



MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS
DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS



UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL NORTE



INSTITUT DE RECHERCHE
POUR LE DÉVELOPPEMENT
(ex ORSTOM)

CONVENIO DE COOPERACION DGA – UCN – IRD

**GEOQUIMICA DE AGUAS
EN CUENCAS CERRADAS:
I, II Y III REGIONES - CHILE**

**VOLUMEN I
SINTESIS**

REALIZADO POR:

**François Risacher
Hugo Alonso
Carlos Salazar**

S.I.T. N° 51

Santiago, Enero de 1999

INDICE

	Páj.
I. OBJETIVOS DEL ESTUDIO	7
1. Introducción	7
2. Objetivos aplicados	7
3. Objetivos científicos	8
II. PRESENTACION DE LOS SALARES CHILENOS	9
1. Tipos de aportes	9
2. Tipos de lagunas	10
3. Tipos de salares	10
III. DESCRIPCION DE LAS CAMPAÑAS DE TERRENO	18
IV. METODOS DE ANALISIS	24
V. ANTECEDENTES GEOLOGICOS Y CLIMATOLOGICOS	26
1. Cuadro geológico	26
2. Rasgos geomorfológicos	28
3. Cuadro climático e hidrográfico	31
VI. EVOLUCION DE AGUAS EN CUENCAS CERRADAS	33
1. Precipitación de la calcita	33
2. Precipitación de sales de magnesio	34
3. Precipitación del yeso	34
4. Diagramas de evolución de aguas por evaporación	36
5. Determinación cualitativa de la vías evolutivas	39
6. Simulación cuantitativa de la evaporación	42
VII. RELACION ENTRE VIA EVOLUTIVA Y LITOLOGIA DE LA CUENCA ORIGEN DE LOS COMPONENTES	46
1. Alteración de rocas plutónicas y volcánicas	46
2. Alteración de rocas sedimentarias	47
3. Relación entre litología y vía evolutiva	48

VIII. CLASIFICACION DE AGUAS Y DIAGRAMAS	51
1. Diagramas triangulares	51
2. Diagramas circulares	52
3. Diagramas de barras. Calidad de aguas	53
IX. BALANCE HIDRICO DE LAS LAGUNAS	54
X. ORIGEN DE LOS COMPONENTES EN AGUAS DE CUENCAS CERRADAS DEL NORTE DE CHILE	57
1. Salinidad de las aguas de aporte	57
2. Relación Na / Cl	58
3. Relación Ca / SO ₄	58
4. Relación Na+Ca / Cl y Na+Mg / Cl	59
5. Otras relaciones entre cationes y aniones	61
6. Influencia del termalismo	61
7. Aportes atmosféricos	62
XI. EVOLUCION DE AGUAS EN CUENCAS CERRADAS DEL NORTE DE CHILE	65
1. Efecto de la precipitación de la calcita	65
2. Efecto de la precipitación de sales de magnesio	65
3. Efecto de la precipitación del yeso	66
4. Repartición de las aguas de aporte en las distintas vías evolutivas	67
5. Repartición geográfica de las aguas de aporte según sus vías evolutivas	68
XII. CALIDAD DE AGUA	72
1. Calidad de potabilidad	72
2. Calidad de riego	73
XIII. COMPOSICION ISOTOPICA DE LOS APORTES	75
XIV. BALANCE HIDRICO DE LAS LAGUNAS	78
XV. CONCLUSIONES	80
XVI. REFERENCIAS	82
ANEXOS :	
Vol.2 : ESTUDIOS DE CUENCAS - PRIMERA REGION	
Vol.3 : ESTUDIOS DE CUENCAS - SEGUNDA REGION	
Vol.4 : ESTUDIOS DE CUENCAS - TERCERA REGION	

AGRADECIMIENTOS

Un trabajo como el realizado ha sido posible gracias a la participación de varias instituciones, tanto públicas como privadas, y especialmente de las personas de ellas que hicieron, muchas veces, más de lo estrictamente obligatorio. El trabajo en terreno ocupó parte significativa del esfuerzo y para ello debió recurrirse al apoyo de organismos públicos y empresas privadas cuya respuesta a las peticiones de apoyo fueron concedidas sin mayores reparos. Desde el anónimo conductor de una motoniveladora que nos abrió camino en una cubierta de nieve que nos tenía aislados, hasta un gerente de empresa que acogió una petición de alojamiento, pasando por jefes de servicios y de departamentos hasta el nivel de personal subalterno, el apoyo encontrado fue significativo. A todos ellos expresamos nuestro agradecimiento. En la imposibilidad de nombrar a todos, vaya una breve relación. Institucionalmente se contó con la colaboración de los siguientes organismos y empresas: en orden cronológico:

- Ejército de Chile, I División (II Región)
- Compañía Minera Escondida (II Región)
- Codelco Chile, División Chuquibambilla (II Región)
- Compañía Minera Mantos Blancos (III Región)
- Corporación Nacional Forestal, CONAF (I Región)
- Compañía Minera Quiborax (I Región)
- Codelco Chile, División El Salvador (III Región)
- Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi (I Región)
- Compañía Minera Zaldívar (II Región)

Especial mención cabe hacer a la colaboración de Dirección General de Aguas a través de sus Oficinas Regionales de las Regiones Primera, Segunda y Tercera con una importante labor de coordinación y apoyo logístico, especialmente en los trabajos de terreno, en una zona de las características mencionadas.

Aproximadamente un tercio de los análisis (aniones) fueron realizados en el laboratorio químico del Centro de Geoquímica de la Superficie (CNRS) en Estrasburgo, Francia y el restante en el Laboratorio Ambiental de la Dirección General de Aguas.

Entre las personas que colaboraron en los trabajos de terreno, largo sería mencionar a cada una de ellas. Quienes conocen las dificultades de movilización en la difícil morfología donde se encuentran las cuencas estudiadas, comprenderán el importante rol de los choferes de los vehículos. Los guarda-parques de Conaf que han convertido su trabajo en una verdadera misión, ayudaron con el conocimiento de sus áreas silvestres y acogiéndonos con su hospitalidad. Los carabineros fronterizos estuvieron siempre dispuestos con su información y atentos al socorro en caso de emergencia. El personal de los campamentos de las empresas mineras, nos brindó su ayuda y amistad que pudimos gozar en las sobremesas del anochecer. Los lugareños que hicieron

de guías para llevarnos a aguadas desconocidas o el tránsito por huellas no marcadas, nos ahorraron mucho tiempo. A todos y cada uno de ellos vaya nuestro reconocimiento.

Finalmente cabe recordar que ninguna de las tres instituciones que desarrollaron este programa de Geoquímica de Aguas en Cuencas Cerradas, tiene fines de lucro. Como miembros de ellas, nos motivó el espíritu de investigar lo desconocido y contribuir al mejor conocimiento de ese escaso recurso que es el agua. Agradecemos a este espíritu motivador recibido de la ciencia y esperamos sirva a otros para continuar por este camino de búsqueda.

F.R., H.A., C.S.

Advertencia:

Las figuras de este trabajo que se refieren o relacionen con los límites y fronteras de Chile, no comprometen, en modo alguno, al Estado de Chile, de acuerdo con el Art. 2º letra g) del D.F.L. N° 83, del Ministerio de Relaciones Exteriores.

I. OBJETIVOS DEL ESTUDIO

1. Introducción

Las tres primeras regiones del norte de Chile cumplen con los dos requisitos fundamentales para el establecimiento de ambientes evaporíticos:

- la evaporación potencial es superior a la pluviosidad
- la presencia de cuencas cerradas

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 y lagos salados:

- *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.
- *los lagos salados y 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.

En el mes de mayo de 1995, entre la Dirección General de Aguas, DGA, del Ministerio de Obras Públicas, la Universidad Católica del Norte, UCN, y el entonces Instituto Francés de Investigación Científica para el Desarrollo en Cooperación, ORSTOM, actualmente Instituto de Investigación para el Desarrollo, IRD, se firmó un Convenio de Cooperación para el estudio de geoquímica de aguas en cuencas cerradas de la Primera, Segunda y Tercera Regiones. En un Convenio anterior (1993) entre La UCN y ORSTOM se estudió la geoquímica de aguas en cuencas cerradas del Altiplano de la Segunda Región. Los resultados allí obtenidos se aportan para los objetivos propuestos. El estudio de las cuencas cerradas de la cordillera andina es altamente relevante, pues de ellas se extrae el agua no sólo para el uso urbano sino también para las principales faenas mineras. Considerando que las mayores inversiones anunciadas para Chile ocurrirán en la minería, los requerimientos de agua se verán notoriamente aumentados. Este estudio abarca solamente las cuencas que reciben agua, es decir 53 lagos salados y salares de la Cordillera. Los objetivos del programa son a la vez aplicados y científicos.

2. Objetivos aplicados.

- *Calidad de las aguas de aporte*. Los lagos salados y salares se constituyen en la base de equilibrio de las cuencas cerradas. Las napas subterráneas de las cuencas de drenaje se descargan preferencialmente en estas depresiones topográficas originando manantiales o vertientes que alimentan los salares. Se puede sacar fácilmente muestras de estos manantiales obviando así costosos sondeos, por lo menos en esta etapa de reconocimiento. Un primer objetivo consiste entonces en inventariar todos los manantiales que se vierten en las cuencas cerradas para tener una idea preliminar de la calidad química de las aguas subterráneas en las partes más altas de las cuencas de drenaje. Muchos manantiales surgen cerca de las orillas de los salares, lo que plantea

el problema de una posible contaminación de las aguas de aporte por las aguas saladas estancadas en el fondo de la cuenca.

- *Balance hídrico de las lagunas.* Las vertientes o manantiales surgen frecuentemente en varios puntos, o pueden ser difusos a lo largo de decenas o cientos de metros de la orilla, condición que dificulta fuertemente cuantificar los caudales aportados. Cuando alimentan una laguna superficial y salada permanente, la determinación del volumen de sus aportes es simple, requiriéndose establecer el balance hídrico de la laguna salada. El volumen anual de los aportes es igual al producto de la superficie de la laguna por la diferencia entre la lámina de agua de la evaporación potencial y de la pluviosidad. La precisión del balance es la misma que la de los datos meteorológicos que se encuentran en el Balance Hídrico de Chile y en los diversos Balances Hídricos Regionales.

- *Hidroquímica de las lagunas saladas.* Las lagunas superficiales de los salares constituyen verdaderos oasis que albergan ecosistemas complejos y variados, desde microorganismos que sirven de alimentos a los flamencos y otras aves, hasta mamíferos como vicuñas, guanacos y zorros, para los cuales los manantiales constituyen la única fuente de agua. Se propone entonces determinar la composición química de las principales lagunas de todos los salares para establecer la línea base de la calidad de las aguas, a objeto de evaluar efectos de casos de explotación de las napas subterráneas circundantes, o también en caso del establecimiento de faenas mineras en la cuenca.

3. Objetivos científicos

Gracias al gran número de análisis requeridos para cumplir con los objetivos aplicados, se puede dilucidar problemas de interés científico sobre el origen y el funcionamiento de estos salares.

- *Origen de las sales.* El término "sal" se refiere indistintamente a los componentes disueltos en las aguas diluidas y en las salmueras que derivan de ellas por evaporación, así también como a las sales que precipitan a partir de estas salmueras. Estos componentes pueden provenir de la alteración de rocas volcánicas y sedimentarias, de la redisolución de antiguas evaporitas, de la oxidación del azufre y de minerales sulfurados y de cuñas salinas. Se está dando un atención particular a la hidroquímica del arsénico, uno de los mayores contaminantes en el norte de Chile. Aquí cabe señalar una interacción con los objetivos aplicados. Si la alta salinidad de un agua de aporte proviene de una cuña salina, es probable que haya aguas de mejor calidad más arriba en la cuenca. Al contrario, si se establece que esta alta salinidad se debe a la redisolución de antiguas evaporitas por debajo de las formaciones volcánicas de la cuenca de drenaje, es probable que todo, o gran parte, de la napa subterránea de este sector de la cuenca sea afectado por esta contaminación natural.

- *Factores que controlan la hidrogeoquímica del salar.* Cada salar se caracteriza por un tipo de sal dominante: cloruro de sodio, sulfatos de sodio, sulfato de calcio... ¿ De dónde proviene esta variedad ? Para tratar este problema, un método consiste en simular la evaporación de las aguas de aporte según modelos informaticos basados en las leyes de la termodinámica. Se puede así comparar la evolución teórica de la composición química de las aguas con su evolución real.

Esta última se determina sacando un perfil de muestras de agua de concentración creciente desde las aguas de aporte hasta las salmueras más concentradas. Cualquier discrepancia entre la evolución teórica y la evolución real refleja una interacción entre soluciones y sedimentos no prevista por el modelo. Aquí también hay una relación con el monitoreo de los ambientes evaporíticos. La evaporación amplifica las interacciones entre las aguas diluidas y los sedimentos, las partículas eólicas, las sustancias antrópicas y otras. Una variación casi indetectable de la composición del agua inicial puede inducir cambios notorios en la composición de la salmuera final.

II. PRESENTACION DE LOS SALARES CHILENOS

Hay dos requisitos fundamentales para el establecimiento de ambientes evaporíticos:

- la evaporación potencial debe ser superior a la pluviosidad
- deben existir cuencas cerradas

La figura 1 presenta las isolíneas de precipitación y de evaporación potencial en el norte y centro de Chile. La figura 2 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. Hemos estudiado 52 cuencas cerradas cuyo listado y principales características morfológicas y climatológicas se encuentran en la tabla 1 y sus ubicaciones en las figuras 3, 4, 5 y 6.

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:

- las vertientes fluyentes (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 fluyentes 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.

- las vertientes difusas aportan aguas que escurren tan lentamente que no se puede apreciar su movimiento visualmente. No se observa una salida localizada, sino un escurrimiento 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.

- 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.

- 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.

2. Tipos de lagunas

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

- 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.

- 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.

- 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).

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:

- 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.

- 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

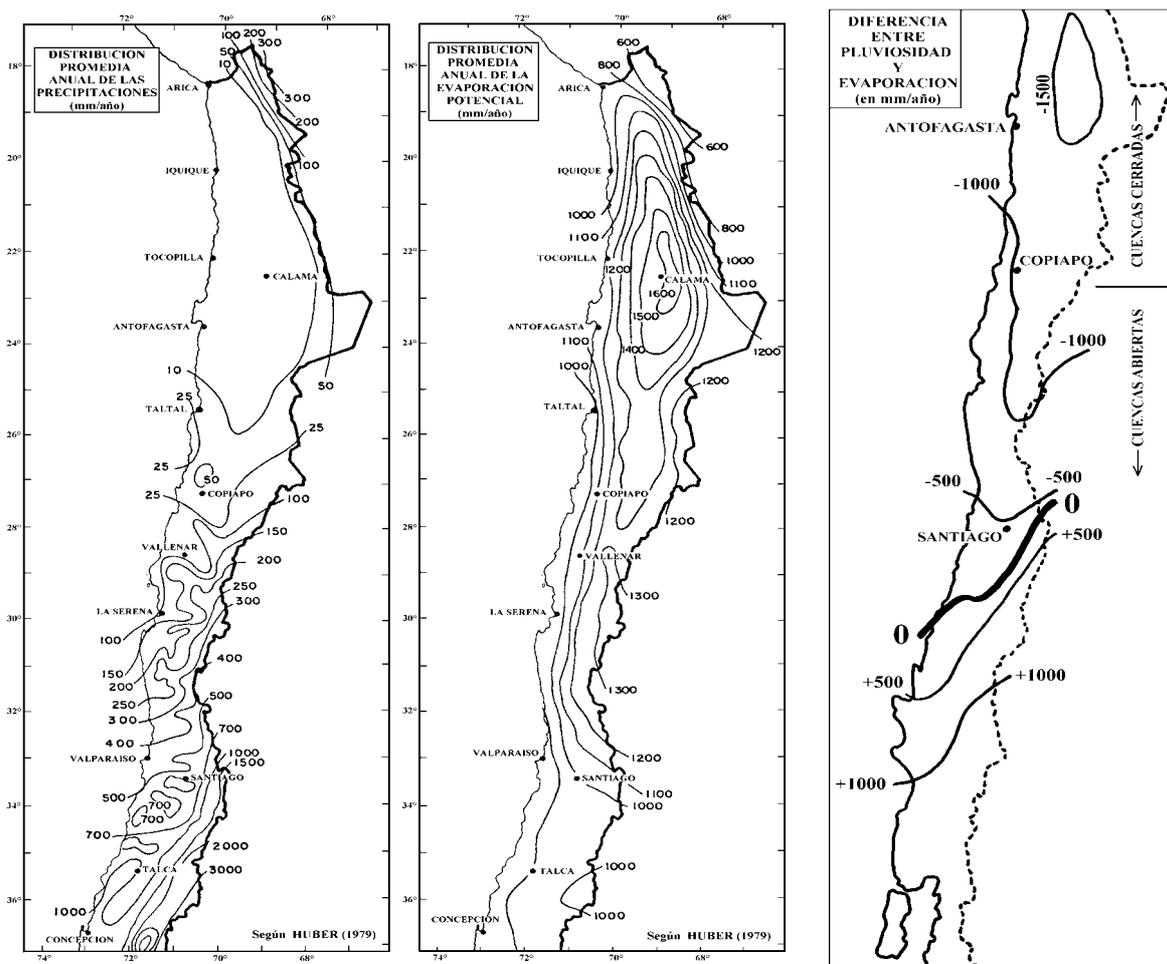
(1974) y de Chong (1984). En muy resumidas cuentas, se puede distinguir dos tipos de salares activos en la Cordillera:

- 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.

Fig.1: Isolíneas de precipitación y evaporación anuales en Chile (mm/año) **Fig.2:** Diferencias entre precipitaciones y evaporación potencial (mm/año)



CUENCA	CODIGO	UTM	UTM	ALT	ALT	TEMP	PREC	EVAP	STD	STD	AREA	AREA	AREA
		Este	Norte	Salar m	max m	media °C	mm/año	mm/año	min mg/l	max mg/l	Cuenca km ²	Salar km ²	Agua km ²
LAGUNAS COTACOTANI	COT	476988	7989400	4495	6342	1,9	379	1070	299	2002	119	6	6
LAGO CHUNGARA	CHR	483291	7980141	4530	6342	1,9	338	1230	47	1633	273	22,5	22,5
RIO LAUCA	LAA	478618	7960094	3892	6063	4,2	370	1200	108	784	2374	--	--
SALAR DE SURIRE	SUR	493409	7917016	4260	5780	2,7	250	1280	108	285000	574	144	9,5
SALAR DE PINTADOS	PIN	453522	7758321	980	5785	18,5	75	1630	199	365621	17150	377	0
LAGUNA LAGUNILLA	LGU	517041	7796703	3900	5190	4,6	150	1490	267	1276,0	129	0,2	0,15
SALAR DEL HUASCO	HCO	517286	7765144	3778	5190	5	150	1260	108	113093	1572	51	2,5
SALAR DE COPOSA	COP	533931	7711945	3730	5220	5	150	1300	119	330671	1116	85	5
SALAR DE MICHINCHA	MIC	545339	7679482	4125	5407	3,5	200	1620	94	62662	282	2,5	0,6
SALAR DE ALCONCHA	ALC	554862	7672107	4250	5407	3,5	200	1620	116	99361	128	3,8	0,75
SALAR DE CARCOTE	CAR	563834	7637546	3690	6176	5,8	125	1630	88	335536	561	108	3,5
SALAR DE ASCOTÁN	ASC	575486	7614623	3716	6023	5,8	125	1630	89	119853	1757	243	18
SALAR DE ATACAMA	ATA	593694	7442346	2300	6233	14	160	1800	243	339719	18100	3000	12,6
SALAR DE TARA	TAR	675975	7452204	4400	5816	0	150	1500	287	176486	2035	48	14
LAGUNA HELADA	HEL	692370	7447393	4300	5745	0	180	1500	118	308546	221	5,8	5,8
SALAR DE AGUAS CALIENTES 1	AC1	662575	7441846	4280	5370	1	150	1500	1359	122890	281	15	2,5
SALAR DE PUJSA	PSA	651100	7436725	4500	6046	1	150	1500	239	57578	634	18	5
SALAR DE LOYOQUES	LOY	675318	7427992	4150	5370	1	150	1500	163	242456	676	80	5
LAGUNA CHIVATO MUERTO	MUE	659275	7406975	4295	5109	0	200	1500	30916	97153	41	0,03	0,03
LAGUNA TRINCHERA	TRI	663325	7411400	4290	5060	0	200	1500	10830	10830	59	0,4	0,3
SALAR DE AGUAS CALIENTES 2	AC2	646508	7403746	4200	6046	1	150	1500	2530	13656	1168	134	9
LAGUNA LEJIA	LEJ	633488	7400550	4325	5924	1	150	1500	1273	70723	193	1,9	1,9
LAGUNA MISCANTI	MIS	625429	7374603	4120	5910	2	180	1500	217	5308	303	13,4	13,4
LAGUNA MIÑIQUE	MIN	623206	7371481	4120	5910	2	180	1500	3702	10912	27,5	1,6	1,6
SALAR DE LACO	LAC	660756	7362469	4250	5852	1	200	1500	636	24433	306	16,2	2,2
LAGUNA TUYAJTO	TUY	643875	7350675	4010	5852	1	180	1500	6572	131024	245	2,9	2,9
SALAR DE AGUAS CALIENTES 3	AC3	632834	7349378	3950	5910	1	150	1500	2491	25150	476	46	2,5

Tabla 1 (parte 1) : Características morfométricas y climatológicas de las cuencas cerradas del norte de Chile.

Los parámetros climáticos provienen del Balance Hídrico de Chile (DGA, 1987). La evaporación potencial medida en tanques evaporimétricos ha sido multiplicada por un coeficiente de embalse de 0,65 (Grilli et al., 1986). STD min y STD max son respectivamente la salinidad mínima y la salinidad máxima de las aguas encontradas en cada cuenca. El área de la cuenca corresponde a la superficie total : cuenca de drenaje y salar o laguna. El área del salar incluye las zonas secas (costras, playas) y las lagunas.

CUENCA	CODIGO	UTM	UTM	ALT	ALT	TEMP	PREC	EVAP	STD	STD	AREA	AREA	AREA
		Este	Norte	Salar m	max m	media °C	mm/año	mm/año	min mg/l	max mg/l	Cuenca km ²	Salar km ²	Agua km ²
SALAR DE CAPUR	CPR	624935	7353513	3950	5204	1	150	1500	6589	221804	137	27	0,9
SALAR DE IMILAC	IMI	521907	7325394	2949	3995	10	40	2000	565	90008	189	9,8	0,16
SALAR DE PUNTA NEGRA	PUN	511106	7275008	2945	6739	10	150	2000	196	233367	4263	250	0,1
SALAR DE AGUAS CALIENTES 4	AC4	537580	7236345	3665	6739	2	180	1630	851	341759	656	19,5	2
LAGUNA DE LA AZUFRETA	LAZ	548717	7225880	4250	5697	1	180	1630	3965	158854	393	7,7	3,5
SALAR DE PAJONALES	PAJ	515403	7220693	3537	5488	5	115	1350	11728	246674	1984	104	1,4
SALAR DE LA AZUFRETA	AZU	518310	7183345	3580	5488	3	120	1100	548	323473	214	3,3	0,02
SALAR DE AGUA AMARGA	AMA	516060	7173674	3558	5488	2	120	1100	7656	196672	863	23	0,04
SALAR DE GORBEA	GOR	534670	7190829	3950	5467	-1	140	1000	2846	296737	324	27	0,5
SALAR IGNORADO	IGN	537952	7180342	4250	5100	-2	140	1000	4043	97091	37,5	0,7	0,002
SALAR DE AGUILAR	AGI	508435	7141896	3320	5058	2	100	1100	177044	334882	589	71	0,0002
SALAR DE LA ISLA	ISL	535415	7159675	3950	5761	0	130	1000	6229	329693	858	152	2,4
SALAR DE LAS PARINAS	PAR	548733	7147213	3987	5761	0	140	1000	8907	333942	676	40	1,2
SALAR DE INFIELES	INF	495580	7127810	3520	5012	2	100	1100	1677	318744	293	6,7	0
SALAR GRANDE	GRA	527206	7121454	3950	5664	-2	130	1000	8277	129707	867	29	0,4
SALAR DE PEDERNALES	PED	489015	7079456	3370	6127	4	125	1200	85	326745	3620	335	0,6
SALAR DE LA LAGUNA	LGN	504447	7100302	3494	5373	3	120	1100	3288	20430	400	0,55	0,4
SALAR DE PIEDRA PARADA	PIE	524179	7086088	4150	5857	-2	140	1000	2908	82327	388	28	0,2
LAGUNAS DEL JILGUERO	JIL	533586	7081520	4150	6127	-2	140	1000	2925	19592	119	3,4	1,5
LAGUNAS BRAVAS	BRA	538885	7092780	4250	6080	-2	140	1000	2134	121494	545	10	10
LAGUNA DEL BAYO	BAY	541386	7081331	4250	6127	-2	140	1000	2432	4785	221	1,2	1,2
SALAR DE WHEELWRIGHT	WHE	537144	7047020	4220	6146	1	140	1000	1466	158739	466	6,3	4
LAGUNA ESCONDIDA	ESC	548431	7052360	4353	5918	-1	140	1000	2318	32315	194	3,8	3,5
SALAR DE MARICUNGA	MAR	492048	7008553	3760	6893	2	120	1100	144	331453	3045	145	6
LAGUNA VERDE	LAV	552857	7027152	4350	6893	1	170	1000	935	174581	1075	15	15
LAGUNA DEL NEGRO FRANCISCO	FRA	479723	6958882	4110	6052	-1	200	1000	130	327885	933	24,8	24,8

Tabla 1 (parte 2) : Características morfométricas y climatológicas de las cuencas cerradas del norte de Chile.

Los parámetros climáticos provienen del Balance Hídrico de Chile (DGA, 1987). La evaporación potencial medida en tanques evaporimétricos ha sido multiplicada por un coeficiente de embalse de 0,65 (Grilli et al., 1986). STD min y STD max son respectivamente la salinidad mínima y la salinidad máxima de las aguas encontradas en cada cuenca. El área de la cuenca corresponde a la superficie total : cuenca de drenaje y salar o laguna. El área del salar incluye las zonas secas (costras, playas) y las lagunas.

Fig.3 : Cuencas cerradas del Norte de Chile.

