

Geoquímica del Salar de Atacama, parte 2:
evolución de las aguas

François Risacher

Hugo Alonso

SEPARATA

REVISTA GEOLOGICA DE CHILE, Vol. 23, No. 2

EDITADA POR EL SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA

Avda. Santa María 0104, Casilla 10465

SANTIAGO - CHILE

Diciembre 1996

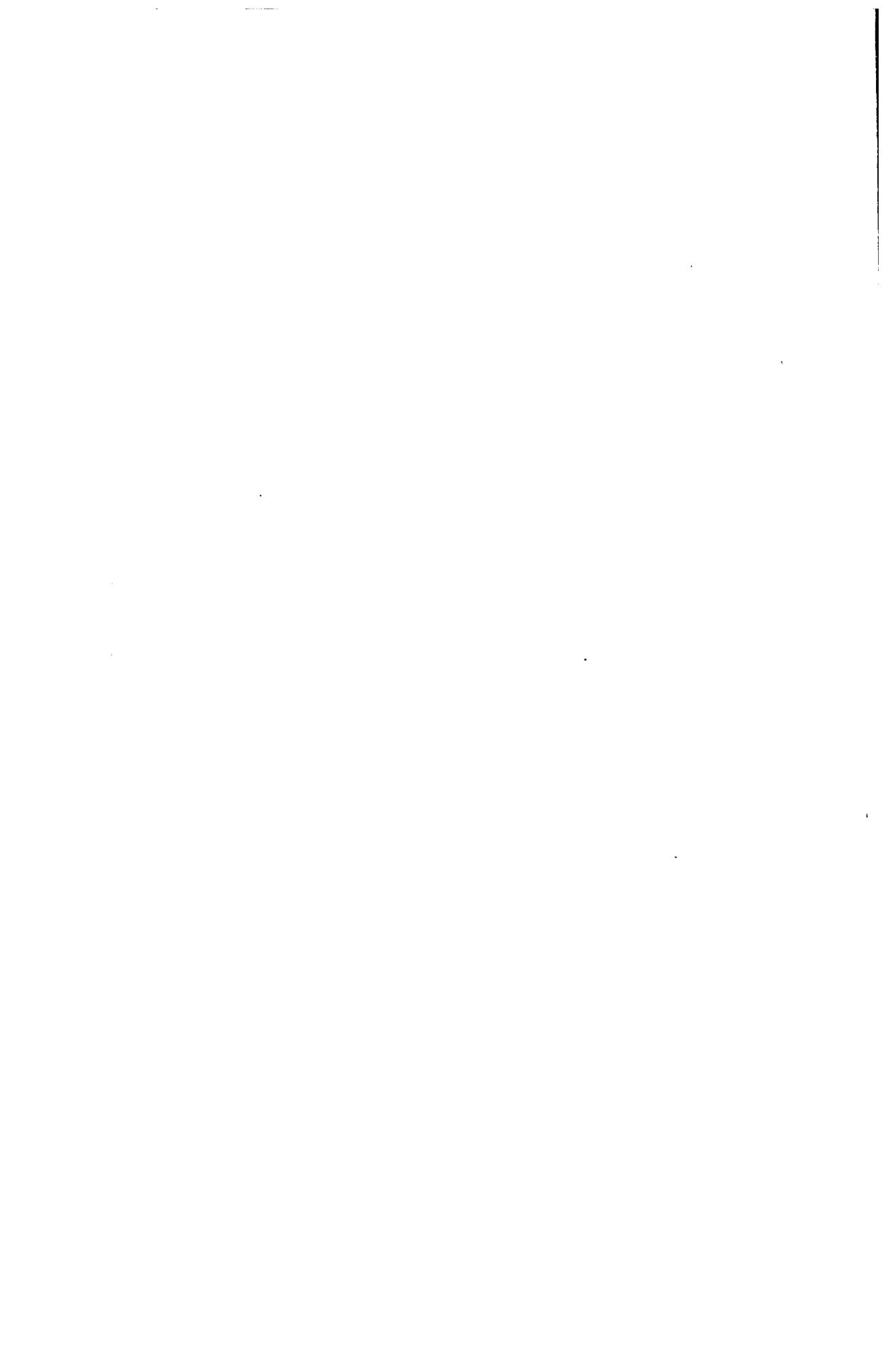
Fonds Documentaire IRD



010022914

Fonds Documentaire IRD

Cote : B X 22914 Ex : *atacama*



Geoquímica del Salar de Atacama, parte 2: evolución de las aguas

François Risacher

Institut Français de la Recherche pour le Développement en Coopération (ORSTOM),
Casilla 53390, Correo Central Santiago, Chile

Hugo Alonso

Universidad Católica del Norte, Departamento de Química,
Casilla 1280, Antofagasta, Chile

RESUMEN

Las aguas de aporte más diluidas al Salar de Atacama drenan terrenos volcánicos. Al precipitar la calcita, estas aguas se concentran siguiendo la vía alcalina donde aumenta la concentración del carbonato y disminuye la del calcio. La precipitación de silicatos de magnesio, al liberar iones H^+ que neutralizan parte del carbonato, cambia la vía alcalina por la vía salina neutra, donde aumenta el calcio y disminuye el carbonato. Las aguas de aporte más concentradas, que deben su elevada salinidad a la redisolución de antiguas evaporitas de la Cordillera de la Sal (Oligoceno-Mioceno), evolucionan desde el principio hacia la vía salina neutra. La total ausencia de salmueras básicas se debe a dos factores: redisolución del yeso de antiguas formaciones evaporíticas, lo que aporta un exceso de calcio en las aguas, y oxidación del azufre de las rocas volcánicas, lo que acidifica las aguas más diluidas. La precipitación del yeso determina, a su vez, dos vías evolutivas: una donde el calcio aumenta y el sulfato disminuye, lo cual conduce a salmueras cálcicas y la otra que sigue la evolución opuesta y que lleva a salmueras sulfatadas. Ambos tipos de salmuera se encuentran en el núcleo del salar. Las salmueras cálcicas se encuentran al oeste del núcleo y están relacionadas con las rocas sedimentarias de la Cordillera de Domeyko del oeste de la cuenca. Las salmueras sulfatadas, al este del núcleo, están relacionadas con las rocas volcánicas de la Cordillera de los Andes, al oriente de la cuenca. La buena correspondencia entre el quimismo de las salmueras intersticiales y la litología de la cuenca de drenaje sugiere que estas salmueras no son soluciones residuales producto del desecamiento de un antiguo lago salado, sino que se formaron por evaporación a través de la costra de sal.

Palabras claves: Geoquímica, Evolución de las aguas, Simulación de la evaporación, Salmueras, Salar de Atacama, Chile.

