



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

DOCUMENTOS SOBRE INCLUSIONES FLUIDAS I; FLUIDOS QUE
FUERON ATRAPADOS CON MICROORGANISMOS EN YESO DE
SALARES CHILENOS.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

ALICIA VERÓNICA ZÚÑIGA JARAMILLO

PROFESOR GUÍA:

DANIEL MONCADA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

CLAUDIA CANNATELLI

LINDA DANIELE

SANTIAGO DE CHILE

2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geóloga
POR: Alicia Verónica Zúñiga Jaramillo
FECHA: 19/12/2016
PROF. GUÍA: Daniel Moncada.

“Documentos sobre inclusiones fluidas I; fluidos que fueron atrapados con microorganismos en yeso de salares chilenos”

El salar Ignorado, ubicado al límite este de la III región de Atacama, corresponde a una cuenca cerrada que actualmente precipita sales en la Cordillera de los Andes. Se encuentra a 4000 m de altura aproximadamente, en la alta cordillera donde las temperaturas promedios anuales bordean los 0 °C en un clima árido y donde la radiación ultravioleta es constante durante todo el año. Estas condiciones que con algunas variaciones predominan en el desierto de Atacama, hacen de este un análogo terrestre de lo que podrían ser las condiciones en Marte. Junto con el salar denominado de “Estudio”, forman parte de las zonas de estudio del presente trabajo.

El objetivo de este trabajo es describir la evolución en la composición de los fluidos atrapados en los cristales de yeso de los salares Ignorado y de Estudio, los cuales a su vez se ha reportado en estudios anteriores que albergan microorganismos y componentes orgánicos atrapados. Para esto se debe realizar un estudio petrográfico de inclusiones fluidas, el cual comprende una detallada petrografía de cristales de yeso, para luego conocer las condiciones en las cuales los paleofluidos en equilibrio con los microorganismos fueron atrapados en estos cristales.

Se identificaron tres tipos de arreglos de inclusiones fluidas (FIAs) en ambos salares, de las cuales dos aportaron con datos durante el análisis de microtermometría de las muestras, el tercero correspondía a inclusiones monofásicas rellenas de líquido reportadas en este trabajo como metaestables. Se observó que además, estos arreglos contenían microorganismos como diatomeas y células procariota las cuales se presentaron a lo largo de los cristales analizados.

A partir de los datos obtenidos se pudo identificar que en el salar de Estudio los fluidos a lo largo del crecimiento del cristal presentaban variaciones en su concentración de cloruros, esto puede reflejar la precipitación cíclica del yeso. El salar Ignorado no presenta alguna tendencia visible, ya que los datos no son lo suficientemente robustos. Se observa además que la concentración de cloruro de calcio es mayor en el salar de Estudio en comparación al salar Ignorado, lo cual no se puede explicar a partir de los resultados obtenidos en este trabajo y por lo tanto invita a investigar este salar.

*"Sólo viviendo absurdamente
se podría romper alguna vez
este absurdo infinito."*

Agradecimientos

Esta memoria fue apoyada por FCFM-Uchile concedida a Moncada D, y se ha realizado en el marco de los Proyectos Fondap-Conicyt #15090013 “Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA)” y Fondecup EQM140009 (“Microtermometría de Inclusiones Fluidas”).

A mi profesor guía, Dr Daniel Moncada, por su apoyo y confianza, su paciencia y ayuda durante este proceso, pero por sobre todo su gran disposición para sacar esto adelante. A la Dra Claudia Cannatelli y Dra Linda Daniele, por su comprensión, correcciones y disponibilidad para realizar esta última etapa.

Le quiero agradecer a todas las personas que han de una u otra forma aportaron al desarrollo de esta memoria. Desde mis compañeros de geología y alumnos de memoria de Daniel, hasta aquellos que con una sonrisa o un ánimo me ayudaron durante los días pesados de trabajo.

Por sobretodo agradecer a mi familia, por creer en mí y apoyarme en cada momento, por enseñarme que la mejor virtud es la resiliencia y darme todo en esta vida. Agradecer a mis “vecinos” que también se han convertido parte de mi familia y que durante muchos años de universidad fueron de gran ayuda.

Por último, a todos los que han tocado mi vida durante mi camino en la universidad: “Los Bochef” por apañar durante los años de plan común, a la comunidad de teatro por entregarme los mejores amigos de la vida y finalmente a mis compañeros de geología que durante los terrenos compartimos tan buenos y extremos momentos.

Tabla de contenido

1. Introducción.....	6
2. Objetivos.....	7
3. Zona de trabajo	8
4. Marco Teórico de Salares en Chile	9
4.1. Salares en Chile	9
4.2. Antecedentes geológicos y climatológicos	13
4.3. Evolución de las aguas en cuencas cerradas	20
4.4 Relación entre la vía evolutiva y litología de la cuenca. Origen de los componentes.	24
4.5. Origen de los componentes en aguas de cuencas cerradas del norte de Chile.....	28
4.6 Descripción de salares de estudio	33
5. Marco teórico de Marte	41
5.1. Evidencia de agua en Marte	41
5.2. Azufre en Marte	43
6 Estudios anteriores.....	43
7. Inclusiones fluidas	45
6.1 Clasificación de inclusiones.....	45
6.2 Fundamento de estudio	45
6.3. Determinación de composición de inclusiones fluidas a través de petrografía.	46
8. Metodología.....	48
7.1. Elección de muestras y preparación.....	48
7.2. Observaciones petrográficas	51
7.3 Microtermometría	53
9. Resultados.....	54
9.1. Sedimentología de Yeso	54
9.2. Petrografía de inclusiones fluidas	54
9.3. Microorganismos en yeso	58
9.4. Microtermometría de inclusiones fluidas primarias	59
10. Discusiones.....	61
10.1. Petrografía de cristales de yeso e inclusiones fluidas	61
11. Conclusiones.....	66
12. Bibliografía.....	68
13. Anexos.....	80
Anexo A.....	80
Anexo B	81
Anexo C	83
Anexo D.....	84
Anexo E	87

Anexo F.....	99
Anexo G.....	101
Anexo H.....	115
Anexo I.....	118
Anexo J.....	120
Anexo K.....	121

1. Introducción

El estudio de los salares en el norte de Chile, ha sido una tarea que se empezó a desarrollar con fuerza a mediados del siglo XX. En el que participaron instituciones nacionales e internacionales, pero con un enfoque en los recursos económicos que podrían estar contenidos en sus formaciones. Desde la década de 1970 comienza un estudio de salares en la cordillera y precordillera andina, enfocado principalmente en los depósitos de nitratos (Ericksen, 1981; Ericksen et al., 1978; Stoertz y Ericksen, 1974).

Luego de muchos años, se inició un enfoque hidroquímico al estudio de los salares, comenzando por la mayoría de los salares intravolcánicos pequeños al sur del Altiplano Boliviano (Risacher y Fritz, 1991b). Posteriormente Risacher et al. (1999) elaboró un completo recuento y análisis de todos los salares orientales en el norte de Chile.

La mayoría de los salares activos en el norte de Chile, se distribuyen a lo largo de un lineamiento norte-sur de 1000 km de extensión, entre los 19° y 27°S a lo largo de la cordillera de los Andes (Risacher, 2003). En esta zona se emplaza el desierto de Atacama, el cual es uno de los más antiguos (90 Ma) (Houston y Hartley, 2003) y áridos del mundo. En su región más árida (24-26°S) la precipitación media anual es de unos pocos milímetros ($\ll 25$ mm), la cual aumenta con la latitud desde condiciones hiperáridas hacia condiciones áridas a los $\sim 26^\circ$ (≥ 25 -200 mm de precipitación media anual) (Warren-Rhodes et al., 2006). Esto sumado a la alta tasa de evaporación (Risacher, 2003), alta salinidad producto de la ausencia de agua, variaciones de temperaturas de hasta 20°C en la alta cordillera (Risacher et al., 1999) y constante exposición a la radiación ultravioleta hacen de esta región un lugar extremo para la vida en la Tierra. Todas estas características hacen del desierto de Atacama un análogo al Marte frío e hiperárido imperante desde hace 3Ga (Fairén et al., 2010). Es por esto que ha nacido un interés en el estudio de vida en ambientes extremos y tan secos como este, lo cual puede proporcionar nuevas perspectivas sobre los límites medioambientales para la vida en la Tierra y además dar una primera aproximación para evaluar la potencial vida en Marte.

La presencia de vida microbiológica en los suelos del núcleo hiperárido del desierto es extremadamente escasa, mientras que las costras de halita en esta misma zona presentan abundante y diversas cianobacterias asociadas con microorganismos heterotróficos (Wierzchos et al., 2006; Davila et al., 2008). Aunque el yeso no es higroscópico como la halita, las costras micro porosas y traslúcidas de este son potenciales sustratos capaces de mitigar la exposición a la radiación ultravioleta y disecación para la colonización microbiológica (Dong et al., 2007). Se encontraron costras de yeso/anhidrita en el núcleo del desierto de Atacama con abundante colonización de micro-organismos (Wierzchos et al., 2011). Esto permitió inferir que la vida microscópica es posible en ambientes que no reciben precipitaciones durante años e incluso décadas y que la colonización exitosa de tales ambientes debe en gran medida a las propiedades estructurales y físicas del sustrato, y no solo a las adaptaciones fisiológicas de los microorganismos (Wierzchos et al., 2010). Este tipo de ambientes puede representar un análogo a lo que se conoce en otro planeta (e.g. Marte) en base a lo que se conoce de sensores remotos.

Estudios orbitales espectroscópicos de la superficie de Marte, han detectado de forma aérea extensos depósitos de sulfatos, de los que se ha interpretado contienen minerales sulfatados hidratados (Gendrin et al., 2005; Squyres et al., 2006; Murchie et al. 2009), entre los cuales el yeso es compatible con el espectro requerido y, en algunas instancias, es el primer mineral identificado (Catling et al., 2006). La ocurrencia de estos minerales

ha instado el estudio sobre su origen y ambiente, donde modelos de sedimentación constreñidos a condiciones de la época Noaquiense de Marte donde el volcanismo y lixiviación ácida era comunes, permiten la precipitación de yeso (Catling, 1999). Sumado a esto, rocas sedimentarias en la región *Meridiani Planum* en Marte fueron probablemente depositados y modificados por fluidos salinos ácidos (Squyres et al., 2004).

Los sistemas naturales de aguas saladas ácidas son excepcionales en el contexto actual de la Tierra, pero fueron muy comunes en su pasado como en el de Marte. La combinación de acidez y extrema salinidad requiere un conjunto de condiciones inusuales incluyendo, una fuente de acidez, la falta de buffer naturales y un clima árido (Bowen y Benison, 2009), todas condiciones que se cumplen de forma extraordinaria en los salares Gorbea e Ignorado ubicados en la Precordillera de los Andes, tercera región de Atacama Chile (Risacher, 2002).

2. Objetivos

Con este trabajo se pretende describir la evolución en la composición de los fluidos atrapados en los cristales de yeso de los salares Ignorado y de Estudio, los cuales a su vez se ha reportado, albergan microorganismos y componentes orgánicos atrapados (Benison, 2014).

Para esto se debe realizar un estudio petrográfico de inclusiones fluidas, el cual comprende una detallada petrografía de cristales de yeso, para luego conocer las condiciones en las cuales los paleofluidos en equilibrio con los microorganismos fueron atrapados en estos cristales. Finalmente, caracterizar la evolución en tiempo de estos fluidos y su interacción con los microorganismos.

3. Zona de trabajo

La zona de trabajo comprende a los salares Ignorado y uno al cual llamaremos Estudio, puesto que no presenta nombre oficial. Estos se ubican al extremo norte de la región de Atacama, casi al límite con Argentina (Figura 1).

El salar Ignorado a ~8 km al suroeste de Cerro Bayo, al cual le corresponde las muestras catalogadas como 5 (Figura 1). El salar de Estudio, se ubica a ~13 km al oeste de Cerro Bayo y sus muestras fueron catalogadas como 4(Figura 1).

El área se encuentra muy próxima al límite con Argentina.



Figura 1: Localización de los salares analizados en esta memoria (Extraído y modificado de Google Earth, 2016.)

4. Marco Teórico de Salares en Chile

Risacher et al., (1999) realizó un estudio de 52 salares en el norte de Chile, con el objetivo de determinar: la hidroquímica de las lagunas saladas, el balance hídrico de las lagunas y la calidad de las aguas de aporte. Es trabajo comprende además de los resultados, una síntesis sobre la geología, clima, evolución de aguas en cuencas cerradas y relación de la vía evolutiva con la litología de la cuenca, entre otros puntos, los cuales han sido agregados a este trabajo para entender el contexto en el que se encuentran los salares de Estudio e Ignorado.

4.1. Salares en Chile

Existen dos requisitos fundamentales para el establecimiento de ambientes evaporíticos. Los cuales son que la evaporación potencial debe ser superior a la pluviosidad. La segunda es que deben existir cuencas cerradas para su evaporización.

La figura 2 A y 2B presenta las isolíneas de precipitación y de evaporación potencial en el norte y centro de Chile, la figura 2 C muestra la diferencia entre las precipitaciones y la evaporación. Un valor negativo indica un clima árido o semi-árido, mientras que un valor positivo corresponde a un clima húmedo. El límite pasa un poco más al sur de Santiago. Toda la parte del país ubicada al norte del límite cumple con la primera condición de existencia de salares o lagos salados. Sin embargo, el salar más meridional de Chile se encuentra mucho más al norte, a la altura de Copiapó (Laguna del Negro Francisco). Al sur de Copiapó, todas las cuencas son abiertas hacia el Pacífico. En la Cordillera chilena, las cuencas cerradas se encuentran solamente entre las latitudes de Arica y de Copiapó, es decir en las tres primeras Regiones. En la figura 4 se ubican todas las cuencas cerradas de la tercera región, las cuales son de importancia para este trabajo.

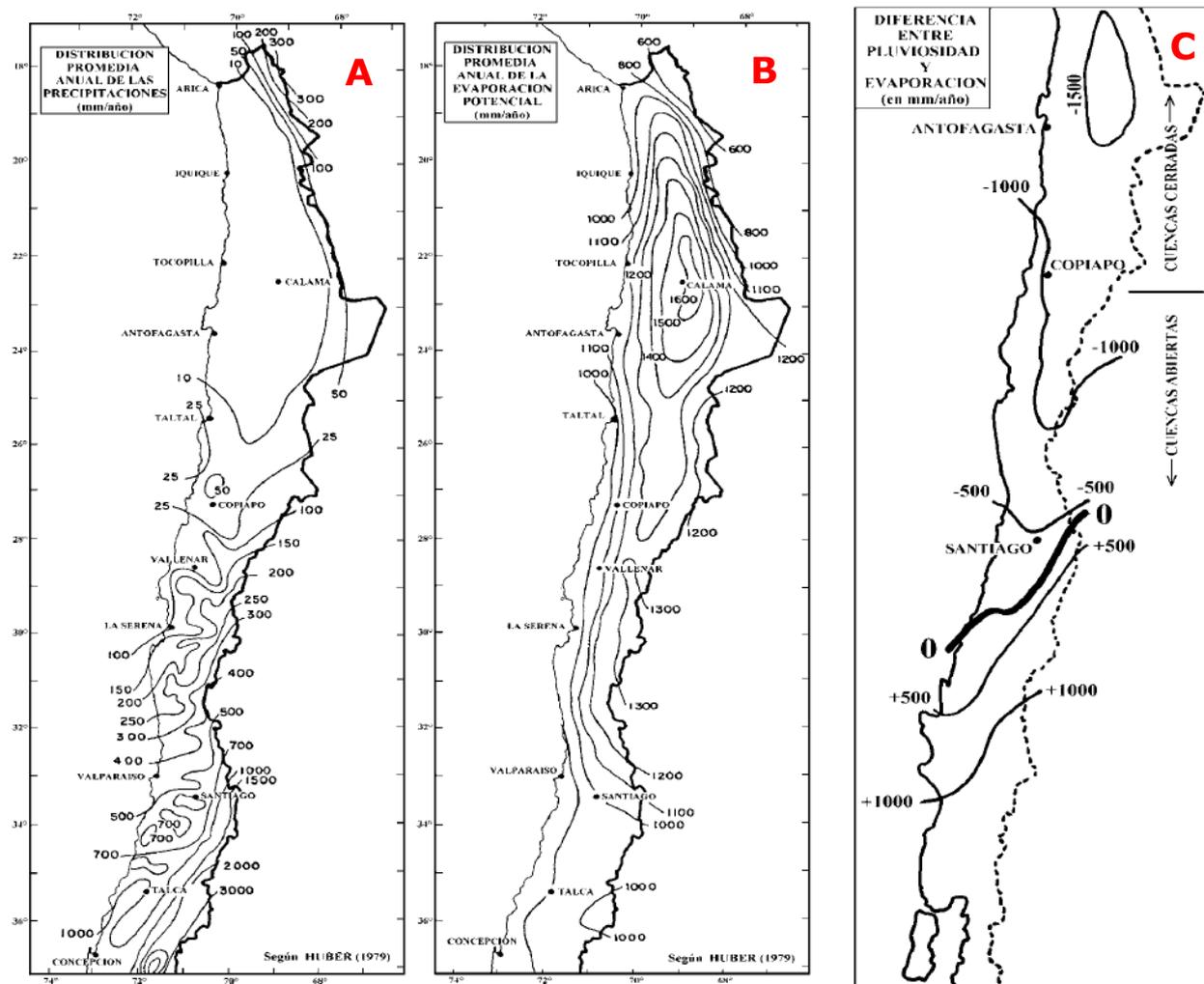


Figura 2. 2A: Isolíneas de precipitación y 2B: isolíneas de evaporación anuales. 2C: Diferencias entre precipitaciones en Chile (mm/año) y evaporación potencial (mm/año). Extraído y modificado de Risacher et al. (1999).

4.1.1. Tipos de aportes a los salares y lagunas

Las salmueras y sales de los salares y lagunas saladas provienen de la evaporación de aguas de aporte. Por tanto, el estudio de un salar empieza en su cuenca de drenaje por el muestreo de sus aguas de aporte. De hecho, es el muestreo más importante para entender la hidroquímica y la geoquímica del salar. Se puede clasificar los aportes en cuatro tipos hidrológicos:

- 1) **Las vertientes fluentes** (o manantiales corrientes) son salidas de agua bien localizadas donde el agua fluye visiblemente. Es posible medir su caudal. Se encuentran tanto en las orillas del salar como en las laderas de la cuenca. Puede existir varias vertientes fluentes a lo largo de una orilla, muy cercanas una de la otra. Generalmente, tienen la misma composición química, y es suficiente muestrear una o dos para caracterizar el aporte por este lado de la cuenca.
- 2) **Las vertientes difusas** aportan aguas que escurren tan lentamente que no se puede apreciar su movimiento visualmente. No se observa una salida localizada, sino una escorrentía a lo largo de la orilla con una extensión que puede alcanzar varios cientos de metros. Muy raras veces se encuentran cuenca arriba. Es imposible medir un caudal. Cuando las aguas son diluidas, producen bofedales. Este tipo de vertiente es proclive a dos mecanismos de salinización:

- Mezcla con una cuña salina del salar.
 - Pre-evaporación a través de los sedimentos de la orilla. La napa subterránea, a muy poca profundidad, se evapora por capilaridad, se concentra y deposita sales eflorescentes a lo largo de la orilla
- 3) **Los ríos y riachuelos** provienen de la unión de aguas de varias vertientes. No son muy comunes en zonas áridas, y son siempre de bajo caudal (unos litros a unos centenares de litros por segundo) en relación a los ríos de zonas húmedas. En muchos casos, se infiltran cuenca arriba alimentando napas subterráneas que se descargan luego en vertientes a las orillas del salar.
- 4) **Las napas subterráneas** constituyen las principales reservas de agua en los Andes del norte de Chile. Lastimosamente, son también las aguas más difíciles de muestrear. De hecho, las vertientes son los únicos puntos, muy escasos, de afloramiento de las napas. Para obtener muestras más representativas, hay que realizar costosos sondeos. Cerca de los bordes del salar, se puede alcanzar la napa por cateos o drenes.

4.1.2. Tipos de lagunas

Se puede distinguir tres tipos de lagunas en las cuencas del norte de Chile:

- 1) **Las lagunas relativamente profundas** (unos metros a unas decenas de metros), con fondo impermeable, se ahondan progresivamente del borde al centro y ocupan toda la depresión central de la cuenca (Lago Chungará, Lagunas Miscanti, Miñique, Laguna Verde). Su extensión no varía mucho a lo largo del año y su composición química es casi homogénea debido a los vientos que mezclan las aguas.
- 2) **Las lagunas someras** de unos centímetros hasta unos decímetros sobre la superficie del salar provienen de vertientes en la orilla. Su extensión es muy variable e irregular; hasta pueden secarse. La intensa evaporación produce un gradiente de salinidad muy marcado en el sentido de la escorrentía.
- 3) **Los "ojos"** provienen de la disolución de una costra de sal por aguas diluidas. Sus bordes son verticales o muy empinados, y sus profundidades pueden alcanzar varios metros. De hecho, se trata del afloramiento de la napa de salmuera que llena la porosidad de toda la costra. (Ejemplos: Imilac, Pedernales, Gorbea).

4.1.3. Tipos de salares

En el norte de Chile, la altura media de precipitación pasa de algunos mm/año en la costa y el Valle Central hasta unos 300 mm/año en la Cordillera de los Andes. La evaporación potencial varía de 1000 a 2500 mm/año, esencialmente en función de la altura. Debido a este gradiente de aridez, existen dos grandes grupos de salares (figura 3):

- 1) **Los salares de la costa y del Valle Central.** Son salares inactivos, fósiles, con costras de sales muy secas. Aquí se encuentran los yacimientos de nitratos y yodo.
- 2) **Los salares de la Cordillera de los Andes.** Son actualmente activos. Reciben aportes de agua de su cuenca de drenaje que se concentran por evaporación en lagunas superficiales donde precipitan sales evaporíticas. No es el objetivo de este estudio describir los sedimentos y sales de cada salar y proponer una clasificación morfológica. Para eso, remitimos el lector a los trabajos de Stoertz

y Ericksen (1974) y de Chong (1984). En muy resumidas cuentas, se puede distinguir dos tipos de salares activos en la Cordillera:

- **Las costras de sales**, porosas y permeables, contienen salmueras intersticiales, al contrario de las costras secas del Valle Central. Se trata de halita (NaCl) o de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Se encuentran en la pre-Cordillera, a alturas inferiores a 3500 m. Como ejemplos, podemos nombrar los salares de Atacama, de Punta Negra, de Imilac, de Pedernales.
- **Los salares de tipo "playa"** están constituidos de sedimentos salinos finos y casi impermeables sobre los cuales se extienden lagunas someras de extensión muy variable. A dentro de los sedimentos, entre unos decímetros y unos metros de profundidad, se encuentra una napa cautiva de salmuera sin conexión con las lagunas superficiales. Estos salares se encuentran en el Altiplano o en la alta Cordillera. Varios salares son combinaciones complejas de estos dos tipos. Por ejemplo, el salar de Atacama está constituido de un núcleo de halita rodeada por una zona de limos salinos.

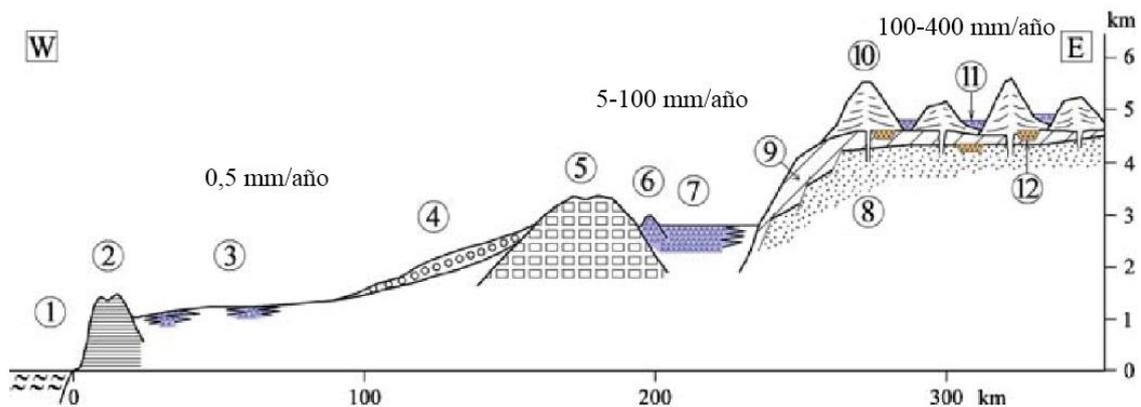


Figura 3. Sección transversal desde el océano pacífico a través de la cordillera de los Andes (latitud UTM 7400000 N). 1: Océano Pacífico; 2: Cordillera de la Costa; 3 y 4: Valle Central o Desierto de Atacama (3: salares fósiles, 4: pediplanos o abanicos aluviales); 5: Precordillera (Cordillera de Domeyko); 6 y 7: Depresión Pre-Andina (6: Cordillera de la Sal, 7: salar de Atacama); 8, 9 y 10: Cordillera de los Andes (8: basamento, 9: Ignimbritas, 10: estratovolcanes); 11: salares actuales; 12: salares antiguos hipotéticos. Extraído y modificado de Risacher y Fritz (2008).

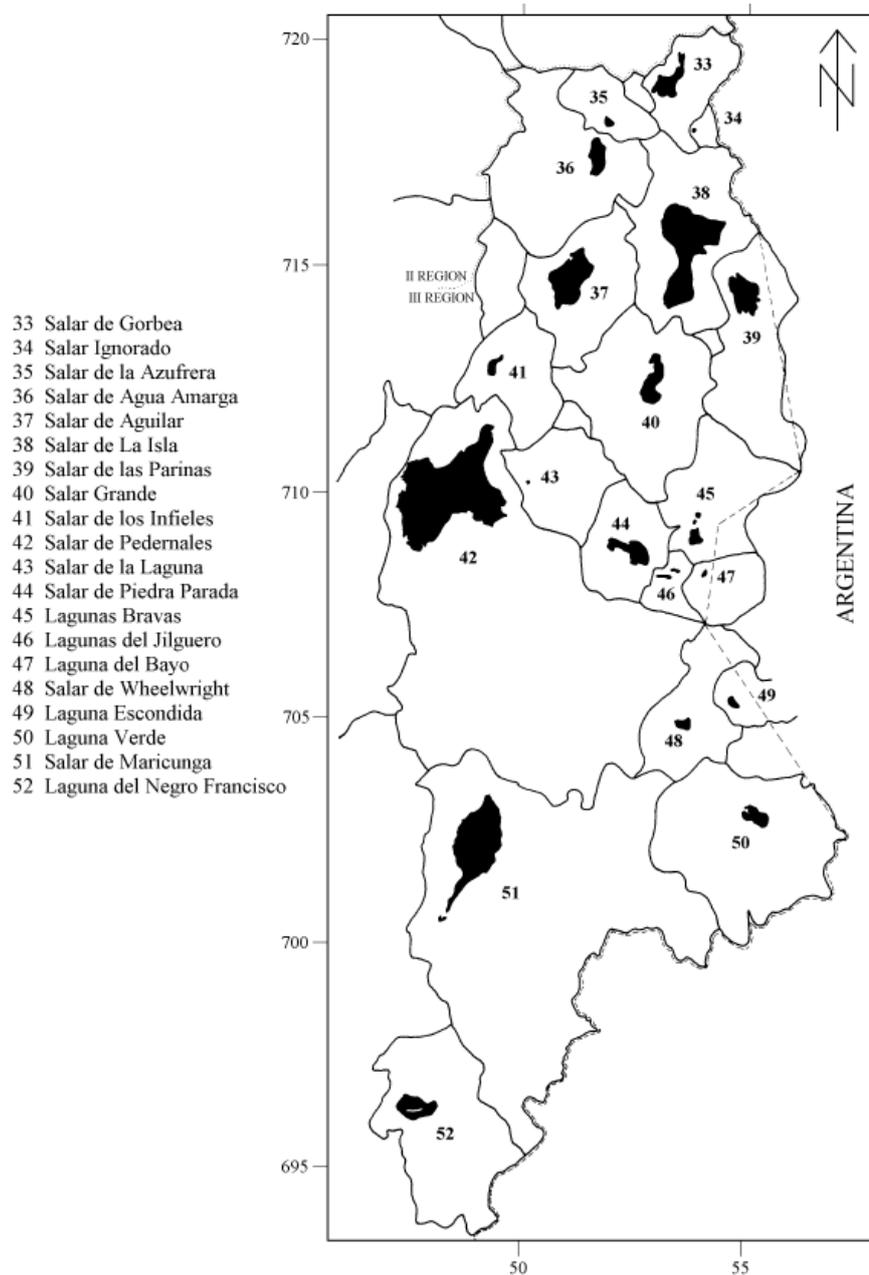


Figura.4: Cuencas cerradas de la Tercera Región, modificado de Risacher et al. (1999).

4.2. Antecedentes geológicos y climatológicos

A continuación se presenta la geología regional y clima de las cuencas cerradas de la primera hasta tercera región de Chile, extraído y modificado de Risacher et al (1999).

4.2.1. Cuadro geológico.

Antecedentes

Los rasgos geológicos principales del Norte de Chile están dados por los grandes procesos tectónicos y volcánicos que han caracterizado su evolución geológica. Entre los estudios más relevantes se encuentran publicaciones de diversos autores como Bruggen (1950), Muñoz (1973), Harrington (1961), Ruiz (1965), Zeil (1964), Aubouin et al. (1972), Frutos y Tobar (1973), Mortimer (1973), Mortimer y Saric (1975), Frutos (1977), Ferraris (1979), Maksaev (1979), Lahsen (1982), Coira et al. (1982), Naranjo y Paskoff (1985), Reutter y Scheuber (1988), Bogdanic (1991), Stern y Mpodozis (1991), Reutter et al. (1991), Scheuber y Reutter (1992).

Relativos a cuencas cerradas que han originado salares parte de los cuales son objeto del presente estudio, se cuenta con trabajos de Ericksen (1963), Stoertz y Ericksen (1974), Ericksen (1979, 1981), Vila (1975, 1976), Van Moort (1985), Chong (1988).

Respecto a la geoquímica de rocas como posible fuente de solutos a las aguas, se cuenta con varias publicaciones, entre ellas las de Guest (1969), Oyarzun (1971), Pichler y Zeil (1972), Campano y Guerra (1975), Campano et al. (1976), Deruelle (1978), Campano y Guerra (1979), Thorpe et al. (1979), Palacios y López (1979), Lopez (1982), Gardeweg et al. (1984), Ishihara et al. (1984), Guerra et al. (1988), Arias et al. (1991), Brown (1991), Worner et al. (1992).

Tectónica y Magmatismo

Existe una relación entre tectonismo y magmatismo en el Norte de Chile. Reutter y Scheuber (1988) y Scheuber y Reutter (1992) presentan para el Ciclo Orogénico Andino entre los 21° y 25° S, una evolución del magmatismo desde el Jurásico Inferior con el desarrollo secuencial, de oeste a este, de cuatro arcos magmáticos. Ellos están relacionados con la convergencia de placas y la erosión tectónica de este margen continental.

Arco magmático del Jurásico - Cretácico Inferior. Ubicado en el área de la actual Cordillera de la Costa donde, sobre un basamento continental de rocas del Paleozoico Superior y en un ambiente marino somero, ocurrió la erupción de lavas y tobas andesíticas y la intrusión de plutones de tipo diorítico dominante. Esta extrusión de material ígneo se acompañó de subsidencia de similar cantidad de material cortical, lo que supone un régimen de distensión.

Arco magmático del Cretácico Medio. Se implantó en la actual ubicación del Valle Longitudinal. Las pocas dataciones geocronológicas disponibles (Rb/Sr, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K/Ar) dan edades desde 104 a 83 Ma. Este volcanismo de carácter calco-alcalino yace sobre sedimentos del trans-arco anterior y está cubierto por las formaciones más recientes del Valle Longitudinal. Es afectado por la tectónica distensiva hasta el Cretácico Medio en que aparece una fase compresiva que origina fuertes deformaciones.

Arco del Cretácico Superior–Paleógeno. Se localizó en la actual Precordillera que puede ser caracterizada como una cadena afectada por tectónica de compresión que produjo intensos plegamientos y fallas (Chong y Reutter, 1985). Se observa en ella un sistema de fallas paralelas al orógeno a las que a lo largo, se asocian movimientos transcurrentes. El material ígneo, (tobas, lavas, ignimbritas) se depositó sobre rocas paleozoicas y cretácicas. Tectónicamente se caracteriza por movimientos compresivos que también afectaron a la amplia zona de trans-arco. El efecto de la tectónica de arco magmático es observable en la Precordillera donde las rocas del basamento (sedimentarias, plutónicas y metamórficas del Precámbrico al Paleozoico) están incorporadas a esas estructuras. La deformación ocurrió en el Eoceno Superior y Oligoceno Inferior, simultánea al magmatismo y procesos mineralizadores (e.g. yacimiento de cobre de Chuquicamata).

Arco magmático del Mioceno-Holoceno. Las lavas e ignimbritas de este arco, el más extenso de todos, sobreyacen sobre rocas paleozoicas a oligocenas. La cadena volcánica originada constituye la actual Cordillera Occidental, aunque el volcanismo de esta edad podría haberse extendido hacia el Altiplano y aún hasta la

Cordillera Oriental, a través de la reactivación de fallas transversales descritas por Salfity (1985). La relación entre tectónica y volcanismo puede inferirse, entre otros, por el alineamiento de los volcanes a lo largo de los sistemas de fractura. Considerando las estructuras de las áreas adyacentes a la Cordillera Occidental en el Altiplano de Chile, Bolivia y Argentina y su relación con volcanismo, podría inferirse que toda el área desde la Cordillera Occidental hasta el borde occidental de la Cordillera Oriental, pertenecen tectónicamente a este arco magmático.

Volcanismo Cenozoico. En este último arco magmático cabe una particular referencia al volcanismo del Cenozoico Superior más relacionado a la geología que interesa al presente trabajo. En el Mioceno Inferior se inicia el volcanismo Cenozoico Superior ligado a períodos compresivos y distensivos. Este volcanismo ocurre en dos etapas. Una en el Mioceno, de tipo fisural, con ignimbritas riolíticas a dacíticas intercaladas con lavas andesíticas que han formado el plateau riolítico. Posteriormente otra, de tipo central, de edad plio-pleistocena, con lavas dacíticas a riolíticas y estrato-volcanes andesíticos a dacíticos. Este material volcánico junto a sedimentos continentales, se depositó sobre rocas del Mesozoico y Cenozoico Inferior muy plegadas y erosionadas (Lahsen, 1982). Este mismo autor presenta en ese trabajo la estratigrafía y estructura de las principales secuencias volcánicas.

Al decrecimiento de la actividad volcánica sigue un intenso período erosivo que genera depósitos de sedimentos clásticos y evaporíticos, estos últimos favorecidos por condiciones climáticas de alta aridez. El levantamiento de la Cordillera de la Costa a fines del Oligoceno cerró el paso al material producido por la erosión de la Precordillera y Cordillera Andina

4.2.2. Rasgos geomorfológicos

La evolución estructural del borde occidental-sur de América del Sur está relacionada a la tectónica de bloques originada por deformaciones en la corteza de la Placa Sudamericana debido al esfuerzo producido por la subducción bajo ella de la Placa de Nazca. Puede definirse como un caso de margen continental activo que se mantiene desde el Carbonífero Superior. Esta evolución se desarrolló por una sucesión de etapas de compresión y distensión, cuyo resultado fue la formación de grandes bloques estructurales caracterizados por una serie de horst y graben de orientación norte-sur. A este proceso tectónico se les relaciona episodios volcánicos, especialmente recientes, que junto a la aridez climática han conformado los rasgos morfológicos dominantes.

Los procesos erosivos han sido poco importantes en el modelado del actual paisaje. En efecto, la aridez se ha mantenido desde el Eoceno Superior (Mortimer, 1980), aunque debe suponerse períodos húmedos desde el Oligoceno al Mioceno Inferior, los que han sido necesarios para producir algunas de las unidades sedimentarias conocidas. El levantamiento de la Cordillera de la Costa detuvo el drenaje hacia el océano Pacífico a partir del Oligoceno Inferior. Cabe hacer notar que el cese de la erosión a partir del Mioceno Medio ha influido positivamente en la preservación de los grandes yacimientos de minerales y de sales, los que en un ambiente húmedo habrían sufrido notable lixiviación.

En resumen, la morfología del Norte de Chile es el producto de eventos tectónicos, del volcanismo y su evolución oeste-este y de la aridez. A continuación se describe someramente los rasgos morfológicos principales (Figura 5).

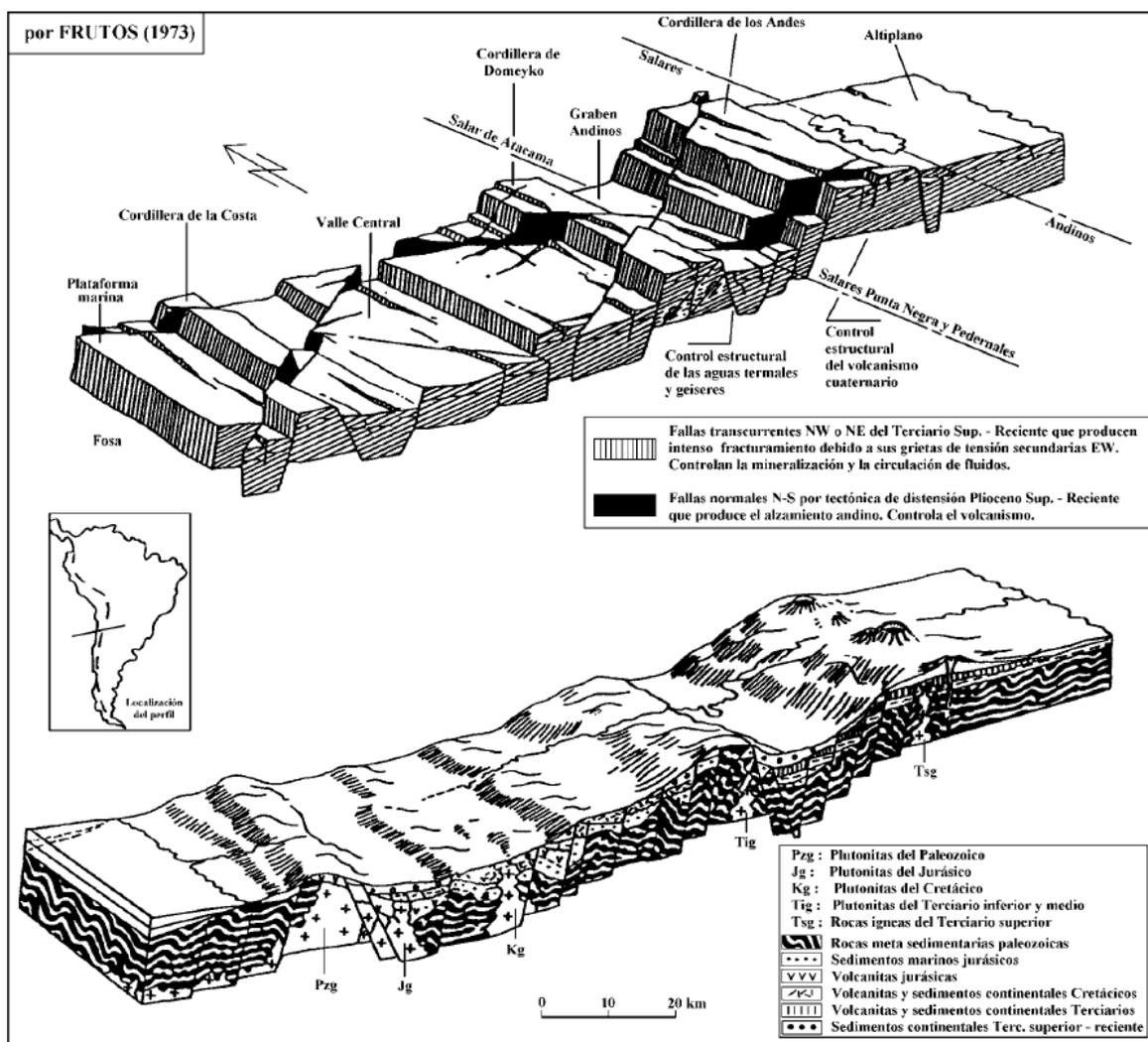


Figura.5. Perfil geológico y estructural a través de los Andes del norte de Chile. Extraído de Frutos (1973).

Cordillera de la Costa. Corresponde a un bloque levantado dislocado por un sistema de fallas, constituyendo la falla del Atacama y su sistema de fallas asociado, una imponente estructura de unos 900 km de largo. Morfológicamente esta cordillera se presenta como un conjunto de cerros y lomajes suaves que encierran numerosas depresiones rellenas de sedimentos continentales. En el borde oriental se extienden planos coluviales con presencia frecuente de salares. En la costa, el rasgo más notorio es el gran acantilado originado en escarpes tectónicos en escalón que habrían retrocedido por la erosión marina (Paskoff, 1976). Las rocas expuestas son sedimentarias marinas y andesitas del Cretácico y Jurásico intruídas por batolitos graníticos del Jurásico tardío al Cretácico. En ciertos lugares se presentan riolitas de probable edad terciaria (Stoertz y Ericksen, 1974).

Depresión Central o Valle Longitudinal. Tectónicamente es un graben que configura una cuenca elongada en sentido norte-sur ubicada entre la Cordillera de la Costa y la Precordillera, que ha constituido el nivel de base para el drenaje y el material de erosión proveniente desde el oriente y en el cual se han intercalado volcanitas, principalmente ignimbritas. Este material provino de la erosión del arco tectónico del Paleógeno, ubicado en la actual Precordillera, y posteriormente por material ígneo y sedimentario del arco magmático actual del Mioceno- Holoceno (Jensen, 1992). Bruggen (1950)

propuso la denominación de Formación Riolítica dentro de la cual otros autores han propuesto nombres de formaciones más locales. Esta unidad morfológica conforma un plano depositacional interrumpido por cerros y pequeños cordones montañosos. Aproximadamente entre los 22°30' y 19°30'S se extiende en un relieve suave denominado Pampa del Tamarugal, constituida por sedimentos continentales y lavas riolíticas.

Precordillera. Se denomina así a los rasgos montañosos de la Cordillera de Domeyko y la Cordillera del Medio. Esta última se desarrolla hacia el norte del curso medio del río Loa. La Cordillera de Domeyko se extiende entre los 22° 20' y los 25°30' con una longitud de 450 km y un ancho entre 20 a 30 km. La altura media de 3000 m. Su eje presenta una convexidad hacia el oeste. Las estructuras que la limitan aparecen como fallas normales y transcurrentes. Está constituida principalmente por distintos tipos de rocas del Mesozoico y Cenozoico. Entre ellas, andesitas, tobas, brechas, sedimentarias marinas y continentales que configuran varias formaciones como Agua Dulce, Purilactis, Cinchado y Tambores descritas por Ramirez y Gardeweg (1982).

Cuencas Preandinas. Implantadas en un graben tectónico, se extienden entre la Precordillera y la Cordillera Occidental. En sus partes más bajas se formaron salares como los salares de Atacama, Punta Negra y Pajonales.

Cordillera de los Andes o Cordillera Occidental. Este horst tectónico conforma un relieve impresionante que se extiende mucho más al este del territorio chileno. El Altiplano o Puna es una extensa meseta de 4000 m de altura media que se extiende en el nor-este de Chile, nor-oeste de Argentina, sur-este de Perú y mitad occidental de Bolivia. Está compuesta de rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas con edades desde el Paleozoico al Cuaternario. Está flanqueada al este por la Cordillera Oriental y al oeste por la Cordillera Occidental. En Chile está constituida por un basamento volcano-sedimentario del Terciario. En el Altiplano al oriente de Arica, Salas et al., (1966) denominan Formación Putani a unos 500 m de sedimentos continentales de probable edad Oligoceno. Ella estaría correlacionada con la Formación Coro- Coro en Bolivia, con la cual también se correlacionarían las formaciones San Pedro y Tambores en la cuenca del salar de Atacama (Mortimer y Saric, 1975).

En discordancia sobre la Formación San Pedro, hacia el este, se encuentra la Formación Riolítica (Bruggen, 1950) que comienza a formarse en el Mioceno Inferior, sobre la cual aparecen los estrato-volcanes andesíticos o Formación Andesítica, de edad Mioceno Medio, aunque su buena preservación sugiere edad cuaternaria. Ambas formaciones estarían genética y químicamente relacionadas (Pichler y Zeil, 1972). Por otra parte, Zeil y Pichler (1967) atribuyen el origen del magma de las riolitas a fusión de la corteza continental granítica de la corteza superior mientras que el de las andesitas se habría originado por fusión parcial de la corteza inferior. El activo volcanismo producido por la efusión de estas lavas permitió la formación de cuencas cerradas intermontanas cuyo nivel de base dio origen a lagunas y salares.

