



**Universidad de Chile**

Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas

Departamento de Geología

## **Sistemas Estructurales y Recursos Geotermales en la Cordillera Principal de Chile Central. (32°30' - 34°00' de Latitud Sur)**

**Memoria para optar al grado de Geólogo**

Sebastián Martini Salamé

### **INTEGRANTES DE LA COMISIÓN**

**Dr. Reynaldo Charrier, Guía**

**Prof. Alfredo Lahsen, Co-Guía**

**Dra. Katja Deckhart, Co-Guía**

SANTIAGO DE CHILE  
SEPTIEMBRE DE 2008

## Resumen

En la Cordillera Principal de Chile Central (32°30'S – 34°00'S) existen cerca de 22 manantiales que pueden considerarse termales. La yuxtaposición de estas fuentes termales sobre dos sistemas regionales de falla reconocidos en la región [zonas de falla de Pocuro – San Ramón (ZFPSR) y de El Diablo – El Fierro (ZFEDEF)] sugiere que el transporte de los fluidos hidrotermales ocurre a través de las rocas fracturadas asociadas a estas zonas de falla de alto ángulo invertidas. La geoquímica de 17 de las fuentes termales se ha considerado representativa del grupo completo, revelando la existencia de dos familias principales, aguas carbonatadas asociadas a ZFPSR y aguas cloruradas sobre ZFEDEF, además de un grupo cuya signatura geoquímica es transicional entre las dos anteriores, así como lo es su situación estructural. Se aplicaron geotermómetros de sílice y cationes a estas aguas estimándose que las del sistema occidental (ZFPSR) presentan T° de equilibrio entre 70°-100°C, mientras que las aguas del sistema oriental (ZFEDEF) muestran temperaturas de reservorio de ~120°C, alcanzando localmente los 180°C (Baños de Colina Maipo). Para acotar la profundidad de circulación de los fluidos, indagar sobre la naturaleza de los focos calóricos alimentadores de los sistemas geotermales y conocer el contexto calórico en que estos ocurren, se propone un refinamiento preliminar del modelo de la estructura termal de la corteza en Chile Central, el cual asocia los datos de flujo calórico con los procesos termo-tectónicos y la reología de la litósfera en campos geotermales. Este modelo sugiere que las isotermas bajo la Cordillera Principal presentan un alzamiento regional debido a la erosión del bloque colgante, la cual incrementa el gradiente geotermal, y también un alzamiento local de las isotermas bajo el arco volcánico debido a procesos de advección de calor y masa. La combinación de estos fenómenos provee un contexto termal en el que se alcanzan temperaturas entre 160°C-180°C a una profundidad de ~3 km.

## Abstract

The Principal Cordillera in central Chile (32°30'S – 34°00'S) hosts nearly 22 springs that can be considered to have thermal influence. These thermal resources are juxtaposed over two N – S main fault systems observed in the area [the Pocuro – San Ramón (ZFPSR) and the El Diablo – El Fierro (ZFEDEF) fault zones] suggesting that the transport of hydrothermal fluids occurs through fractured rocks associated with these high-angle inverted fault systems. The fluid geochemistry of 17 hot springs is considered to be representative of the whole group, revealing the existence of 2 principal families of waters, carbonate waters associated to ZFPSR, and chloride waters over the ZFEDEF. There is also a group whose geochemistry and structural setting is transitional between the two other groups. Silica and cationic geothermometers were applied to these samples, estimating equilibrium T° for the fluids of the western system (ZFPSR) on the range between 70°-100°C. The hot springs located in the eastern system (ZFEDEF) shows reservoir temperatures of ~120°C, reaching locally 180°C (Baños de Colina Maipo). To constrain the depth of fluid circulation, the nature of the heat sources and to provide a thermal context to these geothermal systems, a preliminary model of the thermal state of the crust in Central Chile is proposed, which is based on the integration of the available

heat flow data, the thermo-tectonic processes occurring in the continental margin and the lithosphere rheology in geothermal areas. This model supports a regional uplift of the isotherms under the Principal Cordillera due erosion of the hanging wall thus enhancing the thermal gradient. As well, a local uplift of the isotherms under the volcanic arc is proposed, on the basis of the advection of heat and mass. The combination of this processes provides a thermal background that reaches temperatures of 160°C-180°C at depths of ~3 km.

*Una investigación es en principio curiosidad,  
en esencia discernimiento  
y su objetivo es averiguar como funcionan las cosas.*

-H. Satanov-

*No vemos las cosas como son, si no que las vemos como nosotros somos.*

-Anais Nin-

## Agradecimientos

Desde los trabajos pioneros de las primeras generaciones de investigadores hasta nuestros días, se ha transformado la manera que tenemos de comprender la tierra, se han desarrollado numerosas subdisciplinas y aplicado elaboradas técnicas que han ampliado los horizontes de comprensión más allá de lo que imaginaron quienes sentaron las bases de la geología. Hoy, tengo como persona y como parte de una comunidad científica, el privilegio de interpretar las ciencias de la tierra a la luz de publicaciones que representan el estado del arte en geociencias del Orógeno Andino y de las poderosas herramientas que se han desarrollado.

“The Geology of Chile” (The Geological Society, 2007), y “The Andes: Active Subduction Orogeny”, (Springer, 2006), resumen el trabajo de incontables investigadores que, desde mediados del siglo XIX han avocado sus esfuerzos a comprender la evolución tectónica, magmática, metalogénica y estratigráfica del margen occidental sudamericano. En cuanto a las herramientas, las imágenes satelitales nos han dotado de una visión ilimitada sobre los rasgos superficiales de la corteza, los microscopios electrónicos permiten observar en detalle la estructura atómica de los minerales y los métodos geofísicos han hecho posible sondear la tierra hasta las profundidades del manto. Con esto en mente y haciendo caso omiso de la idea de que “quien mucho abarca poco aprieta”, he querido agradecer a todas estas personas que trabajan rigurosamente para dar a luz ideas, métodos ó técnicas que revelan nuevas e insospechadas dimensiones de la naturaleza que nos rodea. Estoy convencido de que esta comprensión realza la belleza de la naturaleza y en sí misma es hermosa también.

Sin más preámbulos:

¡Muchas gracias a todas las personas que integran la comunidad científica (ya sean geocientíficos, biólogos, astrónomos, químicos, matemáticos, etc.)!

Particularmente, siento que he contraído una deuda de gratitud con los autores que he citado ya que ellos, que se han ocupado de temas afines a los que he aborda este estudio, tras haber publicado sus resultados, amablemente me han despejado el camino y me he apoyado en ellos para poder avanzar. ¡Gracias a todos ellos!

Finalmente, pero en primer lugar, quiero agradecer a los amigos y maestros que he tenido durante mi formación académica, que, más allá de los fundamentales conocimientos profesionales que me han entregado, me han enseñado a observar la tierra como si la viera por primera vez y me han confirmado que la vida es una aventura en la que lo importante es hacer lo que a uno le gusta con valores, imaginación, entusiasmo, perseverancia y dedicación: Francisco Hervé y Cristina Maureira, María Rosa Rocco, Jacobus Le-Roux, Massimo Guidi, Luis Aguirre, Reynaldo Charrier, Andrés Tassara, Mauricio Calderón, Francois Risacher y José Cembrano. Si no fuera por ellos esta memoria sería *otra cosa*.

Mis agradecimientos son también para Google Earth por permitirme ver el mundo desde un escritorio.

---

<b>I. Introducción</b>	<b>7</b>
A. Organización del presente trabajo	7
B. Exposición del problema	8
C. Objetivos	9
D. Ubicación y accesos	10
E. Clima de la zona de estudio	13
F. Metodología general	17
G. Hipótesis de trabajo	18
H. Motivación de este estudio	18
<b>II. Marco Teórico</b>	<b>34</b>
A. Estructuras y recursos geotermales	34
B. Deformación frágil y transporte de fluidos en la corteza	35
C. Propiedades físicas de las rocas permeables	44
D. Geoquímica de los Fluidos Geotermales	49
E. Características de los sistemas geotermales	58
F. Condiciones de temperatura y presión en sistemas geotermales	69
G. Estructura geológica de los sistemas geotermales volcánicos	71
<b>III. Marco Geológico y Tectónico</b>	<b>74</b>
A. Marco Geológico	74
1. Rocas Intrusivas	76
2. Rocas Estratificadas	77
3. Unidades volcánicas Pleistocenas-Actual asociadas a la Zona Volcánica Sur	80
B. Marco Tectónico	80
1. Elementos estructurales	84
<b>IV. Estructura termal de la corteza</b>	<b>87</b>

---

A.	Flujo Calórico	87
B.	Modelos de la configuración termal de sudamérica	92
C.	Tectónica y fallamiento	95
D.	Magmatismo	97
E.	Circulación de fluidos	98
F.	La estructura termal de la corteza en Chile Central	99
<b>V.</b>	<b>Resultados</b>	<b>103</b>
A.	Geoquímica de las fuentes termales	103
1.	Metodología	103
2.	Distribución de las fuentes termales	106
B.	Datos químicos	111
C.	Geotermometría	118
<b>VI.</b>	<b>Discusión</b>	<b>124</b>
A.	Sobre el origen de los componentes en solución	124
B.	Geotermometría	127
C.	Conclusiones	128
D.	Sugerencias para estudios posteriores	129
<b>VII.</b>	<b>Modelo integrado</b>	<b>130</b>
<b>VIII.</b>	<b>Apéndice: Datos de interés</b>	<b>134</b>
<b>IX.</b>	<b>Referencias</b>	<b>139</b>

## Indice de figuras

Fig. I-1.....	11
Fig. I-2.....	13
Fig. I-4.....	14
Fig. I-6.....	15
Fig. I-7.....	15
Fig. I-8.....	20
Fig. I-9.....	20
Fig. I-10.....	23
Fig. I-11.....	23
Fig. I-12.....	24
Fig. I-13.....	25
Fig. I-14.....	25
Fig. I-15.....	25
Fig. I-16.....	27
Fig. I-17.....	29
Fig. I-18.....	33
Fig. II-1.....	34
Fig. II-2.....	37
Fig. II-3.....	39
Fig. II-4.....	41
Fig. II-5.....	42
Fig. II-6.....	43
Fig. II-7.....	45
Fig. II-8.....	48
Fig. II-10.....	52
Fig. II-11.....	53
Fig. III-1.....	59
Fig. III-2.....	59
Fig. III-3.....	60
Fig. III-4.....	60
Fig. III-5.....	61
Fig. III-6.....	61
Fig. III-7.....	62
Fig. III-8.....	62



---

Fig. III-9.....	63
Fig. III-10.....	64
Fig. III-11.....	65
Fig. III-12.....	65
Fig. III-13.....	68
Fig. III-14.....	70
Fig. III-16.....	71
Fig. III-18.....	72
Fig. III-19.....	73
Fig. III-21.....	75
Fig. III-23.....	77
Fig. III-26.....	85
Fig. III-27.....	87
Fig. III-28.....	81
Fig. III-30.....	83
Fig. III-31.....	84
Fig. IV-4.....	88
Fig. IV-6.....	89
Fig. IV-8).....	90
Fig. IV-9.....	94
Fig. IV-9 a IV-11.....	95
Fig. IV-12.....	100
Fig. IV-15.....	102
Fig. V-1.....	104
Fig. V-2.....	107
Fig. V-3.....	116
Fig. VIII-1.....	136
Fig. VIII-2.....	137

## I. Introducción

El presente estudio propone un modelo conceptual de escala regional que vincula la ocurrencia de manifestaciones termales a los sistemas de fallas regionales reconocidos en la Cordillera Principal de Chile Central. Las herramientas que se han utilizado en la elaboración de este modelo incluyen estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos. Los datos geoquímicos son el resultado de un Convenio para catastrar las manifestaciones termales de Chile, realizado entre el Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin) y el Institut de Recherche pour le Développement (Ird) de Francia. Los nuevos datos geológicos y geofísicos que se presentan han sido recabados dentro del marco del Proyecto Anillo ACT-18 “Tectonomagmatic control of giant ore deposits in the subduction factory of the high Andes between 32°00 y 36°00: a multidisciplinary approach”, el cual además ha proporcionado los medios necesarios para la realización de esta tesis.

### A. Organización del presente trabajo

El estudio que se presenta ha sido organizado en IX capítulos principales, los cuales corresponden a:

El Capítulo 1, “Introducción”, presenta la zona de estudio, expone la organización, problemática y motivación de esta tesis, sus objetivos y metodología general.

El “Marco Teórico”, correspondiente al Capítulo 2, se trata de una revisión y compilación de trabajos que se han considerado como fundamentales para abordar de una manera apropiada la problemática expuesta. Básicamente se revisan los conceptos generales sobre geoquímica de fluidos hidrotermales, geotermia e hidrogeología y se presentan estudios que analizan procesos de transporte de fluidos hidrotermales vinculados a deformación frágil en la corteza superior. Dentro de él se presentan también el marco geológico y tectónico de la zona de estudio.

El tercer capítulo corresponde al marco geológico y tectónico de la zona de estudio, donde se presentan además de la geología clásica, datos recientes obtenidos dentro del marco del Proyecto Anillo ACT-18.

En el Capítulo 4 se ha hecho un análisis de la configuración termal de la corteza en Chile Central como una manera de aproximarse al contexto calórico en que ocurren los sistemas geotermales de la zona.

El Capítulo 5, “Resultados” se presenta los datos de temperatura, pH, alcalinidad y geoquímica de las manifestaciones termales estudiadas. Se clasifican geoquímicamente las aguas y se aplican los métodos geotermométricos.

En el Capítulo 6 se discuten los resultados obtenidos y se propone una posible interpretación acerca de la proveniencia de los principales componentes en ellas disueltos

El Capítulo 7 se integran los antecedentes geológicos, geofísicos, geoquímicos y estructurales para proponer dos modelos regionales (uno para la zona norte y otro para la zona sur) que explican la situación hidrogeológica, litológica y estructural en que se encuentran los sistemas geotermales de Chile Central.

El capítulo “Anexos” (8), incluye los datos de interés que tienen relación con este estudio.

Y, finalmente, en el Capítulo 9 se presentan las referencias bibliográficas a las que se ha recurrido para la elaboración del presente trabajo.

## **B. Exposición del problema**

La Cordillera de los Andes en Chile central se encuentra, a escala regional, en una etapa de deformación compresional desde el Mioceno inferior temprano (~23.8 Ma) (Charrier et al., 2001; Fock, 2005), periodo durante el cual comenzó la inversión de la anterior cuenca extensional de Abanico. Desde aquella época las estructuras principales que han acomodado la deformación tienen un rumbo aproximadamente N-S. Dado que algunas de estas estructuras se generaron como fallas normales de alto ángulo en un régimen extensional y otras se han generado con posterioridad a la inversión, la geología estructural de esta zona exhibe notables complejidades. Dado que la deformación no opera sobre un medio homogéneo ni isótropo, la reactivación de estructuras, fallamientos tipo short-cut y zonas de relevo impone geometrías en profundidad muy complejas.

Las fuentes termales de Chile central se encuentran ubicadas sobre la traza de estas discontinuidades asociadas al alzamiento de la Cordillera de los Andes, y su posición sugiere que puede existir una relación entre las estructuras y los sistemas geotermales. El objetivo de este estudio es, por tanto, aproximarse a una determinación de la naturaleza de esta relación. En la zona de estudio los sistemas de fallas que se asocian a fuentes termales se han denominado Pocuro-San Ramón (sistema occidental) y El Diablo-El Fierro (sistema oriental).

La composición química de las aguas termales que se muestrean en superficie es el producto final de una serie de factores entre los que se cuenta la composición primaria del fluido, la separación de fases, procesos de mezcla con otros fluidos e interacción con las rocas que este encuentre en su ascenso. Por lo tanto, un estudio geoquímico puede entregar información que permita comprender la naturaleza profunda de un sistema geotérmico.

Considerando esto, para el presente trabajo se han muestreado y analizado químicamente 17 fuentes termales representativas a una escala regional de los sistemas geotérmicos de la región y se presentan los resultados geoquímicos de este análisis, integrados a los conocimientos geológicos, estructurales, geofísicos y disponibles, en un esfuerzo por comprender mejor la naturaleza de estos sistemas geotérmicos y la evolución morfoestructural de la zona de estudio.

Debe tenerse en consideración que, debido a que los costos asociados a la instalación de una central geotermoeléctrica son muy altos, al evaluar un recurso geotermal se desea minimizar la incertidumbre asociada a la naturaleza en profundidad del campo geotermal, ya que de la etapa de exploración dependerán las decisiones de perforación para pruebas de pozo y la factibilidad del proyecto. Así, se hace necesario conocer en detalle tanto la geología expuesta (generalmente la etapa de exploración involucra un mapeo geológico e hidrogeológico 1:5000 ó 1:2000), como la geología y estructuras en sub-superficie de cada sistema geotermal para poder identificar trampas lito-estructurales que controlen el ascenso o entrapamiento de los fluidos. A fin de reducir esta incerteza se han desarrollado variadas técnicas que constituyen la ciencia de la geotermia; la geoquímica, los métodos geofísicos, la geología estructural y la hidrogeología, se aplican (idealmente todas), de manera específica a cada campo geotermal con el fin de caracterizar de manera apropiada el sistema, integrándose para que resulten en un modelo coherente.

En este aspecto, el presente trabajo no pretende lograr un modelo particular para cada sistema geotermal debido a que el área de estudio abarca 17 manifestaciones distribuidas sobre estructuras que se desarrollan, de manera continua ó discontinua, a lo largo de decenas y cientos de kilómetros. Debido a las obvias restricciones de tiempo y recursos, no ha sido posible realizar a nivel específico un mapeo de detalle y/ó aplicación de las herramientas antes mencionadas, por lo que el presente trabajo constituye un trabajo de escala regional.

Cabe mencionar que en esta región se han realizado amplios esfuerzos por comprender la evolución tectónica del Orógeno Andino. El proyecto Anillo ACT-18 ha contribuido a incrementar notablemente los conocimientos geológicos y geofísicos en la zona (e.g. estudios gravimétricos, estructurales, geológicos y sísmicos llevados a cabo por un grupo de profesionales, doctorantes y memoristas que cuenta con la participación de geólogos y geofísicos de Codelco y de las universidades de Chile y de Concepción) que además ha proporcionado medios económicos que han hecho posible la realización de este trabajo.

La geología estructural es un factor de control de primer orden en un sistema geotermal, así lo muestran numerosos estudios en prácticamente todos los sistemas geotermiales del mundo y es también posible observar la relevancia de las estructuras en los depósitos epitermales, los cuales no son otra cosa que sistemas hidrotermales fósiles generalmente emplazados en fallas o zonas de fractura estrechamente asociadas a centros volcánicos (Camprubí et al. 1996).