- 1 Lagunas Cotacotani
- 2 Lago Chungará
- 3 Río Lauca
- 4 Salar de Surire
- 5 Salar de Pintados
- 6 Laguna Lagunilla
- 7 Salar del Huasco
- 8 Salar de Coposa
- 9 Salar de Michincha
- 10 Salar de Alconcha
- 11 Salar de Carcote
- 12 Salar de Ascotan
- 13 Salar de Atacama
- 14 Salar de Tara
- 15 Laguna Helada
- 16 Salar de Aguas Calientes 1
- 17 Salar de Pujsa
- 18 Salar de Loyoques
- 19 Lag. Trinchera / Chivato Muerto
- 20 Salar de Aguas Calientes 2
- 21 Laguna Lejia
- 22 Laguna Miscanti
- 23 Laguna Miñiques
- 24 Salar del Laco
- 25 Laguna Tuyajto
- 26 Salar de Aguas Calientes 3
- 27 Salar de Capur
- 28 Salar de Imilac
- 29 Salar de Punta Negra
- 30 Salar de Aguas Calientes 4
- 31 Laguna de la Azufrera
- 32 Salar de Pajonales
- 33 Salar de Gorbea
- 34 Salar Ignorado
- 35 Salar de la Azufrera
- 36 Salar de Agua Amarga
- 37 Salar de Aguilar
- 38 Salar de La Isla
- 39 Salar de las Parinas
- 40 Salar Grande
- 41 Salar de los Infieles
- 42 Salar de Pedernales
- 43 Salar de la Laguna
- 44 Salar de Piedra Parada
- 45 Lagunas Bravas
- 46 Lagunas del Jilguero
- 47 Laguna del Bayo
- 48 Salar de Wheelwright
- 49 Laguna Escondida
- 50 Laguna Verde
- 51 Salar de Maricunga
- 52 Laguna del Negro Francisco

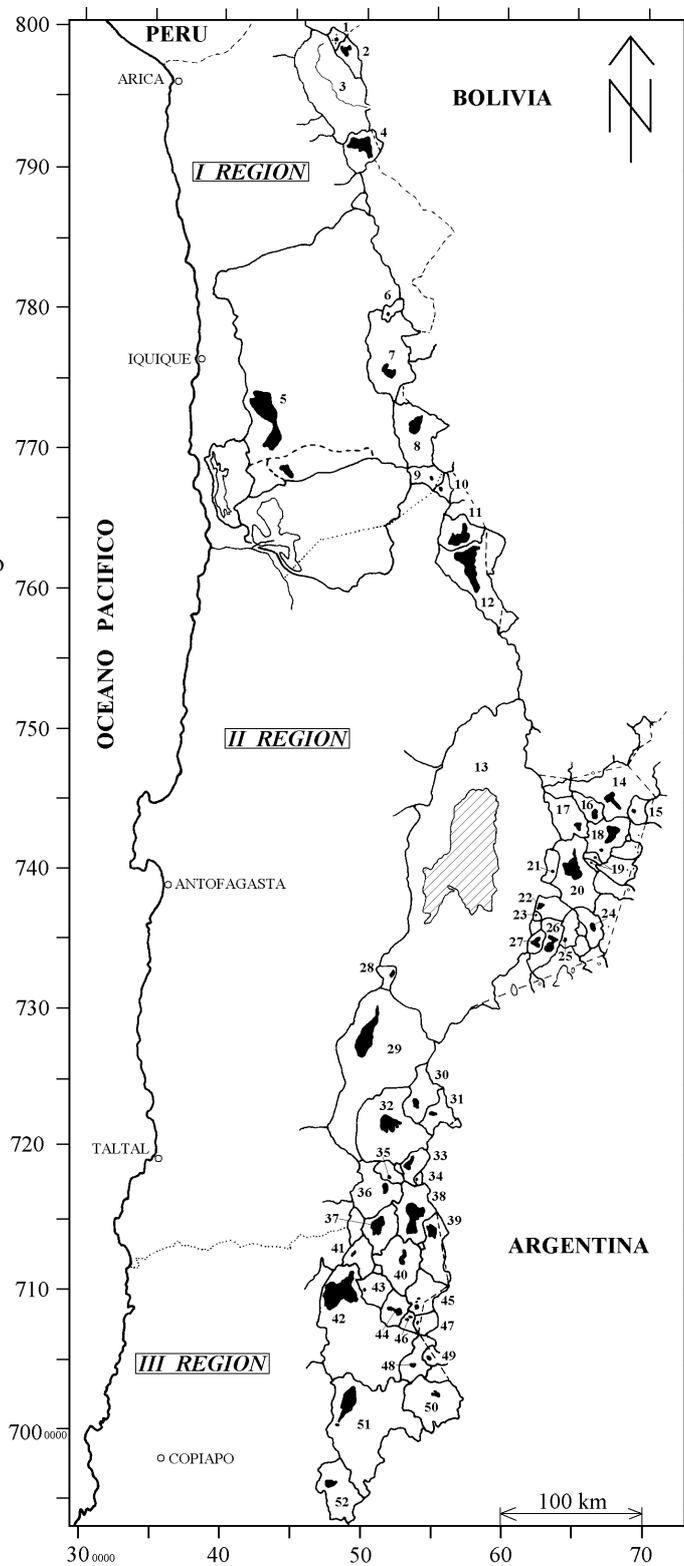
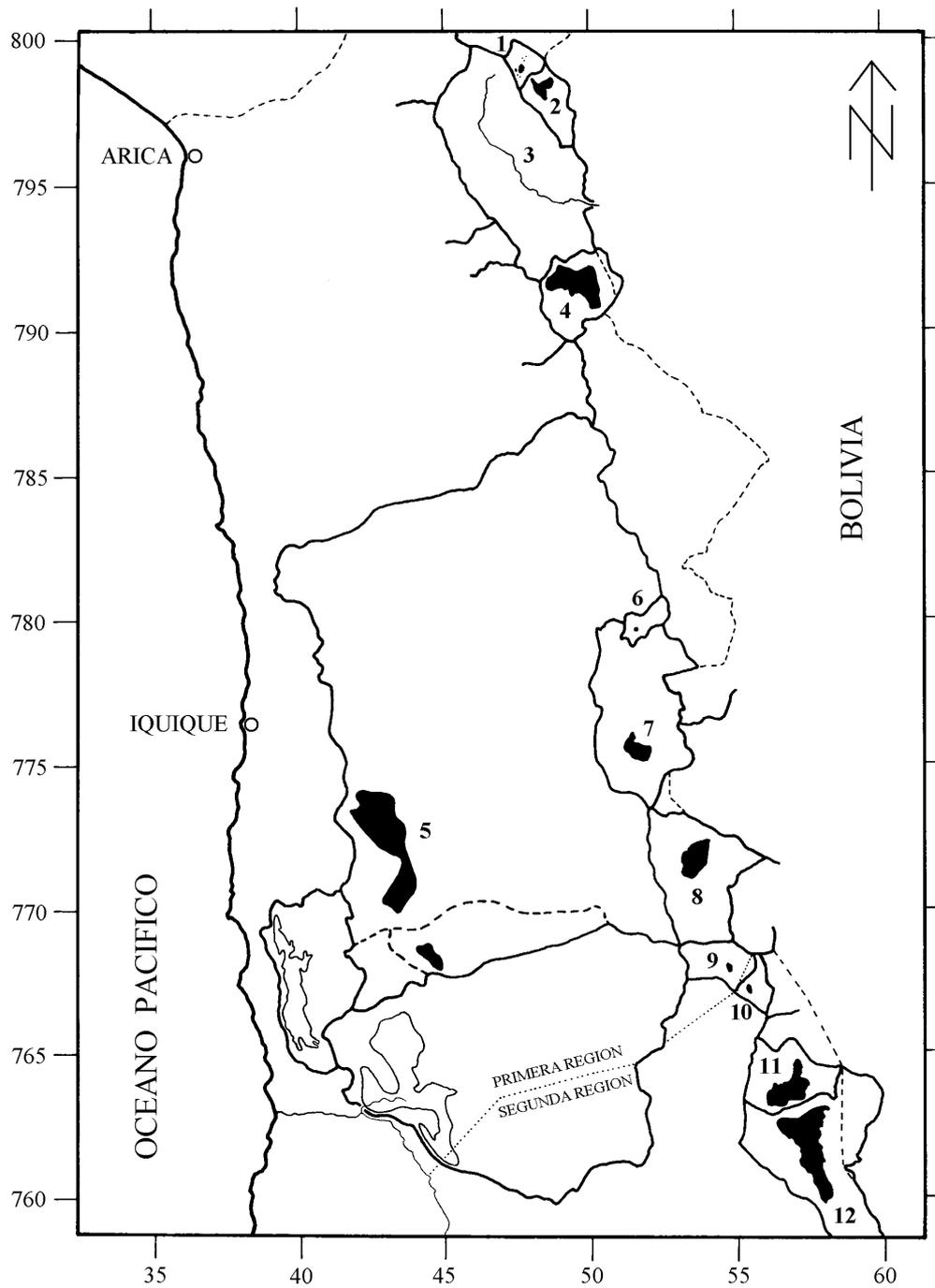


Fig.4 : Cuencas de la Primera Región



- | | | | |
|---|--------------------|----|--------------------|
| 1 | Lagunas Cotacotani | 7 | Salar del Huasco |
| 2 | Lago Chungará | 8 | Salar de Coposa |
| 3 | Río Lauca | 9 | Salar de Michincha |
| 4 | Salar de Surire | 10 | Salar de Alconcha |
| 5 | Salar de Pintados | 11 | Salar de Carcote |
| 6 | Laguna Lagunilla | 12 | Salar de Ascotan |

Fig.5 : Cuencas de la Segunda Región

- 9 Salar de Michincha
- 10 Salar de Alconcha
- 11 Salar de Carcote
- 12 Salar de Ascotan
- 13 Salar de Atacama
- 14 Salar de Tara
- 15 Laguna Helada
- 16 Salar de Aguas Calientes 1
- 17 Salar de Pujsa
- 18 Salar de Loyoques
- 19 Lag. Trinchera / Chivato Muerto
- 20 Salar de Aguas Calientes 2
- 21 Laguna Lejia
- 22 Laguna Miscanti
- 23 Laguna Miñiques
- 24 Salar del Laco
- 25 Laguna Tuyajto
- 26 Salar de Aguas Calientes 3
- 27 Salar de Capur
- 28 Salar de Imilac
- 29 Salar de Punta Negra
- 30 Salar de Aguas Calientes 4
- 31 Laguna de la Azufrera
- 32 Salar de Pajonales
- 33 Salar de Gorbea

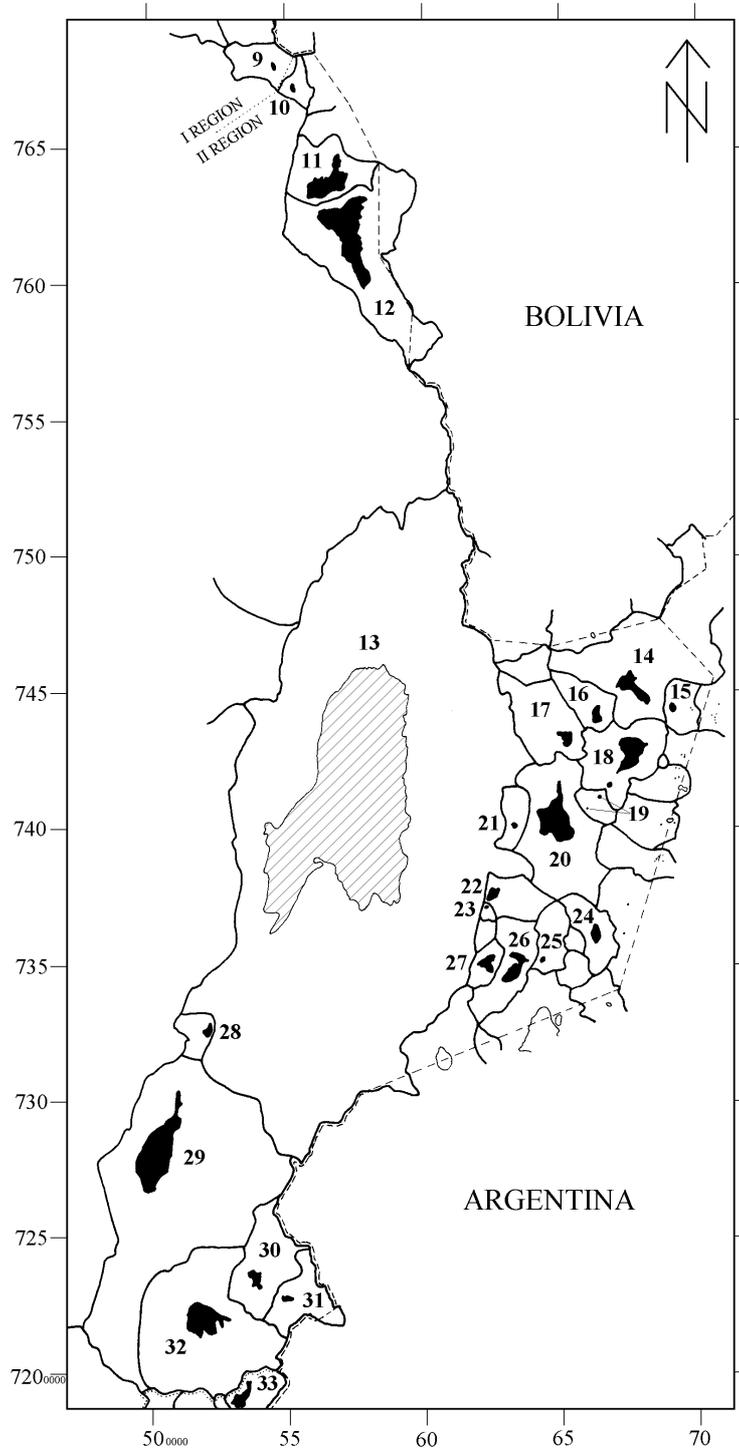
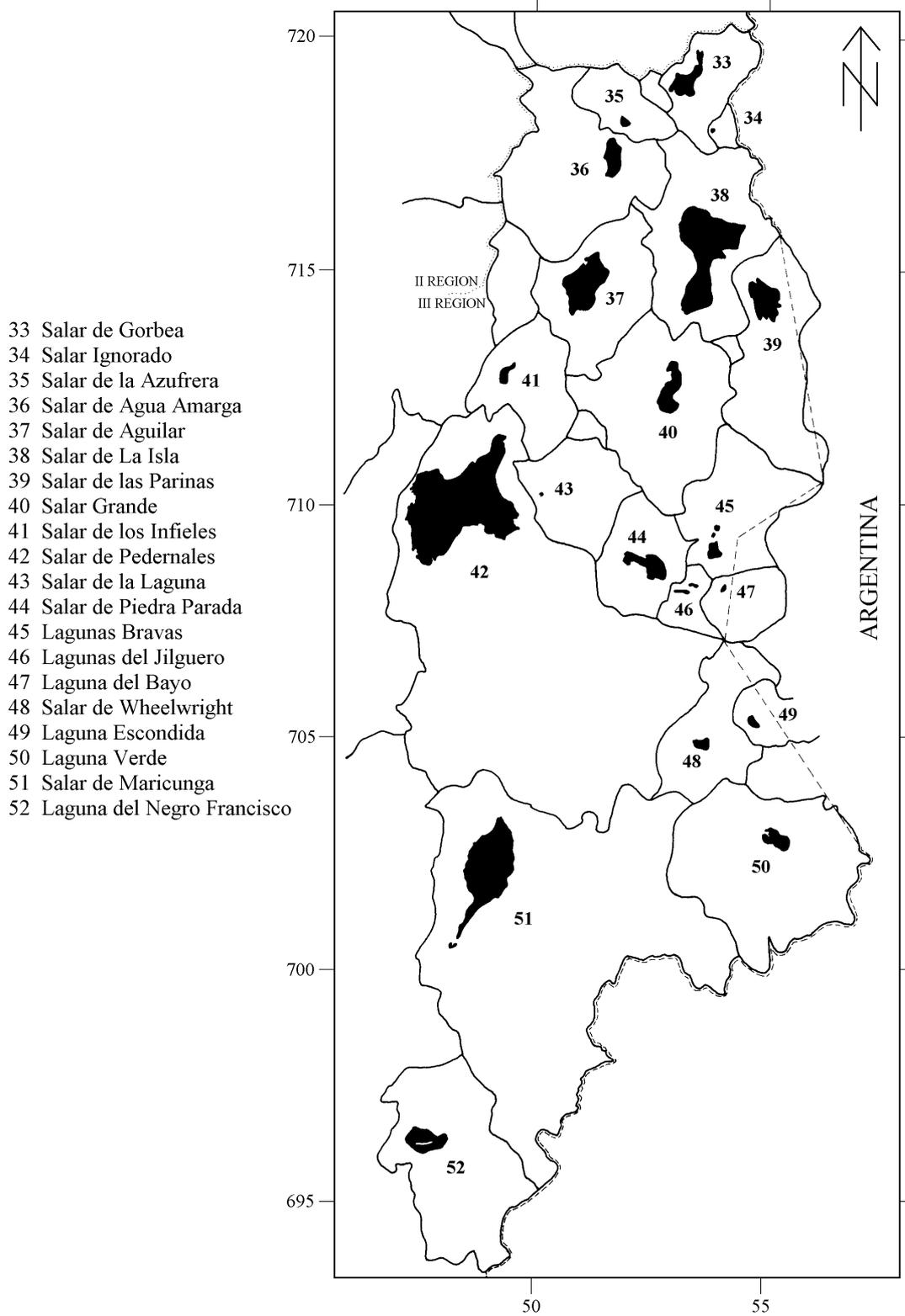


Fig.6 : Cuencas de la Tercera Región



III. DESCRIPCIÓN DE LAS CAMPAÑAS DE TERRENO

1. Primera campaña: salar de Atacama, II Región

Fecha: 30/05/93 al 4/06/93

Participantes: UCN y ORSTOM

Apoyo externo: ninguno

Vehículos: UCN (1)

Alojamiento: hostería San Pedro de Atacama

Análisis: laboratorio del Departamento de Química de la UCN.

Se muestrearon los 18 aportes superficiales más importantes al salar, los que se encuentran en los bordes norte y este de la cuenca. No se contempló el estudio hidroquímico del salar mismo. Debido a su gran interés económico, el salar de Atacama ha sido estudiado en detalle desde el año 1968. Recientes estudios de empresas mineras que explotan su salmuera, no son de uso público. Se puede mencionar dos trabajos principales en el aspecto hidroquímico. El primero es el de Moraga et al. (1974) que contiene 203 análisis de aguas del salar. El otro trabajo trata de la ubicación del núcleo por Ide (1978) donde se puede encontrar 388 análisis de las salmueras del núcleo. Una buena parte de esos muestreos fueron hechos mediante campañas en helicóptero y por sondeos. Por lo tanto, no se justificaba proseguir el estudio de las aguas del salar de Atacama mismo. Sin embargo, se presentó alguna dificultad en encontrar análisis a la vez completos y fiables de las aguas de aporte al salar, es decir las más diluidas de las vertientes de la cuenca.

2. Segunda campaña: salares del Altiplano de la II Región

Fecha: 05/10/93 al 15/10/93

Participantes: UCN y ORSTOM

Apoyo externo: I División de Ejército

Vehículos: Ejército (2)

Alojamiento: Campamento en ex boratera de salar de Loyoques y en escuela de Socaire.

Análisis: Laboratorio del Centro de Geoquímica de la Superficie de Estrasburgo, Francia.

El Altiplano de la II Región se extiende al este del salar de Atacama entre 4000 y 6000 m de altura. Es una zona de elevados volcanes que delimitan numerosas pequeñas cuencas cerradas ocupadas por lagunas y salares. Se reconoció 15 lagunas y salares:

- | | | |
|------------------------------|------------------------------|------------------------------|
| - salar de Tara | - laguna El Chivato Muerto | - laguna Meñique |
| - laguna Helada | - laguna Trinchera | - salar de Aguas Calientes 3 |
| - salar de Aguas Calientes 1 | - salar de Aguas Calientes 2 | - salar de Talar |
| - salar de Pujsa | - laguna Lejía | - laguna Tuyajto |
| - salar de Loyoques | - laguna Miscanti | - salar de Laco |

Se recogió 60 muestras de aguas y salmueras.

3. Tercera campaña: salares de Punta Negra e Imilac, II Región

Fecha: 23/05/94 al 01/06/94

Participantes: UCN, DGA, ORSTOM

Apoyo externo: Minera Escondida

Vehículos: UCN (1)

Alojamiento: campamento Compañía Minera Escondida

Análisis: Laboratorio Ambiental DGA

Dos salares fueron estudiados en los cuales se extrajeron 24 muestras de aguas en el salar de Punta Negra y 9 en el salar de Imilac. Además se obtuvo otras 4 de aguas de aporte en el borde sur del salar de Atacama, lo que completó el muestreo de la primera campaña. El monitoreo de las aguas de estos salares es realizado de manera permanente por la Compañía Minera Escondida como parte de su programa de gestión ambiental.

4. Cuarta campaña: Pozos de salar de Ascotán, II Región

Fecha: 30/06/94 al 03/07/94

Participantes: UCN y ORSTOM

Apoyo externo: Codelco Chile, División Chuquicamata

Vehículos: ORSTOM (1)

Alojamiento: Campamento Pampa Perdiz (Codelco)

Análisis: Laboratorio Ambiental DGA

Esta corta campaña tuvo por finalidad el muestreo de los recién perforados pozos de agua de Codelco - Chuquicamata antes de su sellado con las bombas y tuberías. Se sacó 12 muestras de agua de pozos y en algunos de los manantiales vecinos.

5. Quinta campaña: salares de Ascotán y Carcote, II Región

Fecha: 04/10/94 al 12/10/94

Participantes: UCN, DGA, ORSTOM

Apoyo externo: Codelco Chile, División Chuquicamata

Vehículos: ORSTOM (1)

Alojamiento: Campamento Ascotán (Codelco)

Análisis: Laboratorio Ambiental DGA

En esta campaña, fueron colectadas 34 muestras de aguas del salar de Ascotán y 24 del salar de Carcote. De la cuenca de Ascotán se extrae agua para uso en la explotación del mineral de El Abra en el cual Codelco Chile tiene importante participación. Debido a la fragilidad de los ecosistemas de los salares andinos, el manejo de esos recursos hídricos ha obligado a esas empresas a una cuidadosa política de gestión para cumplir la legislación ambiental aplicable.

6. Sexta campaña: salares del sector sur de la III Región

Fecha: 08/05/95 al 22/05/95

Participantes: UCN, DGA, ORSTOM

Apoyo externo: Minera Mantos Blancos

Vehículos: ORSTOM (1) y DGA (1)

Alojamiento: Campamento Mina Marte (Mantos Blancos)

Análisis: Laboratorio Ambiental DGA

Tres salares fueron reconocidos:

- Salar de Maricunga con 27 muestras
- Laguna del Negro Francisco con 17 muestras
- Laguna Verde con 6 muestras

Aquí también se explota napas alrededor del salar de Maricunga, lo que podría tener algún efecto sobre la laguna Santa Rosa, apéndice sur del salar. Proyectos de aprovechar las napas de la cuenca de la laguna del Negro Francisco podrían llevar a un monitoreo más sistemático de las aguas de la laguna.

Esta campaña fue interrumpida por una fuerte nevada que nos inmovilizó durante cuatro días en el campamento. No se pudo seguir con el estudio del salar de Pedernales que había sido programado en esta campaña.

7. Séptima campaña: salar de Surire, I Región

Fecha: 07/08/95 al 16/08/95

Participantes: UCN, DGA, ORSTOM

Apoyo externo: Conaf y Compañía Minera Quiborax

Vehículos: ORSTOM (1) y DGA (1)

Alojamiento: Campamento Conaf en salar de Surire

Análisis: Laboratorio Ambiental DGA

Se tomó 24 muestras de aguas en el salar de Surire y otras 2 en la pequeña laguna Paquisa al norte del salar. El salar de Surire es un área silvestre protegida controlada por Conaf, que cuenta con una fauna variada y abundante, especialmente de camélidos. Es recomendable por tanto que sus aguas sean monitoreadas de manera programada. Esta campaña fue interrumpida por el volcamiento del vehículo de ORSTOM en el salar de Surire. Las lagunas Cotacotani y Chungará no pudieron ser estudiadas como estaba previsto haciéndolo posteriormente en la décima campaña.

8. Octava campaña: salares del sector central de la III Región

Fecha: 03/11/95 al 22/11/95

Participantes: DGA, UCN, ORSTOM

Apoyo externo: Codelco Chile, División El Salvador

Vehículos: ORSTOM (1) y DGA (2)

Alojamiento: Campamento La Ola (Codelco)

Análisis: Laboratorio del Centro de Geoquímica de la Superficie de Estrasburgo (CGS), Francia.

En esta campaña se estudió 8 lagunas y salares:

- Salar de Pedernales
- Salar de los Infieles
- Salar de La Laguna
- Salar de Piedra Parada
- Lagunas Bravas
- Lagunas del Jilguero
- Laguna del Bayo
- Salar Grande

Se extrajeron 79 muestras, siendo Pedernales el salar más importante con 30 de ellas. Esta campaña se caracterizó por la dificultad de acceso en varios de los salares y lagunas. No hay yacimientos mineros del tamaño de las Regiones Primera y Segunda, por tanto no presenta un buen desarrollo de carreteras. Los caminos muchas veces son simples huellas. Esta campaña ocupó mayor tiempo a fin de recuperar el tiempo perdido por los percances sufridos en las dos campañas anteriores.

9. Novena campaña: salares del sector norte de la III Región

Fecha: 13/03/96 al 29/03/96

Participantes: DGA, UCN, ORSTOM

Apoyo externo: ninguno

Vehículos: ORSTOM (1) y DGA (2)

Alojamiento: Campamento minero abandonado Hoschild en salar de la Azufrera

Análisis: Laboratorio Ambiental DGA con apoyo del Laboratorio CGS de Estrasburgo (SO₄)

En esta campaña se estudió 9 lagunas y salares:

- Salar de La Isla
- Salar de las Parinas
- Salar de la Azufrera
- Salar de Agua Amarga
- Laguna de la Azufrera
- Salar de Gorbea
- Salar Ignorado
- Salar de Pajonales
- Salar de Aguas Calientes 4

Se extrajo 81 muestras. El acceso a esos salares fue notablemente más fácil que en la misión anterior, aunque por no haber ninguna mina en actividad en la zona, la posible ayuda logística estaba muy reducida. Nos alojamos en un campamento abandonado (dos containers) de la empresa Hoschild a la orilla del salar de la Azufrera. Existen dos otras posibilidades de alojamiento: las cuevas en Plato de Sopa también a la orilla del salar de la Azufrera; o el campamento abandonado de la boratera del salar de Aguas Calientes 4. Se llega a este salar por un nuevo y excelente camino que no aparece en ningún mapa y que cruza el salar de Pajonales.

10. Décima campaña: Lagunas del norte de la I Región

Fecha: 27/05/96 al 31/05/96

Participantes: DGA, UCN, ORSTOM

Apoyo externo: Conaf

Vehículos: DGA (1)

Alojamiento: Hostería en Putre

Análisis: Laboratorio Ambiental DGA con apoyo del Laboratorio CGS de Estrasburgo (SO₄)

En esta campaña se estudió 2 lagunas y el Río Lauca:

- Lagunas Cotacotani
- Lago Chungará
- Río Lauca

Se extrajeron 20 muestras. Se llega muy fácilmente a las lagunas Cotacotani y al Lago Chungará por el camino asfaltado internacional de Arica a Bolivia. Sin embargo, hay muy pocos caminos de tierra que permiten acercarse a las numerosas lagunitas de Cotacotani. Se sacó seis muestras (las más representativas) de la cuenca chilena del río Lauca. Aunque esta cuenca constituye una pequeña parte de la gran cuenca del salar boliviano de Coipasa, su importancia como reserva de agua para esa zona nos indujo a incluirla en el estudio. Se aprovechó esta misión para sacar dos muestras complementarias del salar de Surire cuyo estudio fue interrumpido el año anterior por un accidente automovilístico.

