

GEOLOGIA DE LOS DEPOSITOS SALINOS ANDINOS, PROVINCIA DE ANTOFAGASTA, CHILE

TOMAS VILA G. *Instituto de Investigaciones Geológicas*

RESUMEN

Se presenta un estudio de los depósitos salinos andinos (altiplánicos) de la provincia de Antofagasta y se describe su marco geológico constituido principalmente por rocas riolíticas del Terciario Superior y por rocas andesíticas modernas. Los depósitos estudiados se consideran constituidos por tres fracciones: líquida, representada principalmente por salmueras cloruradas; detrítica, constituida por arenas, limos y arcillas interstratificadas en el cuerpo salino, y salina, producto de la depositación de diferentes sales al alcanzar sus respectivos productos de solubilidad, lo que determina en ellas una zonación de carbonatos, sulfatos y cloruros. Esta zonación general muestra variaciones en su orientación, lo que sugiere una relación con movimientos diferenciales en las últimas etapas del sollevamiento andino.

La estrecha interdependencia entre los depósitos salinos y el clima, determina que éstos constituyan unidades geomorfológicas cinemáticas, que sufren cambios composicionales y estructurales en ciclos diarios y estacionales, permitiendo así la existencia de diferentes tipos de costras y estructuras salinas aún dentro de un mismo depósito.

ABSTRACT

A study of the Andean (altiplanic) Saline Deposits of the Antofagasta Province and a description of its geological setting is presented, composed chiefly by Upper Tertiary rhyolitic and Recent andesitic rocks. These deposits are considered to be formed by three fractions: a liquid one represented mainly by chloride brines; a detritic one composed by sands, limes and clays interbedded in the saline body; and a saline one, product of different salts precipitation when they reach its respective solubility products, which determine a concentric zonation of carbonates, sulphates and chlorides. This general concentric zonation sometimes shows strong variations in its orientations, which suggest a relation with differential movements in the last stages of the Andean uplift.

The close interdependence between the saline deposits and the climatic conditions, determine that these deposits are cinematic geomorphological unities, which suffer compositional and structural changes in daily and seasonal cycles, allowing the existence of different types of crusts and saline structures, even in the same saline deposit.

INTRODUCCION

Considerando que parte importante de las altas concentraciones de potasio (25 gr/l), magnesio (20 gr/l); litio (3 gr/l), rubidio (40 mg/l) y cesio (10 mg/l) determinadas en las salmueras del núcleo del salar de Atacama (Moraga y otros, 1970) pueden provenir de la lixiviación de la cubierta riolítica emplazada al oriente del salar, se efectuó una prospección preliminar de los depósitos salinos de la provincia de Antofa-

gasta con el objeto de reconocer en ellos las posibles reservas de los elementos antes mencionados. Los resultados de esta prospección se entregarán en una próxima publicación.

Los aproximadamente 25 salares y lagos salinos existentes en el área estudiada (fig. 1; Tabla 1), se emplazan sobre los 3.500 m s.n.m. y se distribuyen entre los 21°00' y 25°00' Lat. S y entre los 67°00' y 69°00' Long. W. En este amplio sector cordillerano, modelado según una geomorfología volcánica moderna, se puede distinguir un plateau riolítico terciario que conforma una cuesta homoclinal originada por superficies estructurales, sobre la cual se desarrollan líneas de centros volcánicos andesítico-latíticos orientados en sentido N-S y NW-SE, los que constituyen las cumbres más altas de la región con una altitud promedio de 5.500 m s.n.m.

El clima al que están sometidos estos depósitos corresponde al de "Tundra de altura" (Fuenzalida, 1965) caracterizado por precipitaciones de régimen tropical durante los meses de mayor temperatura (enero, febrero y marzo) concordantes con las del SW de Bolivia y NW de Argentina, que alcanzan en la región estudiada, promedios de 180 mm anuales. Las temperaturas se caracterizan por su fuerte oscilación diaria, alcanzando promedios de 15°C durante el día y -10°C durante la noche. Los fuertes vientos, de dirección predominante hacia el NE, la baja humedad relativa y la gran variación diaria de temperatura, condicionan la existencia de un alto índice de evaporación, el cual se estima en 500 mm anuales (Vila, 1974). El sistema hidrográfico, condicionado por la morfología volcánica, es eminentemente arreico y, a excepción del río Zapaleri (600 l/seg) que vierte sus aguas en el lago de Tara, no existen otros cauces perennes de importancia.

GEOLOGIA REGIONAL

Debido a que esta región formó parte del antepaís durante el desarrollo de la cuenca marina mesozoica andina (Frutos, 1972), es escaso el desarrollo de secuencias mesozoicas, disponiéndose vulcanitas cenozoicas directamente sobre rocas sedimentario-marinas paleozoicas. El vulcanismo cenozoico se dispone en forma de una extensa meseta o plateau riolítico, el cual erosionado por profundos valles rectilíneos de tipo consecuente hasta su base estructural, permite el

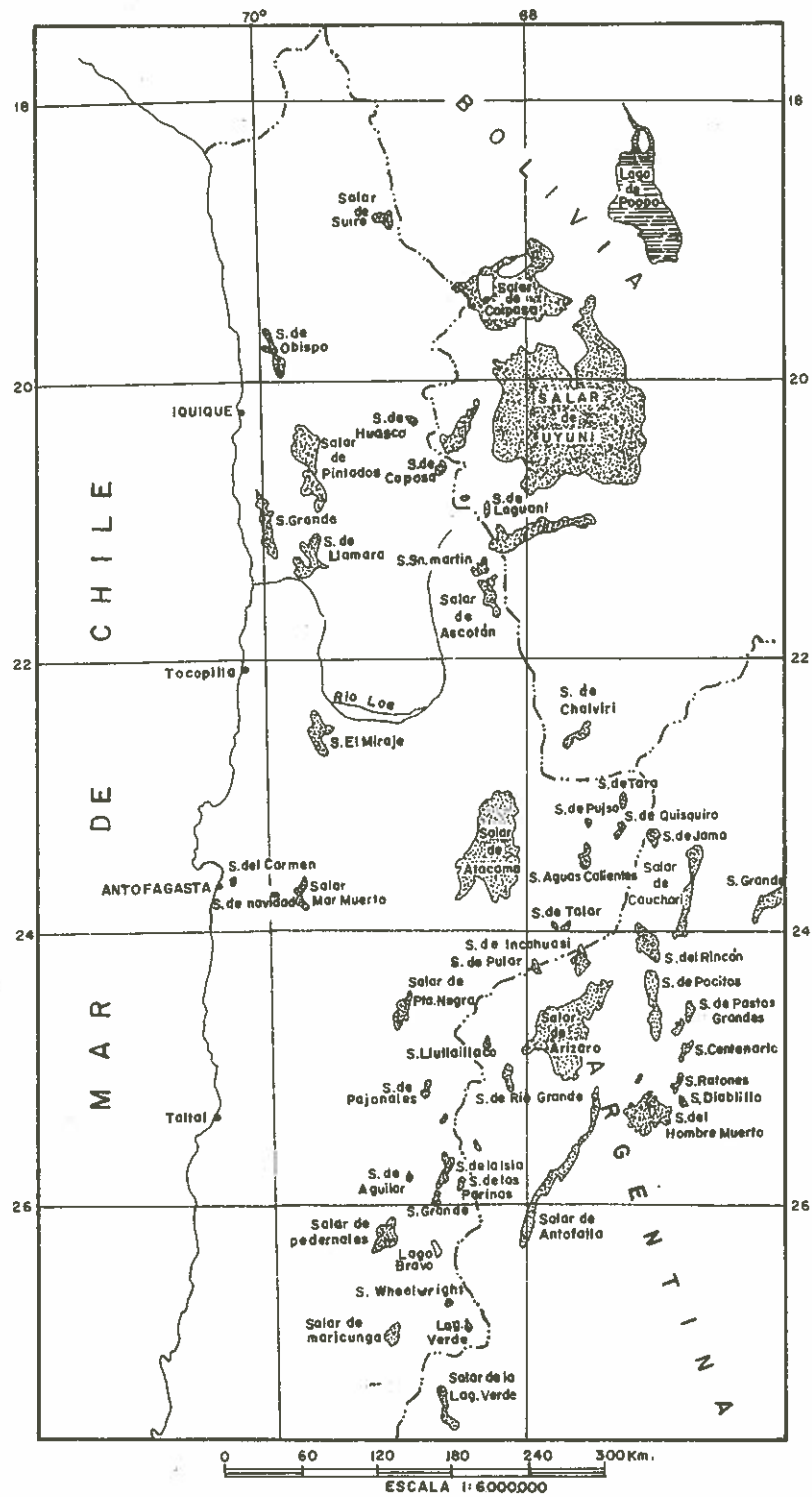


Fig. 1.- Mapa de ubicación de los depósitos salinos del norte de Chile, sur-oeste de Bolivia y nor-oeste de Argentina