### **C. Objetivos**

El objetivo general y principal de este trabajo es generar un modelo teórico de escala regional que explique la situación estructural y naturaleza en profundidad de los campos geotérmicos de la Cordillera Principal de Chile Central. Con este propósito se han definido los siguientes objetivos específicos:

1. Posicionar las fuentes termales sobre imágenes satelitales, mapas geológicos (Thiele, 1980; Farías, 2008; Fock, 2005) y modelos numéricos de terreno para reconocer los elementos estructurales asociados a estas manifestaciones.
2. Generar un marco teórico que permita abordar el problema de una manera apropiada.
3. Realizar un análisis cualitativo de imágenes satelitales y cartas con el objetivo de identificar y caracterizar los agentes del ciclo hidrogeológico involucrados en la actividad hidrotermal.
4. Confrontar la signatura geoquímica de las aguas termales y las estructuras sobre la cual estas surgen en busca de familias de aguas emparentadas. Esto, en el contexto de que los procesos de interacción agua-roca que ocurren durante el transporte de los fluidos determinan la química de las manifestaciones.
5. Estimar las temperaturas de sub superficie del reservorio geotérmico.
6. Comparar los datos disponibles de flujo calórico superficial (Hamza y Muñoz, 1996) con el modelo disponible de gradiente geotérmico (Oleskevich, 1999) y Gutscher (2001) en Chile Central para refinar el modelo de la estructura termal de la corteza en base a las técnicas descritas por Ehlers (2007) y Ranalli y Rybach (2005). Lo cual permitirá abordar la problemática de la profundidad y tamaño de emplazamiento de los reservorios desde una perspectiva regional.
7. Integrar los resultados de los análisis anteriores con los conocimientos disponibles en la elaboración de un modelo conceptual.

## **D. Ubicación y accesos**

A lo largo de la Cordillera de los Andes de Chile se han catastrado cerca de 348 fuentes termales (ver Fig. I-1; Hauser, 1997; Hauser y Risacher, 2008; Ramírez, 2003). Estas manifestaciones termales corresponden a la expresión superficial de campos geotermales que están vinculados al desarrollo del arco volcánico en los Andes Centrales, del Sur y Patagónicos. La distribución de estas manifestaciones sobre el territorio chileno es desigual, observándose notables diferencias en la densidad de ocurrencia de las manifestaciones termales (Hauser, 1997). En base a esto, es posible dividir el territorio nacional en tres zonas principales que presentan una cantidad relativamente alta de fuentes:

- Zona Norte (I y II Regiones)
- Zona Centro (V Región y Región Metropolitana)
- Zona Sur (IX y X Región).

Las manifestaciones termales consideradas dentro de este estudio se encuentran en la Zona Centro (ver Fig. I-2). En particular, se investigan las fuentes comprendidas entre el centro de la Quinta Región (Baños

del Parrón, 32°35' de Latitud Sur), hasta los Baños de Puente de Tierra, ubicados cerca del límite sur de la Región Metropolitana (34°05' de Latitud Sur).



**Fig. I-1** Mapa de donde se muestra la distribución de las principales áreas termales de Chile. Las manifestaciones consideradas en este estudio, correspondientes a las de la zona central, se presentan con su código nominativo correspondiente. Generado a partir del catastro de Hauser 1999 sobre una imagen de Google Earth.

Las fuentes termales de la zona central tienen accesos relativamente buenos y directos durante la mayor parte del año. Los centros termales localizados en la zona norte del área de estudio se encuentran a los pies de la Cordillera

Principal, por lo que puede accederse a ellos fácilmente en vehículo durante todo el año. No ocurre lo mismo en las fuentes ubicadas en alta Cordillera de la Región Metropolitana, ya que durante el invierno, ocasionalmente la nieve bloquea los caminos de acceso a algunas de ellas. Es el caso de los Baños Morales, Colina Maipo, Salinillas, Puente de Tierra y Termas del Plomo. Los baños de Tupungato y Puente de Tierra están bastante alejados de los caminos principales y además para visitarlos se debe solicitar un permiso a zonas de acceso restringido desde donde se debe realizar una caminata ó cabalgata de aproximadamente 15 kilómetros cruzando abruptos valles. La Fig. I-2 muestra la distribución de las manifestaciones estudiadas sobre un mapa rutero de Chile central y la

**Tabla 2** muestra en nombre de las manifestaciones termales, un código de cuatro letras para cada una de ellas, las coordenadas UTM de la ubicación de la fuente termal y su altura en m.s.n.m



**Fig. I-2** Mapa rutero de la zona central (Guía Turistel) sobre el cual se han ubicado las manifestaciones estudiadas en este trabajo con sus respectivos códigos (ver Tabla 1).

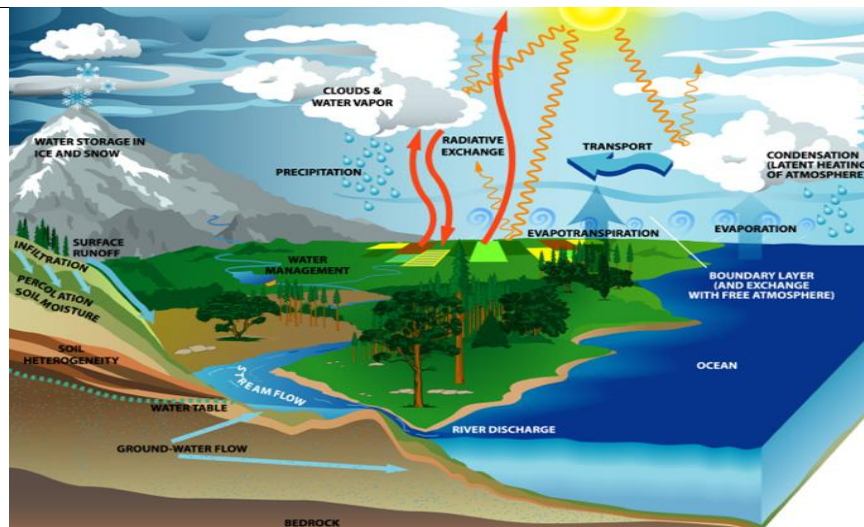
**Tabla 2 Nombre de las manifestaciones termales, el código de cuatro letras con que estas se identificarán en este trabajo, Zona horaria, coordenadas UTM de las aguas termales y la altura a la cual se encuentran en m.s.n.m.**

Nombre	Código	Reg	Zona	UTM-X	UTM-Y	Alt
Jahuel	jahu	V	19H	350574	6382665	1172
La Higuera	higu-1	V	19H	345053	6378921	784
La Higuera	higu-2	V	19H	345436	6378684	779
El Barro	elba	V	19H	355068	6376511	1086
Corazón	cora-2	V	19H	355139	6370186	944
Corazón	cora-1	V	19H	355581	6369984	994
Auco	auco	V	19H	340136	6359766	881
Saladillo	bsal	V	19H	381295	6353630	1765
Chacabuco	chac	M	19H	343294	6342072	752
Colina Peldehue	colp	M	19H	351014	6327245	948
Carvajalino	carv	M	19H	349984	6326017	813
Tupungato	tupu	M	19H	415984	6308513	2983
Salinillas	sali	M	19H	396897	6293234	1611
El Plomo	plom	M	19H	414726	6278468	2929
Baños Morales	mora	M	19H	407534	6247777	2374
Colina Maipo	colm	M	19H	409164	6253549	2525
Puente de Tierra	puen	M	19H	404732	6226552	2185

## E. Clima de la zona de estudio

El origen de las aguas termales está ligado a las aguas meteóricas (Craig 1963) y, por ende, a las precipitaciones locales. Debido a esto, el clima de la zona donde se recargan las aguas que alimentan a las fuentes termales es un factor clave para discernir sobre la signatura isotópica de un fluido termal. El problema del origen de las aguas termales fue uno de los primeros temas que se investigó haciendo uso de técnicas isotópicas en hidrogeología. Craig (1963) mostró que, a nivel mundial, gran parte de las aguas termales tenían una signatura isotópica similar a la de las aguas meteóricas de la zona donde ocurren las manifestaciones. Esto fue interpretado en su momento como una consecuencia de que las aguas que manan en las fuentes termales han pertenecido en un tiempo anterior al ciclo hidrológico atmosférico (ver Fig. I-3) del cual heredan su signatura isotópica de Hidrógeno y Oxígeno.





**Fig. I-4** El ciclo hidrológico atmosférico. Las aguas que en algún momento han pertenecido al ciclo hidrológico se homogenizan isotópicamente con la atmósfera lo cual permite asumir que su origen es, al menos en gran parte, meteórico.

Si bien la composición isotópica de las aguas meteóricas es bastante homogénea a escala planetaria, no es idéntica en cada lugar y momento. En lo que respecta a la variación espacial, se ha demostrado que la signatura isotópica depende de la temperatura de la atmósfera donde ocurren las precipitaciones, la cual actúa fraccionando por masa los isótopos de O y H (ver Fig. I-5; Craig, 1963) de esta manera, en las zonas más frías se observan los valores más negativos de D18O y D2H. En lo que refiere a las variaciones temporales en la composición de la atmósfera, algunos componentes mantienen concentraciones bastante estables a lo largo del tiempo (e.g. concentraciones de Nitrógeno, Oxígeno, Argón y Neón pueden asumirse constantes por periodos de *c.a.* 1000 años), mientras que otros varían sensiblemente en periodos de días ó años (Eby, 2004). Las magnitudes y causas de la variación de componentes a escala de tiempo geológico de no están claras actualmente y constituyen un tópico de activa investigación. De lo anterior se desprende que debe procederse con cautela al momento de interpretar datos isotópicos de aguas, teniendo por ejemplo en consideración que algunos autores han demostrado que ciertos acuíferos residen en la litósfera hasta por cientos de miles de años (Lehman et al. 2002), ó que otros se transportan a través de varias decenas de kilómetros (e.g. Cook et al. 1995) antes de reaparecer como manantiales, procesos como estos pueden resultar en que los datos exhiban a) Una modificación en su composición isotópica, ó bien b) Una signatura isotópica distinta de la esperada de compleja interpretación.

En la zona de estudio se presenta un clima templado cálido con lluvias invernales, pudiéndose distinguir dos sub-zonas climáticas correspondientes a la Depresión Central y al Sector Cordillerano.

Fig. I-6 Relación isotópica de D18O v/s D2H normalizado a VSMOW (Craig, 1963). Se aprecia el fraccionamiento isotópico producto de la temperatura atmosférica. En el extremo superior derecho se encuentran las aguas correspondientes a las precipitaciones de zonas templadas y en el extremo inferior izquierdo las aguas meteóricas caídas en zonas frías.

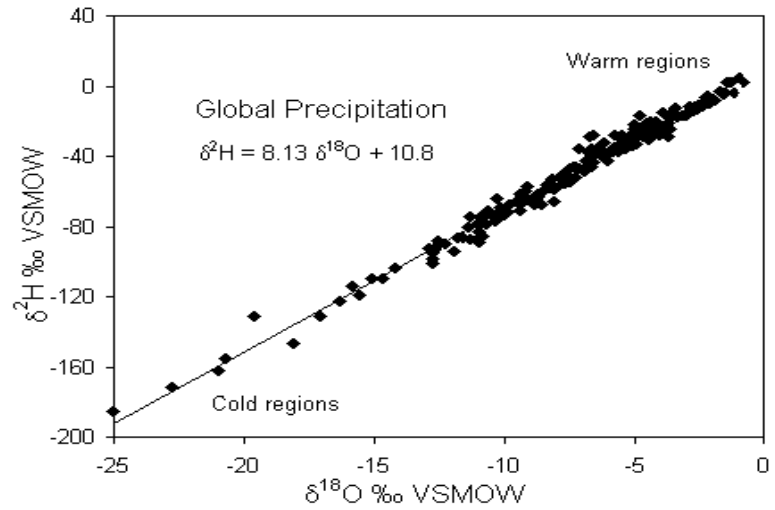
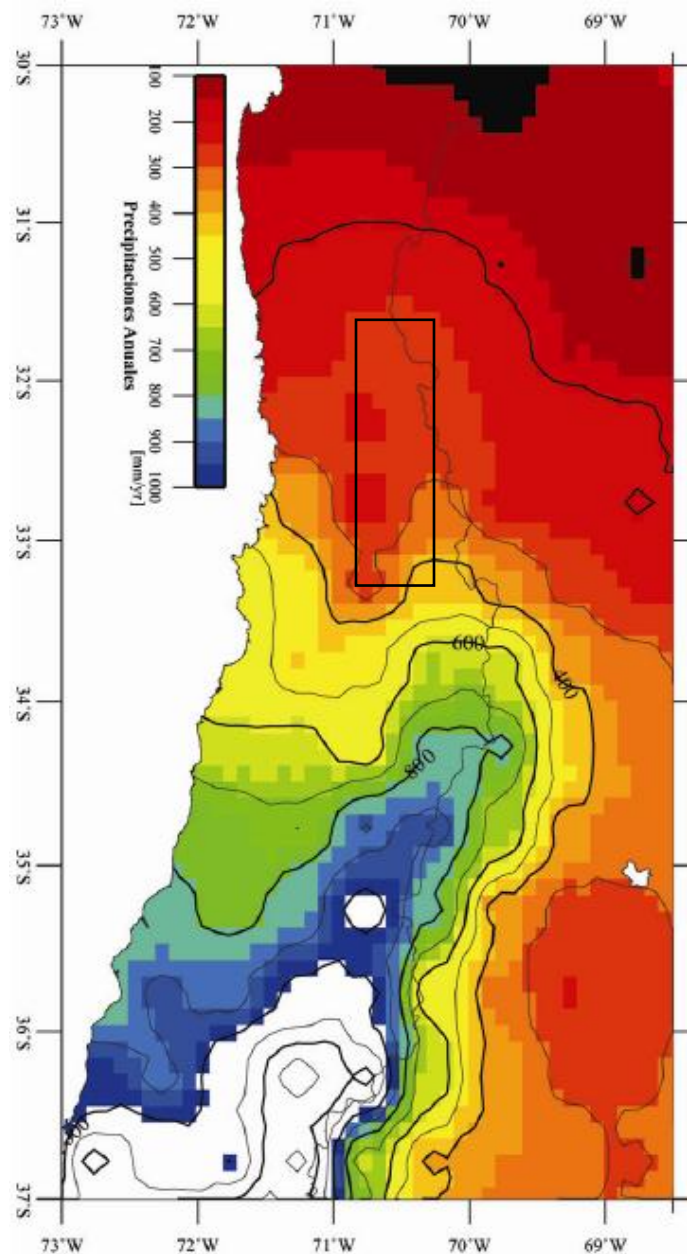


Fig. I-7 Mapa de precipitaciones de Chile Central. La zona de estudio se muestra enmarcada en el recuadro negro.



## Depresión Central

CLIMA TEMPLADO CALIDO CON LLUVIAS INVERNALES Y UNA ESTACION SECA PROLONGADA DE 7 A 8 MESES

La principal característica de esta zona son las precipitaciones que caen preferentemente en invierno, entre mayo y agosto. Durante este periodo precipita alrededor del 80% del total anual. Estas precipitaciones son de nieve en aquellas zonas ubicadas sobre 1.500 m de altura. Ocasionalmente ocurren nevazones en los sectores bajos. La época seca está constituida por 7 u 8 meses en que llueve menos de 40 mm en cada uno de ellos. Incluso en algunos de los meses de verano, la normal de agua caída es inferior a 1 mm. Ambas cordilleras tienen importantes efectos climáticos: la de la Costa, con algunas cumbres superiores a 2.000 m impide una mayor influencia marítima, a excepción de cuando el nivel de inversión térmica asciende sobre 1.000 m y asociado a vientos del oeste en los niveles más bajos, permite el ingreso de nubosidad baja costera a través de los valles de los ríos.

Otro efecto apreciable es la disminución en las precipitaciones de los sectores aledaños a su ladera oriental, lo que queda de manifiesto al comparar por ejemplo lo que llueve anualmente en Valparaíso, donde caen más de 370 milímetros anuales, con lo que cae en Pudahuel, solo 262 mm, considerando que Pudahuel se encuentra en una diferencia de latitud equivalente a 40 km más al sur de Valparaíso. La Cordillera de Los Andes produce un efecto contrario, aumentando las precipitaciones a medida que se asciende. Esto se aprecia en los registros de pluviosidad de la Central Queltehues, que duplican a los de Quinta Normal.

La situación de continentalidad de la Región, hace que la humedad relativa sea baja, ligeramente superior al 70% como promedio anual. Además las amplitudes térmicas anual es alta; hay *c.a.* 13°C de diferencia entre el mes más cálido (enero) y el más frío (julio). La oscilación térmica diaria es de aproximadamente 14° -16°C.

## Sector Cordillerano

CLIMA TEMPLADO CÁLIDO CON ESTACIÓN SECA DE 4 A 5 MESES

Corresponde a las zonas cordilleranas más altas de la Región, donde son más frecuentes las temperaturas inferiores a 0°C, lo que hace que las precipitaciones invernales sean preferentemente de nieve. También el período lluvioso es más extenso, dejando una estación seca de sólo 4 a 5 meses. En invierno ocurren intensas nevazones que permiten la existencia de algunos glaciares, como los de Marmolejo, Los Piuquenes y El Plomo.

## F. Metodología general

Con el fin de determinar la naturaleza de la relación entre las manifestaciones termales y los sistemas estructurales existentes entre los 32°30' y 34°30' S se ha procedido de la siguiente manera:

- 1) Se han posicionado las manifestaciones termales sobre la geología superficial (e.g. Fock, 2005; Charrier et al., 2002; Farías et al., 2008; Thiele, 1980), con lo cual se ha corroborado la hipótesis de que las fuentes termales se encuentran espacialmente asociadas a los sistemas de falla El Diablo - El Fierro y Pucuro – San Ramón.
- 2) Mediante una revisión y análisis bibliográfico de trabajos afines al tema tratado (e.g. Leonov, 2002; Cembrano, 2007, Tenthorey, 2002; Pang, 2005; Arnórsson et al, 2007; Minnisale et al., 2003, entre otros) se ha dado origen a un marco teórico que permite explicar las bases y el contexto geoquímico y litoestructural en que ocurre el transporte de fluidos hidrotermales en la corteza.
- 3) Se presenta un estudio de la signatura geoquímica de las aguas termales realizado mediante una comparación de las concentraciones de cationes, aniones, elementos mayores, menores y trazas. Luego estas aguas se clasifican de acuerdo a los criterios geoquímicos establecidos para fluidos geotermales, con lo cual es posible agrupar aguas en familias emparentadas.
- 4) Se han estudiado las condiciones de equilibrio mineral en el reservorio geotérmico mediante la aplicación de geotermómetros de sílice y cationes.
- 5) Se ha analizado la bibliografía referente a los procesos termales que ocurren a escala de la corteza (Hamza y Muñoz, 1996; Oleskevich, 199; Gutscher, 2001 y Ehlers, 2005) con el fin de comprender el contexto termal en que ocurren los campos geotermales y se propone un modelo preliminar de la estructura termal de la corteza continental en Chile Central.
- 6) Se integran los objetivos mencionados en la construcción del modelo regional.