11. Undécima campaña: salares del sector sur de la I Región

Fecha: 28/08/96 al 13/09/96

Participantes: DGA, UCN, ORSTOM

Apoyo externo: ninguno

Vehículos: ORSTOM (1) y DGA (1)

Alojamiento: Hostería en Pica

Análisis: Laboratorio Ambiental DGA con apoyo del Laboratorio CGS de Estrasburgo (SO₄)

En esta campaña se estudió 3 salares:

- Salar de Pintados
- Salar del Huasco
- Laguna Lagunillas

Se extrajeron 68 muestras de las cuales 40 corresponden al salar de Pintados. El programa inicial de esta misión abarcaba los salares del Huasco, Lagunillas, Coposa, Michincha y Alconcha. El primer día cayó una fuerte nevada en toda la cordillera norte imposibilitando el acceso a estos salares, lo que nos obligó a modificar el programa de trabajo. Se decidió entonces proceder al estudio de la cuenca del gran salar de Pintados en el Valle Central. Una vez acabado el trabajo en

Pintados y derretida la nieve, se pudo estudiar el Huasco y Lagunillas, quedando pendientes Coposa, Michincha y Alconcha las que se hicieron posteriormente en la trigésima campaña.

12. Duodécima campaña: salares de difícil acceso de la III Region

Fecha: 2/12/96 al 12/12/96

Participantes: DGA, UCN, ORSTOM

Apoyo externo: Codelco Chile, División El Salvador

Vehículos: ORSTOM (1) y DGA (1)

Alojamiento: Carpa y campamento Juncalito (Codelco, El Salvador)

Análisis: Laboratorio CGS de Estrasburgo

En esta campaña se estudió 3 salares:

- Salar de Aguilar
- Salar de Wheelwright
- Laguna Escondida

Son los tres salares de más difícil acceso que hemos encontrado en el norte de Chile. Es posible llegar a Aguilar bajando por la quebrada sur-oeste a partir del llano los Conitos. Al detener los vehículos antes de llegar a la orilla se continúa a pie, aprovechando antiguas huellas hasta el borde del salar. El camino para llegar en vehículo hasta Wheelwright sale por el norte de Laguna Verde, bordea el cerro Laguna Verde por el este y sigue por la quebrada del Camino. A 10 km del salar hay una fuerte bajada que no se puede remontar en vehículo para regresar. Para retornar, hay que subir 2,5 km por una quebrada hacia el norte, doblar al este para bordear el cerro Laguna Escondida por su ladera sur y después bajar por una quebrada hacia el sur y retomar el camino de ida. La laguna Escondida es inaccesible en vehículo. Se podría llegar en moto todo terreno por el lado argentino. Hemos bajado a pie por una quebrada al sur de la laguna. Para los tres salares es imprescindible un par de buenos vehículos de doble tracción. Se extrajeron 18 muestras de agua: 3 en Aguilar, 9 en Wheelwright y 6 en Escondida.

13. Trigésima campaña: salares del sur de la I Region y de la II Region

Fecha: 7/04/97 al 20/04/97

Participantes: DGA, UCN, ORSTOM

Apoyo externo: Empresa Minera Doña Inés de Collahuasi

Vehículos: ORSTOM (1) y DGA (1)

Alojamiento: Campamento Minero Collahuasi (I Region) y alojamiento en Toconao (II Region)

Análisis: Laboratorio Ambiental DGA con apoyo del Laboratorio CGS de Estrasburgo (SO₄)

En esta campaña estudiamos los últimos salares que quedaban pendientes del programa Geoquímica de Aguas en Cuencas Cerradas.

- Salar de Coposa (I Region)
- Salar de Michincha (I Region)

- Salar de Alconcha (II Region)
- Salar de Capur (II Region)

El límite entre las Regiones I y II pasa justo entre Michincha y Alconcha. Por su parte, Capur es un salar del Altiplano de la II Región al sur-este del salar de Atacama y que aparece a veces con el nombre de Talar en algunos mapas. Se recogieron 55 muestras de agua : 24 en Coposa, 14 en Michincha, 10 en Alconcha y 7 en Capur.

IV. METODOS DE ANALISIS

<u>Análisis realizados in situ:</u>		Unidad
Temperatura	termómetro de mercurio, termocupla con equipo digital	°C
Conductividad	conductímetro digital "WTW" con celda de 1 cm	µmhos/cm
Oxígeno disuelto	oxímetro digital "WTW"	mg/l O ₂
pH	pH-metros digitales Tacussel o Philips con electrodo combinado	

Análisis realizados en laboratorio:

	Laboratorio Ambiental DGA	CGS Estrasburgo UCN Antofagasta	
Densidad	picnómetro	picnómetro	g/ml
Alcalinidad	titulación potenciométrica	titulación potenciométrica	meq/l H ⁺
Cloruro	titulación complexométrica	cromatografía iónica	mg/l Cl
Sulfato	turbidimetría	cromatografía iónica	mg/l SO ₄
Nitrato	-----	cromatografía iónica colorimetría automatizada con sulfanilamida después de reducir a nitrito	mg/l NO ₃

Yodo	-----	Colorimetría automatizada del yodo como catalizador de la reacción redox $Ce^{IV} \leftrightarrow As^{III}$	mg/l I
Boro	colorimetría con azometina	colorimetría con azometina auto-analisador en CGS	mg/l B
Silicio	colorimetría con molibdato	colorimetría con molibdato auto-analisador en CGS	mg/l Si
Arsénico	espectrometría de absorción atómica, generación de hidruro	-----	mg/l As
Sodio	fotometría emisión	espectrometría de absorción atómica, llama	mg/l Na
Potasio	fotometría emisión	espectrometría de absorción atómica, llama	mg/l K
Litio	espectrometría de absorción atómica, llama	espectrometría de absorción atómica, llama	mg/l Li
Calcio	espectrometría de absorción atómica, llama	espectrometría de absorción atómica, llama	mg/l Ca
Magnesio	espectrometría de absorción atómica, llama	espectrometría de absorción atómica, llama	mg/l Mg

V. ANTECEDENTES GEOLOGICOS Y CLIMATICOS

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). Más específicamente sobre algunos de ellos se dispone para el salar de Pintados a Vila (1976); para el salar de Atacama a Dingman (1965, 1967), Diaz et al. (1972), Moraga et al. (1974), Ide (1978), Dalannais (1979), Mardones (1986), Macellari et al. (1991), Bevacqua (1992), Alonso y Risacher (1996), Risacher y Alonso (1996); y para los salares de Ascotán y Carcote a Mardones (1977).

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 Lias 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–Paleogeno. 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 (yacimientos de cobre de Chuquicamata, por. ej.).

Arco magmático del Mioceno-Holoceno. Las lavas e ignimbritas de este arco, el más extenso de todos, sobreyacen sobre rocas paleozoicas a oligocénicas. 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-pleistocénica, 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 la depositación 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

2. Rasgos geo-morfológicos

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 (Fig 7).

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 intruidas 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.

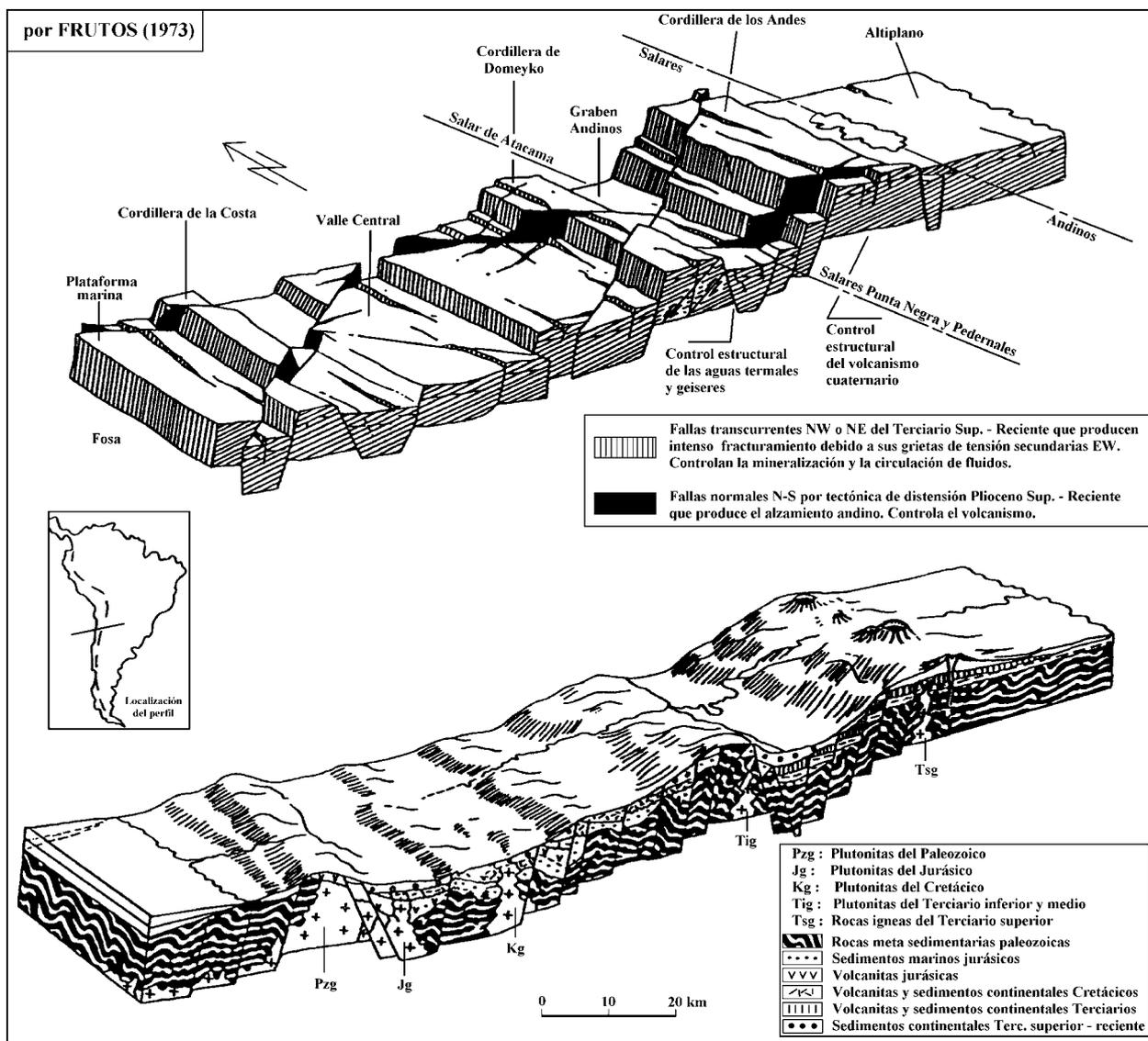


Fig.7 : Perfil geológico y estructural a través de los Andes del norte de Chile.

Hacia el sur aparecen serranías transversales. La presencia en el borde occidental de la Depresión Central de depositaciones salinas y horizontes de diatomeas son evidencia de la existencia de antiguos lagos que allí se asentaron debido a su basculamiento hacia el oeste. Esta inclinación puede constatararse en el salar de Pintados cuyo borde oriental aparece más elevado.

En la Pampa del Tamarugal Jensen (1992) describe de norte a sur varias unidades litoestratigráficas : En el sector Pampa Oxaya, la formación Azapa (Salas et al., 1966), subyaciendo a la Formación Oxaya, la que se correlaciona en su parte inferior con la Formación Riolítica y Altos de Pica. En el sector Pampa Tana, describe varias unidades con material

sedimentario y volcánico; en el sector Altos de Pica, la formación del mismo nombre (Galli y Dingman, 1962); en el sector Sierra de Moreno, las formaciones Sichal e Ichuno (Maksaev, 1978); en el sector salar de Lllamará, la unidad de Hilaricos (Jensen, 1992) y Formación Quillagua (Rieu, 1975).

En la Segunda Región, el Valle Central presenta una forma diferente. La Pampa del Tamarugal se extiende hasta la latitud de Calama donde la cuenca de este nombre es diferente en geología, presentando depósitos lacustres de calizas y diatomitas y depósitos volcánicos. Más al sur aparecen, cortando la continuidad, serranías transversales como las sierras de Moctezuma, El Tigre y Cuevitas.

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. El primero ha sido objeto de varias publicaciones así como de estudios de empresas a los cuales es difícil acceder.

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 del sial 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.

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 pleistocénica. 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 un transecto 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 poco 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 Region, 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 pre-andinas, cuyo nivel de base hidrológico es un salar o una laguna y que han sido el objetivo del presente estudio. La mayoría de las cuencas andinas estudiadas se ubican totalmente en territorio chileno, pero hay algunas que se desarrollan parcialmente en Bolivia (I Región); Argentina (II y III Regiones); entre Chile y estos dos países (río Zapaleri, II Región) y entre Perú, Bolivia y Chile (río Ushusuma). Entre las cuencas pre-andinas sobresalen el sistema del salar de Atacama con sus ríos y quebradas (San Pedro, Vilama, Honar, Cámar, Socaire, Peine, Tilomonte) y salares de Imilac y Punta Negra.

(2) Pampa del Tamarugal y las quebradas que allí drenan : Aroma, Huasquiña, Tarapacá, Quipisca, Tambillo, Chintaguay (incluye acuífero de Pica) y Chacarilla.

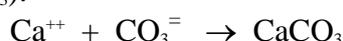
(3) Cuencas abiertas con esorrentía permanente. En la I Región, son los ríos Lluta, San José, Codpa, Camarones y Tana, en la II Región el río Loa y en la III Región los ríos Copiapó y Huasco

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.

VI. EVOLUCION DE AGUAS EN CUENCAS CERRADAS

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:

$$(\text{Ca}^{++}) \times (\text{CO}_3^{-}) = K_{\text{calcita}}$$

(Ca^{++}) y (CO_3^{-}) 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:

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

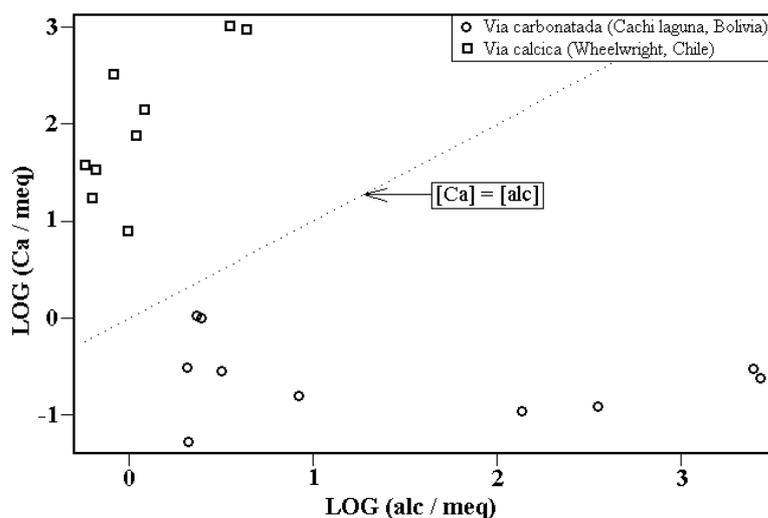
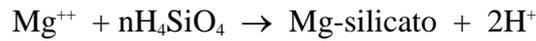


Fig.8 : Relación entre alcalinidad y calcio en un salar de vía carbonatada y en un salar de vía cálcica

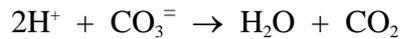
Eso implica que el calcio y el carbonato no pueden concentrarse conjuntamente cuando precipita la calcita. Si la concentración de uno de los dos aumenta, entonces la concentración del otro debe bajar. Este simple mecanismo induce dos vías evolutivas para las soluciones evaporíticas (Fig.8). Si en el 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 $\text{Na} / \text{CO}_3\text{-Cl}$. 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.

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 ión 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 CO_3 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 (Fig.9).

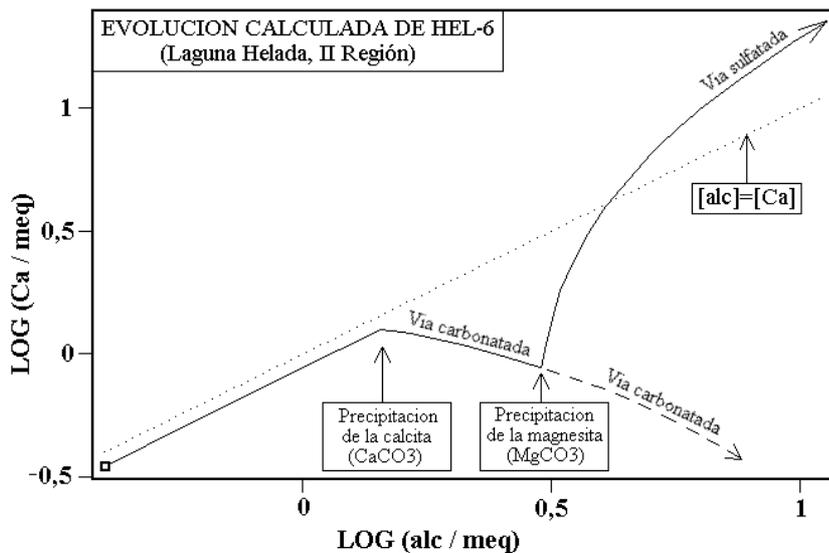
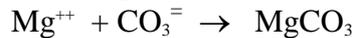


Fig.9 : Cambio de evolución de la vía carbonatada hacia la vía sulfatada alcalina por causa de la precipitación de una sal de magnesio.

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

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 (H₂O) es poco inferior a uno. En primera aproximación, el producto de las concentraciones del calcio y del sulfato se mantiene constante:

$$[Ca^{++}] \times [SO_4^{-}] \approx \text{Constante}$$

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 SO₄⁻ 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 10 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 Ca = SO₄. 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.

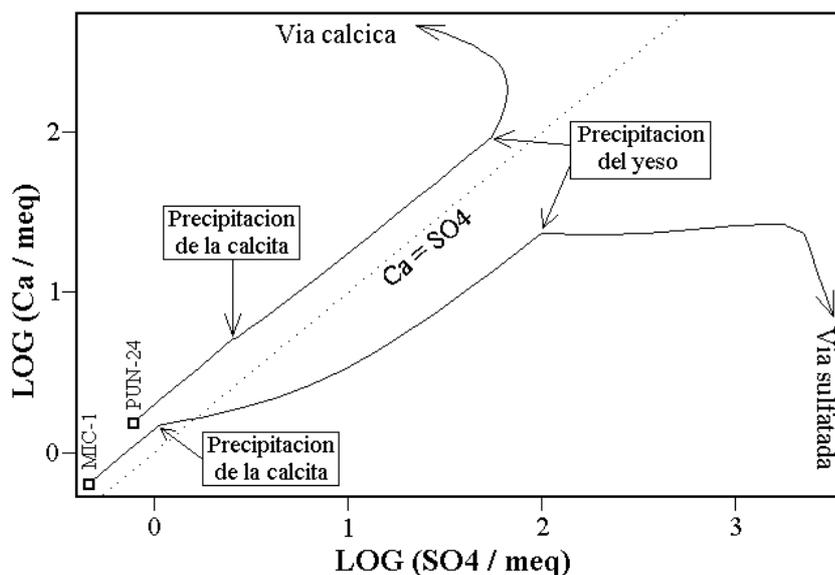


Fig.10 : Ejemplos de trayectos evaporatorios de las vías evolutivas sulfatadas y cálcicas.

Las dos vías evolutivas producidas por la precipitación del yeso se observan perfectamente en las soluciones del salar de Atacama (análisis de Moraga et al., 1974). En un diagrama Ca versus SO₄, los puntos se disponen según una T inclinada (Fig. 11). El pie de la T corresponde a aguas no saturadas en yeso y la barra transversal a aguas saturadas en este mineral.

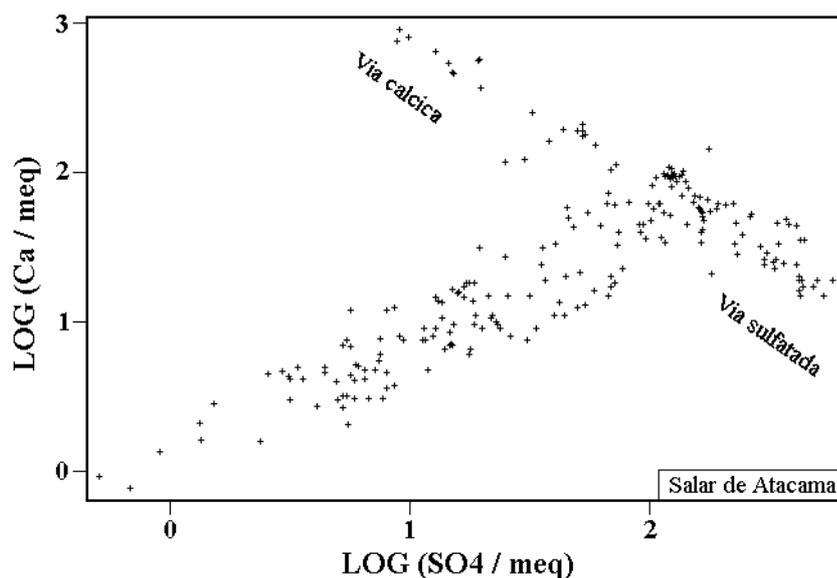


Fig.11 : Relación Ca versus SO₄ en las aguas del salar de Atacama mostrando las dos vías evolutivas: sulfatada y cálcica.

4. Diagramas de evolución de aguas por evaporación

Toda la discusión queda resumida en las figuras 12 y 13. La precipitación de los tres minerales fundamentales, calcita, silicatos de magnesio y yeso, determina cinco vías evolutivas:

- vía carbonatada: la precipitación de silicatos de magnesio no logra desviar la evolución del agua debido a su alta proporción de carbonato y bicarbonato.

- 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 SO₄.

- 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.

- 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.

- 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 trayecto. Puede que sean químicamente imposibles.

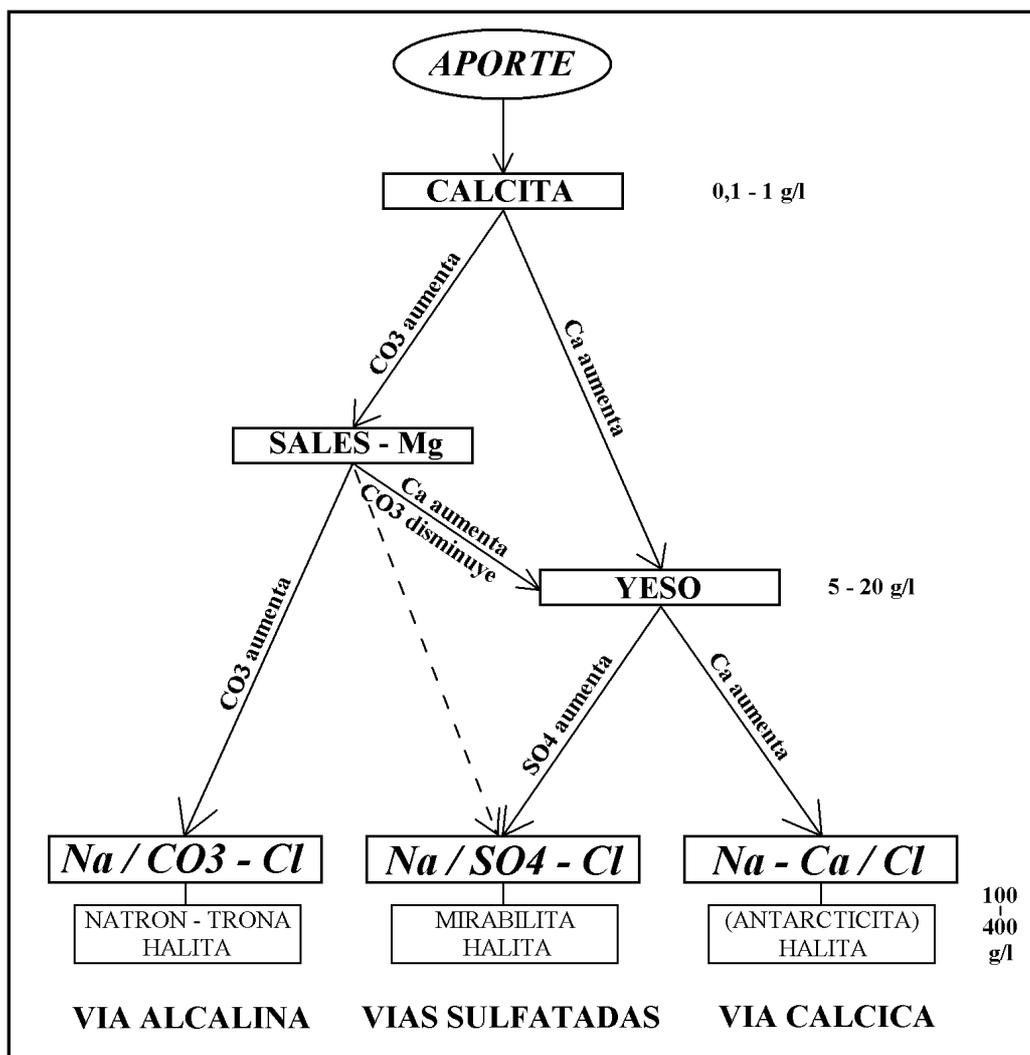


Fig.12 : Diagrama de evolución de las aguas por evaporación (según Hardie y Eugster, 1970).

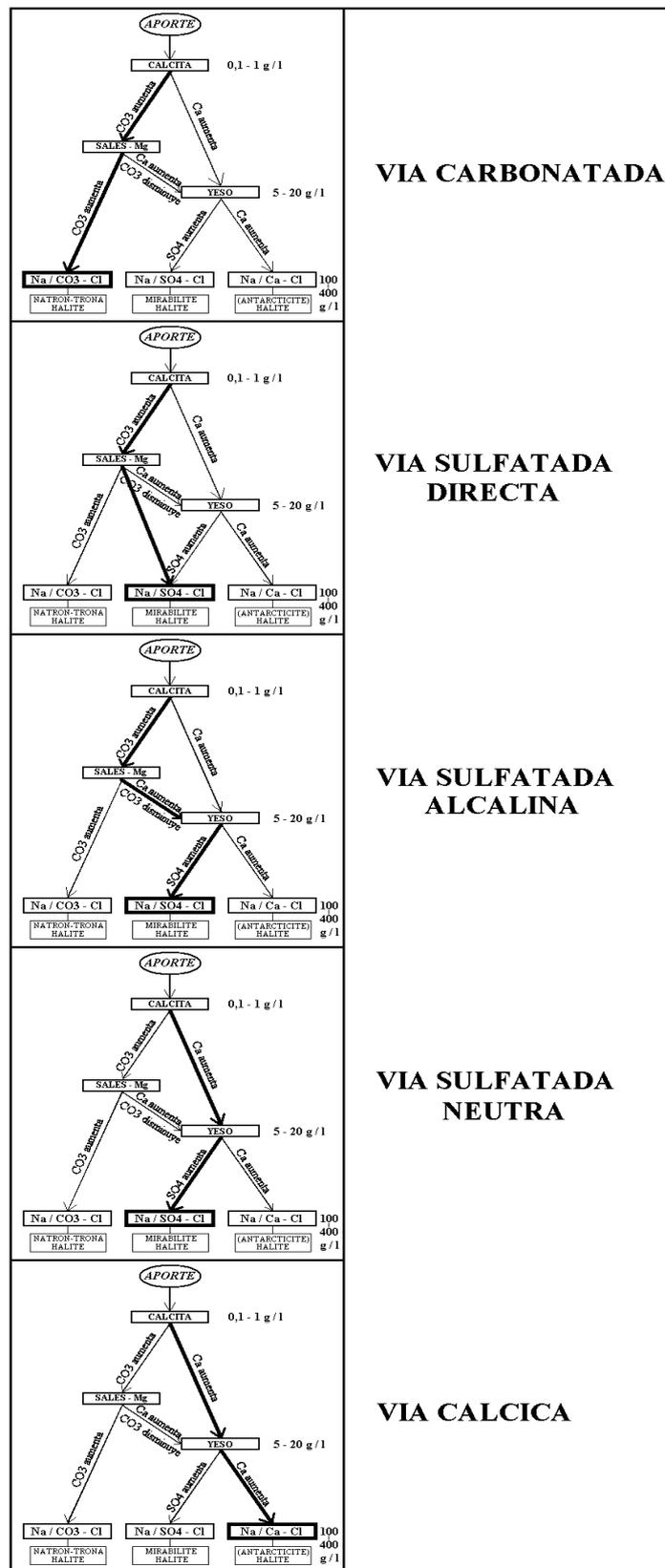


Fig.13 : Vías evolutivas observadas en salares del norte chileno.