En síntesis, los principales rasgos fisiográficos de las zonas estudiadas son el resultante de una tectónica de bloques y del volcanismo reciente. A ellos se agrega el efecto de la aridez climática extrema que preservó la morfología al minimizar la erosión.

4.2.3. Cuadro climático e hidrográfico

Climatología.

La evolución climática indica que aunque la zona estudiada está entre las más áridas del planeta y lo ha sido así desde el Mioceno Medio, hay evidencias de cierta actividad pluvial durante el Plioceno, Pleistoceno y Cuaternario, así como de una glaciación pleistocena. El levantamiento de los Andes Centrales durante el Oligoceno y Mioceno fue un factor que hizo de barrera a las precipitaciones desde el Amazonas estabilizando el anticiclón del Pacífico.

En cuanto al régimen de los procesos erosivos, Alpers y Brimhall (1988) utilizando información geocronológica, paleotopográfica y balance de masa en el mineral de cobre La Escondida, Segunda Región, concluyen para el Mioceno un régimen de erosión del orden de 100 m/millón de años en esa área. Por su parte, Scholl et al. (1970) estiman una denudación del orden de 20 a 40 m/millón años entre los 29° y 33° S para los pasados 6 a 17 millones de años.

La distribución de las lluvias sigue un patrón. En una transecta oeste-este las lluvias comienzan a partir de los 2000 m.s.n.m. y se incrementan con la altura hacia el este. Las precipitaciones, además del factor altitudinal, están determinadas por un sistema tropical convectivo que produce lluvias estivales en el Altiplano, de corta duración, de poca extensión territorial y generalmente de baja intensidad (menos de 20 mm /día). Por esta razón la escorrentía superficial es reducida y por tanto también la erosión, lo que ha conducido a formas de relieve poco evolucionadas. Las variaciones anuales de precipitaciones son grandes, presentándose series de años muy secos. Los eventos pluviométricos anormalmente altos sobrepasan la capacidad de porteo de la poca desarrollada red de drenaje y producen grandes aluviones que han modelado significativamente la morfología.

La información meteorológica disponible es insuficiente, particularmente en la alta cordillera andina. La evaporación desde superficies de agua y desde suelos es muy alta, con valores entre 1500 a 2500 mm / año. La precipitación anual media cerca de los 4000 m de altura, varía entre 200 a 300 mm, lo cual explica, al comparar con la evaporación, la alta aridez. Los años lluviosos pueden tener hasta tres veces la precipitación de un año seco. Las temperaturas máximas medias diarias oscilan entre 10 y 20°C y las medias mínimas, unos pocos grados bajo 0°C. Una fuente de información disponible para los distintos parámetros del balance hídrico por cuencas, está en el Balance Hidrológico Nacional, de la Dirección General de Aguas, MOP (para la II Región, consultar Grilli et al., 1986).

Hidrografía.

Siguiendo el criterio de Klohn (1972) basado en gran parte en Fuenzalida (1950), pueden considerarse varios grupos de sistemas hidrográficos:

- 1) Un primer grupo está constituido por cuencas cerradas, particularmente andinas y preandinas, cuyo nivel de base hidrológico es un salar o una laguna como en el presente trabajo.
- 2) Pampa del Tamarugal y las quebradas que allí drenan: Aroma, Huasquiña, Tarapacá, Quipisca, Tambillo, Chintaguay (incluye acuífero de Pica) y Chacarilla.
- 3) Cuencas abiertas con escorrentía permanente. En la I Región, son los ríos Lluta, San José, Codpa, Camarones y Tana, en la II Región el río Loa y en la III Región los ríos Copiapó y Huasco

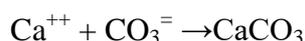
Hidrológicamente las cuencas cerradas del primer grupo que han originado salares y lagunas, pueden considerarse como pozas de evaporación para las aguas superficiales y subterráneas que fluyen en la cuenca. Los acuíferos están constituidos principalmente por material aluvial y rocas fracturadas del basamento, como ignimbritas, andesitas, riolitas e intrusivos ígneos.

4.3. Evolución de las aguas en cuencas cerradas

El estudio de los 52 salares comprendidos entre la primera y tercera región de Chile, abarca el estudio del origen y evolución de sus aguas, lo que ha sido modificado del trabajo realizado por Risacher et al. (1999), puesto que representa una base importante para entender la geoquímica de los salares estudiados en este trabajo.

4.3.1. Precipitación de la calcita

El modelo de evolución de la composición química de aguas por evaporación fue establecido por Garrels y Mackenzie (1967), Hardie y Eugster (1970) y Eugster y Hardie (1978). Cuando un agua se evapora, sus componentes disueltos se concentran y precipitan una secuencia de minerales en el orden de sus solubilidades crecientes. Debido a su baja solubilidad, el primer mineral que precipita es la calcita (CaCO_3):



Durante la precipitación de la calcita, el producto de actividad iónica se mantiene constante e igual al producto de solubilidad de la calcita:

$$(\text{Ca}^{++}) \times (\text{CO}_3^{\ominus}) = K \text{ calcita}$$

(Ca^{++}) y (CO_3^{\ominus}) son las actividades de los iones calcio y carbonato. A bajas salinidades, las concentraciones varían como las actividades; el producto de las concentraciones del calcio y del carbonato se mantiene aproximadamente constante:

$$[\text{Ca}^{++}] \times [\text{CO}_3^{\ominus}] \text{ Constante}$$

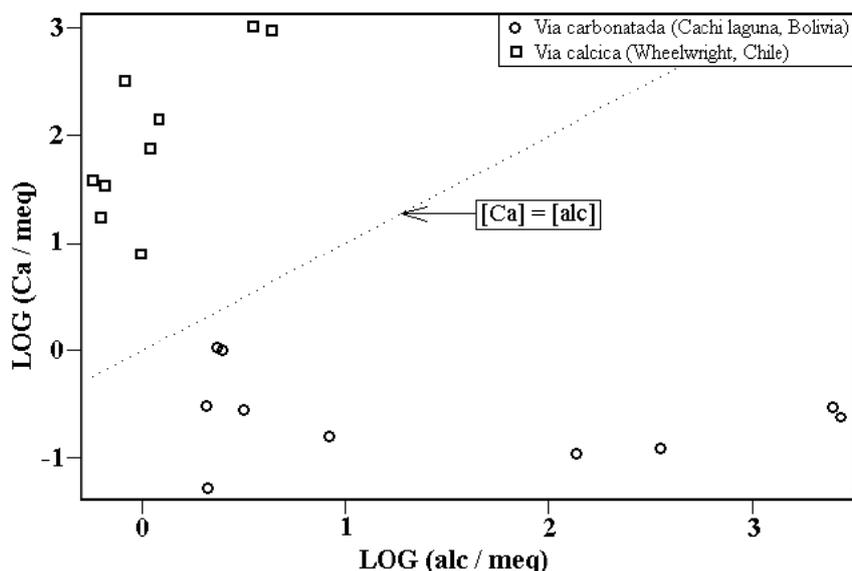


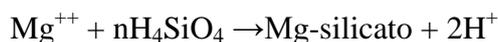
Figura 6. Relación entre alcalinidad y calcio en un salar de vía carbonatada y en un salar de vía cálcica (Risacher et al., 1999).

Eso implica que el calcio y el carbonato no pueden concentrarse conjuntamente cuando precipita la calcita. Si la concentración de uno de los dos aumenta, entonces la concentración del otro debe bajar. Este simple mecanismo induce dos vías evolutivas para las soluciones evaporíticas (Figura 6). Si en el agua inicial hay más carbonato que calcio, la solución al evaporarse, se enriquecerá en carbonatos y se empobrecerá en calcio. Así se llega a salmueras alcalinas de carbonatos de sodio de pH superior a 10, de

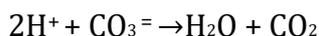
tipo general Na / CO₃-Cl. Si al contrario hay más calcio que carbonato en el agua de aporte, la solución se concentrará en calcio a expensa del carbonato, produciendo salmueras neutras de pH inferior a 9.

4.3.2. Precipitación de sales de magnesio

Después de la calcita, precipitan silicatos o carbonatos de magnesio, sales también muy poco solubles. En la vía alcalina, el aumento del pH induce muy a menudo la formación de silicatos de magnesio (Wollast et al., 1968; Badaut y Risacher, 1983; Jones, 1986; Guven, 1988), según la reacción general:



Dos protones aparecen por cada ion magnesio consumido, los cuales neutralizan parte del carbonato y bicarbonato:



La concentración de la solución en carbonato puede así volverse inferior a la concentración del calcio, lo que desvía la solución de la vía alcalina hacia una vía sulfatada. En caso de precipitación de carbonato de magnesio (magnesita), el consumo de CO₃ por este mineral también puede permitir que la concentración del carbonato se vuelva inferior a la del calcio, y desviar así la solución hacia una vía sulfatada (Figura 7).

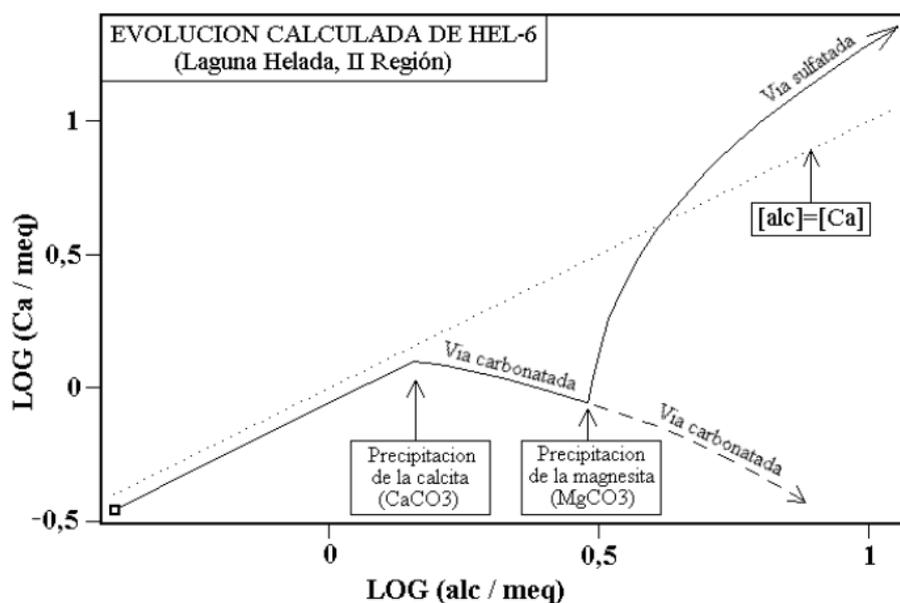
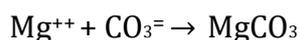
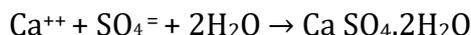


Figura 7. Cambio de evolución de la vía carbonatada hacia la vía sulfatada alcalina por causa de la precipitación de una sal de magnesio (Risacher et al., 1999).

De hecho, que sean silicatos o carbonato de magnesio los que precipitan, el efecto sobre la vía evolutiva es el mismo.

4.3.3. Precipitación del yeso

En la vía neutra, el siguiente mineral que casi siempre precipita es el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$):



Aquí también rige el mismo mecanismo que para la calcita. El producto de actividades debe quedar constante e igual al producto de solubilidad del yeso:



En soluciones poco salinas, las actividades varían como las concentraciones y la actividad del agua (H_2O) es poco inferior a uno. En primera aproximación, el producto de las concentraciones del calcio y del sulfato se mantiene constante:

$$[\text{Ca}^{++}] \times [\text{SO}_4^-] \sim \text{Constante}$$

Si al principio de la precipitación del yeso hay más sulfato que calcio, entonces la solución se concentrará en sulfato y se empobrecerá en calcio, obteniéndose salmueras sulfatadas de tipo general Na/SO₄-Cl. Si al contrario hay más calcio que sulfato cuando empieza a precipitar el yeso, es el calcio que se concentrará hasta producir salmueras cálcicas de tipo Na-Ca Cl. Hay que bien tener en cuenta que las concentraciones en Ca^{++} y SO_4^- que se consideran no son las del agua inicial, sino las del agua ya evaporada al principio de la precipitación del yeso. Puede haber más calcio que sulfato en el agua de aporte, pero que por efecto de la precipitación de la calcita, la concentración del calcio se vuelva inferior a la del sulfato cuando empieza a precipitar el yeso. Este mecanismo está ilustrado en la figura 8 con aguas de aporte de los salares de Michincha y de Punta Negra. Las dos aguas iniciales MIC-1 y PUN-24 tienen más calcio que sulfato. Durante la precipitación de la calcita, el trayecto evaporatorio de MIC-1 se curva y cruza la recta equimolar $\text{Ca} = \text{SO}_4$. Al empezar la precipitación del yeso, la solución contiene más sulfato que calcio y evoluciona hacia la vía sulfatada. Al contrario el trayecto evaporatorio de PUN-24 muestra una leve curvatura al precipitar la calcita y no logra cruzar la recta equimolar. Al precipitar el yeso, la solución sigue la vía cálcica.

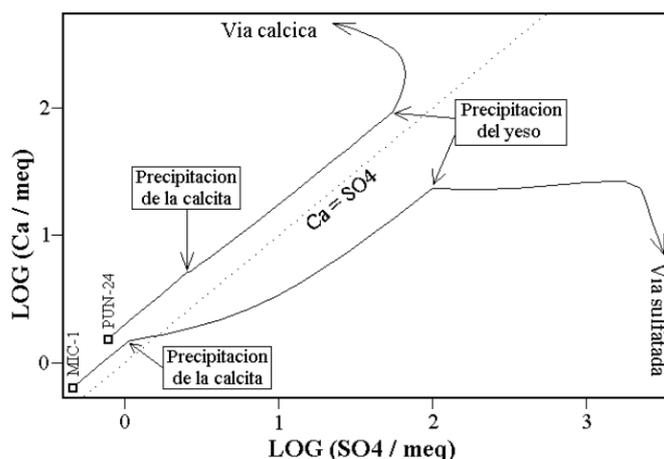


Figura.8. Ejemplos de trayectos evaporatorios de las vías evolutivas sulfatadas y cálcicas (Risacher et al., 1999).

4.3.4. Diagramas de evolución de aguas por evaporación

Toda la discusión queda resumida en la figura 9. La precipitación de los tres minerales fundamentales, calcita, silicatos de magnesio y yeso, determina cinco vías evolutivas:

- 1) **Vía carbonatada:** la precipitación de silicatos de magnesio no logra desviar la evolución del agua debido a su alta proporción de carbonato y bicarbonato.
- 2) **Vía sulfatada directa:** la precipitación de silicatos de magnesio cambia la vía carbonatada hacia una salmuera sulfatada, pero sin precipitar el yeso. Es una vía poco común, puesto que implica límites muy estrictos a las concentraciones de Ca y SO_4 .
- 3) **Vía sulfatada alcalina:** la solución empieza su evolución por la vía carbonatada pero la precipitación de silicatos de magnesio corta esta vía, permitiendo al calcio concentrarse hasta llegar a la precipitación del yeso. A este punto, el sulfato predomina sobre calcio y se llega a una salmuera sulfatada.
- 4) **Vía sulfatada neutra:** la solución empieza su evolución por la vía neutra hasta llegar a la precipitación del yeso y después sigue una vía sulfatada.
- 5) **Vía cálcica:** la solución tiene siempre más calcio que sulfato y, después de precipitar el yeso, llega a una salmuera cálcica.

No está representado el trayecto que empieza por la vía carbonatada y termina por la vía cálcica ni tampoco el que empieza por la vía cálcica y termina por la vía carbonatada. Ningún agua del norte de Chile sigue tales trayectos. Puede que sean químicamente imposibles.

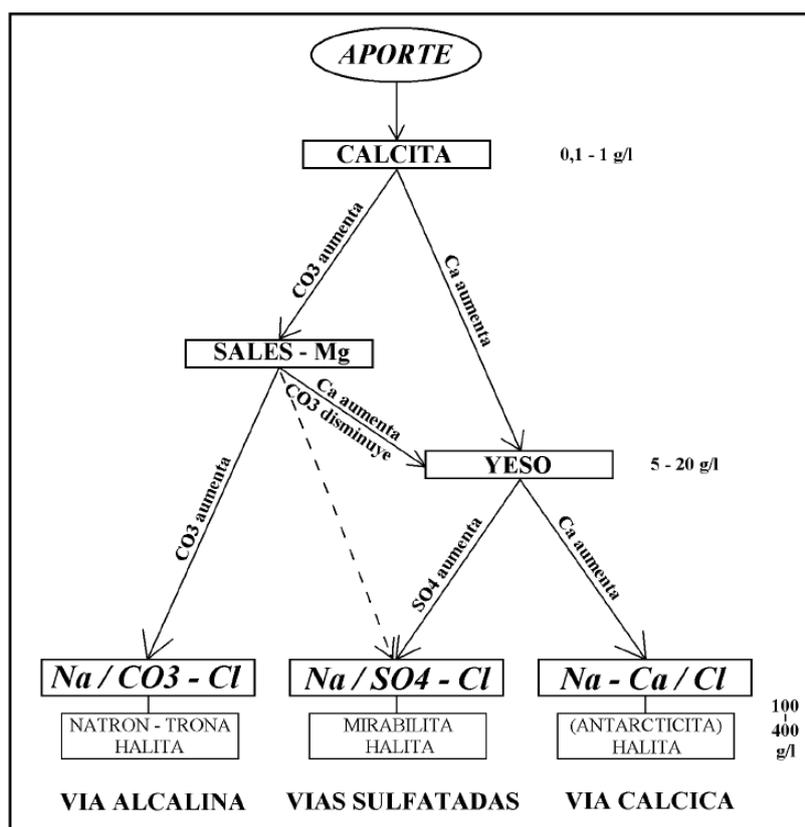


Figura.9. Diagrama de evolución de las aguas por evaporación (según Hardie y Eugster, 1970).

Las cinco vías evolutivas llegan a tres mega-tipos, o familias, de salmueras:

- 1) tipo carbonatado: $\text{Na} / \text{CO}_3\text{-Cl}$
- 2) tipo sulfatado: $\text{Na} / \text{SO}_4\text{-Cl}$
- 3) tipo cálcico: $\text{Na-Ca} / \text{Cl}$

La concentración del sulfato es proporcional a la intensidad del proceso de oxidación de sulfuros o del azufre. La vía sulfatada neutra indica una lixiviación de mineralizaciones o de azufre más importante que la vía sulfatada directa. También la salinidad de las aguas de lixiviación aumenta con la intensidad de la oxidación. La salinidad de las aguas de aporte aumenta desde las que siguen la vía carbonatada (50-200 mg/l) hasta las que siguen la vía sulfatada neutra (500-1500 mg/l) (Risacher et al., 1999).

4.4.2. Alteración de rocas sedimentarias

Hemos tratado hasta ahora de rocas plutónicas o volcánicas constituidas de silicatos con mineralizaciones sulfuradas o con azufre, caso muy común en los Andes Centrales. Veamos ahora lo que pasa en cuencas con formaciones sedimentarias. Las rocas sedimentarias tienen composiciones más variadas que las rocas volcánicas o plutónicas (Risacher et al., 1999).

<u>TIPO DE ROCA</u>	<u>COMPOSICIÓN QUÍMICA</u>
Rocas detríticas:	
- arenas	SiO ₂
- areniscas	SiO ₂
- arenas feldespáticas	SiO ₂ y silicatos
Rocas biogénicas:	
- calizas marinas	CaCO ₃
- diatomeas, radiolaritas	SiO ₂
- carbón	C
Rocas de alteración meteórica:	
- arcillas	silicatos
- arcillitas	silicatos
Rocas químicas:	
- sílex, pedernal	SiO ₂
- calizas químicas	CaCO ₃
- dolomita	CaMg(CO ₃) ₂
- yeso	CaSO ₄ ·2H ₂ O
- anhidrita	CaSO ₄
- halita	NaCl

Tabla 1. Composición química de las principales rocas sedimentarias (Risacher et al., 1999).

La tabla 1 presenta la composición química de las rocas sedimentarias más comunes. La mayor parte fueron depositadas en un ambiente salino, marino o continental. Componentes solubles (cloruros, sulfatos) quedan retenidos como iones adsorbidos sobre minerales arcillosos o disueltos en agua salina intersticial (White et al., 1963). Por esta razón, rocas poco alterables constituidas de sílice o arcillas pueden proveer notables cantidades de componentes sin relación con su composición química. Por otra parte, es notoria la predominancia del calcio en las rocas sedimentarias cuyas aguas de alteración lo tienen generalmente en altas concentraciones de calcio. Al evaporarse muy a menudo siguen la vía cálcica.

La salinidad de aguas de terrenos sedimentarios es generalmente elevada. Depende de la solubilidad de los minerales lixiviados y de la abundancia de las impurezas. Raras veces es inferior a 500 mg/l y puede llegar a varios gramos por litro en caso de lixiviación de sales evaporíticas.

4.4.3. Relación entre litología y vía evolutiva

La figura 10 resume la relación entre litología de la cuenca y vía evolutiva. Los valores de salinidad de las aguas de alteración son ilustrativos; puede haber mucha variación, en particular para las aguas de rocas sedimentarias.

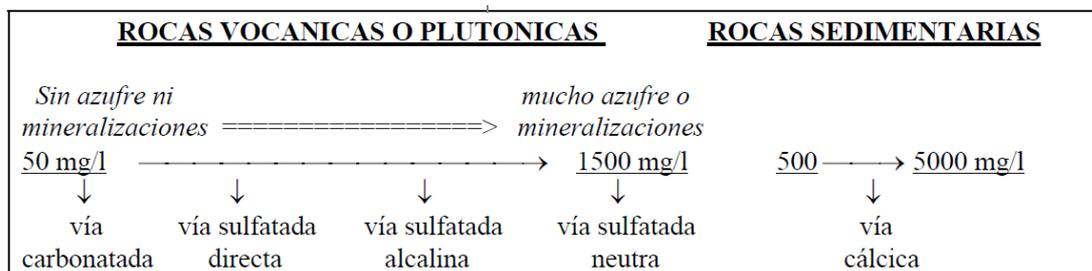


Figura 10. Relación entre la litología de la cuenca y las vías evolutivas (Risacher et al., 1999).

Es posible sintetizar en el siguiente esquema (Figura 11) la relación entre la litología de una cuenca cerrada y la naturaleza de las sales evaporíticas que precipitan en su salar (Risacher et al., 1999)

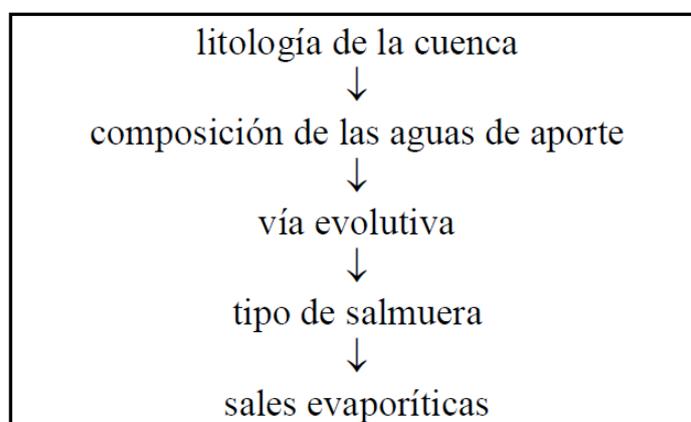


Figura 11. Síntesis de la relación entre la litología de una cuenca cerrada y la naturaleza de las sales evaporíticas (Risacher et al., 1999).

En el trabajo de Risacher et al., (1999) se trataron casos de cuencas con litología relativamente uniforme. Pero ocurren también varias cuencas que contienen a la vez formaciones volcánicas y sedimentarias. Cuando las distintas formaciones están bien separadas en la cuenca, cada una de ellas provee aguas de alteración que reflejan la litología de su sector. Es el caso de la cuenca del salar de Atacama, constituida al este por formaciones volcánicas de la Cordillera de los Andes y al oeste por terrenos en gran parte sedimentarios de la Cordillera de Domeyko. Sin embargo, en otras cuencas, hay yuxtaposición de formaciones volcánicas y sedimentarias o también formaciones volcanosedimentarias con mezclas de fragmentos volcánicos y sedimentarios. En estos casos, por supuesto, la relación entre litología y vía evolutiva se vuelve muy compleja. Generalmente no se conocen con precisión las distribuciones espaciales de cada formación, ni los acuíferos, lo que hace muy difícil relacionar la composición de las aguas de aporte con la litología. En estos casos, la vía evolutiva puede reflejar la influencia del componente litológico principal de la cuenca (Risacher et al., 1999).

La lixiviación de antiguas evaporitas puede aumentar considerablemente la salinidad de un agua de aporte sin modificar su vía evolutiva. Consideremos un antiguo nivel de halita (NaCl) recubierto por formaciones volcánicas sin mineralizaciones ni azufre. Un agua que lixivia estas formaciones pertenece a la vía carbonatada, pero su salinidad puede llegar a varios gramos por litro debido a su alto contenido en Na y Cl. En la práctica, se razona a la inversa: si se encuentra un agua salada de vía evolutiva

carbonatada, eso indica la existencia de antiguas evaporitas recubiertas por rocas volcánicas poco mineralizadas (Risacher et al., 1999).

4.5. Origen de los componentes en aguas de cuencas cerradas del norte de Chile

4.5.1. Salinidad de las aguas de aporte

La característica que probablemente más diferencia las aguas de aportes en las cuencas del norte de Chile en relación a aguas del centro o del sur del país es el amplio rango de sus salinidades, que van desde 50 mg/l hasta 80 000 mg/l. Se observó que durante el estudio de Risacher et al. (1999), las aguas de alteración de rocas volcánicas sin mineralizaciones ni azufre tienen una salinidad comprendida entre 50 y 500 mg/l. Estudios de aguas de alteración de rocas volcánicas ácidas en Estados Unidos dieron una salinidad promedio de 210 mg/l (D.E. White et al., 1963; A.F. White et al., 1980). En Bolivia, Risacher y Fritz (1991) encontraron un promedio de 202 mg/l para aguas de alteración de andesitas. Las salinidades pueden aumentar por encima de 1000 mg/l si hay presencia de azufre o de mineralizaciones. En cuanto a la alteración de rocas sedimentarias, se observó también que la salinidad de sus aguas de alteración puede alcanzar 1000 a 2000 mg/l.

El estudio de Risacher et al., (1999) reportó más aportes salobres y salinos que diluidos. La pregunta es de donde proviene la elevada salinidad de la mayor parte de los aportes.

4.5.2. Relación Na / Cl

La figura 12 muestra la relación entre Na y Cl en miliequivalentes por litro (meq/l) en aguas de aporte con alto contenido en estos dos componentes más comunes. Se distingue nítidamente dos grupos de aguas:

- 1) Un grupo de aguas con concentraciones en Cl inferiores a 200 mg/l (5,6 meq/l), cuyos puntos están diseminados por encima de la recta de equimolaridad (más exactamente de "equivalencia") $Na = Cl$. Son aguas de alteración de rocas volcánicas.
- 2) Otro grupo de aguas cuyos puntos se encuentran alineados sobre, o muy cerca, de la recta equimolar $Na = Cl$. Cabe notar que para obtener concentraciones equimolares en Na y Cl, hay que disolver cloruro de sodio puro, (halita NaCl). Este tipo de aguas de alteración han lixiviado antiguas costras salinas recubiertas por formaciones geológicas más recientes.

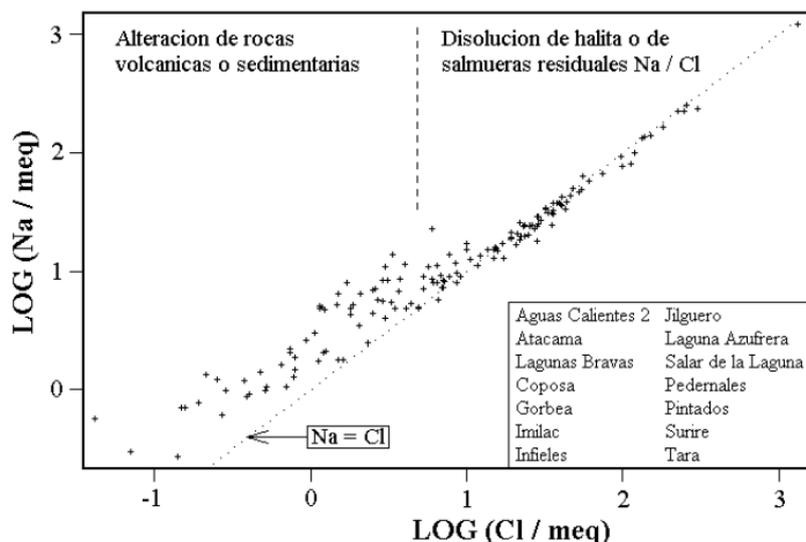


Figura 12. Relación entre sodio y cloruro en aguas de aporte (Risacher et al., 1999).

4.5.3. Relación Ca / SO₄

La figura 13 presenta la relación entre Ca y SO₄ de algunos salares cuyas aguas de aporte están relativamente concentradas en estos dos componentes. Los puntos representativos están diseminados a cada lado de la recta equimolar Ca = SO₄. Su recta de regresión está muy cerca de la recta equimolar, y el coeficiente de correlación es de 0,93. Eso sugiere una redisolución de sulfato de calcio por aguas de aporte diluidas. Las aguas de alteración han lixiviado yeso (CaSO₄·2H₂O) o anhidrita (CaSO₄) de antiguas evaporitas en la cuenca de drenaje. Los puntos están más dispersos que en la relación entre Na y Cl. Esto se debe a que los sulfatos de calcio son sales poco solubles, al contrario del cloruro de sodio. Las cantidades de Ca y SO₄ aportadas no son tan elevadas como para ocultar las concentraciones iniciales, no equimolares, obtenidas por alteración de rocas (Risacher et al., 1999).

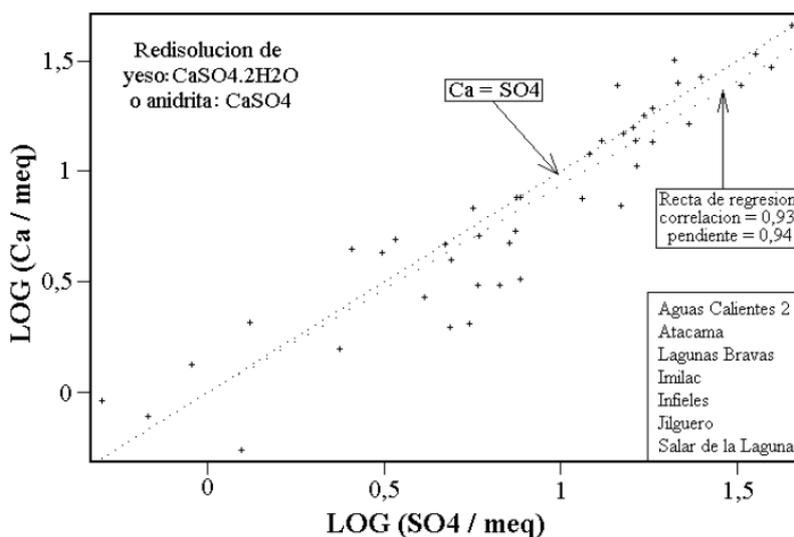


Figura.13: Relación entre Ca y SO₄ en aguas de aporte de algunos salares (Risacher et al, 1999).

Aparece entonces que las altas salinidades de varias aguas de aporte se deben a la redisolución de cloruro de sodio y sulfato de calcio de antiguas evaporitas recubiertas

por formaciones geológicas más recientes. Estas dos sales son los principales constituyentes de la Cordillera de la Sal, en la cuenca del salar de Atacama cuyas aguas de aporte aparecen en los dos gráficos de las figuras 12 y 13 (Risacher et al., 1999).

4.5.4. Relación Na+Ca / Cl y Na+Mg / Cl

Pero además existen otras sales evaporíticas y salmueras residuales asociadas a las antiguas evaporitas. Para detectar otros aportes evaporíticos hay que buscar relaciones equimolares entre combinaciones de varios constituyentes, como por ejemplo entre Na y Cl+SO₄ o Na+Mg y Cl. No se debe combinar demasiados componentes, pues es evidente que la suma de todos los cationes iguala la suma de todos los aniones. Si se combina los dos cationes mayores con los dos aniones mayores, es natural obtener una relación casi equimolar, sin que eso signifique una redisolución de sales constituidos por estos cuatro componentes. En el estudio individual de los salares, se ha puesto varias veces en evidencia una relación Na+Ca = Cl, y con menos frecuencia una relación Na+Mg = Cl (Risacher et al., 1999).

La figura 14 muestra la relación Na+Ca versus Cl en aguas de aporte de varios salares. La diferencia entre los dos tipos de aguas de aporte es muy nítida.

- Las aguas cuyos puntos están diseminados por encima de la recta equimolar Na+Ca = Cl son aguas de alteración de rocas volcánicas o sedimentarias (Risacher et al., 1999).
- Las aguas cuyos puntos se encuentran alineados sobre la recta equimolar han redisolto cloruro de sodio y de calcio. Existe una sal evaporítica de cloruro de calcio, la antarcticita (CaCl₂·6H₂O). Sin embargo, esta sal cristaliza solamente a muy baja temperatura (-40°C) como lo indica su nombre. Se encuentra en ambientes más fríos que en los Andes Centrales y no se ha detectado en esos salares. Lo que sí puede existir, son salmueras residuales de tipo Na-Ca/Cl que salinizan aguas diluidas aportando estos tres componentes mayores (Risacher et al., 1999).

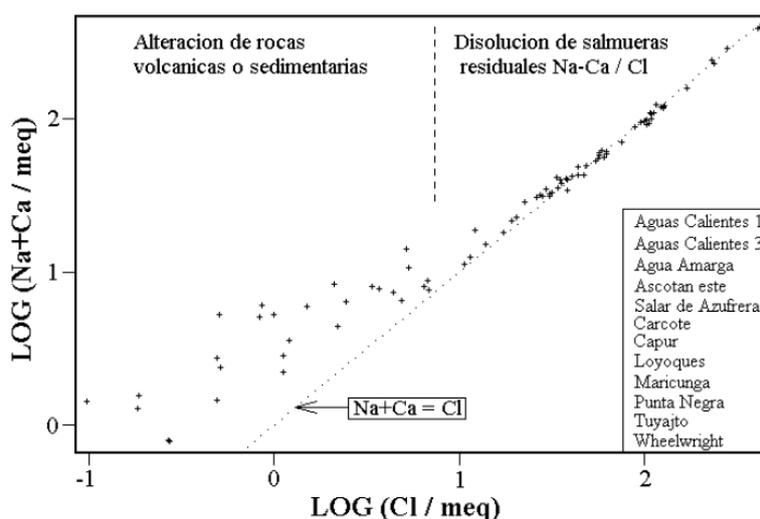


Figura.14: Relación entre Na+Ca y Cl en aguas de aporte de algunos salares (Risacher et al., 1999).

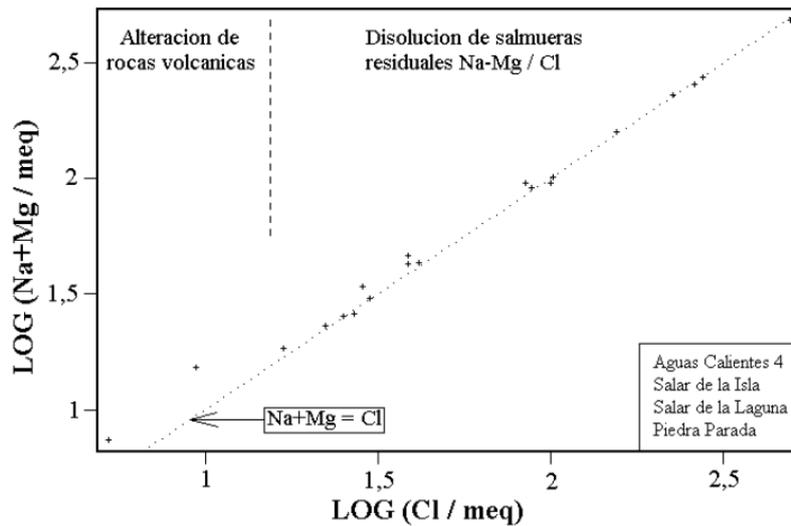


Figura.15: Relación entre Na+Mg y Cl en aguas de aporte de algunos salares (Risacher, 1999).

La figura 15 muestra una salinización similar de aguas diluidas por salmueras residuales de tipo Na-Mg / Cl. Risacher et al. (1999) encontró solamente cuatro salares con esta característica. Aquí también no se puede tratar de redisolución de sales, ya que el cloruro de magnesio (bischofita: $MgCl_2 \cdot 6H_2O$) es una sal extremadamente soluble que no precipita en los Andes Centrales por las mismas razones de requerir muy bajas temperaturas.

4.5.5. Otras relaciones entre cationes y aniones

La salinización de las aguas de aporte se hace casi siempre por estos cuatro tipos de sales o salmueras: (Na / Cl), (Ca / SO_4), (Na+Ca / Cl), (Na+Mg / Cl). Cabe notar que también pueden existir salmueras residuales de tipo Na / Cl que tienen el mismo efecto que la sal cristalizada sobre las aguas diluidas. Se detectó (Risacher, 1999) algunos casos de salinización por otros componentes:

- Por sales Na-Ca / SO_4 en una vertiente del salar de Coposa.
- Por sales o salmueras Na / CO_3 -Cl- SO_4 en una vertiente cerca del río Astaburuaga en la cuenca de la laguna del Negro Francisco.
- Por sales Ca-Mg / SO_4 en las vertientes del salar de Gorbea.
- Por sales o salmueras Na / Cl- SO_4 en vertientes de Laguna Verde y del salar de Punta Negra.

4.5.6. Influencia del termalismo

La Cordillera del Norte de Chile presenta una intensa actividad geotermal ligada al volcanismo plio-cuaternal (Lahsen, 1976). No es fácil precisar la temperatura a partir de la cual se puede considerar un agua como termal. Schoeller (1962) define como termal un agua cuya temperatura es superior de $4^\circ C$ a la temperatura promedio de la atmósfera. Heath (1983) sugiere un aumento de solamente $2^\circ C$. Por otra parte, las vertientes y napas muestreadas se escalonan entre 1500 m y 4800 m de altura. La temperatura promedio de la atmósfera disminuye de $20^\circ C$ a 1500 m de altura hasta $-2,5^\circ C$ a 4800 m (Grilli et al., 1986). Un tercio de las vertientes fluyentes y de las napas subterráneas tienen una temperatura superior a $20^\circ C$, y por tanto pueden ser consideradas como termales (Risacher et al., 1999).

Risacher et al. (1999) buscó relaciones entre la temperatura y los componentes disueltos de las vertientes fluyentes y de las napas subterráneas. Las aguas casi estancadas y en contacto con la atmósfera de las vertientes difusas no tienen temperaturas representativas de las aguas profundas. Tampoco encontró relación clara entre termalismo y composición de las aguas.

4.5.7. Aportes atmosféricos

En las cuencas cerradas de la alta Cordillera chilena, las precipitaciones ocurren principalmente como nieves. En particular, no llueve casi nunca en la Cordillera de la III Región. La composición química de las precipitaciones (lluvias o nieves) depende de varios factores (hay una buena discusión en Carroll, 1962). Por ejemplo, las sales llevadas por los vientos en las áreas de formación y de desplazamiento de las nubes. En este caso, las lluvias de verano sobre el Altiplano boliviano y la alta Cordillera chilena ("invierno" boliviano) tienen una composición sulfatada cálcica que refleja la composición de las aguas de la cuenca amazónica. Por otra parte, las sales eólicas de las zonas mismas donde caen las precipitaciones (sales recicladas), donde las primeras precipitaciones limpian la atmósfera de gran parte del polvo en suspensión y por tanto están más cargadas en sales que las precipitaciones ulteriores del mismo evento pluvial. En caso de nevada, la capa de nieve se carga en sales eólicas durante varias semanas o meses mientras se derrite. Las aguas derretidas se infiltran y aportan una cierta cantidad de sales en las napas subterráneas (Risacher et al., 1999).

En el estudio realizado por Risacher et al. (1999), la concentración de arsénico y nitrato son del mismo orden que en los aportes diluidos no afectados por la redisolución de antiguas evaporitas. Las concentraciones porcentuales de As y NO₃ (As/Salinidad y NO₃/Salinidad) son netamente más elevadas en las capas de nieve que en las aguas de aporte. El origen eólico de estos componentes en las nieves es obvio. Puesto que las concentraciones en las nieves y en los aportes son similares, es muy probable que el arsénico y el nitrato en las napas subterráneas de la Cordillera tengan, en gran parte, el mismo origen eólico. Eso no impide un aporte adicional por alteración de rocas, en particular para el arsénico, pero este proceso no es predominante.

4.6 Descripción de salares de estudio.

Los salares de Estudio e Ignorado se encuentran en el norte de Cordillera de los Andes en la Tercera Región de Atacama, Chile. Ambos son cercanos al complejo volcánico Cerro Bayo con altura de 3950 m y próximos al límite con Argentina. Están constituidos por una costra de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) en su superficie y se encuentran a una temperatura media que bordea los 0°C (en Ignorado la temperatura promedio es de -2°C) y sufre una variación de la temperatura diurna y nocturna de 20°C (Ercilla, 2016).

Dado que el salar de Estudio no ha sido estudiado, no se poseen datos geoquímicos ni fisiográficos sobre él, por lo que se detalla a continuación la información pertinente al Salar Ignorado.

4.6.1. Salar Ignorado

El salar Ignorado es uno de los dos salares con aguas de pH ácido y en el mapa aparece casi como un subcuenca del salar Gorbea, pero el relieve que separa las cuencas es bien marcado. Posee una forma subred ondeada, con una longitud de 1200 m N-S y 750 m E-O, y posee una superficie de 0.7 km^2 ($700,000 \text{ m}^2$) en una cuenca de 37.5 km^2 ($37,500,000 \text{ m}^2$) a 4250 m.s.n.m. Presenta un costra salina con mucho sulfato de calcio (yeso) y las lagunas son casi todas “ojos” de unos metros de profundidad donde aflora la salmuera subterránea (Risacher, et al., 1999). Estos datos morfométricos y las condiciones climatológicas del Salar se resumen en la Tabla 2.

	Salar Ignorado
Elevación del Salar (m)	4,250
Área de la cuenca (m^2)	37,500,000
Área del salar (m^2)	700,000
Precipitación (mm/año)	140
Potencial de evaporación (mm/año)	1,000
Temperatura anual promedio ($^\circ\text{C}$)	-2

Tabla 2. Características morfométricas y climatológicas del Salar Ignorado (Risacher et al., 1999).

El salar Ignorado está compuesto de tres facies sedimentarias: piscinas salares, dunas de arena y salinas (Benison & Gonzalez 2007). Las piscinas salares constituyen aproximadamente el 30% del salar Ignorado. Las piscinas tienen un diámetro de ~ 2 a 50 m y tienen menos de 2 m de profundidad. En estas piscinas se han reportado salinidades de 0.5-3% TDS (Total de sólidos disueltos) y temperaturas del agua entre los 9 y 14°C (Benison & Gonzalez 2007). El $\sim 70\%$ de superficie restante sin piscinas superficiales estaban cubiertas por dunas de arena y salinas. Las pequeñas crestas de arenas, principalmente compuestas por cristales de yeso retrabajados, están parcialmente litificados por cemento de yeso, comprenden la mayor parte de sedimentos expuestos entre las piscinas. Por otro lado, las salinas tienen un relieve menor, topografía tipo hummocky y se caracterizan por una costra de sal eflorescente (Karmanocky & Benison, 2016).

El salar Ignorado es una cuenca cerrada ubicada en la Cordillera de los Andes o Cordillera Occidental (Figura 16), el cual está compuesto de rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas con edades desde el Paleozoico al Cuaternario. En Chile está constituida por un basamento volcano-sedimentario del Terciario. Específicamente el salar Ignorado se encuentra a 4,250 m.s.n.m, aproximadamente a $68^\circ 37' 017''\text{O}$ y $25^\circ 29' 055''\text{S}$, justo al oeste del límite con Argentina La aridez presente en esta zona

debido a las altas tasas de evaporación y el contraste que presentan con las de precipitación (Tabla 2), impera desde el Mioceno Medio y se cree que comenzó en el Eoceno temprano (Stoertz y Ericksen, 1974). Como se menciona en el capítulo anterior, las temperaturas máximas medias diarias oscilan entre 10 y 20°C y las medias mínimas, unos pocos grados bajo 0°C (Risacher et al., 1999). Por otra parte, Benison y González (2007) midieron durante el verano austral temperaturas medias diarias que fluctuaban entre los 25°C y 1°C. Risacher et al. (2002) estimó que la temperatura media anual es aproximadamente de -2°C (Tabla 2).