Los datos geoquímicos que se presentan en este estudio han sido amablemente facilitados por François Risacher (IRD), y son el resultado un convenio de dos años entre el Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin) y el Institut de Recherche pour le Développement (Ird) de Francia realizado con el fin de elaborar el "Catastro de las principales fuentes de aguas termales de Chile" (Sernageomin, 2008). Con estos datos, se estudiará la signatura geoquímica de las aguas en cada ambiente, investigando las posibles similitudes y diferencias existentes entre ellas. También se dispone de datos geofísicos obtenidos dentro del marco del Proyecto Anillo ACT-18. Además se cuenta con datos estructurales y consideraciones personales recabadas en las numerosas campañas de terreno realizadas a los valles de los ríos Mapocho, Maipo, Teno y Tinguiririca. Finalmente se integrarán las interpretaciones con el estudio de la estructura termal de la corteza superior en Chile Central con el propósito de estimar la posición y volumen de las fuentes calóricas y reservorios geotermales, de manera de poder acotar las condiciones de profundidad y temperatura de circulación de las aguas.

## **G. Hipótesis de trabajo**

Gran parte de las fuentes termales consideradas en este trabajo se encuentran distribuidas sobre la traza de dos sistemas de falla de desarrollo regional reconocidos en la Cordillera Principal de Chile Central. Estos sistemas estructurales de orientación aproximada N – S se han denominado “Sistema de Falla Pocuro - San Ramón” (ZFPSR) y “Sistema de Falla el Diablo-El Fierro” (ZFEDEF). El sistema más oriental, El Diablo- El Fierro, pone en contacto las unidades asignadas al Mesozoico de las correspondientes al Cenozoico, mientras que el sistema occidental, denominado Pocuro-San Ramón, levanta las unidades volcánicas cenozoicas sobre la Depresión Central. Dado esto, se propone que el estudio geoquímico, estructural, termal de las manifestaciones termales puede aportar información acerca de:

- 1) El contexto litoestructural en que ocurren las manifestaciones, a través de lo que se pretende
- 2) Investigar la naturaleza del vínculo entre el transporte de fluidos en la corteza y la deformación frágil en esta zona.

Como una hipótesis inicial se propone que esta relación podría entenderse en principio de dos maneras:

- Como un sistema geotermal donde las zonas de falla corresponden a cuerpos tabulares de rocas fracturadas y disgregadas que actúan como conductos proveedores de la permeabilidad necesaria para el ascenso de los fluidos hidrotermales, o bien;
- En el caso de que las estructuras se encuentren selladas producto de la precipitación de minerales hidrotermales, generando barreras impermeables que impiden la migración lateral de los fluidos forzando su ascenso.

## **H. Motivación de este estudio**

El abastecimiento energético y el rol de la geotermia; panorama actual.

Chile es el segundo país del mundo con mayor cantidad de volcanes activos, tras Indonesia, albergando cerca de un 10% del total de estos. En su alargada geografía, es además un territorio privilegiado en recursos y escenarios naturales, todos ellos íntimamente ligados a los elementos del relieve que caracterizan a Chile. Este particular relieve lo entendemos actualmente como la expresión superficial de unidades morfológicas, estructurales y magmáticas mayores que encuentran su explicación en la historia geológica del margen occidental de Sudamérica.

La profusa actividad volcánica existente hoy a lo largo de la Cordillera de los Andes es el escenario natural del cual forman parte los sistemas geotermales, que revelan la existencia de cuerpos calientes posicionados en la corteza superior que al interactuar con aguas meteóricas, provocan el ascenso convectivo de fluidos termales. Cuando estos fluidos alcanzan la superficie se denominan manantiales termales. La geotermia es una ciencia que estudia la exploración y, en conjunto con otras disciplinas como la ingeniería de reservorios y perforación, propone estrategias para la utilización adecuada de

estos recursos. En la última década, esta ciencia se ha desarrollado fuertemente en respuesta a la creciente demanda energética, a la escasez de hidrocarburos y a los alarmantes índices de contaminación que genera la combustión. La energía que se obtiene en las centrales geotermoeléctricas es relativamente limpia, se emiten a la atmósfera grandes volúmenes de vapor de agua (ver Fig. I-8) y un volumen moderado de CO<sub>2</sub> (ver Fig. I-9). Los fluidos extraídos, que pueden contener cantidades considerables de CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, NH<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>, son convencionalmente re-inyectados a la tierra de tal manera que se forme un ciclo cerrado. Así, gran parte de las plantas que se explotan desde principios del siglo pasado, se encuentran aún hoy en plena producción, por lo que se argumenta que esta es una fuente de energía renovable y localmente sustentable, aunque debe ser explotada responsablemente, pues también existen casos en que, producto de la explotación, se ha deprimido notoriamente los acuíferos y esto ha provocado una triste disminución en la actividad de las manifestaciones superficiales reduciéndose también el flujo calórico local (e.g. The Geysers, E.E.U.U.; Whakarewarewa y Wairakei, Nueva Zelanda). El calor que alimenta a los campos geotermales proviene básicamente de dos fuentes principales; es el calor remanente de la acreción planetaria primordial almacenado al interior de la tierra gracias a que la corteza actúa como un cascarón aislante debido a que tiene una conductividad relativamente baja y, de la producción continua y espontánea de calor debido a la desintegración isotópica de elementos abundantes en la corteza tales como el uranio, torio y potasio.

Ocasionalmente, estas manifestaciones resultan sobrecogedoras y espectaculares y dan cuenta de manera elocuente de los procesos termales que ocurren al interior de la tierra; geysers de decenas de metros de altura (e.g. "Old Faithful" en Yellowstone, E.E.U.U. ó El Tatio, Chile), suelos humeantes y manantiales termales de caudales suficientes como para considerarlos verdaderos ríos de agua caliente (e.g. Pellado, en la VI región, ó las termas Geométricas, IX región).

Para utilizar este calor en la generación de energía debe ser extraído de la tierra a través de un *portador*, en estado natural, este portador es agua en fase líquida o gaseosa que es calentada por el contacto con cuerpos rocosos a alta temperatura y que al emerger en superficie se descomprime rápidamente. La expansión por descompresión de este fluido puede ser aprovechada para generar un trabajo mecánico y finalmente transformarse en energía eléctrica. La geotermia se comenzó a desarrollar a fines del siglo XIX y a principios del siglo XX se obtuvieron los primeros resultados exitosos en la generación de energía eléctrica en el campo geotermal de Larderello, Italia. Actualmente se desarrolla en 72 países del mundo, en algunos de ellos, como El Salvador, se llega a producir casi la cuarta parte del total de electricidad requerida (Bertani, 2005). En Sudamérica existen muy pocas plantas geotermales en funcionamiento, una de las principales, bastante pequeña (700 kW), es la central Copahue en Neuquén, Argentina. Sin embargo, en Centroamérica la geotermia ha alcanzado un gran desarrollo, encontrándose, además de El Salvador, a Costa Rica, Nicaragua, México y Guatemala entre los catorce países con mayor presencia geotérmica en su matriz energética (Bertani, 2005).



Fig. I-8 Prueba de pozos exploratorios para geotermia en el desierto de Nevada, E.E.U.U. La columna que se aprecia en la fotografía corresponde a vapor de agua. Foto Geothermal Education Office.

Se espera que a futuro se haga más eficiente el proceso de transformación de energía mecánica en eléctrica, haciendo posible la generación con temperaturas de reservorio cercanas a los 100°C. Además se prevé un fuerte desarrollo de los sistemas en los que el agua debe ser introducida, conocidos como sistemas “hot-dry-rock”, y se ha pronosticado también un fuerte avance en la geotermia producto del perfeccionamiento y masificación del uso de las bombas intercambiadoras de calor (GeoHeat Pumps).

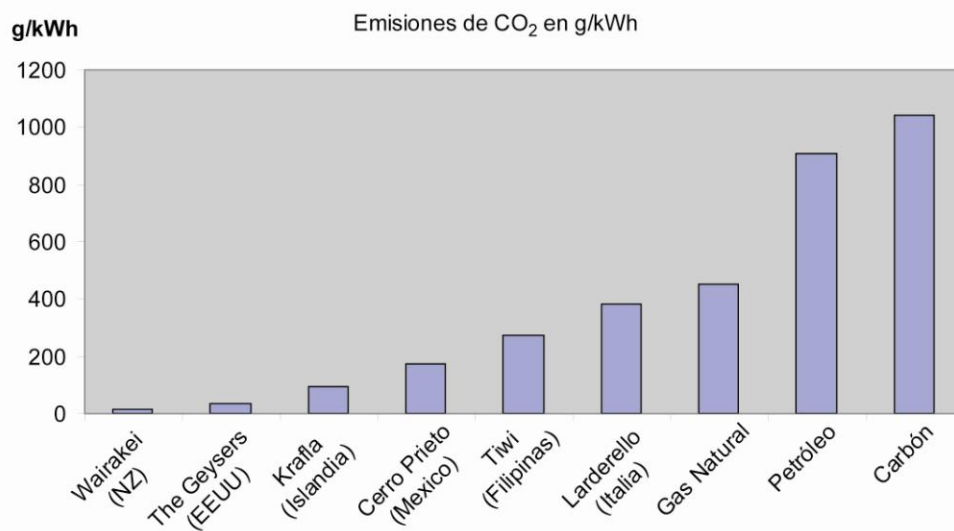


Fig. I-9 Comparación de emisiones de CO<sub>2</sub> entre distintos campos geotérmicos y plantas termoeléctricas basadas en combustibles fósiles (Barbier, 2002).

Aunque los Andes de Chile representan una de las mayores provincias geotérmicas del planeta, y se ha estimado su potencial en 16.000 MW (Lahsen, 1988), hasta la fecha no ha sido posible aprovechar este recurso para producir energía eléctrica de manera rentable y sostenida en el tiempo. Las causas de esto están relacionadas principalmente con aspectos geológicos y geográficos de Chile; los restringidos accesos a la cordillera imponen rigurosas condiciones a la implementación de infraestructura en estas zonas, necesaria por ejemplo, en las labores de perforación para pruebas de pozos. Por lo tanto, a los ya en general elevados costos de la fase de exploración geotérmica, se deben adicionar las dificultades propias de la geografía local. Para tener un idea del orden de magnitud de estos costos, podemos mencionar que en promedio, la profundidad que alcanzan los pozos de producción geotérmicos es de alrededor de 2 km, con un costo de perforación ~1.5 millones de USD/km (Bertani, 2005) y normalmente se requiere un mínimo de 6 perforaciones. El costo de una central geotérmica bordea los U\$50 millones, pero sus costos de operación son relativamente bajos. Por otra parte, el hecho de que se haya pospuesto reiteradamente el desarrollo de la geotermia, ha redundado en una falta de experiencia como país en esta materia. El conocimiento que se ha generado hasta el momento en lo referente a geología estructural e hidrogeoquímica básica orientados a la exploración geotérmica, es limitado y esto contribuye a aumentar el riesgo asociado a la fase exploratoria.

La configuración litosférica actual sitúa a Chile en el contacto convergente entre las placas de Nazca, Antártica y Sudamérica, la interacción entre ellas ha resultado en el alzamiento de la Cordillera de los Andes y condicionado una serie de características geológicas, geográficas y geofísicas, como la sismicidad, el clima, la abundancia y variedad de depósitos minerales y el volcanismo. Las manifestaciones termales son una de las expresiones superficiales características de ambientes volcánicos, y en el caso de Chile, se las ha reconocido y catastrado desde el extremo norte de la primera región hasta la isla desolación. Actualmente se conocen 348 manifestaciones termales (C. Ramirez, 2003; Hauser, 1997; Hauser y Risacher, 2008) y estas revelan de manera patente, la presencia de cuerpos rocosos y/o fundidos que se encuentran emplazados a una profundidad relativamente somera en la corteza, a lo largo de la Cordillera de los Andes, estos cuerpos están asociados al desarrollo de la Zona Volcánica Sur y Norte.

Estas manifestaciones son de gran interés científico, turístico, e industrial. Sus propiedades medicinales, usos recreacionales y balnearísticos se conocen desde la antigua Roma, y las posibilidades de utilizarlas como recurso energético vieron la luz a principios del siglo pasado cuando el príncipe Piero Ginori Conti utilizó por primera vez el vapor de las manifestaciones termales de Larderello, Italia, para mover una turbina y así generar energía eléctrica.

Se ha utilizado la información disponible en la red en fuentes confiables correspondientemente citadas, de manera que se revisan tangencialmente en este estudio como una manera de enmarcar la geotermia en el panorama energético mundial y local:



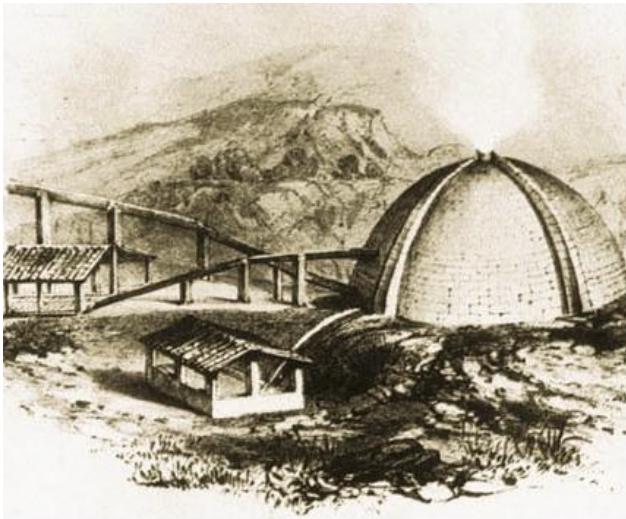
## Características generales de la Energía Geotérmica

Técnica y legalmente la energía geotérmica puede ser brevemente descrita de la siguiente manera:

- Se le considera legalmente una actividad minera y con riesgo minero asociado.
- El recurso es el calor acumulado bajo la superficie de la tierra.
- La cantidad del recurso no es conocida "a priori".
- Los fluidos producidos (vapor o agua) son el "medio" para la extracción de calor.
- El recurso es renovable y sustentable social, ambiental y culturalmente.
- Todas las actividades (el ciclo completo) están en la misma ubicación.
- Confiable (alto factor de planta: 85-90%).
- Bajos costos operacionales.
- Alta inversión y elevado riesgo exploratorio.
- Puede ser desarrollada en forma modular.
- Efluentes de la operación de generación eléctrica se pueden aplicar a usos directos (calefacción, agricultura, turismo, etc.).

## Utilización de los Recursos Geotérmicos

Las fuentes naturales de agua son consideradas por prácticamente todas las culturas como proveedoras de vida. Es por esto que se le atribuyen propiedades curativas físicas y espirituales al tomar un baño en ellas. Los manantiales termales han sido utilizados por el hombre probablemente desde los albores de su civilización, tan natural es su aprovechamiento, que en Japón existe un famoso valle llamado Jigokudani, el valle del infierno, donde los macacos disfrutaban apaciblemente de baños invernales y de las bondades de las manifestaciones termales. En Bath, Inglaterra se excavó una vertiente termal y encontraron restos de utilización desde 8.000 a.c. Frecuentadas por cazadores - recolectores del neolítico y posteriormente veneradas por celtas, romanos y cristianos, hasta el día de hoy se aprovecha el agua que mana en esta vertiente. Las antiguas culturas andinas también dejaron vestigios de ocupación en varios manantiales de la I y II región y seguramente los mapuches también las hayan incorporado en su cultura, por habitar en una zona donde las manifestaciones se encuentran densamente distribuidas. Se les ha asignado propiedades curativas desde antaño y ciertamente algunas las poseen, sin embargo la física y química de las aguas termales varía ampliamente y las hay también de acidez extrema y carácter agresivo incluso para las herramientas de perforación. Maoríes, islandeses, griegos, etruscos, árabes y turcos (de ahí los conocidos "baños turcos") han aprovechado el calor proveniente del interior de la tierra para asearse, disfrutar, y socializar al punto de transformarlo en parte de su cultura. Sin ir más lejos, los pompeyanos, habitantes de las faldas del implacable Vesuvio, concibieron en los baños la primera forma conocida de comercio sexual organizado (FFig. I-11).



**Fig. I-10** La “Laguna cubierta”, utilizada en la primera mitad del siglo XIX en Larderello, Italia, para coleccionar las aguas calientes boratadas y extraer el ácido bórico.



**i**  
**g. I-11** Baños sepultados en la erupción del año 79 d.c. cuando el Vesuvio arrasó con los poblados de Pompeya y Herculaneum.

## Escenario actual

A escala global, es evidente que los combustibles fósiles, en particular petróleo, muestran síntomas claros de escasez y sobreexplotación. También el gas natural se dirige rápidamente en la misma dirección y esto es una consecuencia directa de que los hidrocarburos se consumen a una tasa incomparablemente superior a la cual naturalmente se crean. Ocurre además que la distribución global de los combustibles fósiles no es homogénea (exceptuando los mantos de carbón); cerca de dos tercios de las reservas probadas se encuentran en Medio Oriente (Oil & Gas Journal, Enero de 2007) y esto determina que los precios usualmente no reflejen condiciones de mercado ideales, sino que estén fuertemente vinculadas a situaciones políticas. Por lo que si un país productor de combustible pasa por un periodo de recesión económica, se desestabilizan colateralmente los países que dependen del suministro energético proveniente de este. Un ejemplo patente de esto lo constituye el hecho de que desde la crisis macroeconómica argentina se ha restringido y gravado progresivamente el suministro de gas natural a Chile, aumentando ostensiblemente los costos residenciales y de producción de las centrales termoeléctricas que deben reemplazar el gas natural por diesel, quedando manifiesta la vulnerabilidad que supone la dependencia energética.

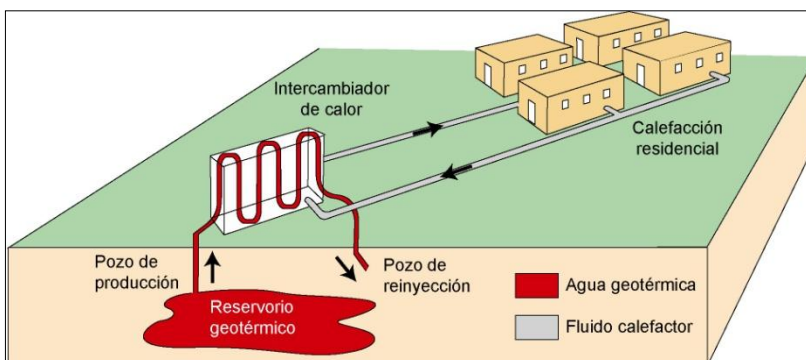
La energía geotérmica puede aprovecharse directa e indirectamente. De forma directa, se aprovechan las aguas termales en instalaciones recreacionales (su principal uso en Chile) y en usos industriales ó domiciliarios tales como la calefacción residencial (ver Fig. I-12) en invernaderos, pisciculturas,

fabricación de alimentos y para derretir el hielo de las calles (ver Fig. I-14). En Nueva Zelanda, se utiliza el vapor geotérmico para descortezar troncos y secar papel. Estos diversos usos han sido categorizados por Lund et al., 2005, y se presentan en la Tabla 3.