GEOLOGIA DEPOSITOS SALINOS ANDINOS, ANTOFAGASTA

TABLA 1 Ubicación, extensión y áreas de drenaje de los depósitos salinos andinos, provincia de Antofagasta (km²)

Depósito salino	Ubicación (Long W — Lat S)	Area de la Cuenca (I)	Area del depósito (II)	Extensión original (III)	Razón I/II	Razón III/II
San Martín	68°22' - 21°25'	359	75	116	4.7	1.50
Ascotán	68°17' - 21°30'	1.090	173	177	6.3	1.01
Tara	67°17' - 23°05'	1.209	32.3	133	37.7	4.10
Aguas Calientes I	67°25' - 23°07'	177	11.2	24	15.8	2.10
Qulsquiro	67°17' - 23°15'	449	63	114	7.1	1.80
Pujsa	67°32' - 23°13'	428	13	53	33.0	4.00
Aguas Calientes II	67°34' - 23°25'	560	95	95	15.5	1.00
Lejía	67°42' - 23°30'	155	1.4	?	110.7	?
Miscanti	67°46' - 23°44'	211	10.2	19	20.6	1.90
El Laco	67°20' - 23°53'	201	11.4	15.3	17.6	1.30
Tuyacto	67°35' - 23°52'	297	4.0	12.0	74.2	3.0
Purisunchi	67°43' - 24°40'	265	36.0	68	7.3	1.8
Tatar	67°47' - 23°58'	127	20.4	?	6.3	?
Pular	67°57' - 24°15'	481	22	35.7	21.0	1.6
Azufreara	68°31' - 25°04'	160	5.6	?	28.5	?
Pajonales	68°50' - 25°10'	1.173	68	112.0	17.2	1.8
La Isla	68°39' - 25°45'	566	127.5	?	4.4	?
Las Parinas	68°30' - 25°50'	285	17	17	16.7	1.0
Agullar	68°45' - 25°50'	415	53	80	7.9	1.7
Aguas Calientes III	68°36' - 25°00'	357	14.3	?	25.5	?
Grande	68°42' - 25°59'	481	22	22	21.0	1.0
Gorbea	68°42' - 25°25'	236	20.4	?	6.3	?

afloramiento de series premesozoicas (fig. 2). El desarrollo de secuencias mesozoicas se restringe a formaciones clásticas continentales de pequeño espesor, asignadas al Cretácico Inferior.

La unidad estratigráfica más antigua distinguida en la región es la formación Aguada de la Perdiz (García y otros, 1962), ubicada aproximadamente en los 23°35' Lat S y 67°15' Long W. Esta unidad, constituida por 2.000 m de areniscas cuarcíferas y pedernal, ha sido asignada en base a una fauna de graptolites al Ordovícico Inferior. Su base se desconoce, mientras que su techo está determinado por una discordancia angular con la serie volcánica mio-pliocena.

Secuencias sedimentarias continentales cretácicas, constituidas principalmente por lutitas, brechas y arcillas con intercalaciones yesíferas, afloran en el área de Siglia-Pampa Lari (Lat 23°25' S; Long 67°20' W). Brügger (1950) asigna a estas rocas una edad Cretácico Inferior, correlacionándolas con los estratos betu-

minosos de El Pular (Lat 24°20' S; Long 68°40' W), con la formación Calizas de El Way (Lat 23°50' S; Long 70°30' W) y con la formación Purilactis (Lat 22°80' S; Long 68°55').

Inmediatamente sobre las secuencias paleozoicas y mesozoicas, y en discordancia angular, se dispone una potente serie volcánica constituida por rocas ácidas (riolitas a riolacitas) a menudo con estructura ignimbrítica, e intercalaciones sedimentarias continentales (formación Riolítica, Brügger, 1950; formación Altos de Pica, Galli y Dingman, 1962; formación Oxaya, Salas y otros, 1967). La extrusión de esta serie volcánica se produjo a lo largo de fisuras orientadas principalmente en sentido N-S y NW-SE, generadas por movimientos de distensión durante el sollevamiento andino (Tabla 2). Estas series ácidas constituyen generalmente la roca basal de los depósitos salinos estudiados (fig. 3).

Cubriendo discordantemente a esta formación riolí-

TABLA 2 Composición promedio de ignimbritas cenozoicas del Norte Grande de Chile (p.p.m.). Según Zeil y Pichler, 1967.

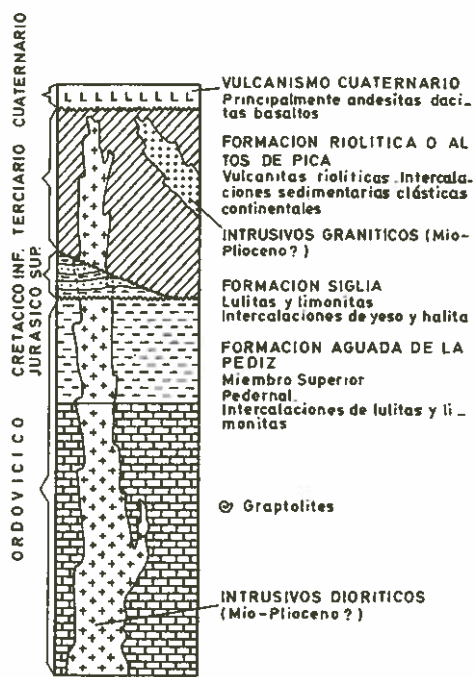
	Riolita Alcalina	Riolita	Riodacita
Si	352 x 10 ³	339 x 10 ³	320 x 10 ³
Al	66 x 10 ³	74 x 10 ³	82 x 10 ³
Fe(3)	6 x 10 ³	9 x 10 ³	18 x 10 ³
Fe(2)	1 x 10 ³	3 x 10 ³	3 x 10 ³
Mg	2 x 10 ³	3 x 10 ³	6 x 10 ³
Ca	5 x 10 ³	10 x 10 ³	24 x 10 ³
Na	26 x 10 ³	27 x 10 ³	29 x 10 ³
K	40 x 10 ³	35 x 10 ³	26 x 10 ³
P	90	360	450
Ti	850	1.700	2.500
Mn	380	480	520

tica, se distribuyen rocas principalmente andesíticas y latíticas producidas por erupciones de estrato volcanes cuaternarios (formación andesítica, Groeber, 1918).

Los afloramientos de rocas intrusivas son escasos y corresponden a pequeños apófisis graníticos y dioríticos intensamente meteorizados que intruyen la cubierta volcánica mio-pliocena (fig. 4).



Figura 3. Aspecto general de los depósitos salinos andinos Salar de Jama. (a: plateau riolítico (Formación Altos de Pica?) discordante sobre b: rocas sedimentarias paleozoicas). El salar mismo se observa basculado hacia el O.



Escala Vertical 1:20.000

Fig.2- Sección estratigráfica generalizada del Altiplano de Antofagasta, Chile.

CONTROL GEOLOGICO-ESTRUCTURAL

Las cuencas en que se emplazan los depósitos salinos continentales del Norte Grande de Chile, y en especial aquellos del tipo andino, muestran un control geológico estructural bastante acentuado, manifestándose en que, de sur a norte, la orientación de los ejes mayores de cada cuenca muestran un giro en sentido levógiro. Este fenómeno se observa también en los depósitos salinos del NW de Argentina y SW de Bolivia, continuándose hacia el norte en la cuenca tectónica del Lago Titicaca.