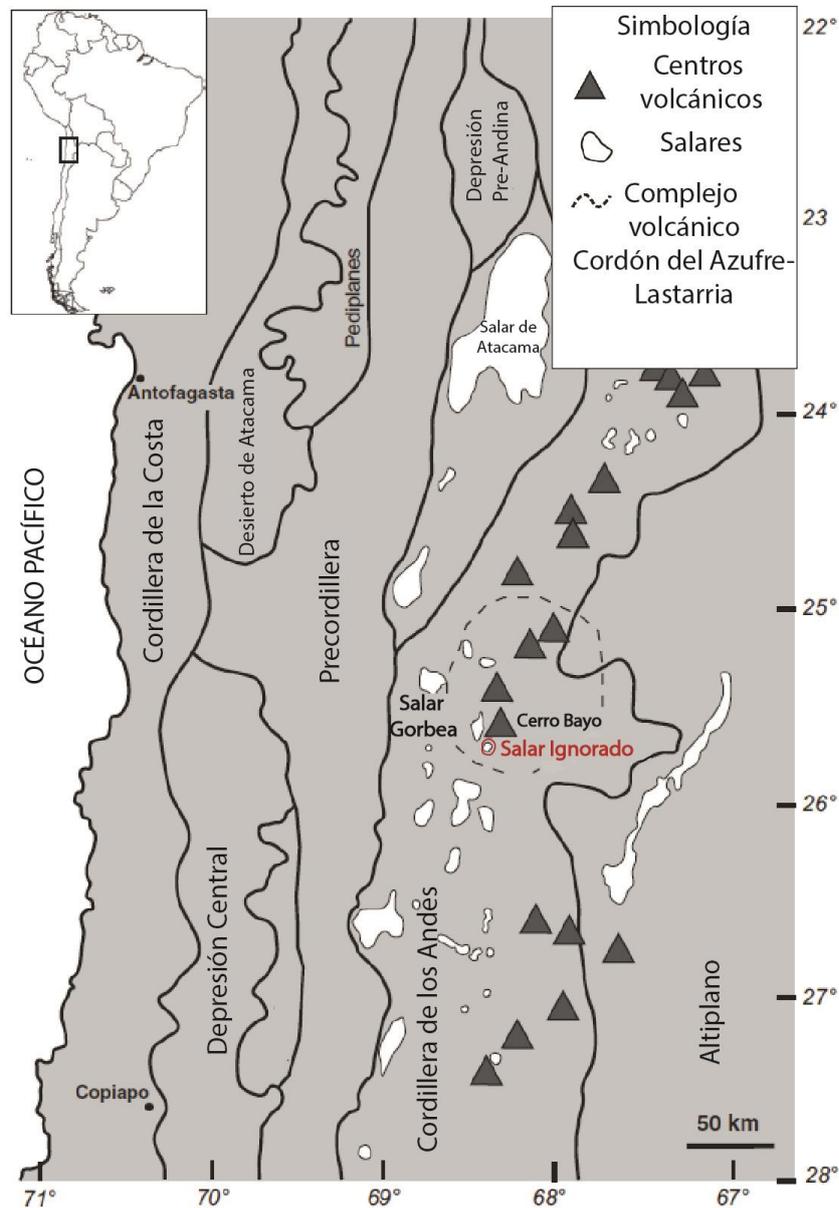
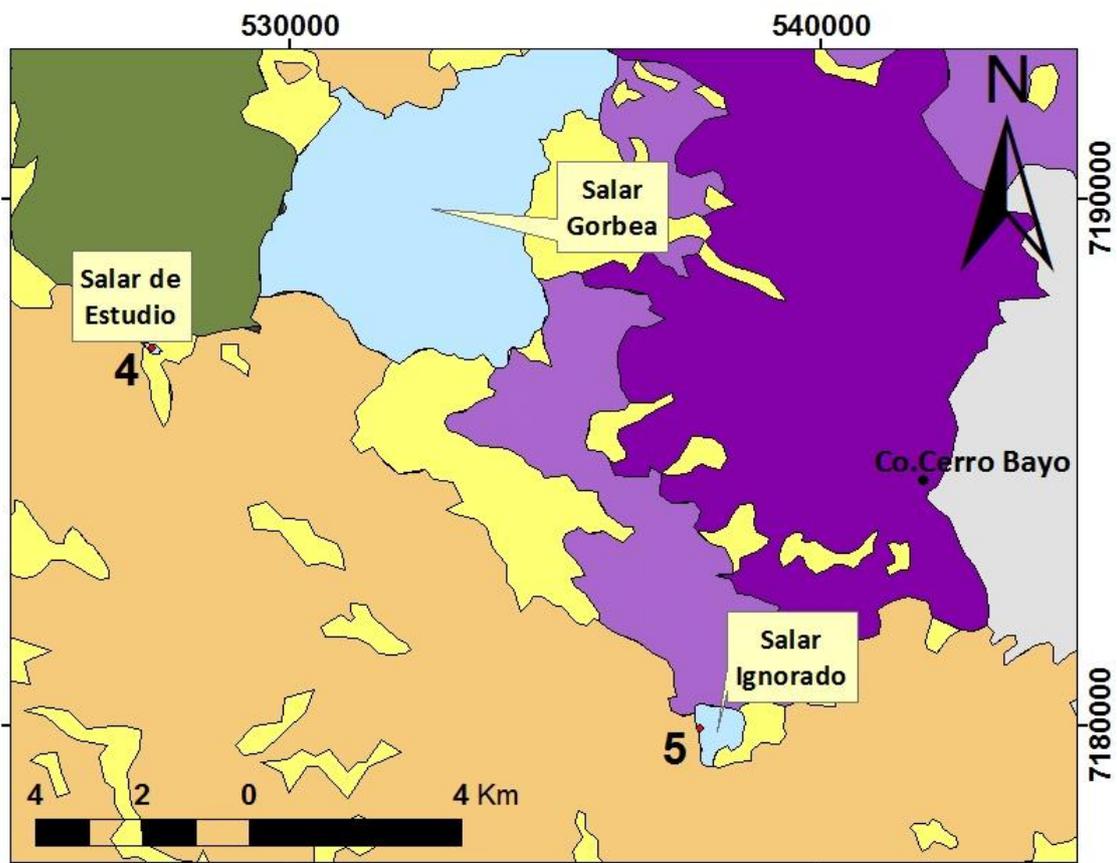


Figura 16: Mapa del área de estudio con los rasgos geomorfológicos del norte de Chile, extraído y modificado de Benison (2016).

Geología Local

Las cuenca de drenaje del salar Ignorado consiste en estratovolcanes andesíticos y dacíticos de edad Cenozoica, algunos de ellos con depósitos de azufre nativo en su cima (Cornejo, 1987). Estos yacen sobre a un basamento de rocas paleozoicas volcánicas e intrusivas (Naranjo y Puig, 1984). Al lado este del salar Ignorado, aflora una porción del basamento constituida por riolitas y pórfidos graníticos del Paleozoico superior (Cornejo, 1987). En la porción este del área de estudio, existe un complejo de lavas y volcanes compuestos (sobre los 5,000 m de altura). Entre ellos se encuentran los volcanes Lastarria y Cerro Bayo (Figura 17). Estos volcanes muestran los depósitos de azufre nativo más grandes y económicamente relevantes, los que se localizan en los cráteres, y se encuentran entre lo más jóvenes con actividad solfatarica reciente (Cornejo, 1987).



Leyenda



Figura 17: Mapa geológico Salar Ignorado y Salar de Estudio, con localización de muestras (modificado de Naranjo, 1992).

Código	Edad	Descripción
Qac	Cuaternario	Depósitos aluviales y coluviales: Bloques, gravas y arenas, con materiales finos, principalmente, cenizas, arcillas y sales.
QvVI	Pleistoceno-Holoceno	Conjunto volcánico VI: Estratovolcanes compuestos de grandes dimensiones, lavas y conos de escoria y domos, no erosionados. Andesitas y dacitas de piroxeno y biotita, además de dacitas de hornblenda y biotita.
NQvV	Plioceno Superior-Pleistoceno	Conjunto volcánico V: Lavas y domos porfídicos, bien preservados. Andesitas y dacitas de piroxeno y biotita; hornblenda.
NvIV	Mioceno Superior-Plioceno Inferior	Conjunto volcánico IV: Estratovolcanes y conos de escoria, predominante de dimensiones pequeñas, débilmente erosionados. Andesitas de dos piroxenos y dacitas de piroxeno y biotita. Ocasionalmente andesitas basálticas de olivino y piroxeno.
NvIII	Mioceno medio-Mioceno superior.	Conjunto volcánico III: estrato-volcanes mediana a débilmente erosionados. Andesitas de dos piroxenos, andesitas basálticas de olivino y piroxeno. Escasas dacitas de hornblenda y biotita.

Tabla 3: Geología del Salar Ignorado y de Estudio (modificado de Naranjo, 1992).

Las rocas alrededor del Salar Ignorado han sufrido una alta alteración hidrotermal, la cual ha sido descrita en detalle por Cornejo (1987), donde señala que las numerosas zonas de alteración presentan asociaciones mineralógicas similares y correspondientes a alteraciones argílica, argílica avanzada y extrema silicificación, características de sistemas ácido-sulfato.

La variedad de minerales de alteración observados en las cuencas de drenaje del salar Ignorado y en las aguas del salar, está tabulada en la tabla 4.

Minerales encontrados en el Salar Ignorado Cuencas de drenaje

Limonita	Óxidos férricos hidratados	
Mica Blanca	$KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$	
Caolinita	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	
Clorita	$(Mg,FeII,FeIII)_6 AlSi_3O_{10}(OH)_8$	
Arcillas amorfas		
Calcedonia	SiO_2	
Ópalo	$SiO_2 \cdot nH_2O$	
Cuarzo	SiO_2	
Azufre	S	
Pirita	FeS_2	
Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	
Alunita	$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	
Natroalunita	$NaAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	
Jarosita	$KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$	
Barita	$BaSO_4$	

Salares

	Fórmula	Tipo de Sal
Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Costra-Eflorescente
Thenardita	Na_2SO_4	Costra-Eflorescente
Halita	$NaCl$	Costra-Eflorescente

Tabla 4. Tabla modificada de Risacher (2002), reportados por Cornejo (1987).

Los volcanes Lastarria y Cerro Bayo son parte de un complejo volcánico poligenético cuaternario, estos son considerados no activos aunque el primero presenta una intensa actividad fumarólica en su cima (Naranjo, 1985; 1992). El origen de las soluciones hidrotermales que actúan en el sistema volcánico, aledaño al salar Ignorado, podría atribuirse a aguas meteóricas infiltradas, como se sugiere en los modelos de campos geotermales y estructuras volcánicas de White et al. (1971), y Henley y Ellis (1983). Estas aguas meteóricas infiltradas, en profundidad alcanzan altos grados de acidez (pH=3-5) debido a la dilución de gases magmáticos (SO_2-H_2S) y de ácido sulfúrico

suministrado por la fuente volcánica. Estos fluidos, en forma de aguas calientes o vapor, son ricos en ácido sulfúrico en solución, el cual reacciona con los minerales, principalmente con feldespatos, produciendo arcillas y alunita (Cornejo, 1987). Hemley et al (1969) demostró que la formación de grandes volúmenes de alunita en zona de alteración argílica se originan en sistemas ácido-sulfato, en rocas volcánicas intermedias a ácidas. Estas reacciones consisten en lixiviación de bases con extracción de cationes (Na, Ca, K) y formación de arcillas (caolinita), en conjunto con la fijación del ion sulfato para la formación posterior de alunita hipógena. Para iniciar estas reacciones es necesario un alto contenido de H₂SO₄ en la solución. La sílice liberada por estas reacciones tiende a precipitar bastante rápido, en forma de ópalo o calcedonia coloidal.

Geoquímica del salar Ignorado

El estudio geoquímico realizado a las cuencas cerradas de la I, II y II Región de Chile, por Risacher et al. (1999) presenta un completo trabajo en el cual se definen vías evolutivas, la composición de aguas y salmueras, el origen de composición y la calidad de aguas. En este se presentan los tipos de aporte del salar Ignorado, el cual presenta solo una vertiente difusa al norte del salar (Ign-1). Para determinar la composición de las aguas y salmueras, se analizaron muestras de la vertiente (Ign.1) y de cuatro lagunas (Ign-2, Ign-3, Ign-4, Ign-5) a las orillas del salar, las cuales arrojaron resultados presentados en la tabla 5 (Risacher et al., 1999).

	Aporte	Lagunas			
	Ign-1	Ign-2	Ign-3	Ign-4	Ign-5
T, °C	8,800	9,000	11,500	14,000	10,500
TDS, %	0,410	9,740	1,320	0,980	1,290
pH medido	3,880	2,630	3,280	3,060	4,160
Alcalinidad meq/L	-0,110	-5,320	-1,150	-2,360	-0,200
Tipo químico	Ca-Na-Mg/SO ₄ -(Cl)	Na-Mg-(Ca)/SO ₄ -(Cl)	Na-Mg-(Ca)/SO ₄ -(Cl)	Na-Mg-(Ca)/SO ₄ -(Cl)	Na-Mg-(Ca)/SO ₄ -(Cl)
Vía evolutiva	ácida	ácida	ácida	ácida	ácida
Cl mg/L	112,835	3977,433	479,549	352,609	1117,066
Br mg/L	0,138	na	0,023	0,024	0,064
SO ₄ mg/L	297,743	7110,436	965,062	703,756	791,205
Si mg/L	55,190	146,698	94,712	166,637	160,584
As mg/L	0,001	0,048	0,008	0,028	0,112
Na mg/L	569,813	24,836,886	2983,906	2322,749	3888,647
K mg/L	54,990	2634,406	296,690	223,541	416,901
Ca mg/L	291,931	329,358	279,455	301,911	314,387
Mg mg/L	308,990	9751,080	1221,971	752,931	1197,285
Al mg/L	91,543	4002,668	489,215	266,845	26,870
Fe mg/L	0,029	16,349	0,448	1,540	0,081

Tabla 5. Mediciones geoquímicas de las piscinas modernas en el Salar Ignorado, modificado Risacher et al., (1999).

En la figura 18 se grafica la composición del aporte y las cuatro las lagunas, se observa como las lagunas se concentran en Na respecto al aporte (*stream*).

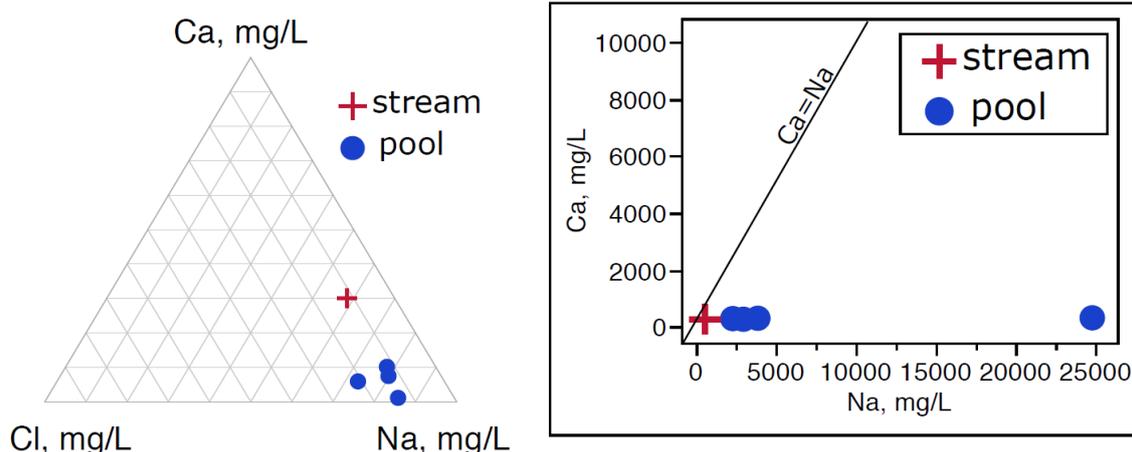


Figura 18. El diagrama de la izquierda representa la composición iónica respecto a los iones Ca, Na y Cl. En el diagrama de la derecha se observa como las lagunas poseen una mayor concentración de Na en comparación al aporte el cual se ubica en la línea equimolar ($Na=Ca$). La cruz roja representa al aporte (Ign-1), y las esferas azules las lagunas (Ign.2 a Ign-5).

El estudio de la composición de aguas del salar Ignorado muestra que el rasgo más impactante es su acidez (Tabla 5). El pH del salar llega hasta 2.65 (Risacher et al., 1999) por lo que se transforma en un salar excepcional dentro de los Andes. Las diferencias entre la vertiente y lagunas es que la primera tiene una composición catiónica igualmente repartida entre los tres cationes Na, Ca y Mg (en meq/l) balanceados por el sulfato que constituye el 94% de los aniones (en meq/l). Los cuatro componentes $Na + Ca + Mg + SO_4$ suman el 92% de la salinidad total del agua (en mg/l). Mientras que la composición aniónica de las lagunas se caracteriza también por la predominancia de sulfato, pero tiene mucho menos calcio que la vertiente (en %). Estas son del tipo $Na-Mg/SO_4$ con porcentajes menores de Ca.

Se debe destacar que el Salar Ignorado, junto con el salar Gorbea son los únicos en presentar una vía evolutiva ácida, ya que todas sus salmueras y aportes son ácidos, las cuales no lograron ser neutralizadas por la alteración de rocas volcánicas (Risacher et al., 1999). Se recalca en este estudio el alto contenido en aluminio (hasta 2.9 g/l) y algunos otros metales (Fe, Mn, Zn) en las aguas ácidas del salar ignorado (Tabla 5).

Se ha medido el nivel freático del salar Ignorado a profundidades de 10-20 cm por debajo de la superficie plana del salar (Benison, 2016).

En el capítulo sobre el origen de los componentes Risacher et al., (1999) establece una relación entre el Na y Cl, la cual distingue que para aguas con concentraciones inferiores a 200 mg/l de Cl (Tabla 5), cuyos puntos están diseminados por encima de la recta de equimolaridad, corresponde a aguas de alteración de rocas volcánicas (Figura 19).

El origen del enriquecimiento de Mg, sulfatos y acidez en los fluidos de aporte en el salar Ignorado, han sido explicado por Risacher (2002) a través del modelamiento de disolución de minerales a partir de las aguas de aporte de Gorbea (Gor-1), las cuales se encuentran adyacentes a la vertiente difusa de Ignorado (Ign-1). La acidificación y aumento de SO_4 fueron atribuidos a la disolución y oxidación de azufre, debido a su abundancia en el área.

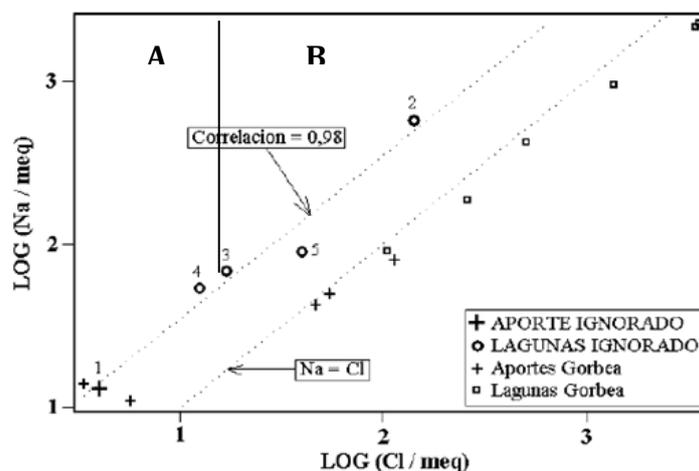


Figura 19. Relación de Na vs Cl, en el campo A corresponde a aguas de alteración de rocas volcánicas o sedimentarias, mientras que el campo B corresponde a aguas por redisolución de halita o salmueras residuales Na/Cl (extraído y modificado de Risacher et al., 1999).

La diferencia de pH entre el Gor-1 (pH = 7.19) e Ign-1 (pH = 3.88) es aún un problema por resolver. Mientras tanto, se han postulado dos posibilidades:

- el agua inicial es neutra (GOR-1) y se acidifica en su trayecto hacia la cuenca de Ignorado
- el agua inicial es ácida (IGN-1) y queda neutralizada durante su trayecto en el sector alto de la cuenca de Gorbea.

La concentración de Mg se explica por la disolución de clorita aplicada al modelo, la cual fue reportada por Cornejo (1987). Se ha reportado que la solubilidad de la clorita aumenta significativamente en soluciones ácidas (Weaver y Polard, 1975; Snäll y Liljefors, 2000). Se concluye además, que las salmueras y sales reflejan el presente geológico y no son heredados de una actividad hidrotermal pasada.

Su acidez característica antes mencionada proviene probablemente de la oxidación del azufre o de mineralizaciones sulfuradas. En general, la acidez de las soluciones producidas por oxidación del azufre queda neutralizada por la alteración de rocas volcánicas, pero este proceso no actúa en Ignorado, quizás porque las aguas ácidas drenan rocas ya fuertemente afectadas por la alteración hidrotermal (Risacher et al., 1999). Este es un tema de discusión en el cual se ha buscado explicar cuáles son los rasgos excepcionales en la litología de la cuenca de Ignorado para explicar tal anomalía.

Se puede agregar que Risacher (2002), concluye que los dos salares ácidos mencionados son resultado de la suma de un proceso de alteración/evaporación supérgena reciente y un ambiente con litología excepcional caracterizado por la extrema alteración hidrotermal de los volcanes. Se cuestiona en el mismo estudio cuál sería el factor predominante para el origen de la acidez, si acaso lo es la alteración hidrotermal o el alto contenido de azufre. Si bien el Salar Ignorado posee las concentraciones de sulfatos más altas registradas para 52 salares medidos por Risacher et al., (1999), esto no ocurre en Gorbea, por lo que se infiere que un escenario intermedio sería el más apropiado. Se menciona además, que no se debe pasar por alto el efecto de la alteración meteórica de rocas volcánicas sulfuradas, el cual también produce una intensa lixiviación.

La calidad del agua de Ignorado no presenta una potencialidad para recursos de agua. Su única vertiente es salobre con una concentración en SO_4 diez veces por encima de la norma de potabilidad. Por otra parte, es curioso, que al igual que en Gorbea, el arsénico

presenta una anomalía en el ámbito volcánico con azufre, pues su concentración es diez veces inferior a la norma de potabilidad (Risacher, 1999).

5. Marco teórico de Marte

5.1. Evidencia de agua en Marte

Aunque se tiene un consenso sobre la existencia de agua líquida en el pasado sobre la superficie de Marte, prevalece una gran incertidumbre sobre la cantidad, distribución y temporalidad de la actividad superficial del agua en Marte (Elwood, 2005). El trabajo de Elwood (2005) resume la evidencia geomorfológica, química y mineralógica de la existencia de agua líquida en Marte y a continuación de sintetizan los puntos más importantes.

La evidencia geomorfológica incluye los canales de erosión (Carr, 1986), paleocostas (Head et al., 1999), y lagos de cráteres de impacto (Cabrol y Grin, 2001). Esta sugiere que el agua líquida ha estado presente en la superficie de Marte. Condiciones superficiales actuales impiden la existencia de agua líquida como fase estable durante extensos periodos de tiempo, debido a que las temperaturas promedio (~200 K) y presión (600 Pa) en la superficie alcanzan muy rara vez el punto triple del agua (273 K, 100 Pa, Figura 20) (Farmer, 1976; Haberle et al., 2001; Ingersoll, 1970). Sin embargo, se ha sugerido que variaciones en la temperatura producto de cambios en la oblicuidad (Jakosky y Phillips, 2001) y/o grandes sumas de volátiles a la atmósfera desde erupciones volcánicas (Phillips et al., 2001) o impactos de *bolide* (Chyba et al., 1994), podrían haber permitido que el agua líquida estuviese presente de forma intermitente en la superficie.

Si en vez de agua pura, los fluidos en Marte son o fueran fluidos salinos (salmueras), el rango de estabilidad del líquido podría expandirse e incluir una porción mucho más grande de las condiciones superficiales de Marte (Brass, 1980); (Bodnar, 2001) (Figura 20). La presencia de salmueras Na-Ca-Cl de bajas temperaturas de eutéctico, podrían explicar las imágenes desde el *Mars Global Surveyor* que parecen mostrar quebradas formadas recientemente (<10Ma; (Malin y Edgett, 2000) por el flujo de fluidos en la superficie (Knauth y Burt, 2002). Otros trabajos sugieren que estas quebradas son resultado de eventos de nieve (Christensen, 2003). También se ha propuesto como mecanismo para la formación de viejos canales la desestabilización y flujo de clatratos de CO₂ (Hoffman, 2000).

Muchas de las interpretaciones sobre la mineralogía superficial de Marte se han basado en la alteración acuosa de materiales análogos a los de Marte. Gooding, (1978) presentó un modelo termodinámico de meteorización química basado en reacciones sólido-gas. Los resultados indican que Fe₂O₃, en forma de hematita o maghemita, cuarzo, calcita, magnesita, corundo, Ca-beidellita y caolinita son las fases estables bajo estas condiciones. Clark y Van Hart, (1981), basados en consideraciones químicas y termodinámicas han propuesto que el componente salino en los suelos de Marte está probablemente compuesto de (Mg, Na) SO₄, NaCl y (Mg, Ca) CO₃. Otros estudios que modelan geoquímicamente la alteración hidrotermal de la corteza marciana predicen la formación de importantes cantidades de minerales hidratados (Griffith y Shock, 1997). Estudios experimentales indican que los arreglos minerales secundarios pueden variar significativamente dependiendo de las condiciones que acompañan a la alteración. Así, experimentos hidrotermales a 23-400°C producen ópalo-CT y cuarzo, carbonatos, óxidos, zeolitas y silicatos hidratados (Baker et al., 2000), mientras que la alteración ácida produce yeso y alunógeno (Al₂ (SO₄)₃•17H₂O) (Banin et al., 1997).

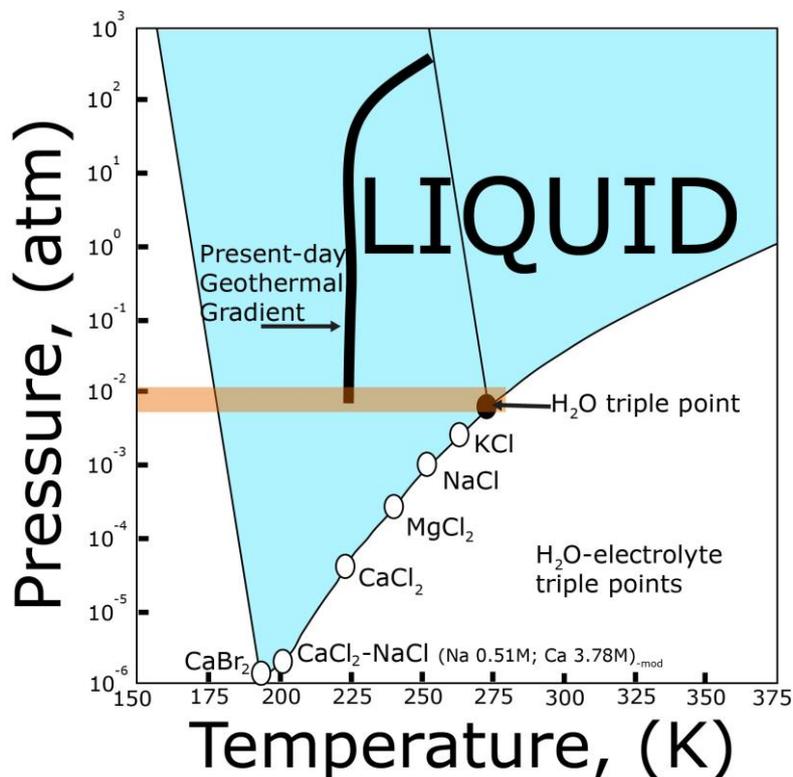


Figura 20. Diagrama P-T que muestra el campo de estabilidad para salmueras líquidas (Bodnar, 2001), comparado a las condiciones estimadas de temperatura y presión para la superficie marciana (rectángulo anaranjado). Notar que un amplio espectro de las condiciones P-T superficiales cae dentro del campo de estabilidad del líquido (Bodnar, 2001; Davis et al., 1990). –mod (modelación numérica)

Análisis químicos in-situ realizados por los *landers Viking* y *Pathfinder* así como los datos químicos y mineralógicos desde espectrómetros orbitales han llevado a más preguntas que respuestas respecto a la química y mineralogía superficial de Marte. Los análisis químicos totales del Viking Lander pueden ser acomodados a una mezcla de minerales secundarios de SNC (Shergottita, Nakhilita y Chassignita) esmectitas, illitas y yeso con menor cantidad de halita, calcita y hematita (Gooding, 1992). Clark (1993) interpretó que las tendencias en las variaciones elementales del *Viking* representan suelos bien meteorizado compuestos de esmectitas y sales solubles. Los datos del espectrómetro de rayos-X *Pathfinder* han sido interpretados como: (1) material andesítico mezclado con componentes máficos y productos de reacción de gas volcánico (Rieder et al., 1997), (2) como un arreglo de “nanofases óxido-férricas” con pequeñas cantidades de fases cristalinas férricas y ferrosas y posibles esmectitas, calcita, yeso, $MgSO_4$ y/o halita (Bell et al., 2000), o (3) “nanofases” hematita/goethita con una mezcla de roca andesítica y suelo con composición de meteorito SNC (Morris et al., 2000). De estas interpretaciones, solo la (2) requiere una alteración acuosa.

El espectrómetro de emisión térmica *Mars Global Surveyor* (TES) posee datos que muestran dos espectros distintivos, separados geográficamente entre las tierras altas del sur y las tierras bajas del norte. Los datos de las tierras altas del sur han sido interpretadas como representantes de material basáltico (Bandfield et al., 2000; Wyatt y Mcsween, 2002). Sin embargo, la composición de las tierras bajas del norte han sido interpretadas tanto como material andesítico (Bandfield et al., 2000) como basaltos meteorizados (Wyatt y Mcsween, 2002). Usando el espectrómetro de superficie TES, de ha mapeado depósitos limitados de hematita gris cristalina (Christensen et al., 2001) y se ha puesto límites cualitativos a las proporciones de carbonatos (<10%), sulfatos (<10%), olivino (<10%), arcillas (<20%), y cuarzo (<5%) (Bandfield et al., 2000; Christensen et al., 2001). Datos desde el espectrómetro de neutrones *Odyssey* muestran

depósitos de hielo en los dos polos, así como H₂O y/o OH, físicamente y/o químicamente ligados en latitudes medias abajas (Feldman et al., 2002). Este amplio rango de mineralogía superficial sugiere que en Marte ha existido una variación geográfica y temporal significativa en las condiciones de meteorización (Elwood, 2005).

5.2. Azufre en Marte

La aparición de fases de alteración de sulfato en los meteoritos marcianos (Bridges et al., 2001; Gooding, 1992) y observaciones de concentraciones importantes de azufre en los sitios de aterrizaje de los *landers Viking* (Clark y Van Hart, 1981) y *Pathfinder* (Wanke et al., 2001), apoyan la reciente evidencia del MER (*Mars Exploration Rover*) de que el azufre ha jugado un importante rol en los procesos geoquímicos de la superficie de Marte. El azufre atmosférico liberado por la desgasificación volcánica (Clark y Baird, 1979; Settle, 1979) parece haber sido incorporado al regolito a través de alteración acuosa o interacciones sólido-gas para producir fases ricas en azufre (Banin et al., 1997; Catling 1999; Farquhar et al., 2000; Marion et al., 2003). Análisis de datos de los *lander Viking* y *Pathfinder* indican que el azufre en el regolito de Marte está probablemente asociado con sales de sulfato de magnesio (Bridges et al., 2001; Clark, 1993). Sin embargo, simulaciones termodinámicas tempranas predicen que los sulfatos de hierro son las fases con mayor probabilidad de formarse en las condiciones superficiales de Marte. Cabe señalar que en el modelo anterior se cree que los sulfatos de hierro se formaron desde la alteración sólido-gas de troilita y pirrotina, no a través de procesos de alteración acuosa (Gooding, 1978).

Se han presentado dos modelos a considerar para las sales observadas en los materiales de superficie. El primero asume que el Marte temprano era húmedo y cálido, creando océanos salinos que luego se evaporaron, dejando depósitos de evaporitas ricas en sulfatos (Pollack et al., 1987). El segundo propone que las fases sulfuradas se han formado recientemente como resultado de una “niebla ácida” que reacciona con los materiales de la superficie para formar sales secundarias (Banin et al., 1997).

Reportes sobre actividad volcánica reciente en la superficie indican que podrían haber volátiles siendo liberados episódicamente a la atmósfera, proporcionando una fuente de azufre para el último modelo (Neukum et al., 2004).

El descubrimiento reciente de jarosita, yeso y sulfatos de magnesio por el MER *Opportunity* (*Mars Exploration Rover Opportunity*) en *Meridiani Planum* proporcionan evidencia clara de que fluidos acuosos ácidos han alterado las rocas en esta región (Elwood Madden et al., 2004; Squyres et al., 2004). En esta locación, jarosita y sulfatos de magnesio son encontrados en asociación con concreciones de hematita, oquedades que podrían haber estado rellenas de yeso o baritina, y materiales siliciclásticos basálticos meteorizados (Squyres et al., 2004). Aquí se consideran que las condiciones geoquímicas bajo las cuales se forma la jarosita y sulfatos de magnesio en ambientes terrestres, combinados con simulaciones termodinámicas de meteorización química de basaltos bajo las condiciones superficiales de Marte. Estos datos restringen los procesos geoquímicos y condiciones ambientales que pueden llevar a la precipitación y preservación de los arreglos de alteración ricos en jarosita en Meridiani Planum.

6 Estudios anteriores

En la última década han aumentado el número de investigaciones y expediciones en búsqueda de vida en condiciones extremas terrestres, con el propósito de entender el poder colonizador de organismos que logran subsistir en estos lugares. Se han estudiado lagos salinos a gran altura en el límite de Chile con Bolivia, puesto que representan

laboratorios naturales de lo que pudo ser una Tierra primitiva o Marte hace millones de años.

La expedición realizada el 2002 por la NASA recolectó muestras de agua de tres lagos: Lago Lincancabur, Laguna Verde y Laguna Blanca. Todos ellos se encuentran a una altura por sobre los 4000m y representan condiciones extremas en la Tierra, con altas oscilaciones de temperatura diarias, poco oxígeno (58% de pO₂ a nivel del mar) y poca humedad (Cabrol, 2007). El estudio observó una gran abundancia de microorganismos, lo cual confirma el poder colonizador de la vida en condiciones de estrés. Futuros estudios en la zona se concentrarán en el impacto de la radiación ultravioleta en la biología de estos lagos, lo cual tendría varias implicancias pues hasta ahora varios experimentos han demostrado que la radiación ultravioleta inhibe el crecimiento de algas, sin embargo, no existen datos sobre los efectos de la radiación sobre los 4000m en los lagos antes mencionados. Por otra parte, estos estudios podrían dar luces sobre la vida temprana en la Tierra, ya que durante dos billones de años la atmósfera de la Tierra carecía de la capa de ozono y la vida estaba sujeta a altas radiaciones ultravioletas (Cabrol, 2007).

Por otra parte, Adamski et al., (2006) realizó un estudio que incorporó de forma artificial en una solución acuosa saturada en NaCl, células de bacteria genéticamente modificadas para producir una proteína fluorescente de color verde, con el objetivo de: documentar las técnicas microscópicas que optimizan la visualización de células en inclusiones fluidas; determinar si células móviles son atrapadas o si es necesario que sean fijadas a la superficie del cristal para ello; evaluar la supervivencia o preservación de las células en inclusiones fluidas durante un año; y evaluar si la concentración de células atrapadas es representativa de la concentración de células en la solución acuosa. En este sentido concluyeron que la visualización de las células en halita era difícil bajo luz normal transmitida condensada, pero eran más visibles al cerrar el iris del diafragma, así una pequeña cantidad de luz escapa de la subetapa, o también usando microscopía de contraste de fase. (Adamski et al., 2006). En cuanto a su atrapamiento, se encontró que los microorganismos fueron fácilmente atrapados en inclusiones fluidas que fueran lo suficientemente grandes para contenerlas, no se identificaron en la matriz del cristal por lo que la fijación de las células a la superficie del cristal no es necesaria para su atrapamiento. La amplia gama de concentraciones de células atrapadas, es consistente con las variaciones documentadas de concentración de células en la solución hipersalina; por lo tanto, el atrapamiento podría resultar del crecimiento de cristales en torno a una solución que contiene una dispersión de células. Por último, los resultados de este estudio demostraron que las inclusiones fluidas hipersalinas tienen potencial de preservar incluso bacterias no halófilas, esto lo indican las células intactas y la continua fluorescencia de las proteínas verdes fluorescentes. Como con otras proteínas, la producción de proteína verde fluorescente cesa una vez la célula muere y por ende se degrada. Es por ello que la continua fluorescencia indica que las células permanecen viables, o que la degradación es mínima. (Adamski et al., 2006)

Un trabajo que se concentra en el estudio de inclusiones fluidas en yeso fue publicado el 2014, en el cual se analizaron cristales primarios de yeso de los salares Gorbea e Ignorado, encontrando diversos microorganismos atrapados en inclusiones primarias. Las metodologías utilizadas en este trabajo deben ser consideradas solo como el primer paso para un futuro estudio químico y de ADN de estos organismos (Benison, 2014).

7. Inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas son vacuolas llenas de líquido selladas dentro de los minerales. Las inclusiones fluidas pueden ser consideradas como cápsulas que guardan información sobre antiguas temperaturas, presiones y composición de fluidos (Goldstein y Reynolds, 1994).

A continuación se describe la clasificación, de inclusiones fluidas, el fundamento de trabajo y microtermometría, las cuales han sido descritas en detalle por Mangas y Sierra (1991) y resumidas en el presente trabajo.

6.1 Clasificación de inclusiones

El criterio más ampliamente utilizado para la clasificación de inclusiones se basa en el origen. Las inclusiones fluidas pertenecen rara vez a una sola generación, ya que el atrapamiento de los diferentes fluidos puede tener lugar en el tiempo, con varios millones de años de separación y, por ello, las soluciones pueden mostrar grandes diferencias de composición. Roedder (1976, 1981, 1984) establece ciertos parámetros geométricos y morfológicos para distinguir la cronología de las inclusiones, si bien ninguno de ellos es definitivo. A partir de las observaciones microscópicas, se puede distinguir tres tipos genéticos de inclusiones: primarias, secundarias y pseudosecundarias.

a) Inclusiones primarias.

Cuando los cristales crecen o recrystalizan en un medio fluido de naturaleza homogénea se forman irregularidades de crecimiento capaces de atrapar pequeñas porciones del fluido (Goldstein y Reynolds, 1994). El sellado de tales irregularidades da lugar a la formación de las inclusiones fluidas primarias, las cuales se localizan en el avance de las caras, aristas y vértices del cristal. Estas inclusiones son las más representativas de las condiciones termodinámicas presentes en el momento del atrapamiento (Goldstein y Reynolds, 1994). Al ser accidentes en el proceso de crecimiento, se distribuyen al azar.

b) Inclusiones secundarias.

Se incluyen aquí todas las inclusiones que se originan con posterioridad a la precipitación del cristal (Goldstein y Reynolds, 1994). Así pues, si un cristal se fractura en presencia de un fluido de solubilidad finita, el fluido penetra en la fractura y comienza una acción de disolución y recrystalización del mineral, reduciendo la superficie y atrapando un conjunto de inclusiones secundarias (Roedder, 1984). Como el cristal en donde se encuentra la fractura sigue cristalizando al tiempo que entra el fluido, el término inclusión secundaria es relativo.

Las características que permiten distinguir las inclusiones primarias de las secundarias son muy ambiguas. En general, las inclusiones primarias aparecen aisladas y se desarrollan a favor de los planos cristalográficos, mientras que las secundarias se disponen a lo largo de fracturas recrystalizadas

6.2 Fundamento de estudio

Para estudiar las inclusiones fluidas es necesario seguir las reglas de Roedder las cuales son:

1. La inclusión es atrapada en una fase homogénea.
2. Nada se agrega o se remueve de la inclusión después de ser atrapada.
3. El volumen de la inclusión se mantiene constante seguido del atrapamiento representando un sistema isocórico

La característica más distintiva de las inclusiones a temperaturas ambientes es la presencia de una burbuja de gas o vapor que se puede mover por la influencia de gradientes térmicos o gravitatorios, y si es suficientemente pequeña, puede tener un movimiento constante al que se ha llamado equívocamente movimiento browniano (Roedder, 1981). Esta burbuja nuclea y crece cuando la presión en el interior de la inclusión es menor que la presión total de vapor del fluido atrapado, es decir, cuando el volumen de equilibrio del fluido es inferior al de la inclusión.

El fluido homogéneo atrapado originalmente puede precipitar nuevas fases sólidas que sean diferentes a la del mineral encajante. Estos cristales se denominan cristales hijos. El más común es el NaCl, aunque también se han encontrado, entre otros, sulfatos y carbonatos.

Muchas inclusiones presentan formas diferentes a las que tenían en el momento del atrapamiento. Así, cuando el mineral tiene una solubilidad finita en el fluido atrapado, los procesos de recristalización, pueden producir estrangulamiento (necking down) (Roedder, 1984). Resultado de ello es el cambio de forma o la creación de inclusiones más pequeñas. En general, la composición total del sistema no varía con la recristalización del mineral. Sin embargo, cuando se produce un cambio de fases en la inclusión antes del estrangulamiento, se crean nuevas fases que pueden presentar diferente composición y densidad (Goldstein y Reynolds, 1994). Esta posibilidad tiene importancia, porque como las nuevas inclusiones contienen fluidos de características diferentes a las del fluido inicial, la interpretación físico-química puede ser errónea (Goldstein y Reynolds, 1994).

Las inclusiones pueden sufrir una rotura con cambio de volumen si la presión interna del fluido llega a ser mayor que la presión de confinamiento externa (Mangas y Sierra, 1991). En este caso, el mineral se fractura, hay una relajación de la presión, y las inclusiones decrepitan totalmente (Mangas y Sierra, 1991).

6.3. Determinación de composición de inclusiones fluidas a través de petrografía.

Una vez se han encontrado inclusiones fluidas apropiadas, en muchos casos se hace necesario saber si estas son acuosas o se encuentran rellenas de petróleo, puesto que las últimas requieren una interpretación diferente (Goldstein y Reynolds, 1994).

Durante la observación petrográfica y con el equipamiento adecuado, las inclusiones fluidas expuestas a la luz ultravioleta, la mayoría de las inclusiones con petróleo emitirán luz visible (fluorescencia) y las inclusiones acuosas no (Burrus, 1981, 1991; McLimans, 1987). El color de la luz fluorescente se puede correlacionar de forma aproximada con la gravedad API del petróleo (Figura 21).

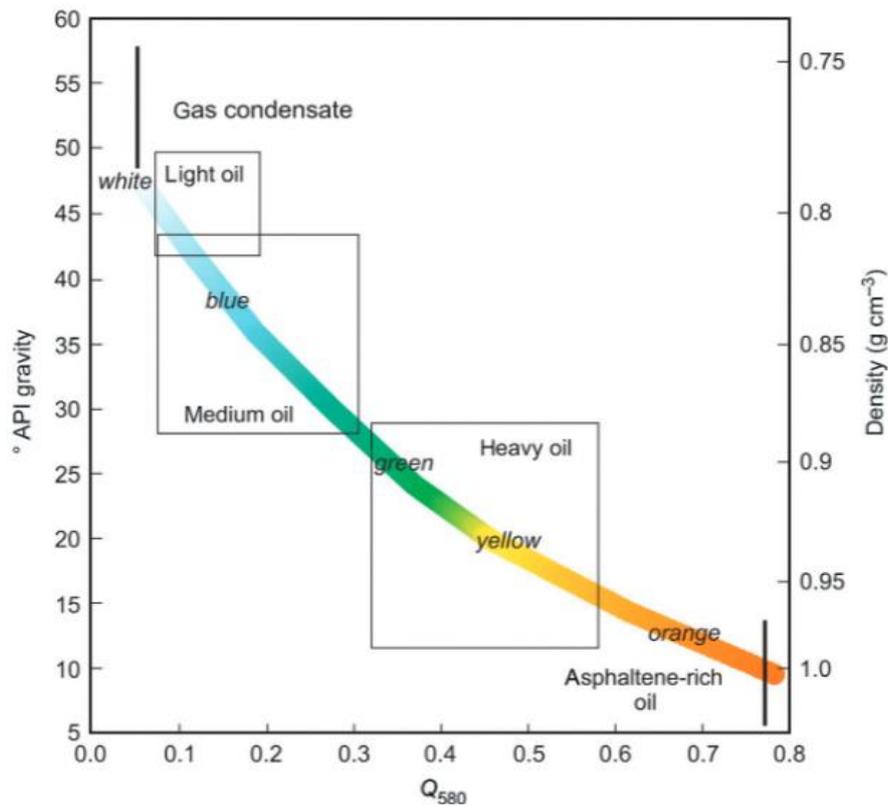


Figura 21. Diagrama de correlación de densidad (API, g/cm³): Q580 emisión integral y estándares de colores fluorescentes inducidos para el petróleo (Skaare et al., 2011, Kihle et al., 2012). Reimpreso desde Kihle, J., Hurum, J.H., Liebe, L., 2012. Preliminary results on liquid petroleum occurring as fluid inclusions in intracellular mineral precipitates in the vertebrae of *Pliosaurus funkei*. *Norsk Geol. Tidsskr.* 92, 341–352, Copyright 2012, with permission

8. Metodología

Para la realización de este trabajo que requiere de petrografía de inclusiones fluidas, el cual se compone de pasos indispensables en su comprensión y ejecución, y que componen parte de la metodología realizada. Los pasos se resumen a continuación (Goldstein, 1994):

1. En primer lugar se deben plantear preguntas apropiadas y específicas, que puedan ser resueltas a partir de un estudio de inclusiones fluidas.
2. El segundo paso es seleccionar muestras con una estratigrafía y contexto geológico adecuado para responder las preguntas formuladas.
3. El tercer paso consiste en examinar el contexto paragenético de los minerales a estudiar
4. Este paso involucra caracterizar petrográficamente a las inclusiones fluidas, donde se determina el origen de las inclusiones y como se ajustan al marco paragenético. Para esto se deben delimitar arreglos de inclusiones fluidas (FIA, fluid inclusión assemblage), las que se determinan bajo ciertas características y representan un evento de entrapamiento.
5. Una vez se ha determinados los arreglos de inclusiones apropiados, se realiza un análisis de microtermometría, lo que aporta datos de temperaturas de homogenización y composición.