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

- tipo carbonatado: Na / CO₃-Cl
- tipo sulfatado: Na / SO₄-Cl
- tipo cálcico: Na-Ca / Cl

Los tres componentes que caracterizan cada familia no son los únicos presentes en las salmueras, ni siquiera los más concentrados. Por ejemplo, en el tipo carbonatado puede haber más sulfato que carbonato; en el tipo cálcico la concentración en magnesio puede superar la del calcio. Pero estos componentes no intervienen en las respectivas vías evolutivas: el sulfato no juega ningún papel en la vía carbonatada y tampoco el magnesio en la vía cálcica.

Lo que determina la vía evolutiva que sigue un agua que se evapora es la composición inicial del agua de aporte. Una ligera variación de las concentraciones iniciales de los componentes puede cambiar la vía evolutiva y producir salmueras drásticamente distintas. La evaporación amplifica considerablemente las pequeñas diferencias iniciales. Se puede clasificar las aguas diluidas según la vía evolutiva que siguen cuando se evaporan. Para un estudio de aguas en regiones húmedas, donde no hay lagos salados ni salares, un tal enfoque es de poco interés. Al contrario, en zonas áridas esta clasificación permite correlacionar aguas de salinidad y composición muy distintas de acuerdo a su vía evolutiva. No se considera solamente las concentraciones de los componentes, como en las clasificaciones tradicionales, sino también sus cambios cuando el agua se evapora.

Esta presentación de la evolución de aguas por evaporación es muy didáctica, pero de muy difícil aplicación práctica. Por ejemplo, hemos considerado solamente el carbonato CO₃; pero en las aguas hay también bicarbonato HCO₃. La pregunta surge en como determinar la vía evolutiva de un agua a partir de su análisis químico. Hay dos maneras de proceder: una cualitativa y rápida que no necesita medios informáticos y una cuantitativa que utiliza un programa computacional.

5. Determinación cualitativa de las vías evolutivas

Este método se basa en la noción de alcalinidad (Stumm y Morgan, 1970; Al-Droubi et al., 1980; Dickson, 1981). La alcalinidad mide la reserva alcalina de la solución disponible para neutralizar ácidos fuertes:

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

Las concentraciones están en miliequivalentes por litro. La ecuación del balance eléctrico de la solución se escribe:

$$\begin{aligned} [\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + [\text{Li}^+] + [\text{Ca}^{++}] + [\text{Mg}^{++}] + [\text{H}^+] \\ = [\text{Cl}^-] + [\text{SO}_4^{--}] + [\text{NO}_3^-] + [\text{CO}_3^{--}] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{OH}^-] + [\text{boratos}] + [\text{silicatos}] \end{aligned}$$

Combinando las dos ecuaciones se obtiene otra formulación de la alcalinidad:

$$[\text{alc}] = \{ [\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + [\text{Li}^+] + [\text{Ca}^{++}] + [\text{Mg}^{++}] \} - \{ [\text{Cl}^-] + [\text{SO}_4^{--}] + [\text{NO}_3^-] \}$$

La alcalinidad aparece así como la diferencia (en miliequivalentes) entre la suma de los cationes de bases fuertes y la suma de los aniones de ácidos fuertes.

Consideremos una solución que se evapora precipitando primero la calcita. Podemos escribir:

$$[\text{alc}] - [\text{Ca}^{++}] = \{ [\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + [\text{Li}^+] + [\text{Mg}^{++}] \} - \{ [\text{Cl}^-] + [\text{SO}_4^{--}] + [\text{NO}_3^-] \}$$

Si la calcita precipita sola, ningún componente del lado derecho de la ecuación está afectado. Cada uno se concentra libremente. Si ponemos el subíndice "o" para las concentraciones iniciales y llamamos F el factor de concentración (razón entre el volumen de agua inicial y el volumen residual), obtenemos para cada componente del lado derecho una relación: del tipo : $[\text{Na}^+] = F \times [\text{Na}^+]_o$. Se obtiene:

$$[\text{alc}] - [\text{Ca}^{++}] = F \times \left[\{ [\text{Na}^+]_o + [\text{K}^+]_o + [\text{Li}^+]_o + [\text{Mg}^{++}]_o \} - \{ [\text{Cl}^-]_o + [\text{SO}_4^{--}]_o + [\text{NO}_3^-]_o \} \right]$$

El término a la derecha de la ecuación es una constante que depende exclusivamente de las concentraciones iniciales de los componentes. En el agua inicial, antes de empezar la precipitación de la calcita, tenemos $[\text{alc}] = [\text{alc}]_o$ y $[\text{Ca}^{++}] = [\text{Ca}^{++}]_o$ y $F=1$. De ahí:

$$[\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{++}]_o = \{ [\text{Na}^+]_o + [\text{K}^+]_o + [\text{Li}^+]_o + [\text{Mg}^{++}]_o \} - \{ [\text{Cl}^-]_o + [\text{SO}_4^{--}]_o + [\text{NO}_3^-]_o \}$$

y entonces:
$$[\text{alc}] - [\text{Ca}^{++}] = F \times ([\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{++}]_o)$$

$[\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{++}]_o$ es una constante que puede ser positiva o negativa, según los valores en miliequivalentes de la alcalinidad y de la concentración en calcio del agua inicial. El factor de concentración F crece conforme se va evaporando el agua.

- si $[\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{++}]_o > 0$, entonces $F \times ([\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{++}]_o)$ es positivo y creciente durante la precipitación de la calcita. El término $[\text{alc}] - [\text{Ca}^{++}]$ es, por ende, también positivo y creciente. Es decir que la diferencia entre la alcalinidad y el calcio aumenta cuando precipita la calcita. La solución sigue la vía carbonatada donde aumenta la alcalinidad y disminuye el calcio.

- si $[\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{++}]_o < 0$, entonces $F \times ([\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{++}]_o)$ y $[\text{alc}] - [\text{Ca}^{++}]$ son negativos y crecientes durante la precipitación de la calcita. La diferencia entre el calcio y la alcalinidad aumenta. La solución sigue la vía neutra donde aumenta el calcio y disminuye la alcalinidad.

Veamos lo que pasa cuando precipitan conjuntamente la calcita y sales de magnesio a partir de una agua que sigue la vía carbonatada. El proceso es similar que para la calcita sola. Podemos escribir:

$$[\text{alc}] - [\text{Ca}^{++}] - [\text{Mg}^{++}] = F \times \left[\{ [\text{Na}^+]_o + [\text{K}^+]_o + [\text{Li}^+]_o \} - \{ [\text{Cl}^-]_o + [\text{SO}_4^{--}]_o + [\text{NO}_3^-]_o \} \right]$$

y:
$$[\text{alc}] - [\text{Ca}^{++}] - [\text{Mg}^{++}] = F \times ([\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{++}]_o - [\text{Mg}^{++}]_o)$$

- si $[\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{++}]_o - [\text{Mg}^{++}]_o > 0$, entonces $[\text{alc}] - [\text{Ca}^{++}] - [\text{Mg}^{++}]$ es positivo y creciente durante la precipitación de la calcita y de los Mg-silicatos. La diferencia entre la alcalinidad y

Ca+Mg aumenta cuando precipitan los dos minerales. La solución prosigue la vía carbonatada, donde aumenta la alcalinidad, hasta llegar a una salmuera alcalina.

- si $[alc]_o - [Ca^{++}]_o - [Mg^{++}]_o < 0$, entonces $[alc] - [Ca^{++}] - [Mg^{++}]$ es negativo y creciente durante la precipitación de la calcita y de sales de magnesio. La diferencia entre Ca+Mg y la alcalinidad aumenta cuando precipitan los dos minerales. La solución se desvía de la vía carbonatada hacia las vías sulfatadas.

Veamos ahora lo que pasa cuando la solución llega a la precipitación del yeso por la vía inicial neutra ("Ca aumenta" o $[Ca] > [alc]$). Hemos visto que el agua sigue ya sea la vía sulfatada neutra o bien la vía cálcica. No se puede comparar las concentraciones de Ca y SO_4 del agua inicial, puesto que la precipitación de la calcita puede bajar la concentración del calcio por debajo de la del sulfato. Hay que comparar las concentraciones de Ca y SO_4 al principio de la precipitación del yeso. Para eso hay que utilizar un programa de simulación computacional de la evaporación que calcula la composición de la solución que se evapora. Sin embargo, existe un metodo mucho más simple. La figura 14 muestra la relación entre el calcio y la suma de la alcalinidad y del sulfato en todas las aguas de aporte de los salares chilenos estudiados.

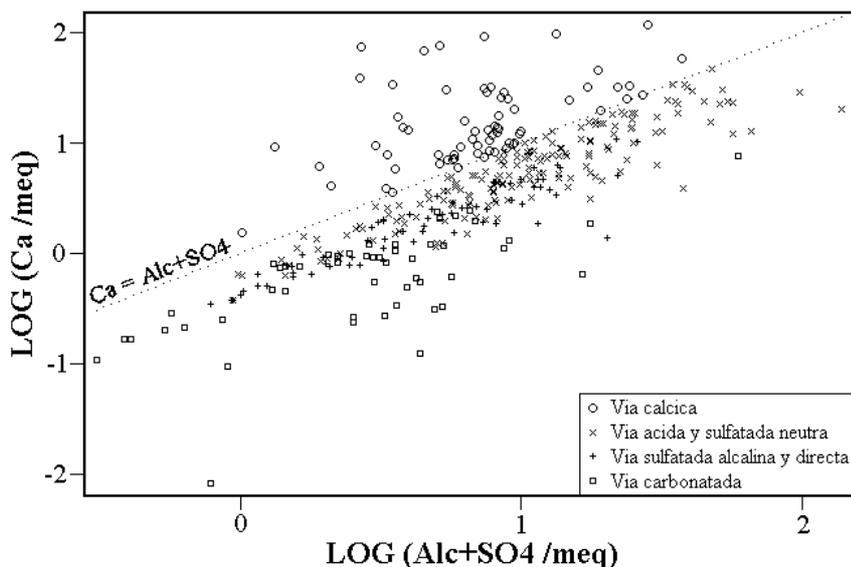


Fig.14 : Relación entre Ca y $alc+SO_4$ en las aguas de aporte de los salares chilenos.

Las aguas están diferenciadas de acuerdo a su vía evolutiva calculada por simulación computacional. Se observa que la recta $Ca = alc+SO_4$ separa exactamente las aguas de vía cálcica de las de vías sulfatadas. Eso significa que la razón $(alc+SO_4) / Ca$ del agua inicial permite determinar si el agua seguirá la vía cálcica o la vía sulfatada neutra cuando precipite el yeso. No se puede demostrar rigurosamente esta regla. Cuando la razón está muy cerca de uno, puede haber indecisión, dependiendo si la evaporación se hace en sistema abierto (los minerales precipitados no pueden redisolverse) o en sistema cerrado (los minerales pueden redisolverse). En sistema cerrado, la calcita precipitada al principio de la evaporación puede redisolverse más luego y proveer calcio durante la formación del yeso. Tales casos indecisos son muy escasos.

RESUMEN:

$[alc] > [Ca]$ y $[alc] > [Ca] + [Mg]$	====>	vía carbonatada
$[alc] > [Ca]$ y $[alc] < [Ca] + [Mg]$	====>	vía sulfatada alcalina o directa
$[alc] < [Ca]$ y $[alc] + [SO_4] > [Ca]$	====>	vía sulfatada neutra
$[alc] < [Ca]$ y $[alc] + [SO_4] < [Ca]$	====>	vía cálcica

Este enfoque es muy simple. El cálculo de solamente tres razones (alc/Ca , $alc/(Ca+Mg)$ y $(alc+SO_4)/Ca$, en miliequivalentes) del agua de aporte permite determinar la vía evolutiva. La distinción entre vía sulfatada alcalina y vía sulfatada directa es de poca relevancia. Las dos son muy vecinas y tienen el mismo significado geoquímico: son aguas diluidas que han drenado terrenos volcánicos con poco azufre.

6. Simulación cuantitativa de la evaporación

Son programas computacionales sofisticados que calculan exactamente la composición química de un agua que se evapora y determinan los minerales que precipitan. Los algoritmos son basados sobre las leyes del equilibrio termodinámico (Helgeson et al., 1969; Fritz, 1975; Pitzer, 1979; Harvie y Weare, 1980; Harvie et al, 1984). Las composiciones calculadas son por supuesto teóricas. Corresponden a un agua que se evapora en una pileta sin interacción con sedimentos y polvos eólicos, sin actividad biológica, sin mezclas con otras aguas y sin ninguna sobresaturación de los minerales que precipitan. Es una situación ideal que raras veces se encuentra en la naturaleza. Sin embargo, este enfoque da una referencia base sobre la evolución del agua. Cualquier divergencia entre la composición real y la composición calculada de un agua que se evapora refleja algún proceso geoquímico o biológico no previsto por el modelo. A pesar de todas las interferencias posibles durante la evaporación de un agua, el modelo computacional sigue a menudo de manera sorprendente la evolución real de la solución. Eso se debe en gran parte a que las interferencias tienen poco peso en soluciones salobres y saladas. Para modificar de manera notable las concentraciones de un componente ya relativamente concentrado, se necesita grandes cantidades de material extraño. Las mayores divergencias ocurren al principio de la evaporación cuando las aguas son todavía muy diluidas. En Bolivia, por ejemplo, se ha observado que la adición de azufre eólico en aguas de aporte modificaba la vía carbonatada hacia vías sulfatadas (Risacher y Fritz, 1991).

La utilización de estos programas es delicada. Hay que bien definir las condiciones iniciales. Por ejemplo, si se desea simular la evaporación de un agua termal que sale a 50°C, hay que modificar la temperatura inicial del agua ya que en contacto con la atmosfera el agua se enfriará rápidamente. Se puede utilizar la temperatura promedia anual de la zona. Pero a bajas temperaturas las aguas diluidas y salobres se congelan y no se evaporan mucho. Hay más evaporación en verano que en invierno. Otro parámetro importante que se debe ajustar al principio de la simulación es la concentración en CO₂ de la solución inicial. Aguas subterráneas

pueden tener altos contenidos de CO_2 disuelto, en particular las aguas termales. Una vez en contacto con la atmósfera, pierden rápidamente su CO_2 en exceso, lo que induce un aumento del pH y de la concentración en carbonato $\text{CO}_3^{=}$ a expensas del bicarbonato HCO_3^- . Esto produce generalmente una sobresaturación de la solución inicial en calcita; la solución no está en equilibrio termodinámico. El programa debe precipitar el exceso de calcita. Varios otros problemas pueden ocurrir al principio de la simulación. Una vez arregladas todas las condiciones iniciales, no hay más problemas para el desarrollo del cálculo que puede demorar entre una y tres horas, dependiendo de las salinidades iniciales y finales y también de la velocidad del computador.

Una vez calculada la composición química de un agua evaporada por simulación computacional, hay que compararla con la composición real de las aguas del salar. Las composiciones calculadas nunca igualan exactamente las concentraciones efectivamente observadas. Ocurren varios procesos no previstos en el modelo computacional:

- consumo de componentes disueltos por organismos vivos, como ser sílice por diatomeas, calcio y carbonato en las carapazones.

- la fotosíntesis, al consumir CO_2 disuelto, aumenta el pH de las aguas en hasta dos unidades, pudiendo precipitar carbonato de calcio.

- el boro y el potasio se adsorben sobre arcillas

- los cationes pueden intercambiarse en las arcillas

- difusión de sales desde aguas intersticiales en sedimentos del fondo de las lagunas

- depositación de material eólico sobre las lagunas

- las solubilidades de los minerales dependen de la temperatura; pero la simulación se hace a temperatura constante; en realidad las variaciones diarias y anuales alcanzan fácilmente 30°C .

- los minerales no siempre precipitan justo cuando llegan a saturación; muchas veces las aguas de lagunas están sobresaturadas con los minerales poco solubles (calcita, silicatos de magnesio, magnesita)

- mezclas de diferentes aguas. Es la causa principal de divergencia para las aguas salobres y saladas. Los demás procesos afectan sobre todo aguas diluidas; mientras más diluidas, más afectadas son.

A estos procesos hay que agregar la imprecisión o el desconocimiento de ciertos parámetros termodinámicos, en particular sus variaciones en función de la temperatura. Por otra parte, no se sabe modelar la química del boro en salmueras neutras. A pesar de todas estas limitaciones, el modelo computacional no se ajusta tan mal a la realidad. De hecho, el modelo establece una línea base cuyas divergencias con las composiciones reales permiten detectar ciertos procesos geoquímicos o hidroquímicos que ocurren en las lagunas y salares.

La idea es comparar la composición real de las lagunas con las composiciones de sus aportes evaporados por simulación computacional. El problema es como comparar composiciones químicas que abarcan una docena de componentes. Es casi imposible hacerlo gráficamente. Se ha escogido un método estadístico derivado de la prueba chi-cuadrado. El resultado de la simulación es un conjunto de análisis que van desde el agua inicial hasta una salmuera de salinidad total siempre superior a la salinidad de la laguna estudiada. Se compara el análisis de la laguna con la

composición calculada de misma salinidad total, o también se puede interpolar una composición entre dos composiciones calculadas cuyas salinidades encuadran la salinidad de la laguna. Comparamos entonces las concentraciones L_1, L_2, \dots, L_N de los N componentes de la laguna con las concentraciones A_1, A_2, \dots, A_N del aporte evaporado de misma salinidad. La prueba de chi-cuadrado da una medida de la discrepancia entre los dos grupos de datos:

$$\chi^2 = (L_1 - A_1)^2 / A_1 + (L_2 - A_2)^2 / A_2 + \dots + (L_N - A_N)^2 / A_N$$

La aplicación directa de esta fórmula presenta un gran inconveniente en caso de composiciones de aguas concentradas. Los componentes mayores (Na, Cl) tienen un peso numérico mucho más importante que los componentes menores. Por ejemplo, si las concentraciones del sodio son $L = 100\,000$ mg/l y $A = 98\,000$ mg/l el término $(L-A)^2/A$ vale 40. Ahora si las concentraciones de la sílice son 100 y 98 mg/l el término $(L-A)^2/A$ vale 0,04. Para que todos los componentes tengan el mismo peso, vamos a aplicar una fórmula ligeramente adaptada de la prueba del chi-cuadrado utilizando las diferencias porcentuales:

$$\delta = |L - A| / (L + A) / 2$$

Comparamos estas diferencias con el vector nulo. En efecto, dos aguas son rigurosamente idénticas cuando todas las diferencias δ son nulas. En el ejemplo anterior, los dos pares de concentraciones tienen el mismo $\delta = 0,02$. Sin embargo, no se puede aplicar estrictamente la fórmula del chi-cuadrado con valores nulos porque implicaría divisiones por cero. Comparamos entonces los δ con una constante ε muy pequeña. Obtenemos:

$$\chi^2 = (\delta_1 - \varepsilon)^2 / \varepsilon + (\delta_2 - \varepsilon)^2 / \varepsilon + \dots + (\delta_N - \varepsilon)^2 / \varepsilon$$

$$\varepsilon \cdot \chi^2 = (\delta_1 - \varepsilon)^2 + (\delta_2 - \varepsilon)^2 + \dots + (\delta_N - \varepsilon)^2$$

Si $\varepsilon \rightarrow 0$, definimos un nuevo coeficiente:

$$\Phi^2 = \varepsilon \cdot \chi^2 = \delta_1^2 + \delta_2^2 + \dots + \delta_N^2$$

La suma de los δ^2 aumenta con el número de componentes. Para poder comparar grupos de aguas con diferentes números de componentes, hay que dividir la suma por el número de componentes N . Se llega entonces a la fórmula final:

$$\varphi^2 = (\delta_1^2 + \delta_2^2 + \dots + \delta_N^2) / N$$

Es el coeficiente de chi-cuadrado adaptado (o modificado) que aplicamos en los estudios individuales de cuencas cerradas. Lo llamamos también coeficiente de desviación. Su rango teórico va de 0 (concordancia perfecta) a 4 (discrepancia extrema), puesto que el valor máximo posible para δ es de 2. Sin embargo, en la práctica, los coeficientes de las aguas más dispares no sobrepasan 2. Un valor inferior a 0,1 indica una buena similitud entre las dos aguas: la laguna proviene en su mayor parte de la evaporación del aporte considerado. Un valor superior a 0,5 sugiere que no hay mucha relación entre la laguna y el aporte.

Dentro de los procesos que ocasionan una divergencia entre el modelo y la realidad, hemos citado la sobresaturación de algunos minerales en las aguas de lagunas. Se puede resolver este problema calculando la composición que tendría el agua de la laguna después de haber precipitado los minerales sobresaturados. Se compara la composición modificada de la laguna con el resultado de la simulación.

Por otra parte, la alcalinidad incluye los boratos. En salmueras, pueden constituir hasta los tres cuartos de la alcalinidad. La simulación computacional no toma correctamente en cuenta los boratos en salmueras neutras. Las alcalinidades calculadas son muchas veces muy inferiores a las reales. Si se tomará en cuenta la alcalinidad en el calculo del chi-cuadrado, el coeficiente tendría un valor elevado sugiriendo que no hay relación entre las aguas comparadas. Puesto que esta diferencia es explicada y sistemática, no incluimos la alcalinidad en el calculo del chi-cuadrado; sin embargo, presentamos siempre los valores de las alcalinidades reales y calculadas.

Veamos un ejemplo de calculo. La tabla 2 compara la composición de la salmuera FRA-4 de la Laguna del Negro Francisco con la composición de la vertiente evaporada FRA-10E.

	SALMUERAS		δ L-A /(L+A)/2	δ^2
	REAL (L)	SIMULADA (A)		
pH	7,50	6,89	0,085	0,0072
Alc	88,5	8,36	1,655	2,738
Cl	171000	158000	0,079	0,0062
SO4	30700	40400	0,273	0,0745
B	2130	1590	0,290	0,0843
Si	12,5	7,83	0,459	0,211
Na	85300	76900	0,104	0,0107
K	11400	13100	0,139	0,0193
Li	916	584	0,443	0,196
Ca	349	392	0,116	0,0135
Mg	16000	19400	0,192	0,0369

Tabla 2 : Ejemplo de comparacion de dos aguas por el metodo del chi-cuadrado modificado.

El coeficiente de desviación: $\varphi^2 = (\delta_{pH}^2 + \delta_{Alc}^2 + \delta_{Cl}^2 + \dots + \delta_{Mg}^2) / N$ vale 0,309 (N = 11). Este valor relativamente elevado sugiere que no hay mucha relación entre las dos aguas. Sin embargo, se nota la enorme diferencia entre las alcalinidades y el peso mayor de este componente en el calculo del coeficiente de desviación. Se nota también la concentración muy elevada en boro: más de 2 g/l. La alcalinidad elevada de la salmuera real se debe a los boratos. Si se excluye la alcalinidad del calculo de φ^2 , se obtiene un coeficiente de desviación de 0,066, lo que indica una buena concordancia entre las dos soluciones.

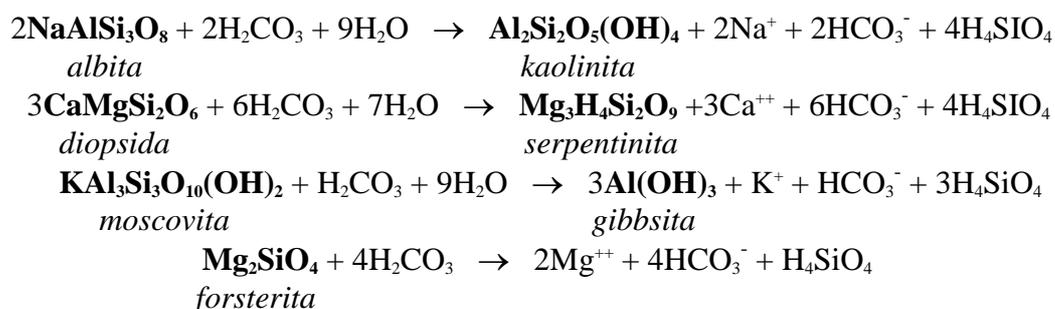
VII. RELACION ENTRE VIA EVOLUTIVA Y LITOLOGIA DE LA CUENCA ORIGEN DE LOS COMPONENTES

1. Alteración de rocas plutónicas y volcánicas

Consideremos una cuenca de drenaje ideal constituida exclusivamente de rocas plutónicas (granito) o volcánicas perfectamente puras, es decir formadas exclusivamente de silicatos de Na, K, Mg, Ca. Las aguas de lluvia al caer sobre la cuenca van disolviendo el gas carbónico de la atmósfera:

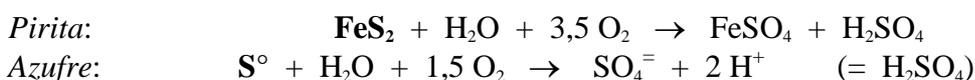


Las aguas de lluvia contienen ácido carbonico que es el principal agente de alteración meteórica de las rocas. Los silicatos se alteran según reacciones del tipo:



La alteración de silicatos por aguas de lluvia produce minerales secundarios con liberación de cationes y de sílice disuelta. Puesto que en silicatos puros no hay cloruro ni sulfato, el único anión que balancea las cargas positivas de los cationes es el bicarbonato HCO_3^- que proviene del gas carbónico de la atmósfera. Las aguas de alteración son del tipo: Na-K-Ca-Mg / HCO_3^- . Sus salinidades son muy bajas: generalmente inferiores a 200 mg/l. Por otra parte, la acidez de las aguas de alteración queda neutralizada ya que los cationes reemplazan los iones H^+ y por tanto el pH puede elevarse. Cuando estas soluciones se evaporan y se concentran, solamente pueden precipitar minerales carbonatados: calcita (CaCO_3), magnesita (MgCO_3), gaylussita ($\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), trona ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), natron ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), dentro de los más comunes. Las aguas de alteración siguen la vía carbonatada llegando a salmueras carbonatadas con pH entre 10 y 11.