Las orientaciones predominantes de los ejes mayores de estas cuencas presentan las siguientes características (fig. 5):

- aquellas ubicadas al sur de los 24° Lat. S, muestran sus ejes mayores orientados preferencialmente en sentido NNE-SSW.

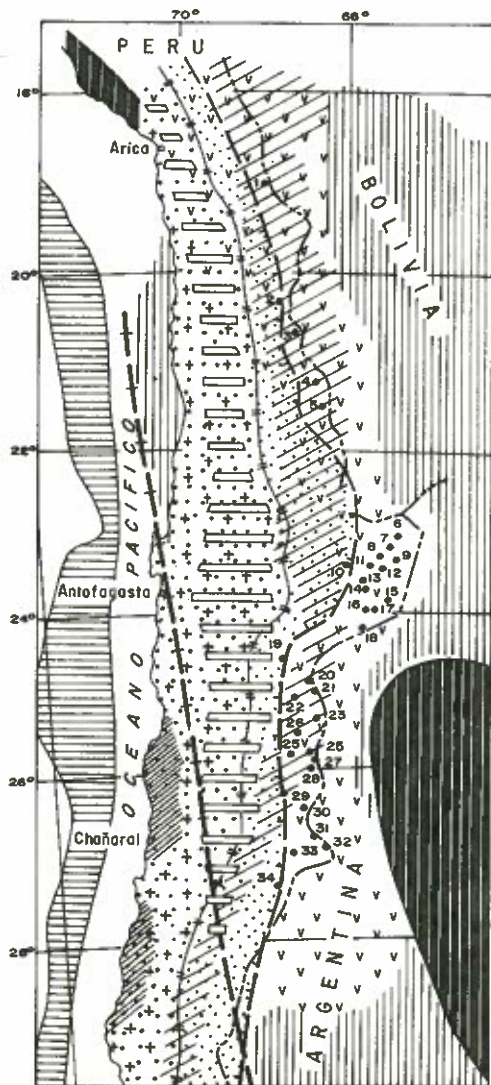
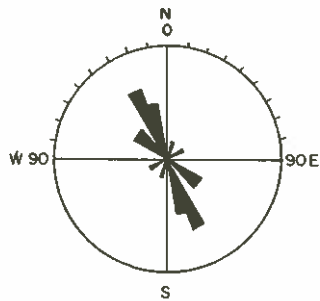


FIGURA 4. MAPA TECTONICO DEL NORTE DE CHILE
(modificado de Frutos, 1973)

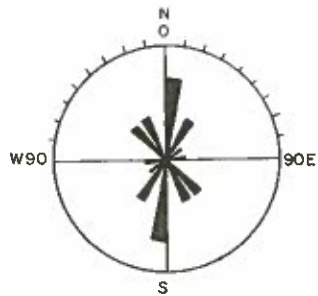
- Precámbrico indiferenciado
- GEOSINCLINAL PALEOZOICO**
- Paleozoico indiferenciado
- Eje de la probable zona de transición entre el ambiente interno y externo de la cuenca.
- GEOSINCLINAL ANDINO**
- Jurásico a Cretácico inferior
Ambiente Eugeosinclinal
- Jurásico a Cretácico inferior
Ambiente Miogeosinclinal
- Máxima extensión del ambiente marino
- Zona de transición entre el ambiente interno y externo
- Granitoides Jurásicos y Cretácicos
- Granitoides Terciarios
- Volcanismo del Terciario Superior Reciente
- Graben
- 15 Depósito salino andino

0 100 300 Km.
ESCALA

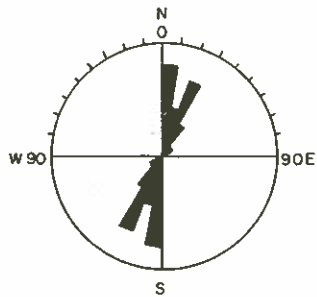
- | | | |
|-----------------------------|------------------------------|---------------------------|
| 1 Salar de Surire | 13 Laguna Miscanti | 25 Salar de la Isla |
| 2 Salar Huasco | 14 Laguna Miñiques | 26 Salar de Aguilar |
| 3 Salar Coposa | 15 Salar El Lago | 27 Salar de las Parinas |
| 4 Salar San Martín | 16 Salar de Purisunchi | 28 Salar Grande |
| 5 Salar de Ascotán | 17 Salar de Talar | 29 Salar de Pedernales |
| 6 Salar de Tara | 18 Salar de Pular | 30 Salar de Piedra Parada |
| 7 Salar Aguas Calientes I | 19 Salar de Punta Negra | 31 Salar Wheelright |
| 8 Salar de Pujsa | 20 Salar Aguas Calientes III | 32 Laguna Verde |
| 9 Salar de Quisquiro | 21 Laguna de las Azufreras | 33 Salar de Maricunga |
| 10 Salar de Atacama | 22 Salar de Pajonales | 34 Laguna del Francisco |
| 11 Laguna Lejía | 23 Salar de Gorbea | |
| 12 Salar Aguas Calientes II | 24 Salar de Aguas Amargas | |



16 Mediciones al Norte de los 22° Lat. S.



15 Mediciones entre los 22° y 24° Lat. S.



26 Mediciones al Sur de los 24° Lat. S.

Figura 5. Orientación de los ejes mayores en depósitos salinos del Norte Grande de Chile, Noroeste de Argentina y Sudoeste de Bolivia.

aquellas que se encuentran entre los 24° y 22° Lat. S, presentan sus ejes mayor orientados preferencialmente en sentido N-S. Esta orientación preferencial se ve acompañada por dos direcciones secundarias, aproximadamente ortogonales entre sí, en sentidos NE-SW y NW-SE.

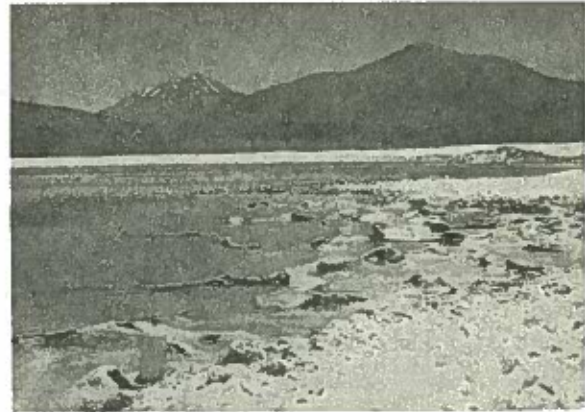


Figura 5a. Borde oriental del Salar de Pujsa. Muestra eflorescencias salinas de borde. El cuerpo salino se encuentra con su eje mayor orientado en sentido N - S.

- aquellas que se ubican al norte de los 22° Lat. S, muestran sus ejes mayores orientados preferencialmente en sentido NNW-SSE y NW-SE.

Esta disposición general corresponde al resultado de superimposición de procesos tectónicos, los cuales pueden sistematizarse en:

- los ejes regionales de compresión y distensión durante el Terciario Superior adoptan una orientación preferencial N-S, sub-paralelos a la Cadena Andina (Frutos, 1972). En particular, la fase distensiva producida durante este período alcanza su máxima intensidad durante el Plioceno Superior, es decir simultánea o ligeramente posterior a la emisión de las vulcanitas ácidas que constituyen la roca basal de los depósitos salinos andinos. Como resultado de esta tectónica distensiva, se originaron o realzaron sistemas de horst-graben con ejes orientados en sentido N-S, dando origen a los siguientes cordones topográfico-estructurales:

- La fosa marina de Antofagasta
- La Cordillera de la Costa
- La Depresión Central o Pampas Centrales
- La Cordillera de Domeyko
- Las fosas tectónicas del salar de Atacama y Punta Negra.
- La Cordillera Andina propiamente tal.