Categoría	Capacidad				Utilización			
	MWt		%		TJ/año		%	
	2000	2005	2000	2005	2000	2005	2000	2005
Baños y piscinas termales	3957	4911	26	18	79546	75289	42	29
Bombas de calor geotérmicas	5275	15723	35	57	23275	86673	12	33
Calefacción residencial	3263	4158	22	15	42926	52868	23	20
Invernaderos	1246	1348	8	5	17864	19607	9	8
Acuicultura	605	616	4	2	11733	10969	6	4
Usos industriales	474	489	3	2	10220	11068	5	4
Secado de productos agrícolas	74	157	0.5	0.6	1038	2013	0.5	0.8
Enfriamiento y derretimiento de nieve	114	338	0.8	1.2	1063	1885	0.6	0.7
Otros	137	86	0.9	0.3	3034	1045	1.6	0.4
<b>Total</b>	<b>15145</b>	<b>27826</b>			<b>190699</b>	<b>261417</b>		

**Tabla 3 Distintos usos de la energía geotérmica en el mundo. Modificado de Lund et al., 2005.**

En Europa se utiliza ampliamente la calefacción residencial por intercambio de calor con el suelo por medio de bombas (principalmente en Francia y Alemania). Éstas, son una una eficiente alternativa de climatización (ver Fig. I-13). En Reikiavik, Islandia, 90% de los edificios se calefaccionan con energía geotérmica (de una manera similar a lo que muestra la Fig. I-12) pero, a diferencia de las bombas intercambiadoras, que hacen uso de un gradiente geotérmico normal, este tipo de calefacción dispone de reservorios geotérmicos.



**Fig. I-12 Esquema de un sistema de calefacción residencial.**

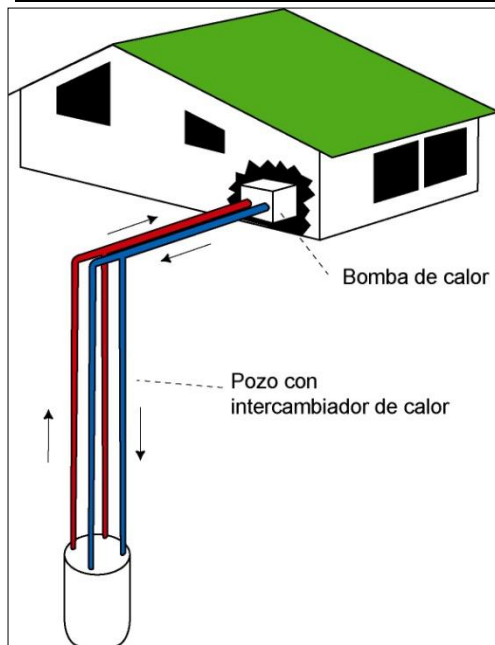


Fig. I-13 Bomba intercambiadora de calor (GeoHeatPump) que utiliza la inercia térmica de la Tierra para calefaccionar en invierno y enfriar verano.



Fig. I-14 Tuberías con agua termal destinadas a derretir la nieve de una vereda en Klamath Falls, Oregon, E.E.U.U. (Esta foto, al igual que las otras de esta página, han sido obtenidas del sitio web de la Geothermal Education Office).

## Generación eléctrica

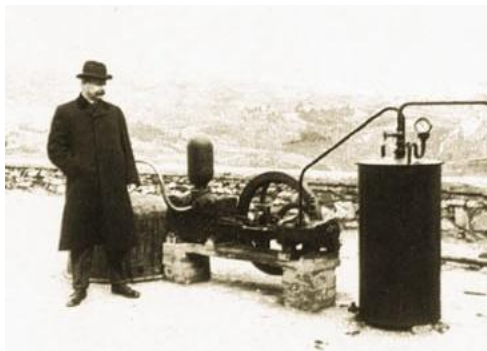


Fig. I-15 La primera máquina geotermoeléctrica. Construida en Larderello, Italia, por el príncipe Piero Ginori. Foto, Wikimedia.

La primera utilización de la energía geotérmica con fines geotermoeléctricos fue acometida por el príncipe Piero Ginori Conti en Julio de 1904, en el campo vapor-dominante de Larderello, Italia, (ver fig Fig. I-16). La experimentación con vapor geotérmico fue el resultado indirecto de una serie de innovaciones tecnológicas en perforación realizadas por la sociedad "Prat, La Motte y Larderel", destinadas a incrementar la producción de vapor, el cual era usado en la producción de ácido bórico extraído desde el área de Larderello para ser comercializado en la industria cerámica y farmacéutica (ver Fig. I-10).

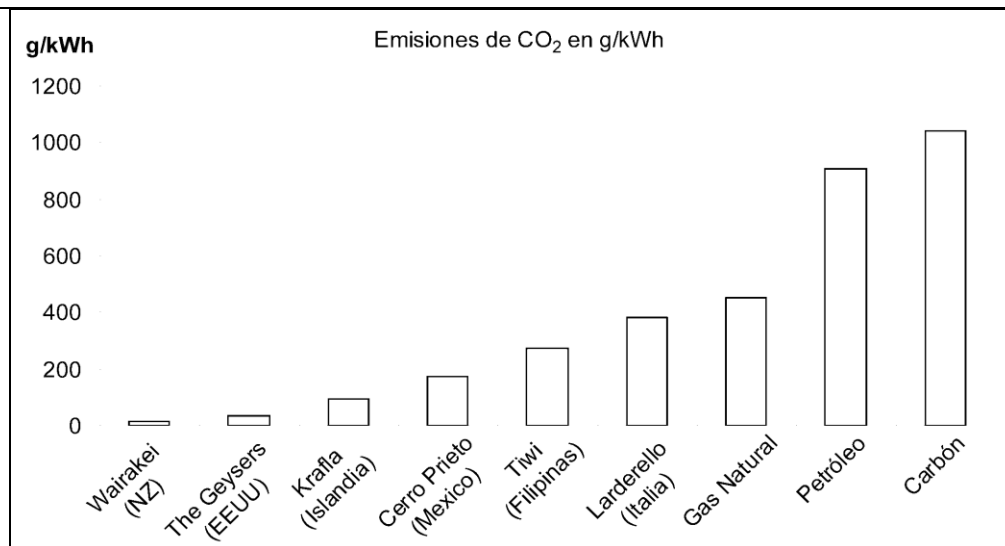
Actualmente, la generación de energía en plantas geotermoeléctricas es liderada por E.E.U.U. con 2544 MW (Bertani, 2005). Los mayores productores a nivel mundial se muestran en la Tabla 4.

País	Instalado MWe		Producción GWh/año	
	2000	2005	2000	2005
EEUU	2228	2544	15470	17840
Filipinas	1909	1931	9181	9419
México	755	953	5681	6282
Indonesia	590	797	4575	6085
Italia	785	790	4403	5340
Japón	547	535	3532	3468
Nueva Zelanda	437	435	2268	2774
Islandia	170	202	1138	1406
Costa Rica	143	163	592	1145
El Salvador	161	151	800	967
Total líderes	7564	8501	46840	54726
Total mundial	7974	8912	49261	56798

**Tabla 4 Diez mayores productores a nivel mundial en generación geotermoelectrica, estadísticas año 2000 (Bertani, 2005).**

### Aspectos medio ambientales

Para la generación de electricidad en plantas geotérmicas se debe extraer grandes volúmenes de vapor y agua de los reservorios geotermales. Este vapor usualmente presenta cantidades considerables de CO<sub>2</sub>, y minoritarias de H<sub>2</sub>S, NH<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>. Las emisiones de CO<sub>2</sub> de las plantas geotérmicas son bastante menores que las emisiones de las plantas termoeléctricas, lo cual constituye una de las principales ventajas comparativas de la geotermia considerando que se ha responsabilizado al CO<sub>2</sub> del calentamiento global acelerado. También se emite un porcentaje menor H<sub>2</sub>S en las plantas geotérmicas el cual es aproximadamente la mitad de las emisiones de plantas a carbón. Otros componentes presentes en las emanaciones hidrotermales que deben ser manejados responsablemente son el boro y amoníaco. Estos compuestos pueden ser reinyectados manteniendo así el ciclo del sistema geotermal y evitando que alteren el medio ambiente.



**Fig. I-16 Comparación de emisiones de CO<sub>2</sub> entre distintos campos geotérmicos y plantas termoeléctricas basadas en combustibles fósiles (Barbier, 2002).**

Existen ejemplos donde la explotación continuada ha generado descensos de presión, afectando negativamente la capacidad de producción de los campos geotérmicos (e.g. The Geysers, E.E.U.U.) e incluso ha ido mermando hasta la extinción algunos rasgos naturales como géiseres y fumarolas (e.g. Wairakei u Ohaaki, Nueva Zelandia). En The Geysers y Wairakei, la reinyección permitió recuperar los niveles de presión de reservorio previos, demostrando que la extracción puede ser sustentable por largos períodos (> 30 años) y que se requiere de un balance entre las tasas de producción y tasas de recarga naturales y/o artificiales del sistema. Otros impactos ambientales importantes son el nivel de ruido de las plantas que alcanza el umbral de lo soportable por una persona, además del impacto visual que estas tienen sobre paisajes que en general destacan por su belleza natural. Ambos impactos se pueden disminuir, el auditivo a través de silenciadores, y el visual con diseños acordes con el medio ambiente y quizás a futuro, plantas subterráneas.

## Potencial geotermal

La entalpía corresponde a la energía por unidad de masa que tiene una sustancia. Por lo tanto para un campo geotermal, el potencial corresponderá a la entalpía de sus fluidos, que en la mayor parte de los casos es agua que se encuentra a elevada temperatura y presión en la corteza superior. Cuando este fluido emerge a la superficie, se expone a una presión atmosférica mucho menor que la existente en profundidad, se descomprime, y una fracción de él se volatiliza. El aprovechamiento de este vapor produce energía mecánica que al pasar por una turbina genera energía eléctrica.

Este potencial se mide en MW eléctricos, equivalentes a la diferencia de entalpía necesaria para producir electricidad.

Cuando los fluidos geotermales sólo son aprovechados por sus propiedades de energía calórica se habla de MW termales. Estos cálculos consideran utilizar el calor extraído y entregarlo a temperatura menor con un tope mínimo que sería la temperatura ambiente local.

De acuerdo al potencial estimado para cada sistema geotermal estos pueden clasificarse en:

- Baja temperatura: < 90° C, uso directo y bombas intercambiadoras de calor (“geo heat pumps” ó GHP).
- Moderada temperatura: 90°-150° C, uso directo y centrales eléctricas de ciclo binario.
- Alta temperatura: >150° C (generalmente hasta 350° C), generación eléctrica.

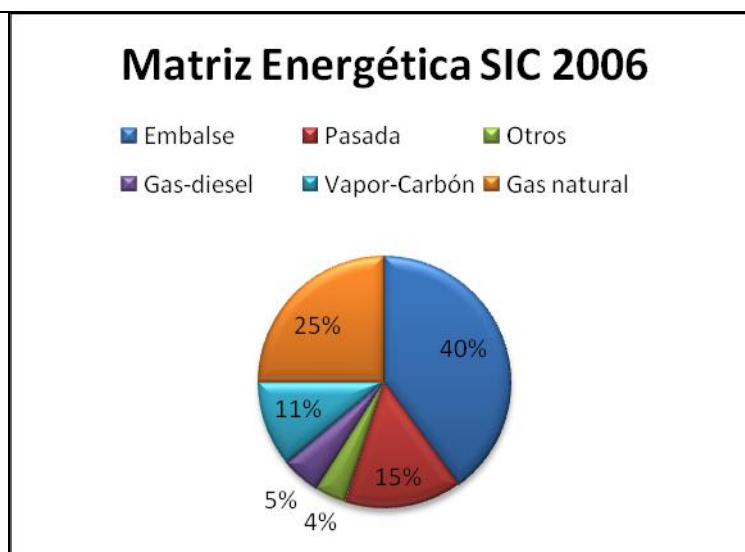
Estimación	Potencial MWe	Potencial BOE (Barrel Oil Equiv.) Millones
Potencial probado en pozos	19.42	7.27
Potencial basado en cálculos volumétricos	2.786	1.043
Potencial basado en cálculos de difusión de calor desde fuentes magmáticas	56.720	21.241

**Tabla 5: Potencial geotérmico total de Chile estimado por tres métodos distintos. C. Ramírez, (2003).**

Actualmente la matriz energética de Chile

Fig. I-17 Matriz energética de Chile, 2006. Gráfico generado a partir de los datos disponibles al público en el sitio web de la Comisión Nacional de Energía Una matriz energética más flexible, que cuente con una presencia más fuerte de las energías renovables y no convencionales, puede distribuir mejor los impactos de este tipo de eventos y es acorde a una economía más robusta.

En el escenario local, el panorama del abastecimiento energético de Chile se ha mantenido en la incertidumbre durante los últimos años y es una problemática mayor que debería enfrentarse con prontitud, ya que según la Comisión Nacional de Energía existe una relación directa entre la demanda energética de un país y su crecimiento, reflejado en el PIB, estimándose que para el Chile de 2017 será necesario duplicar la capacidad instalada de ca. 9.400 MW ([www.minmineria.cl](http://www.minmineria.cl), 2006).



**Fig. I-17 Matriz energética de Chile, 2006. Gráfico generado a partir de los datos disponibles al público en el sitio web de la Comisión Nacional de Energía.**

Por el momento las alternativas que se barajan comúnmente para evitar la dependencia del diesel / gas natural y satisfacer la creciente demanda energética del mercado nacional son básicamente dos:

- 1) Generación de energía en reactores nucleares
- 2) Centrales hidroeléctricas en la Región de Aysén

Probablemente estas tecnologías podrían suplir la demanda a mediano plazo, sin embargo, algunos de los problemas que estas tecnologías presentan no son de público conocimiento y quedan al descubierto bajo un análisis simple y conciso:

#### ❖ Energía Nuclear

Uno de los beneficios aparentes de la energía nuclear es que es “limpia”, pero si se examina con detenimiento cabe preguntarse; ¿realmente lo es?

Si se considera únicamente la etapa de generación de energía, el volumen del material resultante de la combustión es pequeño, pero la alta radioactividad de los desechos los hace ya bastante peligrosos. Otra faceta queda al descubierto si se analiza el ciclo productivo completo; este involucra los residuos generados durante la extracción y enriquecimiento del Uranio, la disposición del material de desecho, los planes de cierre de los reactores nucleares y de la minería del Uranio, entre otros. Informalmente se afirma que estos aspectos de la industria nuclear siempre se han “maquillado”. Es un hecho conocido que todos los gobiernos subsidian a la energía nuclear países donde estas existen y es por esto que los privados no invierten en ella.

El complejo asunto del manejo de desechos nucleares ha requerido el desarrollo de toda una ciencia, que al parecer, no ha dado con una solución definitiva al problema del encapsulado y disposición segura de los desechos. En algunos casos, como por ejemplo el de la Comisión Chilena de Energía Nuclear, no



se ha logrado concretar un programa de manejo de los residuos de la combustión, y así, se ha ido acumulando una pequeña cantidad del material que anualmente se quema en el fondo de la misma piscina donde se realiza el proceso de fisión. En el caso de los reactores comerciales, se genera un volumen de desechos considerable y debe existir siempre un plan de manejo de estos a corto plazo (usualmente subterráneo debido a la alta radioactividad) y mediano plazo. Otro ejemplo de esto lo constituyen los reactores de primera generación que actualmente están llegando al final de su vida útil, y a nivel mundial, no existen protocolos claros sobre el manejo del material resultante del desmantelamiento de estas plantas. Hasta el momento, todo indica que se debe vigilar perpetuamente los desechos.

Con respecto al ciclo productivo mismo, se debe tener en cuenta que la única tecnología nuclear actualmente probada es la fisión nuclear la cual utiliza Uranio como combustible, por lo que cabe realizar un breve comentario sobre los aspectos geológicos que le atañen.

Entre los principales minerales mena de Uranio se encuentran la Uraninita y la Lanthinita, de origen ígneo e hidrotermal el primero y sedimentario el segundo. Se encuentran repartidos de manera bastante homogénea sobre la corteza de la tierra, debido a que ésta está enriquecida en elementos radioactivos. Existen amplias reservas de U y su costo de explotación se ha mantenido relativamente bajo ya que la energía nuclear no ha crecido tanto como se pronosticó con anterioridad a la década de 1990. Actualmente se generan en las plantas nucleares del mundo ~400 Gigawatts, sin embargo si se desarrollase la industria nuclear a mayor escala, las reservas de Uranio claramente menguarían a un ritmo más acelerado. El costo del Uranio es de *ca.* ~U\$200/Kg. (Reuters, 2008), lo que es relativamente bajo si se lo compara con el total del ciclo productivo (alrededor del 1-3%), y se espera que, debido a esto, a futuro sea posible la explotación de yacimientos de muy baja ley. Estimaciones optimistas prevén que al ritmo de consumo vigente, su periodo de abundancia será de unos 150 años más. Aunque este cálculo fue realizado hace ya casi tres décadas (Deffeyes y Kenneth, 1980) sigue siendo el referente actual exhibido en los programas nucleares de países como E.E.U.U. y Canadá, que son dos de los más experimentados en energía nuclear y, siendo además Canadá el mayor productor mundial de Uranio aportando con un tercio de la producción total ([www.aecl.ca](http://www.aecl.ca)).

Dado que el proceso de generar energía eléctrica en una central nuclear PWR (Presurized Water Reactor) es similar al de una termoeléctrica (ver Fig. I-), se debe abordar el punto de la eficiencia termodinámica del proceso:

Los reactores nucleares tienen un rendimiento cercano al 32% (sin considerar la energía invertida en enriquecer el Uranio) mientras que las centrales eléctricas de ciclo combinado alcanzan un 55% de eficiencia global. Los datos hablan por sí mismos.

Dado lo anterior podemos resumir el panorama energético nuclear actual de la siguiente manera:

- Actualmente existen los denominados reactores de tercera generación, es una tecnología muy cara (en *todos* los países donde existe energía nuclear hay un apoyo estatal directo ó indirecto), no tiene proyecciones a largo plazo, y se la considera obsoleta.
- Por ahora no existe una alternativa que la reemplace (los llamados reactores de cuarta generación deberían ser más sustentables logrando quemar y producir combustible), denominados *breeder reactors*. Sin embargo, estos no se han logrado estabilizar y hacerlos rentables, se intentó operar un reactor de tipo *breeder* comercialmente en Francia (*Súper Phénix*), pero se consideró fracaso luego de transcurrido un 5% de su vida útil pronosticada. En el proceso de generación de los reactores *breeder* se obtiene, producto del bombardeo de neutrones, una transmutación de parte del  $^{238}\text{U}$  en Plutonio, el cual es fisible y sirve nuevamente de combustible. La alta radiactividad de  $^{239}\text{Pu}$  y la contaminación de materiales son una puerta abierta a la construcción de bombas nucleares y/ó “*dirty bombs*”. La bomba que detonó Corea del Norte el año 2006 fue construida con Plutonio proveniente de un reactor experimental.
- Finalmente está la posibilidad de lograr emplear la *fusión nuclear* para generar energía nuclear utilizable. Pero el lugar más cercano donde ocurre la fusión nuclear como un proceso estable y controlado es el Sol. Un proyecto francés llamado [ITER](#) pretende emularlo, pero comúnmente se dice que la fusión nuclear es el santo grial de físicos e ingenieros nucleares.