El trabajo de terreno y por ende la recolección de muestras fue realizado previo al inicio de este trabajo de título, durante el mes de marzo del 2016, por lo que los pasos descritos a continuación parten desde la elección de muestras, siguiendo con la petrografía y finalizando con los análisis de microtermometría.

7.1. Elección de muestras y preparación

El trabajo de terreno fue realizado en marzo del 2016, y consistió en recolectar muestras de yeso del salar de la Isla y de Estudio. Las muestras consistían en dos tipos de yeso: aquellas de crecimiento inferior, las cuales crecen activamente en las piscinas de los salaras y cristales de yeso retrabajados (Figura 22). Ambos tipos se forman desde superficies de agua salina ácida en el caso de Ignorado.



Figura 22. Esquema de ubicación de muestras de yeso en el salar Ignorado.

La preparación de los cristales que luego se observa con microscopio consiste en , con un bisturí o cúter se cortar láminas de yeso siguiendo su clivaje, consiguiendo idealmente láminas de 2-3 mm de espesor y con superficies lisas (Figura 23), por lo que pulir estos cristales es un proceso relativamente corto y cuidadoso.

Para pulir estas láminas se utilizan hojas de lija con tamaño de grano en el rango 1500-5000, partiendo por la más gruesa (1500) hasta la más fina (2500). Cada proceso de pulido debe durar alrededor de 1 minuto por lado realizando movimientos en forma de ocho, para lo cual se humecta la hoja de lija con etanol en la medida que sea necesario. Luego la lámina se sumerge en un vaso precipitado con etanol, este vaso es introducido en un limpiador ultrasónico durante 5 minutos (Figura 23). Al finalizar este proceso, las láminas pueden ser observadas en el microscopio, donde se evalúa si es necesario otro ciclo de pulido. Este proceso de observación y pulido durante la preparación de las muestras asegura que las inclusiones fluidas no fueran alteradas y la muestra obtuviera un grosor adecuado para su estudio. El total de muestras preparadas se encuentra fotografiado en el anexo (Anexo A).

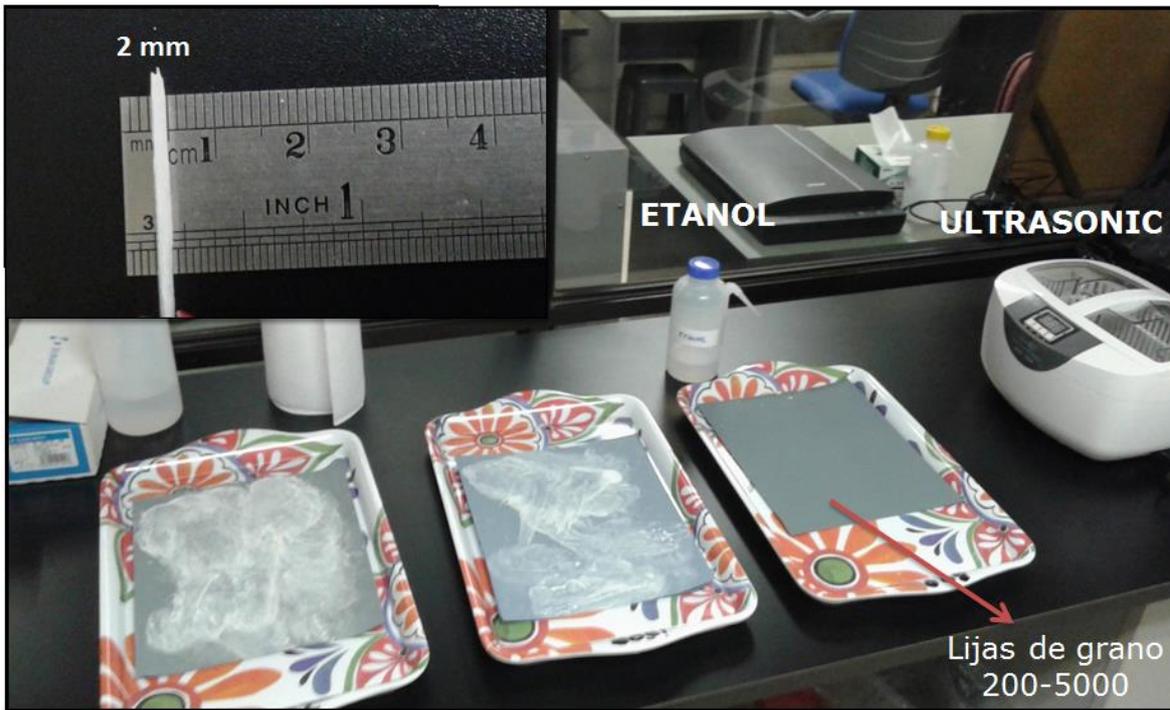


Figura 23. Preparación de muestras en el laboratorio de inclusiones fluidas de la Universidad de Chile. Se observa en la esquina superior izquierda el grosor ideal para la observación petrográfica.

7.2. Observaciones petrográficas

Las observaciones fueron hechas con el microscopio petrográfico Olympus BX53 del laboratorio de inclusiones fluidas de la Universidad de Chile, con fuentes de luz transmitida, reflejada y ultravioleta visible, con magnificación de 4x, 10x, 40x y 100x, equipada con cámaras digitales y software de imagen digital Linksys32 (Figura 24). La luz ultravioleta visible excita a las biomoléculas de los microorganismos, las que tienen una respuesta fluorescente. El color de fluorescencia corresponde a la longitud de onda de la luz emitida desde la molécula orgánica, por lo que la respuesta fluorescente, su longitud de onda y color dependen del tipo de molécula orgánica (ver GSA Data depository). Como resultado de estudios recientes, se ha reportado que con luz ultravioleta las células procariontas poseen una fluorescencia de color verde pálido, las algas una de color azul, y los carotenoides una de color rojo, naranja y rosado (Benison, 2014).

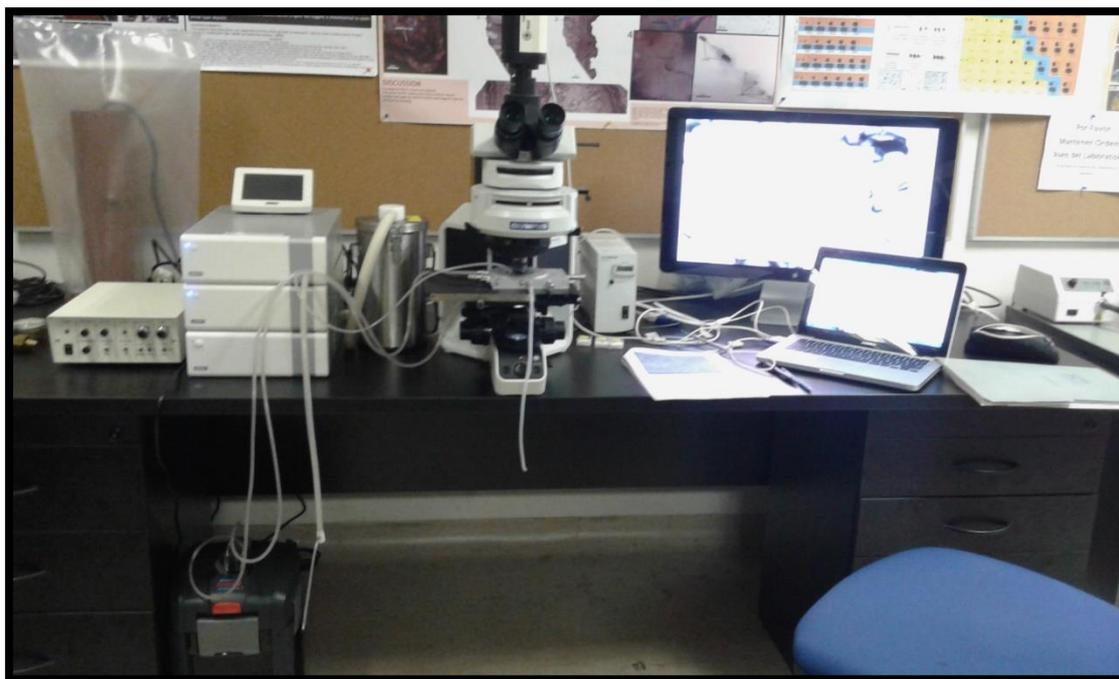


Figura 24: Microscopio petrográfico Olympus BX53 de la Universidad de Chile.

Las inclusiones fluidas dentro de cada cristal de yeso fueron agrupadas en diferentes arreglos de inclusiones (*fluid inclusion assemblages*, FIA) basado en las relaciones entre grupos de inclusiones fluidas individuales y su orientación dentro del cristal. Las inclusiones fluidas que fueron atrapadas al mismo tiempo son referidas como un FIA (Goldstein & Reynolds 1994). Esto significa que una FIA representa el evento de atrapamiento más finamente discriminado que puede ser identificado en base a la observación petrográfica (Goldstein 2003). Por ejemplo, un grupo de inclusiones fluidas orientadas a lo largo de una zona de crecimiento, paralelo a una cara del cristal es considerado un FIA primario y sería interpretado como un remanente de aguas parentales, desde la cual el cristal creció en un momento específico en el pasado. Las observaciones petrográficas fueron usadas para determinar cuales FIAs primarias serían analizadas por microtermometría

La razón líquido: vapor es evaluada a través de FIAs primarios individuales. Identificar la razón de líquido a vapor atrapada en una inclusión fluida puede ayudar a indicar las condiciones medioambientales en las cuales el yeso se formó (Goldstein & Reynolds 1994).

7.3 Microtermometría

La microtermometría se basa en la medida de las temperaturas a las que se producen los cambios de fases en las inclusiones cuando éstas se someten a un progresivo aumento de la temperatura. La fusión de un líquido solidificado previamente, la fusión de fases sólidas (sales, hidratos, etc.) y la homogeneización de sistemas gas-líquido en una sola fase gaseosa o líquida.

En el presente trabajo solo se realizaron procesos de enfriamiento para las muestras seleccionadas, este paso se detalla a continuación.

En los procesos de enfriamiento, las inclusiones se congelan y se procede a su recalentamiento hasta temperatura ambiente mediante el simple contacto del aire atmosférico con la platina. Generalmente la congelación se produce bruscamente, observándose una pérdida de transparencia en el contenido de la inclusión, la cual adquiere un aspecto escarchado. Durante el calentamiento o bien se recupera la transparencia original instantáneamente o bien se observa una fusión lenta del contenido solidificado.

Durante el proceso, se producen ciertos cambios característicos que permiten identificar cualitativamente el componente principal de las fases gaseosas y líquidas.

Se ha realizado un análisis de microtermometría a 28 inclusiones fluidas primarias en 8 FIAs dentro de un cristal de yeso retrabajado de 8 cm de largo, del salar de estudio en el cual se observaron células procariotas tanto dentro de inclusiones como en el cristal. También se analizaron 7 inclusiones fluidas primarias en 3 FIAs dentro de un cristal de crecimiento inferior de 2.5 cm de largo, del salar Ignorado, en la cual se observaron células procariontes dentro de inclusiones y en el cristal, como diatomeas atrapadas en el cristal.

Este análisis consistió en enfriar y calentar las muestras usando la platina Linkam THM-600 montado en el microscopio Olympus BX53 del laboratorio de inclusiones fluidas en la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. La termocupla de la platina fue calibrada a 0.1°C usando inclusiones fluidas sintéticas de H₂O en cuarzo.

Los procesos de enfriamiento y posterior calentamiento fueron utilizados para determinar la salinidad y posibles elementos mayores en el fluido, para el sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ (Steele-MacInnis et al., 2011). El nitrógeno líquido es bombeado a través de la platina, para enfriar las inclusiones fluidas. Luego de ser enfriadas hasta -180°C, estas fueron calentadas lentamente. Durante el calentamiento, se identificaron diferentes fases (líquido, vapor, hielo) y se documentaron las temperaturas a las cuales aparecían y desaparecían. También se buscó homogeneizar algunas inclusiones primarias con fase líquida y vapor pertenecientes a muestras del salar Ignorado.

9. Resultados

9.1. Sedimentología de Yeso

Las muestras obtenidas en terreno se pueden clasificar en dos tipos. El primer tipo se caracteriza por cristales de hasta 5 cm de largo aproximadamente, aplanados de crecimiento inferior (Figura 25A). El segundo tipo consiste en cristales aplanados y erosionados de mayor tamaño (hasta 15 cm) levemente más grandes que las del primer tipo, interpretados por Benison (2014) como cristales originalmente de crecimiento inferior, pero que han sido re TRABAJADOS por fuertes vientos de arena y grava (Figura 25B). Los llamados cristales de crecimiento inferior “*Bottom-growth*” (Warren, 2006) (Anexo C) se producen en las orillas de los salares a una profundidad menor a los 10 m y corresponden a evaporitas primarias, es decir, producto de la evaporación de una piscina salina (Warren, 2006).

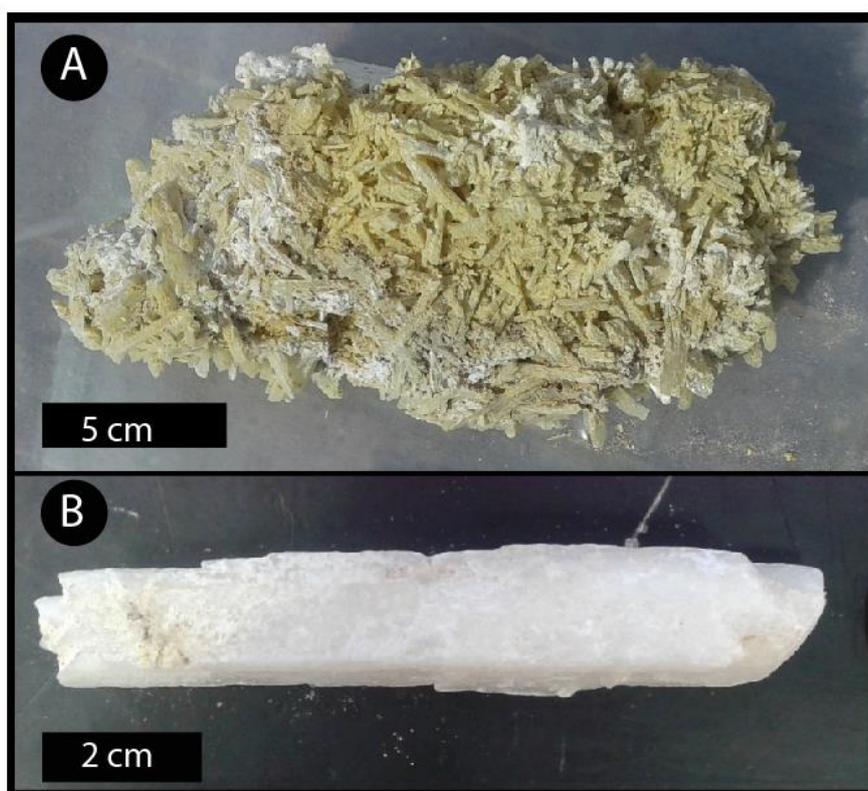


Figura 25. Cristales de yeso. A son cristales de yeso de crecimiento inferior y B corresponde a un grano de yeso re TRABAJADO.

9.2. Petrografía de inclusiones fluidas

En las muestras de yeso del Salar de la Isla, se han encontrado inclusiones fluidas primarias de hasta 90 μm , compuestas de líquido y gas con una proporción líquido-vapor tanto homogéneo como variable (Figura 26). Estas inclusiones se asocian a arreglos de inclusiones fluidas primarias, ya que se concentran en zonas de crecimiento y se encuentran alineadas de forma paralela a lo largo del eje 001 y 103.

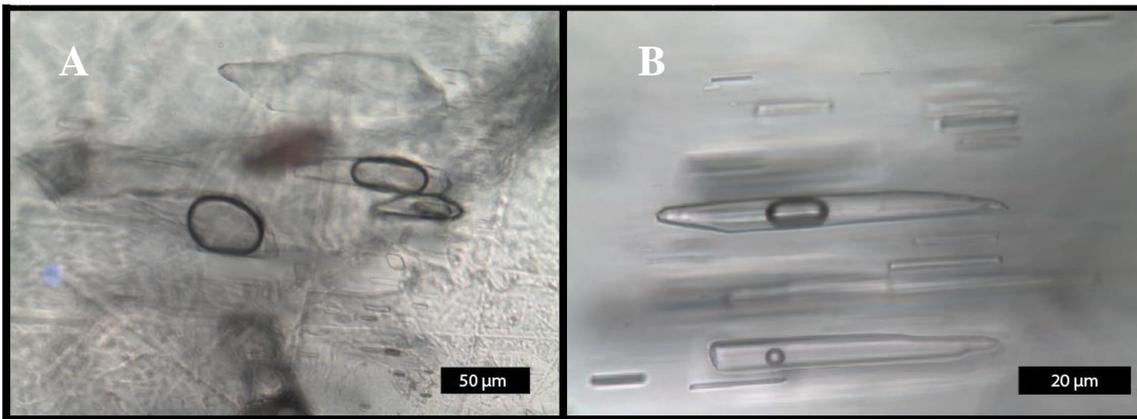


Figura 26. Inclusiones fluidas primarias. A inclusiones compuestas de líquido: vapor con proporción L: V homogénea. B inclusiones compuestas de líquido y vapor con proporción L: V variable.

La petrografía de las muestras de crecimiento inferior se observan con claridad, donde los arreglos de inclusiones fluidas primarias (FIAs) forman un ángulo oblicuo a la cara (001), pero las inclusiones fluidas primarias se orientan de forma paralela a la dirección de crecimiento (Figura 27). Estas muestras también poseen arreglos de inclusiones secundarias, las cuales atraviesan a los arreglos de inclusiones fluidas primarias de forma perpendicular o en diagonal (Benison, 2016).

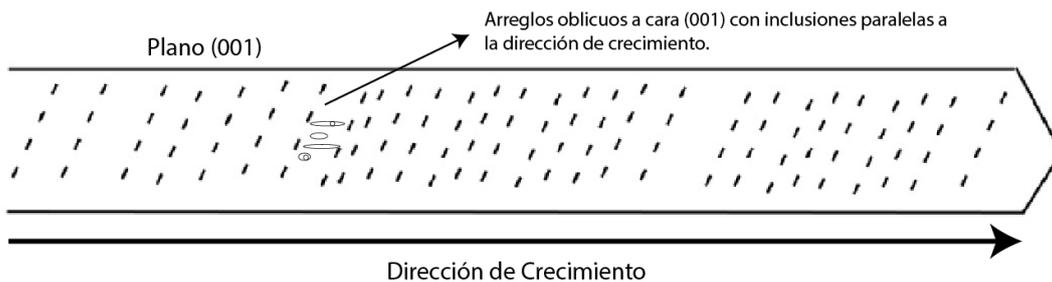


Figura 27. Orientación de los arreglos de inclusiones fluidas (FIAs) y de sus inclusiones fluidas primarias.

En las muestras de cristales retrabajados la observación de arreglos de inclusiones es intrincada probablemente debido al grosor de estas. Los arreglos de inclusiones primarias que en las zonas de crecimiento ocurren principalmente de forma oblicua al eje (001) al igual que en las muestras de crecimiento inferior. Estos cristales retrabajados también poseen arreglos de inclusiones secundarios.

Las inclusiones fluidas primarias en ambos tipos de muestra se encuentran alineadas en hileras paralelas a la dirección de crecimiento (Figura 27).

Hay tres tipos de arreglos de inclusiones primarias identificables petrográficamente, las cuales han sido denominadas Tipo I, Tipo II (Figura 28).y Tipo III (sólo líquido). Los primeros dos tipos de arreglos de inclusiones fluidas existen en los cristales de yeso retrabajados del salar de estudio, como en los cristales de crecimiento inferior del salar Ignorado.

Las inclusiones primarias tipo I tienen una forma variada, de triangular puntiaguda a formas hexagonales. Consisten en grupos de 2 a 4 inclusiones y pueden tener un tamaño de 40-150 µm (Figura 28A). Las inclusiones primarias tipo I están orientadas paralelas a las caras (001) del cristal. Aquellas inclusiones con forma triangular puntiaguda apuntan

hacia la dirección de crecimiento. Las inclusiones fluidas tipo I pueden variar mucho en su razón líquido-vapor, y algunas de ellas albergan células procariotas y/o de algas.

Las inclusiones primarias tipo II tienen una forma alargada y delgada, con tamaños que van de ~ 10 a $\sim 250 \mu\text{m}$ (Figura 28B). Las inclusiones fluidas primarias tipo II se encuentran en zonas de crecimiento bien marcadas y forman grupos de varias inclusiones, pero las con mejor visibilidad solo alcanzan las pocas unidades. Estas inclusiones tipo II poseen razones de líquido-vapor bastante consistentes, con grandes burbujas de vapor que ocupan gran parte del volumen de la inclusión. Algunas de estas inclusiones atrapan microorganismos como células procariontes y algas. Las inclusiones fluidas primarias tipo II se orientan de forma paralela al eje (001) del cristal.

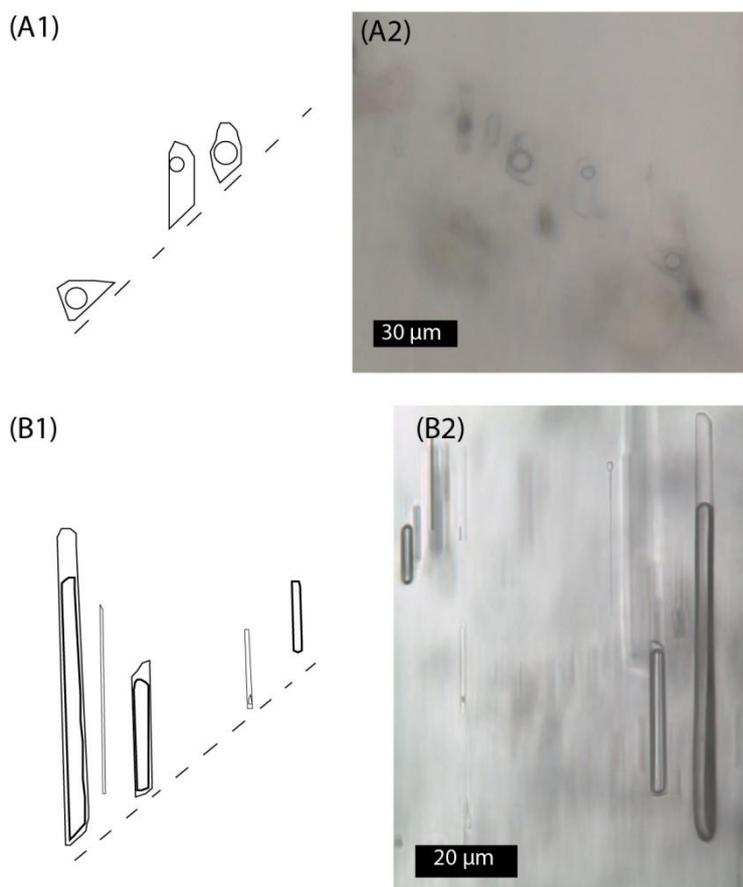


Figura 28: Tres tipos de arreglos de inclusiones primarias (FIAs) en el yeso del Salar Ignorado y de Estudio. (A1) Representación esquemática de un FIA tipo I, compuesta de inclusiones fluidas de formas variadas, con una proporción L-V variada. (A2) Fotomicrografía de inclusiones fluidas en un arreglo tipo II. (B1) Vista esquemática de un FIA tipo II, caracterizado por inclusiones fluidas alargadas con grandes burbujas de vapor y una proporción L-V consistente. (B2) Fotomicrografía de un FIA tipo II.

Se puede mencionar que en las muestras de ambos salares, se reconoce el tercer tipo de arreglo de inclusiones primarias (FIAs) muy similar a las de tipo II, ya que poseen una geometría similar pero están rellenas sólo de líquido (Anexo D). Estas inclusiones indican un atrapamiento homogéneo con cambios post atrapamiento insignificantes.

Los arreglos de inclusiones primarias que aportaron datos para la interpretación de este trabajo, pertenecen a dos cristales de yeso de 2.5 y 8 cm, provenientes de los salares Ignorado y de Estudio respectivamente.

9.2.1. Salar de Estudio

El cristal del salar de Estudio de 8 cm de largo presenta múltiples zonas de crecimiento de las cuales se analizaron 8 arreglos de inclusiones fluidas primarias distribuidas a lo largo del cristal en dirección del crecimiento de este (Figura 29). En la figura 29 se puede ver la distribución de FIAs y las inclusiones analizadas para alguna de estas. En Anexo E, se puede ver fotomicrografías de cada uno de los FIAs.

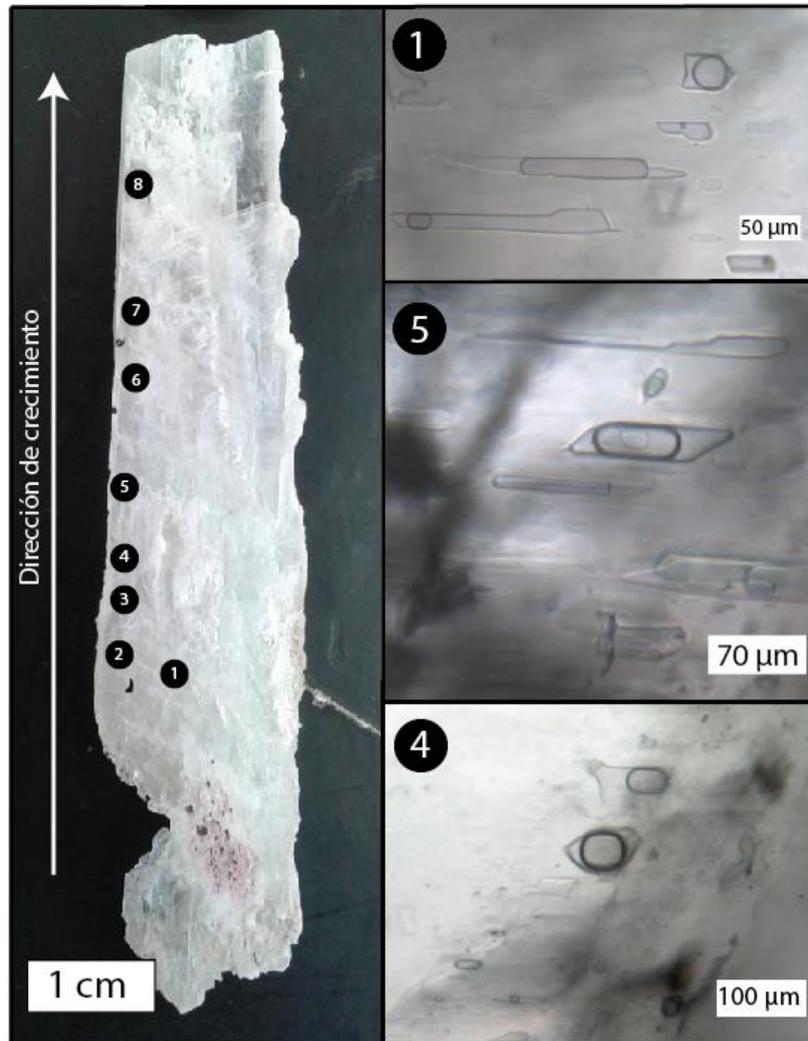


Figura 29: Cristal de yeso del salar de Estudio con 8 FIAs a lo largo de zonas de crecimiento secuenciales. Se observan las inclusiones fluidas analizadas para los FIAs 3, 4 y 5.

9.2.2. Salar Ignorado

Para el cristal del salar Ignorado de 2.5 cm de largo se analizaron 3 arreglos de inclusiones fluidas primarias, las cuales se distribuyen en zonas de crecimiento secuenciales. En la figura 30 se observa la distribución de FIAs en el cristal, además de microfotografías de los arreglos de inclusiones fluidas primarias 2 y 3. En Anexo E se encuentran microfotografías de todos los arreglos de inclusiones fluidas de esta muestra.

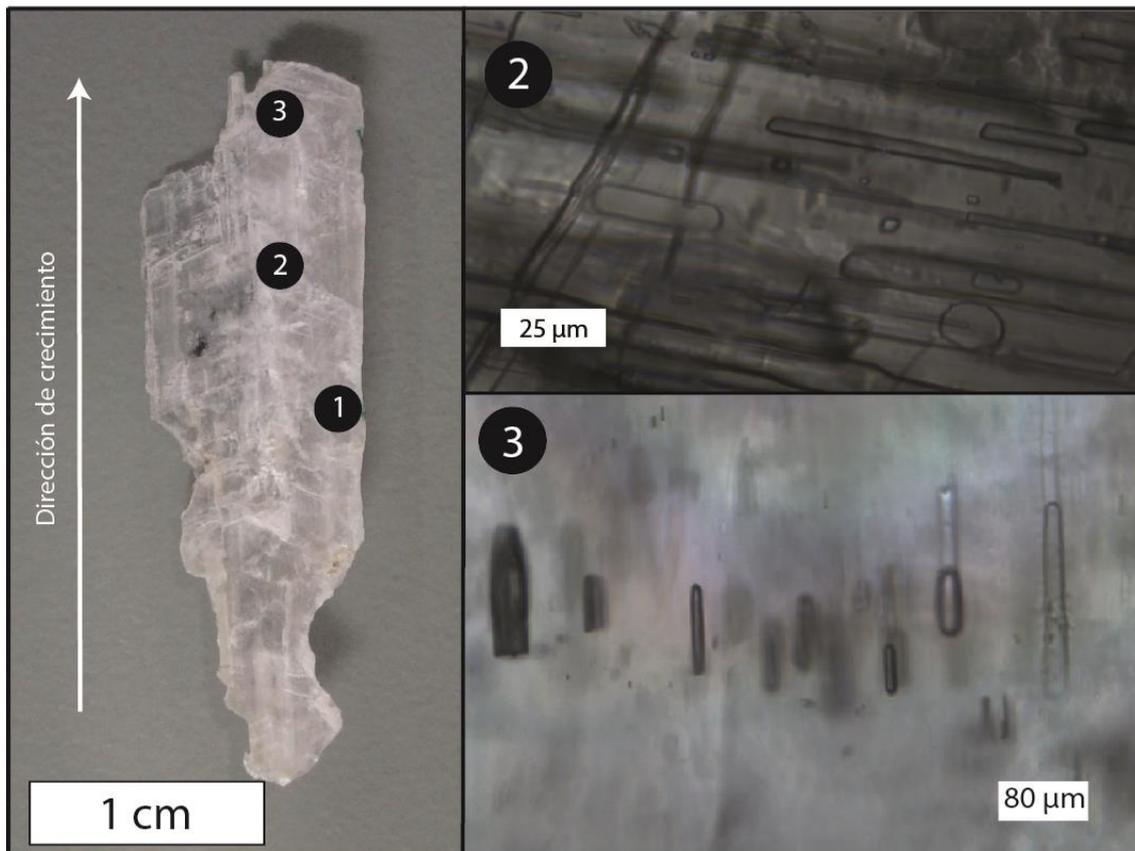


Figura 30: Cristal de yeso del salar Ignorado con 3 FIAs a lo largo de zonas de crecimiento secuenciales. Se observan las inclusiones fluidas analizadas para los FIAs 2 y 3.

9.3. Microorganismos en yeso

Los microorganismos observados durante la petrografía son: diatomeas, procariotas y algas y procariotas de tipo Cocci (Anexo F). Todas han sido reconocidas a partir de la comparación con el estudio realizado por Benison (2014).

Las diatomeas pennadas existen en su mayoría como inclusiones sólidas y en menor proporción dentro de inclusiones primarias (Figura 31A). Dado su tamaño 55 μm , son reconocibles sin mayor dificultad. Es extraño encontrar diatomeas atrapadas en inclusiones fluidas, hasta ahora se encuentra lo que parece ser una inclusión que se ajusta a la forma de la diatomea preexistente (Figura 31B). También puede observarse a las diatomeas agrupadas como poblaciones, donde no todas poseen brillo al ser expuestas a radiación ultravioleta (Anexo F).

Las células procariotas son observadas tanto como inclusión sólida como en inclusiones fluidas primarias que contienen líquido y vapor. Estas se observan con un color amarillo claro a luz ultravioleta con forma de bacilo y tienen un tamaño aproximado de 6 μm (Figura 31C). También se observan microorganismos con otros colores a luz ultravioleta, como azul, y amarillo-anaranjado (Anexo D).

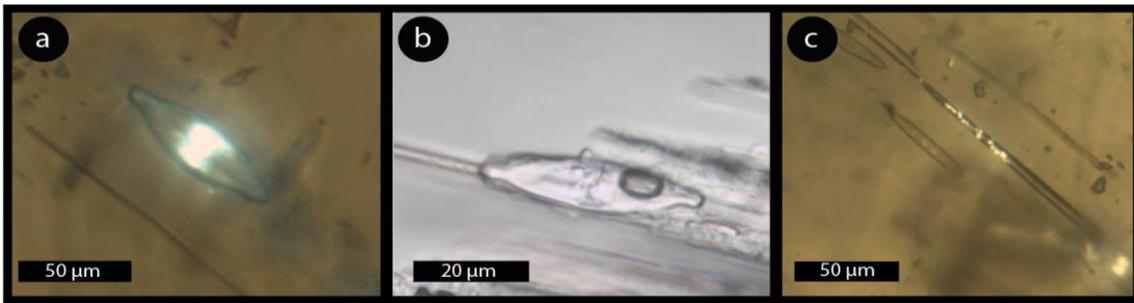


Figura 31. A diatomea como inclusión sólida a luz transmitida con ultravioleta. B diatomea en inclusión fluida con burbuja, a luz transmitida con ultravioleta. C Procariotas tipo bacilo en inclusión fluida primaria, a luz transmitida con ultravioleta.

9.4. Microtermometría de inclusiones fluidas primarias

Se realizaron análisis de enfriamiento y posterior calentamiento a dos cristales de yeso, uno proveniente del salar de estudio y el otro del salar Ignorado. En el cristal de yeso retrabajado de 8 cm del salar de estudio, se analizaron 28 inclusiones fluidas de tipo I y II a lo largo de 8 arreglos de inclusiones fluidas distribuidas en zonas de crecimiento secuenciales (Figura 29, Tabla 6). En el cristal de yeso de crecimiento inferior de 2.5 cm del salar Ignorado, se analizaron 7 inclusiones fluidas primarias a lo largo de 3 arreglos de inclusiones, también distribuidas en zonas de crecimiento secuenciales (Figura 30, Tabla 7). Se realizó también análisis de enfriamiento y posterior calentamiento a inclusiones fluidas de tipo I y III en un cristal de yeso del salar Ignorado (cristal 03, Anexo D), los cuales arrojaron datos incongruentes en el caso de las inclusiones tipo I, las tipo III fueron descartadas por ser metaestables. Esto debido que aquellas inclusiones de tipo I no sufrieron ningún cambio durante el análisis ni fue posible identificar la aparición ni desaparición de las fases hielo, vapor y líquido, en las inclusiones de tipo III tampoco fue posible identificar la aparición de una fase vapor o hielo ni su desaparición.

Para el cristal de 8 cm del salar de estudio, se enfriaron las inclusiones fluidas primarias con nitrógeno a temperaturas entre los -90°C y -120°C . Fue necesario repetir varias veces las etapas de enfriamiento y calentamiento para cada una de las inclusiones, puesto que era difícil discernir las temperaturas del primer fundido (o del eutéctico T_e). Las T_e registradas van desde -18.7°C hasta -77.1°C . Las T_e para diferentes inclusiones fluidas dentro de un mismo arreglo, varían en un 0.1°C a 29°C . El registro de datos durante el proceso de enfriamiento se encuentra en anexo (Anexo G)

En el posterior calentamiento de las inclusiones primarias hasta 10°C , se produce la fusión de los últimos sólidos en la inclusión. Las temperaturas de fusión final para el hielo (T_m ice, T_m°) para las 28 inclusiones varían entre -8.5°C y -30.8°C . La salinidad y composición de las inclusiones fluidas, fueron calculadas a partir de un programa Excel que implementa el modelo desarrollado para el sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (Steele-MacInnis, Bodnar and Naden, 2011). Las salinidades de las inclusiones fluidas primarias tienen valores de 0.9 -13.3 eq wt% NaCl y 0.1- 22.9 eq wt% CaCl_2 (Tabla 6, Anexo I).

Para el segundo cristal de 2.5 cm del salar de Ignorado, se enfriaron las inclusiones fluidas primarias con nitrógeno a temperaturas entre los -90°C y -180°C . También fue necesario repetir varias veces las etapas de enfriamiento y calentamiento para cada una de las inclusiones, puesto que era difícil discernir las temperaturas del primer fundido (o del eutéctico T_e). Las T_e registradas van desde -27.5°C hasta -76°C . Las T_e para diferentes inclusiones fluidas dentro de un mismo arreglo, varían en un 0.4 a 6.7°C . El

registro de datos durante el análisis de microtermometría para este cristal del salar Ignorado se encuentra en anexo (Anexo G).

En el posterior calentamiento de las inclusiones primarias hasta 10°C, se produce la fusión de los últimos sólidos en la inclusión. Las temperaturas de fusión final para el hielo (T_m ice, T_m) para las 7 inclusiones varían entre -2.8°C y -12.7°C. La salinidad y composición de las inclusiones fluidas, fueron calculadas a partir del algoritmo antes mencionado. Las salinidades de las inclusiones fluidas primarias tienen valores de 0.8 - 10.6 eq wt% NaCl y 0.1-13.8 eq wt% CaCl₂ (Tabla 7, Anexo I).

Se calentaron cristales de yeso del salar Ignorado que no se mencionan en este capítulo para probar la homogenización de fases en inclusiones fluidas primarias tipo I. Las burbujas no sufrieron ningún cambio durante esta etapa, hasta que a los 40 °C la muestra se tornó de un color marrón así como la superficie del cristal, por lo que la observación era de muy mala calidad, no se pudo distinguir si las inclusiones decrepitaron. Inclusiones fluidas primarias monofásicas (sólo líquido) de otro cristal del salar Ignorado (cristal 02 Anexo B) fueron analizadas, pero resultaron ser inclusiones metaestables y con datos de microtermometría incongruentes, las cuales se mencionarán solo como reporte en los resultados de este estudio.

Episodios de enfriamiento y calentamiento de algunas inclusiones fluidas del salar de Estudio se pueden apreciar en anexo J.

10. Discusiones

10.1. Petrografía de cristales de yeso e inclusiones fluidas

Los dos tipos principales de arreglos de inclusiones fluidas primarias, fueron encontrados en los dos tipos de cristales de yeso. En el de crecimiento inferior para el caso del salar Ignorado y en el cristal retrabajado del salar de Estudio. Esto quiere decir que las inclusiones fluidas primarias atrapadas en estos dos tipos de cristal, representan aguas superficiales atrapadas.

La presencia de arreglos de inclusiones primarios con razones de líquido: vapor variable, sobre todo en las de tipo I, indican que el vapor no solo es resultado del enfriamiento de aguas parentales que ascienden a la superficie. Benison (2006) nombra dos razones por las cuales esto también puede ocurrir, por atrapamiento de aire durante el crecimiento de cristales en la interface agua-aire, o por desgasificación desde la base. Los arreglos de tipo III observados, solo compuestos por líquido sugieren que la temperatura del agua superficial no era mayor a $\sim 70^{\circ}\text{C}$ (Goldstein & Reynolds 1994)

Tanto en los arreglos de tipo I, II y sobretodo III se encontraron inclusiones o arreglos completos de carácter metaestable. Los tipos de metaestabilidad que presentan son según Roedder (1971) debido a que fracasan en nuclear: 1) una burbuja de vapor o cristales hijos durante el enfriamiento, 2) hielo u otras fases cristalinas durante el enfriamiento, y 3) una burbuja de vapor durante el calentamiento de inclusiones fluidas congeladas. Muchas de las inclusiones metaestables en los arreglos tipo I se deben por el segundo motivo descrito, durante el enfriamiento no nucleaban hielo u otra fase cristalina. En los arreglos de tipo III, la razón de su metaestabilidad es tanto a temperatura ambiente como durante el enfriamiento, no poseían ni nucleaban una fase vapor.

La composición de los fluidos en el campo diagenético es increíblemente complejo, como ejemplo está el agua de mar, la cual es altamente concentrada (3.5 wt.%) y tiene grandes cantidades de Na^+ , Mg_2^+ , Ca_2^+ , K^+ , Sr_2^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Br^- , F^- y B, con una variedad de elementos en menor cantidad que también están presentes. Además la composición de gases orgánicos e inorgánicos y líquidos hidrocarbonados es también compleja. Por lo que trabajar con fases de equilibrio y microtermometría requiere que se caracterice la composición del fluido con mucho cuidado o asumir que modelo podría acomodarse a la composición del fluido. En este caso, dado que los fluidos son originados en cuencas con formación de salares, las cuales han sufrido una fuerte interacción agua-roca, se ha escogido el modelo $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, en el cual las soluciones están dominadas por NaCl y CaCl_2 (Goldstein, 2001). Las observaciones de terreno arrojan que la costra del salar Ignorado está compuesta principalmente de yeso, thenardita y halita (Risacher, 2002), lo cual concuerda con el sistema escogido. Los diagramas ternarios de cada FIA obtenidos a partir de los cálculos para este sistema, se encuentran en anexo K.

Salar de Estudio

Se observa en la figura 32 A, como las temperaturas de eutéctico para los 8 FIAs iniciales son consistentes. El decaimiento del punto eutéctico se puede relacionar con el cambio de molaridad del fluido y su evolución del cristal desde el FIA 1 al FIA8 (Figura 32 A). Con respecto a la temperatura del ultimo cristal que se derrite (T_m) existe una variación del FIA 1 al 8 en tiempo del cristal lo cual puede relacionarse a cambios en la paleo superficie cuando el cristal se estaba formando.

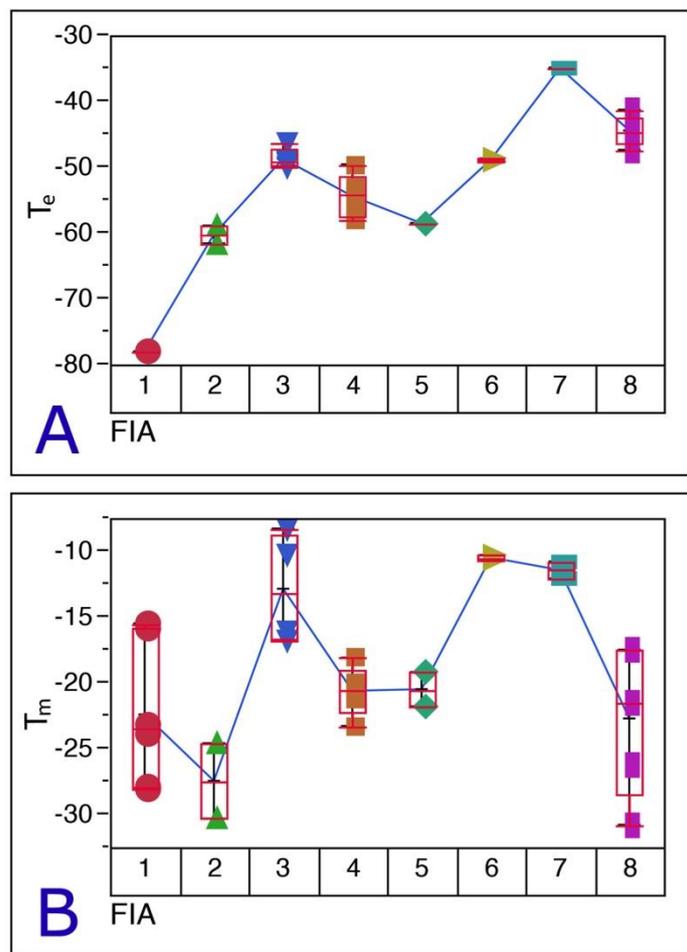


Figura 32. Diagrama de FIAs versus temperaturas de eutéctico (A) y temperaturas de fusión final (B).