Tal conformación topográfica, conjuntamente con otros factores, tales como un clima árido y una intensa actividad volcánica, permitió que en las zonas topográficamente más deprimidas de estas cuencas se formaran los diversos tipos de depósitos salinos existentes en el Norte Grande de Chile (Vila, 1974). b) La fase distensividad del Plioceno Superior, fue acompañada por movimientos de compresión con ejes orientados en sentido E-W, generando grandes fallas

transcurrentes de magnitud continental especialmente activas durante el Pleistoceno y que parecen estar relacionadas con movimientos diferenciales de los cratones brasilero y patagónico (Frutos, 1972). Estos movimientos contribuyeron al doblamiento oroclinal de la Cordillera Andina en el Codo de Santa Cruz (Auboin y otros, 1970) ya iniciado a comienzos del Terciario, permitiendo que el sistema original de cuencas orientadas en sentido norte sur, adoptara aproximadamente en la latitud de Antofagasta una posición cóncava respecto del Océano Pacífico.

LOS DEPOSITOS SALINOS

Generalidades

Estos depósitos se desarrollan en cuencas cerradas, labradas generalmente sobre las vulcanitas ácidas de la formación riolítica y en las cuales el rango de evaporación supera, para períodos más o menos largos, a los aportes de agua que confluyen a la cuenca. La continua evaporación de las aguas acumuladas en éstas, genera un paulatino enriquecimiento iónico hasta transformarlas en salmueras (sobre 50.000 mg/lit de sólidos disueltos), de las cuales precipitan las diversas sales a medida que alcanzan sus respectivos productos de solubilidad.

Según la topografía y características morfo-estructurales de las depresiones en las que se emplazan estos depósitos, se pueden diferenciar tres tipos principales: cuencas topográficas, controladas por el relieve volcánico plio-cuaternario, de paredes abruptas y con un marcado desnivel entre el fondo de la cuenca y el relieve circundante (1.000 m); cuencas estructurales, modeladas sobre la cubierta riolítica mio-pliocena según fallas normales, rodeadas generalmente por un relieve suave en donde se desarrollan extensos abanicos aluviales coalescentes; y calderas volcánicas, de paredes semiverticales y de extensión areal relativamente reducidas.

En líneas generales, el aspecto geomorfológico y las características geológicas de los depósitos salinos emplazados en estos diferentes tipos de cuencas no tienen grandes variaciones, pudiéndose los considerar constituidos por una fracción líquida que corresponde normalmente a salmueras, una fracción salina representada por la depositación de las diferentes sales transportadas en solución a la cuenca y, una fracción detrítica, constituida por lentes y niveles relativamente potentes de arenas, limos y arcillas interestratificados en el cuerpo salino principal (fig. 6). Es común que en las zonas litorales de estos depósitos se desarrollen facies sedimentarias finas del tipo limos arcillosos negros con débiles impregnaciones de pirita, facies que engranan lateralmente hacia el interior del

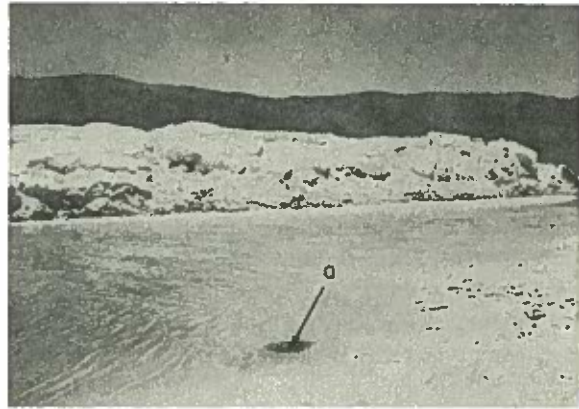
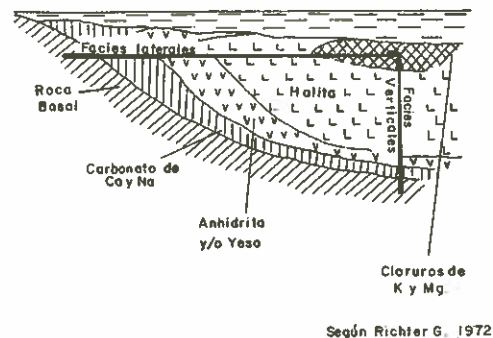


Figura 6. Borde occidental Salar de Pujsa. Se observan niveles salinos antiguos sobre sedimentos limo - arcillosos más oscuros. En primer plano (a) se aprecia estructura de disolución

depósito con costras sulfatadas o carbonatadas (fig.7). La ubicación geográfica y tectónico-estratigráfica de estos depósitos condiciona en gran medida sus características composicionales, ya que éstas dependen del tipo de materiales solubles existentes en las cuencas de drenaje actuales y pasadas, y del tipo de clima al cual han estado sometidas. Esta dependencia de las condiciones climáticas hace que los depósitos salinos andinos constituyan sistemas cinemáticos que experimentan variaciones geomorfológicas, estructurales y composicionales en ciclos diarios y estacionales.



Según Richter G. 1972

Figura 7. Esquema teórico de la zonación salina. Según Richter, 1972.

HIDROGEOLOGIA Y CALIDAD QUIMICA DE LAS AGUAS

A excepción del lago de Tara, en cuyo sector noreste desemboca el río Zapaleri, no existen otros depósitos salinos a los cuales confluyan cauces superficiales

perennes de importancia y la gran mayoría de estos depósitos son alimentados, fuera de los aportes meteoricos, por aguas subterráneas y/o vertientes termales cuya temperatura al aflorar en superficie, oscila entre 8° a 12°C. Por lo general, las vertientes termales se distribuyen en los contornos de los depósitos salinos, controlados por planos de discontinuidad litológica entre las riolitas terciarias yacentes y las andesitas cuaternarias superiores. A menudo se observa que entre ambos tipos de rocas existen niveles de piroclastos con alta permeabilidad, lo que facilita el escurrimiento subsuperficial de las aguas.

Estos aportes, que se pierden rápidamente por dispersión en las costras salinas superficiales, generan un nivel freático somero inestable (en el salar de Ascotán el autor detectó una variación del nivel freático, entre invierno y verano de 0.7 m), con recargas discontinuas según la época del año. Es común encontrar en la superficie salina, regiones deprimidas, originadas por redisolución de las costras salinas, en las cuales se desa-

rollan lagos interiores más o menos extensos.

La descarga de las aguas se realiza principalmente por evaporación aunque parte de ellas escapan por fracturas de la roca riolítica basal, las cuales al ser recalentadas en profundidad originan un ciclo convectivo. Tanto la evaporación como el escape subsuperficial de las aguas, originan una gradiente hidráulica que genera un continuo flujo de ellas hacia el centro del depósito salino, lo cual produce una paulatina concentración de los sólidos disueltos transportados por vertientes y afluentes superficiales (1.500 a 3.000 mg/l) hasta transformarlas en salmueras (sobre 50.000 mg/l). La composición química de las aguas que confluyen a los depósitos salinos varía notablemente según sean éstas superficiales o subterráneas (vertientes termales). Las aguas superficiales (considerando las aguas del río Zapaleri y algunos afluentes menores al salar de Pujsa), corresponden al tipo IV. A. (Clark, 1924) o al tipo sódico carbonatado, (White, 1957), (Tabla 3).

TABLA 3 Análisis de aportes de aguas superficiales, salares andinos (mg/l)

Muestra	Na	K	Ca	Mg	Li	HCO ₃	Cl	SO ₄	B	SO ₄ /Cl	Li/Na	pH	salinidad
Zapaleri	46	79	23	2.5	0.4	73	58	40	1.2	0.691	0.009	8.16	272
Quepiaco *	104	27	70	31	1.4	343	188	25	11	0.133	0.001	8.20	715
Alitar *	287	34	33	36	1.9	246	242	346	15	1.462	0.006	8.32	1.204
Alitar *	312	34	33	36	1.9	255	280	342	15	1.221	0.006	8.12	1.300

(*) Afluentes al Salar de Pujsa. Análisis realizados en el Laboratorio Químico del I.I.G., Santiago. Los valores pH se determinaron a 25° C.