Las rocas volcánicas o plutónicas raras veces son perfectamente puras. Contienen mineralizaciones, inclusiones fluidas y azufre, que proveen cloruro y sulfato. El bicarbonato puede ya no ser el anión principal. De particular importancia es la oxidación de sulfuros y del azufre:



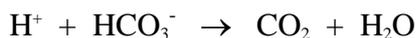
La oxidación del azufre y de los sulfuros produce ácido sulfúrico. Las aguas ácidas de lixiviación alteran fuertemente los silicatos. Por ejemplo, la alteración de la albita se escribe:



Es una reacción similar a la producida por el ácido carbonico, pero con sulfato en vez de bicarbonato. Aquí también los protones están reemplazados por cationes, lo que neutraliza parte de la acidez. La salinidad de aguas de alteración sulfatadas es más elevada que la de aguas de lixiviación carbonatadas. Puede superar el gramo por litro. El ácido carbónico es muy debil y su concentración muy baja en aguas de lluvia, puesto que depende de la concentración del gas carbónico de la atmósfera. Su acidez es muy rapidamente neutralizada por la alteración de silicatos. Al contrario, el ácido sulfúrico es un ácido fuerte; su concentración depende de los sulfuros y azufre presentes en las formaciones litológicas. La alteración de silicatos puede no ser suficiente para neutralizar todos los iones H^+ producidos por la oxidación de sulfuros o azufre. Las aguas de lixiviación pueden quedar ácidas, con pH inferiores a 4. La salinidad de tales aguas ácidas puede llegar a varios gramos por litro.

Las aguas de alteración que han adquirido sulfato por oxidación de azufre o de sulfuros siguen al evaporarse una de las tres vías evolutivas sulfatadas representadas en la figura 13. La vía precisa va a depender de la proporción entre bicarbonato y sulfato en el agua de alteración.

- si la adición de sulfato es mínima, el agua seguirá la vía carbonatada
- si la adición de sulfato es algo más importante y hay poco calcio, el agua seguirá la vía sulfatada directa o la vía sulfatada alcalina
- si la adición de sulfato es muy importante, la concentración en bicarbonato puede bajar considerablemente (en aguas de lixiviación ácidas ya no quedan especies carbonatadas). El exceso de protones que no han sido neutralizados por la alteración de silicatos va a eliminar parte del bicarbonato:



Tales aguas siguen la vía sulfatada neutra, puesto que al principio de la evaporación la concentración del bicarbonato se ha vuelto inferior a la del calcio. Pero la concentración del calcio es generalmente muy inferior a la del sulfato, anión mayor, lo que induce la vía sulfatada neutra.

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).

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.

<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 3 : Composición química de las principales rocas sedimentarias

La tabla 3 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.

3. Relación entre litología y vía evolutiva

La tabla 4 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. La figura 15 muestra la distribución de todas las aguas de aporte de

las cuencas cerradas estudiadas. Se observa claramente el aumento de salinidades desde las aguas de vía carbonatada hasta las de vía cálcica.

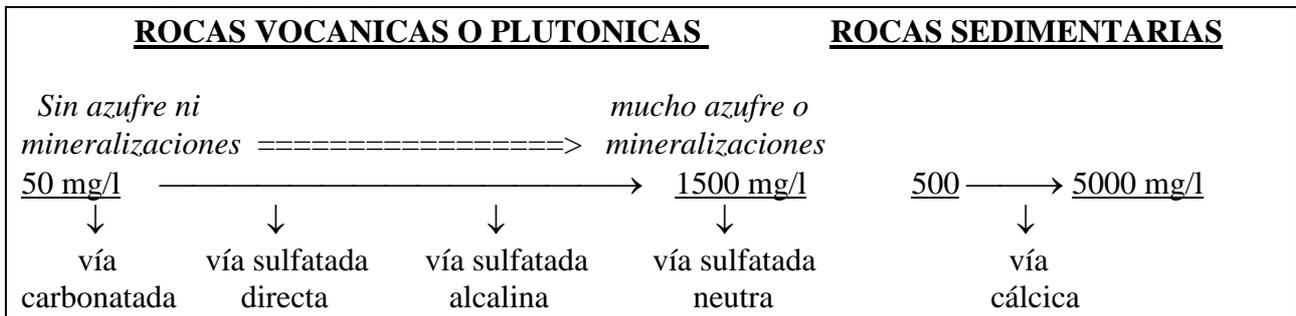


Tabla 4 : Relación entre la litología de la cuenca y las vías evolutivas

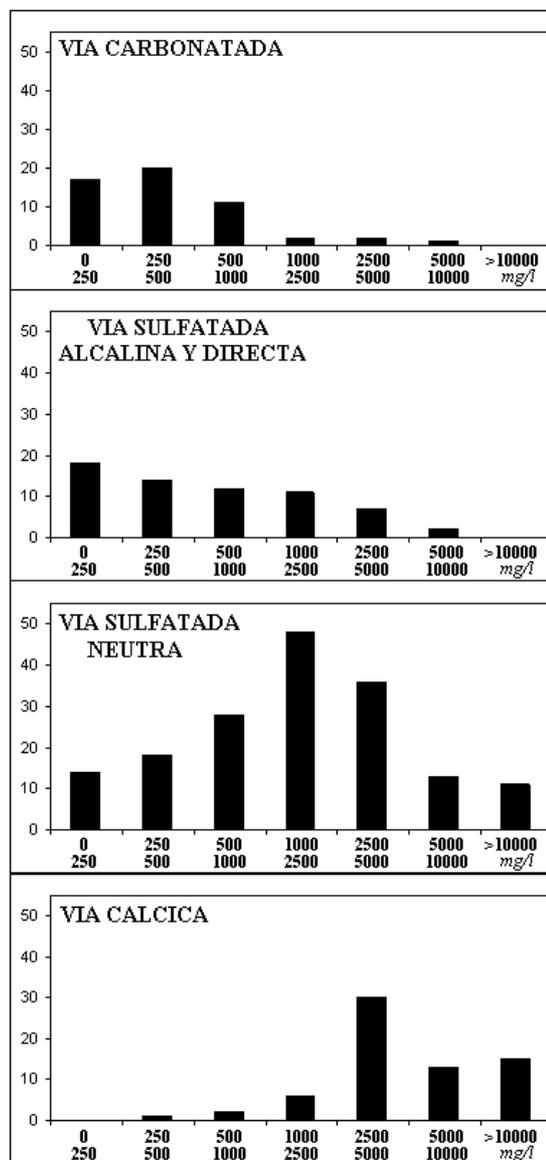
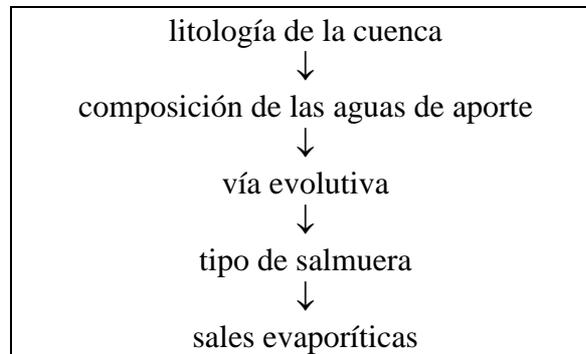


Fig.15 : Histogramas de salinidades de las aguas de aporte agrupadas según sus vías evolutivas

Es posible sintetizar en el siguiente esquema la relación entre la litología de una cuenca cerrada y la naturaleza de las sales evaporíticas que precipitan en su salar.



Hemos tratado hasta ahora 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 volcano-sedimentarias 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.

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 lixivía 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.

VIII. CLASIFICACION DE AGUAS Y DIAGRAMAS

1. Diagramas triangulares.

Para clasificar un agua según su composición química, hay que fijar límites, según ciertos criterios, a las concentraciones de los componentes. Los tipos químicos así definidos son en parte arbitrarios especialmente cuando las concentraciones están cerca de los límites. En este estudio hemos utilizado la clasificación de Eugster y Hardie (1978). Los componentes considerados para la clasificación son:

- para los cationes: Na+K+Li, Ca y Mg
- para los aniones : Cl, SO₄ y HCO₃ (+ CO₃)

Se representan en diagramas triangulares (Fig.16) y en formulaciones. Algunas raras veces, presentamos también el diagrama triangular: Na, K+Li, Ca+Mg. Los límites escogidos son 5% y 25%:

- cuando un catión o un anión tiene una concentración en miliequivalentes inferior a 5% de la suma de cationes o de aniones, no aparece en la formulación de la composición química.
- cuando su concentración es superior a 5% e inferior a 25 %, aparece entre paréntesis en la formulación.
- cuando su concentración es superior a 25%, aparece en la formulación sin paréntesis.

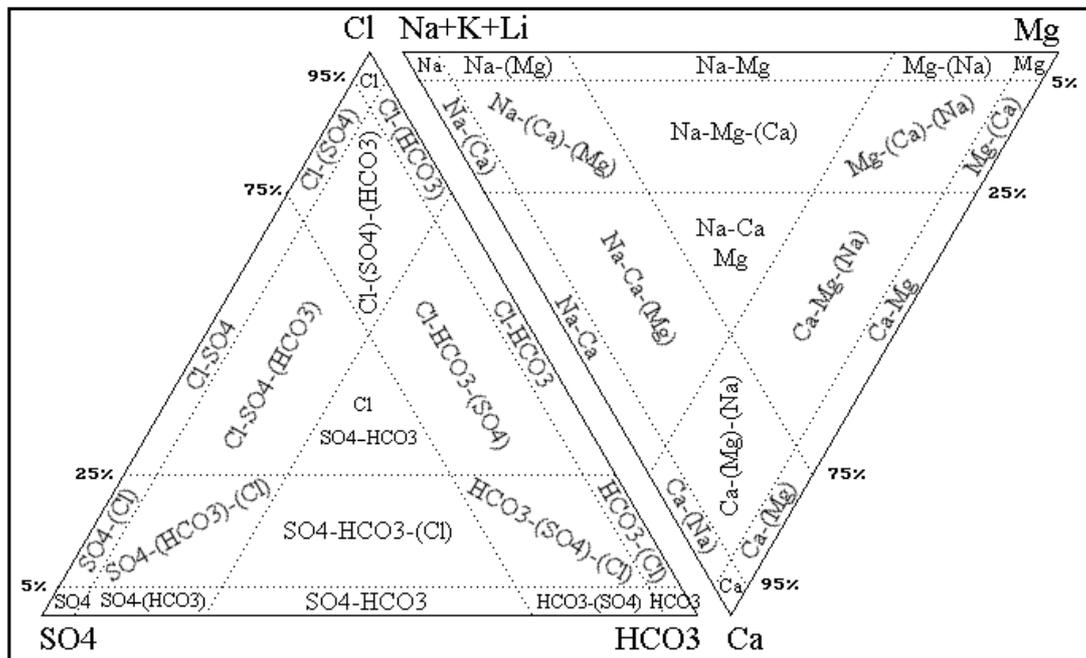


Fig.16 : Tipos químicos de aguas basados sobre límites a 5% y 25% de las concentraciones en miliequivalentes.

Cuando varios componentes están dentro del mismo rango de concentración, aparecen en la formulación desde el más concentrado hasta el menos concentrado. Varios sectores de los diagramas triangulares están divididos en subsectores por las bisectrices del triángulo, pero sin ser trazados en los diagramas. Por ejemplo: Na-Mg y Mg-Na; Na-Ca-(Mg) y Ca-Na-(Mg). La formulación de un tipo químico aparece de la siguiente manera:

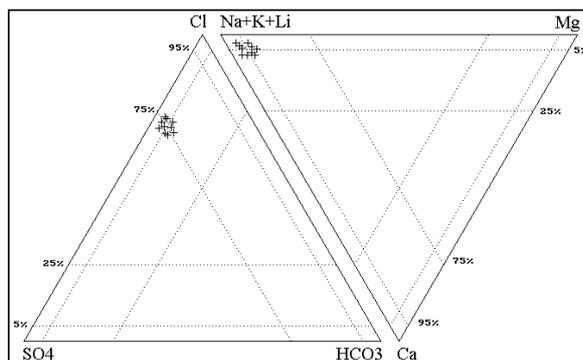
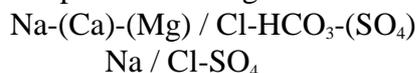


Fig.17 : Grupo homogéneo de aguas arbitrariamente divididas en tipos químicos distintos.

Este tipo de clasificación puede delimitar grupos ficticios de aguas dentro de un grupo homogéneo. La figura 17 muestra el caso de un grupo homogéneo de aguas con cuatro composiciones catiónicas y cuatro aniónicas. Combinandolas, se puede llegar hasta 16 tipos químicos, lo que no tiene mucho sentido. Cambiando los límites a 10 y 30%, todas las aguas pertenecerían a un solo tipo químico. Por eso, en este estudio, no nos atenderemos fijamente a tipos químicos predefinidos.

2. Diagramas circulares

Para cada salar, la composición química de todas las aguas de aporte está representada en diagramas circulares. Hemos escogido este tipo de diagrama no convencional por dos razones:

- es el más fácil de implementar con softwares comunes
- otros diagramas más convencionales disponibles en softwares especializados en aguas están destinados a aguas diluidas de salinidad generalmente inferior a un gramo por litro (1000 mg/l). Las aguas de aporte en los salares del norte de Chile tienen salinidades desde 50 mg/l hasta 80 000 mg/l.

Los diagramas circulares son representaciones porcentuales (Fig.18). Se divide verticalmente el círculo por un diámetro en dos partes iguales. Los aniones están en el semi-círculo izquierdo y los cationes en el semi-círculo derecho. Cada componente está representado por un sector de superficie proporcional al porcentaje de su concentración en miliequivalentes por litro. Los porcentajes indicados están redondeados a números enteros: 0% significa en realidad inferior a 1%.

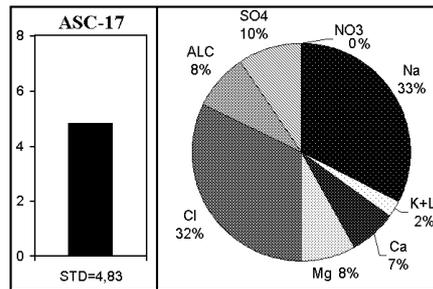


Fig.18 : Ejemplo de diagrama circular usado en los estudios individuales de salares

Las representaciones porcentuales tienen un inconveniente, pues no indican las concentraciones absolutas. Dos aguas de salinidad muy distintas pueden tener el mismo diagrama porcentual. Por eso hemos presentado al lado del diagrama circular la salinidad total del agua en gramos por litro. La escala es la misma para todas las aguas de un mismo salar y corresponde al agua de aporte más salada de la cuenca.

3. Diagramas de barras; calidad de aguas.

La calidad de todas las aguas de aporte de cada cuenca está representada en diagramas de barras (Fig.19).

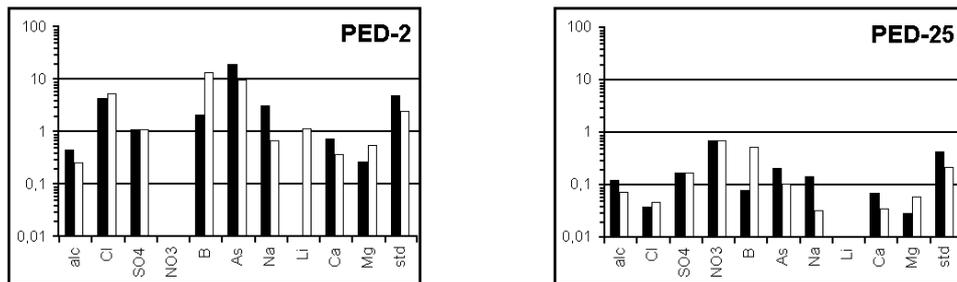


Fig.19 : Ejemplos de diagramas de calidad de agua usados en estudios individuales de salares

	<u>POTABLE</u>	<u>RIEGO</u>
HCO₃ (Alc)	350	600
Cl	250	200
SO₄	250	250
NO₃	44	44
B	5	0,75
As	0,05	0,10
Na	200	900
Li	---	2,5
Ca	200	400
Mg	125	60
STD	500	1000

Tabla 5 : Concentraciones máximas permisibles en mg/l para aguas potabla y aguas de riego

La altura de las barras es igual a la razón entre la concentración del componente y la concentración máxima autorizada por la norma. Se ha utilizado principalmente las normas chilenas, complementándolas con valores de las normas de Canada, Estados Unidos y de la FAO (Tabla 5). Las barras negras corresponden a la norma de potabilidad y las barras blancas a la norma de riego. Un valor inferior a uno indica que la concentración del componente está dentro de la norma, y sobre uno, su concentración la excede. En los ejemplos de la figura 19, la concentración de todos los componentes de PED-25 está por debajo de las dos normas. Es un agua apta para cualquier uso. Al contrario, PED-2 es un agua con capacidad de uso limitado. Debido a las altas salinidades de numerosas aguas de aporte, no es posible usar una escala aritmética para la altura de barras. Con una escala logarítmica, desde 0,01 hasta 100, se puede representar todas las aguas de aporte de todas las cuencas en la misma escala, lo que facilita considerablemente la visualización de los diagramas.

IX. BALANCE HIDRICO DE LAS LAGUNAS

Los estudios hidrogeológicos publicados sobre el norte de Chile presentan con frecuencia los balances hídricos de las cuencas. Para poder establecerlos con cierta precisión, se necesita muchos datos difíciles de obtener ya que las mediciones de sus parámetros son escasas o irregulares en el tiempo. Presentamos aquí un enfoque más limitado, pero más fácil de establecer, como es el balance hídrico de lagos y lagunas.

Consideremos una laguna permanente en una cuenca cerrada bajo clima árido. Recibe agua por la cuenca de drenaje (vertientes, ríos, napas subterráneas), y también por las precipitaciones directas sobre el espejo de agua. Pierde agua por evaporación desde la superficie y también por infiltraciones en el fondo de la laguna (Fig.20). No se considera transpiración por vegetación en los bordes. Sean:

- S : superficie de la laguna (en m^2)
- H_e : altura de evaporación potencial (en $m/año$)
- H_p : altura de las precipitaciones (en $m/año$)
- $V_e = SH_e$: volumen de agua evaporada desde la superficie (en $m^3/año$)
- $V_p = SH_p$: volumen de precipitaciones sobre la superficie (en $m^3/año$)
- V_{ap} : volumen de los aportes por la cuenca de drenaje (en $m^3/año$)
- V_i : volumen de las infiltraciones (en $m^3/año$)
- C_{ap} : concentración promedio de un componente conservativo de los aportes (g/l)
- C_L : concentración promedio de ese componente conservativo en la laguna (g/l)

Si la laguna es permanente y de superficie promedia estable de un año al otro, entonces los aportes igualan las pérdidas:

$$\begin{aligned} V_{ap} + V_p &= V_e + V_i \\ V_{ap} + SH_p &= SH_e + V_i \end{aligned}$$

Se obtiene el balance hídrico de la laguna:

$$V_{ap} = S(H_e - H_p) + V_i$$

Las lagunas del norte de Chile se suponen en equilibrio dinámico, es decir que la concentración de sus componentes químicos es estable y no aumenta con los años. Todos los componentes que entran en la laguna o son consumidos por minerales, o participan a procesos biológicos o se infiltran por el fondo. En lagunas poco profundas, las cantidades de sales disueltas corresponden a unos centenares o unos miles de años de alimentación, un tiempo muy corto a escala geológica. Si no estuvieran en equilibrio dinámico, significaría que ocurrió algún evento climático hace poco tiempo a partir del cual la laguna empezó a variar su concentración. Sin embargo, el actual clima en el norte chileno no ha variado notablemente desde por lo menos 10 000 años.

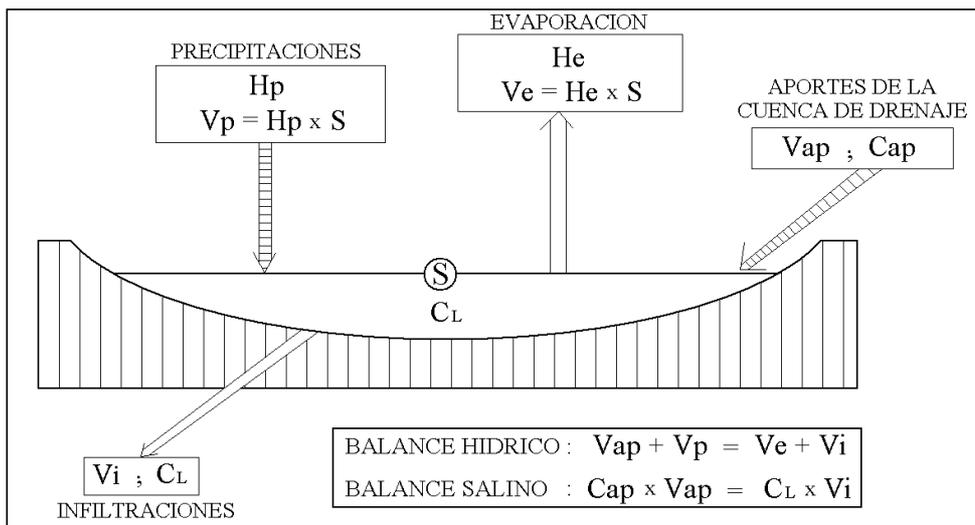


Fig.20 : Balance hídrico y balance salino de una laguna en una cuenca cerrada en clima árido.

Consideremos un componente conservativo, es decir que no participa en ninguna precipitación de mineral, ni entra en ningún proceso biológico. Se pierde solamente por las infiltraciones. Es el caso del cloruro hasta la precipitación de la halita en salmueras concentradas y del litio a todas salinidades. Cada año entra una cantidad $V_{ap}C_{ap}$ (C_{ap} = concentración promedio en los aportes) de este componente y se pierde por infiltración V_iC_L (C_L = concentración en el lago). En caso de equilibrio dinámico, obtenemos el balance salino de la laguna:

$$V_{ap}C_{ap} = V_iC_L$$

Los dos balances constituyen un sistema de dos ecuaciones con dos incógnitas: V_{ap} (volumen de los aportes por la cuenca) y V_i (volumen de las infiltraciones). Resolviendolo, se obtiene:

$$\begin{aligned} V_{ap} &= S(H_e - H_p) / (1 - C_{ap}/C_L) \\ V_i &= S(H_e - H_p) / (C_L/C_{ap} - 1) \end{aligned}$$

Los parametros S , H_e , H_p , C_{ap} , C_L , son relativamente faciles de conseguir. La superficie de la laguna se mide en mapas topográficos o en fotografías aéreas; la evaporación potencial y la altura de precipitaciones se obtienen en registros meteorológicos; las concentraciones de los aportes y de la laguna necesitan una campaña de muestreo. Mientras más completo el muestreo, más precisos los balances hídrico y salino.

Formulación simplificada: El balance salino puede escribirse: $C_L/C_{ap} = V_{ap}/V_i$. La razón entre aportes e infiltraciones es igual a la razón entre la concentración en la laguna y en los aportes de los componentes conservativos. Por ejemplo, si la concentración en cloruro es de 0,1 g/l en los aportes y 100 g/l en la laguna, entonces el volumen de infiltraciones corresponde solamente a la milésima parte de los aportes por la cuenca. Por regla general, mientras más amplio es el intervalo de concentraciones entra aportes y laguna, más reducidas son las infiltraciones. En salares y lagos salados, el volumen de las infiltraciones es casi siempre despreciable en relación al volumen de los aportes: $V_i \ll V_{ap}$. En este caso la formula del balance hídrico se simplifica:

$$V_{ap} = S(H_e - H_p)$$

Para estimar el volumen de aportes desde la cuenca de drenaje, basta conocer la superficie de la laguna y los parámetros climáticos de la zona. Si las infiltraciones son casi siempre despreciables en el balance hídrico, no lo son en absoluto en el balance salino puesto que son ellas las que determinan la salinidad de la laguna.

Se puede establecer el balance hídrico (con o sin las infiltraciones) para una laguna completa o para pequeñas lagunitas esparcidas a lo largo de las orillas de los salares. En el primer caso, se obtiene el volumen de aportes de toda la cuenca; en el segundo caso se determina el caudal entrante de la vertiente o del río que alimenta la pequeña lagunita.

Coefficiente de escorrentía: Lo definimos como la razón entre el volumen de agua que entra en la laguna [$V_{ap} = S(H_e - H_p)$] y el que cae sobre la cuenca de drenaje [$V_{dr} = S_{dr} \times H_p$]:

$$C_{esc} = V_{ap} / V_{dr} = S/S_{dr} \times (H_e/H_p - 1)$$

Se desprecia la infiltraciones, pues se trata de un coeficiente relacionado al balance hídrico. Aquí también muy pocos parámetros son necesarios para determinar este coeficiente.

X. ORIGEN DE LOS COMPONENTES EN AGUAS DE CUENCAS CERRADAS DEL NORTE DE CHILE

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. Hemos visto durante nuestro estudio que 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, hemos visto también que la salinidad de sus aguas de alteración puede alcanzar 1000 a 2000 mg/l.

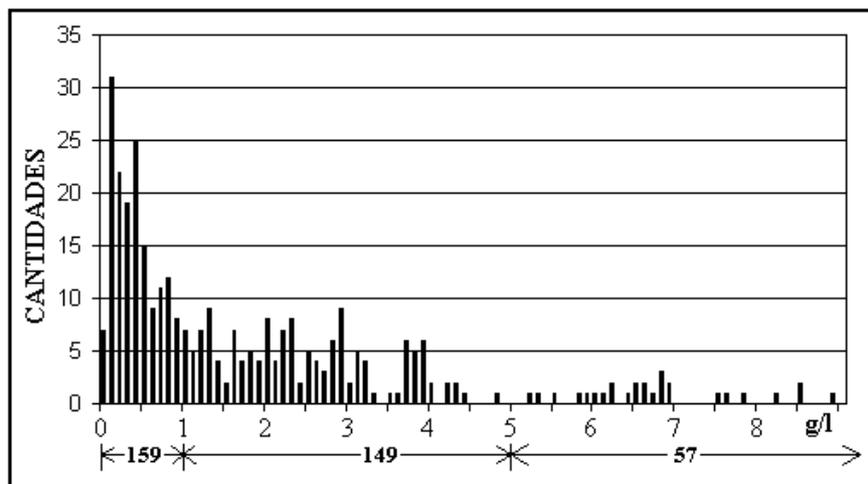


Fig.21 : Histograma de salinidades de aguas de aporte.

La figura 21 muestra un histograma de salinidades de las aguas de aporte hasta 9 g/l. Hemos encontrado 159 aportes con una salinidad inferior a 1 g/l. La mayor frecuencia corresponde a aguas entre 100 y 200 mg/l de salinidad. Hay 149 aportes salobres, con salinidades entre 1 y 5 g/l y 57 aportes salados entre 5 y 80 g/l. Se nota que la mayores frecuencias corresponden a salinidades de aguas de alteración de rocas volcánicas sin mineralizaciones ni azufre. Sin embargo, hay más aportes salobres y salinos que diluidos (el histograma puede ser engañoso a primera vista). La pregunta es de donde proviene la elevada salinidad de la mayor parte de los aportes.

