8.88	22	-5.16	-10.35
9	-4.68	-6.14	23	-4.81	-9.41
10	-4.93	-2.58	24	-4.21	-7.45
11	-5.95	-4.53	25	-4.53	-8.36
12	-4.82	-8.94	26	-5.97	-9.04
13	-5.38	-6.07	27	-5.80	-9.52
14	-5.32	-3.12	28	-5.64	-8.24
			<i>Valor Medio</i>	-4.23	-6.18
			<i>Desviación estándar</i>	1.50	3.06
			<i>Valor Máximo</i>	0.07	2.81
			<i>Valor Mínimo</i>	-5.97	-11.39

(7) Este trabajo (Cap. III): Gravas Arrieros (pre ~9,5 Ma), Distrito Minero Centinela

Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)	Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)
1	0.07	2.81	5	-1.97	-5.93
2	-1.49	0.74	6	-1.90	-5.43
3	-2.89	-3.72	7	-2.29	-5.78
4	-3.60	-5.61			
			<i>Valor Medio</i>	-2.01	-3.27
			<i>Desviación estándar</i>	1.15	3.58
			<i>Valor Máximo</i>	0.07	2.81
			<i>Valor Mínimo</i>	-3.60	-5.93

(8) Este trabajo (Cap. III): Gravas Atravesado (pre ~9,5 Ma), Distrito Minero Centinela

Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)	Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)
1	-2.66	-6.58	7	-3.32	-6.04

2	-1.89	-5.21	8	-3.18	-8.58	
3	-1.42	-5.71	9	-4.42	-10.51	
4	-2.74	-8.45	10	-3.59	-10.73	
5	-2.92	-6.05	11	-2.87	-12.56	
6	-2.38	-7.60				
				<i>Valor Medio</i>	-2.85	-8.00
				<i>Desviación estándar</i>	0.81	2.41
				<i>Valor Máximo</i>	-1.42	-5.21
				<i>Valor Mínimo</i>	-4.42	-12.56

(9) Quade et al. (2017): Travertinos Barrancas Blancas (~11,5-2,1 Ma), Salar de Punta Negra

Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)	Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)	
1	4.12	-3.34	26	5.61	-0.68	
2	4.99	-2.26	27	5.90	-0.39	
3	5.40	-1.89	28	5.99	-0.28	
4	7.26	-1.52	29	6.17	-0.53	
5	5.00	-1.91	30	5.74	-3.53	
6	5.11	-2.11	31	3.90	-1.02	
7	3.41	-2.39	32	4.04	-1.35	
8	3.88	-1.53	33	4.04	-0.49	
9	5.18	-1.78	34	6.05	-0.18	
10	6.51	-1.91	35	5.15	-2.20	
11	5.69	-0.60	36	5.26	1.66	
12	5.60	-2.15	37	4.87	-0.08	
13	5.12	-3.57	38	3.41	0.44	
14	6.77	-2.18	39	2.09	-0.32	
15	8.22	-2.35	40	2.22	-1.13	
16	6.12	-1.40	41	3.52	0.16	
17	8.16	-2.95	42	3.88	0.20	
18	7.54	-3.18	43	4.82	0.35	
19	6.62	-1.46	44	3.77	0.22	
20	6.27	-1.56	45	4.57	-2.06	
21	6.00	-1.31	46	4.46	-1.83	
22	5.39	-1.19	47	4.24	-2.40	
23	3.95	-5.10	48	3.86	-2.62	
24	5.19	-1.49	49	4.76	-3.03	
25	0.94	5.04				
				<i>Valor Medio</i>	5.04	-1.37
				<i>Desviación estándar</i>	1.45	1.57
				<i>Valor Máximo</i>	8.22	5.04
				<i>Valor Mínimo</i>	0.94	-5.10

(10) Este trabajo (Cap. II): Fm. Pampa de Mulas (pre ~9,5 Ma), Cuenca Quebrada El Profeta

Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)	Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)	
1	-1.82	-0.36	3	-2.10	-3.09	
2	-1.90	-1.97	4	-2.45	-1.79	
				<i>Valor Medio</i>	-2.06	-1.80
				<i>Desviación estándar</i>	0.28	1.12
				<i>Valor Máximo</i>	-1.82	-0.36
				<i>Valor Mínimo</i>	-2.45	-3.09

(11) Este trabajo (Cap. II): Fm. Aguada Zorro (pre ~9,5 Ma), Cuenca Quebrada El Profeta

Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)	Nº	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)
1	-4.85	-8.10	16	-3.70	-7.79
2	-4.64	-8.78	17	-4.34	-7.75
3	-4.70	-8.62	18	-4.65	-8.30
4	-4.77	-8.69	19	-3.41	-8.28
5	-4.79	-7.53	20	-4.31	-8.57
6	-4.26	-7.32	21	-3.71	-4.48
7	-3.28	-7.13	22	-3.71	-3.55
8	-4.80	-8.36	23	-3.76	-3.02
9	-3.08	-6.16	24	-4.56	-3.27
10	-3.21	-7.49	25	-3.83	-3.74
11	-3.91	-7.04	26	-3.69	0.32
12	-3.38	-7.63	27	-4.11	-3.56
13	-3.61	-8.37	28	-3.63	-2.54
14	-3.65	-8.40	29	-3.31	-2.35
15	-3.38	-7.18			
		<i>Valor Medio</i>		-3.97	-6.33
		<i>Desviación estándar</i>		0.56	2.51
		<i>Valor Máximo</i>		-3.08	0.32
		<i>Valor Mínimo</i>		-4.85	-8.78

Tesis Doctoral

*Sedimentología del Cenozoico del Distrito Minero Centinela
y de la Cuenca Quebrada El Profeta (Desierto de Atacama, Chile):
Evolución paleoambiental y génesis de los depósitos de Cu-exótico*

© Alberto Fernández Mort, 2019

*Universidad Católica del Norte
Universidad Complutense de Madrid*