ABSTRACT

Geochemistry of the Salar de Atacama, part 2: water evolution. Diluted inflow waters to Salar de Atacama drain volcanic rocks. As calcite precipitates, the dilute waters follow the alkaline path and become carbonate⁻ rich and calcium⁻ poor. The precipitation of magnesium-silicates reverses the process by releasing H^+ ions which neutralizes part of the carbonate ions and shifts the water evolution from the alkaline trend to the neutral one. The brine becomes calcium⁻ rich and carbonate⁻ poor. More concentrated inflow waters, which owe their high salinity to the leaching of ancient evaporites, follow, from the beginning, the neutral saline way. The total lack of alkaline brines in the Salar de Atacama is due to the resolution of ancient gypsum, which provides an excess of calcium in waters, and to the oxidation of sulfur of volcanic rocks which acidified the most dilute waters. Gypsum precipitation, in turn, determines two evolutionary paths. The brine will become either calcium⁻ rich and sulphate⁻ poor or sulphate⁻ rich and calcium⁻ poor. Both brine types exist in the salar. Calcium⁻ rich brines fill the western nucleus and are related to the sedimentary rocks of the Domeyko Range, whereas sulphate⁻ rich brines occupy the eastern nucleus and are related to the volcanic rocks of the Andean Highlands. The good relation between the rock type of the drainage basin and the brine chemistry suggests that the brines did not originate from the drying-up of a former large saline lake, but by evaporation of sub-surface solutions through the salt crust.

Key words: Geochemistry, Water evolution, Simulation of evaporation, Brines, Salar de Atacama, Chile.

INTRODUCCION

El Salar de Atacama, en el norte de Chile, está constituido por un núcleo de halita porosa de 1.100 km² de superficie y de 900 m de espesor, circundado por una zona marginal de limos salinos (Bevacqua, 1992). Una salmuera de cloruro de sodio con altos contenidos de magnesio (Mg), potasio (K), litio (Li) y boro (B) ocupa los intersticios de la halita. En la primera parte del estudio geoquímico del salar (Alonso y Risacher, 1996, este volumen), los autores han discutido el origen de los componentes disueltos en las aguas de aporte y estimado el balance salino del salar. En las aguas de aporte más salinas, los componentes Na, Ca, Cl y SO₄ provienen, en su mayor parte, de la redisolución de evaporitas de la Cordillera de la Sal (Oligoceno-Mioceno) y de su prolongación por debajo de las formaciones volcánicas. Las rocas

volcánicas proveen, principalmente, Mg, K, Li y B. En el núcleo del salar, el balance salino revela un gran exceso de Na y Cl con respecto a Mg, K, Li, B, lo que se atribuye a un alto contenido de NaCl en las antiguas soluciones de aporte producido por lixiviación de la Cordillera de la Sal. La sal del núcleo parece haberse depositado a partir de aportes subterráneos y no a partir del desecamiento de un antiguo lago salado. En esta segunda parte, los autores tratarán de determinar el origen de la composición química de las salmueras del núcleo superficial (los 25 m superiores del núcleo de halita), y ver si tiene alguna relación con la geología de la cuenca del salar. Los datos analíticos, sobre los cuales se basa este estudio, son los de Moraga *et al.* (1974); Ide (1978) y Alonso y Risacher, 1996, este volumen.

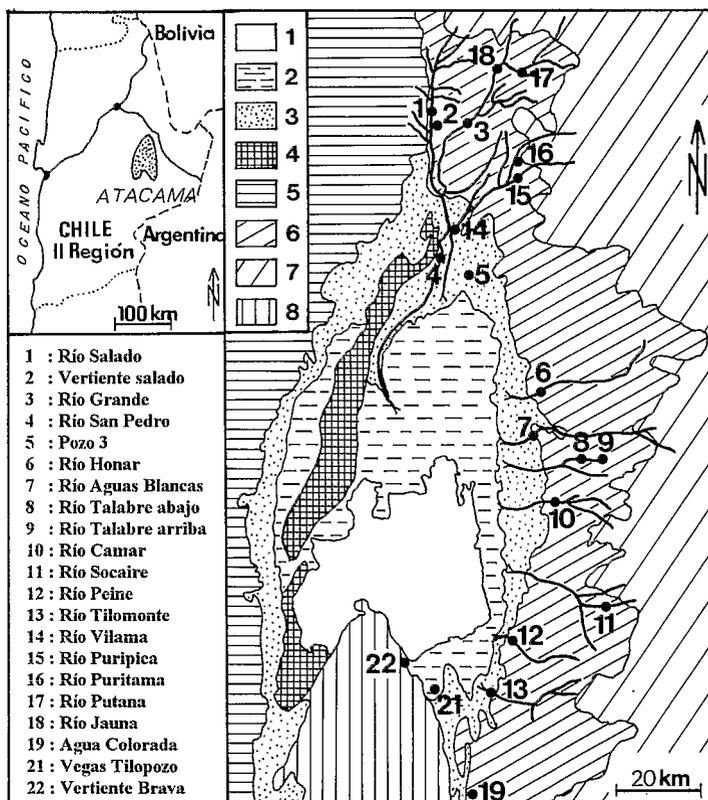


FIG. 1. Ubicación y principales unidades morfológicas de la cuenca del Salar de Atacama. 1- núcleo de halita del salar; 2- zona marginal del salar (sedimentos detríticos, carbonatos y sulfatos); 3- zona aluvial; 4- Cordillera de la Sal (halita y yeso); 5- Cordillera de Domeyko (predominio de rocas sedimentarias); 6- pre-Cordillera de los Andes (mayormente ignimbritas); 7- Cordillera de los Andes (estratovolcanes e ignimbritas); 8- Cordón de Lila (predominio de rocas intrusivas). Los números (1-22) se refieren a los puntos de muestreo de las aguas de aporte (análisis en Alonso y Risacher, 1996, este volumen).

MODELO DE EVOLUCION DE AGUAS POR EVAPORACION

El modelo de evolución de la composición química de aguas por evaporación que se aplicará a continuación fue establecido por Garrels y Mackenzie (1967); Hardie y Eugster (1970) y Eugster y Hardie (1978). Al evaporarse un agua, ésta se concentra y conduce a precipitación una secuencia de sales según el orden de sus solubilidades crecientes. El primer mineral que casi siempre precipita, a causa de su baja solubilidad, es la calcita (CaCO₃). Durante esta precipitación, el producto de las actividades de los iones calcio y carbonato en la solución debe permanecer constante e igual al producto de solubilidad de la calcita:

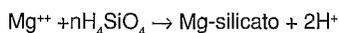
$$(Ca^{++}) \times (CO_3^{--}) = K_{calcita}$$

Puesto que en este intervalo de baja salinidad, las concentraciones pueden asimilarse a actividades, en primera aproximación debe también quedar constante el valor del producto de las concentraciones del calcio y del carbonato. Esto implica que no pueden concentrarse conjuntamente ambos componentes, de modo que si la concentración de uno de ellos aumenta, la concentración del otro debe forzosamente bajar. Esta dicotomía define las dos vías fundamentales de evolución de las aguas por evaporación. Si en la solución inicial hay más calcio que carbonato, la solución al evaporarse se enriquecerá en Ca y se empobrecerá en CO₃, manteniéndose el pH por debajo de 9. Es la vía salina neutra. Al contrario, si en la solución inicial hay más carbonato que calcio, se concentrará el CO₃ y disminuirá el Ca, subiendo el pH por encima de 10. Es la vía alcalina que conduce a salmueras del tipo Na-CO₃-(SO₄)-Cl que precipitan carbonatos de sodio.