El predominio de SO₄⁻ sobre Cl en las aguas de la quebrada Alitar se debe a que éstas son contaminadas con aguas provenientes de vertientes cloro-sulfatadas (Laguna Hedionda).

Las aguas provenientes de vertientes termales muestran un carácter clorurado y corresponden al tipo I.A. (Clark, 1924) o al tipo cloro-sódicas de origen volcánico (White, 1957, (Tabla 4).

TABLA 4 Análisis de aguas de vertientes, salares andinos (mg/l)

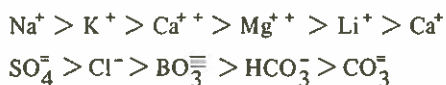
Muestra	Na	K	Ca	Mg	Li	HCO ₃	Cl	SO ₄	B	SO ₄ /Cl	Li/Na	pH	salinidad
PSA - 46	430	38	79	31	0.65	184	614	286	2.6	0.468	0.0015	7.9	1.968
PSA - 50	555	60	173	72	0.71	111	1032	453	5.3	0.450	0.0013	7.8	2.496
PSA - 107	2370	215	758	705	6.30	103	6036	2944	63	0.582	0.0027	7.9	12.216
PSA - 103	368	39	103	44	1.70	93	629	324	11	0.515	0.0046	7.3	1.740
PSA - 131	550	50	150	42	4.1	113	1100	181	8.5	165	0.0075	6.6	2.217
PSA - 80	1180	239	923	121	3.8	124	2794	1904	15	0.689	0.0032	7.4	7.418
Tatio (*)	2160	232	147	5.1	23	118	3800	46	95	0.012	0.010	7.0	6.532

Muestra 46: Lago Tuyacto; 50: Salar Purisunchi; 80: Salar Aguas Calientes II; 103: Salar Aguas Calientes III; 104: id. anterior; 131: Salar Ascotán.

(*) Muestra tomada por Henríquez, 1969.

Análisis efectuados en el Laboratorio Químico del I.I.G., Santiago. Los valores pH se determinaron a 25° C.

Las características químicas de las aguas de los lagos andinos (Miñiques, Miscanti, Lejía) corresponden a aguas sulfatadas del tipo II. A (Clark, 1924) con SO_4^- anión mayor y Na^+ como catión principal. La proporción relativa de cationes y aniones en estas aguas es, en líneas generales, la siguiente (Tabla 5):



a excepción del lago Lejía, en el cual predomina el

Mg^{++} sobre el Ca^{++} y el K^+ . Estas aguas se originarían por una evolución de la composición de las aguas superficiales, por adición de soluciones sulfatadas, hacia composiciones ácido-sulfatadas o aguas amargas (Allen y Day, 1935).

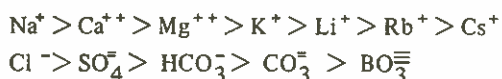
La coexistencia de depósitos salinos con lagos sin costas salinas superficiales indica que estos últimos tienen un escape subsuperficial de sus aguas con lo cual se mantendría un equilibrio constante de la salinidad y por lo tanto no se produce una depositación de sales. Este mismo fenómeno mantiene la composición sulfatada de las aguas.

TABLA 5 Composición de aguas de lagos andinos (mg/l)

Muestra	Na	K	Ca	Mg	Li	Cl	SO ₄	HCO ₃	B	SO ₄ /Cl	pH	salinidad
83	12300	976	540	4840	25	8750	35220	---	226	4.0	7.9	63716
82	222	20	90	89	0.5	255	576	176	5.0	2.2	7.3	1397
57	1490	201	158	117	1.4	1308	2090	203	27	1.6	8.3	5592
58	1400	199	158	117	1.3	1308	2119	203	26	1.6	8.5	5527
55	2350	302	629	274	1.9	2.622	4140	158	43	1.6	8.7	10601
53	1310	168	355	148	1.1	1.463	2326	115	22	1.6	7.7	5909

Muestras 82 y 83: lago Lejía; muestras 57 y 58: lago Miscanti; muestras 55 y 53: lago Miñiques. Muestras analizadas en los laboratorios del I.I.G., Santiago. valores de pH determinados a 25° C.

La evaporación de la mezcla de aguas provenientes de cauces superficiales y de vertientes termales da origen a salmueras, las cuales mantienen en líneas generales la composición de las aguas surgentes, es decir, aguas cloruradas del tipo I.A. (Clark, 1924), prevaleciendo en ellas la siguiente concentración relativa de aniones y cationes (Tabla 6):



La presencia en concentraciones relativamente elevadas de elementos tales como K, Li, Rb y B en las aguas de vertientes termales, se considera proveniente de contaminaciones con aguas magmáticas las que serían adicionadas durante el ciclo convectivo de las aguas subsuperficiales, calentadas principalmente por conducción. Ellis (1967) demostró este mecanismo en base a concentraciones similares de deuterio en aguas superficiales y subterráneas de áreas volcánicas.

TABLA 6 Análisis de salmueras de depósitos salinos (mg/l)

Muestra	Na	K	Mg	Ca	Li	Cl	SO ₄	HCO ₃	B	pH	salinidad
97	25460	1183	1361	2538	152	46690	3154	0	474	7.6	81436
120	21230	1143	1420	3440	4.0	41545	2938	361	294	7.5	72290
118	25830	1398	2859	6550	3.1	60850	460	168	122	7.4	100700
117	10200	590	1504	2250	13	24650	131	104	37	7.7	39500
106	27670	2070	1308	875	76	37590	16460	0	889	7.9	87548
62	6050	367	725	792	6.8	12380	1002	111	29	7.5	22340
94	5000	154	169	1090	19	10160	148	319	44	6.8	17003
102	19780	988	983	643	28	29680	21090	0	658	8.0	64381
134	13870	1670	827	1195	82	24000	4693	0	595	7.7	47022
133	20370	2483	3452	605	75	32960	15540	0	291	7.8	75899
110	60000	14960	48640	88	86	172130	87990	0	230	4.5	400000
70	62200	4800	6251	820	101	109630	15360	620	335	6.9	210000
89	28500	1295	653	375	137	27660	28110	0	675	8.6	89298

Muestra 97: salar de Aguas Calientes I; 117, 118 y 119: salar de Pajonales; 106: salar de Aguas Calientes II; 62: salar de Tajar; 94 y 102: salar de Quisquiró; 133 y 134: salar de Ascotán; 110: Laguna de la Azufrera; 70: salar El Laco; 89: salar de Pujsa. Análisis efectuados en los laboratorios del I.I.G., Santiago. Los valores de pH se determinaron a 25° C.

MINERALOGIA

Las costras de los depósitos andinos se caracterizan por mostrar una zonación mineralógica general concéntrica, condicionada fundamentalmente por el producto de solubilidad de las diferentes sales y por la fuerza iónica de la solución (*). Por tal motivo, en un perfil transversal idealizado (fig. 5) se pueden distinguir, engranando lateralmente desde la periferia hacia el centro del depósito, facies carbonatadas, sulfatadas y cloruradas. Esta zonación simétrica ideal no siempre se cumple debido a basculamiento tectónico de las cuencas, generándose una zonación dirigida desde la parte oriental, generalmente solevantada, hacia la parte occidental, más deprimida y, en algunos casos, viceversa (fig. 8).



Figura 8. Laguna de la Azufrera. Se observa un basculamiento hacia el E y su consecuente zonación salina (a: costra de sulfatos; b: costra sulfoclorurada; c: costra de cloruros)

La composición mineralógica de las costras salinas (Tabla 7) está representada principalmente por sulfatos y cloruros simples o compuestos, anhidros o hidratados de sodio, potasio, calcio y magnesio. En menores proporciones, aunque localmente pueden constituir depósitos importantes, se determinaron carbonatos y boratos de calcio y sodio.

TABLA 7 Minerales de las costras salinas superficiales, sales andinos.