2. Relación Na / Cl

La figura 22 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:

- 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") $\text{Na} = \text{Cl}$. Son aguas de alteración de rocas volcánicas.

- otro grupo de aguas cuyos puntos se encuentran alineados sobre, o muy cerca, de la recta equimolar $\text{Na} = \text{Cl}$. 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.

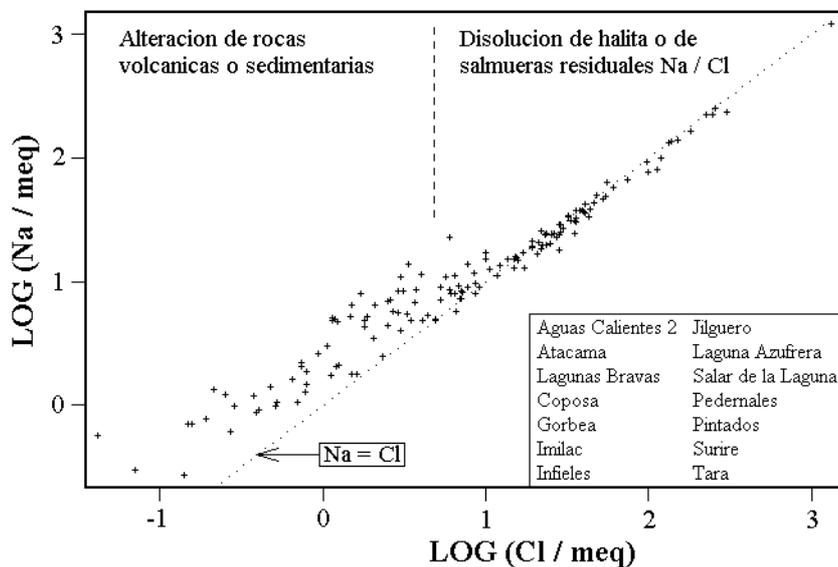


Fig.22 : Relación entre sodio y cloruro en aguas de aporte

3. Relación Ca / SO₄

La figura 23 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 $\text{Ca} = \text{SO}_4$. 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 ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) o anhidrita (CaSO_4) 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.

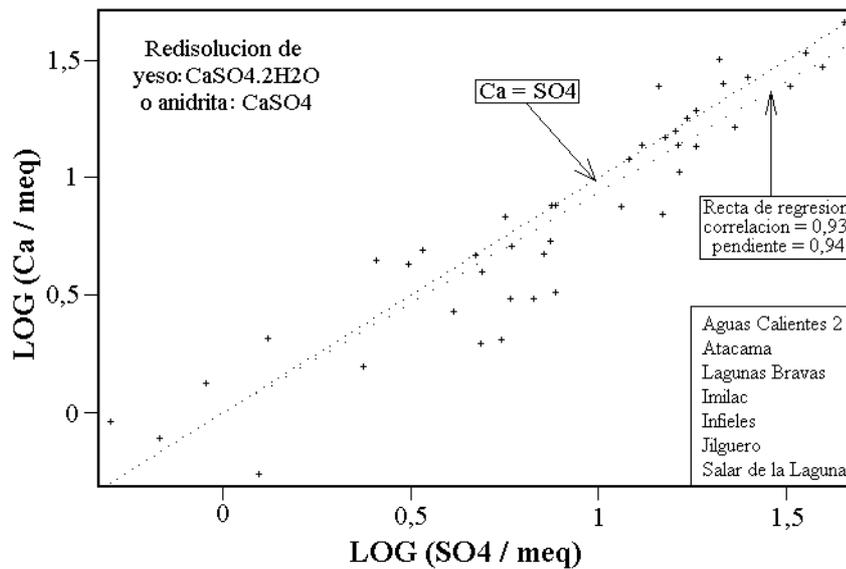


Fig.23 : Relación entre Ca y SO₄ en aguas de aporte de algunos salares

Aparece entonces que las altas salinidades de varias aguas de aporte se debe 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 22 y 23.

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.

La figura 24 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.

- las aguas cuyos puntos se encuentran alineados sobre la recta equimolar han redisoluelto cloruro de sodio y de calcio. Existe una sal evaporítica de cloruro de calcio, la antarctica (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.

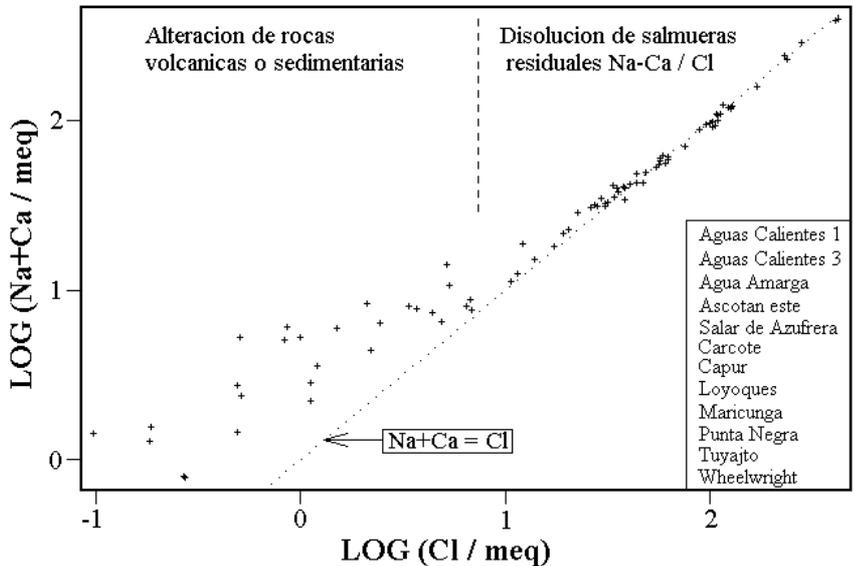


Fig.24 : Relación entre Na+Ca y Cl en aguas de aporte de algunos salares

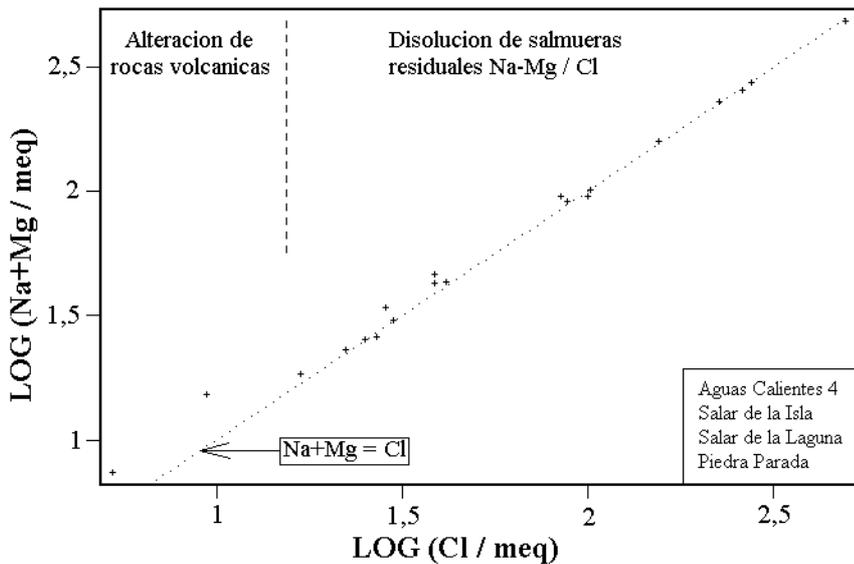


Fig.25 : Relación entre Na+Mg y Cl en aguas de aporte de algunos salares

La figura 25 muestra una salinización similar de aguas diluidas por salmueras residuales de tipo Na-Mg / Cl. Hemos encontrado 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.

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 / SO₄), (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 ha detectado algunos casos de salinización por otros componentes:

- por sales Na-Ca / SO₄ en una vertiente del salar de Coposa
- por sales o salmueras Na / CO₃-Cl-SO₄ en una vertiente cerca del río Astaburuaga en la cuenca de la laguna del Negro Francisco.
- por sales Ca-Mg / SO₄ en las vertientes del salar de Gorbea
- por sales o salmueras Na / Cl-SO₄ en vertientes de Laguna Verde y del salar de Punta Negra.

6. Influencia del termalismo

La Cordillera del Norte de Chile presenta una intensa actividad geotermal ligada al volcanismo plio-cuaternario (Lahsen, 1976). No es fácil precisar la temperatura a partir de la cual se puede considerar una agua como termal. Schoeller (1962) define como termal un agua cuya temperatura es superior de 4°C a la temperatura promedio de la atmósfera. Heath (1983) sugiere un aumento de solamente 2 °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°C a 1500 m de altura hasta -2,5°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°C, y por tanto pueden ser consideradas como termales. En realidad la proporción debe ser superior, puesto que tenemos mucho más muestras por encima de 3000 m.

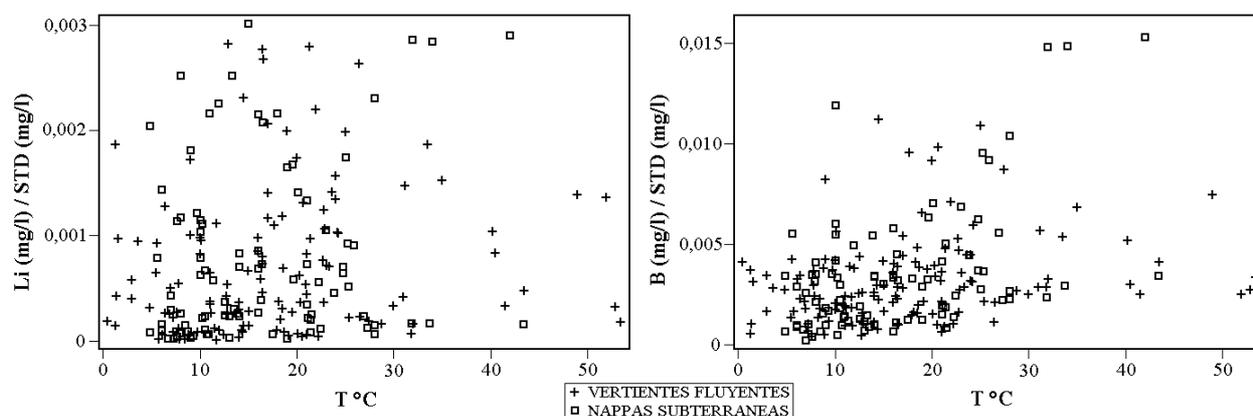


Fig.26 : Concentración relativa a la salinidad de Li y B en función de la temperatura del agua.

Hemos buscado 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. No hemos encontrado relación clara entre termalismo y composición de las aguas. Varios autores atribuyen un origen termal al litio y al boro (Chowdhury et al., 1974; White et al., 1976; Berthold y Baker, 1976; Smith, 1976). La figura 26 presenta la concentración porcentual (relativa a la salinidad

total) del litio y del boro en las aguas de vertientes fluyentes y napas. No aparece un aumento nitido de las concentraciones con la temperatura. Las tres aguas de contenido porcentual más elevado en boro provienen de la misma napa del salar de Ascotán (ASC-1, 3 y 15). También tienen un alto contenido en litio. Siendo estas aguas salobres, no se puede descartar un aporte por antiguas evaporitas o salmueras residuales. Risacher y Fritz (1991) observaron la misma ausencia de relación entre termalismo y composición de aguas en el vecino Altiplano boliviano. Por otra parte, hay que señalar el muy bajo contenido porcentual del magnesio en las aguas termales del sector de Mamiña en la cuenca del salar de Pintados (ver el estudio individual). No se explica esta anomalía.

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. Durante las campañas de terreno, se muestreó 9 nieves, 2 frescas, aprovechando las nevadas, y 7 antiguas, depositadas varias semanas o meses antes. Ubicaciones y análisis están presentados en la tabla 6. La composición química de las precipitaciones (lluvias o nieves) depende de varios factores (hay una buena discusión en Carroll, 1962):

- sales llevadas por los vientos en las áreas de formación y de desplazamiento de las nubes. Por ejemplo, las lluvias de verano sobre el Atiplano boliviano y la alta Cordillera chilena ("invierno" boliviano) tienen una composición sulfatada cálcica que refleja la composición de las aguas de la cuenca amazónica.

- sales eólicas de las zonas mismas donde caen las precipitaciones (sales recicladas). 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.

Tenemos muy pocas muestras de nieve para poder emprender un estudio detallado de estos mecanismos. Sin embargo, se puede hacer algunas observaciones en cuanto a la importancia de los aportes en sales llevadas por las capas de nieve hacia las napas subterráneas. En la figura 27 se presenta las concentraciones de los principales componentes en las aguas de nieve y en los aportes. Se observa que las concentraciones de Na, K, Ca, Mg, Cl, SO₄ e I en aguas de nieve son muy inferiores a las concentraciones en los aportes. Las cantidades de los principales componentes aportados por las nieves son despreciables en relación a aquellas originadas por la alteración de rocas y la disolución de antiguas evaporitas. Sin embargo, hay dos notorias excepciones: el arsénico y el nitrato. La concentración de estos dos componentes en aguas de nieve es 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.

Tabla 6 : ANALISIS DE NIEVES

NUMERO	FECHA	HORA	COORDENADAS UTM		ALTURA	TIPO DE MUESTRA
			ESTE	NORTE	METROS	
NEV-1	11/05/95	11 ^H 15	493825	6990125	4150	Nieve antigua (MAR)
NEV-2	11/05/95	15 ^H 30	507586	7005287	4350	Nieve antigua (MAR)
NEV-3	12/05/95	16 ^H 00	476178	6966986	4150	Nieve antigua (FRA)
NEV-4	14/05/95	14 ^H 00	491600	6941620	4550	Nieve antigua (FRA)
NEV-5	19/05/95	11 ^H 20	498407	6991877	4050	Nieve fresca (MAR)
NEV-6	09/11/95	13 ^H 00	477827	7042325	4550	Nieve antigua (PED-MAR)
NEV-7	29/08/96	12 ^H 00	513133	7759909	3790	Nieve fresca (HCO)
NEV-8	08/09/96	13 ^H 40	527891	7768666	4200	Nieve antigua, 10 días (HCO)
NEV-9	09/12/96	15 ^H 05	548125	7046550	4720	Nieve antigua (WHE)

NUMERO	PH	ALC	CL	Br	I	SO4	NO3	B	SI	AS	NA	K	LI	CA	MG	STD
NEV-1	4,36	-0,043	0,53	0,0040	0,0011	2,69	0,99	nd	0,06	0,030	0,37	0,11	nd	0,33	0,083	5,5
NEV-2	4,53	-0,040	0,75	0,0071	0,0019	3,26	nd	nd	0,10	0,013	0,62	0,051	nd	0,33	0,024	5,2
NEV-3	4,01	-0,083	0,64	0,0106	0,0011	4,51	0,56	nd	0,09	0,016	0,32	0,070	nd	0,29	0,073	6,6
NEV-4	4,81	-0,013	1,0	0,0078	0,0011	13,2	0,87	nd	1,4	0,034	1,1	0,28	0,002	3,8	0,97	23
NEV-5	5,53	0,003	0,89	0,0063	0,0011	0,480	0,25	nd	0,03	0,001	0,53	0,13	nd	0,35	0,039	3,1
NEV-6	5,37	0,003	0,11	0,0016	0,0006	0,288	nd	nd	0,10	0,068	0,25	0,020	nd	0,015	0,004	1,0
NEV-7	4,46	-0,033	0,25	na	0,0020	1,82	0,87	nd	nd	0,0019	0,16	0,12	nd	0,26	0,061	3,5
NEV-8	5,02	0,006	0,11	0,0029	0,0011	0,480	0,12	nd	nd	0,0003	0,16	0,16	nd	0,18	0,029	1,6
NEV-9	5,00	0,010	0,18	0,0018	0,0008	0,384	0,06	nd	nd	0,0017	0,28	0,039	nd	0,20	0,017	1,8

ALC = alcalinidad en meq/l. STD = sales totales disueltas en mg/l (calculado).
 Otros componentes en mg/l. nd = no detectado.

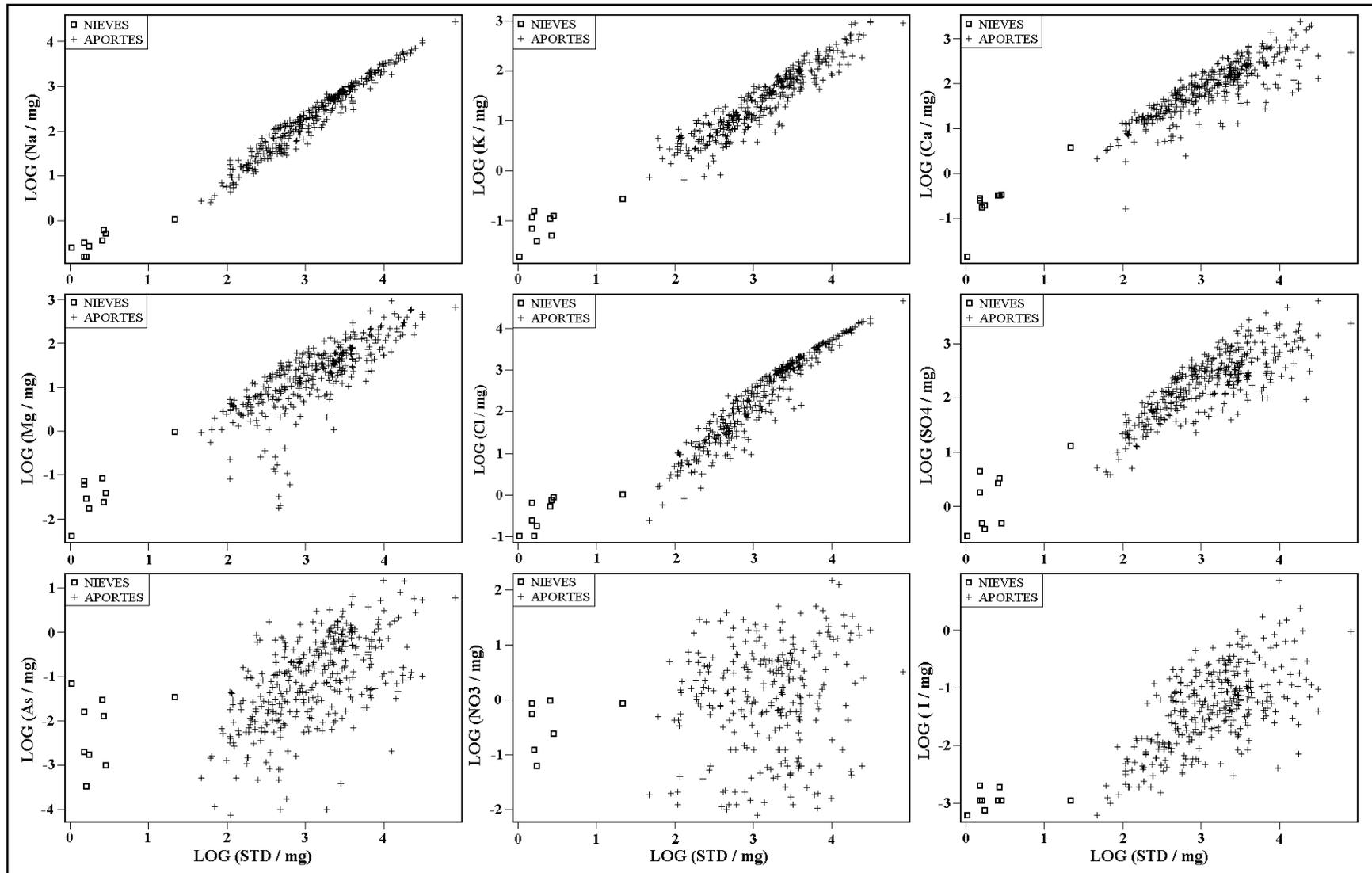


Fig.27 : Comparacion de la composicion quimica de las aguas de nieve con las aguas de aporte de los salares chilenos

XI. EVOLUCION DE AGUAS EN CUENCAS CERRADAS DEL NORTE DE CHILE

1. Efecto de la precipitación de la calcita

Vamos a aplicar el metodo simple basado sobre la alcalinidad que se ha presentado anteriormente. La figura 28 presenta la relación entre alcalinidad y calcio para todas las aguas de aporte y de lagunas de los salares chilenos.

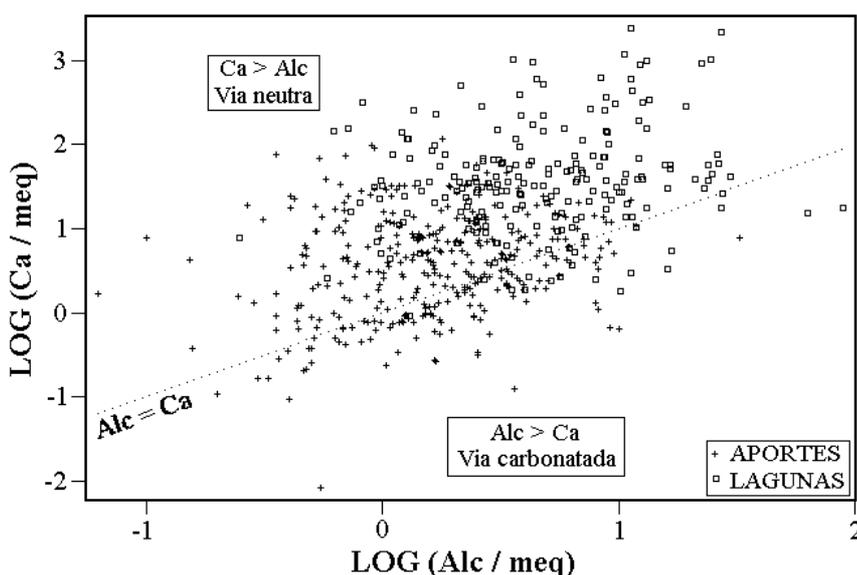


Fig.28 : Relacion entre alcalinidad y Ca en aguas de aporte de todos los salares estudiados

Cuando se evaporan, las aguas de aporte precipitan primero la calcita. Las que empiezan por la vía carbonatada tienen su punto representativo por debajo de la recta $\text{Alc} = \text{Ca}$ (en miliequivalentes). Son 117 aguas. Más del doble (242) empiezan por la vía neutra.

2. Efecto de la precipitación de sales de magnesio

La influencia de la precipitación de sales de magnesio sobre la evolución de aguas que se evaporan puede observarse en un diagrama Alc versus Ca+Mg (Fig. 29). Las aguas cuyos puntos se encuentran por debajo de la recta $\text{Alc} = \text{Ca} + \text{Mg}$ siguen la vía evolutiva carbonatada hasta llegar a soluciones de carbonato de sodio. De las 117 que empezaron por esta vía, quedan solamente 53 que deben teóricamente llegar a salmueras alcalinas. Las 64 otras cambian su evolución de la vía carbonatada a la vía sulfata directa (8) o alcalina (56) por efecto de la precipitación de silicatos y carbonatos de magnesio.

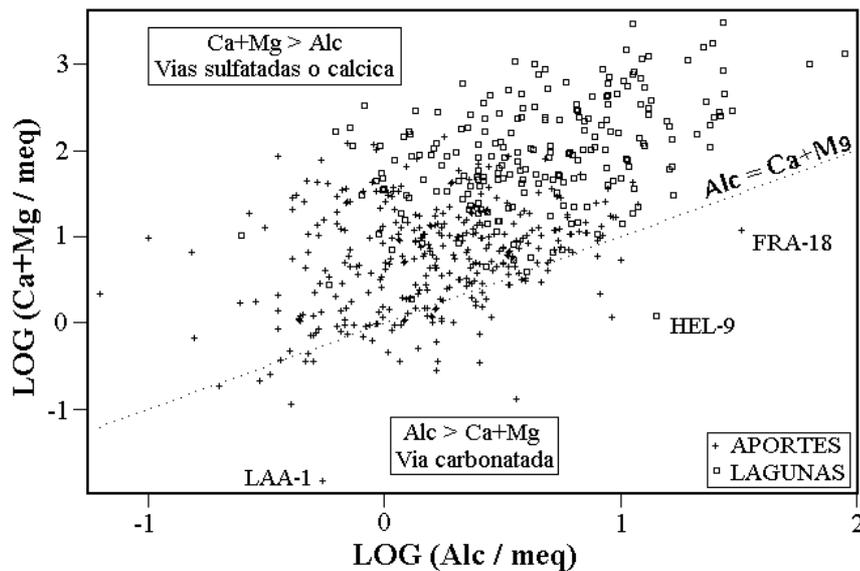


Fig.29 : Relacion entre alcalinidad y Ca+Mg en aguas de aporte de todos los salares estudiados

Salvo una, todas las lagunas pertenecen a las vías sulfatadas, cálcica o ácida. La única en todo el norte de Chile que posee una solución carbonatada es una pequeña poza en la cuenca de laguna Helada (HEL-9), pero no laguna Helada misma que contiene una salmuera sulfatada Na / Cl-SO₄. La solución carbonatada de la pequeña poza tiene una salinidad de solamente 2,9 g/l. El agua más salada que pertenece a la vía carbonatada es una vertiente termal de 9,7 g/l de salinidad en la cuenca de la laguna del Negro Francisco (FRA-18). Esta agua ha probablemente redissuelto carbonatos de sodio de un antiguo salar carbonatado recubierto por formaciones volcánicas. Habrían existido lagunas o salares carbonatados en este sector de los Andes Centrales. Hay que recalcar que nunca se ha detectado tal indicio en las numerosas cuencas evaporíticas bolivianas. Por otra parte, el agua diluida que presenta la tendencia evolutiva carbonatada más pronunciada es una napa en la cuenca del río Lauca (LAA-1). Sus concentraciones en bicarbonato y sodio representan respectivamente 62 % de la suma de los aniones y 90 % de la suma de los cationes (en meq/l).

3. Efecto de la precipitación del yeso

Ya sea siguiendo la vía neutra durante la precipitación de la calcita o por cambio de evolución durante la precipitación de sales de magnesio, 298 aguas de aporte llegan a la saturación en yeso (CaSO₄·2H₂O), lo que determina dos vías evolutivas: una sulfatada y la otra cálcica. Esta dicotomía está representada en la figura 30.

Se observa la T inclinada cuya barra transversal corresponde a la saturación en yeso. Hemos representado cada agua de acuerdo a su vía evolutiva teórica. Varias aguas diluidas de vías sulfatadas se encuentran por encima de la recta equimolar Ca = SO₄. Tienen más calcio que sulfato. Pero la precipitación de la calcita, al consumir calcio, revierte la desigualdad: la concentración en calcio se vuelve inferior a la del sulfato y la solución sigue la vía sulfatada. Finalmente, 232 aguas de aporte siguen una vía sulfatada y 67 siguen la vía cálcica.