En la vía neutra, el aumento de la concentración del calcio conduce a la precipitación del yeso (CaSO₄·2H₂O), apareciendo una nueva dicotomía. Si al inicio de la precipitación del yeso hay más calcio que sulfato en la solución, ésta se enriquecerá en Ca y se empobrecerá en SO₄, llegando así a una salmuera del tipo Na-Ca-(Mg)-Cl. Si al contrario, hay más sulfato que calcio cuando empieza a precipitar el yeso, el SO₄ se concentra y el Ca disminuye originando una salmuera del tipo Na-(Mg)-SO₄-Cl.

En los medios confinados como las cuencas evaporíticas, siempre precipitan los silicatos de

magnesio, a veces llamados silicatos o arcillas de neoformación (Jones, 1986; Guven, 1988). Estos minerales, que muy a menudo pertenecen al grupo de las stevensitas-saponitas, son muy difíciles de poner en evidencia en los sedimentos; en general, están mal cristalizados y difíciles de distinguir de las arcillas detríticas con las que se mezclan. No son fácilmente detectables por difracción. En muchos casos, el estudio de la evolución de las aguas es la única manera de detectarlos, aunque indirectamente. En los vecinos salares de Bolivia, se pueden observar directamente porque cristalizan a expensas de los esqueletos de diatomeas, lo que excluye un origen detrítico (Badaut y Risacher, 1983). La neoformación de estos silicatos puede escribirse esquemáticamente:



De esta ecuación, se deduce que la precipitación de silicatos de magnesio libera iones H⁺ que van a neutralizar parte de los carbonatos de la solución, lo que puede modificar la razón Ca/CO₃ y desviar la vía evolutiva alcalina hacia la vía salina neutra. Esta discusión queda resumida en la figura 2.

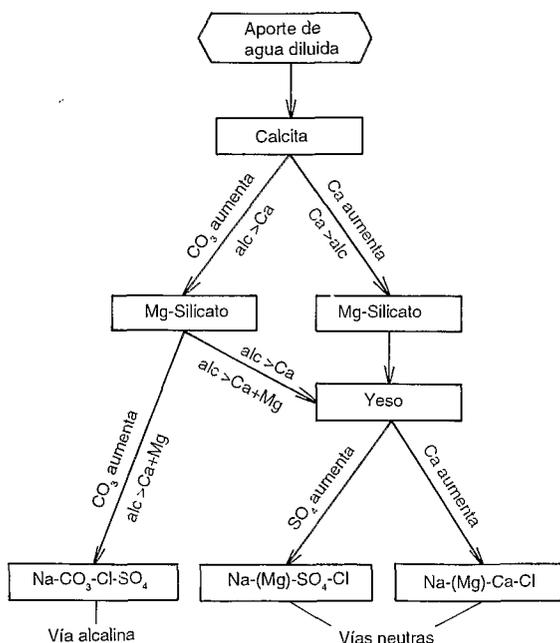


FIG. 2. Diagrama de evolución de las aguas por evaporación (según Hardie y Eugster, 1970).

Las aguas que seguirán la vía alcalina de evolución drenan, casi siempre, rocas cristalinas o volcánicas sin mineralizaciones. La alteración de tales rocas proveen a las aguas cationes y ácido silícico. El principal anión que balancea las cargas positivas de los cationes es el bicarbonato (HCO_3^-) proveniente de la disolución del CO_2 atmosférico, ya que existen pocos minerales con Cl y SO_4 en esas rocas. En cambio, la vía salina neutra caracteriza las aguas que drenan terrenos sedimentarios.

La aplicación numérica de este modelo requiere de programas computacionales complejos (Helgeson *et al.*, 1969; Fritz, 1975; Risacher y Fritz, 1984). Estos programas calculan la composición teórica de la solución que se evapora, así como la naturaleza y la cantidad de cada sal que precipita. La dificultad proviene del hecho que en las aguas no solamente hay carbonato, sino también bicarbonato (HCO_3^-), y que se debe calcular las concentraciones y actividades de los iones libres, existiendo también iones apareados, cuya concentración aumenta con el incremento de la salinidad de la solución. Cabe precisar que los análisis de laboratorio entregan las concentraciones totales y la alcalinidad expresada como:

$$\text{alc} = 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+]$$

Existe un enfoque cualitativo basado en la alcalinidad y las concentraciones totales, muy simple aunque menos didáctico, que permite determinar fácilmente cuál vía evolutiva va a seguir un agua que se evapora, sin necesidad de calcular las concentraciones de los iones de la solución. Los autores no estudiarán en detalle, las fórmulas discutidas por Aldroubi *et al.* (1980) y Risacher y Fritz (1991a). En síntesis, puede decirse que si la alcalinidad de la solución inicial es superior a la concentración total del calcio (en mili-equivalentes por litro: meq/l), la solución empezará su evolución hacia la vía alcalina. Pero, si en este caso, la alcalinidad es inferior a la suma de las concentraciones del calcio y del magnesio (en meq/l), la solución cambiará su evolución hacia la vía salina neutra debido a la precipitación de silicatos de magnesio. Si la concentración del calcio es superior a la alcalinidad de la solución inicial, la solución seguirá, desde el principio, la vía evolutiva neutra. Lo interesante de este método es que permite determinar inmediatamente, a partir del análisis de la solución inicial, cuál vía evolutiva debería teóricamente seguir la solución a partir de la precipitación de la calcita y de los silicatos de magnesio. Sin embargo,

para la dicotomía derivada de la precipitación del yeso no se puede usar un método tan simple, puesto que la razón Ca/SO_4 que se debe considerar no es de la solución inicial, sino de la solución ya evaporada, cuando comienza la precipitación del yeso. Se aplicará a continuación este modelo a las aguas del Salar de Atacama.

EFFECTO DE LA PRECIPITACION DE LA CALCITA EN EL SALAR DE ATACAMA

La primera dicotomía producida por la precipitación de la calcita puede ilustrarse en un diagrama *alc versus Ca* (Fig. 3a). Las aguas cuyos puntos representativos están por debajo de la recta $[\text{alc}] = [\text{Ca}]$ empiezan su evolución hacia la vía alcalina. Las que tienen su punto representativo por encima de esta recta, evolucionan hacia la vía salina neutra. Se observa que las aguas de aporte al Salar de Atacama