Anhidrita	— CaSO_4'
Yeso	— $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}'$
Tenardita	— Na_2SO_4
Mirabilita	— $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}'$
Singenita	— $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}''$
Glaserita	— $(\text{K}, \text{Na})_3 \text{Na}(\text{SO}_4)_2''$
Glauberita	— $(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{SO}_4''$
Leonita	— $(\text{K}_2\text{Mg})(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}''$
Pollihalita	— $(\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg})(\text{SO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}''$
Bloedita	— $(\text{Na}_2\text{Mg})(\text{SO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}''$
Halita	— NaCl''
Silvita	— KCl''
Ulexita	— $(\text{Ca}, \text{Na})\text{B}_5\text{O}_9 \cdot 16\text{H}_2\text{O}'$
Kaliborita	— $(\text{K}, \text{Mg})\text{B}_{11}\text{O}_9 \cdot 9\text{H}_2\text{O}''$
Calcita	— CaCO_3

Minerales determinados en base a análisis por Rayos X en los laboratorios del I.I.G., Santiago; (') indica mineral principal; (')' indica mineral en traza.

Los principales sulfatos presentes en las costras salinas corresponden a yeso y/o anhidrita. Considerando la temperatura promedio que mantienen las salmueras (5°C), es probable que el mineral primario corresponda a yeso ya que la temperatura límite de formación de este mineral y la anhidrita es de 50°C en agua pura. Sin embargo, este límite calórico es disminuido por la presencia de otros iones en solución (en el agua de mar es de 20°C) y por el aumento de la salinidad de las salmueras (Krauskopf, 1967). La anhidrita corresponde a la forma mineralógica secundaria, producida por la pérdida de agua de composición del yeso. Los sulfatos de sodio se encuentran subordinados en cantidad a los de calcio. Considerando la temperatura promedio de las salmueras y que la solubilidad de la mirabilita disminuye rápidamente con la disminución de la temperatura, es probable que esta forma mineralógica corresponda al mineral primario (Chretien, *in* Ericksen, 1970). La temperatura de transición entre la mirabilita y la tenardita es de $32,38^\circ\text{C}$ en una solución de sulfato de sodio puro, límite calórico disminuido por la presencia de otros iones en solución: en una solución saturada con 7.57% de sulfato de sodio y 22.3% de cloruro de sodio es de 17.5°C . Los cloruros están representados principalmente por

(*) La concentración efectiva o actividad de un ión en solución que contiene otros iones presentes, es menor que su concentración real. La medida de este efecto, que tiene por resultado un incremento en la capacidad disolvente del agua, viene dada por la fuerza iónica de la solución.

halita y trazas de silvita (Gannat y Schlund, 1970). Es improbable la génesis de cloruro de potasio y/o de magnesio, en las condiciones imperantes en los depósitos salinos andinos, debido a la extrema solubilidad de estas sales.

En el sistema $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 - \text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} - \text{H}_2\text{O}$ se observa que a medida que la temperatura aumenta, la hidratación de la fase sólida disminuye progresivamente, lo cual sugiere que los boratos primarios corresponden a aquellos con más alto grado de hidratación (Hanshaw, 1963). Los minerales primarios de boro presentes en algunos depósitos salinos andinos (salar de Surire, salar de Ascotán), han sido reportados principalmente como ulexita (Vila, 1953) habiéndose detectado además trazas de kaliborita (Gannat y Schlund, 1970). Los depósitos de borato están constituidos por horizontes relativamente delgados (0.3m) de boronatrocalcita interestratificados con niveles po-

tentes limo arcillosos calcáreos. En algunos sectores, en la zona superior de los niveles boratados, la boronatrocalcita se observa en forma de nódulos arriñonados compacto con tamaños variables de hasta 0.15 m de diámetro.

En general, las costras salinas presentan un déficit de facies carbonatadas, aunque localmente pueden desarrollarse zonas con altos contenidos en carbonatos. Este déficit se interpreta considerando que la escasa actividad bacteriana desarrollada en este tipo de ambientes no logra destruir las moléculas de sulfato en cuyo lugar precipitaría el carbonato de calcio (Oyarzún, J., com. verbal). En los sectores de las costras salinas constituidas por facies carbonatadas, la forma mineralógica predominante es la calcita.

En menores proporciones, los análisis químicos revelaron la existencia de sulfuros de arsénico, yoduros y nitratos (Tabla 8).

TABLA 8 Análisis de sales de los depósitos salinos andinos (‰)

Muestra	Ca	Mg	Na	K	CO ₃	SO ₄	Cl	NO ₃	B	As(*)	I	S
125	33.00	0.11	0.06	0.008	47.10	2.74	0.24	0.01	0.016	750	0	0
126	36.80	0.11	0.06	0.006	52.50	3.05	0.26	0.01	0.013	650	0	0
129	17.50	0.54	11.60	0.93	0.18	32.71	25.19	0.01	0.18	250	0	0
132	13.50	1.35	1.06	0.75	1.01	0.58	28.64	0.01	0.12	25	0	0
135	20.37	0.78	1.72	0.26	14.80	26.85	2.92	0.02	0.11	250	0	0
114	0.86	9.00	10.20	1.36	0	15.47	32.41	0	0.20	2.5	0.009	0.5
115	18.88	0.26	0.34	0.21	0	46.90	0.94	0	0.01	12	0.015	0
63	14.98	0.99	2.79	0.21	0.33	34.50	7.07	0.09	0.03	25	0.027	0
64	15.20	0.73	8.36	0.34	0.59	35.64	15.55	60	0.26	5	0.005	0
65	18.05	0.54	3.58	0.15	1.40	40.53	6.43	0.003	0.025	5	0.013	0
52	24.05	0.78	0.15	0.02	33.01	4.86	1.34	0.02	0.003	5	0.015	0
96	10.50	0.21	7.75	0.23	0.96	5.02	8.34	0.01	4.93	1.500	0.014	0.01
95	16.30	0.29	5.75	0.28	1.20	31.11	9.53	0	1.40	900	0.012	0.25
105	10.55	0.99	0.32	0.07	16.50	0.53	9.48	0.09	0.01	10	0.017	0.22
72	26.10	1.02	1.35	0.17	38.74	0.93	1.97	0.02	0.02	75	0.008	0.29
79	18.43	0.41	5.23	0.68	1.11	40.51	10.85	0	0.04	35	0.008	0

Muestra 125 y 126: salar de Aguas Amargas; 129: salar de San Martín; 132 y 135: salar de Ascotán; 114 y 115: salar de la Azufrera; 63 y 64: salar de Talar; 65 y 52: salar de Purisunchi; 96 y 95: salar de Aguas Calientes I; 72: salar de El Laco; 79: salar de Aguas Calientes II. Análisis realizados en los laboratorios del I.I.G., Santiago.
(*) expresado en p.p.m.

GEOMORFOLOGIA DE LAS COSTRAS SALINAS

Los numerosos factores que influyen en la génesis y composición de las costras salinas (ubicación geográfica y tectónico-estratigráfica, condiciones climáticas, fuentes de materiales salinos solubles dentro de sus cuencas de drenaje, actividad volcánica asociada, factores hidrorgeológicos) y la extrema sensibilidad que éstas muestran a cualquier modificación de los factores mencionados, determina que se desarrollen muy

diversos tipos de costras y estructuras salinas, aún dentro de un mismo depósito.

De acuerdo a la clasificación de Neal (1969), se pueden diferenciar las siguientes categorías de costras salinas:

1) Costras salinas lisas, duras y secas (limo-arcillosas). Este tipo de costras es de escaso desarrollo en los depósitos salinos estudiados y se caracterizan en general por una superficie lisa, relativamente dura, de tonali-

dades pardo-amarillentas con un microrelieve suave producido por deflación eólica. Están constituidos por sedimentos limo-arcillosos débilmente salinos (3.5^o/o a 4.8^o/o de sales solubles) cuyo contenido en minerales de arcillas no supera el 4^o/o (principalmente sericita, clorita y trazas de montmorillonita). La fracción limosa, del orden del 90^o/o, está constituida por un agregado de feldespato, biotita, cuarzo y yeso. Son completamente secas en superficie, y débilmente húmedas a poca profundidad (0.5 m).