Para poder distinguir una evolución en los fluidos atrapados del cristal, se presenta la figura 33. Esta presenta los 8 FIAs utilizados para la interpretación versus la concentración porcentual obtenida para NaCl y CaCl₂ y densidades estimadas para los FIAs 2, 4 y 6 (ex FIA 7). La densidad se estimó a partir de los colores de emisión ultravioleta observados en aquellos FIAs con microorganismos, la cual se relaciona con la gravedad API, la explicación se encuentra detallada en anexo H.

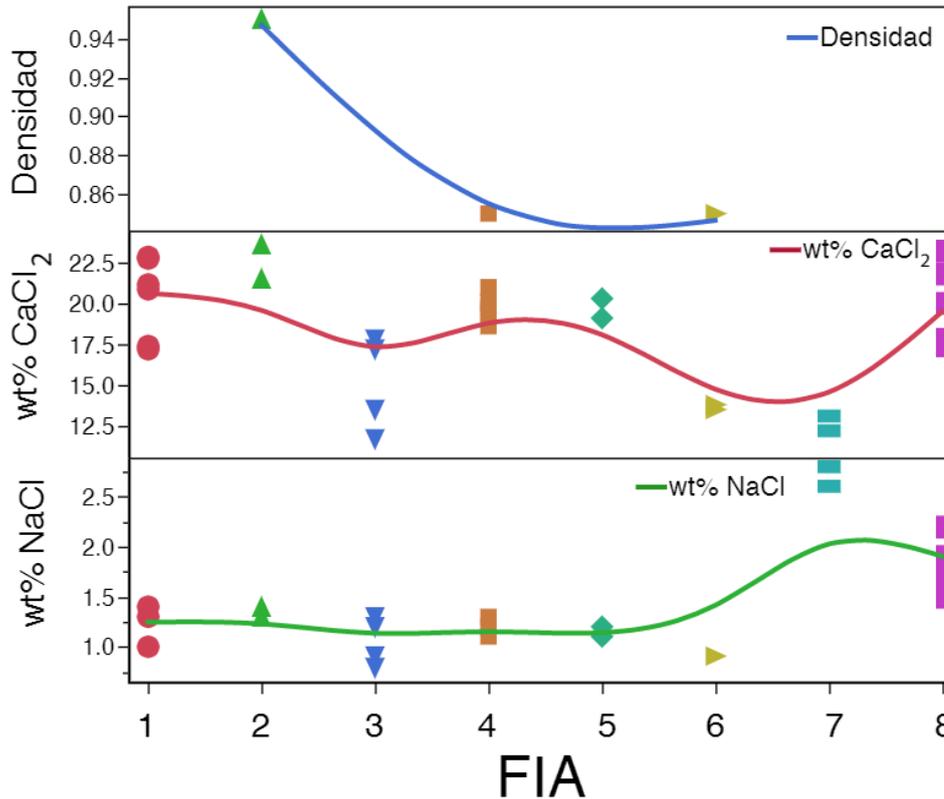


Figura 33. Diagrama de FIAs de 8 FIAs versus: la densidad, wt% CaCl₂ y wt% NaCl.

La concentración porcentual de CaCl₂ posee una fluctuación leve, pero de la cual se puede inferir que existe un ciclo de precipitación de yeso, evidenciado por la disminución del porcentaje de CaCl₂ en los FIAs 3 y 6, con un posterior aumento hacia el FIA 8. La concentración porcentual de NaCl no proporciona mayor información, solo que coinciden en el punto de inflexión del FIA 7, donde sufre un aumento producto de la disminución en proporción del CaCl₂.

Salar Ignorado

Se observa en la figura 34 A, como las temperaturas de eutéctico para los 3 FIAs son consistentes, así también para la temperatura de fusión final (Figura 34 B). Se podría creer que la temperatura de eutéctico para el FIA 3 es incongruente, pero la diferencia entre ellas es solo de 7 grados, por lo que es más bien un efecto de escala del diagrama.

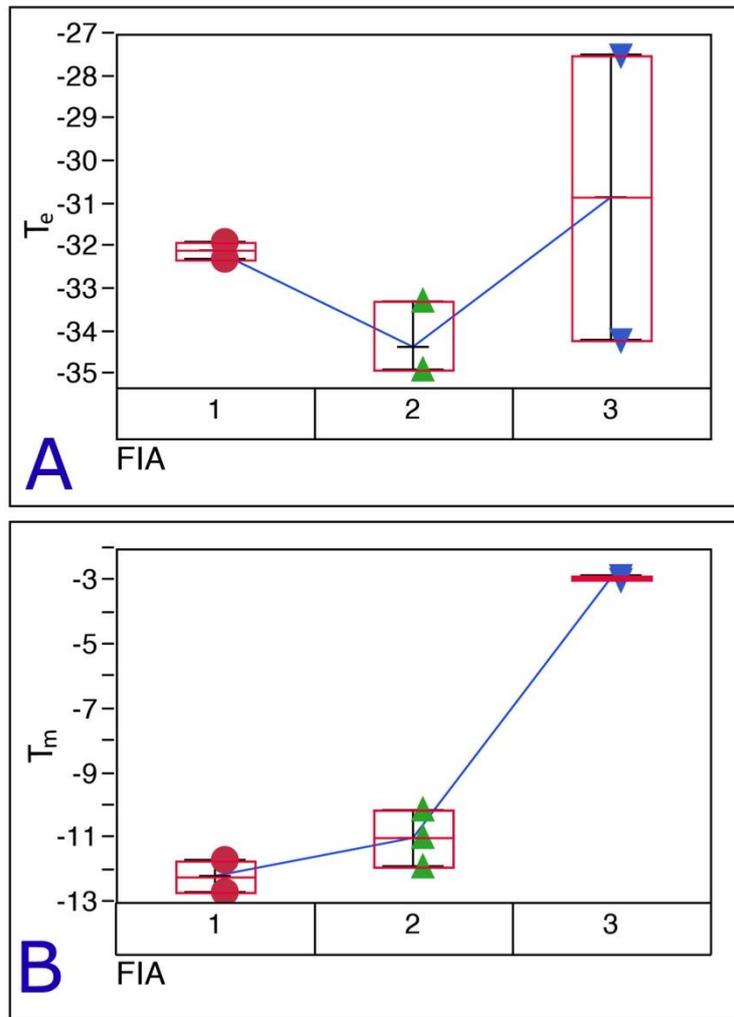


Figura 34. Diagrama de FIAs versus temperaturas de eutéctico (A) y temperaturas de fusión final (B).

Para poder distinguir una evolución en los fluidos atrapados del cristal, se presenta la figura 35. Esta presenta los 3 FIAs utilizados para la interpretación versus la concentración porcentual obtenida para NaCl y CaCl_2 y densidades estimadas para los FIAs 1, 2 y 3 en base a la gravedad API. La densidad se estimó al igual que para los FIAs del salar de Estudio, se detalla la explicación en el anexo H.

Es difícil observar algún tipo de patrón o evolución para el salar Ignorado, puesto que la cantidad de FIAs analizados es poco robusto para deducir algo al respecto. Se puede mencionar que a diferencia del salar de Estudio, en este caso cuando el porcentaje de CaCl_2 baja, así también lo hace el de NaCl , lo cual podría ser efecto de algún factor que esté diluyendo los fluidos.

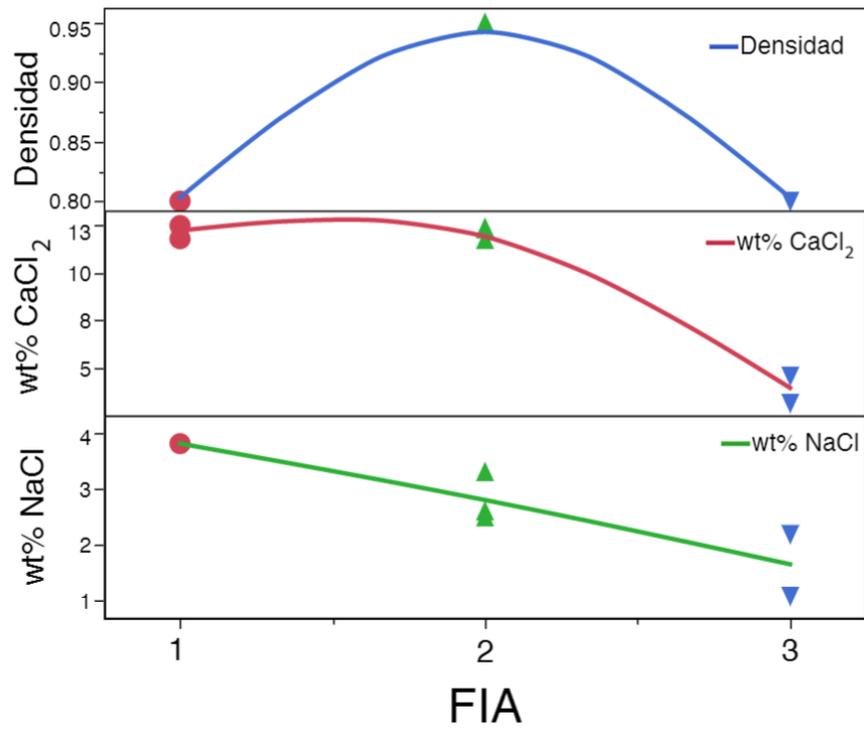


Figura 35: Diagrama de FIAs de 3 FIAs versus: la densidad, wt% CaCl₂ y wt% NaCl.

11. Conclusiones

A modo de resumen de lo expresado en este trabajo, se establecen una serie de conclusiones de los resultados obtenidos.

La petrografía de inclusiones fluidas establece que tanto en el salar de Estudio como Ignorado existen al menos tres tipos de arreglos de inclusiones fluidas. De estos, el primero con una relación de líquido y vapor variada representó la mejor fuente de datos durante los análisis de microtermometría. Las inclusiones ricas en vapor y de una sola fase líquida presentaban gran dificultad en la observación de primeros fundidos durante el calentamiento, además de ser muchas veces de carácter metaestable. Los tipos de metaestabilidad presente eran principalmente por la carencia de una fase vapor a temperatura ambiente, la cual puede deberse a que las aguas superficiales atrapadas se encontraban a temperaturas $< 70^{\circ}\text{C}$, y la falta de nucleación de cristales de hielo durante el enfriamiento. Esto generó dificultades en la obtención de datos y puede haber afectado los resultados obtenidos tanto para el salar de estudio como Ignorado.

La evolución de las aguas registradas en los cristales de ambos salares, reflejan en comparación a otros estudios una baja salinidad (menor al 20%). La explicación de esta composición es difícil de deducir debido a que el presente trabajo no posee datos sobre otros componentes presentes en las aguas de estas salmueras.

En este trabajo, el salar ignorado presenta variaciones de salinidades durante el crecimiento de estos cristales. Es posible que estos cambios en las salinidades sean producto de cambios climáticos que se ven reflejados en las diferentes concentraciones de Ca y Na o bien de la directa precipitación de yeso la cual incidiría en la disminución de iones Ca disueltos.

Por otra parte, se aporta con nuevos datos sobre el salar de Estudio, los cuales señalan una concentración más o menos constante de cloruros, en donde el Ca tiene una mayor concentración que en el salar Ignorado. Por lo que los procesos involucrados en la geoquímica de sus aguas pueden tener condicionantes diferentes a las del salar Ignorado, así como sus características morfométricas podrían influir. Es por esto que se sugiere la elaboración de estudios enfocados en esta salmuera y en otras de extensión similar, para aportar en la comprensión de sistemas tan peculiares y extremos como este.

Finalmente, como se reportó en el presente trabajo, es posible preservar microorganismos en inclusiones fluidas en yeso. Lo cual además confirma que existe vida en condiciones extremas como lo son en el altiplano de la Cordillera de los Andes, donde el salar Ignorado y de Estudio representa características únicas entre el resto, como lo es la alta acidez de sus aguas, la altura a la que se encuentra (≈ 4000 m) y la grandes variaciones de temperatura que sufre durante el día. Todo lo anterior hace del salar Ignorado y de Estudio son lugares análogos a lo que pudo ser Marte hace millones de años cuando aún este preservaba algo de su atmósfera, por lo que quizá los minerales sulfatados como el yeso de ese planeta puedan albergar algún tipo de materia orgánica. Sería entonces interesante que en un futuro los robots de exploración como *landers* y *rovers* utilizados para observar la superficie marciana, tuviesen la tecnología óptica suficiente para analizar la mineralogía superficial insitu y obtener imágenes de lo que podría existir en esas condiciones.

Los pasos a seguir en el trabajo de título asociad a este proyecto son en primer lugar continuar con la petrografía de inclusiones fluidas como se menciona en el párrafo anterior, para realizar análisis de microtermometría y obtener las temperaturas de

homogenización correspondientes. También existe la posibilidad de realizar análisis de ADN a los microorganismos encontrados con ayuda del departamento de química y biotecnología de la facultad de ciencias físicas y matemáticas.

12. Bibliografía

- Adamski, J., Roberts, J., & Goldstein, R. (2006). Entrapment of Bacteria in Fluid Inclusions in Laboratory-Grown Halite. *Astrobiology*, 6(4), 552-562. <http://dx.doi.org/10.1089/ast.2006.6.552>
- Alpers, C. y Brimhall, G. (1988). Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geol. Soc. Amer. Bull.* vol.100, p. 1640-1656.
- Aubouin, J.; Borello, A.V.; Cecioni, G.; Charrier, R.; Chotin, P.; Frutos, J.; Thiele, R. y Vicente, J.C. (1972). Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Méridionales. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.* vol.16, nº 9.
- Badaut, D. y Risacher F. (1983). Authigenic smectite on diatom frustules in Bolivian saline lakes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, p. 363-375
- Baker L., Agerbroad D., and Wood S. (2000) Experimental hydrothermal alteration of a martian analog basalt: implications for martian meteorites. *Meteoritics and Planetary Science* 35, 31-38.
- Bandfield J. L., Hamilton V. E., and Christensen P. R. (2000) A global view of martian surface compositions from MGS-TES. *Science* (Washington, D. C.) 287(5458), 1626-1630.
- Banin A., Han F. X., Kan I., and Cicelsky A. (1997) Acidic volatiles and the Mars soil. *Journal of Geophysical Research*, [Planets] 102(E6), 13341-13356.
- Bell J. F., III, McSween H. Y., Jr., Crisp J. A., Morris R. V., Murchie S. L., Bridges N. T., Johnson J. R., Britt D. T., Golombek M. P., Moore H. J., Ghosh A., Bishop J. L., Anderson R. C., Bruckner J., Economou T., Greenwood J. P., Gunnlaugsson H. P., Hargraves R. M., Hviid S., Knudsen J. M., Madsen M. B., Reid R., Rieder R., and Soderblom L. (2000) Mineralogic and compositional properties of Martian soil and dust: results from Mars Pathfinder. *Journal of Geophysical Research*, [Planets] 105(E1), 1721-1755.
- Benison KC, Gonzalez MM (2007) Sedimentology of two acid saline lakes in the high Andes of northern Chile. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 39, 433.
- Benison KC, Karmanocky FJ III (2014) Could microorganisms be preserved in Mars gypsum?: insights from terrestrial examples. *Geology*, 42, 615–8.
- Bodnar R. (2001) PTX phase equilibria in the H₂O-CO₂-Salt system at Mars near-surface conditions. *Lunar and Planetary Science Conference XXXII*, abstract 1689.
- Bogdanic, T. (1991). Evolución paleográfica del Cretácico –Terciario Inferior entre los 21-23°S, Región de Antofagasta. VI Cong. Geol. Chileno, Santiago, vol.1, p. 857-861.
- Bowen, B. B., & Benison, K. C. (2009). Geochemical characteristics of naturally acid and alkaline saline lakes in southern Western Australia. *Applied Geochemistry*, 24(2), 268-284.

- Brass G. W. (1980) Stability of brines on Mars. *Icarus* 42(1), 20-8.
- Bridges J. C., Catling D. C., Saxton J. M., Swindle T. D., Lyon I. C., and Grady M. M. (2001) Alteration assemblages in Martian meteorites: Implications for nearsurface processes. *Space Science Reviews* 96(1-4), 365-392.
- Brown, M. (1991). Relationship between magmatism and tectonics in Northern Chile: geochemical evidence from 25° 30' - 27° 00' S. VI Cong. Geol. Chileno. Actas, p.631-634.
- Brüggen, W.A. (1950). *Fundamentos de Geología de Chile*. Inst. Geo. Militar. Santiago. 374 p.
- Burrus, R.C., (1981). Hydrocarbon fluid inclusions in studies of sedimentary diagenesis, in Hollister, L., and Crawford, M. L., eds., *Short Course in Fluid Inclusions: Application to Petrology: Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook*, v. 6, p. 138-156.
- Burruss, R. C. (1981). Hydrocarbon fluid inclusions in studies of sedimentary diagenesis. *Short course in fluid inclusion: Application to petrology*. Mineral. Assoc. Canada, 6, 138-156.
- Burruss, R. C. (1991). Practical aspects of fluorescence microscopy of petroleum fluid inclusions.
- Cabrol N. A. and Grin E. A. (2001) The evolution of lacustrine environments on Mars: Is Mars only hydrologically dormant? *Icarus* 149(2), 291-328.
- Cabrol, Nathalie A., et al (2007). Signatures of habitats and life in Earth's high-altitude lakes: clues to Noachian aqueous environments on Mars. *The Geology of Mars: Evidence from Earth-Based Analog* 1 349.
- Campano P. y Guerra N. (1979). Contribución al estudio geoquímico de rocas volcánicas del Norte de Chile comprendidas entre las latitudes 22°00' y 26° 30' S. II Cong. Geol. Chileno. Actas, vol.4, p J110- J126.
- Campano, P. y Guerra, N. (1975). Distribución de Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Pb. en rocas ígneas y sedimentarias del Norte de Chile. MSc. Tesis. Univ. Católica del Norte, Chile.
- Campano, P.; Guerra, N., y Oyarzún, J. (1976). Contenido de Cu, Zn, Pb, Ni y Co en rocas extrusivas y sedimentarias del Norte de Chile. I Cong. Geol. Chileno. Actas, vol. II, p. F43-F57.
- Carr M. H. (1986) Mars: a water-rich planet? *Icarus* 68(2), 187-216
- Carroll, D. (1962). Rainwater as a chemical agent of geologic processes. A review. U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1535-G, 18p.
- Catling D. C. (1999) A chemical model for evaporites on early Mars: posible sedimentary tracers of the early climate and implications for exploration. *Journal of Geophysical Research*, [Planets] 104 (E7), 16453-16469.
- Catling, D. C. (1999). A chemical model for evaporites on early Mars: Possible sedimentary tracers of the early climate and implications for exploration. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 104 (E7), 16453-16469.

- Catling, D. C., Wood, S. E., Leovy, C., Montgomery, D. R., Greenberg, H. M., Glein, C. R., & Moore, J. M. (2006). Light-toned layered deposits in Juventae Chasma, Mars. *Icarus*, 181(1), 26-51.
- Chi, G. X., & Lu, H. Z. (2008). Validation and representation of fluid inclusion microthermometric data using the fluid inclusion assemblage (FIA) concept. *Acta Petrologica Sinica*, 24(9), 1945-1953.
- Chong, G. (1984). Die Salare in Nordchile - Geologie, Struktur und Geochemie. *Geotektonische Forsch.*, 67, Stuttgart, 146 pp.
- Chong, G. (1988). The Cenozoic saline deposits of the Chilean Andes between 18° 00' and 27° 00' south latitude. *The Southern Central Andes*, Springer-Verlag, Berlin. *Lecture Notes in Earth Sciences*, vol.17, p. 137-151.
- Chong, G., & Reutter, K. J. (1985). Fenómenos de tectónica compresiva en las Sierras de Varas y de Argomedo, Precordillera chilena, en el ámbito del paralelo 25 sur. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 4, pp. 219-238).
- Christensen P. R. (2003) Formation of recent martian gullies through melting of extensive water-rich snow deposits. *Nature* (London, United Kingdom) 422(6927), 45-48.
- Christensen P. R., Bandfield J. L., Hamilton V. E., Ruff S. W., Kieffer H. H., Titus T. N., Malin M. C., Morris R. V., Lane M. D., Clark R. L., Jakosky B. M., Mellon M. T., Pearl J. C., Conrath B. J., Smith M. D., Clancy R. T., Kuzmin R. O., Roush T., Mehall G. L., Gorelick N., Bender K., Murray K., Dason S., Greene E., Silverman S., and Greenfield M. (2001) Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment: Investigation description and surface science results. *Journal of Geophysical Research*, [Planets] 106(E10), 23823-23871.
- Chyba C., Owen T., and Ip W. (1994). In *Hazards Due to Comets and Asteroids* (ed. T. Gehrels), pp. 9-58. University of Arizona Press.
- Clark B. C. (1993) Geochemical components in Martian soil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57(19), 4575-81.
- Clark B. C. and Baird A. K. (1979) Is the Martian lithosphere sulfur rich? *Journal of Geophysical Research* 84(B14), 8395-403.
- Clark B. C. and Van Hart D. C. (1981) The salts of Mars. *Icarus* 45(2), 370-8.
- Coira, B.; Davidson, J.; Mpodozis, C. y Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Sci. Rev.*, 18. p 303-332.
- Cornejo, P., (1987). Hydrothermal alteration zones and sulphur deposits in upper cenozoic volcanoes of Salar de Gorbea, Andes of northern Chile. *Pacific Rim Congress* 87, 877– 885.
- Davis, D.W., Lowenstein, T.K., Spencer, R.J., 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the system NaCl H₂O, NaCl KCl H₂O, NaCl MgCl₂ H₂O and NaCl CaCl₂ H₂O. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 591–601.

- Deruelle, B. (1978). Calc-alkaline and shoshonitic lavas from five Andean volcanos (between latitudes 21°45' y 24° 30'S) and the distribution of the Plio Quaternary volcanism of the southcentral and southern Andes. *Jour. Volc. Geotherm. Res.* vol.3 p 281-298.
- Elwood Madden M. E., Bodnar R. J., and Rimstidt J. D. (2004) Jarosite as an indicator of water-limited chemical weathering on Mars. *Nature* 431(7010), 821-3.
- Elwood Madden, M. E. (2005). *Fluids in Planetary Systems*.
- Ercilla, O. (2016). Interacción agua-costras salinas mediante simulaciones geoquímicas. Casos de los salares Gorbea, Pajonales, La Isla y Aguas Calientes Sur-Sur, Norte de Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- Ericksen, G. (1963). Geology of the salt deposits and the salt industry of Northern Chile: U.S. Geol. Surv. Open-File Report, 164 p.
- Ericksen, G. (1979). Origin of the nitrate deposits of Northern Chile. II Cong. Geol. Chileno, Actas, vol. 2, p. C181-C205.
- Ericksen, G. (1981). Geology and origin of the Chilean nitrate deposits. U.S. Geol Survey Prof. Paper 1188, 37 p.
- Ericksen, G.E. (1983) The Chilean nitrate deposits. *Am Sci* 71:366–374.
- Ericksen, G.E., (1981). Geology and origin of the Chilean nitrate deposits. U.S. Geological Survey Professional Paper 1188, 37 pp.
- Ericksen, G.E., Vine, J.D., Ballou, R., (1978). Chemical composition and distribution of lithium-rich brines in salar de Uyuni and nearby salars in southwestern Bolivia. *Energy* 3, 355 – 363
- Eugster, H.P. y Hardie L.A. (1978). Saline Lakes. In: *Lakes, Chemistry, Geology, Physics*, (A. Lerman, ed.), Springer-Verlag, p. 237-293.
- Fairén, A., Davila, A., Lim, D., Bramall, N., Bonaccorsi, R., & Zavaleta, J. et al. (2010). Astrobiology through the Ages of Mars: The Study of Terrestrial Analogues to Understand the Habitability of Mars. *Astrobiology*, 10(8), 821-843. <http://dx.doi.org/10.1089/ast.2009.0440>
- Farmer C. (1976) Liquid water on Mars. *Icarus* 28, 279-289.
- Farquhar J., Savarino J., Jackson T. L., and Thiemens M. H. (2000) Evidence of atmospheric sulphur in the martian regolith from sulphur isotopes in meteorites. *Nature (London)* 404(6773), 50-52.
- Feldman W. C., Boynton W. V., Tokar R. L., Prettyman T. H., Gasnault O., Squyres S. W., Elphic R. C., Lawrence D. J., Lawson S. L., Maurice S., McKinney G. W., Moore K. R., and Reedy R. C. (2002) Global distribution of neutrons from Mars: results from Mars Odyssey. *Science (Washington, DC, United States)* 297(5578), 75-78.
- Ferraris F., (1979). Antecedentes geológicos del borde continental del Norte de Chile. II Cong. Geol. Chileno. Actas, vol.1 p. A1-A23.

- Frutos, J. (1977). Evolution de la marge continentale des Andes du Nord du Chili. Le volcanisme et la métallogenèse. Tesis Dr., Univ. Paris-Sud.
- Frutos, J. y Tobar, A. (1973). Evolution of the southwestern continental margin of South America. III Intern. Gondwana Symp. Camberra, Australia.
- Fuenzalida, H. (1950). Clima, en: Geografía Económica de Chile. CORFO, Santiago.
- Gardeweg, M.; Ishihara, S.; Matsuhisa, Y.; Shibata, K.Y. y Terashima, S. (1984). Geochemical studies of Upper Cenozoic Igneous rocks from the Altiplano of Antofagasta, Chile. Bull. Geol. Surv. of Japan. vol.35 (11), p. 547-563
- Garrels, R.M. y Mackenzie, F.T. (1967). Origin of the chemical composition of some springs and lakes. In: Equilibrium concepts in natural water systems. Amer. Chem. Soc., p. 222-242.
- Gendrin, A. (2005). Sulfates In Martian Layered Terrains: The OMEGA/Mars Express View. Science 307 (5715): 1587-1591. doi:10.1126/science.1109087.
- Goldstein RH (2003) Petrographic analysis of fluid inclusions. In: Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation (eds Samson IM, Anderson AJ, Marshall DD), vol. 32, pp. 9–54. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series.
- Goldstein RH, Reynolds TJ (1994) Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. Society for Sedimentary Geology Short Course, 31, 199.
- Goldstein, R. H. (2001). Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. Lithos, 55(1), 159-193.
- Gooding J. L. (1978) Chemical weathering on Mars. Thermodynamic stabilities of primary minerals (and their alteration products) from mafic igneous rocks. Icarus 33(3), 483-513.
- Gooding J. L. (1992) Soil mineralogy and chemistry on Mars: Possible clues from salts and clays in SNC meteorites. Icarus 99(1), 28-41.
- Griffith L. L. and Shock E. L. (1997) Hydrothermal hydration of Martian crust: Illustration via geochemical model calculations. Journal of Geophysical Research, [Planets] 102(E4), 9135-9143.
- Grilli, A.; Vidal, F. y Garín, C. (1986). Balance hidrológico nacional, II Región. Dirección General de Aguas, Departamento de Hidrología, Publicación interna S.D.E.H. 86/1, Santiago, 167p
- GSA Data Repository item 2014220, supplemental information, is available online at www.geosociety.org/pubs/ft2014.htm, or on request from editing@geosociety.org or Documents Secretary, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, USA.
- Guerra, N.; Campano, P. y Véliz, L. (1988). Estudio preliminar acerca de la geoquímica y petrología del magmatismo intrusivo de la Cordillera de la Costa, II Región, Antofagasta. V Cong. Geol. Chileno, Actas, p. I/333 – I/353.

- Guest, J. (1969). Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera of part of the Antofagasta Province, Northern Chile. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol.80, p.337-362.
- Guven, N. (1988). Smectites. Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). *Reviews in Mineralogy*, (S.W. Bailey, ed.), vol.19, chapter 13, p. 497-559.
- Haberle R. M., McKay C. P., Schaeffer J., Cabrol N. A., Grin E. A., Zent A. P., and Quinn R. (2001) On the possibility of liquid water on present-day Mars. *Journal of Geophysical Research*, [Planets] 106(E10), 23317-23326.
- Hardie, L.A. y Eugster H.P. (1970). The evolution of closed-basin brines. *Mineral. Soc Amer. Spec. Paper* 3, p. 273-290.
- Harrington, H. (1961). Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces, Northern Chile. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist.* vol. 45 n° 2, p. 169-197.
- Hartley, Adrian J. and Guillermo Chong (2002). Late Pliocene Age For The Atacama Desert: Implications For The Desertification Of Western South America. *Geology*, vol 30, no. 1, p. 43. Geological Society Of America.
- Head J. W., III, Hiesinger H., Ivanov M. A., Kreslavsky M. A., Pratt S., and Thomson B. J. (1999) Possible ancient oceans on Mars: Evidence from mars orbiter laser altimeter data. *Science (Washington, D. C.)* 286(5447), 2134-2137.
- Heath, R.C. (1983). Basic ground-water hydrology. U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 2220.
- Hemley, J. J., Hostetler, P. B., Gude, A. J., & Mountjoy, W. T. (1969). Some stability relations of alunite. *Economic Geology*, 64(6), 599-612.
- Henley, R. W., & Ellis, A. J. (1983). Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth-science reviews*, 19(1), 1-50.
- Hoffman N. (2000) White Mars: A new model for Mars' surface and atmosphere based on CO₂. *Icarus* 146(2), 326-342.
- Houston, John and Adrian J. Hartley, (2003) The Central Andean West-Slope Rainshadow And Its Potential Contribution To The Origin Of Hyper-Aridity In The Atacama Desert. *International Journal of Climatology* 23.12 (2003): 1453-1464. Web.
- Ingersoll A. P. (1970) Mars: occurrence of liquid water. *Science (Washington, DC, United States)* 168(3934), 972-3.
- Ishihara, S.; Ulriksen, C.; Sato, K.; Terashima, S.; Sato, T. y Endo, Y. (1984). Plutonic rocks of North-Central Chile. *Bull. Geol. Surv. Japan.* vol.35 (11), p. 503-536.
- J.A. Naranjo, (1992). Chemistry and petrological evolution of the Lastarria volcanic complex in the north Chilean Andes, *Geol. Mag.* 129 723–740.
- J.A. Naranjo, (1985). Sulphur flows at Lastarria volcano in the north Chile, *Nature* 313 778–780.

- Jakosky B. M. and Phillips R. J. (2001) Mars' volatile and climate history. *Nature* (London, United Kingdom) 412(6843), 237-244.
- Jensen, A.(1992). Las cuencas aluvio-lacustres Oligoceno-Neogenas de la región del Ante-Arco de Chile Septentrional entre los 19o y 23o Sur. Ph Tesis Univ. de Barcelona.
- Jones, B.F. (1986). Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1578, p. 291-300.
- Karmanocky, F. & Benison, K. (2016). A fluid inclusion record of magmatic/hydrothermal pulses in acid Salar Ignorado gypsum, northern Chile. *Geofluids*, 16(3), 490-506. <http://dx.doi.org/10.1111/gfl.12171>
- Klohn, W., (1972). Hidrografía de las zonas desérticas de Chile. Contribución al Proyecto CHI 535, (J. Burz, Ed.), Santiago.
- Knauth L. P. and Burt D. M. (2002) Eutectic brines on Mars: origin and possible relation to young seepage features. *Icarus* 158(1), 267-271.
- Lahsen, A. (1976). La actividad geotermal y sus relaciones con la tectónica y el volcanismo en el norte de Chile. Primer Congreso Geológico Chileno, Santiago, Actas, vol.1, p. B105-B1027.
- Lahsen, A. (1982). Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of northern Chile. *Earth Sci. Rev.* 18, p 285-302.
- López, L. (1982). Características geoquímicas de rocas ígneas asociadas con pórfidos cupríferos chilenos. *Rev. Geol. Chilena*, nº 17 p. 3-19.
- Maksaev, V. (1979). Las fases tectónicas incaica y quechua en la Cordillera de los Andes del Norte Grande de Chile. II Cong. Geol. Chileno, vol.1, p. B63-B77.
- Malin M. C. and Edgett K. S. (2000) Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on mars. *Science* (Washington, D. C.) 288(5475), 2330-2335.
- MANGAS, J.; Sierra, J. (1991). Las inclusiones fluidas: Métodos de análisis e interpretación. In: Lunar, R.; Oyarzun, R. (Eds.). *Yacimientos minerales: técnicas de estudio, tipos, evolución metalogénica, exploración* (Parte 1). Ed. Centro de Estudios Ramón Areces. 79-146.
- Marion G. M., Catling D. C., and Kargel J. S. (2003) Modeling aqueous ferrous iron chemistry at low temperatures with application to Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67(22), 4251-4266.
- McLimans, R. K. (1987). The application of fluid inclusions to migration of oil and diagenesis in petroleum reservoirs. *Applied Geochemistry*, 2(5), 585-603.
- McLimans, R.K., (1987). The application of fluid inclusions to migration of oil and diagénesis in petroleum reservoirs: *Applied Geochemistry of Minerals*, v. 9, p. 79-94.
- Morris R. V., Golden D. C., Bell J. F., III, Shelfer T. D., Scheinost A. C., Hinman N. W., Furniss G., Mertzman S. A., Bishop J. L., Ming D. W., Allen C. C.,

- and Britt D. T. (2000) Mineralogy, composition, and alteration of Mars Pathfinder rocks and soils: evidence from multispectral, elemental, and magnetic data on terrestrial analogue, SNC meteorite, and Pathfinder samples. *Journal of Geophysical Research*, [Planets] 105(E1), 1757-1817
- Mortimer, C. (1973). The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Geol. Soc. London., J.*, vol.129, n° 47 p. 505-526.
- Mortimer, C. (1980). Drainage evolution in the Atacama desert of northernmost Chile. *Rev. Geol. Chile*, n° 11, p.3-28.
- Mortimer, C. y Saric, N. (1975). Cenozoic studies in northernmost Chile. *Geol. Rundschau*, vol.64 p. 395-420.
- Muñoz, J. (1973). *Geología de Chile*. Ed. Andrés Bello, Santiago. 209 p.
- Murchie, Scott L., John F. Mustard, Bethany L. Ehlmann, Ralph E. Milliken, Janice L. Bishop, Nancy K. McKeown, and Eldar Z. Noe Dobrea et al. (2009). A Synthesis Of Martian Aqueous Mineralogy After 1 Mars Year Of Observations From The Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal Of Geophysical Research* 114. doi:10.1029/2009je003342.
- Naranjo J.A. y Paskoff, R. (1985). Evolución Cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (18°-21°S). IV Cong. Geol. Chileno, vol.4, p.5/149 –5/163. Antofagasta
- Naranjo, J. A., Cornejo, P., & Servicio Nacional de Geología y Minería. (1992). Hoja Salar de la Isla. Carta Geológica de Chile, 72.
- Naranjo, J.A., Puig, A., (1984). Geología de las hojas Taltal y Chañaral, Carta Geológica de Chile no 62–63, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 140 pp.
- Neukum G., Jaumann R., Hoffmann H., Hauber E., Head J. W., Basilevsky A. T., Ivanov B. A., Werner S. C., van Gasselt S., Murray J. B., and McCord T. (2004) Recent and episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo 979.
- Oyarzún, J. (1971). Contribution a l'étude géochimique des roches volcaniques et plutoniques du Chili. These Univ. Paris Sud, 195 p.
- Palacios, C. y López, L. (1979). Geoquímica y petrología de andesitas cuaternarias de los Andes Centrales (18°57' – 19°28'S). II Cong. Geol. Chileno, vol.3, p. E73-E88.
- Paskoff, R. (1976). Sobre la evolución geomorfológica del gran acantilado costero del Norte Grande de Chile. *Rev. Norte Grande* n° 6, Univ. Católica de Chile.
- Pichler, H. y Zeil, W. (1972). The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes. *Bull. Volcanol.*, 35, p 452-424.
- Pollack J. B., Kasting J. F., Richardson S. M., and Poliakov K. (1987) The case for a wet, warm climate on early Mars. *Icarus* 71(2), 203-24.
- Ramírez, C. y Gardeweg, M. (1982). Carta Geológica de Chile N° 54, Toconao. Serv. Nac. De Geol. y Minería, Chile.

- Reutter K-J. y Scheuber, E. (1988). Relation between tectonic and magmatism in the Andes of Northern Chile and adjacent areas between 21° and 25° S. V Cong. Geol. Chileno, Santiago, vol.1, p. A345-A363.
- Reutter, K-J.; Heinsohn, E. y Wigger, P. (1991). Crustal structure of the Coastal Cordillera near Antofagasta, Northern Chile. VI Cong. Geol. Chileno. Actas, vol.1, p. 862-866.
- Rieder R., Economou T., Wanke H., Turkevich A., Crisp J., Bruckner J., Dreibus G., and McSween H. Y., Jr. (1997) The chemical composition of Martian soil and rocks.
- Risacher F, Alonso H, Salazar C (2003) The origin of brines and salts in Chilean salars: a hydrochemical review. *Earth Science Reviews*, 63, 249–93
- Risacher, F. y Fritz, B. (1991). Geochemistry of Bolivian salars, Lipez, southern Altiplano: origin of solutes and brine evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, p. 687-705.
- Risacher, F., Alonso, H. and Salazar, C.,(1999). Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II y III regiones-Chile. Ministerio de Obras Públicas, 1, p.209.
- Risacher, F., Alonso, H., & Salazar, C. (2002). Hydrochemistry of two adjacent acid saline lakes in the Andes of northern Chile. *Chemical Geology*, 187(1), 39-57.
- Risacher, F., Alonso, H., & Salazar, C. (2002). Hydrochemistry of two adjacent acid saline lakes in the Andes of northern Chile. *Chemical Geology*, 187(1), 39-57.
- Risacher, F., Alonso, H., Salazar, C., (1999). Geoquímica de aguas en cuencas cerradas, I, II, III Regiones, Chile. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas. Technical Report S.I.T. No. 51, Santiago, Chile.
- Risacher, F., Fritz, B., (1991b). Geochemistry of Bolivian salars, southern Altiplano. Origin of solutes and brine evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 687 – 705.
- Risacher, F.; Alonso, H.; Salazar, C. (1999), *Geoquímica en Cuencas Cerradas: I, II y III*, Convenio de Cooperación DGA-UCN-Orstom.
- Risacher, François and Bertrand Fritz. (2008). Origin Of Salts And Brine Evolution Of Bolivian And Chilean Salars. *Aquatic Geochemistry* 15 (1-2): 123-157. doi:10.1007/s10498-008-9056-x.
- Risacher, François, Hugo Alonso, and Carlos Salazar. (2003). The Origin Of Brines And Salts In Chilean Salars: A Hydrochemical Review. *Earth-Science Reviews* 63 (3-4): 249-293. doi:10.1016/s0012-8252(03)00037-0.
- Roedder E. (1971) Metastability in fluid inclusions. *Sot. Mining Geol. Japan, Spec. Issue* 3, 321-334.
- Roedder EW (1984) Fluid inclusions. In: *Reviews in Mineralogy* (ed. Ribbe PH), vol. 12, p. 644. Mineralogical Society of America, Washington, DC.

- Roedder, E. (1976). Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*, 3, 67-110.
- Roedder, E. (1981). Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. *Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. Mineralogical Society of Canada, Calgary, 101-137.
- Roedder, E. (1984). Fluid inclusions (Vol. 12, pp. 12-45). P. H. Ribbe (Ed.). Washington, DC: Mineralogical Society of America.
- Ruiz, C. (1965). *Geología y yacimientos metalíferos de Chile*. Inst. Invest. Geol., Chile. 305 p.
- Salas, R.; Kast, R. y Montecinos, F. (1966). Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. *Inst. Invest. Geol., Bol.* 21, 114 p.
- Salfity, J. A. (1985). Lineamentos transversales al rumbo andino en el Noroeste Argentino. In *4 Congreso Geológico Chileno (Vol. 2)*.
- Scheuber, E y Reutter, H.J. (1992). Magmatic arc tectonic in the Central Andes between 21° y 25° S. *Tectonophysics*, 205. p 127-140.
- Scheuber, E., & Reutter, K. J. (1992). Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21 and 25 S. *Tectonophysics*, 205(1), 127-140.
- Schoeller, H. (1962). *Les eaux souterraines*. Masson, Paris.
- Scholl, D.W.; Christensen, M.N.; von Huene, R. y Marlow, M.S. (1970). Peru-Chile trench sediments and sea- floor spreading. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol.81, p. 1339-1360.
- Settle M. (1979) Production of volcanic sulfate aerosols on Mars. *Lunar and Planetary Science* 10(Pt. 3), 1110-12.
- Snäll, S., & Liljefors, T. (2000). Leachability of major elements from minerals in strong acids. *Journal of Geochemical Exploration*, 71(1), 1-12.
- Squyres S. W., Grotzinger J. P., Arvidson R. E., Bell J. F., III, Calvin W., Christensen P. R., Clark B. C., Crisp J. A., Farrand W. H., Herkenhoff K. E., Johnson J. R., Klingelhoefer G., Knoll A. H., McLennan S. M., McSween H. Y., Jr., Morris R. V., Rice J. W., Jr., Rieder R., and Soderblom L. A. (2004) In situ evidence for an ancient aqueous environment at Meridiani Planum, Mars. *Science (Washington, DC, United States)* 306(5702), 1709-1714.
- Squyres, S. W., Arvidson, R. E., Bollen, D., Bell, J. F., Brueckner, J., Cabrol, N. A., ... & Crumpler, L. (2006). Overview of the opportunity mars exploration rover mission to meridiani planum: Eagle crater to purgatory ripple. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111(E12).
- Squyres, S.W., Grotzinger, J.P., Arvidson, R.E., Bell, J.F., Calvin, W., Christensen, P.R., Clark, B.C., Crisp, J.A., Farrand, W.H., Herkenhoff, K.E., Johnson, J.R., Klingelhofer, G., Knoll, A.H., McLennan, S.M., McSween, H.Y., Morris, R.V., Rice, J.W., Rieder, R., Soderblom, L.A., (2004). In situ

evidence for an ancient aqueous environment at Meridiani Planum, Mars. *Science* 306, 1709–1714.

- Steele-MacInnis, M., Bodnar, R. and Naden, J. (2011). Numerical model to determine the composition of H₂O–NaCl–CaCl₂ fluid inclusions based on microthermometric and microanalytical data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(1), pp.21-40.
- Stern, C.R. y Mpodozis C. (1991). Geological evidence for subduction erosion along the west coast of Central and Northern Chile. VI Cong. Geol. Chileno. Actas, p. 205-207.
- Stoertz, G. y Ericksen, G). (1974. Geology of salars in Northern Chile. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 811, 65 p.
- Stoertz, George E., and George Edward Ericksen. (1974)Geology of salars in northern Chile. No. 811. USGPO.
- Thorpe, R.S.; Francis, P.W. y Moor bath, S. (1979). Rare earth and strontium isotope evidence concerning the petrogenesis of north Chilean ignimbrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* vol. 42, p. 359- 367.
- Van Moort, J.C. (1985). Procesos naturales de enriquecimiento de iones nitrato, sulfato, cloruro, iodato, borato, perclorato y cromato en los caliches del Norte de Chile. IV Cong. Geol. Chileno. Actas, p. 3/674 – 3/701.
- Vila, T. (1975). Geología de los depósitos andinos, Provincia de Antofagasta, Chile. *Rev. Geol. De Chile*, nº 2, p 41-55.
- Vila, T. (1976). Modelo de distribución y origen de algunos elementos en salmueras de depósitos salinos andinos, Norte de Chile. I Cong. Geol. Chileno. Actas, vol.2, p. E65-E82.
- Wanke H., Bruckner J., Dreibus G., Rieder R., and Ryabchikov I. (2001) Chemical composition of rocks and soils at the Pathfinder site. *Space Science Reviews* 96(1- 4), 317-330.
- Warren, John K. (2006). *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*. Springer Science & Business Media.
- Warren-Rhodes, Kimberley A. et al (2006). Hypolithic Cyanobacteria, Dry Limit Of Photosynthesis, And Microbial Ecology In The Hyperarid Atacama Desert. *Microbial Ecology* 52.3 : 389-398. Web.
- Weaver, C.E., Pollard, L.D., (1975). *The Chemistry of Clay Minerals*. Elsevier, Amsterdam.
- White, A.F.; Claassen, H.C. y Benson, L.V. (1980). The effect of dissolution of volcanic glass on the water chemistry in a tuffaceous aquifer, Rainer Mesa, Nevada. U.S. Geol. Survey Water- Supply Paper 1535-Q, 34p.
- White, D. E., Muffler, L. J. P., & Truesdell, A. H. (1971). Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. *Economic Geology*, 66(1), 75-97.