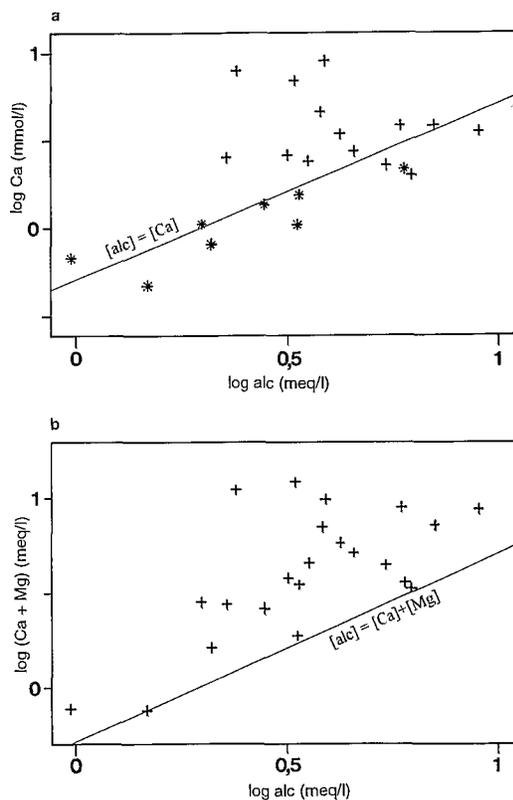


FIG. 3. Relación entre la alcalinidad y Ca y alcalinidad y Ca+Mg en las aguas de aporte del Salar de Atacama. En el diagrama *alc versus Ca*, las estrellas corresponden a las aguas con salinidad inferior a 1 g/l.

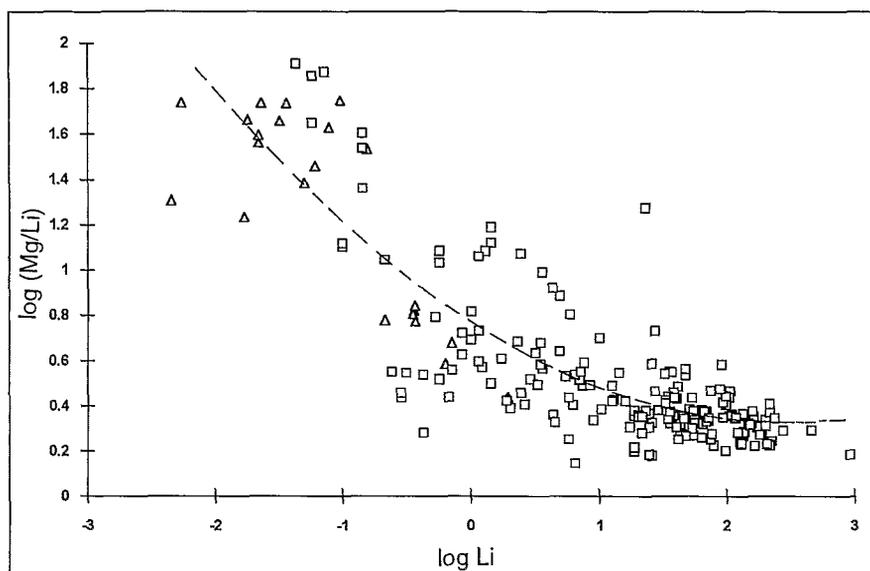


FIG. 4. Relación entre magnesio y litio en las aguas del Salar de Atacama. Este tipo de diagrama amplifica las variaciones relativas de un componente en relación a otro componente conservativo; triángulos- aguas de aporte; cuadrados- aguas del salar. Concentraciones en mmol/l.

se reparten en 40% para la vía alcalina y 60% para la vía neutra. Son las aguas más diluidas que evolucionan hacia la vía alcalina y las más salinas hacia la vía neutra.

EFFECTO DE LA PRECIPITACION DE LOS SILICATOS DE MAGNESIO EN EL SALAR DE ATACAMA

La precipitación de silicatos de magnesio en el Salar de Atacama es fuertemente sugerida por el comportamiento del magnesio. La figura 4 muestra la concentración del magnesio en forma relativa a la del litio en las aguas. El litio es el elemento más conservativo, es decir que queda en solución sin precipitar en ningún mineral. Se observa una clara disminución de la concentración relativa del magnesio cuando se concentran las aguas del salar, lo que indica un consumo de este elemento por algún mineral. Si el magnesio no fuera removido de la solución, los puntos representativos se dispondrían a lo largo de una recta paralela al eje de las abscisas. La curva de correlación polinomial de segundo grado tiene un coeficiente de correlación de 0,86. Por otra parte, el diagrama de actividades de la figura 5 muestra que las actividades de H_4SiO_4 , de Mg^{++} y de H^+ son limitadas por la saturación de los silicatos de magnesio y de la sílice amorfa. Finalmente, la influencia de la precipitación de los silicatos de magnesio puede verse también en la figura 3b, donde se presenta la

relación alc versus $Ca+Mg$. Todos los puntos están por encima de la recta $alc=[Ca] + [Mg]$, lo que indica que la alcalinidad de todas las aguas de aporte es inferior a la suma del calcio y del magnesio. La precipitación de los silicatos de magnesio cambia la vía evolutiva de todas las aguas que, inicialmente, evolucionaban en la vía alcalina hacia la vía neutra. Esto concuerda con la total ausencia de soluciones básicas en el Salar de Atacama.

EFFECTO DE LA OXIDACION DEL AZUFRE Y DE LA REDISOLUCION DEL YESO

Las aguas más diluidas, cuya carga salina proviene, esencialmente, de la alteración de las rocas volcánicas, evolucionan primero hacia la vía alcalina (Fig. 3), pero cambian después su evolución hacia la vía salina neutra debido, muy probablemente, a la precipitación de silicatos de magnesio en la zona marginal del salar. Sin embargo, si las rocas volcánicas estuviesen totalmente desprovistas de impurezas y mineralizaciones, las aguas de alteración contendrían, casi exclusivamente, aniones bicarbonato para equilibrar todos los cationes, siendo despreciables los demás aniones (Cl , SO_4). En este caso, la razón $alc/(Ca+Mg)$, en milliequivalentes, sería siempre superior a 1, puesto que el equilibrio eléctrico de las soluciones impone que la alcalinidad debe igualar

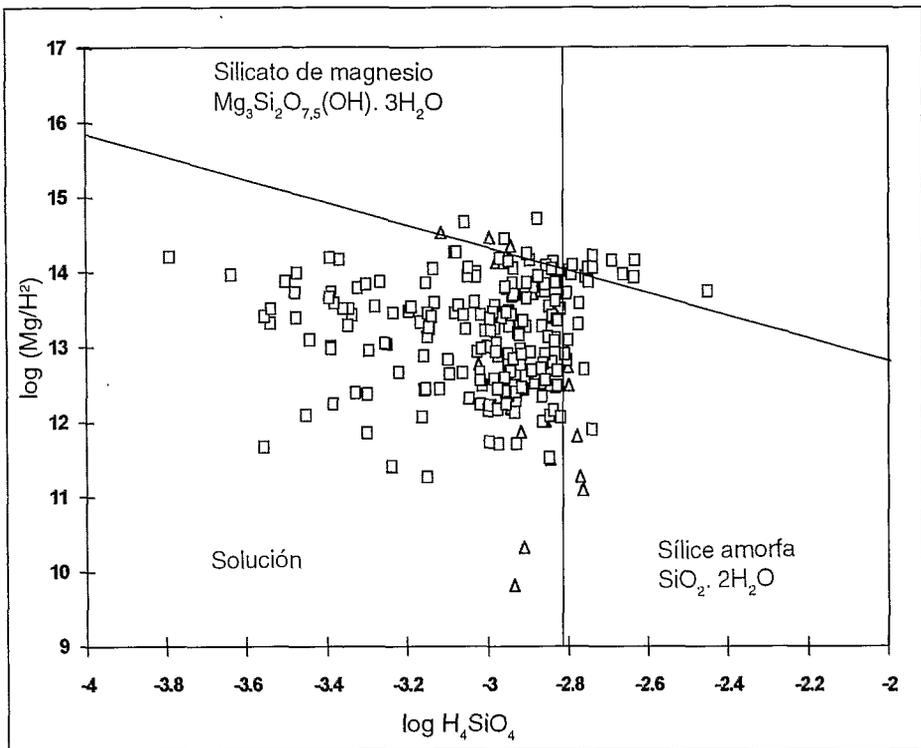
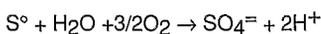