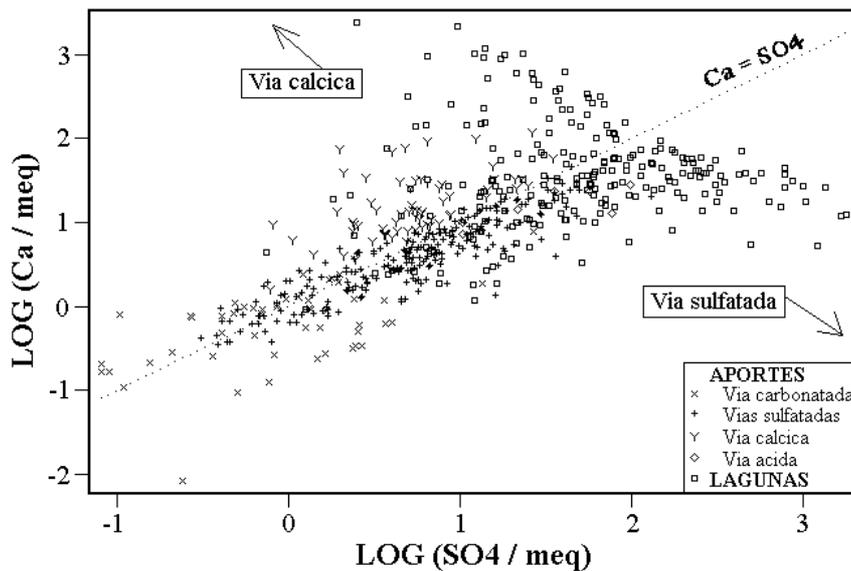


Fig.30 : Relacion entre Ca y SO₄ en aguas de aporte de todos los salares estudiados

4. Repartición de las aguas de aportes en las distintas vías evolutivas

La figura 31 muestra la repartición de las aguas de aportes en las distintas vías evolutivas y el número de lagunas de cada uno de los mega-grupos químicos: carbonatado, sulfatado, cálcico y ácido. El total de lagunas es superior al número de cuencas. Se debe a que 8 cuencas contienen lagunas de dos tipos químicos distintos. Aparece una anomalía mayor: hay 53 aguas de aporte que siguen teóricamente la vía carbonatada, pero solamente una lagunita es carbonatada. La casi total ausencia de lagunas carbonatadas en esta zona de los Andes chilenos se debe a dos factores:

- las aguas de aporte que siguen la vía carbonatada se encuentran diseminadas en varias cuencas donde se mezclan con aguas de otras vías evolutivas. No existe ninguna cuenca donde todas las aguas de aporte pertenezcan a la vía carbonatada. Al contrario, existen cuencas con fuerte predominio de aportes sulfatados o cálcicos.

- la depositación de azufre eólico sobre las formaciones superficiales de las cuencas de drenaje ha sido puesto en evidencia en el vecino Altiplano boliviano (Risacher y Fritz, 1991). Al disolverse en las las aguas de aporte carbonatadas, el azufre produce ácido sulfúrico que neutraliza parte del carbonato. Es muy probable que el mismo mecanismo afecte también las aguas de aporte chilenas.

La casi totalidad de las soluciones salinas de las lagunas y salares chilenos pertenecen a los dos mega-grupos sulfatado y cálcico. Es la principal característica geoquímica de los salares chilenos. Hay 39 lagunas o salares sulfatados, 19 cálcicos y 2 ácidos (Gorbea e Ignorado). El fuerte predominio de salares y lagunas sulfatadas se debe obviamente a la abundancia del azufre en los volcanes de la Cordillera de los Andes. La mayor parte de los salares cálcicos se encuentran también en un ambiente volcánico y la composición de sus aguas de aporte no tiene relación con la litología superficial de las cuencas de drenaje. Proviene de la disolución de salmueras residuales cálcicas de antiguos salares recubiertos por formaciones volcánicas.

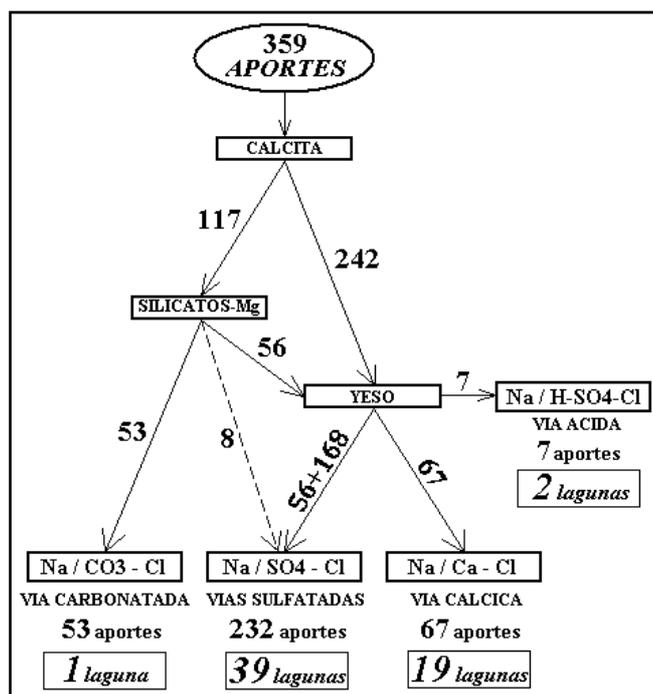


Fig.31 : Recuento de las vías evolutivas y de las composiciones de las lagunas

Todo ocurre como si estos antiguos salares se traspasaran a las cuencas actuales. Siendo de tipo cálcico, sus cuencas de drenaje deberían de ser mayormente sedimentarias. La distribución de los actuales salares cálcicos podría reflejar de alguna manera la litología de las formaciones que existían en estos sectores de los Andes antes de las últimas fases volcánicas.

5. Repartición geográfica de las aguas de aporte según sus vías evolutivas

Se puede hacer algunas observaciones sobre la localización de los salares cálcicos en los Andes chilenos. Las figuras 32 y 33 presentan respectivamente la distribución geográfica de los aportes y de los salares o lagunas con su tipo químico: sulfatado, cálcico, o mixto (lagunas de dos tipos en una cuenca)

En la Primera Región no existe ningún salar cálcico. Todos son sulfatados. El agua de aporte de vía evolutiva cálcica ubicada más al norte fue encontrada en la cuenca del salar sulfatado de Coposa. Bajando desde el norte, los salares de Carcote y Ascotán, en la Segunda Región, son los primeros en presentar lagunas cálcicas, además de lagunas sulfatadas. La Segunda Región es la que posee más lagunas y salares mixtos (4) y cálcicos (7). La Tercera Región posee 12 salares sulfatados (incluyendo los dos ácidos, que contienen mucho más sulfato que calcio), 3 salares mixtos y 5 cálcicos.

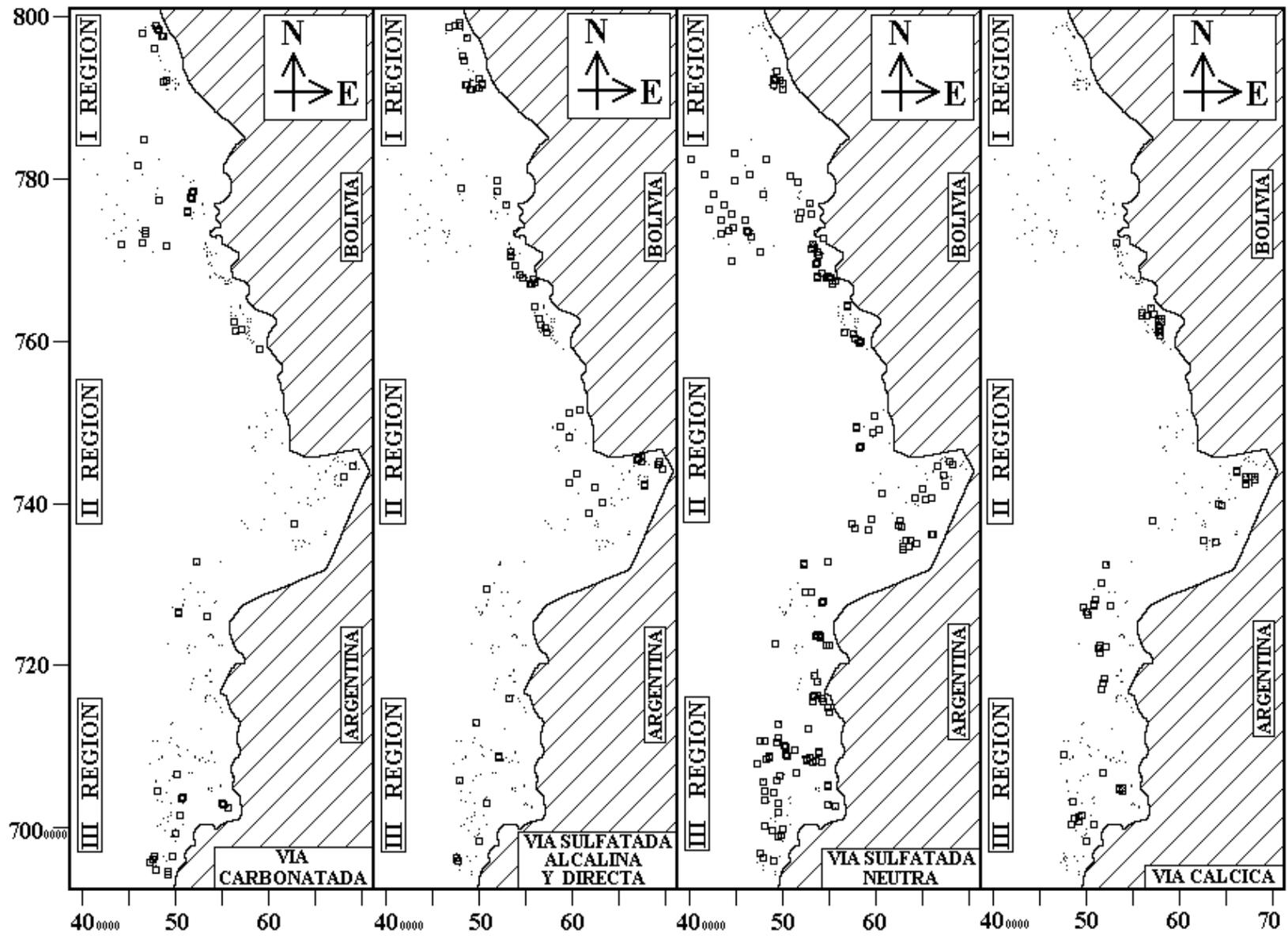


Fig.32 : Distribución de las aguas de aporte de acuerdo a sus vías evolutivas

- 1 Lagunas Cotacotani
- 2 Lago Ghungará
- 3 Río Lauca
- 4 Salar de Surire
- 5 Salar de Pintados
- 6 Laguna Lagunilla
- 7 Salar del Huasco
- 8 Salar de Coposa
- 9 Salar de Michincha
- 10 Salar de Alconcha
- 11 Salar de Carcote
- 12 Salar de Ascotan
- 13 Salar de Atacama
- 14 Salar de Tara
- 15 Laguna Helada
- 16 Salar de Aguas Calientes 1
- 17 Salar de Pujsa
- 18 Salar de Loyoques
- 19 Lag. Trinchera / Chivato Muerto
- 20 Salar de Aguas Calientes 2
- 21 Laguna Lejia
- 22 Laguna Miscanti
- 23 Laguna Miñiques
- 24 Salar del Laco
- 25 Laguna Tuyajto
- 26 Salar de Aguas Calientes 3
- 27 Salar de Capur
- 28 Salar de Imilac
- 29 Salar de Punta Negra
- 30 Salar de Aguas Calientes 4
- 31 Laguna de la Azufrera
- 32 Salar de Pajonales
- 33 Salar de Gorbea
- 34 Salar Ignorado
- 35 Salar de la Azufrera
- 36 Salar de Agua Amarga
- 37 Salar de Aguilar
- 38 Salar de La Isla
- 39 Salar de las Parinas
- 40 Salar Grande
- 41 Salar de los Infieles
- 42 Salar de Pedernales
- 43 Salar de la Laguna
- 44 Salar de Piedra Parada
- 45 Lagunas Bravas
- 46 Lagunas del Jilguero
- 47 Laguna del Bayo
- 48 Salar de Wheelwright
- 49 Laguna Escondida
- 50 Laguna Verde
- 51 Salar de Maricunga
- 52 Laguna del Negro Francisco

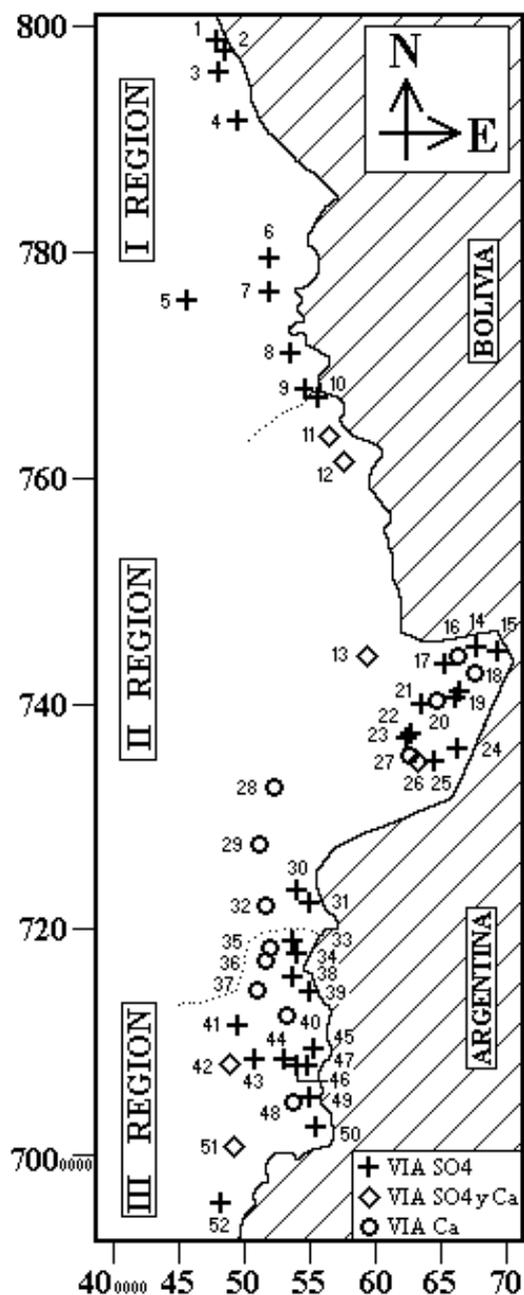


Fig.33 : Distribución de las salmueras de los salares de acuerdo a sus vías evolutivas

Se observa la tendencia de los salares cálcicos y mixtos a ubicarse más al oeste, especialmente en el sur de la Segunda Región y en la Tercera Región. Sin embargo, el salar de Pintados, que es el más occidental, es sulfatado, pero su alimentación proviene de una amplia cuenca de drenaje que se extiende mucho más al este.

Por otra parte, las aguas de aporte de vía carbonatada son abundantes en la I Región y en el sur de la III Región (Fig. 32). Son escasas en la II Región y totalmente ausente en el norte de la III Región. Estas aguas siendo generalmente las más diluidas, su distribución indica los sectores potencialmente más aprovechable para recursos de agua.

XII. CALIDAD DE AGUAS

1. Calidad de potabilidad

La calidad de cada agua de aporte en función de las normas de potabilidad y de riego, está presentada en los estudios individuales de cada cuenca. Los componentes considerados son: HCO_3 (o alcalinidad), Cl, SO_4 , NO_3 , B, As, Na, Li, Ca, Mg, y STD (salinidad total). Sin embargo, hay solamente unos pocos componentes que determinan efectivamente la calidad de aguas de la Cordillera Andina del norte chileno. La salinidad y el arsénico son los dos componentes que casi siempre limitan la potabilidad de las aguas. Si están dentro de la norma, los demás componentes también lo están, o si no, el exceso es siempre muy limitado. Hay algunas excepciones, por ejemplo el río Toconce tiene poca salinidad pero 10 veces el arsénico de la norma. La norma de potabilidad es de 500 mg/l para la salinidad total y de 0,050 mg/l para el arsénico. De manera sorprendente, el nitrato, que constituye en el Valle Central los yacimientos de NaNO_3 más importantes del mundo, no es un componente importante de las aguas de aporte. La figura 35 y la tabla 7 muestran la distribución de las aguas de aporte en función del límite de potabilidad de estos dos componentes. A título meramente comparativo, hemos fijado un segundo límite al doble de la norma de potabilidad (1000 mg/l STD y 0,100mg/l As). La escasez de agua en el norte chileno permite por un breve tiempo, una cierta tolerancia en la aplicación de las normas en caso de alguna emergencia.

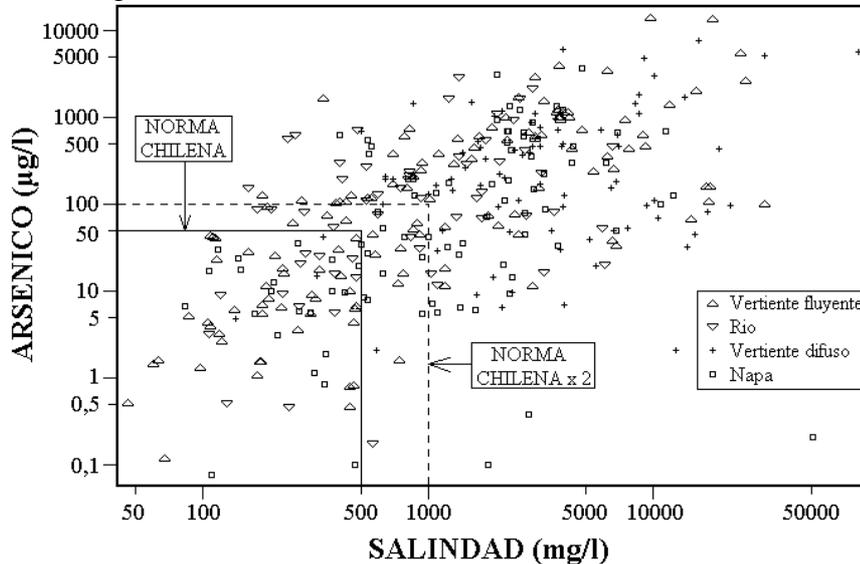


Fig.35 : Distribución de las aguas de aporte en función de la salinidad, del arsénico y de la norma de potabilidad.

El 32 % de las aguas de vertientes fluyentes está a dentro de la norma chilena de potabilidad. Los ríos y napas lo están en una menor proporción: 20 a 25%, y casi no hay vertiente difusa cuya agua sea potable. Las vertientes fluyentes potables, que son las más diluidas, están alimentadas en gran

parte por las precipitaciones que se infiltran cuenca arriba; las aguas siguen un trayecto corto en rocas volcánicas.

Las vertientes del lago Chungará son un buen ejemplo de este tipo de aportes. Los ríos provienen de la reunión de aguas de varias partes y de varias composiciones; en su recorrido pueden concentrarse por evaporación y por lixiviación de los terrenos que drenan. Las aguas de napa en cambio, están en contacto con las formaciones geológicas durante mucho tiempo. La evaporación y la mezcla con cuñas salinas salinizan las vertientes difusas.

<u>POTABILIDAD</u>	<u>TOTAL</u>	<u>NORMA</u>	<u>%</u>	<u>2xNORMA</u>	<u>%</u>
Vertientes fluyentes	131	42	32,1	55	42,0
Vertientes difusas	82	3	3,7	4	4,9
Ríos y riachuelos	59	13	22,0	21	35,6
Napas	87	22	25,3	32	36,8
Vía carbonatada	53	26	49,1	33	62,3
Vía sulfatada directa	8	3	37,5	3	37,5
Vía sulfatada alcalina	56	22	39,3	29	51,8
Vía sulfatada neutra	168	28	16,7	43	25,6
Vía cálcica	67	1	1,5	3	4,5
Vía acida	7	0	0	0	0
TOTAL APORTES	359	80	22,2	114	31,2

Tabla 7 : Distribución de las aguas potables en función de los tipos de aporte y de sus vías volutivas.

La calidad de aguas está nitidamente relacionada con sus vías evolutivas (Tabla 7). Casi la mitad de las aguas de vía carbonatada es potable. La proporción baja a 39% para las aguas de vía sulfatada directa y alcalina y a 17% para las de vía sulfatada neutra. En cuanto a las aguas de vía cálcica, solamente una sobre 67 (o sea 1,5%) es potable; es el agua de un pozo en la cuenca del salar de Punta Negra. La vía carbonatada refleja aguas que drenan rocas volcánicas sin azufre ni mineralizaciones; no se salinizan mucho. Al contrario la aguas de vía cálcica drenan terrenos sedimentarios o han redissuelto salmueras cálcicas residuales; tienen una salinidad elevada. Entre los extremos, las aguas de vía sulfatada alcalina tienden a ser de mejor calidad que las que siguen la vía sulfatada neutra. Mientras más azufre en la cuenca, de menor calidad las aguas de aporte.

2. Calidad de riego

Los componentes que intervienen mayormente en la limitación de calidad de aguas para riego son la salinidad (1000 mg/l), el boro (0,75 mg/l) y el arsénico (0,100 mg/l). Cabe recalcar que el boro no es un contaminante común para aguas potables (límite de 5 mg/l), pero es el principal limitante para aguas de riego en el norte chileno. La tabla 8 presenta la cantidad de aguas de cada tipo dentro de la norma y al doble de ella.

A pesar de ser más tolerante la norma de riego que la norma de potabilidad para STD y As, hay menos aguas aptas para el riego que para el consumo humano. Esto se debe a la muy baja concentración límite del boro en la norma de riego. Pero, análisis de agua usada en riego en los ríos Lluta, I Región y Loa, II Región muestran que altos contenidos de boro de hasta cinco veces el límite máximo de la norma permite usar esa agua en cultivos (Alonso, 1979 ; Zumaeta, 1981). Las rocas volcánicas de los Andes Centrales contienen boro fácilmente lixiviable; puede haber concentraciones apreciables en aguas muy diluidas, por ejemplo en aguas de vía carbonatada.

<u>RIEGO</u>	<u>TOTAL</u>	<u>NORMA</u>	<u>%</u>	<u>2xNORMA</u>	<u>%</u>
Vertientes fluyentes	131	36	27,5	55	42,0
Vertientes difusas	82	3	3,7	4	4,9
Ríos y riachuelos	59	12	20,3	23	39,0
Napas	87	23	25,8	27	30,3
Vía carbonatada	53	22	41,5	29	54,7
Vía sulfatada directa	8	1	12,5	4	50,0
Vía sulfatada alcalina	56	24	42,9	29	51,8
Vía sulfatada neutra	168	24	14,3	42	25,0
Vía cálcica	67	2	3,0	4	6,0
Vía acida	7	0	0	0	0
TOTAL APORTES	359	75	20,9	111	30,9

Tabla 8 : Distribución de las aguas aptas para riego en función de los tipos de aporte y de sus vías evolutivas

En resumidas cuentas, las aguas de mejor calidad son las que siguen las vías carbonatada y sulfatada directa o alcalina. Hemos visto que son aguas que drenan formaciones volcánicas con muy poco azufre o mineralizaciones sulfuradas. Además, es preferible que no haya terrenos sedimentarios en las cercanías ni a baja profundidad.

XIII. COMPOSICION ISOTOPICA DE LOS APORTES

Disponemos solamente de análisis isotópicos de ^{18}O y ^2H en aguas de aporte de las I y III Regiones (ver los estudios individuales). La mayor parte de la II Región fue estudiada antes de empezar el convenio tripartito entre la Dirección General de Aguas, la Universidad Católica del Norte y Orstom. No estaban programadas entonces análisis isotópicos. Se puso particular énfasis sobre el estudio isotópico de dos cuencas: Surire en la I Región y Pedernales en la III Región.

La figura 36 presenta la composición isotópica de 82 aguas de aporte. Hemos agregado datos de nieves del volcán Parinacota en la I Región (Peña, 1989) y de lluvias y nieves del sector de Ascotán (Mardones, 1997). No se ha encontrado datos de precipitaciones de la III Región. La recta meteórica local es la de Fritz et al., (1979). Es casi la misma recta que la establecida por Aravena et al., (1989) en la cordillera de la I Región.

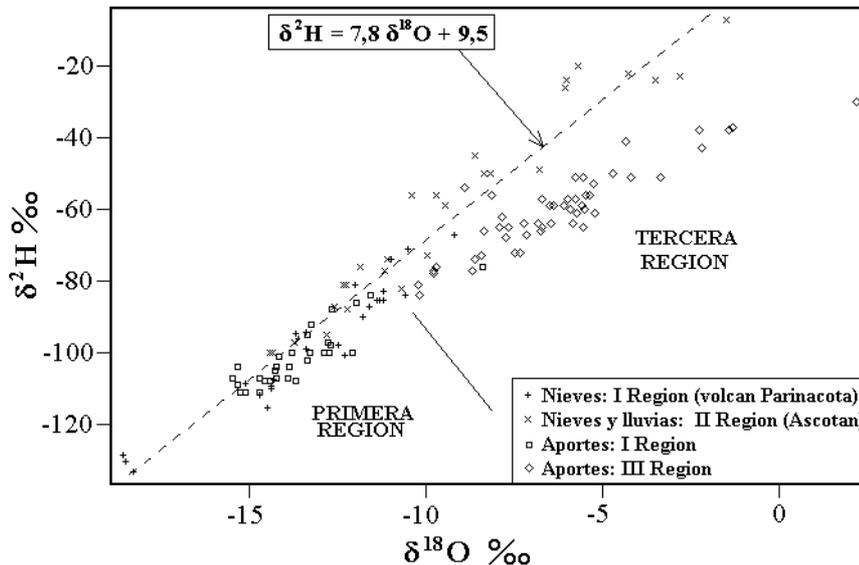


Fig. 36 : Composición isotópica de las aguas de aporte de las I y III Regiones y de nieves y lluvias de las I y II Regiones.

Se observa una notable diferencia entre la composición isotópica de las aguas de aporte de la I y de la III Región (con una sola excepción: la vertiente ácida COP-2). Los aportes de la I Región tienen sus puntos cerca de la recta meteórica, levemente desplazados hacia la derecha, lo que indicaría alguna evaporación. Sin embargo, notamos que las nieves de la I Región tienen la misma composición reflejando procesos de fusión y sublimación de la nieve (Peña, 1989). La composición isotópica de las aguas de aporte de la I Región podría reflejar la composición de las aguas de nieves que se infiltran y alimentan las napas.