En un contexto local y bajo un análisis simple, podemos decir, sin siquiera considerar cuestiones medio ambientales, que embarcarse en una tecnología obsoleta y depender de los proveedores que hoy manejan el mercado nuclear, no sería una decisión prudente. Si además se considera que no existe un plan de manejo específico para los residuos en Chile y el riesgo intrínseco de instalar una central nuclear en un país que presenta sismicidad en prácticamente todo su territorio, se ven más cabos sueltos que soluciones.

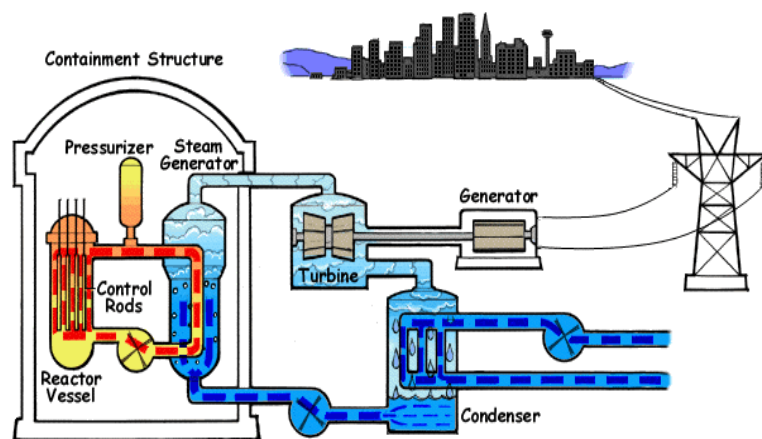


Fig. I-3 Esquema de funcionamiento de las plantas tipo PWR. Imagen de [www.wikipedia.org](http://www.wikipedia.org).

## ❖ Centrales Hidroeléctricas

Dentro de las principales ventajas de las hidroeléctricas es que es una energía libre de emisiones y que no requiere combustibles, además, de convertir a Aysén en una zona eminentemente generadora de energía eléctrica, las centrales serían prácticamente insensibles a variaciones climáticas, puesto que es una región donde las precipitaciones son altas y regulares, por lo que podrían abastecer normalmente al país incluso en años “secos”. Este proyecto contempla embalsar los caudalosos ríos Baker y Pascua (ver Fig. I-18) para alimentar varias centrales hidroeléctricas.

HydroAysén y FalconBridge son dos de las empresas que han propuesto instalar, en una fase inicial, seis centrales y sendos embalses con una capacidad de producción conjunta cercana a los 3.584 MW, que suplirían un 41.8% del aumento esperado en la demanda para 2017. Estas centrales estarían operativas en 2018 y representarían un 38% de la capacidad total de generación de la región, estimada en 9.400 MW.

Este proyecto ya ha encontrado fuertes detractores, principalmente entre los defensores de causas medioambientales y representantes de intereses económicos y culturales, que se han agrupado bajo la consigna “Patagonia Sin Represas” ([www.patagoniasinrepresas.cl](http://www.patagoniasinrepresas.cl)), que constantemente organizan actividades, foros y han iniciado una fuerte campaña mediática en contra de las represas en Aysén.

Lo notable es que al parecer, las ventajas de convertir a la Patagonia en una zona industrial no son una novedad para Falconbridge, empresa formada recientemente a partir de una fusión con la canadiense Noranda, que hace algunos años presentó a Chile el proyecto “Alumysa”, que pretendía instalar una fundición de aluminio en Aysén. El 4 de Agosto de 2003 el Presidente de Chile, Ricardo Lagos, rechazó este proyecto debido al enorme impacto ambiental, cultural y turístico que generaría. De hecho, Noranda también se retractó de su propio estudio de impacto ambiental, pero en un boletín electrónico de minería canadiense ([www.miningwatch.ca](http://www.miningwatch.ca)), Noranda señala que: *“El proyecto no se ha eliminado, pero su demora le otorga más tiempo a los opositores para fortalecer la opinión de que Alumysa está en conflicto con los intereses económicos de la región”*.

Las consecuencias medio ambientales, turísticas y culturales asociadas a la inundación de extensas áreas donde no existe un catastro acucioso de la biodiversidad existente, son sin duda, menos desastrosas que los piscinas de decantación de una fundición metalúrgica, pero es importante velar por un manejo sustentable para la explotación de los recursos en la región de Aysén, puesto que la entrada “por etapas” de proyectos poco amistosos con el medio ambiente, puede resultar en que lo que actualmente es una región riquísima en recursos naturales, se entregue a las futuras generaciones como un territorio devastado.

Debe también abordarse el problema del transporte de la energía hasta los centros de consumo, para lo cual deberán conectarse las centrales a una expansión del SIC, que actualmente sólo llega hasta la décima región. Trazar el tendido a través de la región de Aysén es una tarea de proporciones, con un impacto visual importante. Debe considerarse que para ello que no existe un levantamiento geotécnico básico, que Aysén región presenta el índice de poblamiento más bajos del país (0,8 hab/km<sup>2</sup>) y que se ha

mantenido prácticamente virgen en buena parte debido a las dificultades ligadas a su exploración y colonización; un clima frío oceánico de bajas temperaturas con abundantes precipitaciones, fuertes vientos del Oeste y una altísima humedad, caracterizan a esta zona, ya que no existe una barrera orográfica que obstaculice el paso directo de los vientos y merme su acción. Los promedios de agua caída anuales fluctúan regularmente entre los 3.000 y 4.000 mm. Además, cabe mencionar la dificultad de construir y mantener infraestructura en una zona que recientemente ha presentado una pronunciada actividad tectónica y volcánica asociada a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (e.g. enjambre sísmico Enero-Abril de Aysén en 2007; ciclo eruptivo del volcán Chaitén, Abril de 2008 - ?).



**Fig. I-18 Desembocadura del río Baker en caleta Tortel, Enero de 2004.**

Frente a este difícil escenario donde se deben satisfacer los objetivos de seguridad energética, eficiencia económica y sustentabilidad social y medioambiental, es necesario proponer una nueva alternativa;

3) Diversificación de la Matriz Energética, lo cual implica hacer una fuerte apuesta al desarrollo de las energías renovables, no convencionales y fomentar la eficiencia y ahorro energéticos.

## II. Marco Teórico

### A. Estructuras y recursos geotermales

Diversos autores (e.g. Grocott et al., 1994; Lara et al., 2006; Scheuber y González, 1999; Cembrano, 2007) reconocen un vínculo entre la distribución espacial de arcos magmáticos y las zonas de cizalle dúctil y/o frágil en la corteza. Sin embargo, la naturaleza de esta relación, en lo que se refiere a la correcta determinación de causas y efectos, ha resultado ser un tópico con muchas aristas y difícil de solucionar hasta el punto de ser considerado paradigmático (e.g. Brown y Solar, 1999). Esto se debe a que existen ejemplos claros donde el emplazamiento y ascenso de fluidos está efectivamente asociado a sistemas de cizalle (e.g. Grocott et al., 1994) y otros donde aparentemente la localización del magmatismo no estaría vinculada a la presencia de sistemas estructurales (Paterson y Fowler, 1993). Desde un punto de vista geotérmico, comprender esta relación entre sistemas estructurales y cuerpos magmáticos es fundamental pues las fracturas ó redes interconectadas de fracturas (Shaw, 1980; Tobisch y Cruden, 1995) que favorecen el ascenso de magmas, en zonas más someras de la corteza pueden actuar facilitando el transporte de fluidos hidrotermales. Los fenómenos físicos y químicos que los fluidos experimentan durante su transporte, idealmente deberían concordar con los modelos de mecánica de fluidos termales (fig Fig. II-1) donde la formación de un vórtice puede dar origen a una celda convectiva o pluma de material ascendente.

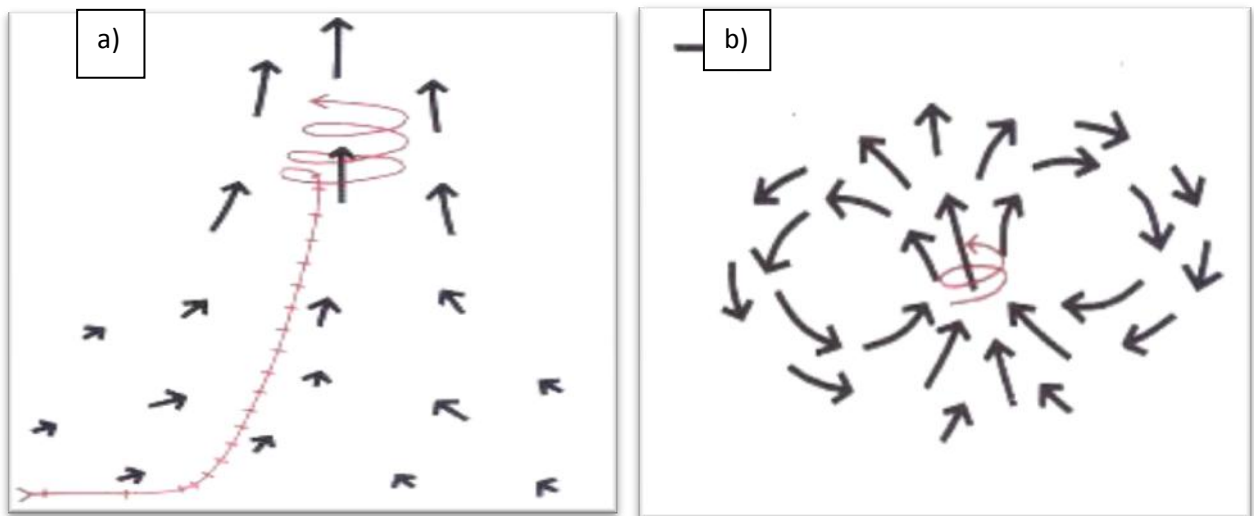


Fig. II-1 La formación de plumas o celdas convectivas requiere de la existencia de una o varias columnas de material caliente ascendente rodeados de zonas más frías descendentes que en la base van reemplazando al material caliente en movimiento. En flechas negras se muestra; a) Una pluma consistente en un vórtice anclado a un plano horizontal y b) Modelo donde una región central cálida ascendente y zonas más frías aledañas a esta donde el material descende, forman celdas convectivas. La línea roja describe un posible patrón de migración que seguirá un objeto transportado por un flujo termal ascendente.

Debido a que en la naturaleza se presentan generalmente flujos caóticos, turbulencias y sistemas convectivos anidados, es inevitable que se produzcan, a distintos niveles, reorganizaciones impredecibles.

El ascenso de magmas o fluidos a través de redes de fracturas es el modelo que se ha propuesto por los autores antes mencionados como una alternativa al ascenso diapírico, y en este modelo, la sobrepresión magmática o un esfuerzo desviatorio crítico son responsables de la generación de una red de estructuras interconectadas a través de las cuales ocurre con gran eficiencia el ascenso de magma o fluidos. Numerosos factores influyen en este sistema, los parámetros principales se pueden desagrupar en las propiedades físicas y químicas del material ascendente (e.g.: su viscosidad ó cantidad de volátiles), las propiedades de las rocas afectadas por el fracturamiento y deformación (e.g.: su resistencia a la deformación dúctil ó frágil, planos de debilidad preexistentes, etc.). Y, finalmente pero no menos importantes son las características del sistema en conjunto como el estilo tectónico imperante ó el contraste de temperatura que haya entre el material hospedante y el intrusivo. Para abordar esta relación, los autores mencionados analizan la geometría y fábrica magnética de plutones emplazados en fallas, el control estructural de cuerpos mineralizados (e.g. Richards, 2003) así como la geometría y cinemática de las estructuras involucradas en su emplazamiento y/o ascenso.

En Chile Central se reconocen un evidente patrón N-S en la distribución de las manifestaciones termales, lo cual sugiere la posibilidad de que los sistemas estructurales presentes en la zona (zona de falla El Diablo- El Fierro y zona de falla Pucuro- Ramón) estén relacionados directamente con el transporte de los fluidos hidrotermales.

## **B. Deformación frágil y transporte de fluidos en la corteza**

(e.g. Cembrano, 2007)

### **Introducción**

El calor interno de la tierra y la energía solar constituyen dos de los más importantes agentes geológicos y, en la corteza superior, estos agentes se encuentran y compiten por la movilización de enormes volúmenes de agua y otros fluidos. Desde hace más de una década se ha documentado el hecho de que ambos agentes son capaces de transportar fluidos a escalas de distancia prácticamente continentales (Cathles, 2006). La actividad tectónica y magmática en el margen occidental de Sudamérica ha provisto un escenario donde esta dinámica de transporte de fluidos se desarrolla extensamente y las interacciones físicas y químicas que ocurren entre rocas y fluidos dejan una impronta a su paso de alteración química y depósitos de minerales e hidrocarburos que, a distintas escalas, están ligados a elementos estructurales; macro (conservación de hidrocarburos en trampas anticlinales, yacimientos

hospedados en zonas de falla), meso (foliación, vetas y diaclasas donde precipitan minerales) y micro (venas, microtexturas deformadas).

El fenómeno de hidrotermalismo ubicado en zonas de falla constituye un verdadero laboratorio natural, donde es posible estudiar los patrones de migración, procesos de ebullición, mezcla y separación de fases, y las propiedades físicas y químicas de fluidos análogos a los formadores de yacimientos que circulan en ambientes más profundos. Las evidencias de terreno que relacionan la circulación de fluidos a la deformación frágil son ubicuas y elocuentes (e.g. Sibson, 2001; Tenthorey et al., 2002).

Gran parte del conocimiento actual acerca de la deformación en la corteza ha derivado de experimentos de laboratorio donde se deben simplificar las variables sustancialmente. Es el caso, por ejemplo, de la modelación analógica, donde se trabaja con estratos homogéneos y sub-horizontales que son deformados a escalas de tiempo infinitesimales en comparación a la realidad. Otro ejemplo son los ensayos geotécnicos a los que se someten rocas isotropas e intactas (Twiss & Moores, 1992). Aunque estas condiciones son casi inexistentes en la corteza de la tierra, estas experiencias simplificadas entregan información valiosa acerca de los procesos que representan, permiten cuantificarlos, comparar entre casos similares y aprender sobre las complejidades que frecuentemente exhibe la naturaleza.

Dado esto, en este sub capítulo se presentan los mecanismos fundamentales mediante los que la ruptura instantánea induce la migración de grandes volúmenes de fluidos a través de la corteza. Además de los elementos estructurales que puedan estar involucrados en el transporte de fluidos, debe considerarse la posibilidad de que la permeabilidad primaria de las rocas provea un medio que favorezca el ascenso expedito de fluidos. Cuando se reconoce la participación de alguno de estos mecanismos en un campo geotermal o depósito de hidrocarburos se habla de “trampas lito-estructurales”. Haciendo justicia al concepto, algunas de estas trampas bloquean el ascenso de los fluidos y pueden dar origen a sistemas hidrotermales “ciegos” (e.g. Monte Amiata, Italia. Ver Ranalli y Rybach, 2005). Debido a que por lo común los arcos magmáticos acomdan deformación frágil y dúctil, y asociados a ellos encontramos tobas, brechas y otros productos volcánicos altamente permeables, generalmente los dos factores combinados en distintas maneras coexisten en la mayoría de los campos geotermales. Esto, ha llevado a algunos autores a señalar que “estructuralmente no existen dos sistemas geotermales iguales en el mundo” (Arnórsson et al., 2007).



**Fig. II-2 El Monte Amiata en los Apeninos de Italia es un antiguo volcán que alberga sistemas geotermales sin expresiones superficiales. Foto de wikimedia.**

Con el fin de comprender mejor la dinámica de esta interacción analizaremos en primer lugar:

- 1) La evolución temporal de la resistencia y permeabilidad de rocas sometidas a hidrotermalismo en zonas de falla.  
(e.g. Tenthorey et al. (2002); S. Hickman et al. (1995); S.L. Karner et al. (1997))
  
- 2) Los mecanismos propuestos para el transporte de fluidos en la corteza.  
(Sibson (1996, 2001); Conolly y Cosgrove (1999), S.F. Cox (1999, 2001))

Para luego abordar de manera puntual

- 3) El transporte y naturaleza de fluidos propios de un ambiente tectónico compresional.  
(e.g. Leonov, (2000); Brogi, (2007), Minissale et al. (2003))

Se reconocen principalmente dos fuentes para el origen de los fluidos; la hidrósfera y el interior de la tierra. La característica particular de la hidrósfera es que la activa circulación atmosférica impone una homogeneización composicional casi instantánea, sin embargo, al interior de la tierra es posible encontrar diversos tipos de fluidos que abarcan desde aguas connatas, hidrocarburos, líquidos y gases acuosos, salmueras, fundidos silicatados, hasta miembros extremos carbonatados. Existe una vasta literatura en relación a los distintos tipos de fluidos y el rol que estos cumplen en diversos procesos corticales, siendo posible resumir a grandes rasgos que:

- debe tenerse presente que la miscibilidad y procesos de mezcla/desmezcla son fenómenos comunes asociados a la coexistencia de varias fases fluidas y que



- su función es fundamental en los diversos ambientes geológicos, desde la generación de magmas producto de la migración de fluidos desde el manto superior a la corteza, hasta el lixiviación y re-precipitación de minerales próximos a la superficie terrestre.

Como un ejemplo de que estos procesos ocurren en todos ámbitos, podemos mencionar un ejemplo general: la miscibilidad de vapores y líquidos acuosos aumenta proporcionalmente con la presión y temperatura, sin embargo, el grado de miscibilidad se ve notoriamente influenciado por la presencia de componentes carbónicos o salinos, lo cual puede inducir una separación de fases y dar origen a toda una gama de interacciones fluido-fluido. Si se combinan los fenómenos de modificación de componentes con procesos físicos como el paso desde un régimen de presión y temperatura a otro diferente, es posible derivar en consecuencias importantes en la evolución física y química de la corteza (magmatismo, hidrotermalismo, migración de hidrocarburos, etc.) ó el manto (Arnórsson, 2007).

La evolución temporal de la resistencia y permeabilidad de rocas sometidas a hidrotermalismo en zonas de falla.