FIG. 5. Diagrama de las actividades de H_4SiO_4 versus $Mg^{++}/(H^+)^2$ en las aguas del Salar de Atacama, mostrando las áreas de estabilidad de la sílice amorfa y del silicato de magnesio estudiado por Wollast *et al.*, (1968), cuya fórmula es: $Mg_3Si_2O_{7.5}(OH) \cdot 3H_2O$. El producto de solubilidad de este mineral se reveló muy consistente con la neoformación de los silicatos de magnesio detectados en los salares de Bolivia (Badaut y Risacher, 1983). Las actividades fueron calculadas mediante el modelo de interacción iónica (Harvie *et al.*, 1984), utilizando los valores de solubilidad de la sílice amorfa de Marshall y Chen (1982). Se consideró la temperatura promedio anual del Salar de Atacama de 14°C para determinar las áreas de estabilidad de los minerales; triángulos- aguas de aporte; cuadrados- aguas del salar.

la suma de todos los cationes ($Ca+Mg+Na+K+Li$). Estas aguas deberían evolucionar hacia salmueras alcalinas a pesar de la precipitación de los silicatos de magnesio. El hecho de que ninguna de las aguas más diluidas que drenan rocas volcánicas evoluciona, finalmente, hacia una salmuera carbonatada, indica que otros aniones de la solución están en concentraciones suficientemente altas como para poder bajar la razón $alc/(Ca+Mg)$ por debajo de 1. Este proceso se debe, probablemente, a la presencia de azufre en los volcanes de la cuenca de drenaje (Ramírez y Gardeweg, 1982, p. 127). El azufre se oxida a sulfato según reacciones del tipo:



Para cada ión sulfato formado de esta manera, aparecen dos protones que van a neutralizar parte de los carbonatos de la solución, lo que reduce la alcalinidad de las aguas que drenan terrenos volcá-

nicos. Este mecanismo ha sido puesto en evidencia en los salares de Bolivia por Risacher y Fritz (1991a).

Las aguas de aporte más concentradas, que deben su elevada carga salina a la redisolución de antiguas evaporitas de la Cordillera de la Sal, evolucionan, desde el principio, hacia la vía salina neutra. En efecto, la disolución del yeso aporta notables cantidades de calcio en las aguas, lo que aumenta la razón $Ca/alcalinidad$ de las soluciones iniciales por encima de 1. Ningún agua de aporte evoluciona, finalmente, hacia una salmuera alcalina.

EFFECTO DE LA PRECIPITACION DEL YESO EN EL SALAR DE ATACAMA

La precipitación del yeso define dos nuevas vías evolutivas. La figura 6 presenta la relación Ca versus SO_4 en las aguas del Salar de Atacama, desde las aguas de aporte (Alonso y Risacher, 1996, este

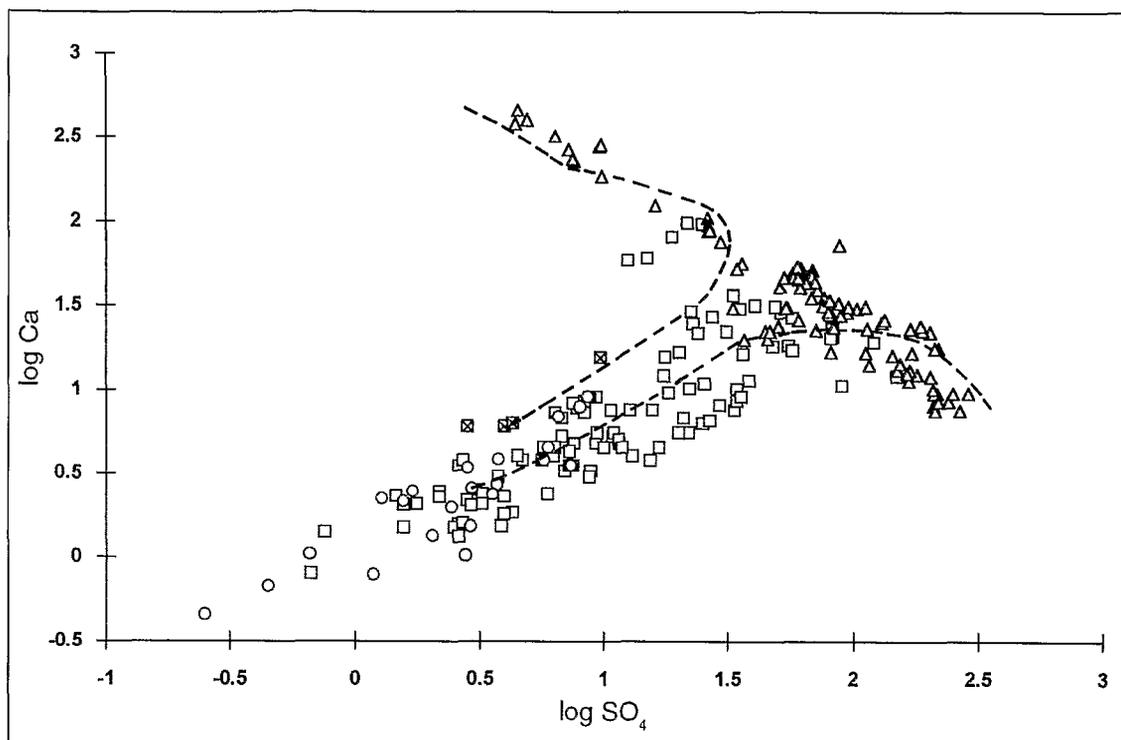


FIG. 6. Relación entre calcio y sulfato en las aguas y salmueras del Salar de Atacama; **círculos**- aguas de aporte; **cuadros con cruces**- aguas de aporte con $\text{Ca} \gg \text{SO}_4$ que evolucionan hacia salmueras cálcicas; **cuadros**- soluciones del salar no saturadas en yeso; **triángulos**- soluciones del salar saturadas en yeso; **líneas segmentadas**- trayectos evaporatorios.

volumen) hasta las salmueras más concentradas (Moraga *et al.*, 1974). Se observa que los puntos se reparten a lo largo de una 'T' inclinada. El pie de la 'T' corresponde a soluciones no saturadas en yeso, en las cuales el calcio y el sulfato se concentran conjuntamente. Las aguas saturadas en yeso tienen su punto representativo en la barra transversal de la 'T'. El grado de saturación de las soluciones con respecto al yeso, ha sido calculado mediante el modelo termodinámico de interacción iónica (Pitzer, 1979; Harvie y Weare, 1980; Harvie *et al.*, 1984). Se observa que hay dos grupos de soluciones: unas que se concentran en Ca y se empobrecen en SO_4 y otras que siguen la evolución inversa. Las aguas del Salar de Atacama ilustran, perfectamente, las dos vías evolutivas producidas por la precipitación del yeso. Hay que recalcar que no es común encontrar las dos vías evolutivas en un mismo salar. En general, se observa solamente una vía representada por una media 'T'.