- White, D.E.; Hem, J.D. y Waring, G.A. (1963). Data of geochemistry. Chemical composition of subsurface waters. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 440-F, 67p.
- Wierzchos, J., Ascaso, C., and McKay, C.P. (2006) Endolithic cyanobacteria in halite rocks from the hyperarid core of the Atacama Desert. *Astrobiology* 6:415–422.
- Wierzchos, J., Cámara, B., de los Ríos, A., Davila, A.F., Sánchez- Almazo, I.M., Artieda, O., Wierzchos, K., Gómez-Silva, B., McKay, C.P., and Ascaso, C. (2010) Microbial colonization of Ca-sulfate crusts in the hyperarid core of the Atacama Desert: implications for the search for life on Mars. *Geobiology*, inpress.
- Wollast, R.; Mackenzie, F. T. y Bricker, O.P. (1968). Experimental precipitation and genesis of sepiolite at earth-surface conditions. *Am. Mineral.*, 53, p. 1645-1662.
- Worner, G.; López, L.; Moorbath, S.; Horn, S.; Entenmann, J.; Harmon, R. y Davidson, J. (1992). Variaciones geoquímicas, locales y regionales, en el frente volcánico cuaternario de los Andes Centrales (17°30´-22°00´), Norte de Chile. *Rev. Geol. de Chile*, vol.19, n° 1, p. 37-56.
- Wyatt M. B. and McSween H. Y. (2002) Spectral evidence for weathered basalt as an alternative to andesite in the northern lowlands of Mars. *Nature (London, United Kingdom)* 417(6886), 263-266.
- Zeil, W. (1964). *Geologie von Chile*. Berlin (Borntraeger) 233 p.
- Zeil, W. y Pichler, H. (1967). Die Känozoische Rhyolith-Formation in mittleren Abschnitt der Anden. *Geol. Rundschau*, 57, p. 48-51.

13. Anexos

Anexo A

Cristales pulidos y examinados petrográficamente

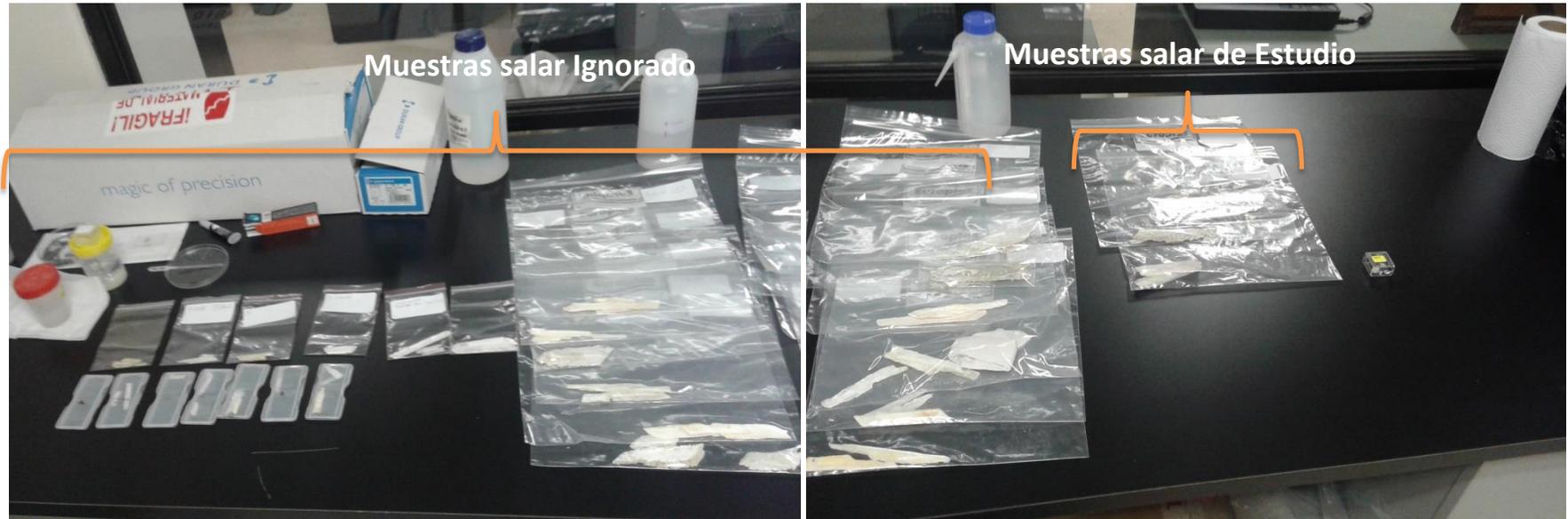
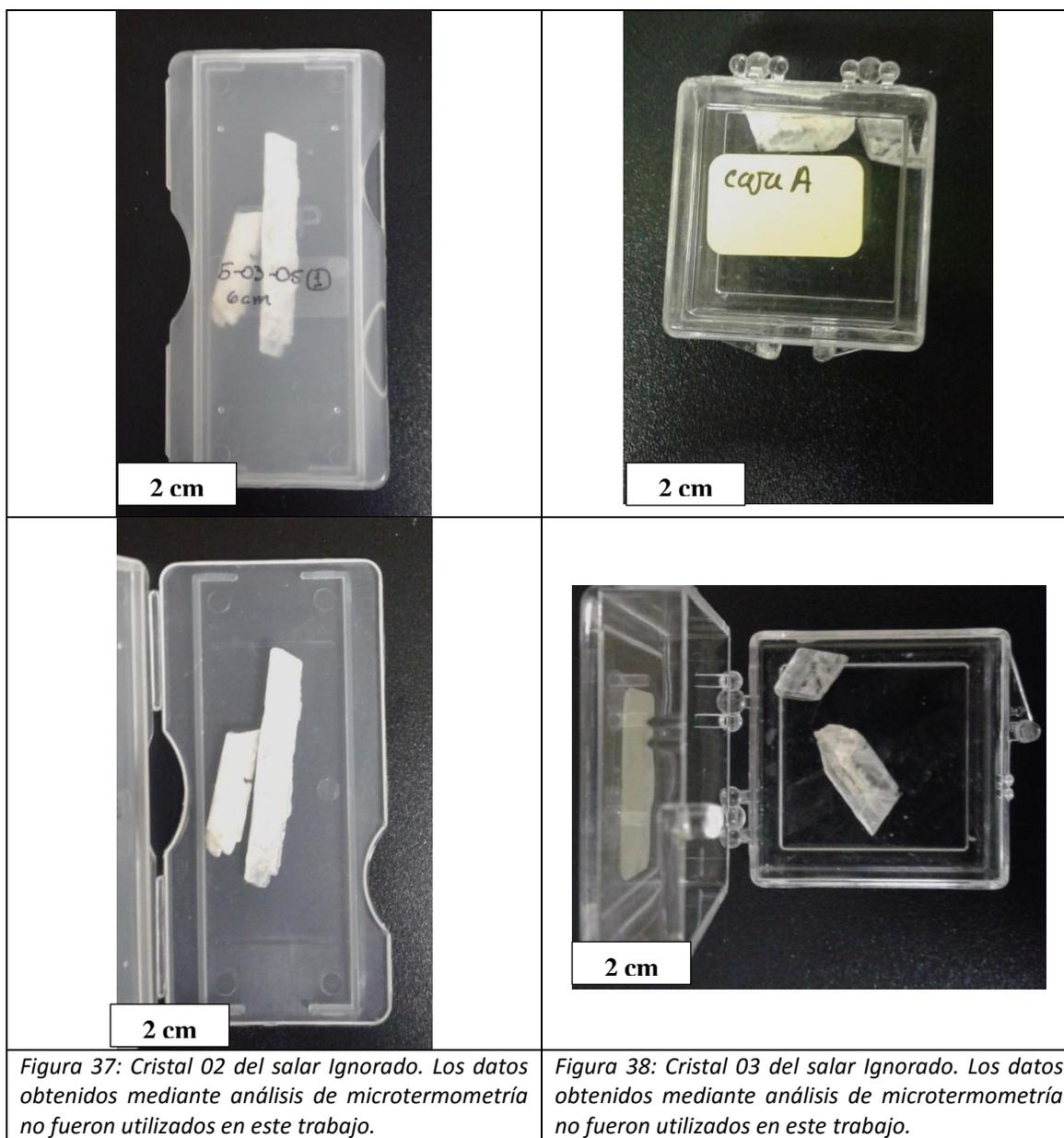


Figura 36: Fotografías del total de muestras pulidas y observadas petrográficamente.

Anexo B

Cristales analizados mediante microtermometría.



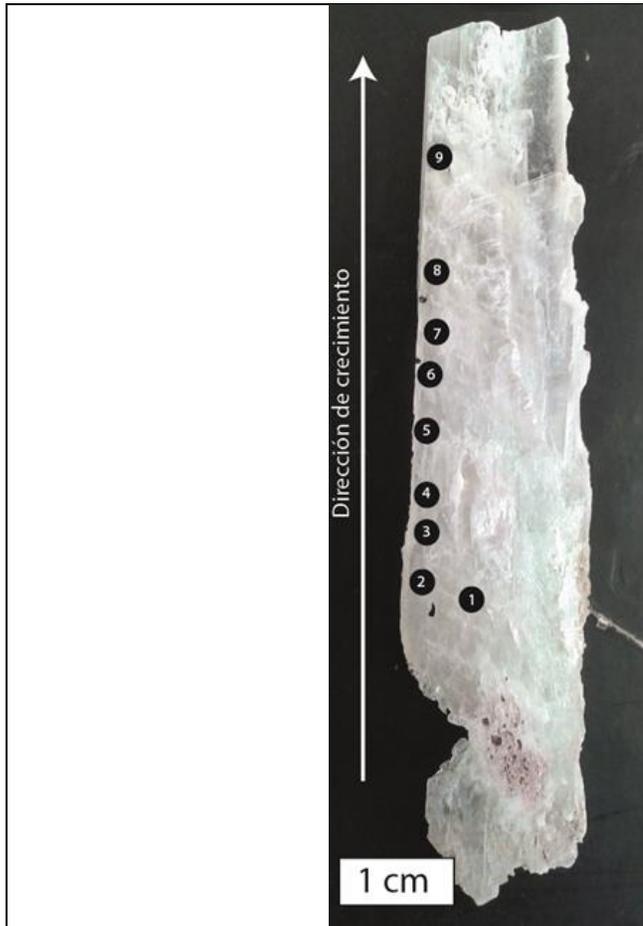


Figura 39: Cristal 01 del salar de Estudio, los datos obtenidos mediante análisis de microtermometría fueron utilizados durante este trabajo a excepción de los pertenecientes al FIA 6 en esta imagen, debido a incongruencias.

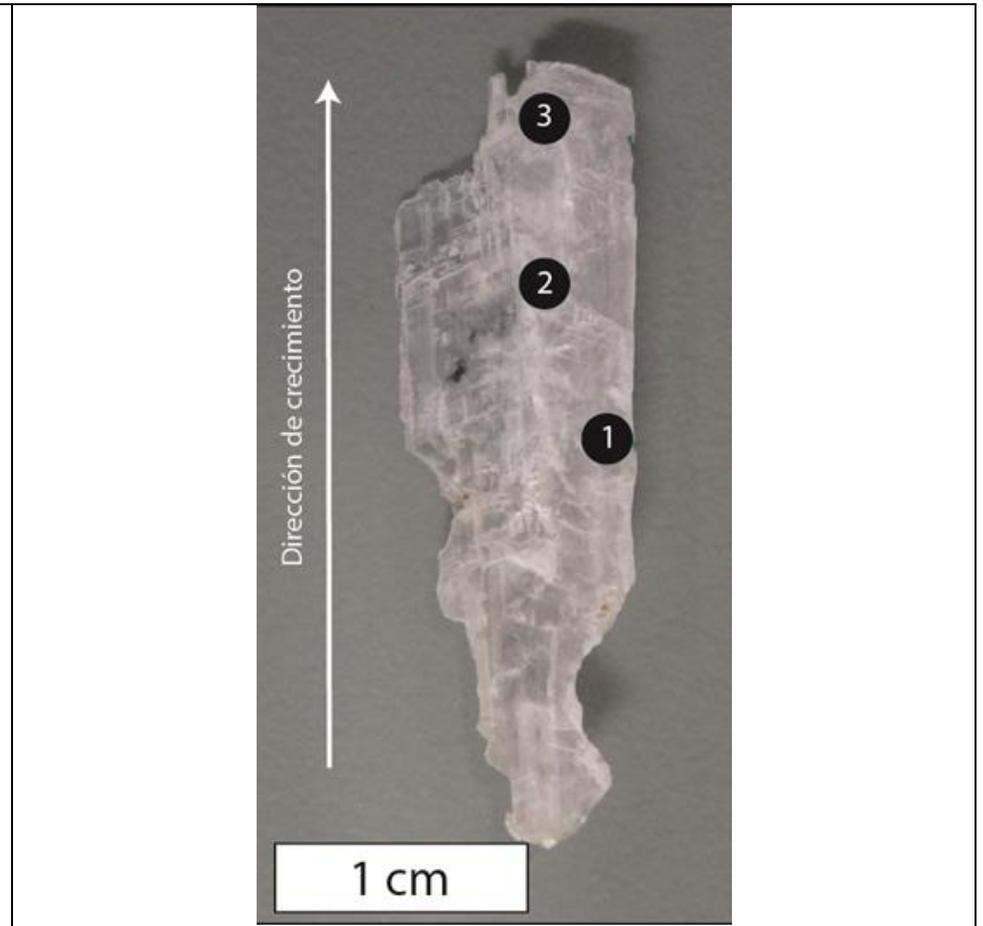
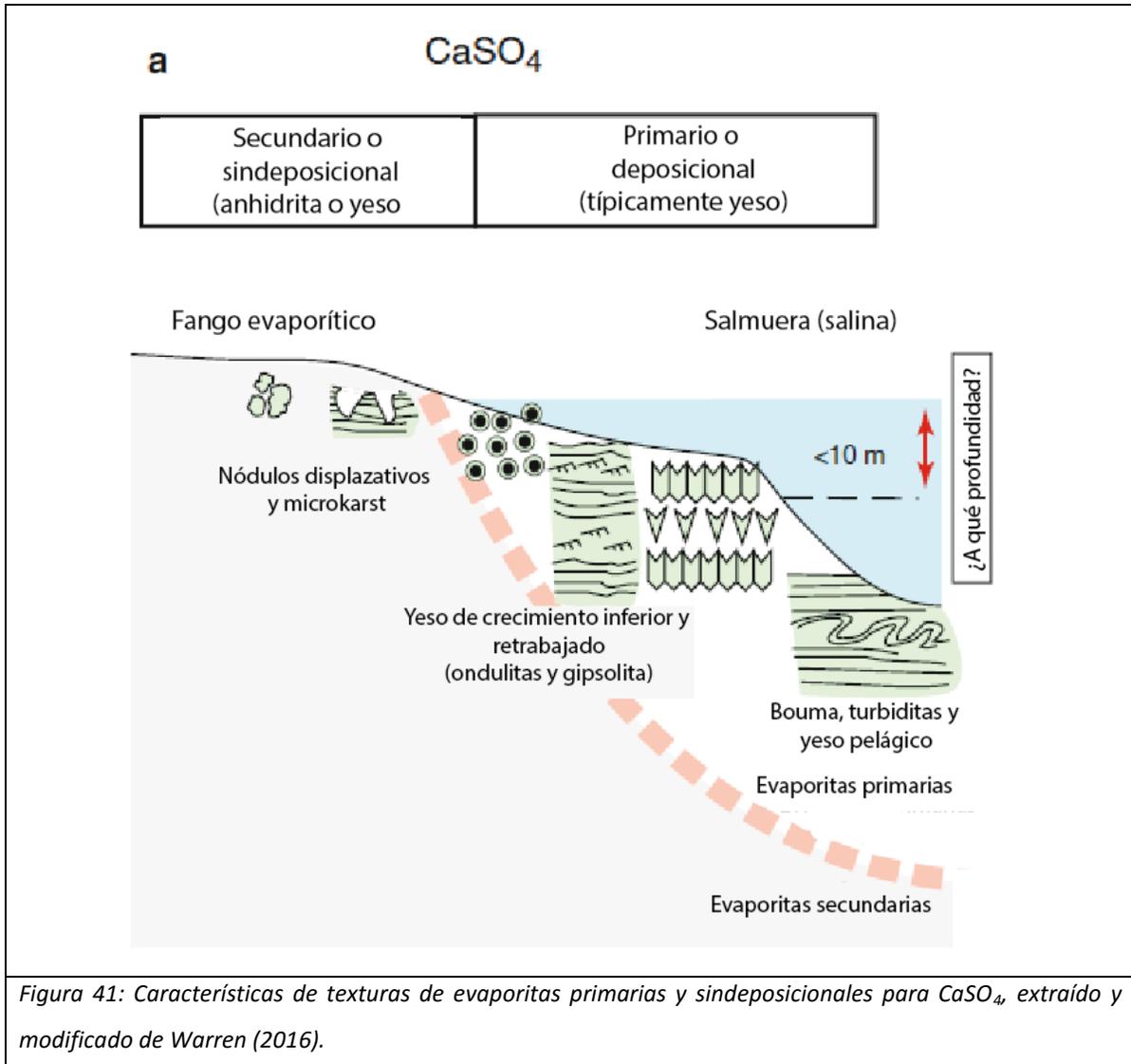


Figura 40: Cristal 01 del Salar Ignorado, los datos obtenidos mediante análisis de microtermometría fueron utilizados durante este trabajo.

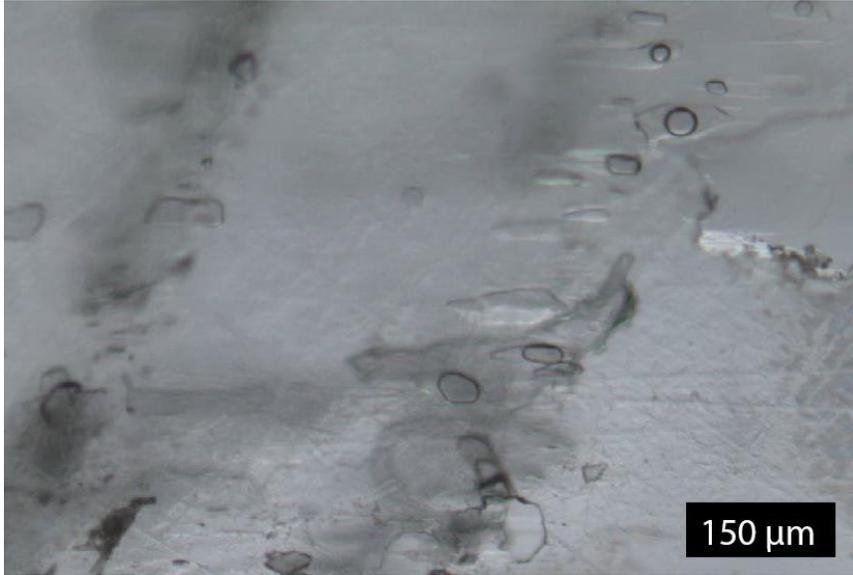
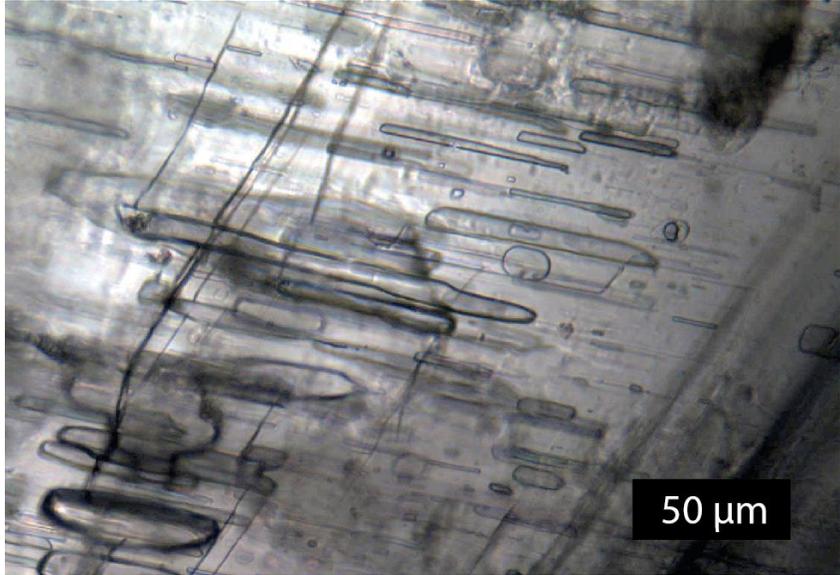
Anexo C

Se presenta un esquema de las texturas de cristalización posibles en la formación de yeso en salares (Warren, 2016).

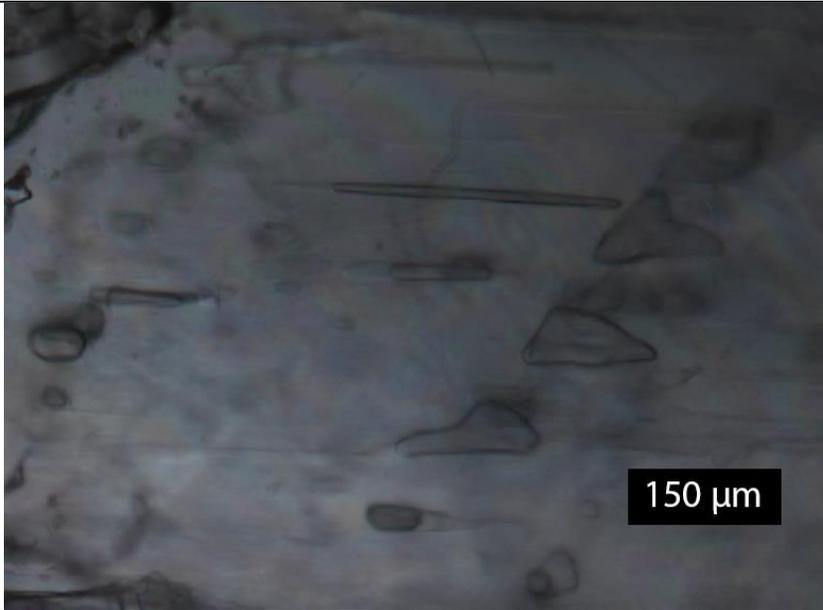


Anexo D

Aquí se presentan fotomicrografías y descripciones de inclusiones solo de líquido reportadas como metaestables. También se presentan inclusiones de líquido y vapor, las que durante microtermometría arrojaron datos incongruentes, por lo que pudieron sufrir *necking down* (estrangulamiento), *stretching* (estiramiento) o atrapamiento heterogéneo.

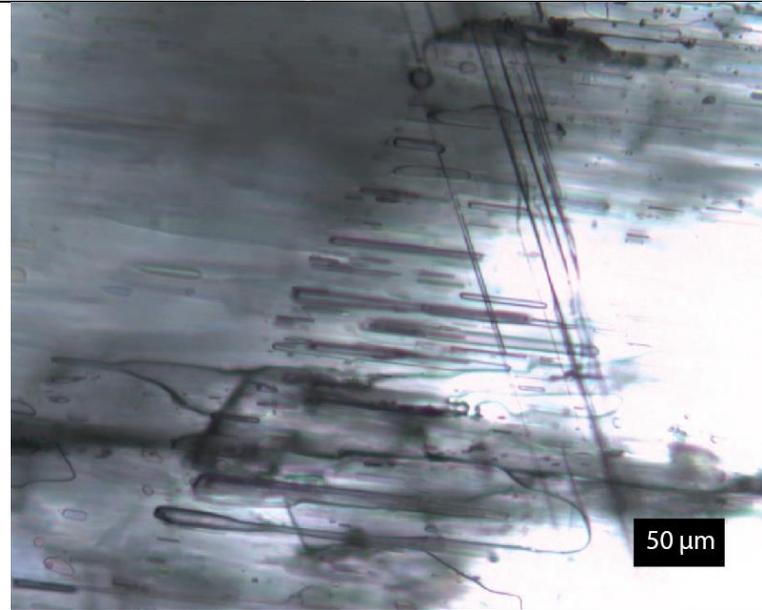
Inclusiones metaestables o con datos incongruentes.	
Salar de Estudio	Salar Ignorado (Cristal 01)
	
<p>Figura 42: Arreglo de inclusiones fluidas sin variación en la burbuja ni líquido durante los análisis de microtermometría. Cercanos a FIA 7. Luz transmitida a nicoles paralelos. Dado que las proporción L:V parece consistente, la incongruencia de sus datos podría deberse a <i>stretching</i>(Chi y Lu, 2008).</p>	<p>Figura 43: Arreglo de inclusiones fluidas, con inclusiones de líquido metaestables, junto a otras inclusiones fluidas de líquido y vapor. Se obtuvieron datos solo de aquellas que presentaban tanto fase líquida como vapor. Cercano a FIA 2. Luz transmitida a nicoles paralelos. La coexistencia de inclusiones monofásicas con bifásicas puede ser producto de <i>stretching</i> o atrapamiento heterogéneo (Chi y Lu, 2008).</p>

Salar de Estudio



150 μm

Salar Ignorado (Cristal 03)

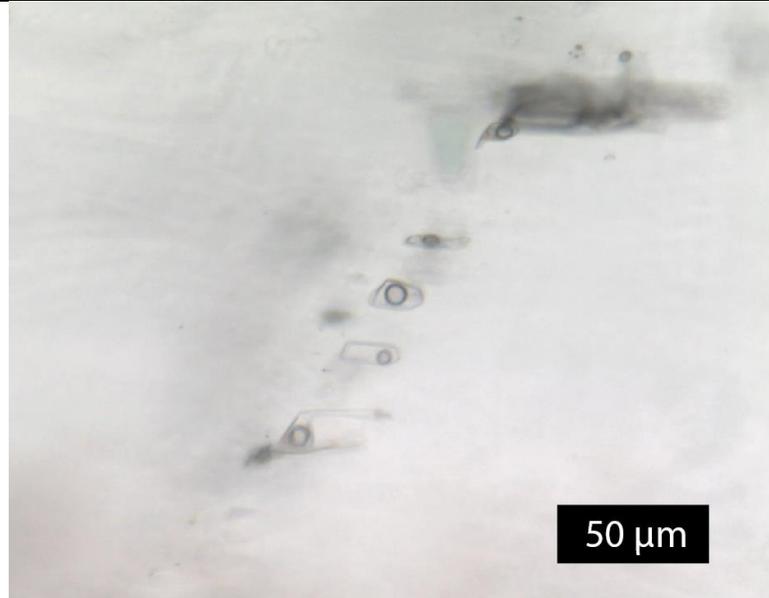


50 μm

Figura 44: Inclusiones fluidas de líquido metaestables, junto a inclusiones fluidas de líquido y vapor. Ambas no presentan cambios visibles durante análisis de microtermometría. Cercano a FIA 7. Luz transmitida a nícoles paralelos. La coexistencia de inclusiones monofásicas con bifásicas puede ser producto de stretching o atrapamiento heterogéneo (Chi y Lu, 2008).

Figura 45: Arreglo de inclusiones fluidas líquidas metaestables. Pertenecen a un cristal donde la microtermometría presentaba valores incongruentes y no se utilizó para este trabajo. Luz transmitida a nícoles paralelos.

Salar de Estudio



Salar Ignorado cristal (03)

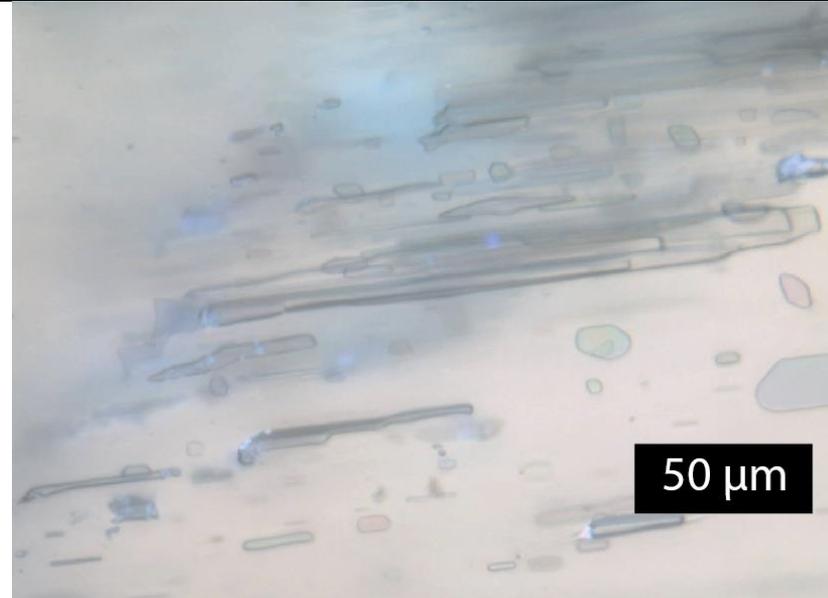


Figura 46: Arreglo de inclusiones fluidas de líquido y vapor, no presentan cambios en la burbuja ni el líquido durante análisis de microtermometría. Cercano a FIA 2 y 3. Luz transmitida a nicoles paralelos. La incongruencia de los datos puede ser producto de necking down, stetching o atrapamiento heterogéno (Chi y Lu, 2008).

Figura 47: Inclusiones fluidas líquidas metaestables, pertenecientes a cristal de yeso de salar ignorado no utilizado para este estudio. Luz transmitida y ultravioleta a nicoles paralelos.

Anexo E

Fotomicrografías de FIAs (arreglo de inclusiones fluidas) analizados

Salar de Estudio

FIA 1 salar de Estudio

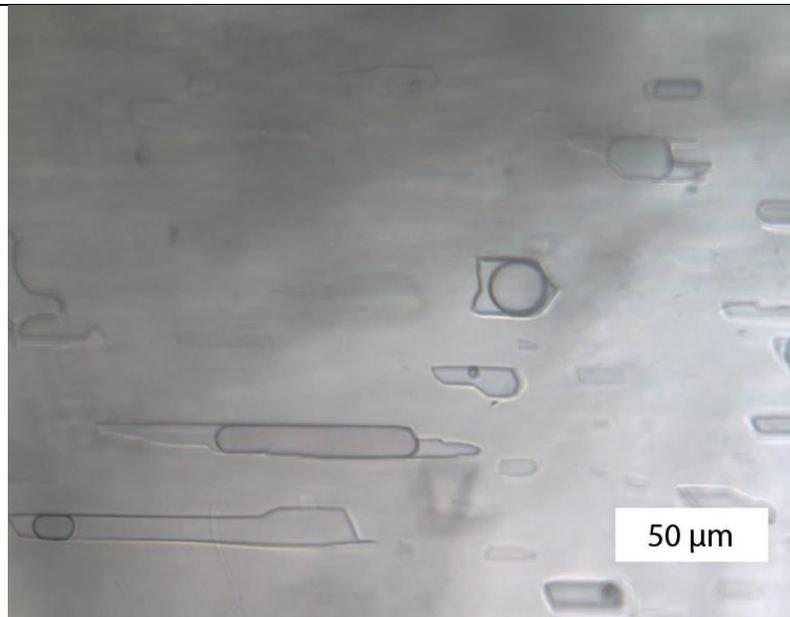


Figura 48: FIA 1 de tipo I a luz transmitida y nícoles paralelos.

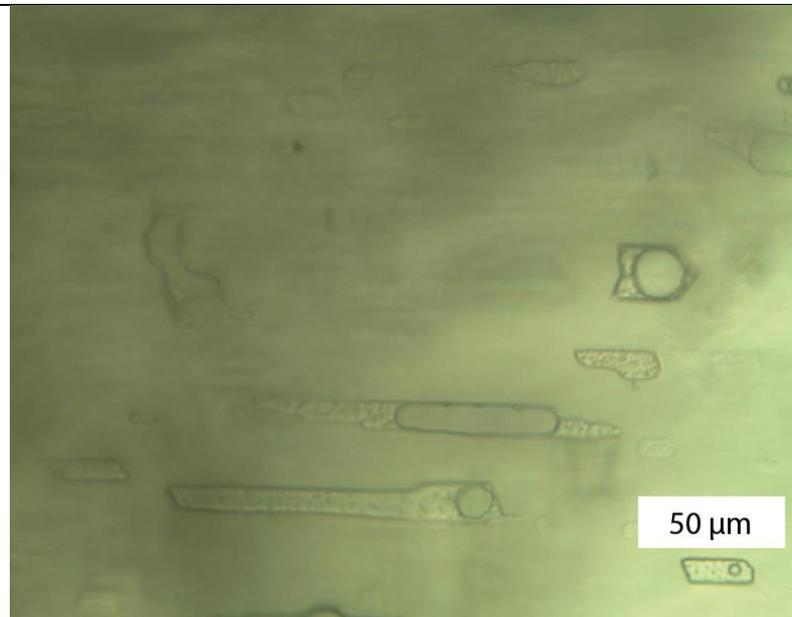


Figura 49: FIA 1 tipo I a luz transmitida durante etapa de calentamiento desde -180 °C, durante análisis de microtermometría.

FIA 2 Salar de Estudio

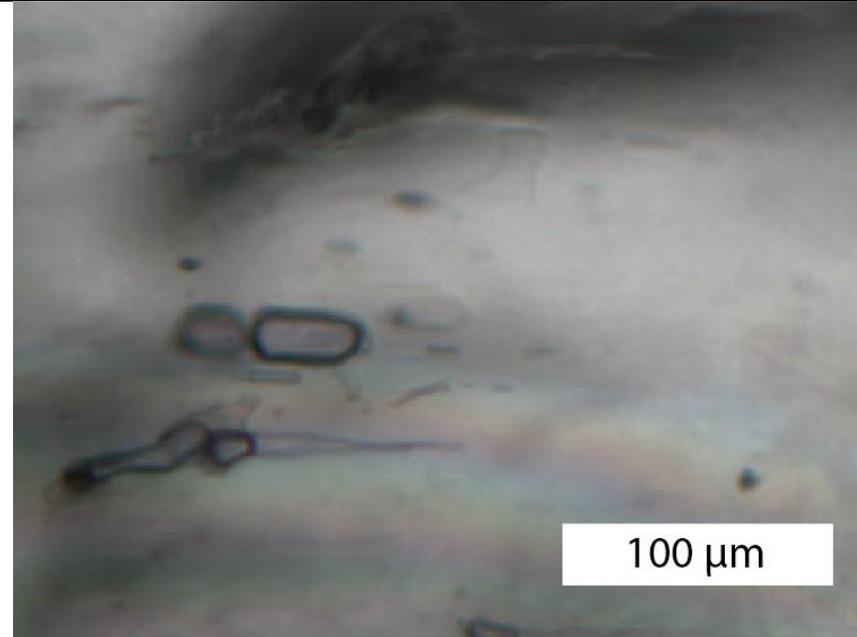
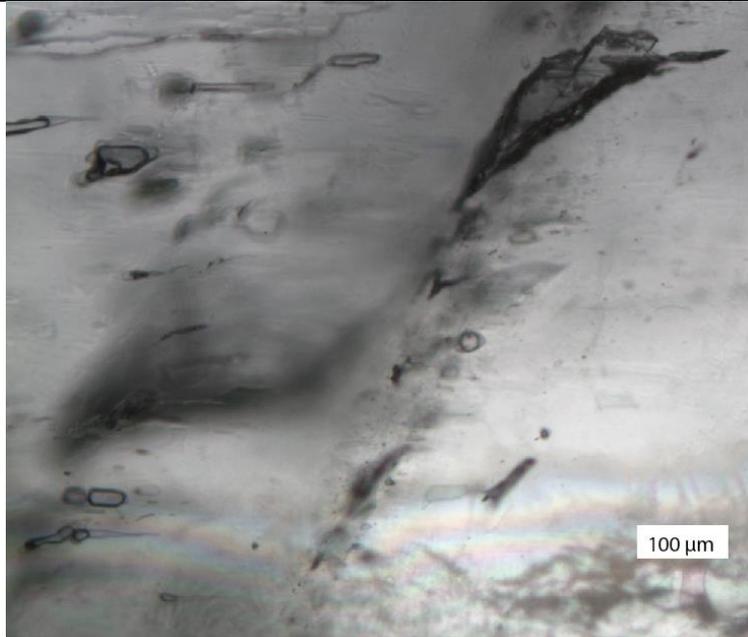


Figura 50: FIA 2 de tipo I a luz transmitida y nícoles paralelos.

Figura 51: Acercamiento a FIA 2 a luz transmitida y nícoles paralelos..

FIA 3 Salar de Estudio

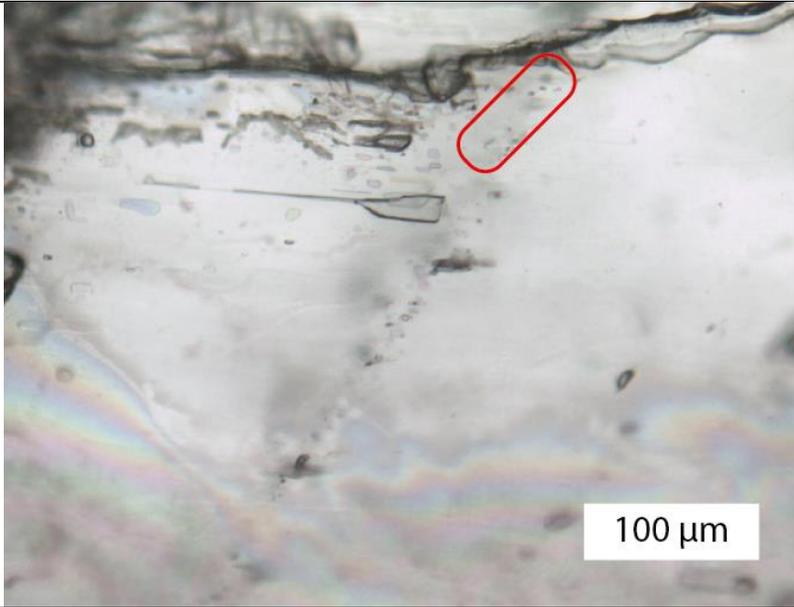


Figura 52: FIA 3 (encerrado en rojo) de tipo I, a luz transmitida y nicoles paralelos.



Figura 53: FIA 3 durante análisis de microtermometría a luz transmitida y nicoles paralelos.

FIA 4 Salar de Estudio

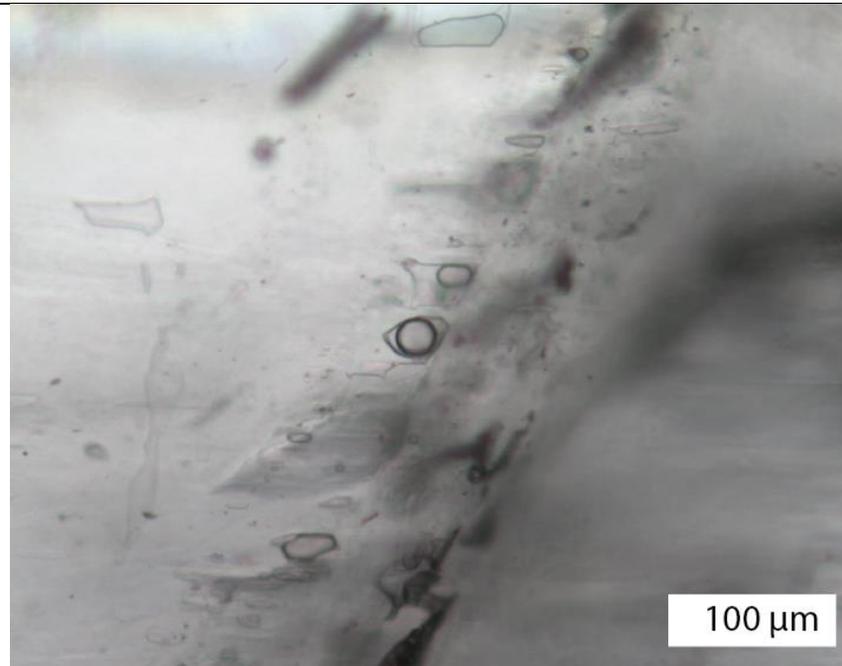


Figura 54: FIA 4 de tipo I, a luz transmitida y nicoles paralelos.

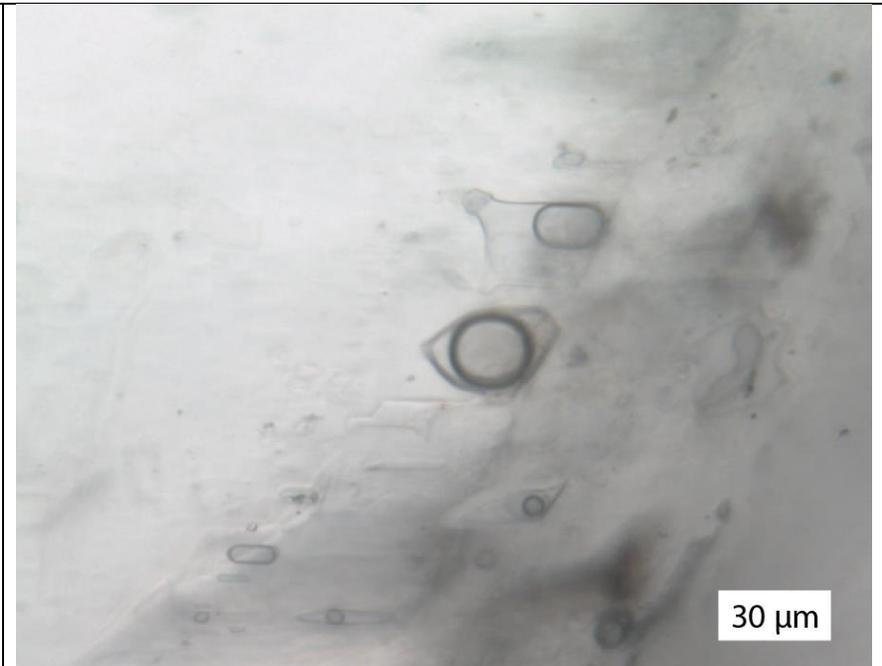


Figura 55: FIA 4 a luz transmitida y nicoles paralelos.

FIA 5 Salar de Estudio

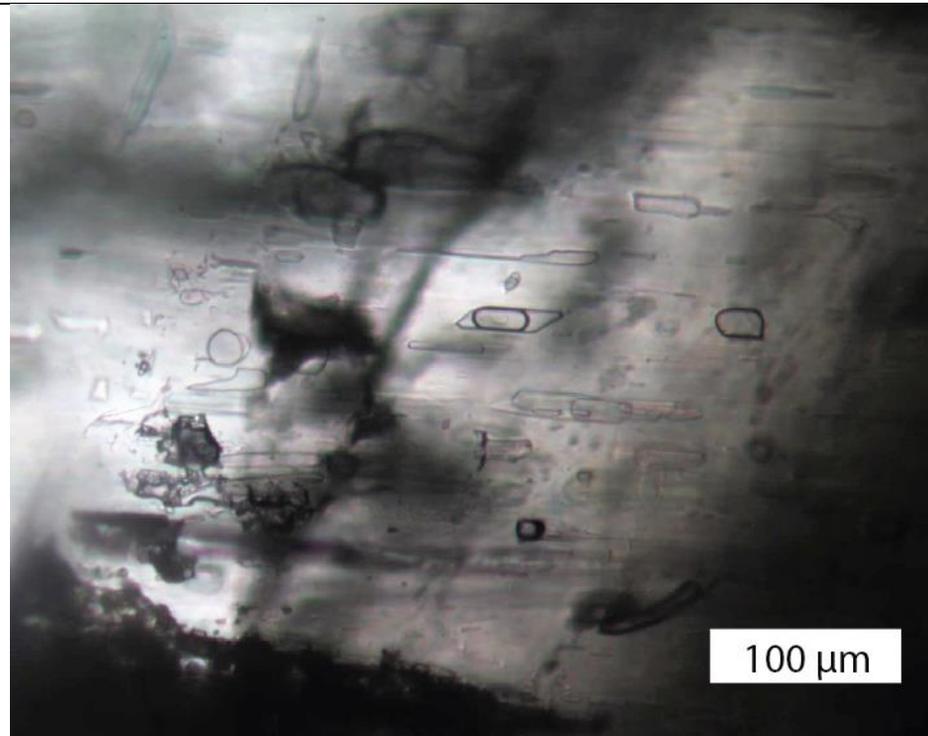


Figura 56: FIA 5 de tipo I a luz transmitida y nícoles paralelos.

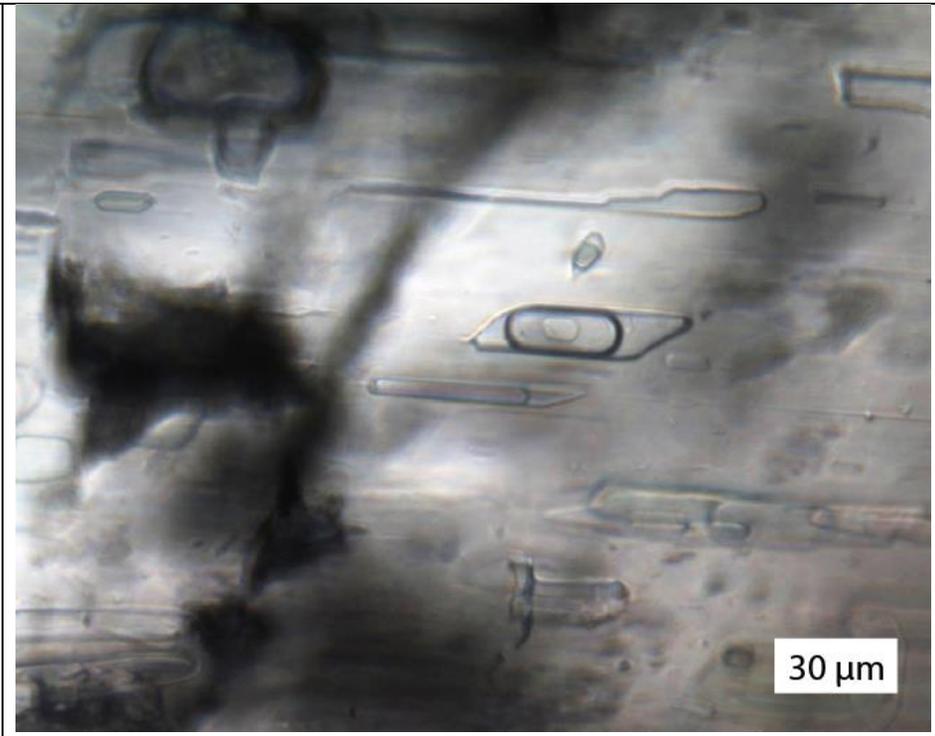


Figura 57: FIA 5 durante análisis de microtermometría a luz transmitida y nícoles paralelos.