(e.g. Tenthorey et al. (2002); S. Hickman et al. (1995); S.L. Karner et al. (1997))

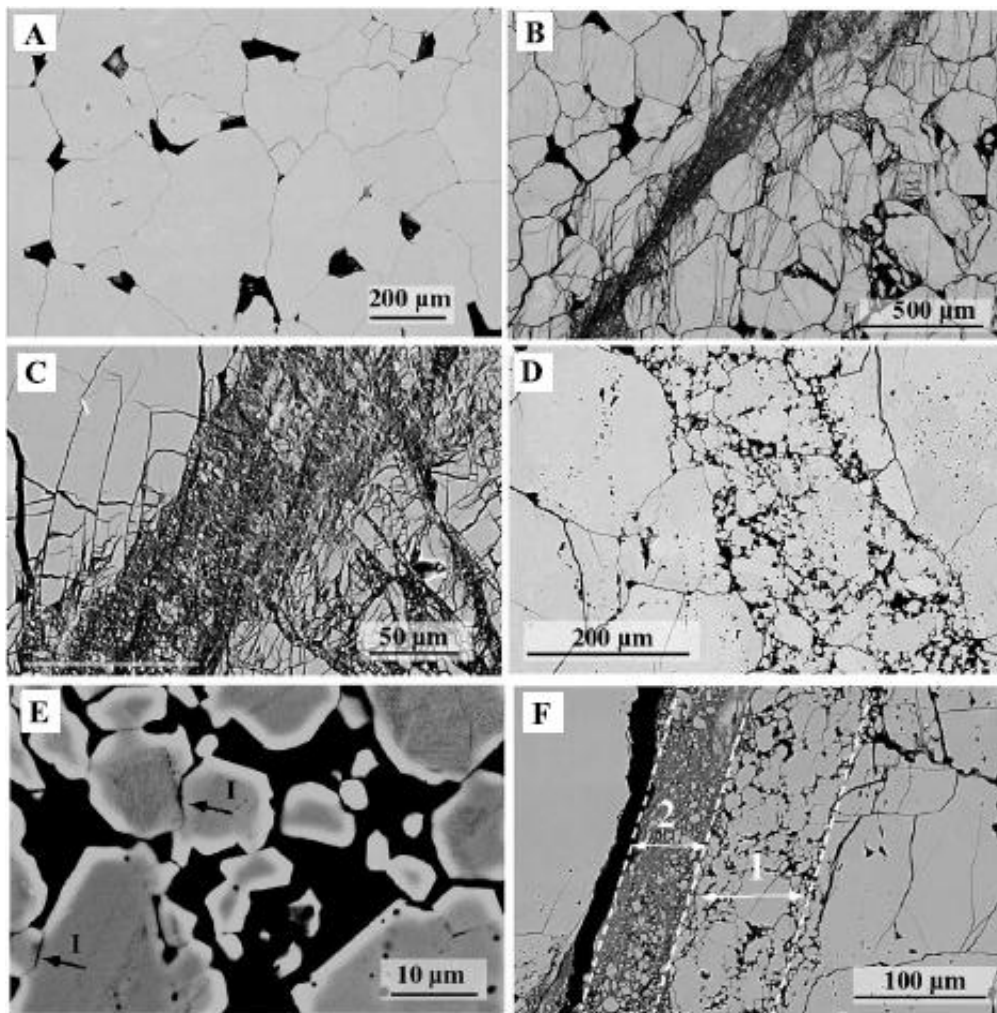
Es un hecho bien documentado el que las reacciones hidrotermales pueden modificar de manera drástica la resistencia y comportamiento de zonas de falla (e.g. Tenthorey, 2002). La responsabilidad de dichos cambios recae últimamente sobre complejos procesos que ocurren a escala microscópica a sub-microscópica. Fenómenos como la cementación de granos fracturados, transformaciones mineralógicas y aumento en la densidad de la salvanda ("gouge densification") pueden sanar y sellar una zona de fractura (hasta recuperar un 75% de su resistencia original), y esto a su vez puede desencadenar cambios en el estado de stress efectivo de un sistema. El enfoque experimental con que se ha abordado este problema ha dado origen los experimentos llamados "*slide-hold-slide*" donde una salvanda de falla generada artificialmente en un ensaye, es sometida a hidrotermalismo durante el periodo de "hold". Estos estudios muestran que los minerales que precipitan alrededor de granos, ó en grietas, venas e intersticios, modifican la competencia del sistema, aumentando el coeficiente de roce estático, conforme aumenta en el área de contacto y cambiando la rugosidad de la superficie de los bloques adyacentes al plano de fracturamiento (J.H. Dieterich, 1972). La consecuencia de estos procesos es que hay un incremento en la resistencia al cizalle proporcional al tiempo que se permite a la zona de falla sanar.

El aumento en la resistencia de una zona de fractura producto de procesos hidrotermales puede ocurrir durante el periodo inter-sísmico y, dado que gran cantidad de ejemplos documentan este tipo de procesos, se lo ha denominado "sanación" de la estructura (fault healing). Ejemplo de esto han sido documentados por Y.G. Li y J.E. Vidale (2001) tras el sismo M7.2 de 1992 en California y por Tadokoro et al. (2002), quienes han interpretado sus resultados como evidencias de escala regional de la sanación de estructuras. En particular lo que observan los autores en estos casos es:

- 1) Un aumento general en la velocidad de las ondas en el plano de falla hidrotermalmente sellado y
- 2) Heterogeneidad en las velocidades de ondas de cizalle.

Sin embargo, procesos similares pueden actuar incrementando la presión de poro de los fluidos y desencadenar fracturamiento frágil, es por lo tanto complejo realizar predicciones acerca de la evolución de una zona de falla sometida a hidrotermalismo, por lo que un análisis de ondas sísmicas con una resolución suficiente como para detectar irregularidades en las velocidades en los alrededores de la zona de daño puede aportar valiosa información referente a la evolución de estructuras.

Con respecto a la evolución temporal en permeabilidad y porosidad de la estructura, los autores han evaluado que después de periodos de 12 hrs de reacción hidrotermal, la permeabilidad disminuye hasta en un 50% comparada con la permeabilidad de la zona fracturada fresca.



**Fig. II-3** Micrografías obtenidas por SEM que muestran la evolución temporal de microestructuras con reacciones hidrotermales en un experimento de aprox. 6 hrs. Las distintas etapas corresponden a:

(A) Arenisca Fontainebleau intacta, 5% porosidad, granos bien cementados. (B,C) Zona de fractura creada por carga. La zona de daño interna se compone de fragmentos angulares mal seleccionados y fracturados. Está rodeada por una zona donde prevalece el fracturamiento extensional orientado aproximadamente paralelo a la dirección de stress principal. (D) Zona de falla con reacciones hidrotermales, fragmentos menos angulosos y densificación sustancial. Las microfracturas de extensión ya han sanado, dando paso a pequeños lineamientos de

inclusiones fluidas. (E) Ampliación de la zona de falla, granos finos muestran interpenetración (I) y desarrollo de caras cristalinas. (F) Re-fallamiento posterior a la reacción hidrotermal. La fractura se localiza sobre la misma zona de daño inicial, sin embargo el nuevo desplazamiento bordea la zona hidrotermalmente sanada. En la lámina (F) la zona 2 representa la zona originalmente sanada por hidrotermalismo, mientras que la zona 1 corresponde a la nueva zona de daño que acomoda el desplazamiento posterior a la sanación hidrotermal. Micrografías de E. Tenthorey et al., 2002.

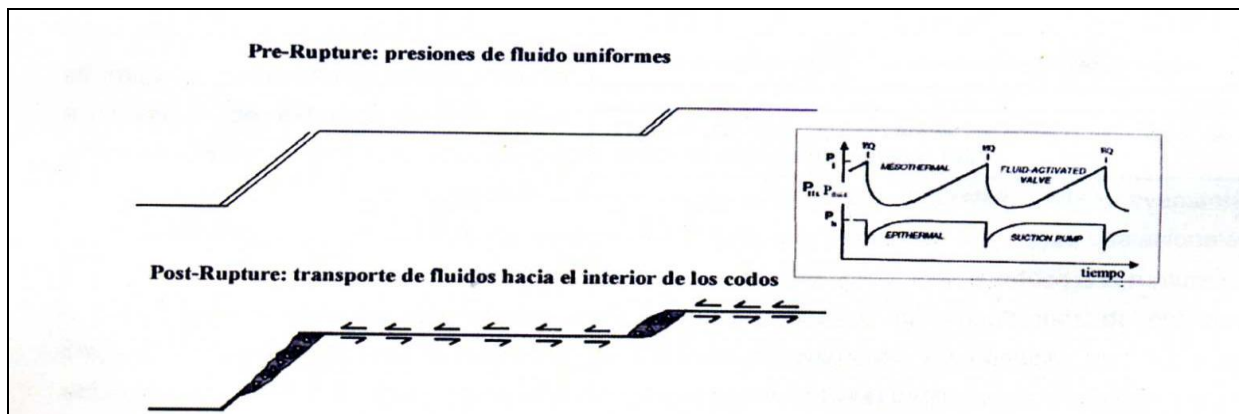
Mecanismos propuestos para el transporte de fluidos en la corteza.

(e.g. Sibson (1996, 2001); Conolly y Cosgrove (1999), S.F. Cox (1999, 2001))

Se ha propuesto que los diversos tipos de fluidos presentes en la corteza, incluyendo magmas de baja viscosidad, hidrocarburos y fluidos geotermales, migran a través de ella producto del fracturamiento instantáneo de rocas básicamente a través de dos mecanismos:

### 1) Mecanismo de bomba de succión

Producto de la reducción instantánea y sustancial de la presión en ciertos sitios estructurales (codos dilatacionales en zonas de relevo) ocurre un flujo hacia el interior del codo. Este mecanismo opera cuando un evento sísmico detona el deslizamiento en una de las fallas maestras del sistema. En las zonas de relevo que enfrentan el esfuerzo principal mínimo se abren de manera repentina lo cual produce una reducción brusca de presión en su interior y se induce la succión de fluidos hacia su interior (Fig. II-4). Se han encontrado numerosas evidencias de terreno actuales y pasadas de este fenómeno en zonas de relevo (stepovers) en fallas de rumbo donde ocurre brechización local por implosión hidráulica. En sistemas geotermales, el descenso de la presión puede provocar ebullición, separación de fases, explosiones hidrotermales y precipitación de minerales. Aún así, no debe descartarse el hecho estas redes de fracturas interconectadas también pueden ser autogeneradas por el aumento en la presión de fluidos según el esfuerzo deviatorico local, siempre que se cumplan las condiciones de esfuerzo diferencial  $\sigma_1 - \sigma_3 = 4T$  (e.g. Sibson, 1996).



**Fig. II-4 Representación esquemática de un codo dilatacional idealizado como una fractura de extensión que liga fallas maestras sinestrales. La propagación de la ruptura ocurre de derecha a izquierda. Al interior del codo y la zona adyacente se desarrollan diferenciales de presión y fluidos que permiten transferencia rápida de desplazamiento lo cual puede generar brechización por implosión hidráulica de la roca caja y flujo hacia el interior del codo. En codos dilatacionales de gran envergadura (>1 km), los procesos descritos pueden terminar en una detención estructural retardando la transferencia de desplazamiento entre fallas maestras. Modificado de Sibson, 1990.**

## 2) Mecanismo de válvula de falla

Las regiones de la corteza donde los fluidos se encuentran a una presión similar a la litostática se denominan sobrepresurizadas. Cuando una falla conecta esta región con otra donde la presión es aproximadamente hidrostática, grandes volúmenes de fluidos pueden migrar hacia esta zona a través de lo que se ha denominado una válvula de falla. Si un sitio estructural se encuentra sometido a grandes presiones de fluidos, usualmente asociado a fallas inversas de alto ángulo, el mecanismo puede operar sucesivamente (ver Fig. II-5). El mecanismo nuevamente puede tratarse bien de un evento sísmico que corta el horizonte impermeable ó un aumento de la presión de fluidos que provoca un descenso en los esfuerzos efectivos. Este mecanismo es particularmente común en regímenes de deformación compresionales o transpresionales (Cembrano, 2007).

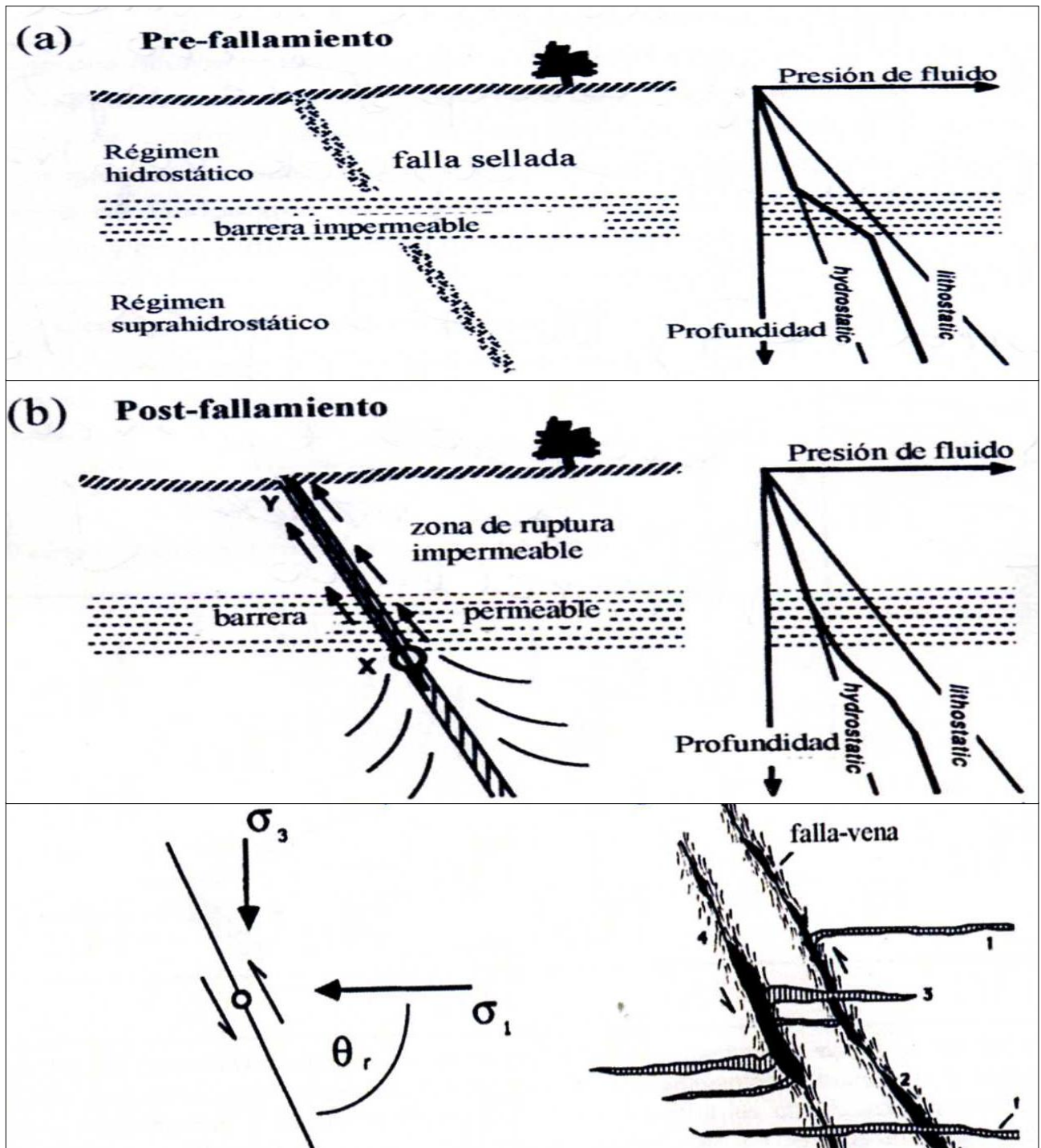
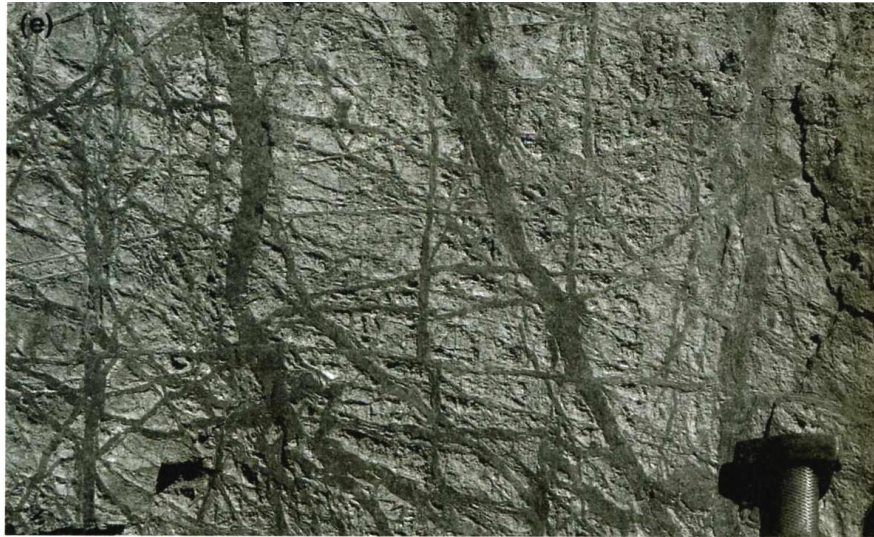


Fig. II-5 Mecanismo de válvula de falla: (a) Situación pre-fallamiento, con presión hidrostática sobre la barrera impermeable y aproximadamente litostática bajo la barrera. (b) Tras la ruptura de la barrera ocurre el transporte de fluidos y compensación de las presiones. (c) Esquema teórico de la geometría de una red de fracturas y venas resultante de un mecanismo de válvula en un sistema de deformación compresional. (Modificado de Sibson, 1990).



**Fig. II-6 Brechización de tipo “stockwork” con venas mineralizadas producto de fracturamiento hidráulico. La separación de fluidos en una fase gaseosa rica en Cu, y un líquido hipersalino, detona la precipitación de cuarzo, sulfuros de Fe y Cu, Au +/- molibdenita. Modificado de Heinrich, 2007.**

El transporte y naturaleza de fluidos propios de un ambiente tectónico compresional con arco magmático.

(e.g. Leonov, (2000); Brogi, (2007), Minissale et al. (2003))

Los arcos magmáticos son dominios tectónicos que abarcan cientos de kilómetros de largo y decenas de kilómetros de ancho y profundidad, y, comprender la tectónica predominante al interior de estos dominios es fundamental para establecer los mecanismos de transporte de fluidos que operan en ellos y así identificar patrones geométricos y localización esperada de sistemas hidrotermales actuales o fósiles. Debido a la naturaleza generalmente transpresiva o transtensiva de los arcos magmáticos y a que durante su evolución acomodan en distintos periodos deformación compresional, extensional y de rumbo, es común observar en ellos zonas de fallas regionales muy complejas que pueden presentar bandas de deformación dúctil temprana sobreimpresas por fallas frágiles (Cembrano, 2007). De esto se desprende que la deformación opera durante el ascenso y emplazamiento de magmas y también durante su enfriamiento y exhumación. También es común observar numerosas estructuras subsidiarias asociadas a las fallas maestras tal como se observa en experimentos de modelación analógica. La ocurrencia y distribución de estas estructuras puede jugar un papel fundamental en el emplazamiento y transporte de fluidos hacia niveles someros de la corteza en relación a los mecanismos de transporte de fluidos anteriormente descritos.

En numerosos sistemas geotermales del mundo es posible identificar características comunes a los ambientes tectónicos sobre los que se encuentran, algunas de estas son:

- Los sistemas geotermales se ubican en zona aledañas centros volcánicos, las fallas de basamento controlan la posición de estos últimos.
- Los principales lineamientos que se observan en los centros volcánicos desarrollan patrones *en-echelon* a lo largo de la cadena volcánica.
- Los sistemas volcánicos en los que se encuentran las manifestaciones son generalmente oblicuos a las estructuras tectónicas principales, constituyendo así sistemas trans-tensionales o trans-presionales.
- En algunos casos se reconoce que el arco magmático esta sobreimpuesto a discontinuidades mayores de basamento.
- En ocasiones es posible reconocer tendencias al interior de los sistemas subsidiarios en la descarga calórica (heat discharge).
- Rara vez es posible observar desnuda la traza de las estructuras principales, ya que por lo general están son cubiertas por potentes capas sedimentarias volcanogénicas, lo que favorece el reconocimiento de sistemas de estructuras mas recientes que se desarrollan sobre la cubierta (Pleistocena-Holocena).