Existen así, dos tipos de salmueras en el Salar de Atacama: unas del tipo Na-Ca-(Mg)-Cl (salmueras 'cálcicas') y otras del tipo Na-(Mg)- SO_4 -Cl (salmue-

ras 'sulfatadas'). Su repartición en el núcleo del salar está indicada en la figura 7 (datos analíticos según Ide, 1978). Se observa, claramente, que las salmueras cálcicas se encuentran al oeste del salar cerca de la Cordillera de Domeyko, donde predominan las rocas sedimentarias, mientras que las salmueras sulfatadas ocupan la parte oriental bordeada por terrenos volcánicos. Para establecer si hay una relación geoquímica entre la litología de la cuenca y la composición de las salmueras del núcleo, vamos a simular la evaporación de las aguas de aporte del Salar de Atacama. Los primeros programas, sobre la base del modelo termodinámico de asociación iónica, fueron elaborados por Helgeson *et al.* (1969) y Fritz (1975), e implementados para microcomputadores por Risacher y Fritz (1984). Ellos describieron, satisfactoriamente, la evolución de las soluciones hasta salinidades totales del orden de 20 a 30 g/l. Para simular la evaporación de soluciones más concentradas, se debe usar otros programas basados en el modelo de interacción iónica (Pitzer, 1979; Harvie y Weare, 1980; Harvie *et al.*, 1984).

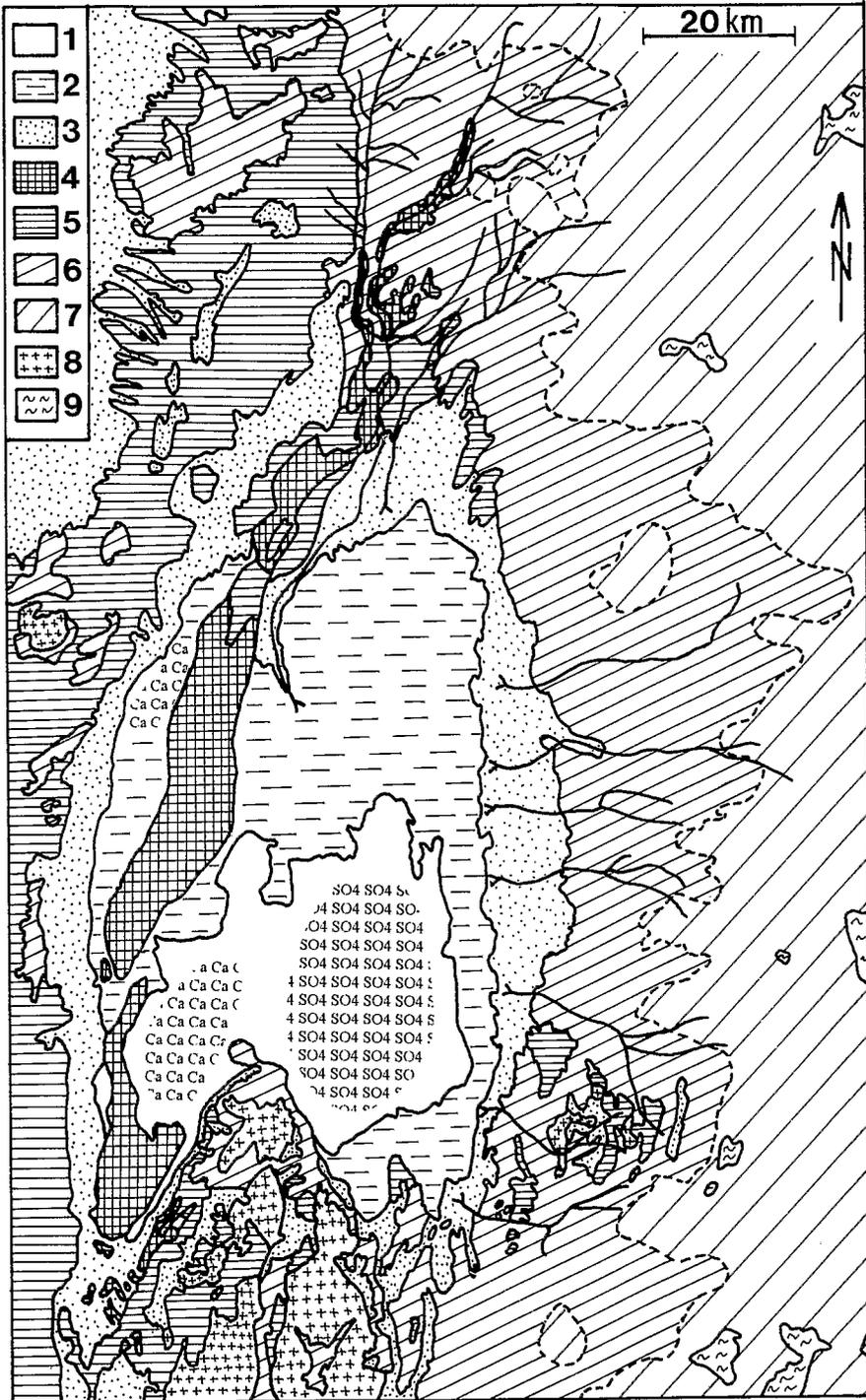


FIG. 7. Principales unidades deposicionales y morfológicas de la cuenca del Salar de Atacama. 1- núcleo de halita; 2- zona marginal; 3- zona aluvial; 4- Cordillera de la Sal; 5- Cordillera de Domeyko; 6- Pre-Cordillera de los Andes; 7- Altiplano; 8- Cordón de Lila; 9- lagunas y salares del Altiplano. En el núcleo, los símbolos SO_4 indican la localización de las salmueras sulfatadas y los símbolos Ca, la de las salmueras cálcicas.