FIA 6 Salar de Estudio (descartado)

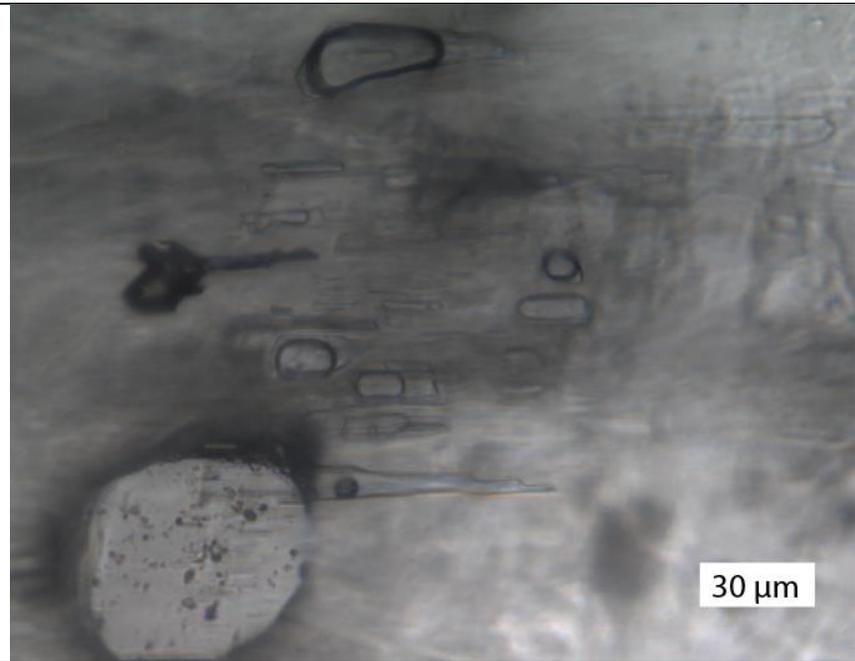


Figura 58: FIA 6 de tipo I a luz transmitida y nícoles paralelos.

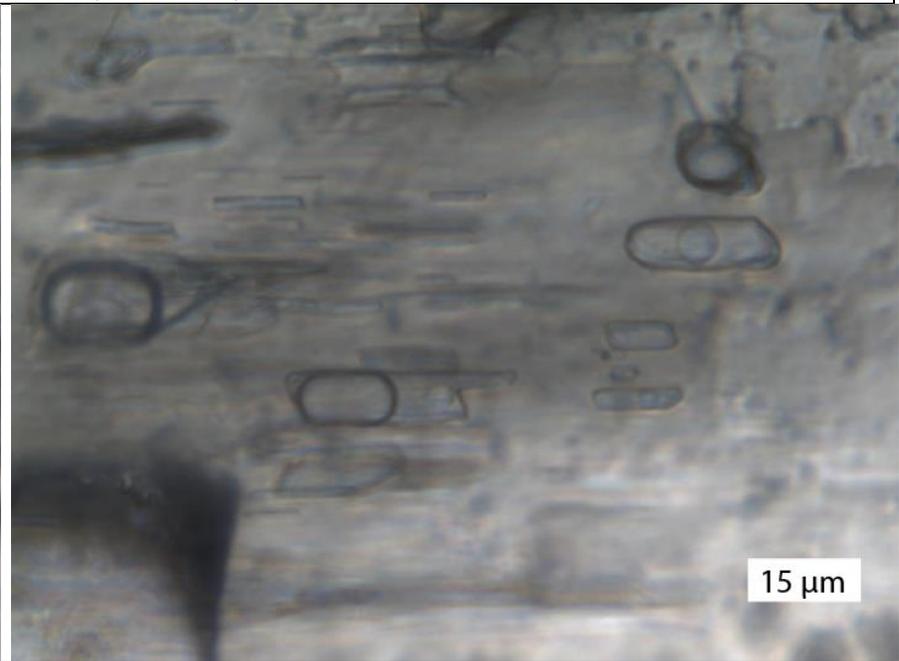


Figura 59: FIA 6 durante análisis de microtermometría a luz transmitida y nícoles paralelos.

FIA 6(7) Salar de Estudio

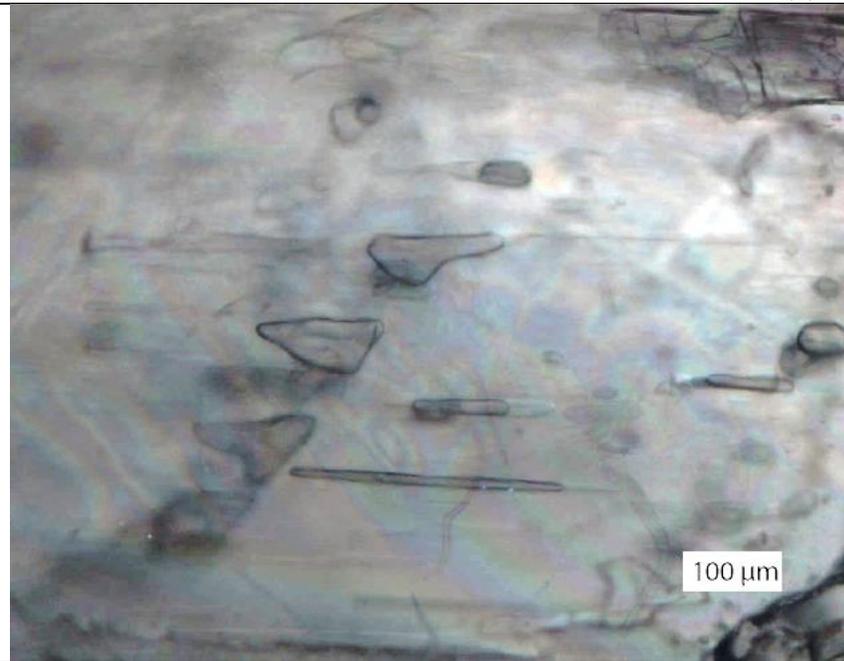


Figura 60: FIA 7 con inclusiones de tipo I y II, a luz transmitida y nícoles paralelos.

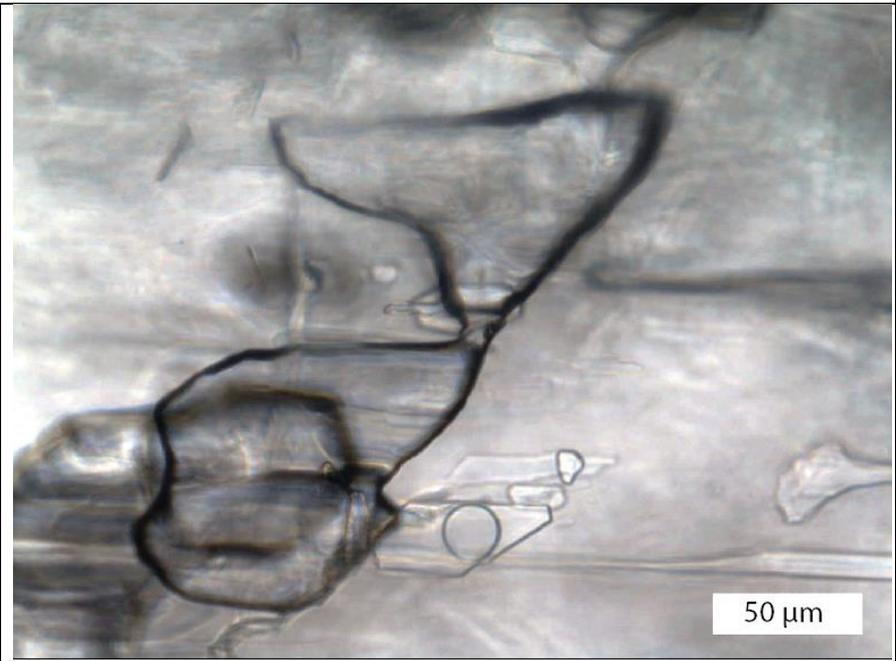


Figura 61: FIA 7, acercamiento a inclusiones de tipo I a luz transmitida y nícoles paralelos.

FIA 7(8) Salar de Estudio

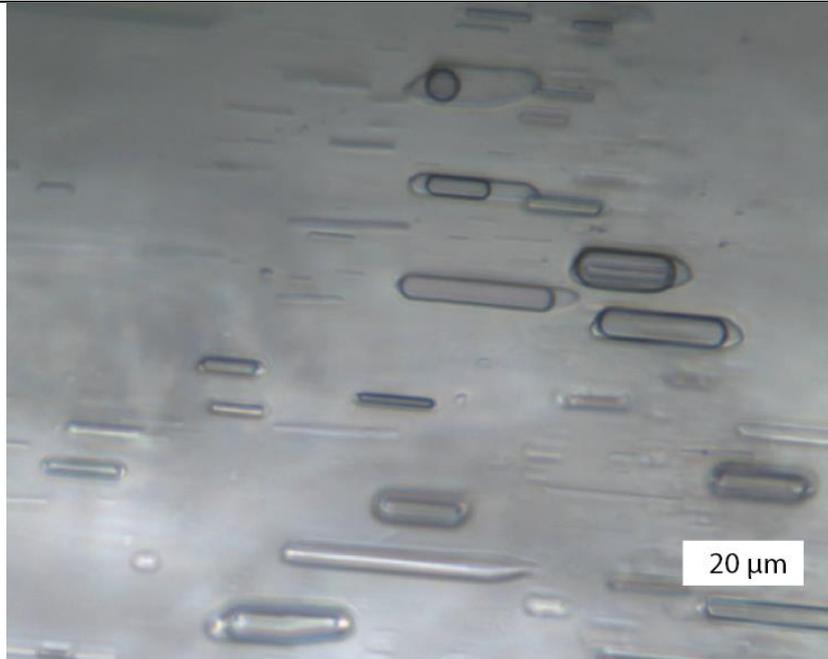


Figura 62: FIA 8 de tipo II a luz transmitida y nicoles paralelos.

FIA 8(9) Salar de Estudio

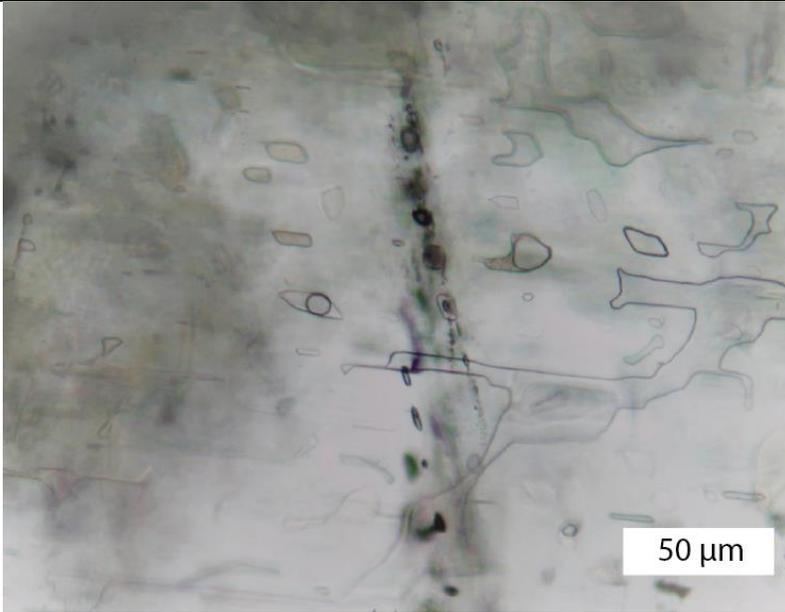


Figura 63: FIA 9 de tipo I a luz transmitida y nícoles paralelos.

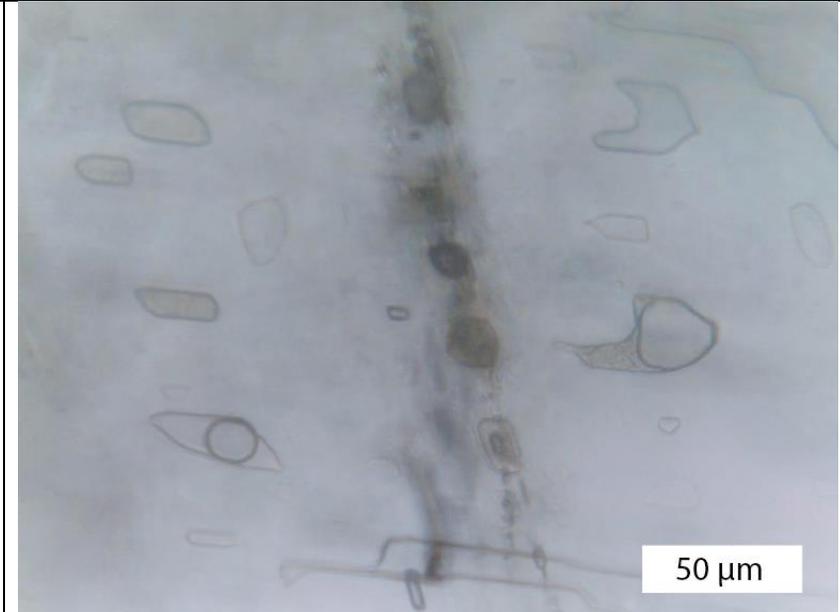


Figura 64: FIA 9 durante análisis de microtermometría, a luz transmitida y nícoles paralelos.

Salar Ignorado

FIA 1 Salar Ignorado

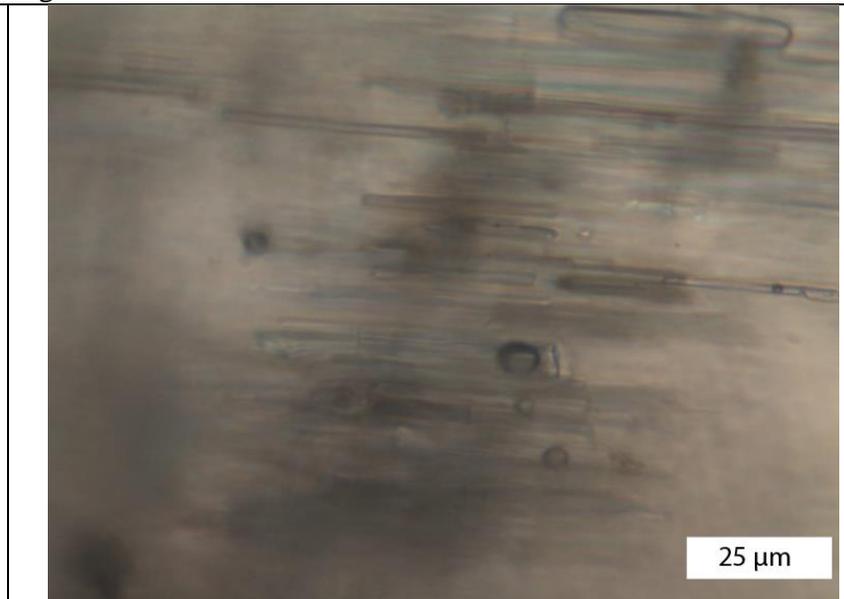


Figura 65: FIA 1 con inclusiones de tipo I y II y monofásicas (sólo líquido), en la imagen se observan las de tipo II a luz transmitida y nícoles paralelos.

Figura 66: FIA 1, en la imagen se observan las inclusiones de tipo I a luz transmitida y nícoles paralelos.

FIA 2 Salar Ignorado

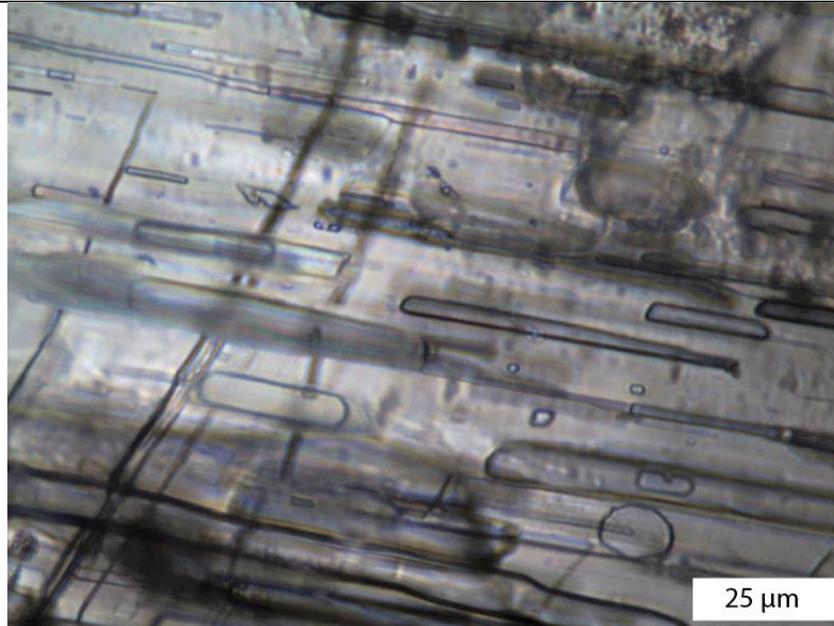


Figura 67: FIA 2 con inclusiones de tipo I y II, a luz transmitida y nícoles paralelos.

FIA 3 Salar Ignorado

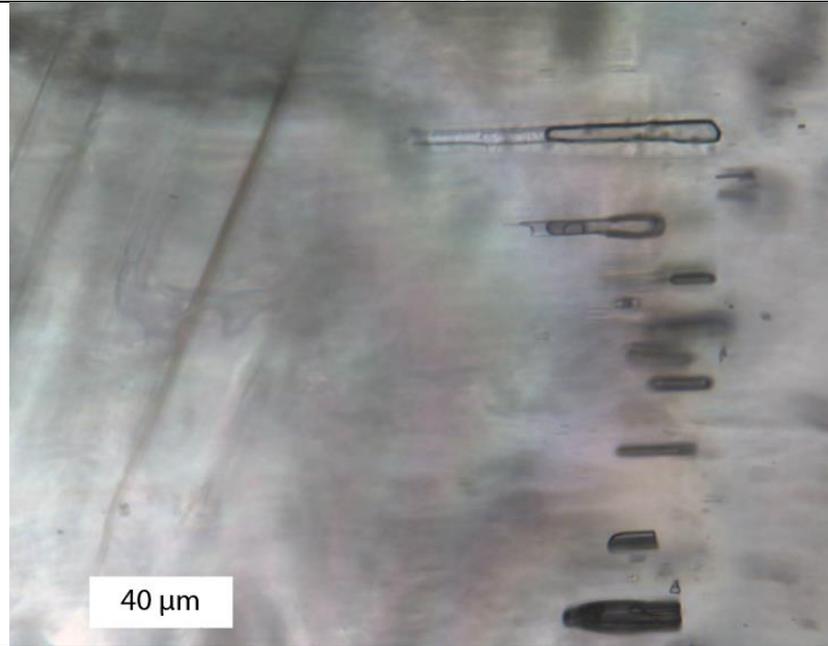
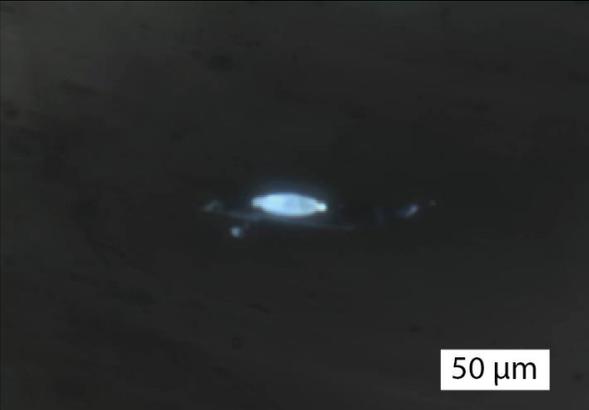
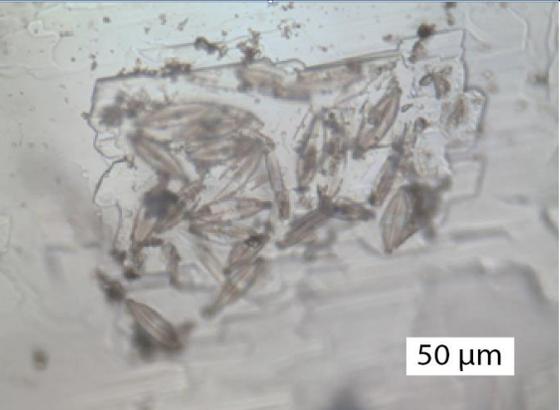
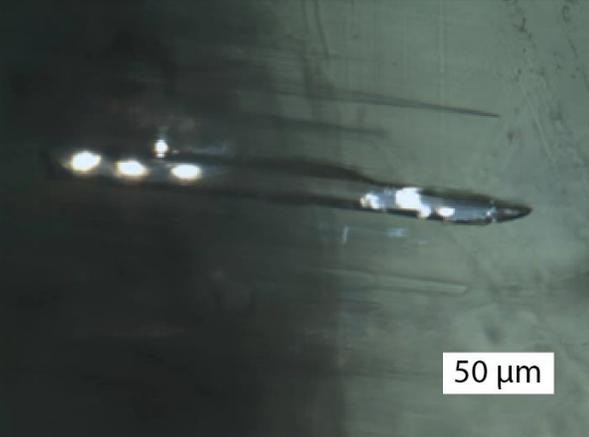
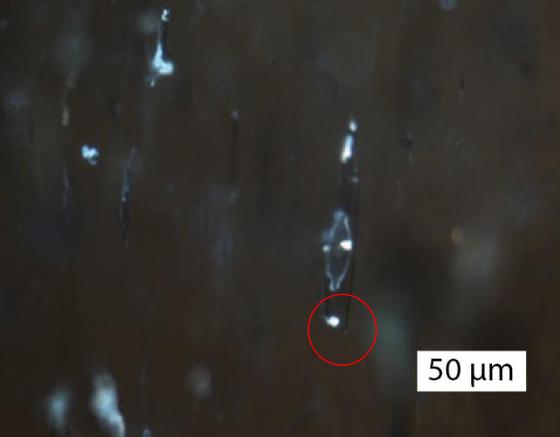
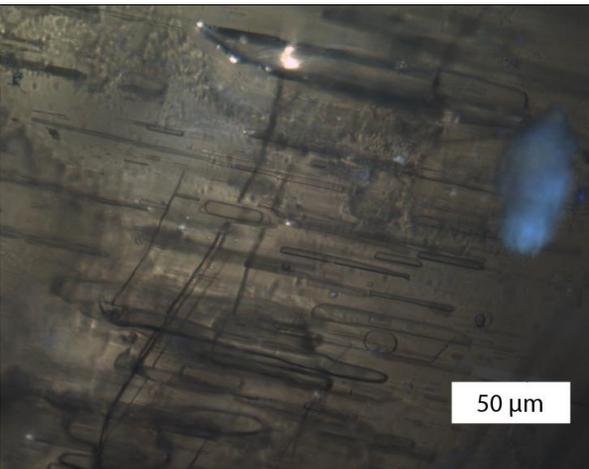
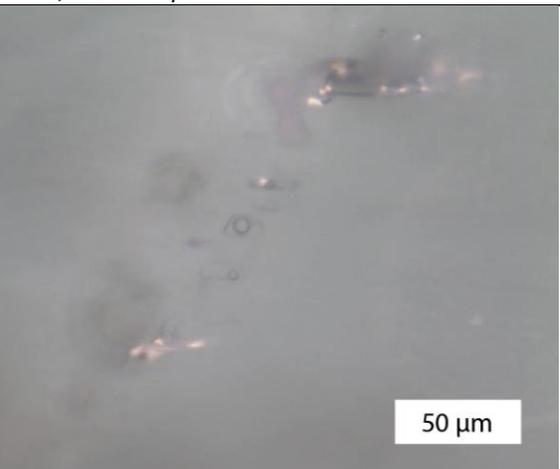
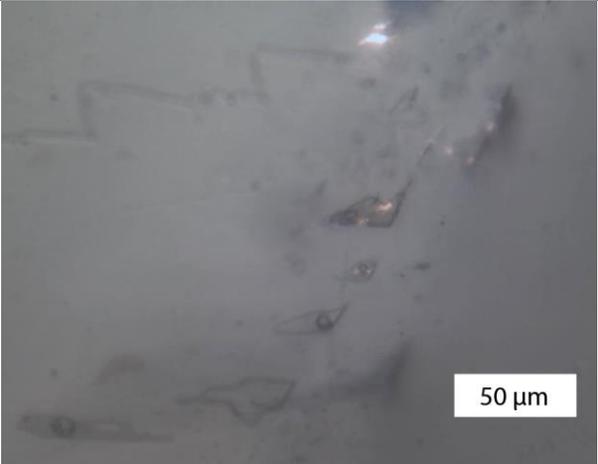
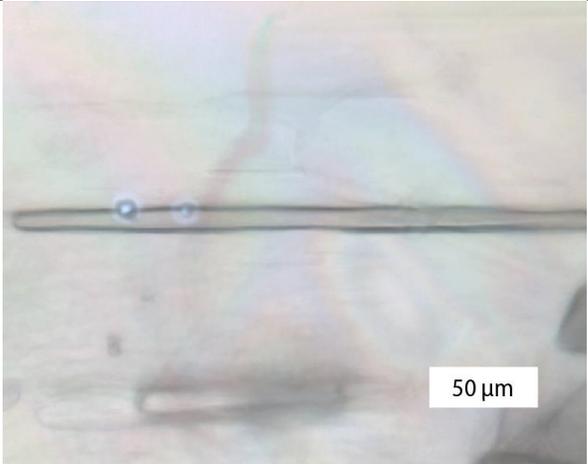
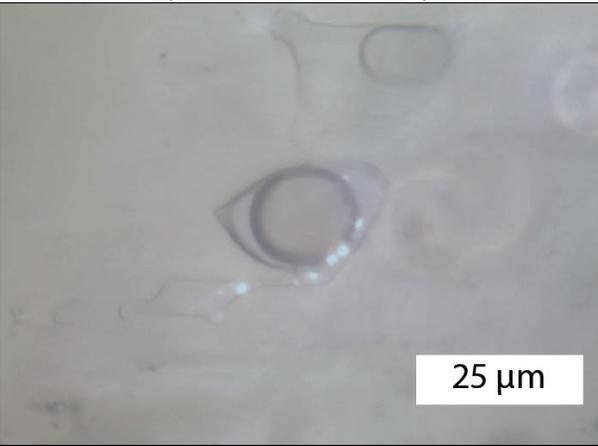


Figura 68: FIA 3 de tipo II a luz transmitida y nicoles paralelos.

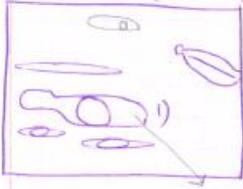
Anexo F

Fotomicrografías de microorganismos en yeso del salar Ignorado y de Estudio.

 <p>50 μm</p>	 <p>50 μm</p>
<p>Figura 69: Diatomea atrapada en el cristal 02 del salar Ignorado. Luz transmitida y ultravioleta, a nícoles paralelos.</p>	<p>Figura 70: Grupo de diatomeas en cristal 02 del salar Ignorado, no brillan a luz ultravioleta. Luz transmitida, a nícoles paralelos.</p>
 <p>50 μm</p>	 <p>50 μm</p>
<p>Figura 71: Células procariotas en el cristal 02 del salar Ignorado. Luz transmitida y ultravioleta, a nícoles paralelos</p>	<p>Figura 72: Diatomea y lo que parecen ser procariotas tipo Cocci (encerradas en círculo rojo) atrapadas en inclusión fluida observada en cristal 02 del salar Ignorado. Luz transmitida y ultravioleta, a nícoles paralelos</p>
 <p>50 μm</p>	 <p>50 μm</p>
<p>Figura 73: Células procariotas atrapadas en inclusión fluida, observada en cristal 01 salar Ignorado. Luz transmitida y ultravioleta, a nícoles paralelos</p>	<p>Figura 74: Células procariotas atrapadas en el cristal e inclusiones fluidas del cristal 01 salar de Estudio. Cercano a FIA 2. Luz transmitida y ultravioleta, a nícoles paralelos.</p>

	
<p><i>Figura 75: Células procariotas atrapadas en el cristal e inclusiones fluidas del cristal 1 salar de Estudio, cercanos a FIA 2. . Luz transmitida y ultravioleta, a nícoles paralelos.</i></p>	<p><i>Figura 76: Célula procariotas tipo Cocci atrapadas en el cristal de la muestra 01 salar de Estudio, cercano a FIA 6(7). Luz transmitida y ultravioleta, a nícoles paralelos.</i></p>
	
<p><i>Figura 77: Células procariotas tipo Cocci atrapadas en una inclusión fluida del cristal 01 del salar de Estudio correspondiente al FIA 4. Luz transmitida y ultravioleta, a nícoles paralelos.</i></p>	

• Zona I''
FA 2
40x-I'' (emulsió)



1) Fm: -27; -17; -16,9
Lm: -7,9; -6,8

no vapor promedio!

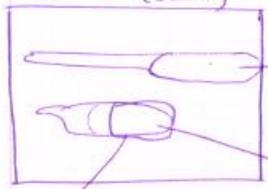
Resto de inclusiones no se obs Fm ni Lm, solo las con burbujas. Sección en poco de mar. en el last met a-B-8

Fm -27 -22

• Zona I'''
FA 3

20x-I''' (3cm)

Tbn 40x-I (3cm)



Fm: -97,2; (-27,5)
Lm: -2,9; -2,8

A la burbuja no le peso nada

Fm -54,2
Lm: -3

posible ser inclusion en otro plano ↑ vapor



- 1) Fm
- 2) Fm
- 3) Fm



FIA	IF	Te	Tm(ue)	std
1	1	-75,77	-10,5	0,0
1	2	-62	-9,8/-9,8	"
1	3	-32,9	-11,7	"
1	4	32,5	-12,7	"
2	1	-27	-7,4	
		-17	-6,5	
		-16,9		

3	1	-47,2/-27,5	-29/-2,8
	2	-39,2	-3

1	1	-31,9	-11,7
1	2	-32,3	-12,7
1	3	-62	-9,85
1	4	-76	-10,5
2	1	-20,13	-6,95
3	1	-27,5	-2,95
	2	-34,2	-3



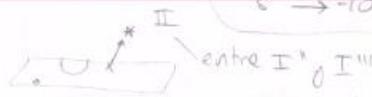
by BRUNNEN

std H₂O

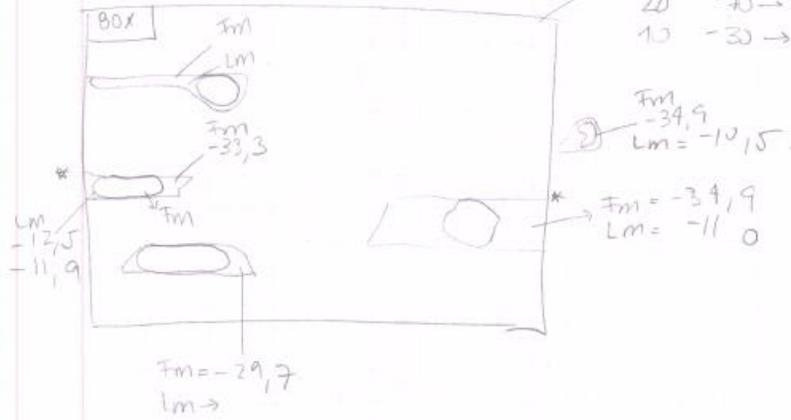
0.8

0.8

SD	→	0:100
"	→	-100:-60
SD	→	-60:-20
10	→	-20:-10
5	→	-10:10



50	-18	→	-70
20	-70	→	20
10	-30	→	-10



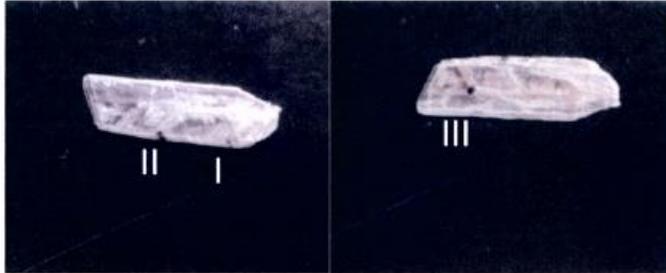
* Eusior microsorgo wismar → II si fice pas pue color elegit.?

Cristal 03 salar Ignorado

* Busca en papel de Helioestibol. Lasei por nuclear.

2/11
 Estrander #20
 Lm → -0.8 °C
 → 2.9

Muestra CAJA A 5-03-05



I. IF con microorganismos ppal% liquido

* Es artificial
 desmenujar parte de
 conchales para ser
 después de los 100°C.

ZFA



En 1, 2, 3
 no se observan combas
 por acción de
 fuerzas mag.
 * unido en pie de dos
 cristales.
 Fm: 11.0
 Lm: -9.3
 se deforma burbuja.



→ tipo III solo
 liquido
 ✓ Bacteria
 muy finas
 F.A. una con burbuja
 grande.
 1) Fm: -
 Lm: -
 burbuja?: man
 se congela:
 2) =



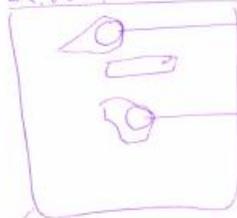
(inclusion que no se ve en imagen)
 &vulnula con 2 inclusiones superpuestas

Fm:
 Lm:

Parece que des las inclusiones
 de solo a parte rodea las vacas
 - Solo es posible en aquellas
 con burbujas.

FIA de Zona II

8x.80x

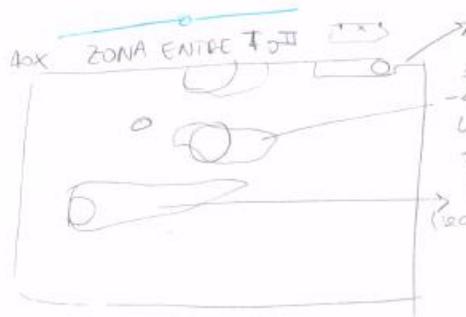


se de formó burbujas / No se obs en el líquido
 Fm: -92.5 ? (burbuja se de formó en neching) / (89, Fm)
 Lm: 9.8 se completo se forma
 15.4 / 15.7

se de formó burbujas - no oxigeno / No se observan en el líquido
 Lm: 33.5 → burbujas redondeadas / -11.3 (Fm?)
 • La segunda vez de cu promien to no se de formó amula 1^{ra}
 Lm: 33.5 /

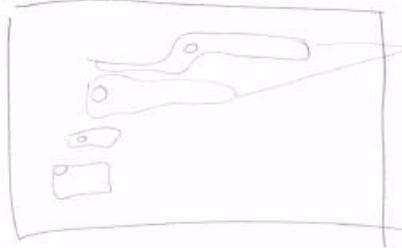
no se puede obs cristales en el líquido

22/11
 Estándar 115
 Lm: -1.7
 -1.7



Fm
 -91.6
 Lm: 18.1?
 Fm: -91.8
 Lm: -9.9 / -7.9
 (sacados de 50 upios)

80x.111 (area)

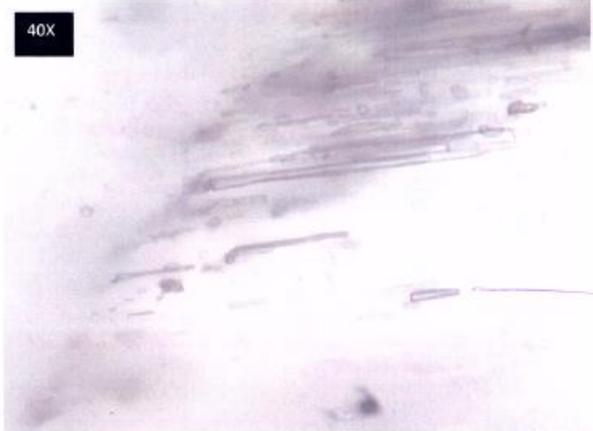


burbujas se de formaron un poco
 Las otras des no al calor se mueven o se forman
 o un mid de a poco. No se
 lejanos Fm ni Lm

-41.5
cambio textura
y color del corte
*

o foto F/A

40X



no hay cambio
de $\pm 0-120$.

100X



26/11/2016

Estandar H_2O

-0.0.°C

-0.0.°C

muestra "jueves"

4CX-I (1)



-160 min para nucleos burbujas
- En el resto de imersiones, se solo se puede conseguir nucleos
rapido, no ocurre nada → nucleos estables.

imposible de tomar, pero
muy poco.

-4,3 um

4CX-I (2)



IF solo con el periodo, no ocurre nada al sujetar a -160
y esperar 10 min.

78 4CX-II (1)



hasta -180°C

• Se enfriaron a 78°C por 10 min y no pasó nada, ni nucleos
burbujas.
• En otra zona del acubo se enfrió a -160 y tuvo poco nucleos
Inmersión con burbujas no se obs. entrecristalino



28/11/2016

ES boron → 0.0

6CX-III (1)



muestra "domingo"

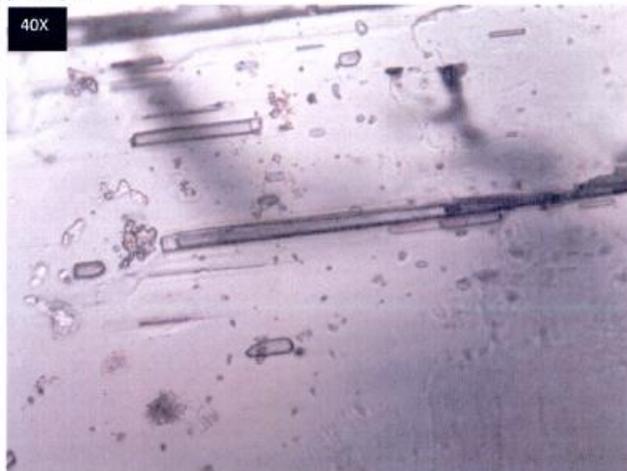
hasta -160°C no nucleos burbujas en imersiones de
liquido
a lo mejor dos centros fuera de los FIAS de ice por se
formar y crecer.

III (2)



No nucleos modo a -180.°C

II. IF con micro ppa1% liquido



3

III. IF

22/10



Crista salar de Estudio

5-03-04 (A)C

Revisión en qué partes y de qué color los morros.

rate 6/12
 0 - 100 → 50
 100 - 200 → 50
 200 - 400 → 5
 400 - 1000 → 5

Salar de Estadero



DCA

VII B
 6B
 SA
 I
 II
 III
 VI → ? hasta ..

Estadero -0,4
 FIA X2

1) Fm -
 Lm: -19,9

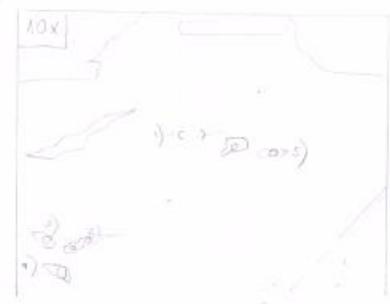
2) Fm: -59,3; -39,9 (se a grande burbujas)
 Lm: -29,29,9

3) A) no se ve

3) Fm: -22,1; -62,0; -69,6
 Inclusiones se congelan y por seclusion, luego aparecen 3 burbujas (nothing) La primera desaparece a -46,8 la 2ª a -59 y el tercer permanece.
 Lm: -20, -29,2; -28,0; -29,3; -29,9

4) Foto de inclusión metastable a poca burbujas a -2,4 y desaparece a -6,3

II



10x

4x

FIA X3 STD 0,4

1) burbujas "desaparece" a inclusion a -110°C
 -52,2 se nota melting Fm?
 -39,2°C aparece burbujas
 Lm = -22,0°C

Lm = -19,9 X
 La burbujas se agranda a los -25,0°C (Fm?)

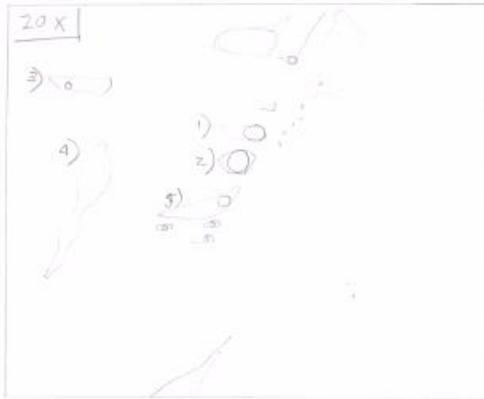
6 Dic Estadero +0,2; 0,3 FIA X2 Fotos 30X - II FIA 2(C)

1) Fm -59,3 / -39,9 Lm -16,2 / -16,8
 4) (-41,2) (-46,8)

2) Fm -49,3 Lm -8,0

3) Fm -49,3 Lm -11,5 (100) → burbujas ... inclusiones se adhiere -29,4 Lm 2

III



Estador FIA 3/4

$L_m = -1,7^{\circ}C$

1) $F_m = -21,3$
 $L_m = -21,7$

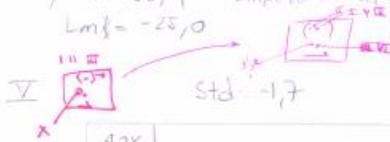
2) $F_m = -59,9$
 $L_m = -22,9; -19,2$

3) $F_m = 38,7$
 $L_m = -19,2; -12,8$

- a -19,2 desaparece burbujas (se usara)
- se agrandara un poco el colector de
- en 1' para fundir la burbuja desaparece
- a los -20 (1 m)
- en los -30 y -80 burbuja se agranda
- la burbuja se mueve bastante

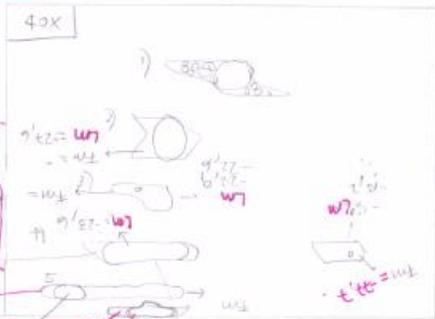
A) $F_m = -59,9$ (solidificado)
 $L_m = -22,2$

B) $F_m = -55,9$ → empieza a aparecer burbujas
 $L_m = -25,0$



FIA 1/1

6 Dic (0-2/03)



1) F_m L_m

2) F_m y L_m no calculada

3) $F_m = -$ $L_m = -19,2$

4) $F_m = -70$
 $L_m = -29,9$

5) $F_m = -52,3$; en los -8,7 y -12,9
 $L_m = -12,3$ burbuja se mueve def.

$t'_{et} = w_3$
 $b/0 =$
 $2/25 =$
 $t'_{et} =$
 $t'_{et} = w_3$
 $1/9/51 = w_3$
 $1/9 = 2/25 =$
 $t'_{et} =$

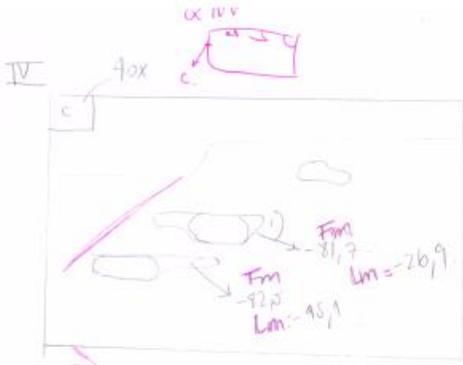
$40x$ a $140x$ b → no cambios en cooling w se obs L_m ⇒ metro estables??