2) Costras duras evaporíticas. Se caracterizan por su elevada dureza y por un microrelieve muy áspero que alcanza desniveles de hasta 1 m. Están constituidas fundamentalmente por cloruro de sodio mezclado, en proporciones variables, con limos y arcillas transportadas por acción eólica.

3) Costras blandas, de superficies desmenuzables. Son las costras de mayor distribución en los depósitos estudiados y corresponden a costras blandas, húmedas, blancas a marrón oscuro y con un microrelieve muy suave de aspecto granular. Su composición corresponde principalmente a sulfato de calcio masivo y proporciones subordinadas de cloruro de sodio, limos y arcillas. Según su relieve, se pueden catalogar en:

- a) costras lisas, de aspecto granular, a veces con microrelieve en agujas, y
- b) costras con eflorescencias, de relieve suave en forma de colinas redondeadas, muy blandas y a menudo con cristalización de yeso. Se presentan generalmente rodeando el núcleo de los depósitos salinos.

4) Costras blandas, húmedas a pantanosas. Por lo general sobresaturadas en agua, se desarrollan en torno a lagos interiores, con elevadas proporciones de limos negros y arcillas (70^o/o) y a menudo con impregnaciones de piritita. La fracción salina (principalmente halita) se presenta finamente cristalizada en la matriz limo-arcillosa.

Dentro de esta amplia variación de costras salinas, y condicionadas principalmente por la composición mineralógica de ellas, se desarrollan numerosos tipos de estructuras salinas. Según el agente que las origina, éstas pueden catalogarse en:

1) Estructuras generadas por desplazamiento de aguas superficiales.

Estas se generan por el flujo de aguas provenientes de fuentes termales hacia el centro del depósito salino.

- a) canales salinos, desarrollados a partir de zonas en donde afloran aguas surgentes, las cuales disuelven las costras preexistentes y labran conductos de circulación internos de amplitud y profundidad restringida (0.5 m) pero que pueden alcanzar longitudes de cientos de metros,

pudiendo incluso cruzar por completo el depósito salino.

- b) Nódulos salinos, estructuras que se desarrollan en los bordes de los canales salinos o lagos interiores por efecto de redisolución y recristalización de las costras salinas. De forma arriñonada, con diámetros de hasta 0.5 m, están compuestas principalmente por sulfato de calcio pulverulento (anhidrita ?).

2) Estructuras generadas por acción de aguas subterráneas.

Corresponden exclusivamente a estructuras de disolución (dolinas), desarrolladas en la zona central de los depósitos y/o en regiones donde surgen aguas termales. Su diámetro superior no excede de 10 m disminuyendo en profundidad en forma de embudo hasta alcanzar diámetros de 0.1 m. Es común encontrar la sección superior de estas estructuras completamente secas, con desarrollo de nódulos salinos e impregnaciones de sales de arsénico.

3) Estructuras producidas por cambios volumétricos. La gran sensibilidad de las costras salinas a las variaciones de su contenido en agua (transformación de anhidrita a yeso y viceversa) determina la génesis de estructuras de compresión y distensión producidas por formación de yeso y anhidrita respectivamente (fig. 9).

- a) Grietas poligonales no orientadas. Se trata de grietas superficiales poco profundas (2 a 3 cm) de 0.5 a 1 cm de ancho, que forman un enrejado poligonal variable, de gran magnitud, desarrollado en costras salinas sulfatadas cuyo nivel freático es poco profundo (0.5 m). Las grietas no muestran orientación preferencial y por lo general constituyen polígonos de 4 lados (fig. 10a).

- b) Grietas poligonales orientadas. Corresponden a grietas superficiales de dimensiones similares a las anteriores, que se desarrollan principalmente en costras sulfatadas, formando polígonos de cinco a seis lados, cubriendo áreas individuales hasta 3 m². Es común que a través de estas grietas, afloren, por soluciones ascendentes, ramificaciones de una generación más joven de halita (fig. 10b).

- c) Escarpes de compresión. Son estructuras en forma de lomos alargados (3 m) de relieve suave (0.2 m de alto y 0.3 m de ancho), poco compactos, generalmente vacíos en su interior y generados en costras sulfatadas relativamente duras. Estos lomos, en la región central del depósito no presentan orientación definida, pero hacia las zonas periféricas presentan su eje mayor

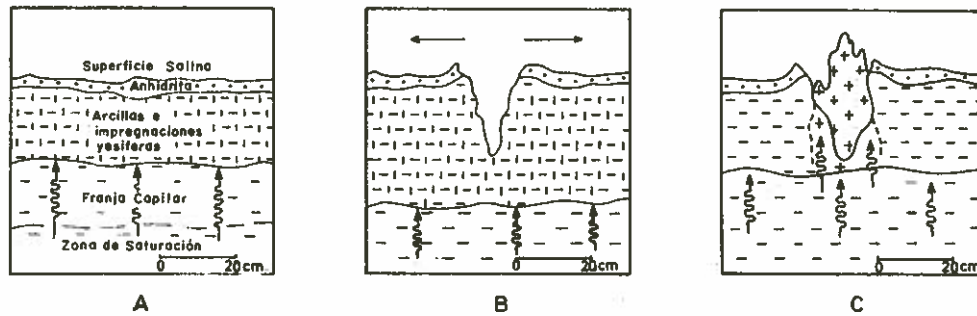


Figura 9. Génesis de grietas por desecamiento de las costras superficiales por descender del nivel freático (A y B) y desarrollo de nuevas generaciones salinas (C).

elongado paralelamente a los bordes de depósito salino.

4) Estructuras generadas por acción eólica.

a) Dunas salinas. Se originan por acumulación de material salino muy fino, principalmente sulfatado, removido de las costras por deflación eólica, en torno a niveles salinos antiguos que emergen sobre la superficie actual de las costras. Estas estructuras alcanzan elevaciones entre 1 a 2 m y son de existencia muy breve ya que son fácilmente destruidas por acción de aguas superficiales.

b) Montículos salinos. Se trata de montículos formados por material salino muy fino, que se originan en torno a plantas freatófitas desarrolladas en la periferia del cuerpo salino. La precipitación de las sales redisueltas por la transpiración de la planta, cementa el montículo salino, el cual crece manteniendo la planta en su cima. Cuando las raíces de ésta no alcanzan el nivel freático, la planta muere y el montículo se destruye rápidamente.

LAS LINEAS DE COSTA Y SU RELACION CON EL SOLEVANTAMIENTO ANDINO

En torno a la gran mayoría de los depósitos salinos andinos del Norte Grande de Chile, se observa el desarrollo de líneas de paleocostas, especialmente nítidas en aquellos depósitos rodeados por abanicos aluviales relativamente extensos. Individualmente estas líneas de paleocostas constituyen superficies aterrazadas relativamente angostas (0.5 a 1 m) con desniveles entre ellas de hasta 0.1 m, pudiendo seguirse lateralmente

en torno a casi toda la cuenca. Algunas mediciones altimétricas revelaron que estas formas geomorfológicas, en su nivel máximo, muestran un desnivel promedio de 15 m en relación a la superficie actual de las aguas o de las costras salinas, lo cual estaría indicando para esta región una evolución de las condiciones climáticas hacia características de aridez.

A escala regional, se observa que estas líneas se desarrollan preferentemente en el borde oriental de los depósitos salinos, mostrando individualmente desniveles de algunos decímetros (0.3 - 0.5 m) entre el sector

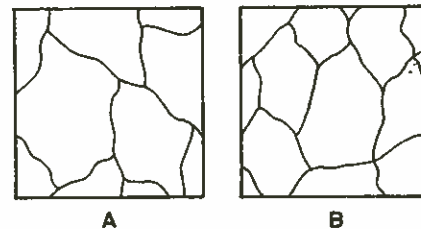


Figura 10. Grietas poligonales desarrolladas en la superficie salina. No-orientadas (A); orientadas (B).

oriental más solevantado, y el occidental, más deprimido. Este desnivel general se refleja además en las costras salinas superficiales, las cuales presentan una pendiente de 3° a 5° hacia el oeste, mostrando una zonación salina dirigida de sales menos solubles (carbonatos) en el sector oriental a sales de mayor solubilidad (cloruros) en su sector occidental (fig. 11).