Casi todas las aguas de aporte, cuyo análisis está disponible por los autores, drenan terrenos esencialmente volcánicos al este de la cuenca. No se cuenta con valores para ningún agua de aporte desde el borde occidental. Dado que en la Cordillera de Domeyko no existen cursos superficiales de agua y no se conocen manantiales, no se puede simular la evaporación de aguas que drenen las formaciones sedimentarias al oeste del salar. Sin embargo, afloran algunos terrenos sedimentarios al sur-este de la cuenca (Fig. 7), drenados por aguas superficiales y subterráneas. Estas aguas serían las más parecidas a las que anteriormente drenaban las formaciones sedimentarias de la Cordillera de Domeyko. Los autores han representado, en la figura 6, dos trayectos de evaporación típicos de las aguas de aporte del Salar de Atacama. Uno corresponde al agua del río San Pedro, principal aporte superficial al salar, cuya evaporación produce una salmuera sulfatada similar a las que hay al este del núcleo (Fig. 7). Casi todas las demás aguas diluidas del borde oriental siguen un trayecto similar. Se observa pues, una buena concordancia entre la evolución teórica de las aguas de aporte y la composición de las salmueras sulfatadas de la parte oriental del núcleo. El otro trayecto de evaporación conduce a una salmuera cálcica y corresponde a un agua que drena los terrenos sedimentarios al sur-este de la cuenca (muestra a-79 de Moraga *et al.*, 1974). Se ha detectado, solamente, cuatro aguas que siguen esta evolución, las que se encuentran en el mismo sector sur-oriental del salar y que tienen la más alta razón Ca/SO_4 (Fig. 6). Sin embargo, estas pocas aguas se mezclan con las abundantes aguas que evolucionan hacia salmueras sulfatadas y no tienen mayor influencia en la composición de las salmueras sulfatadas del núcleo vecino. Puesto que la Cordillera de Domeyko está constituida en gran parte de rocas similares a las que constituyen los terrenos sedimentarios al sur-este del salar (conglomerados, areniscas, lutitas, yeso), se puede inferir que las aguas que drenaban aquella cordillera evolucionaron también hacia salmueras cálcicas, las cuales han sido conservadas en la parte occidental del núcleo.

El calcio de las rocas sedimentarias se encuentra, a la vez, en los carbonatos y en los sulfatos de calcio (calcita, dolomita, yeso, anhidrita) mientras que el sulfato proviene solamente de los sulfatos de calcio. Por lo tanto, es natural que las aguas que alteran las rocas sedimentarias tengan netamente más calcio que sulfato. El exceso de calcio puede ser tal, que supere al sulfato durante todo el curso de la precipitación de la calcita. Al llegar a la saturación respecto al yeso, las soluciones evolucionarán hacia salmueras cálcicas en desmedro del sulfato. Al contrario, en las rocas volcánicas la presencia de azufre puede aumentar la razón SO_4/Ca en las aguas de alteración, de tal manera que al llegar a la saturación con el yeso, haya más sulfato que calcio en las soluciones. Al seguir su evaporación, estas aguas originan salmueras sulfatadas.

EFFECTO DE LA PRECIPITACION DE LA HALITA EN EL SALAR DE ATACAMA

En la vía neutra, al concentrarse más la solución después de la precipitación del yeso, casi siempre cristaliza la halita (NaCl). Aquí también existen, teóricamente, dos vías evolutivas según sean las concentraciones de Na y Cl al principio de la precipitación de la halita. Si hay más Na que Cl, la solución se concentrará en Na respecto al Cl. En el caso contrario, el Cl aumentará y el Na disminuirá. En el Salar de Atacama, hay solamente una vía evolutiva, representada en la figura 8 por una media 'T', concentrándose siempre el cloruro y disminuyendo el sodio. Para mantener la neutralidad eléctrica de la solución, otros cationes deben concentrarse para compensar la pérdida de sodio, siendo en este caso el magnesio el que más frecuentemente constituye el cation principal. Por eso, las salmueras más concentradas en el salar de Atacama son del tipo $Mg-(Na)-(K)-Cl-(SO_4)$. Este es el grado de concentración al que llegan las salmueras naturales del Salar de Atacama. Su evolución ulterior por evaporación solar ha sido investigada, experimentalmente, en piletas artificiales por Vergara-Edwards y Parada-Frederick (1983).

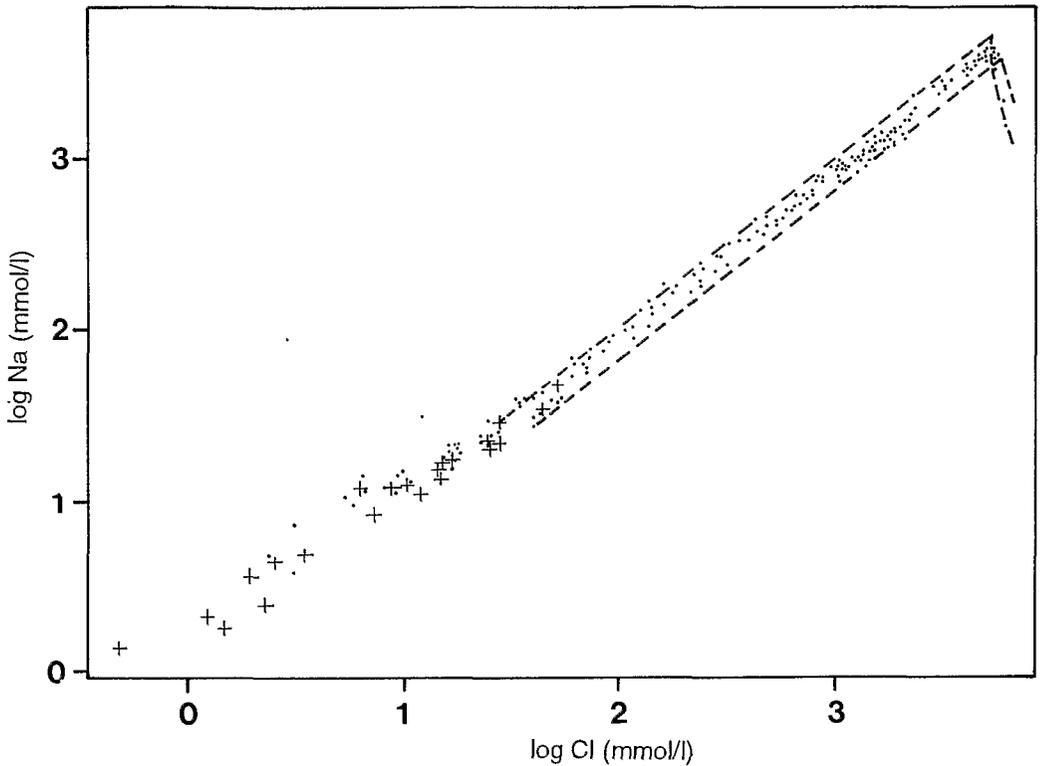


FIG. 8. Relación entre sodio y cloruro en las aguas y salmueras del Salar de Atacama; **cruces**- aguas de aporte; **puntos**- soluciones del salar (Moraga *et al.*, 1974); **líneas segmentadas**- trayectos evaporatorios.