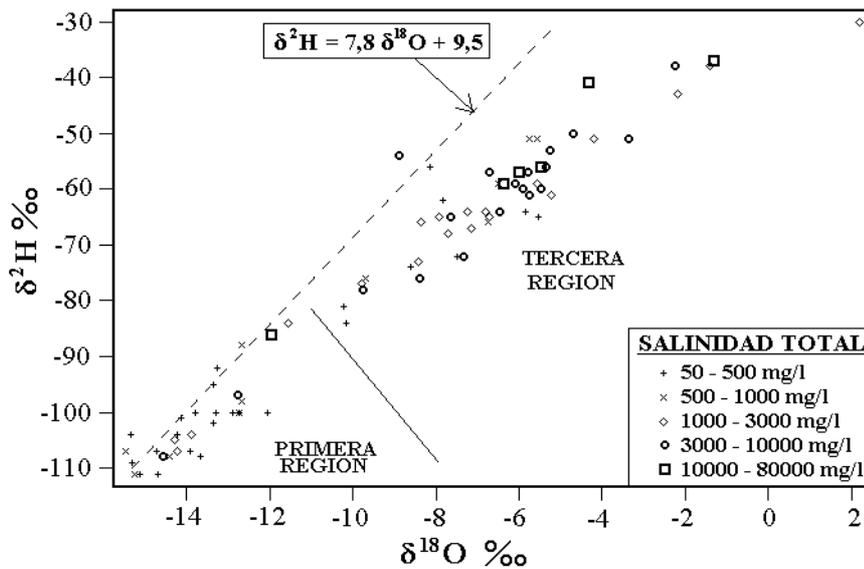


Fig.37 : Composición isotópica de las aguas de aporte según sus salinidades

Los aportes de la III Región están notoriamente más enriquecidos en isótopos pesados. Los puntos están netamente más alejados de la recta meteórica, lo que sugiere una marcada evaporación de las aguas de aporte. La figura 37 muestra la composición isotópica de los aportes diferenciados por su salinidad. Se observa efectivamente alguna tendencia a un aumento de salinidad de las aguas de aporte de la III Región. Pero hay notables excepciones: una de las vertientes más concentrada de la I Región (17,7 g/l en Surire) se encuentra casi encima de la recta meteórica; otras dos aguas salobres, también de Surire, se encuentran cerca de la recta. Por otra parte, seis aguas diluidas (menos de 500 mg/l) de la III Región se encuentran alejadas de la recta meteórica, junto con las aguas más concentradas. El agua más enriquecida en isótopos pesados es apenas salobre (1440 mg/l).

La figura 38 muestra la composición isotópica de los aportes diferenciados por sus vías evolutivas. Aquí tampoco aparece una distribución muy clara; se observa una mezcla de las distintas vías, con excepción de la vía cálcica cuyas aguas se encuentran todas alejadas de la recta meteórica y alineadas cerca de una recta de pendiente 5,5.

La figura 39 muestra la composición de las aguas de aporte diferenciadas por su tipo hidrológico: vertientes fluyentes, difusas, ríos y napas. Las aguas más concentradas en isótopos pesados provienen todas de vertientes difusas de la III Región. Recordamos que dos procesos pueden actuar en este tipo de vertiente: salinización por la cuña salina del salar y pre-evaporación del agua a través de los sedimentos al borde del salar. Los dos procesos conducen obviamente a un enriquecimiento en isótopos pesados. Lo extraño es que no se observa tal proceso en las vertientes difusas de la I Región.

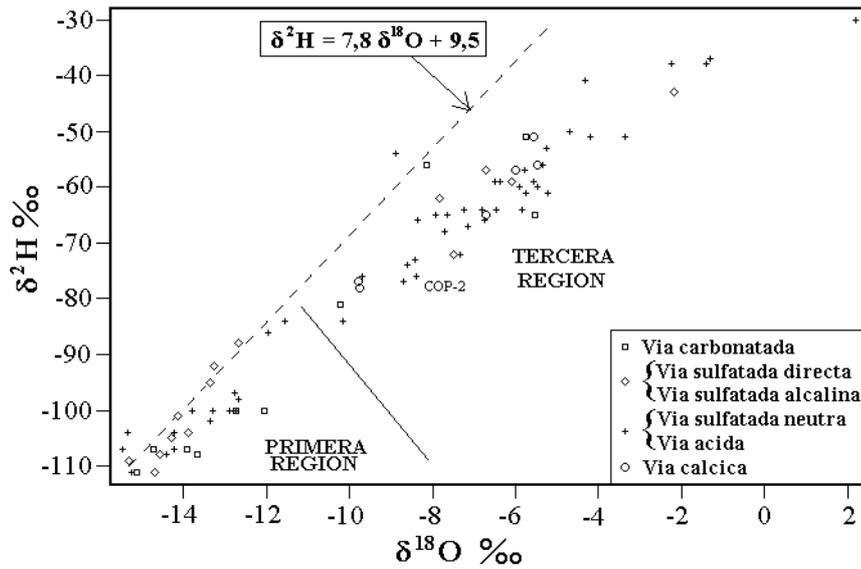


Fig.38 : Composición isotópica de las aguas de aporte según sus vías evolutivas

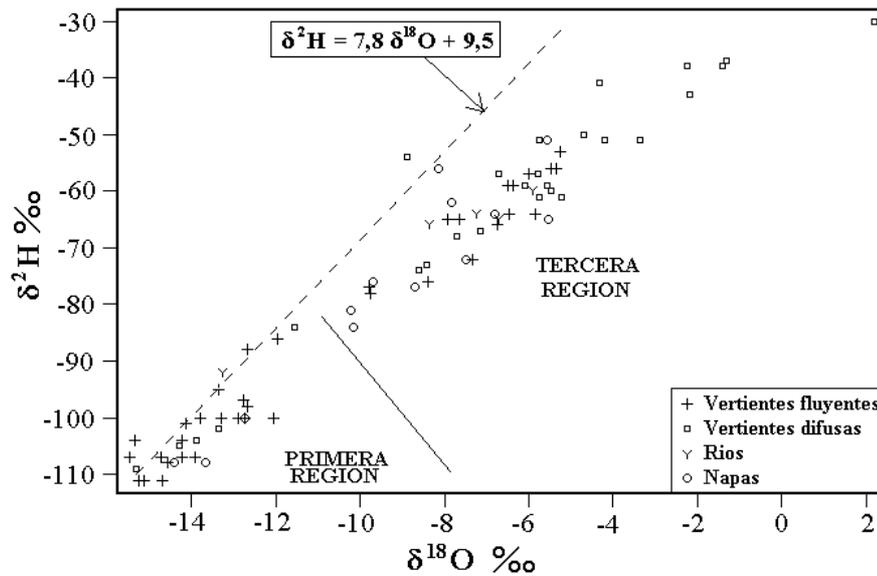


Fig.39: Composición isotópica de las aguas de aporte según sus tipos hidrologicos

No parece haber una interpretación simple y única de la composición isotópica de los aportes analizados. Uno de los puntos importantes es la gran diferencia entre los aportes de la I y de la III Región. Fijémonos en las aguas de aporte de vía evolutiva cálcica. El estudio hidroquímico sugiere que tales aguas deben su composición química a la mezcla con antiguas salmueras residuales de tipo Na-Ca / Cl. No se puede tratar de sales cálcicas cristalizadas, puesto que son demasiado solubles. El enriquecimiento en isótopos pesados podría provenir de las salmueras residuales muy evaporadas. Lo mismo debe ocurrir con aguas de aporte salinizadas por salmueras residuales de tipo Na-Mg / Cl. Por otra parte, en la I Región, y particularmente en el salar de Surire, se ha detectado la presencia de cloruro de sodio en los aportes salados. El hecho de que la

composición isotópica de tales aportes es casi idéntica a la composición de aguas de fusión de nieves del mismo sector sugiere que el cloruro de sodio en exceso proviene de la disolución de halita y no de salmueras de cloruro de sodio. La disolución de cloruro de sodio cristalizado no cambia la composición isotópica del agua. También se ha detectado la redisolución de cloruro de sodio en aportes de la III Región, pero parece más probable, en vista de la composición isotópica de estos aportes, que se encuentra en salmueras residuales de tipo Na / Cl. Esta interpretación no explica porque las aguas de aporte *diluidas* de la III Región también se encuentran enriquecidas en isótopos pesados. Tres de estas aguas diluidas y enriquecidas (PED-3, 9 y 21) pertenecen a la vía evolutiva carbonatada; son aguas de alteración de rocas volcánicas sin azufre y sin mezcla con salmueras residuales. Es difícil asignar un origen no directamente meteórico a tales aguas. Parece como si las aguas de nieve estuvieran ya muy concentradas en isótopos pesados, mucho más de lo que ocurre en la I Región. Para esclarecer este punto es preciso analizar nieves de la III Región.

XIV. BALANCE HIDRICO DE LAS LAGUNAS

El balance hídrico de cada laguna se encuentra en su estudio individual. El coeficiente de escorrentía, que definimos como la razón entre lo que entra en la laguna y lo que cae sobre la cuenca de drenaje, permite hacer algunas observaciones sobre la hidrología de la cuenca.

<u>LAGUNA</u>	<u>CODIGO</u>	<u>ESCORRENTÍA</u>
Laguna Miñique	MIN	0,453
Laguna Miscanti	MIS	0,339
Lagunas Cotacotani	COT	0,280
Lago Chungará	CHR	0,237
Laguna Helada	HEL	0,198
Lagunas Bravas	BRA	0,115
Laguna Escondida	ESC	0,113
Laguna del Negro Francisco	FRA	0,109
Laguna Lejía	LEJ	0,089
Laguna Tuyajto	TUY	0,088
Lagunas del Jilguero	JIL	0,080
Laguna de la Azufrera	LAZ	0,073
Laguna Verde	LAV	0,069
Salar de Wheelwright	WHE	0,053
Laguna del Bayo	BAY	0,034
Laguna Trinchera	TRI	0,033
Laguna Lagunilla	LGU	0,010
Salar de la Laguna	LGN	0,008
Laguna Chivato Muerto	MUE	0,005
Salar de Ascotán Este	ASC	0,320
Salar de Ascotán Oeste	ASC	0,110

Tabla 9 : Coeficientes de escorrentía en cuencas con lagunas

La tabla 9 presenta los coeficientes de escorrentía en las cuencas cuya depresión central está ocupada en totalidad, o en gran parte, por una laguna. Cuando un salar ocupa la depresión central, la determinación del coeficiente de escorrentía es mucho más compleja, pues hay que estimar la evaporación a través de los sedimentos. Se puede consultar sobre este tema los trabajos de Grilli y Aravena (1984) y Grilli y Vidal (1986).

Se observa primero el gran rango de variación del coeficiente de escorrentía, desde 0,005 (0,5%) hasta 0,453 (45,3%), o sea de casi un factor 100. El promedio está entre 0,10 y 0,15 (10 a 15%). Coeficientes muy altos, como el de laguna Miñique, sugieren que los aportes a la laguna no provienen exclusivamente de lo que cae sobre su cuenca de drenaje, pero que recibe aportes subterráneos desde otras cuencas. Un tal proceso parece actuar en el salar de Ascotán. El coeficiente de escorrentía en la ladera oriental es muy elevado y casi tres veces superior al de la ladera occidental. Es probable que gran parte de los aportes orientales provengan de recargas afuera de la cuenca de Ascotán.

Por otra parte, coeficientes muy bajos como los de la laguna Chivato Muerto o del salar de la Laguna (0,5% y 0,8%) indican que una muy pequeña parte de las aguas que caen sobre la cuenca de drenaje llega hasta la laguna. Una gran parte del agua faltante se ha infiltrado, alimentando napas subterráneas y una cierta proporción se ha evaporado antes de infiltrarse. Un coeficiente de escorrentía bajo no es forzosamente un indicio negativo en prospección de agua. Sugiere la existencia de napas subterráneas bien alimentadas.

Este enfoque no reemplaza la estimación del balance hídrico de toda la cuenca. Además se puede utilizar solamente en caso de cuencas con lagunas. Pero es un enfoque simple que aporta importantes informaciones con pocos datos iniciales.

XV. CONCLUSIONES

emos estudiado la química de aguas de 53 cuencas cerradas de la Cordillera con salares y lagunas en su depresión central. (La cuenca del río Lauca es una sub-cuenca del salar de Coipasa). No se trata de un estudio exhaustivo, pues no hemos tocado ni la sedimentología, ni la mineralogía, ni la biología, ni siquiera la hidrogeología de los salares. Las principales preguntas planteadas al principio del estudio fueron:

- ¿ de donde provienen los componentes disueltos en las aguas ?
- ¿ cual es la razón de la variedad de composiciones químicas de las lagunas ?
- ¿ cuales son los sectores favorables para la prospección de aguas de buena calidad ?
- ¿ es posible estimar balances hídricos con los datos que tenemos ?

Los componentes disueltos en las aguas de aporte tienen un doble origen:

- *la alteración de rocas volcánicas o sedimentarias de la cuenca de drenaje por aguas meteóricas o hidrotermales.* Aguas de alteración de rocas volcánicas sin azufre ni mineralizaciones tienen salinidades generalmente comprendidas entre 50 y 200 mg/l; con presencia de azufre, la salinidad puede subir hasta 1500 mg/l. Las aguas que lixivian terrenos sedimentarios tienen salinidades comprendidas entre 500 y 5000 mg/l.

- *la redisolución de sales evaporíticas y salmueras residuales de antiguos salares recubiertos por formaciones volcánicas más recientes.* Es el principal mecanismo de salinización de las aguas de aporte. Sus salinidades pueden alcanzar varias decenas de gramos por litro. Se ha detectado varios tipos de sales y salmueras removilizadas en los aportes: cloruro de sodio (halita), sulfato de calcio (yeso), salmueras de cloruro de sodio y calcio, salmueras de cloruro de sodio y magnesio. Algunos salares parecen resultar en gran parte de la removilización de antiguos salares lixiviados por los aportes actuales.

Al evaporarse, el agua de aporte precipita una secuencia de minerales de solubilidad creciente. Cada vez que un mineral precipita, la composición de la solución cambia. Los constituyentes del mineral en el agua no pueden concentrarse conjuntamente mientras precipita el mineral. Si la concentración de uno de los constituyentes aumenta, la concentración del otro debe forzosamente bajar para mantener constante el producto de actividad iónica de los constituyentes del mineral. Por tanto, un agua que se evapora sigue una *vía evolutiva* determinada por su composición inicial. Las aguas de alteración de rocas volcánicas sin azufre siguen la vía carbonatada. Si nada interfiere en su evolución, llegan a salmueras carbonatadas de tipo Na / CO₃-Cl. Unos 15% de las aguas de aporte en las cuencas cerradas de la Cordillera de los Andes pertenecen a esta vía. Las aguas de alteración de rocas volcánicas con azufre siguen una vía sulfatada: sulfatada directa si hay poco azufre, sulfatada alcalina si hay más azufre, o neutra sulfatada si hay mucho azufre. Las tres vías llegan a salmueras sulfatadas del tipo Na / SO₄-Cl. Un 65% de las aguas de aporte siguen una de estas vías sulfatadas. Las aguas de alteración de rocas sedimentarias siguen en general la vía cálcica que llega a salmueras cálcicas de tipo Na-Ca / Cl. Un 19% de las aguas de aporte siguen esta vía.

Aunque 15% de las aguas de aporte siguen la vía carbonata, solamente una lagunita satélite de laguna Helada (II Región) pertenece a esta vía. Las demás aguas se mezclan con aguas sulfatadas y no llegan a salmueras carbonatadas. La casi totalidad de las salmueras de las lagunas y salares chilenos pertenece a los dos mega-grupos sulfatado y cálcico. Es la principal característica geoquímica de los salares chilenos. Hay 39 lagunas sulfatadas y 19 lagunas cálcicas. Además cabe señalar la existencia de dos salares con salmueras ácidas (Gorbea e Ignorado), casos excepcionales a nivel mundial. La presencia de salares cálcicos en ambientes volcánicos refleja la proximidad de formaciones sedimentarias o de antiguos salares calcicos por debajo de las estructuras volcánicas. Por eso, los salares cálcicos tienden a ocupar cuencas de menor altura que los salares sulfatados.

Proponemos para los ambientes evaporíticos una clasificación de aguas basada sobre las vías evolutivas. Es un enfoque muy simple. El cálculo de solamente tres razones (alc/Ca , $\text{alc}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ y $(\text{alc}+\text{SO}_4)/\text{Ca}$, en miliequivalentes) del agua de aporte permite determinar la vía evolutiva que sigue el agua si no interfiere ningún proceso externo. Esta clasificación permite:

- relacionar el agua con los rasgos mayores de la litología de la cuenca de drenaje o sospechar un origen de las aguas externa a la cuenca.
- relacionar entre sí varias aguas de distinta composición y salinidad. Puede ser la misma agua a diferentes etapas de su evaporación.
- detectar procesos interferentes externos al agua, por ejemplo cuando la salmuera observada no pertenece a la misma vía evolutiva que el agua de aporte.

La salinidad y el arsénico son los dos componentes que casi siempre limitan la potabilidad de las aguas. Para uso en riego, hay que agregar el boro. La calidad de aguas está relacionada con sus vías evolutivas. Casi la mitad de las aguas de vía carbonatada es potable. La proporción baja a 39% para las aguas de vía sulfatada directa y alcalina y a 17% para las de vía sulfatada neutra. En cuanto a las aguas de vía cálcica, solamente una sobre 67 (o sea 1,5%) es potable. La vía carbonatada refleja aguas que drenan rocas volcánicas sin azufre ni mineralizaciones. Al contrario la aguas de vía cálcica drenan terrenos sedimentarios o han redissuelto salmueras cálcicas residuales; tienen una salinidad elevada. Entre los extremos, las aguas de vía sulfatada alcalina tienden a ser de mejor calidad que las que siguen la vía sulfatada neutra. Mientras más azufre en la cuenca, de menor calidad las aguas de aporte. En resumen, las aguas de mejor calidad se encuentran en terrenos volcánicos sin azufre ni mineralizaciones y de preferencia en sectores altos de la Cordillera, lejos del basamento sedimentario. Tales condiciones se encuentran más frecuentemente en la Primera Región. El norte de la Tercera Región es la zona menos favorable para la prospección de aguas diluidas.

La estimación del balance hídrico de las lagunas permite, con pocos parámetros, estimar el coeficiente de escorrentía de las cuencas. Coeficientes muy altos (> 30%) sugieren que los aportes a la laguna no provienen exclusivamente de lo que cae sobre su cuenca de drenaje, sino que recibe aportes subterráneos desde otras cuencas. Coeficientes muy bajos (< 1%) indican que una muy pequeña parte de las aguas que caen sobre la cuenca de drenaje llega hasta la laguna. Una gran parte del agua faltante se ha infiltrado, alimentando napas subterráneas. Un coeficiente de escorrentía bajo no es forzosamente un indicio negativo en prospección de agua. Sugiere la existencia de napas subterráneas bien alimentadas.

XVI. REFERENCIAS

Al-Droubi, A.; Fritz, B; Gac, J.Y. y Tardy, Y. 1980. Generalized residual alkalinity concept. Application to prediction of the chemical evolution of natural waters by evaporation. *Amer. J. Sci.* 280, p.560-572.

Alonso, H. 1979. Evolución salina del río Loa. II Cong. Geol. Chileno, 6-11 Agosto 1979, Arica, Chile. Actas, p. D31-D48.

Alonso, H. y Risacher, F. 1996. Geoquímica del Salar de Atacama, parte 1: origen de los componentes y balance salino. *Revista Geológica de Chile*, 23, 2, p. 113-122.

Aravena, R.; Peña, H.; Grilli, A.; Suzuki, O. y Mordeckai, M. 1989. Evolución isotópica de las lluvias y origen de las masas de aire en el Altiplano chileno. Estudios de hidrología isotópica en América Latina, IAEA-TECDOC 502, Vienna (Austria), p.129-142.

Arias, J.; Baeza, L.; Campano, P.; Espinoza, S. y Guerra, N. 1991. Atlas geoquímico al noroeste de Antofagasta, Chile: Resultados. Universidad Católica de Norte, Antofagasta, Chile.

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, n° 9.

Badaut, D. y Risacher F. 1983. Authigenic smectite on diatom frustules in Bolivian saline lakes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, p. 363-375

Berthold, C.E. y Baker, D.H. 1976. Lithium recovery from geothermal fluids. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1005, p. 61-66.

Bevacqua, P. 1992. Geomorfología del salar de Atacama y estratigrafía de su núcleo y delta, Segunda Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Antofagasta, 284p.

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.

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.

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.

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.

Carroll, D. 1962. Rainwater as a chemical agent of geologic processes. A review. U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1535-G, 18p.

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. y Reutter, K.J. 1985. Fenómenos de tectónica compresiva en las Sierras de Varas y Argomedo, Precordillera Andina, en el ámbito de paralelo 25° sur. IV Cong. Geol. Chileno, Actas, vol.2, p. 2/219-2/238.

Chowdhury, A.N.; Handa, B.K. y Das, A.K. 1974. High lithium, rubidium and cesium contents of thermal spring water, spring sediments and borax deposits in Puga Valley, Kashmir, India. *Geochem J.*, vol.8, (2), p. 61-65.

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.

Dalannais, L. 1979. Hidrogeología del borde oriental del salar de Atacama. Univ. Católica del Norte, Dpto. de Geología. Memoria de Título (inédito), 138 p.

DGA 1987. Balance Hídrico de Chile. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.

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 south-central and southern Andes. *Jour. Volc. Geotherm. Res.* vol.3 p 281-298.

Diaz, G.; Bonilla, R. y Peralta F. 1972. Geología de superficie, sub-superficie y geoquímica del salar de Atacama. CORFO, Dpto. de Recursos Hidráulicos. Informe, 163 p.

Dickson, A.G. 1981. An exact definition of total alkalinity and a procedure for the estimation of alkalinity and total inorganic carbon from titration data. Deep-Sea Research, vol.28A, n° 6, p. 609-623.

Dignman, R.J. 1965. Cuadrángulo San Pedro de Atacama. Inst. Invest. Geol.. Carta Geológica de Chile n° 14, 30 p.

Dignman, R.J. 1967. Geology and groundwater resources of the northern part of the salar de Atacama, Antofagasta Province. U.S.Geol. Surv. Bull.1219, 63 p.

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.

Eugster, H.P. y Hardie L.A. 1978. Saline Lakes. *In:* Lakes, Chemistry, Geology, Physics, (A. Lerman, ed.), Springer-Verlag, p. 237-293.

Ferraris F., 1979. Antecedentes geológicos del borde continental del Norte de Chile. II Cong. Geol. Chileno. Actas, vol.1 p. A1-A23.

Fritz, B. 1975. Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. Sci. Géol., Mém. 41, Strasbourg, 152 p.

Fritz, P.; Silva, C.; Suzuki, O. y Salati, E. 1979. Isotope Hydrology in Northern Chile. Isotope Hydrology 1978, IAEA-SM-228/26, vol.II, p. 525-544.

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.

Galli, C. y Dingman, R. 1962. Cuadrángulo Pica, Alca, Matilla y Chacarilla. Provincia de Tarapacá. Inst. Invest. Geol. Carta Geol. de Chile. Santiago, vol.3 n° 2, 3, 4 y 5, 124 p.

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.

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. Rev. Mineral. 19, p. 497-559.

Grilli, A. y Aravena R. 1984. Estimación por métodos indirectos de la evaporación a través del suelo de salares. Dirección General de Aguas, Departamento de Hidrología, Publicación interna E.H. N° 85/3, Santiago.

Grilli, A. y Vidal, F. 1986. Evaporación desde salares: metodología para evaluar los recursos hídricos renovables. Aplicación a las regiones I y II. Dirección General de Aguas, Departamento de Hidrología, Publicación Interna SDEH 86/4, 19 p.

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.

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.

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.

Harvie, C.E. y 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. Geochim. Cosmochim. Acta 44, p. 981-997.

Harvie, C.E.; Moller N. y 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. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, p. 723-751.

Heath, R.C. 1983. Basic ground-water hydrology. U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 2220.

Helgeson H.C.; Garrels R.M. y Mackenzie F.T. 1969. Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions - II. Applications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, p. 455-481.

Ide, F. 1978. Cubicación del yacimiento salar de Atacama. Memoria de Título (inédito), Universidad de Chile, Departamento de Minas, 144 p.

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.

Jensen, A. 1992. Las cuencas aluvio-lacustres Oligoceno-Neogenas de la región del Ante-Arco de Chile Septentrional entre los 19° y 23° 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.

Klohn, W., 1972. Hidrografía de las zonas desérticas de Chile. Contribución al Proyecto CHI 535, (J. Burz, Ed.), Santiago.

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*, n° 17 p. 3-19.

Macellari, C. E.; Su, M.J. y Townsend, F. 1991. Structure and seismic stratigraphy of the Atacama basin, Northern Chile. VI Cong. Geol. Chileno. Actas, vol.1, p 133-137.

Maksaev, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del cuadrángulo cerro Palpana, Región de Antofagasta. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. de Chile* n° 31, Santiago, 55 p.

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.

Mardones, L. 1977. Geología e hidrogeología de los salares de Ascotán y Carcote, II Región, Chile. Univ. Católica del Norte, Dpto. de Geología. Memoria de Título (inédito), 234 p.

Mardones, L. 1986. Características geológicas e hidrogeológicas del salar de Atacama. *In: El litio, un nuevo recurso para Chile*, (G. Lagos, editor), Universidad de Chile, Dpto Ingeniería en Minas, Editorial Universitaria, Santiago, p. 181-216.

Mardones, L. 1997. Características isotópicas de las aguas subterráneas entre los paralelos 21° y 24° latitud sur, con énfasis en el salar de Ascotán. Coloquio Internacional: El Recurso Agua en los Andes, Orstom - Universidad Católica del Norte, 10-13 de junio de 1997, Antofagasta.

Moraga, A.; Chong, G.; Fortt, M.A. y Henríquez, H. 1974. Estudio geológico del salar de Atacama, Provincia de Antofagasta. Boletín del Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, 29, 56p.

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.

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.

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.

Peña, H. 1989. Mediciones de ¹⁸O y ²H en "penitentes" de nieve. Estudios de hidrología isotópica en América Latina, IAEA-TECDOC 502, Vienna (Austria), p.143-154.

Pichler, H. y Zeil, W. 1972. The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes. *Bull. Volcanol.*, 35, p 452-424.

Pitzer, K.S. 1979. Theory: Ion interaction approach. *In: Activity coefficients in electrolyte solutions* (R.M. Pytkowicz, ed.), CRC Press, p.157-208.

Ramírez, C. y Gardeweg, M. 1982. Carta Geológica de Chile N° 54, Toconao. Serv. Nac. de Geol. y Minería, Chile.

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.

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.

Rieu, M. 1975. Les formations sedimentaires de la Pampa del Tamarugal et le río Loa. ("Norte Grande" du Chili): Cah. Orstom, Sec. Geol. VII, 2, p. 145-164.

Risacher, F. y Alonso H. 1996. Geoquímica del Salarde Atacama, parte 2: evolución de aguas. Revista Geológica de Chile, 23, 2, p. 123-134.

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.

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. Lineamientos transversales al rumbo andino en el Noroeste Argentino. IV Cong. Geol. Chileno, Actas, vol.2, p. 119-137.

Scheuber, E y Reutter, H.J. 1992. Magmatic arc tectonic in the Central Andes between 21° y 25° S. Tectonophysics, 205. p 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.

Smith, G.I. 1976. Origin of lithium and other components in the Searles Lake evaporites, California. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1005, p. 92-103.

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.

Stumm, W. y Morgan J.J. 1970. Aquatic chemistry. Wiley - Interscience, New York.

Thorpe, R.S.; Francis, P.W. y Moorbath, 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*, n° 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.

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.; 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.

White, D.E.; Thompson; J.M. y Fournier, R.O. 1976. Lithium contents of thermal and mineral waters. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1005, p. 58-60.

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.

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.

Zumaeta, O. 1981. Constituyentes químicos de varias aguas de riego de las provincias de Arica y Parinacota, Primera Región, Chile. *Rev. Univ. del Norte, Arica.*, n° 8.