Figura 11. Laguna de Tara. Sector sur. Muestra desarrollo de líneas de costa. (a: desembocadura del río Zapaleri; b: plateau riolítico (Formación Altos de Pica?)

El desnivel que muestran las líneas de costa individualmente y la correspondiente zonación salina dirigida de estos depósitos, se interpretan como el resultado de un reajuste isostático diferencial de toda la corteza en esta área, verificada durante el Holoceno al término de la última glaciación (Cecioni, G., com. verbal). El estudio cuantitativo de estas deformaciones, conjuntamente con aquellas efectuadas en la Patagonia (Cecioni, 1957) permitiría establecer el módulo de elasticidad de la corteza terrestre en los Andes Meridionales, aún desconocido.

CONCLUSIONES

- 1) El desarrollo relativamente extenso de depósitos salinos en la Pre-Cordillera y Cordillera del Norte Grande de Chile, está condicionado fundamentalmente a las condiciones climáticas de aridez imperantes en esta zona, a la geomorfología volcánica moderna que configura numerosas cuencas arreicas y a la existencia de materiales salinos solubles en sus cuencas de drenaje. La actividad volcánica Reciente es fuente importante de algunos elementos presentes en las costras salinas.
- 2) Los diversos tipos de agua que confluyen a estas cuencas, generan un nivel freático somero inestable, que presenta recargas variables según la época del año. La descarga de las aguas se efectúa principalmente por evaporación aunque parte de ellas se pierde por fracturas en la roca riolítica basal. Esta descarga genera una gradiente hidráulica hacia el centro del depósi-

to, y a la vez un enriquecimiento paulatino en sus sólidos disueltos, transformándolas en salmueras.

Los tipos de agua corresponden principalmente a aguas sódico carbonatadas (afluentes superficiales) y a aguas cloro sulfatadas (vertientes termales). La mezcla de estas aguas en el depósito salino mismo y su posterior evaporación da origen a salmueras sódico-cloruradas. En aquellos casos en que la descarga subterránea es dominante, se desarrollan lagos de aguas sulfatadas sin costras salinas superficiales.

3) La depositación de las diferentes sales se produce al alcanzar cada una de ellas su respectivo producto de solubilidad, razón por la cual las costras salinas presentan generalmente una zonación concéntrica de carbonatos, sulfatos y cloruros. La mineralogía de las costras está representada principalmente por sulfatos y cloruros simples, dobles o triples, anhidros o hidratados de sodio, calcio, magnesio y potasio.

4) La dependencia de las costras salinas en relación a las variaciones climáticas y a otros factores, determina que estos depósitos sean unidades geomorfológicas dinámicas, que sufren cambios en ciclos diarios y estacionales. Por este motivo, es común el desarrollo de muy diversos tipos de costras y estructuras salinas, aún dentro de un mismo depósito. Desde este punto de vista, la conversión de anhidrita a yeso y viceversa es un fenómeno importante.

5) El desarrollo de líneas de paleocostas en torno a la gran mayoría de estos depósitos indica una evolución de las condiciones climáticas hacia características de aridez. El desnivel observado en estas líneas de paleocosta entre los bordes oriental y occidental de los depósitos salinos se ha interpretado como el resultado de un reajuste isostático diferencial de toda la corteza en esta área, verificada durante el Holoceno al término de la última glaciación, cuyo estudio cuantitativo permitiría establecer el módulo de elasticidad de la corteza en los Andes Meridionales.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer las valiosas críticas y sugerencias efectuadas por los geólogos Sres. Giovanni Cecioni del Depto. de Geología de la U. de Chile y José Frutos del Depto. de Geología de la U. del Norte.

REFERENCIAS

- Allen, E.T., and Day, A.L., 1935, Hot springs of the Yellowstone National Park. Carnegie Inst. Wash. Pub. 466.
- Auboin, J., Borrello, A.V., Charrier, R., Chotin, P., Cecioni, G., Frutos, J., Thiele R., Vicente, J.C., 1973, Esquisse paleogeographique et structurale des Andes Meridionales. Rev. Geogr. Phys. et Geol., v. XV, fasc. 1 - 2,

p. 11 - 72.

- Brüggen, J.**, 1950, Fundamentos de la geología de Chile. Inst. Geogr. Militar, Santiago, 374 p., 6 fotografías, 1 mapa geol., 108 figs.
- Cecioni, G.**, 1957, I terrazi marini della Patagonia cilena. Atti. Soc. Tosc. Sc. Naturali, Serie A, t. LXIV, Pisa.
- Clark, F.W.**, 1924, The Data of Geochemistry. U.S. Geol. Survey, Bull., n. 491.
- Clark, A.H., Mayer, A.E., Mortimer, C., Cooke, R.U., Snelling, N.J.**, 1967, Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, Southern Atacama Desert, Chile. Nature 215, p. 723 - 724.
- Ellis, A.J.**, 1967, The chemistry of some explored geothermal systems. in Barnes H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, Holt, Rinehart and Winston, p. 465 - 514.
- Erickssen, G., Mrose, M.Fahey, J.**, 1970, Mirabilite. The Mineralogical Record.
- Frutos, J.**, 1972, Ciclos tectónicos sucesivos y direcciones estructurales superimpuestas en los Andes del Norte Grande de Chile. Symp. Invest. Manto Sup., v. 2, p. 473 - 483, Buenos Aires, Argentina.
- Fuenzalida, H.**, 1965, Clima, in Geografía Económica de Chile. Santiago, Corp. Fom. Produc. Texto refundido, p. 98 - 152.
- Galli, O., Dingman, R.**, 1962, Cuadrángulo Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio sobre los recursos de aguas subterráneas, prov. de Tarapacá. Santiago, Inst. Invest. Geol., Chile, v. 3, n. 2, 3, 4 y 5, 125 p., 11 láms., 12 figs., 11 tablas, 4 mapas geológicos.
- Gannat, E., y Schlund, J.**, 1970, Informe de la Misión de Estudio de las posibilidades en Chile de minerales potásicos. Inf. Inéd., Inst. Invest. Geol., 114 p.
- García, F., Pérez, E., Ceballos, E.**, 1962, El ordovícico de Aguada de la Perdiz. Santiago, Rev. Minerale, n. 77, p. 52 - 61, 4 figs., 1 mapa.
- Groeber, P.**, 1918, b., Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel - Huapi. Physis., t. 4, n. 17, p. 208-240, 1 mapa, 1 cuadro.
- Hanshaw, B.B.**, 1963, Preliminary relations in the system $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 - \text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} - \text{H}_2\text{O}$. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 475 - B, p. B24-B27.
- Henríquez, H.**, 1969, Avance hidrogeológico del Cantón Aguas Blancas. Inf. Inéd. Inst. Invest. Geol.
- Krauskopf, K.B.**, 1967, Introduction to Geochemistry.
- Moraga, A., Fortt, M.A., Chong, G., Henríquez, H.**, 1969, Estudio geológico del salar de Atacama, Inst. Invest. Geol., Inf. Inéd.
- Neal, J. T.**, 1969, Playa variation, reprinted from Arid lands in perspective.
- Richter, G.**, 1972, Geology of Saline Deposits. Proc. of the Hannover Symposium, 1968. UNESCO, Paris.
- Salas, R., Kast, R., Montecinos, F., Salas, I.**, 1966, Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, provincia de Tarapacá. Santiago, Inst. Invest. Geol., Bol. 21, 114 p., 19 figs., 7 tablas, 9 fotografías, 1 mapa geol.
- Vila, C., T.**, 1953, Recursos minerales no-metálicos de Chile. Ed. Universitaria, 449 p.
- Vila G., T.**, 1974, Geología de los depósitos salinos andinos, provincia de Antofagasta, Tesis de grado, Depto. Geol. Univ. Chile, Inéd.
- White, D.E.**, 1957, Thermal waters of volcanic origin. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, p. 1637 - 1658.
- Zeil, W., y Pichler, H.**, 1967, Die Kanozoische Rhyolit Formation im mittleren Abschnitt der Geol. Rundschau, v. 57, p. 41 - 48.