CONCLUSIONES

Hay una buena concordancia entre la evolución teórica y la evolución real de las soluciones cuando se evaporan en el Salar de Atacama, y también entre el quimismo de las salmueras del núcleo y la litología de la cuenca de drenaje. Esto implica, primeramente, que no hubo cambios drásticos en la geología de la cuenca del Salar de Atacama desde que se depositó el núcleo superficial (0-25 m). Por otra parte, el hecho que las salmueras intersticiales del núcleo reflejen la litología de la cuenca sugiere que no son salmueras residuales de un antiguo lago permanente que habría ocupado la cuenca del salar. En efecto, las aguas de dicho lago se habrían mezclado, especialmente, en una zona tan ventosa y al secarse no se habrían separado en dos fases químicas tan drásticamente distintas, como lo son las salmueras cálcicas y sulfatadas. El Salar de Uyuni, en Bolivia, proviene del desecamiento, al final del Pleistoceno, de un lago

salado de ca. 130 m de profundidad (Servant y Fontes, 1978; Bills *et al.*, 1993). Las salmueras intersticiales en la costra de sal son todas sulfatadas a pesar de la gran variabilidad de la cuenca de drenaje que abarca terrenos volcánicos y sedimentarios (Risacher y Fritz, 1991b). Por lo tanto, para las salmueras del Salar de Atacama, es mucho más natural inferir una concentración por evaporación de una napa subterránea poco profunda a través de la costra de sal. Esta última hipótesis concuerda con el modelo de deposición de la sal del núcleo por aportes subterráneos presentado en la primera parte de este estudio (Alonso y Risacher, 1996, este volumen). Bevacqua (1992) llegó a conclusiones similares. En la cuenca del Salar de Atacama no existía, aparentemente, un lago parecido al que ocupaba el altiplano boliviano al final del Pleistoceno.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado dentro del marco de un Convenio entre ORSTOM (Francia) y la Universidad Católica del Norte (Antofagasta, Chile). Los autores agradecen las valiosas observaciones y sugerencias

del Profesor A. Lahsen (U. de Chile) y del Dr. B. Keller (Geraghty and Miller, Inc.), las cuales mejoraron la calidad del trabajo.

REFERENCIAS

- Al-Droubi, A.; Fritz, B.; Gac, J.Y. 1980. Generalized residual alkalinity concept; application to prediction of the chemical evolution of natural waters by evaporation. *American Journal of Science*, Vol. 280, No. 6, p. 560-572.
- Alonso H.; Risacher, F. 1996. Geoquímica del salar de Atacama. Parte 1: Origen de los componentes y balance salino. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, No. 2, p. 127-136.
- Badaut, D.; Risacher, F. 1983. Authigenic smectite on diatom frustules in Bolivian saline lakes. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, Vol. 47, No. 3, p. 363-375.
- Bevacqua, P. 1992. Geomorfología del salar de Atacama y estratigrafía de su núcleo y delta, Segunda Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas*, 284 p. Antofagasta.
- Bills, B.G.; de Silva, S.L.; Currey, D.R.; Emenger, R.S.; Lillquist, K.D.; Donellan, A.; Worden, B. 1993. Hydroisostatic and tectonic tilting in the central Andes: Initial results of a GPS survey of Lake Minchin shorelines. *Geophysical Research Letters*, No. 21, p. 293-296.
- Eugster, H.P.; Hardie, L.A. 1978. Saline lakes: *In* Lakes, chemistry, geology, physics (Lerman, A.; editor). *Springer-Verlag*, p. 237-293.
- Fritz, B. 1975. Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. *Sciences Géologiques, Mémoires*, No. 41, 152 p.
- Garrels, R.M.; Mackenzie, F.T. 1967. Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. *In* Equilibrium concepts in natural water systems. *American Chemical Society*, p. 222-242.
- Güven, N. 1988. Smectites. *In* Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas) (Bailey, S.W.; editor). *Reviews in Mineralogy*, No. 19, p. 497-559.
- Hardie, L.A.; Eugster, H.P. 1970. The evolution of closed-basin brines. *In* Symposium on the mineralogy and geochemistry of non-marine evaporites (Morgan, B.; editor). *Mineralogical Society of America, Special Paper*, No. 3, p. 273-290.
- Harvie, C.E.; Weare, J.H. 1980. The prediction of mineral solubilities in natural waters: the Na-K-Mg-Ca-Cl-SO₄-H₂O system from zero to high concentration at 25°C. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, Vol. 44, p. 981-997.
- Harvie, C.E.; Moller, N.; Weare, J.H. 1984. The prediction of mineral solubilities in natural waters: the Na-K-Mg-Ca-H-Cl-SO₄-OH-HCO₃-CO₃-CO₂-H₂O system to high ionic strength at 25°C. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, Vol. 48, No. 4, p. 723-751.
- Helgeson, H.C.; Garrels, R.M.; Mackenzie, F.T. 1969. Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions - II. Applications. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, Vol. 33, No. 4, p. 455-481.
- Ide, F. 1978. Cubicación del yacimiento salar de Atacama. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Minas*, 144 p.
- Jones, B.F. 1986. Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. *In* studies in diagenesis (Mumpton, F.A.; editor.; et al.). *U.S. Geological Survey, Bulletin*, Report No. B1578, p. 291-300.
- Marshall, W.L.; Chen, C.T.A. 1982. Amorphous silica solubilities; V. Predictions of solubility behavior in aqueous mixed electrolyte solutions to 300°C. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, Vol. 46, No. 2, p. 289-291.
- Moraga, A.; Chong, G.; Fortt, M.A.; Henríquez, H. 1974. Estudio geológico del salar de Atacama, Provincia de Antofagasta. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 29, 56 p.
- Pitzer, K.S. 1979. Theory: Ion interaction approach. *In* Activity coefficients in electrolyte solutions (Pytkowicz, R.M.; editor). *CRC Press Inc.*, p. 157-208.
- Risacher, F.; Fritz, B. 1984. Simulation de l'évaporation sur micro-ordinateur. *Sciences Géologiques, Bulletin*, Vol. 37, No. 3, p. 239-251.
- Risacher, F.; Fritz, B. 1991a. Geochemistry of Bolivian salars, Lipez, southern Altiplano: origin of solutes and brine evolution. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, Vol. 55, No. 3, p. 687-705.
- Risacher, F.; Fritz, B. 1991b. Quaternary geochemical evolution of the salars of Uyuni and Coipasa, central Altiplano, Bolivia. *Chemical Geology*, Vol. 90, Nos. 3-4, p. 211-231.
- Servant, M.; Fontes, J.C. 1978. Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes; premières

- interprétations paléoclimatiques. *In* Evolution récente des hauts plateaux Andins en Bolivie (Anonymous). *Cahiers ORSTOM, Série Géologique*, Vol. 10, No. 1, p. 9-23.
- Vergara-Edwards, L.; Parada-Frederick, N. 1983. Study of the phase chemistry of the salar de Atacama brines. *In* *International Symposium on Salt, No. 6* (Schreiber, B.C.; Harner, H.L.; editors). *The Salt Institute*, Vol. 2, p. 345-366.
- Wollast, R.; Mackenzie, F.T.; Bricker, O.P. 1968. Experimental precipitation and genesis of sepiolite at earth-surface conditions. *American Mineralogist*, Vol. 53, No. 9-10, p. 1645-1662.