### C. Propiedades físicas de las rocas permeables

Para que los fluidos puedan ascender a través de la corteza es necesario que circulen por formaciones rocosas que permitan su paso, es decir, que estas sean permeables. Hidrogeológicamente, a las rocas que permiten el paso de fluidos acuosos se les denomina acuíferos. González de Vallejo (2002) en Ingeniería Geológica, los define como “formaciones geológicas subterráneas permeables, susceptibles de almacenar y transmitir agua”. Haciendo referencia principalmente a la porosidad y permeabilidad primaria de las rocas. Sin embargo, las rocas que han sido fracturadas desarrollan una permeabilidad secundaria en los planos de falla, donde el material se disgrega, pierde cohesión y su capacidad de transmitir fluidos puede incrementarse notablemente. La deformación frágil ocurre generalmente a profundidades cercanas a los 12 km superiores de la corteza, dependiendo del gradiente geotérmico local, de la presión y de la composición mineralógica de las rocas a las que afecta (ver Fig. II-7 ). A esta profundidad se alcanza la transición frágil – dúctil, que además, marca el límite hasta donde pueden circular fluidos de origen meteórico (Arnórsson, 2007). Esta transición no debe entenderse como un cambio reológico simple que ocurre a una temperatura o presión definidas dada una composición mineralógica, sino más bien como el resultado de una serie de cambios microestructurales donde también influyen la presión de poro y propiedades cuasi ductiles del material. En la corteza se ha observado que esta transición ocurre entre 370 – 515 °C, coincidente con los experimentos de laboratorio llevados a cabo por Ranalli (1995).

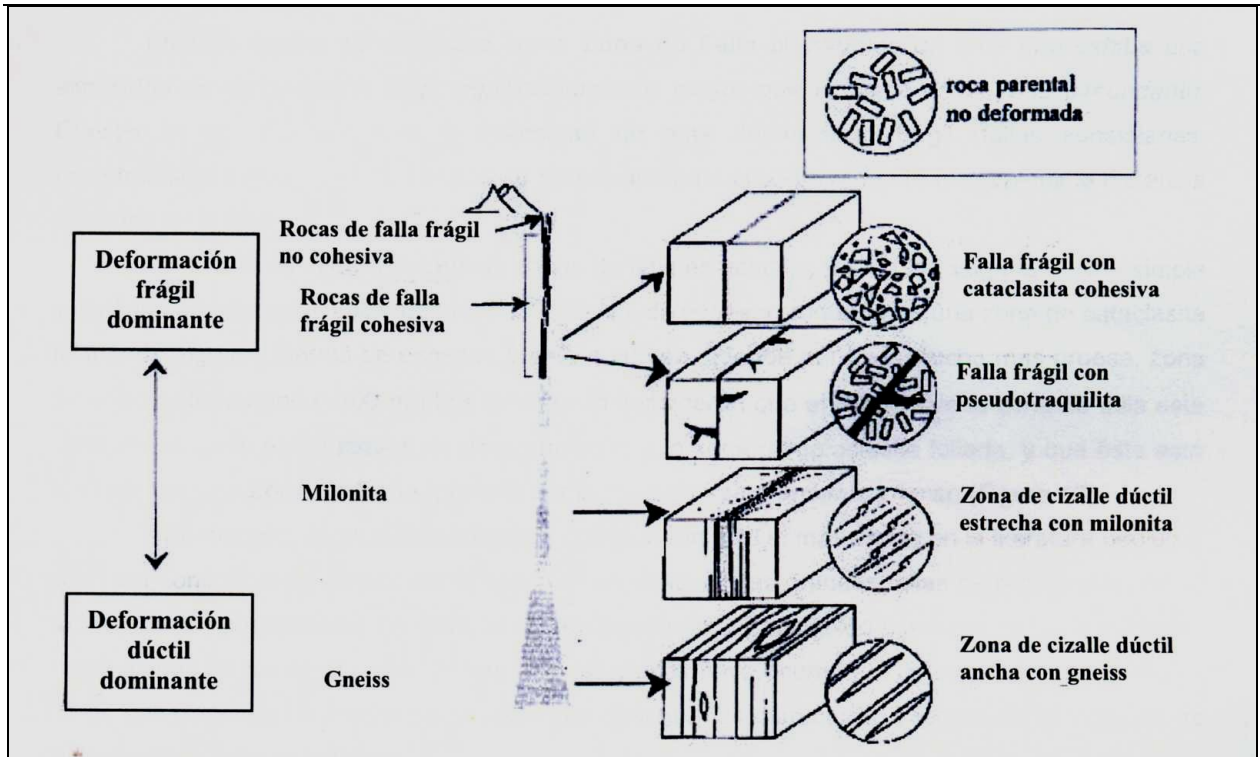


Fig. II-7 Distribución vertical de los distintos tipos de deformación (frágil – plástica) y sus productos geológicos (fallas, rocas cataclásticas, rocas miloníticas) en función de la profundidad en la corteza terrestre. Modificado de Paschier y Trouw (1996). La escala vertical depende del gradiente geotermal y de la composición mineralógica marcada por el comienzo de la plasticidad del cuarzo al inicio de la facies de esquistos verdes ( $\sim 250^{\circ}\text{C}$ ).

Siguiendo un criterio propuesto por Chester et al. (1993), en este trabajo se considera como una Zona de Falla al “volumen de roca alrededor del plano de falla que exhibe una intensidad de deformación frágil significativamente mayor que la roca circundante”. Tras estudiar ramificaciones inactivas y exhumadas de la zona de falla San Andrés (Punchbowl Fault y San Gabriel Fault), Chester et al. (1993) observaron que la estructura interna de la zona de falla se compone de un lámina delgada y continua de ultracataclasitas (10 – 20 cm de espesor) rodeada de una zona de cataclasita foliada de algunos metros de espesor, y esta a su vez circundada por una zona de  $\sim 100$  m de espesor de roca intensamente fracturada. El hecho de que la intensidad de la deformación frágil (manifestado a través de fallas subsidiarias, microfracturamiento y reducción del tamaño de grano) aumenta al acercarse al centro de la estructura, los conduce a distinguir entre dos sub-zonas: El Núcleo de la Falla, compuesto de las ultracataclasitas y



cataclasitas foliadas, y la Zona de Daño, conformada por la zona con fracturamiento intenso (ver

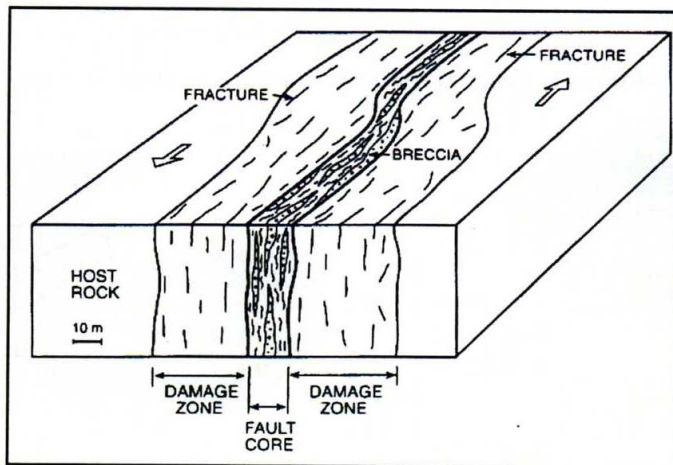


Fig. II-8). Este modelo se acomoda bien a la arquitectura de zona de falla que cortan rocas cuarzo-feldepáticas, sin embargo no se puede esperar que este esquema se aplique a cualquier tipo escenario, en fallas que cortan rocas metamórficas (e.g. Falla Carboneras, España) se han descrito “*múltiples láminas de salvanda separadas por lentes de protolito de variadas condiciones de fracturamiento*” en lo que Faulkner et al. 2003 lo han llamado una zona de falla con “Núcleo Múltiple”. Esto se resume en la siguiente figura:

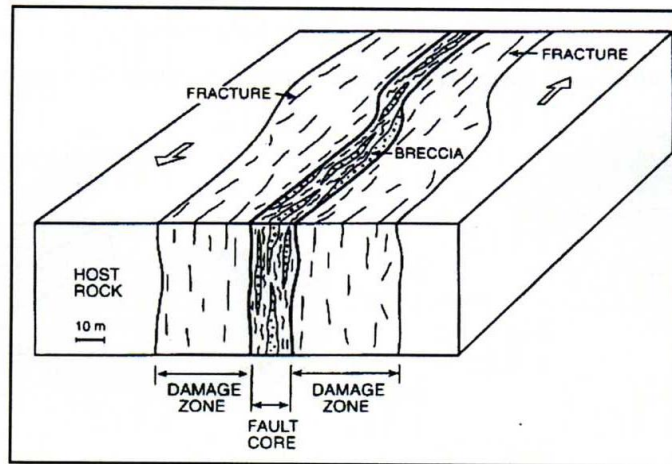


Fig. II-8 Esquema de la arquitectura de una zona de falla de rumbo de gran escala según Chester et al., 1993. El desplazamiento se concentra en el núcleo de la falla donde ocurre brechización y cataclasis. En la zona de daño se distribuye la deformación en numerosas fallas subsidiarias, venillas y diaclasas. Modificado de Cembrano, 2007.

Es importante notar que gran parte de lo que se sabe hoy acerca de esta materia se ha inferido a partir de ensayos geotécnicos de mecánica de suelos que no son completamente análogos al caso de la circulación de fluidos hidrotermales a través de rocas consolidadas, semi-consolidadas o rocas de falla, pero proveen una buena aproximación a los parámetros que controlan la circulación de fluidos a través de rocas. Una de las notables desventajas que presentan los ensayos frente a la realidad, es la reducción en la escala de tiempo en la que ocurre el transporte de fluidos, pues los tiempos de residencia de

algunas aguas subterráneas pueden alcanzar centenares de miles de años (e.g. Aquilina et al., 2002; Lehmann et al., 2003), según se ha datado con técnicas isotópicas y modelación de flujos.

Según su capacidad su *capacidad de drenaje*, se divide a las formaciones geológicas que transmiten/almacenan agua en cuatro categorías:

- Acuíferos: almacenan y transmiten agua con facilidad.
- Acuitardo ó formación semipermeable: almacenan grandes cantidades de agua, pero la transmiten con dificultad (limos, arenas limosas y arcillosas)
- Acuícludos y Acuífugos: en ingeniería de suelos hay una diferencia entre estos, sin embargo en hidrogeología clásica, se los considera impermeables.

Los denominados acuíferos porosos deben su permeabilidad a la porosidad intergranular, entre ellos se encuentran gravas, arenas y toda roca detrítica constituida por partículas de tamaño mayor a arena. Las rocas piroclásticas, en general están compuestas por partículas de selección regular y presentan superficies y formas angulosas, por lo que tienen una alta porosidad y drenan con gran facilidad. Así también las rocas fracturadas como brechas, cataclasitas y salvandas de falla tienen una capacidad notable de permitir el paso de fluidos. Sin embargo esta capacidad puede verse afectada por la lixiviación y/o precipitación de minerales producto de la circulación del fluido, de lo cual se desprende que no es un parámetro constante en el tiempo, y, además, es un factor muy importante cuando se estudian fluidos a altas temperaturas que reaccionan con las rocas que permiten su paso. En estos casos la composición y T° del fluido, el tiempo que dure la interacción, las propiedades físicas y químicas de la roca y el régimen de stress imperante determinarán la naturaleza de la interacción entre los fluidos y la roca. Análogamente a lo descrito por Tenthorey et al. (2002) donde núcleos de falla se encuentran sellados por hidrotermalismo, y esto puede constituir barreras a la circulación de los fluidos y así entraparlos ó bien gatillar su ascenso.

Un término comúnmente usado en geotecnia es el de “nivel freático”. El cual se refiere a la profundidad a la que se encuentra el agua en un pozo de perforación o sondaje, sin embargo, esto no es de utilidad ya que no proporciona una idea acerca de la capacidad de realizar trabajo de una partícula de agua en un punto. Dado esto, se define el nivel piezométrico en un punto del acuífero como el valor de la cota respecto a una referencia que alcanza el agua cuando dicho punto se libera a la presión atmosférica. Las superficies piezométricas de acuíferos confinados son más altas que el techo de la formación acuífera, lo cual posibilita la surgencia de aguas como vertientes o manantiales.

Con el fin de cuantificar la capacidad de una roca de almacenar y transmitir agua se distinguen cuatro parámetros básicos; la porosidad y coeficiente de almacenamiento y la permeabilidad y transmisividad.

#### a) Porosidad

La *porosidad total* es un parámetro adimensional que corresponde a una razón entre el volumen que no es ocupado por partículas en una roca, en relación al volumen efectivamente ocupado por partículas.

$$n = \frac{\text{volumen de los poros}}{\text{volumen total}} \quad (2.1)$$

Con el fin de cuantificar la circulación de un fluido a través de una roca porosa, se introduce la *porosidad eficaz* definida como el volumen de poros conectados sobre el volumen total, ya que a través de ellos puede transportarse un fluido.

$$n_e = \frac{\text{volumen de poros conectados}}{\text{volumen total}} \quad (2.2)$$

Si se consideran partículas idealizadas esféricas, la porosidad dependerá del tipo de empaquetado y no del tamaño de las partículas puesto que se conserva la proporción entre espacios vacío/lleño. El tipo de empaquetado puede ser cúbico (menor compactación) a rómbico (mayor compactación) lo cual se muestra en la Fig. II-9. En estos dos casos extremos, la porosidad varía entre un 47,64% para el empaquetado cúbico, y un 25,95%, en el empaquetado rómbico. Dado que en la naturaleza generalmente encontramos granos de superficies angulosas y de diversas formas y tamaños, estas estimaciones corresponden a una primera aproximación que permite estimar y acotar el comportamiento de la roca frente al paso de fluidos. Además debe considerarse que cuando se requiere determinar con precisión la porosidad de una roca, incluso los ensayos de laboratorio en roca descomprimida suelen dar valores superiores a las medidas *in situ* para la misma formación.

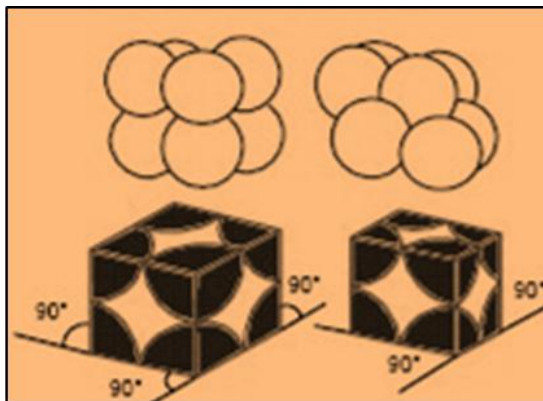


Fig. II-9 Empaquetamiento cúbico y rómbico de partículas esféricas.

#### b) Permeabilidad

La *permeabilidad efectiva* ó *conductividad hidráulica* es el parámetro que permite evaluar la capacidad de una formación rocosa de transmitir agua. Está ligada tanto a las características texturales del medio físico (acuífero), como a las características del fluido circulante. Se le representa como el coeficiente de permeabilidad  $k$ , y se define como el caudal que es capaz de atravesar una sección unitaria del acuífero,

normal al flujo, bajo un gradiente piezométrico unitario. Por ser una relación de caudal por unidad de superficie se puede expresar como:

$$k = \frac{L^3 T^{-1}}{L^2} = L T^{-1} \quad (2.3)$$

c) Coeficiente de almacenamiento

Este concepto se refiere a la capacidad que tiene un acuífero de liberar agua. Es un parámetro físico que considera el volumen total del acuífero y el volumen de agua que este es capaz de ceder y es adimensional. Debido a que se distinguen los acuíferos *confinados*, ubicados entre capas impermeables, y los acuíferos libres, el coeficiente de almacenamiento dependerá de que éstos trabajen de distintas maneras en las formaciones geológicas permeables.

d) Transmisividad

Este parámetro se ha definido con el fin de evaluar la capacidad de un acuífero de transmitir agua, teniendo no solamente en cuenta las propiedades texturales del acuífero y del fluido, sino también las propiedades estructurales o geométricas del material. Debido a que la transmisividad se define como el producto entre la conductividad hidráulica y el espesor del acuífero, un ejemplo de la utilidad de este parámetro es el hecho de que un acuífero muy permeable pero de bajo espesor puede presentar una transmisividad prácticamente nula.

## D. Geoquímica de los Fluidos Geotermales

El estudio de la química geotermal es una herramienta fundamental tanto en la etapa de exploración de recursos termales, como durante la fase de perforación y, posteriormente, en el monitoreo de la respuesta de los pozos a la producción. Además, los fluidos geotermales pueden ser considerados como análogos a los fluidos formadores de yacimientos, por lo que el estudio de los procesos físicos y aspectos químicos de estos, es de gran interés para comprender aspectos ligados a la génesis de yacimientos y un tema de activa investigación (e.g. ver Hedenquist y Lowenstern, 1994).

El conocimiento acerca de los procesos físicos y químicos que ocurren en los sistemas geotermales ha avanzado notablemente gracias a los datos provenientes de los pozos, donde ha sido posible estudiar las características que presentan estos fluidos en profundidad, un experimento en condiciones casi naturales (aunque se ven afectadas la temperatura y presión originales).

Las profundidades que se alcanzan en estas perforaciones oscilan entre 2 - 5 km. y, en base a los procesos de diferenciación que estos sufren, se distinguen los *fluidos primarios* de los *fluidos secundarios*. Durante estas pruebas y monitoreos ha sido posible observar *in-situ* las interacciones agua-

roca y procesos de separación, mezcla y migración de fases. Estas observaciones se han integrado con los conocimientos puros obtenidos en experimentos termodinámicos y de modelación numérica de circulación, con lo que se ha logrado modelar y comprender de manera bastante detallada los sistemas geotermales donde se dispone de estos datos (e.g. Hedenquist, 1990).

### Los componentes químicos e isotópicos en los fluidos geotermales

El proceso más importante que afecta a la composición química de un fluido hidrotermal es la disolución irreversible de minerales primarios que, al precipitar, darán origen a minerales hidrotermales ó secundarios (Arnórsson y D'Amore, 2000). Los procesos de disolución incrementan paulatinamente la concentración de componentes acuosos y, según sea su afinidad por la fase líquida, es posible distinguir tres tipos de comportamiento para los componentes que entran en solución:

- Los componentes o elementos que tienen una fuerte tendencia a re-precipitar. De ellos se dice que poseen una baja movilidad y entre los ejemplos más comunes de estos se encuentran Al, Mg y Fe.
- Los componentes que presentan una afinidad significativa por la fase líquida y, a medida que se diferencia el fluido precipitan en moderadas proporciones. Se los denomina compuestos con una alta movilidad, entre estos se cuentan Li, Cs, Rb, entre otros.
- Finalmente, distinguimos un tipo de componente cuya afinidad por la fase líquida es total, y por lo tanto, se asume que su concentración será totalmente determinada por la capacidad de aporte de la roca lixiviadas (i.e. se fija externamente), estos elementos son conservativos en el fluido. Se considera que su tasa de precipitación es despreciable, y por lo tanto, una vez que entran en solución no serán removidos nuevamente. Ejemplos de ellos son Cl, B y Br. El comportamiento de los componentes conservativos será por lo tanto diferente al de los componentes móviles, por cuanto la concentración de estos últimos en los fluidos geotermales será gobernada por la solubilidad específica de los minerales hidrotermales (i.e. fijado internamente).