SM7

2' 000 m

3' 000 m

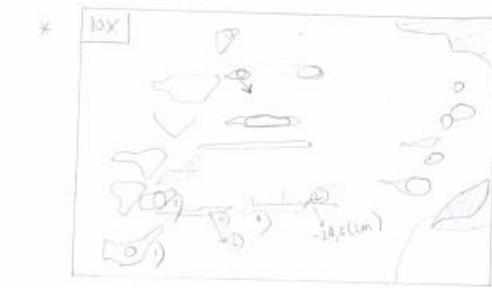
t' 18 =



Standard: -1,2; -1,3. FIA 7 x
sta 02/03

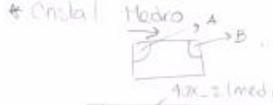
- 1) Fm = -78,3
Lm = -26,9
Buburto se detiene y vola a apuandarse mientras llegaba a last melt

↓ FIAS distintos

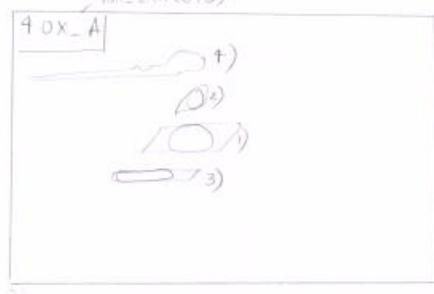


- Standard: -1,2; -1,3. FIA 7.
sta: 0,2; 0,3 - 98,4
-212 u n otion las más grandes
- 1) Fm = -30,3 / Fm = -42,1 / 59,9 ??
Lm = -9,8 / Lm = -10,0 / 9,9
- 2) Fm = 52,4 / -48,0 / 47,2
Lm = -10,9 / 10,9
- 3) Fm =
Lm = -28,2

1) Fm = -30,3 Lm = -9,8



Standard: -1,2; -1,3. FIA 5



- 1) Fm = -47,2; -59,9; -60
Lm = -22; -23,2; -23,1
- 2) Fm = -
Lm = -23,3
buburto no se puede dar al cu house
- 3) Fm = Lm =
- 4) Fm = -59,8
Lm = -29,2; -20,5

B (Medio) ✓ **std. -1,2; -1,3** **std. 0,3/0,2** **FIA 6**

*** 1)** $F_m = -40,1; -45,3 / -50,5$
 $L_m = -1,5; -1,9$ → burbujas desaparecen en un tiempo a $-20,9$
 $-1,8$

2) $F_m = -10,6$
 $L_m = -10,6$ → líquido

3) $F_m = -20$ (a 100°) → líquido
 $L_m = -10,6$ → líquido

4) $F_m = -54,0$ $L_m = -22,0$
 $F_m = -53,3$ $L_m = -26,4$
 $F_m = -53,3$ $L_m = -10,0$

VII
80X (1/10)

1) $F_m = -39,7$
 $L_m = -12,5; -12,4$
 burbujas se movieron a -20

2) $F_m = -39,8$
 $L_m = ?$

3) $F_m = -39,6$
 $L_m = -11,8$

4) $F_m = -53,2$
 $L_m = -19,3$

5) $F_m = -41,6$
 $L_m = -12,4$ (y se agitan las burbujas)

6) $F_m = ?$
 $L_m = -19,9$

*** Cristal final**
std = -0,8; -0,9
20X = 1/1 (3) **FIA 9**

1) Se congeló a -81
 $F_m = -49,5$
 $L_m = 31,7$

2) $F_m = -96,3$ se cristalizó a -120° después de 3 min
 $L_m = 27,1$

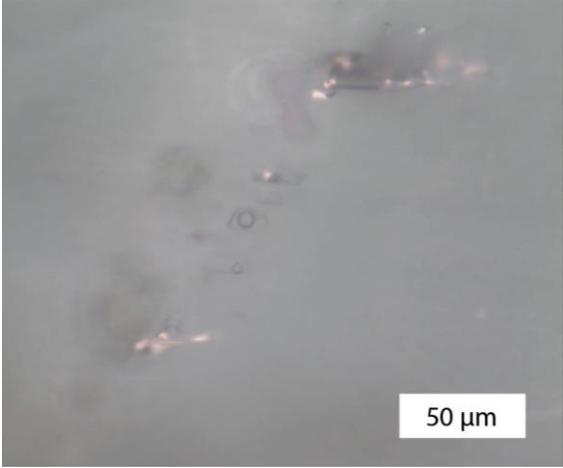
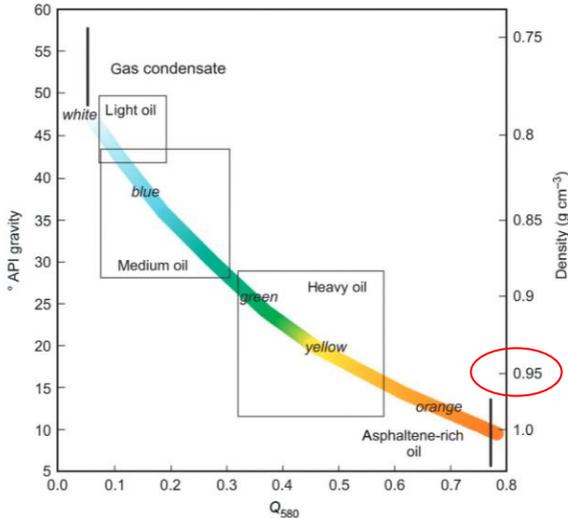
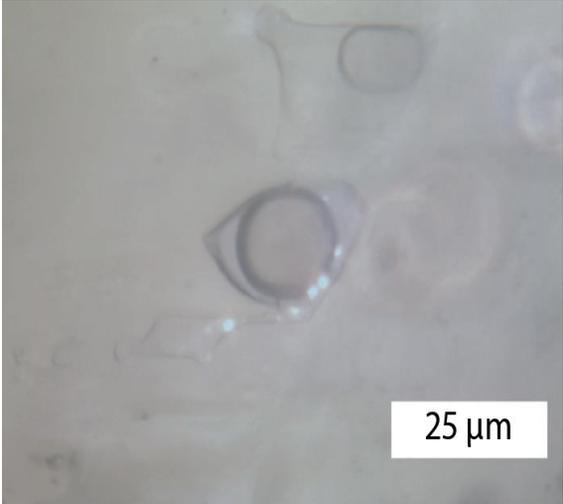
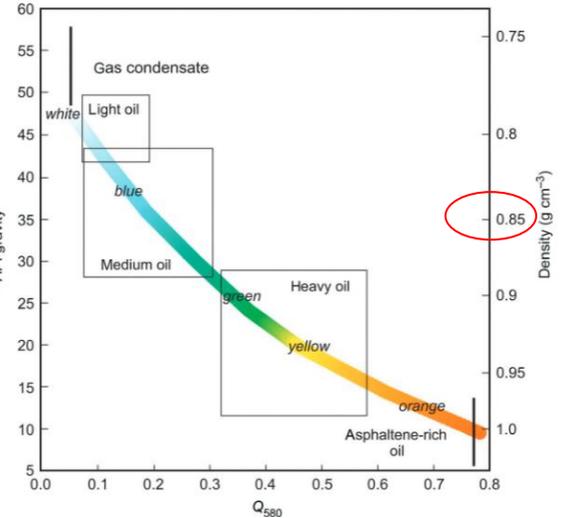
3) $F_m = -45,5; -50,1$
 $L_m = -17,2; -18,4$

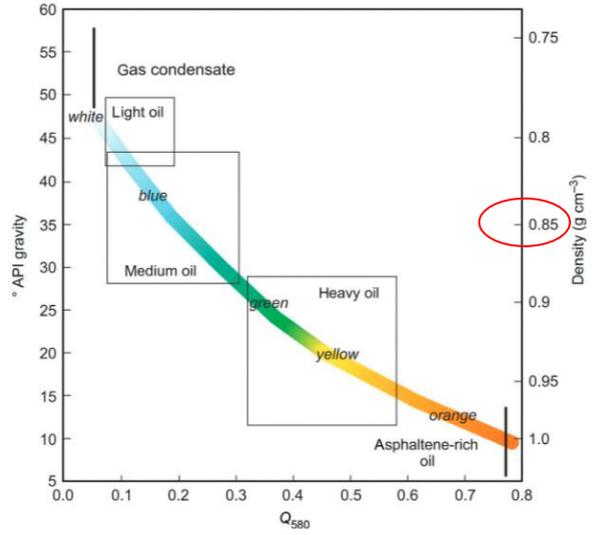
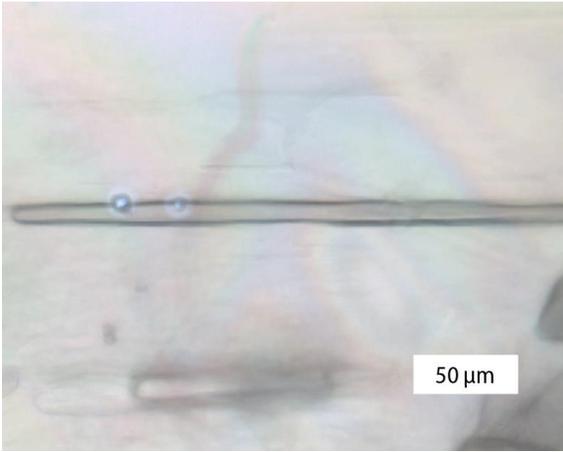
4) $F_m = -42,2$ $L_m = -15,5$
 $-60,7$ $-18,9$

5) $F_m = -48,3$
 $L_m = -17,2; -22,5$

Anexo H

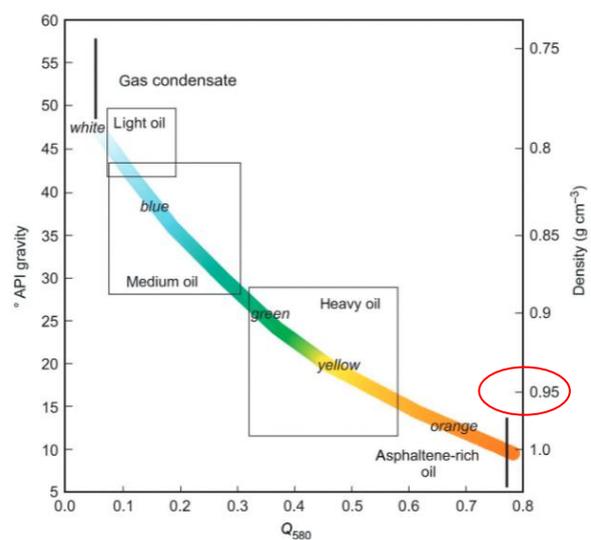
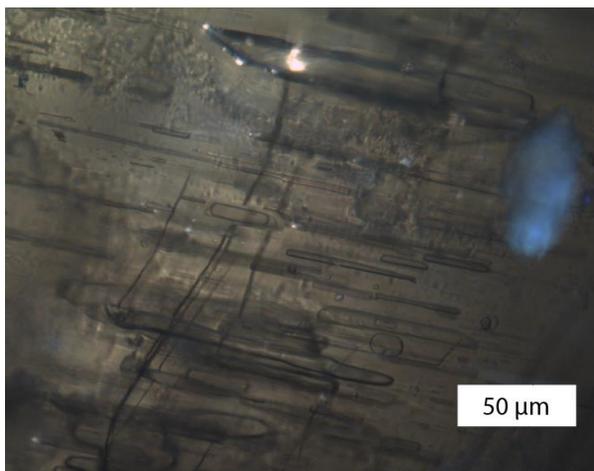
Comparación de luz fluorescente emitida por los microorganismos presentes en los cristales de yeso del salar de Estudio e Ignorado con la gravedad API, para obtener una densidad aproximada de los microorganismos.

Salar de Estudio	
	
<p>Fotomicrografía de microorganismos cercanos al FIA 2, su luz anaranjada se relaciona con la gravedad API, tal que la densidad estimada sería de $0,95 \text{ g/cm}^3$</p>	
	
<p>Fotomicrografía de microorganismos del FIA 4, su luz azulada se relaciona con la gravedad API, tal que la densidad estimada sería de $0,85 \text{ g/cm}^3$</p>	

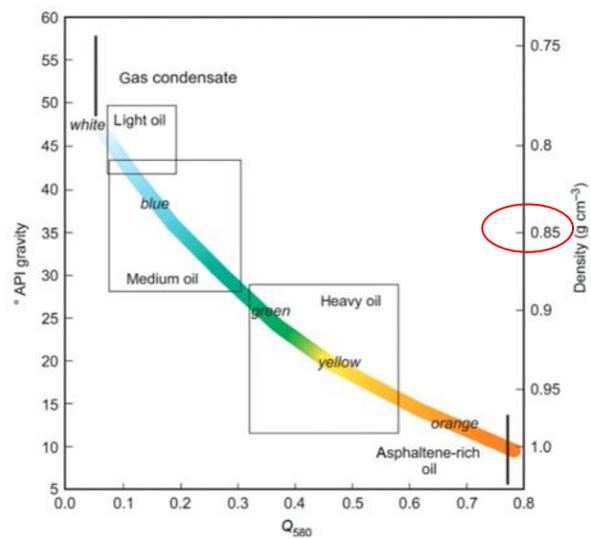
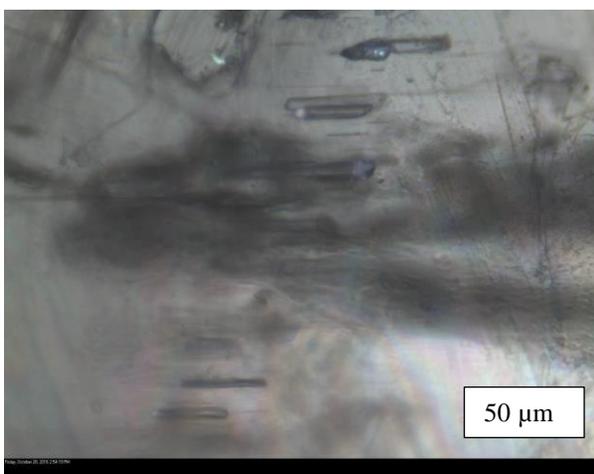


Fotomicrografía de microorganismos cercanos al FIA 7, su luz azulada se relaciona con la gravedad API, tal que la densidad estimada sería de 0,85 g/cm³

Salar Ignorado



Fotomicrografía de microorganismos cercanos al FIA 2, su luz anaranjada se relaciona con la gravedad API, tal que la densidad estimada sería de $0,95 \text{ g/cm}^3$



Fotomicrografía de microorganismos cercanos al FIA 1 y 3, su luz azulado se relaciona con la gravedad API, tal que la densidad estimada sería de $0,85 \text{ g/cm}^3$

Anexo I

Resultados de temperatura de primera y última fusión (Te, Tm) para el salar de Estudio.

FIA	FI	Te	Tm ice	wt% NaCl	wt% CaCl ₂	XNaCl	XCaCl ₂
1	1	-77.99	-23.19	1.3	20.9	0.0047	0.0416
1	2	-77.99	-15.49	1.0	17.2	0.0037	0.0328
1	3	-77.99	-23.89	1,3	21.2	0.0048	0.0424
1	4	-77.99	-15.89	1,0	17.4	0.0038	0.0333
1	5	-77.99	-28.09	1,4	22.9	0.0053	0.0466
1	6	-77.99	-27.89	1,4	22.8	0.0053	0.0464
2	1	-58.89	-30.31	1,4	23.7	0.0055	0.0487
2	2	-61.59	-24.59	1,3	21.5	0.0049	0.0431
3	1	-46.49	-16.09	1,3	17.2	0.0049	0.0330
3	2	-49.39	-8.29	0.8	11.7	0.0027	0.0213
3	3	-49.99	-16.79	1.2	17.8	0.0043	0.0343
3	4	-49.09	-10.29	0.9	13.5	0.0032	0.0248
4	1	-49.59	-19.99	1.3	19.4	0.0048	0.0380
4	2	-58.19	-21.19	1.2	20.1	0.0045	0.0395
4	3	-56.99	-18.09	1.1	18.6	0.0041	0.0360
4	4	-53.19	-20.49	1.2	19.7	0.0044	0.0388
4	5	-54.19	-23.29	1.3	21.0	0.0048	0.0417
5	1	-58.59	-21.79	1.2	20.3	0.0046	0.0402
5	2	-58.49	-19.19	1.1	19.1	0.0042	0.0373
6	1	-48.69	-10.29	0.9	13.5	0.0033	0.0248
6	2	-49.09	-10.69	0.9	13.8	0.0033	0.0255
7	1	-34.99	-10.79	2.6	12.2	0.0091	0.0225
7	2	-34.89	-12.09	2.8	13.1	0.0099	0.0243
8	1	-43.59	-30.79	2.2	23.3	0.0085	0.0479
8	2	-45.39	-26.19	1.8	21.8	0.0069	0.0439
8	3	-44.59	-17.49	1.6	17.8	0.0057	0.0344
8	4	-47.39	-21.59	1.5	20.0	0.0056	0.0395
8	5	-41.29	-17.49	1.9	17.4	0.0071	0.0337

Tabla 6. Datos de microtermometría para 28 inclusiones fluidas en 8 arreglos de inclusiones fluidas primarias sucesivos en el cristal de yeso del salar de Estudio Figura 28. FIA=fluid inclusión assemblage; FI= Fluid inclusión; Te= temperatura de eutéctico; Tm ice; temperatura del ultimo fundido para el hielo. Wt% corresponde a la concentración porcentual y X a la molaridad.

Resultados de temperatura de primera y última fusión (T_e , T_m) para el salar Ignorado.

FIA	FI	T_e	T_m ice	wt% NaCl	wt% CaCl ₂	XNaCl	XCaCl ₂
1	1	-31.89	-11.69	3.8	11.8	0.0133	0.0218
1	2	-32.29	-12.69	3.8	12.5	0.0135	0.0234
2	1	-33.29	-11.89	3.3	12.4	0.0116	0.0231
2	2	-34.89	-10.14	2.5	11.7	0.0088	0.0215
2	3	-34.89	-10.99	2.6	12.3	0.0093	0.0228
3	1	-27.49	-2.84	2.2	3.1	0.0069	0.0052
3	2	-34.19	-2.99	1.1	4.6	0.0035	0.0078

Tabla 7. Datos de microtermometría para 7 inclusiones fluidas en 3 arreglos de inclusiones fluidas primarias sucesivos en el cristal de yeso del salar Ignorado figura 29. FIA=fluid inclusión assemblage; FI= Fluid inclusión; T_e = temperatura de eutéctico; T_m ice; temperatura del ultimo fundido para el hielo. Wt% corresponde a la concentración porcentual y X a la molaridad.

Anexo J

Fotomicrografías de inclusiones fluidas de los salares de Estudio.

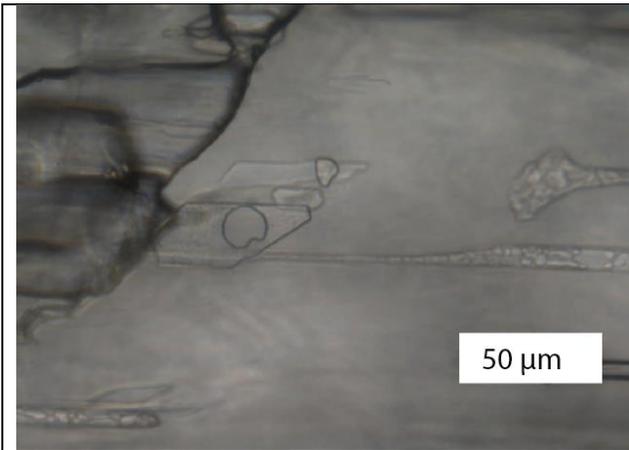


Figura 78: Enfriamiento de inclusiones del FIA 6 del salar de Estudio, se observan cristales derritiéndose y la burbuja deformada.

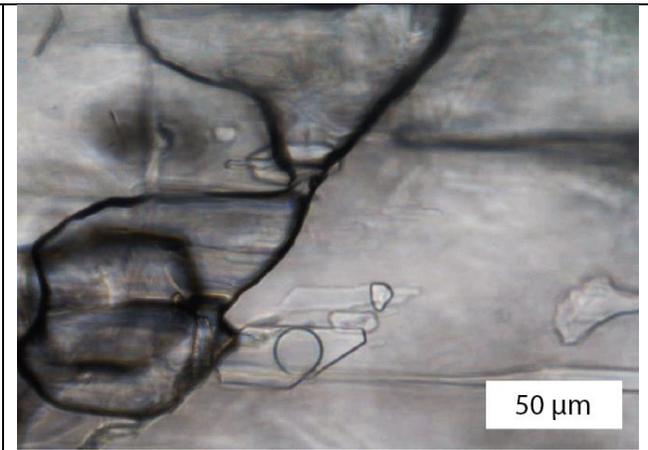


Figura 79: Inclusiones del FIA 6 del salar de Estudio, sin cristales en etapa de calentamiento hasta 10°C

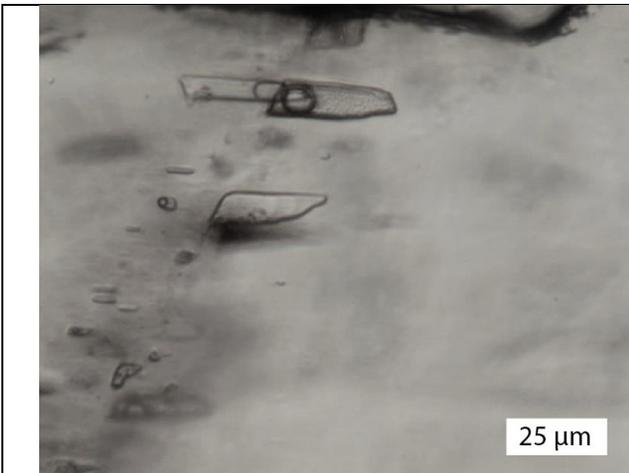


Figura 80: Enfriamiento de inclusiones del FIA 3 del salar de Estudio, se observan cristales totalmente congelados.

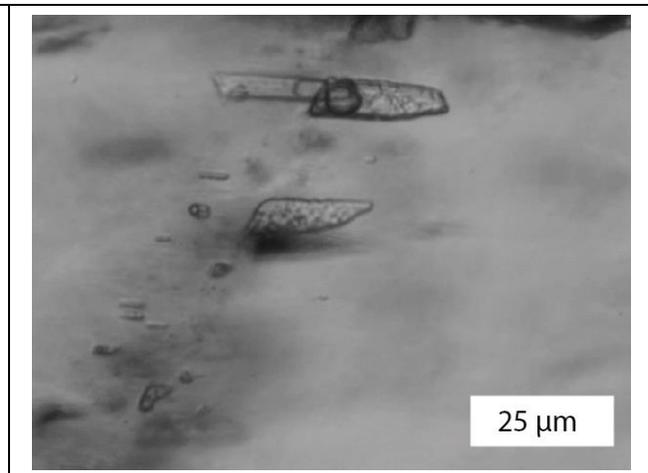
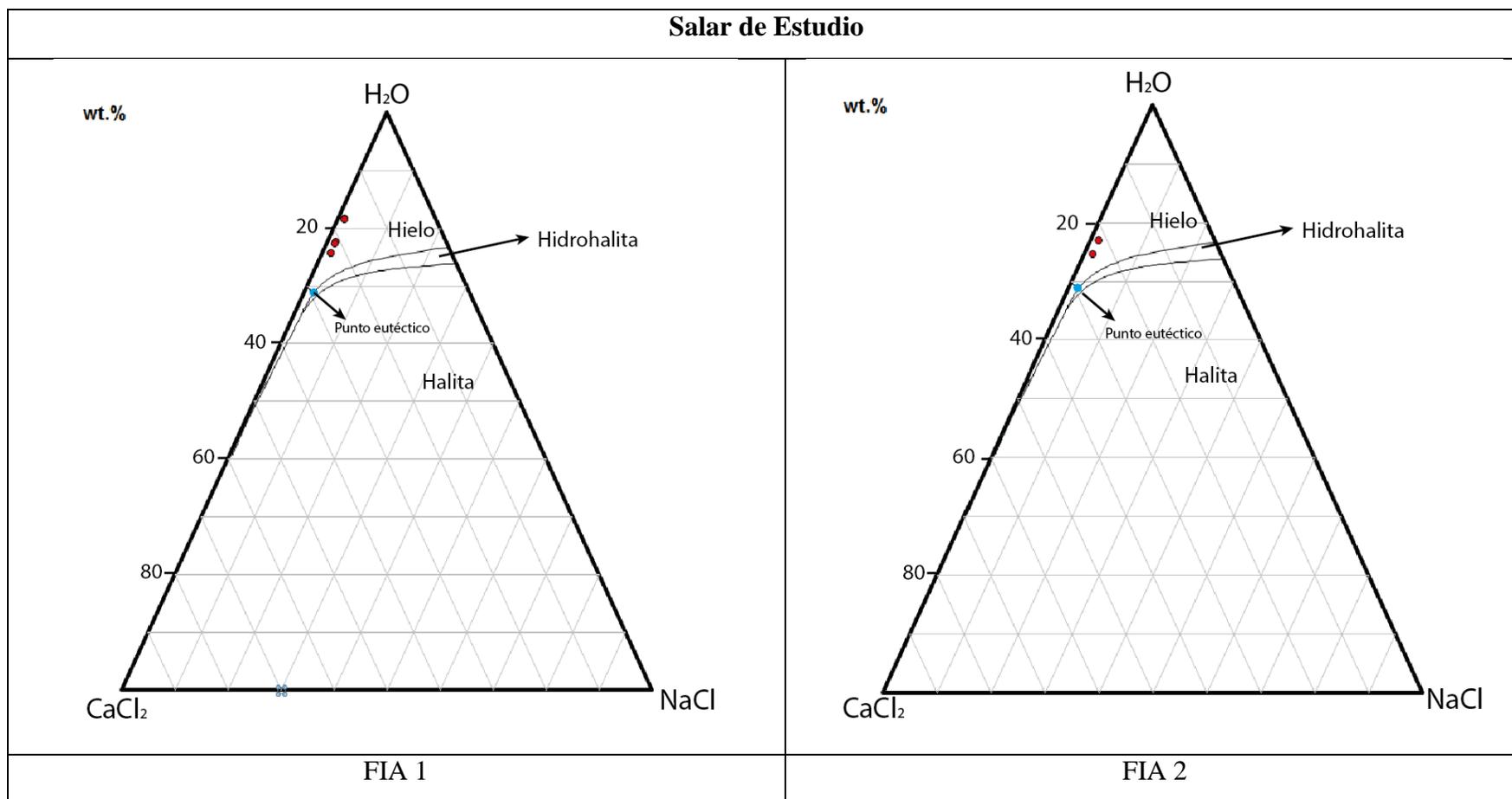


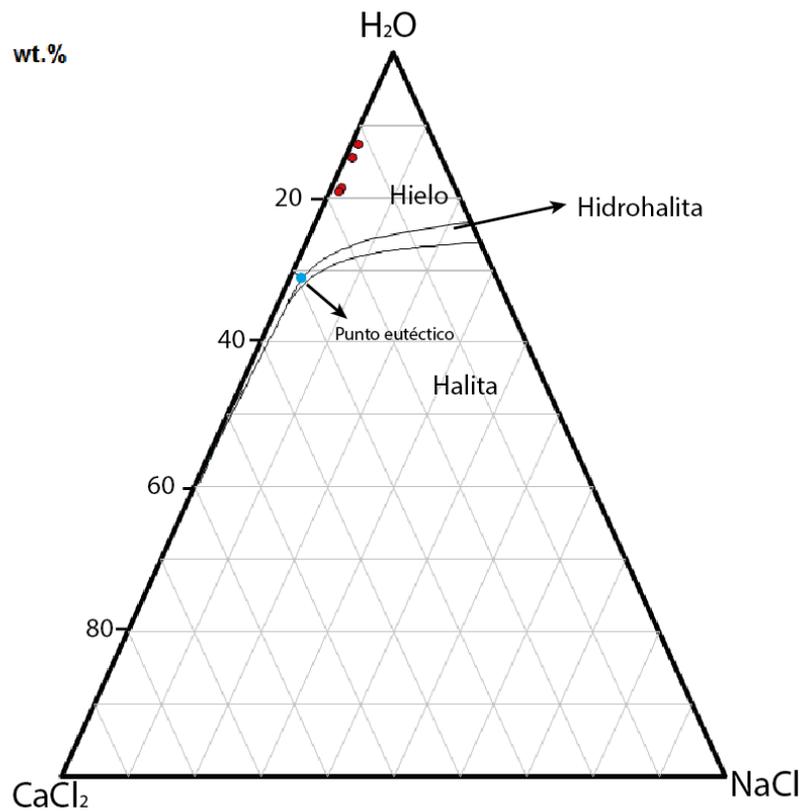
Figura 81: Inclusiones del FIA 3 del salar de Estudio, durante calentamiento, se observan cristales derritiéndose.

Anexo K

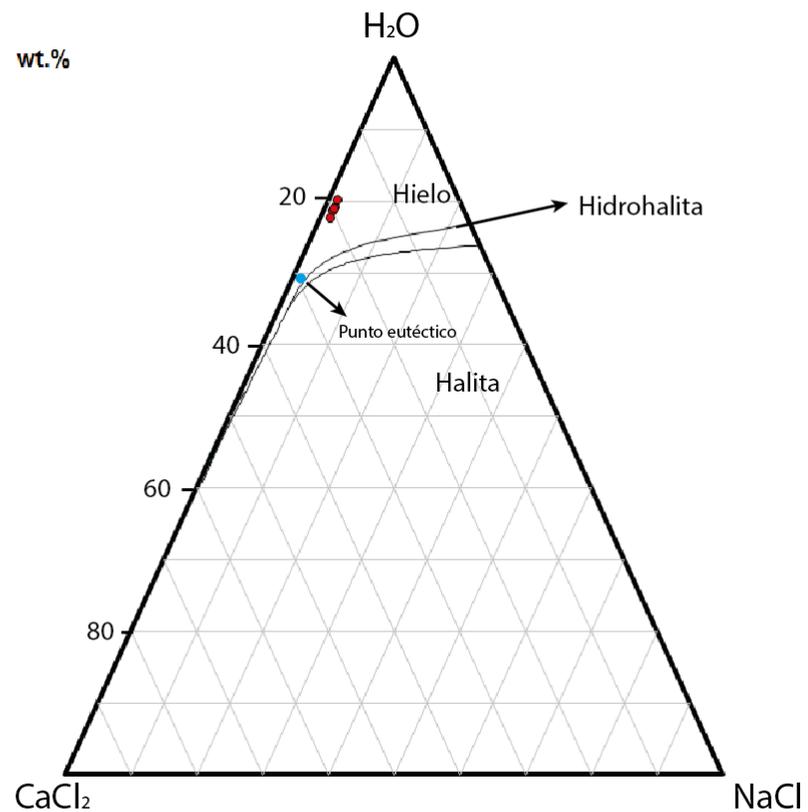
Diagramas ternarios H₂O- NaCl- CaCl₂ para cada FIA de los salares de Estudio e Ignorado. Los puntos rojos representan la composición de cada inclusion fluida dentro del FIA al que pertenecen.



Salar de Estudio

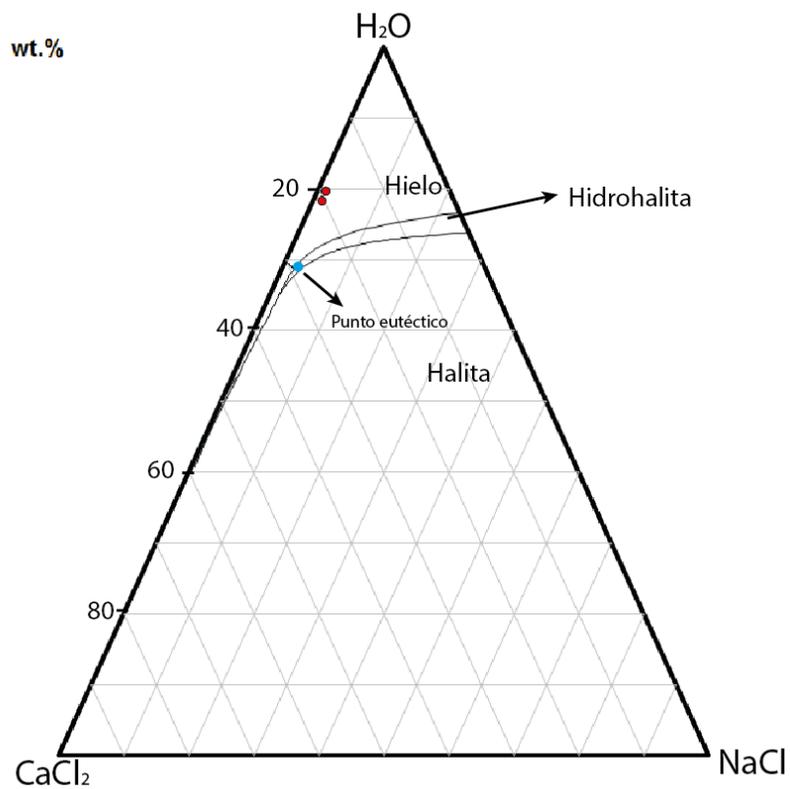


FIA 3

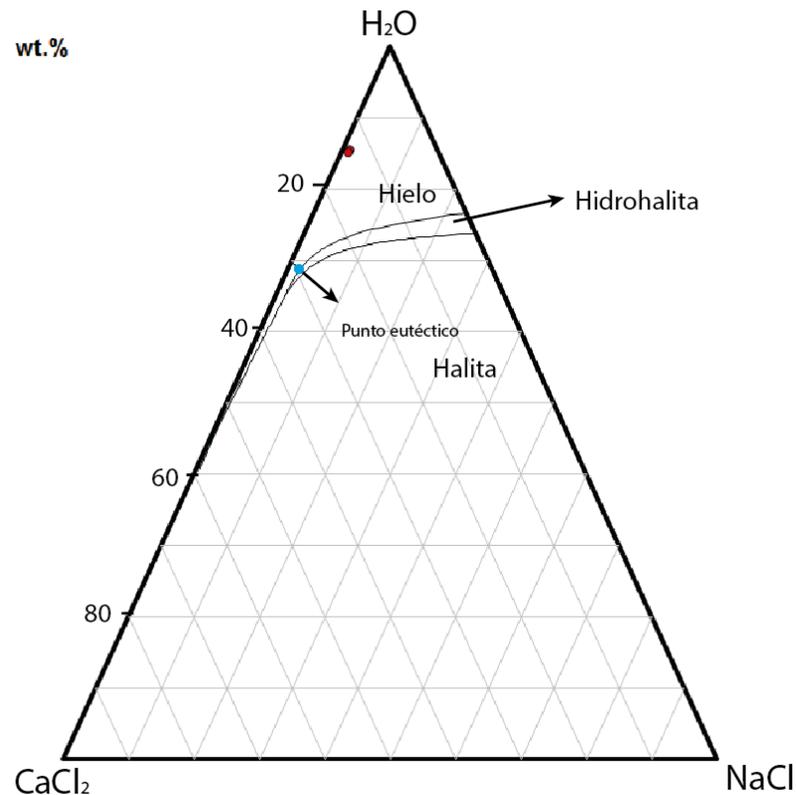


FIA 4

Salar de Estudio

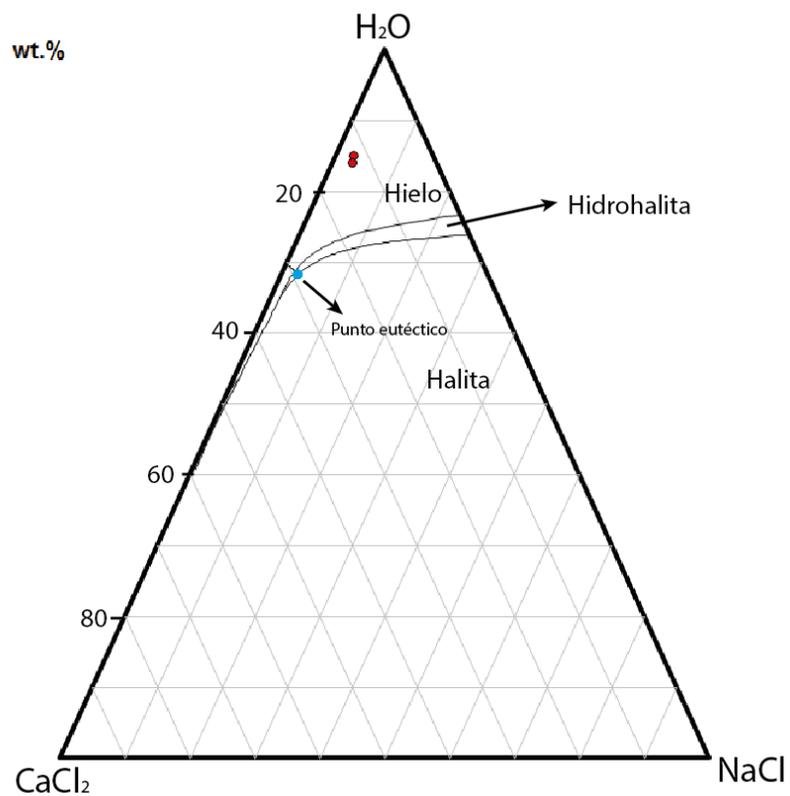


FIA 5

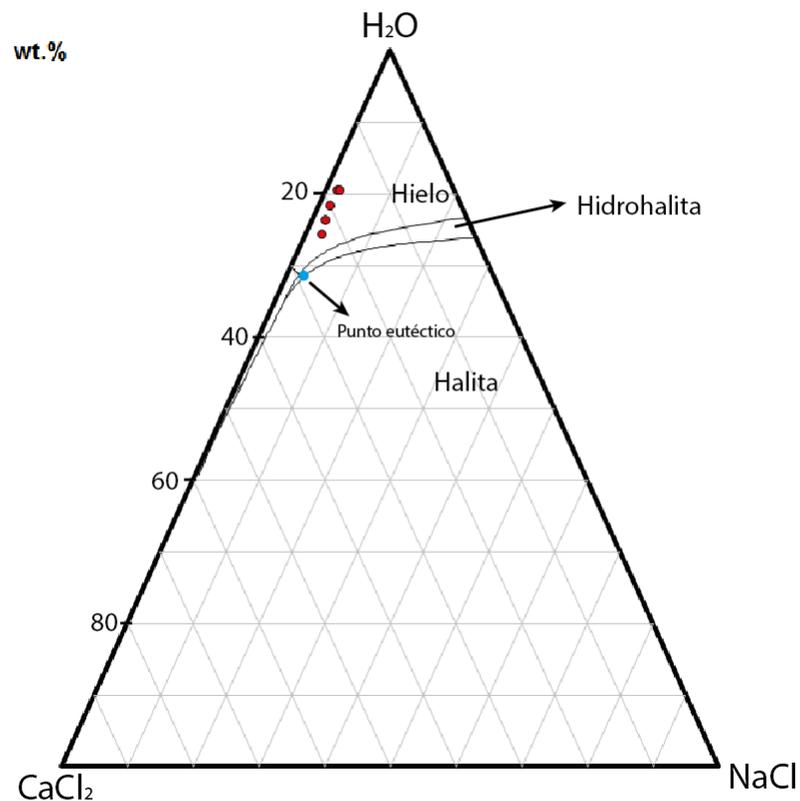


FIA 6

Salar de Estudio

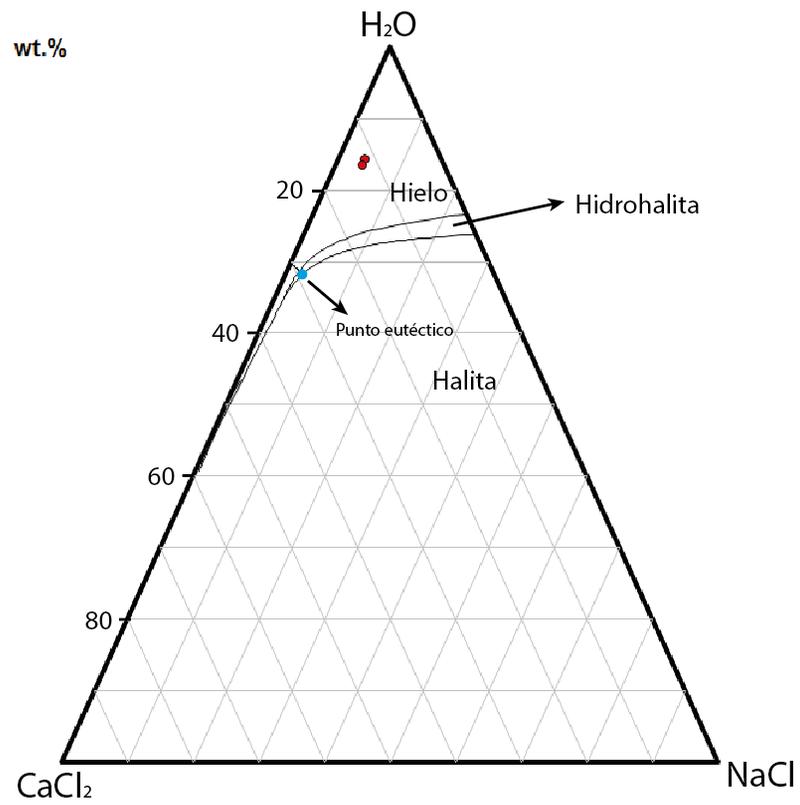


FIA 7

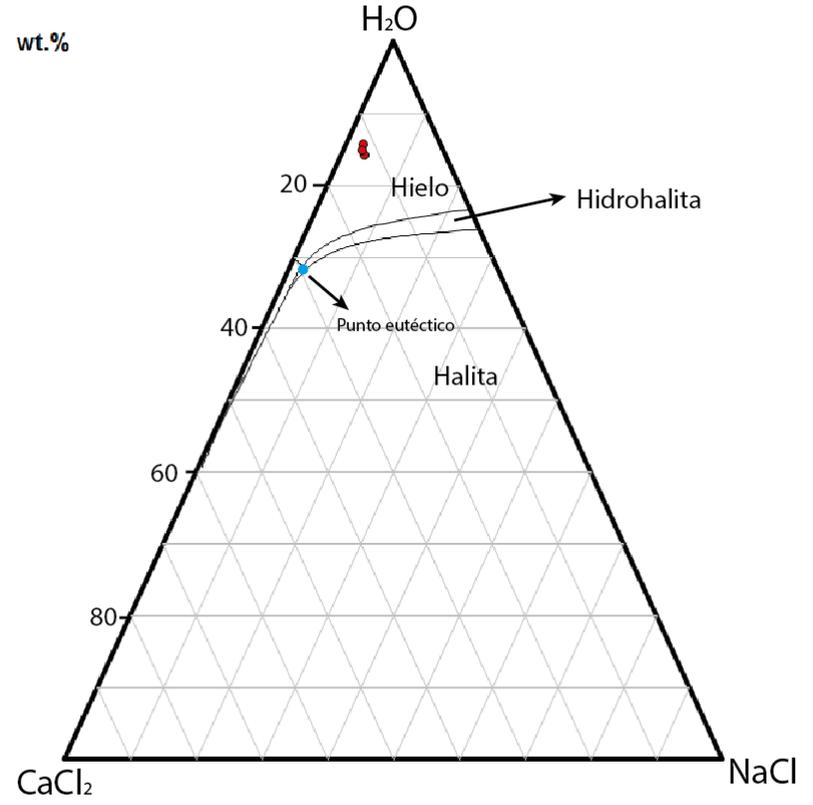


FIA 8

Salar Ignorado

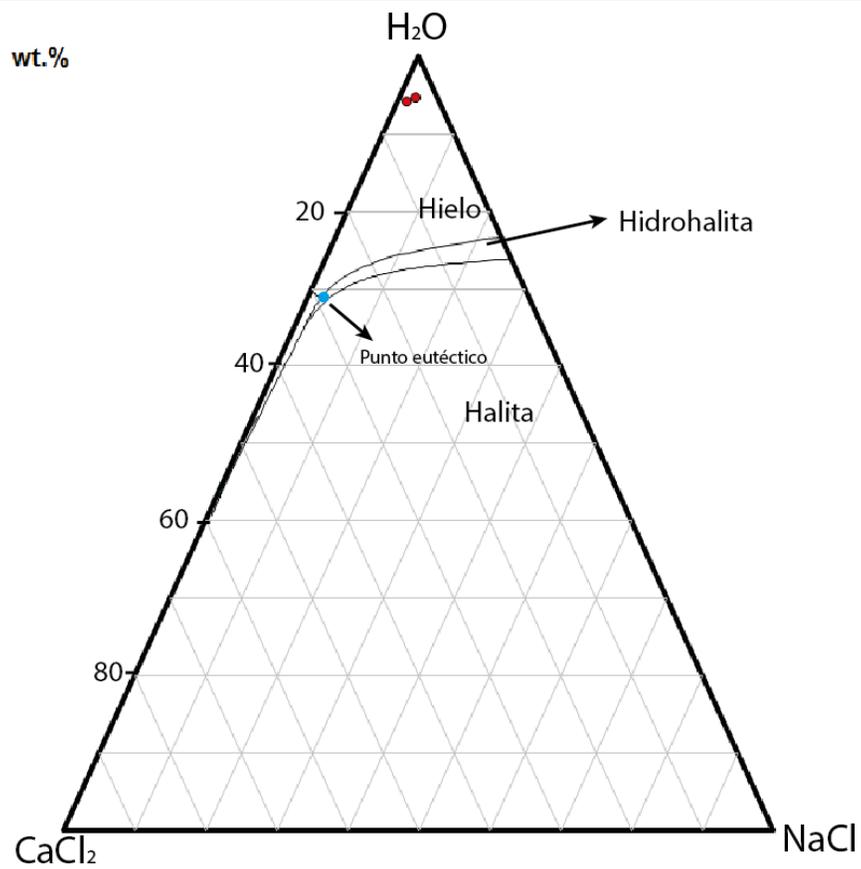


FIA 1



FIA 2

Salar Ignorado



FIA 3