Ellis y Mahon (1964, 1967) fueron pioneros en la realización de experimentos de interacción de agua-roca y mostraron que elementos como Cl y B, que se encuentran sólo como trazas en las rocas volcánicas más comunes, son altamente solubles por lo que se incorporan rápidamente a la fase acuosa y pasan a ser componentes mayores en ella. Al observar detenidamente este proceso de lixiviación, Ellis y Mahon (1964, 1967) se percataron de que estos elementos altamente móviles no se encontraban incluidos

dentro de la estructura cristalina de los minerales primarios, sino que existían como delgadas pátinas de minerales solubles precipitados sobre las superficies de los minerales primarios, con la notable consecuencia de que la mayor parte de estos pueden ser lixiviados de la roca sin alterarla significativamente. Otro importante aporte de los experimentos llevados a cabo por Ellis y Mahon (1964, 1967) fue el explicar que no se requiere un aporte magmático para dar cuenta de la composición química de la mayor parte de los fluidos termales, sino que más bien se precisa una interacción física de los fluidos con las rocas de la fuente calórica, lo cual aumentará su temperatura y por ende, su capacidad de disolución. Sin embargo, los métodos de muestreo y análisis, el desarrollo de la química isotópica y la sensibilidad de los instrumentos de detección se han perfeccionado ostensiblemente desde aquella época, con lo que algunos autores (e.g. Pang, 2005) presentan datos que sugieren que la adición de componentes magmáticos a los fluidos hidrotermales es un fenómeno frecuente en los campos geotermales circum pacíficos.

De lo anterior, se desprende que el rango composicional de los fluidos geotermales no es en absoluto acotado ó predecible, numerosos componentes acuosos, gaseosos e isotópicos participan activamente en cada una de las diferentes etapas y complejos procesos que ocurren en los sistemas geotérmicos y, dependiendo de la parámetros como la composición original de los fluidos, la composición química de las rocas con que estos interactúan, la temperatura y presión a la que estas interacciones ocurran, puede modificarse ampliamente la concentración de cada uno de sus componentes. No obstante, algunos componentes exhiben comportamientos que en alguna medida, permiten rastrearlos y en base a ello realizar interpretaciones sobre su origen y los procesos que han sufrido.

Volviendo sobre la problemática de la composición original de los fluidos hidrotermales, los primeros estudios isotópicos que se realizaron se centraron sobre los principales componentes del agua: hidrógeno y oxígeno. Craig et al. (1963) obtuvieron resultados inesperados al notar que la signatura isotópica de hidrógeno y oxígeno de las aguas meteóricas era bastante homogénea alrededor del mundo y descubrieron que el principal factor que influencia la composición isotópica de las precipitaciones es la temperatura atmosférica local, siendo así posible predecir la concentración isotópica de las aguas meteóricas en cada región. Al aplicar estos resultados a la investigación geotérmica, los autores se percataron de que en la mayoría de los campos geotermales los valores obtenidos de  $\delta^2\text{H}$  eran muy similares a la signatura isotópica de las aguas meteóricas locales y de un ligero empobrecimiento en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ . Esto fue interpretado por Craig et al. (1963) como el resultado de que las aguas geotermales son, en su origen, aguas meteóricas que se infiltran hasta niveles profundos donde se encuentran con rocas calientes con las cuales intercambian  $^{18}\text{O}$ . Este fue el modelo comúnmente aceptado hasta que en 1992 H.F. Giggenbach propuso la existencia de una familia de aguas que él

denominó “aguas andesíticas”, debido a la ocurrencia de estas asociadas a magmatismo andesítico del cinturón magmático circum pacífico. El enriquecimiento en  $^{18}\text{O}$  observado, fue interpretado por el autor como el resultado de un proceso de mezcla de volátiles magmáticos y aguas meteóricas, propio de los sistemas geotermales de márgenes convergentes. La clasificación de aguas andesíticas despertó cierta controversia inicialmente, pero cada más autores apoyan esta interpretación. Es el caso de Pang (2005), que ha realizado una recopilación y análisis de un gran volumen de datos obtenidos en pozos geotermales de Japón y Filipinas, observando que las aguas de bajo pH de los sistemas geotermales de arco circum-pacíficos presentan signatures isotópicas enriquecidas en  $^{18}\text{O}$  y/o Deuterio, con respecto a sus homólogas de pH neutro, atribuyendo esta impronta a la mezcla de aguas magmáticas y meteóricas, concordando así con lo propuesto por Giggenbach (1992). En algunos casos, estos volátiles magmáticos contribuyen hasta con un 24% de los fluidos geotermales (Pang, 2005).

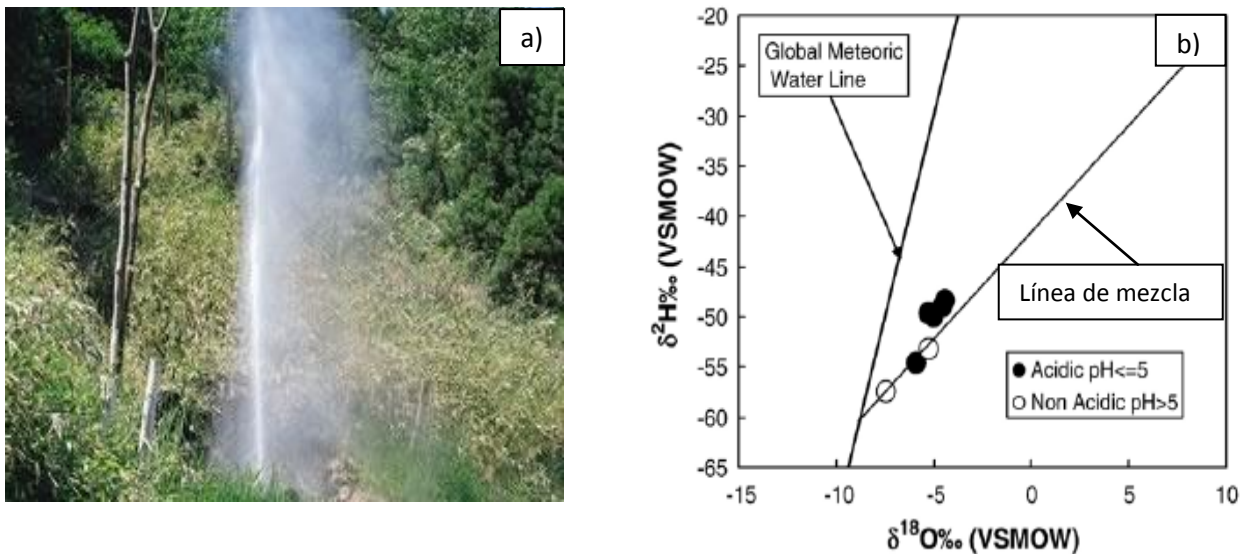


Fig. II-10 a) El Géiser “Benten” del campo de Onikobe, Japón, expulsa vapor de agua a 15 mt de altitud cada 20 minutos. b) Relación de mezcla entre aguas andesíticas (Giggenbach, 1992) y aguas meteóricas de los fluidos de Onikobe, Pang (2005). Se considera este campo geotermal como un caso notable de sistemas ubicados en un margen convergente donde los fluidos expulsados muestran una adición de componentes magmáticos. Las aguas ácidas que plotan sobre la línea de mezcla pueden deber su isotopía al intercambio con  $\text{H}_2\text{S}$  gaseoso. Modificado de Pang (2005).

En el magma, una variedad de elementos muestran una alta propensión a escapar, por lo que se los ha denominado *componentes fugitivos*. Es el caso del cloro, boro, azufre, carbono, flúor e hidrógeno, los cuales se encuentran en general como  $\text{HCl}$ , boratos,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{CO}_2$  ó  $\text{CO}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  y/o  $\text{H}_2$  respectivamente. Estos componentes tienden a abandonar el magma durante su desgasificación. Este proceso es bastante complejo por cuanto depende de numerosos parámetros como la concentración inicial de volátiles, la presión externa, la tasa de ascenso, la temperatura, viscosidad y tasa de enfriamiento del magma y es sin duda, un proceso difícil de cuantificar ó modelar. Alrededor del mundo, muchos sistemas geotermales

están vinculados a volcanes y a cuerpos magmáticos que a través de procesos de desgasificación y ebullición incorporan estos componentes fugitivos a los fluidos hidrotermales. Esto ha sido documentado en campos geotermales de Islandia (Björnsson et al., 1977; Armánsón et al., 1982) y en Nueva Zelanda (White, 1970) en base al monitoreo de pozos y a modelación termodinámica. Un ejemplo notable ocurrió en la caldera de Krafla, en Islandia del norte, cuando en 1975 comenzó un episodio eruptivo que duró hasta 1984. El volcán se hinchaba, producto de la inyección de pulsos magmáticos a dos cámaras situadas en las raíces del volcán (Björnsson et al., 1977), y esta etapa era seguida de un periodo de descarga de estas cámaras a través de erupciones y relleno de diques, lo que causaba el deshinchamiento del volcán. Durante esta actividad se controló sistemáticamente la composición de las descargas de un pozo geotermal cercano, que, después del primer evento eruptivo mostró un marcado aumento en la concentración de CO<sub>2</sub> (Armánsón et al., 1982), proveniente de la desgasificación. Otro caso donde se ha propuesto un aporte magmático proviene del estudio del famoso campo de Wairakei, Nueva Zelanda, donde White (1970), estimó que no era posible explicar el gran contenido de Cl de las aguas de Wairakei solamente como un producto de la lixiviación, puesto que requeriría un volumen descomunal de rocas que aportaran cloro, por lo que sería necesario un proceso de concentración de Cl proveniente en parte de la desgasificación magmática.



**Fig. II-11 Fumarolas del volcán Krafla en Islandia del Norte, donde se ha detectado un aporte magmático significativo a la composición de las descargas de pozos geotermales (Ármannsson et al., 1982). Foto: [www.wikipedia.org](http://www.wikipedia.org)**

Además de los componentes anteriormente mencionados, numerosos isótopos se han usado extensivamente en la exploración geotermal y han probado ser útiles herramientas. Sin embargo, la mayor parte de estos recibe una interpretación específica acorde a las características particulares del



sistema en que se estudian, por lo que su aplicación debe ser contrastada con las otras herramientas exploratorias por lo que no existe un procedimiento estándar para su aplicación.

Algunos ejemplos de estos isótopos son:  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^{131}\text{I}$ ,  $^{34}\text{S}$ ,  $^3\text{He}$ ,  $^{22}\text{Ne}$ ,  $^{85}\text{Kr}$ ,  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{224}\text{Ra}$ ,  $^{11}\text{B}$ ,  $^{87}\text{Sr}$ ,  $^{13}\text{C}$  y  $^{14}\text{C}$ . Se usan principalmente para hacer geotermometría, datación de las aguas y determinación del origen de los fluidos. Dado que para el presente trabajo no se cuenta con análisis isotópicos, los procesos que gobiernan su ocurrencia e interpretación no se tratarán en mayor detalle, para lo cual, el lector interesado puede consultar el volumen "Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: sampling methods, data handling, interpretation" editado por Stefán Arnórsson. International Atomic Energy Agency, 2000.

## Tipos de fluidos

Un criterio usado comúnmente para distinguir entre distintos tipos de fluidos geotermales es aquel que considera los procesos de diferenciación geoquímica que tienen lugar durante la evolución del fluido. En estas esaes aquella que considera como fluidos primarios a los que se encuentran en la base de la celda convectiva (nivel de profundidad-base) los que pueden a su vez ser producto de la mezcla de varios componentes fluidos como aguas meteóricas, marinas y connatas con volátiles magmáticos. El tipo principal de fluidos primarios son las aguas cloruradas, sulfato-ácidas y salmueras híper-salinas. A medida que estos fluidos primarios

ascienden hacia la superficie, sufren procesos de separación y mezcla que dan origen a fluidos secundarios. Los cambios más importantes que ocurren en estos fluidos son:

- Ebullición por despresurización y generación de una fase líquida y otra gaseosa
- Separación de un fluido salino en una salmuera híper-salina y un vapor diluido
- Condensación del vapor al contacto con aguas subterráneas o superficiales para producir aguas sulfato-ácidas o ricas en bicarbonato de Na o  $\text{CO}_2$
- Mezcla de  $\text{CO}_2$  proveniente de fuentes profundas con aguas termales subterráneas
- Mezcla de aguas termales con aguas superficial de baja  $T^\circ$

### 1. Fluidos primarios

La composición de los fluidos primarios dependerá naturalmente de la composición de la fuente de estos fluidos y de las reacciones que ocurran en el nivel base de la celda convectiva, disolución de minerales primarios y/o precipitación de minerales secundarios. En esta etapa también ocurren procesos de adsorción y desorción. En la mayor parte de los sistemas geotermales conocidos, los fluidos primarios

consisten en una mezcla de aguas meteóricas, marinas y aportes de volátiles magmáticos, en menor proporción se detectan también aguas connatas y fluidos metamórficos, pero no es el caso más usual.

#### a) Aguas Cloruradas

Este tipo de agua es muy común en los sistemas geotermales. Un alto porcentaje de las sales en disolución en las aguas termales cloruradas corresponde a halita. Usualmente el contenido de cloruros es bajo en las aguas que circulan a través de rocas basálticas y muy alto en aguas que interactúan con rocas sedimentarias como secuencias marinas y evaporitas, en cuyo caso pueden alcanzar porcentajes de sales en disolución extremadamente altos. Se ha mencionado que el contenido de cloruros dependerá de la disponibilidad de sales lixiviables disponibles en las rocas, pero no se debe olvidar que entre los componentes fugitivos de los magmas se encuentra el HCl y sólo mediante un estudio isotópico se puede descartar un origen magmático para Cl.

Si un fluido hidrotermal clorurado alcanza temperaturas entre 100 – 150 °C, las concentraciones de la mayor parte de los elementos mayores serán fijadas por reacciones en equilibrio con minerales secundarios. En este tipo de fluidos, Cl es el único elemento mayor que tiene un comportamiento conservativo. El equilibrio entre especies minerales y acuosas es la suposición fundamental para estudiar las reacciones de disolución y precipitación pero se debe considerar que algunos sistemas se aproximan bien al equilibrio redox, mientras que otros se alejan bastante de él.

Otros elementos, que se encuentran en trazas en los fluidos hidrotermales como Ag, Fe, Cu, Pb y Zn comúnmente forman cationes en las soluciones cloruradas por lo que son controlados por la precipitación de sulfuros. Los elementos que forman aniones u oxi-aniones son en general incompatibles como Br, I, As, Mo, W.

#### b) Aguas Sulfato-ácidas

Este tipo de fluidos es frecuente en sistemas geotermales volcánicos, generalmente asociado a volcanes andesíticos (e.g. Truesdell 1991). A temperaturas relativamente bajas (e.g. ~25°C), el pH de estos fluidos puede ser muy bajo, lo que se debe a la presencia de HCl y/o  $\text{HSO}_4^-$ . Sin embargo, a altas temperaturas estos fluidos pueden ser cercanos a neutros, ya que se debe considerar que la actividad de  $\text{HSO}_4^-$  es inversamente proporcional a la temperatura. Así, a 300°C, el pH de  $\text{HSO}_4^-$  es 6,2. Dado esto, la mayor diferencia entre aguas cloruradas y sulfato-ácidas reside en que el buffer de pH para las aguas cloruradas será el equilibrio  $\text{CO}_2/\text{HCO}_3^-$ , mientras que para las aguas de tipo sulfato-ácidas el principal buffer de pH será la reacción  $\text{HSO}_4^-/\text{SO}_4^{2-}$ .

### c) Salmueras

En los sistemas geotermales ocurren varios procesos que pueden concentrar sales hasta cantidades porcentuales dando origen a salmueras geotermales. Uno de los más comunes sucede cuando los fluidos hidrotermales interactúan con secuencias sedimentarias evaporíticas disolviendo sales como halita y yeso que en ellos pueda haber. Otra manera de aumentar la cantidad de sales es la disolución de minerales primarios en las rocas volcánicas y, como se ha enfatizado, también puede adicionarse cantidades significativas de HCl magmático. La separación de fases es otro de los procesos que produce un aumento en la concentración de sales, este proceso de diferenciación origina por tanto, un fluido secundario.

Los estudios experimentales que modelan los campos de miscibilidad (e.g. Liebscher, 2007) indican que en sistemas geotermales volcánicos la temperatura normalmente es demasiado alta y la presión muy baja como para que los fluidos salinos alcancen superficies de inmiscibilidad, con la importante consecuencia de que hasta su base los sistemas geotermales presentan al menos dos fases.

Cuando escapa una fase gaseosa de un fundido ígneo, muchos metales tienden a migrar con ella. Es el caso de Ag, Au, Cu, Mo, Pb, Sn, W, Zn y otros. Éstos, son transportados en un fluido geotermal a la roca circundante a la intrusión, y por lo tanto los conductos que utilicen los fluidos geotermales y los procesos de mezcla y separación de fases que ocurran, darán origen a los depósitos minerales. Durante el ascenso de los fluidos, desciende la presión y puede ocurrir una separación de fases y si el magma es rico en HCl, originar una salmuera. Posteriormente, al enfriarse  $\text{SO}_2$  y formar  $\text{H}_2\text{S}$ , se detona una precipitación de sulfuros metálicos. Numerosos autores (e.g. Hedenquist y Lowenstern, 1994) sostienen que esta es la manera en que generan los pórfidos.

## 2. Fluidos secundarios

Una vez que los fluidos han sufrido un proceso de diferenciación como los anteriormente mencionados, se los denomina fluidos secundarios. Tres son los tipos principales:

### a) Aguas sulfato-ácidas vapor calentadas

Se caracterizan por un contenido bajo de Cl y relativamente alto de sulfato. Las aguas ácidas disuelven fácilmente los minerales primarios de las rocas volcánicas comunes (alcanzan valores de  $\text{pH} < 1$ ), dejando un residuo de sílice opalescente, anatasa, azufre nativo, sulfuros, smectita y kaolinita que se forman producto de la condensación y oxidación de  $\text{H}_2\text{S}$ . La extrema acidez de estos fluidos los convierte en portadores comunes de metales en solución como Al, Fe, Mn y Cr.

### b) Aguas carbonatadas

Este tipo de aguas es muy común tanto en los sistemas geotermales volcánicos como también en zonas sísmicamente activas sin actividad volcánica (Arnórsson, 2007). El CO<sub>2</sub> que se encuentra en estas aguas puede provenir desde fuentes magmáticas (e.g. Vn Krafla, Islandia), desde el manto o de rocas metamórficas (Arnórsson et al. 1983 en Arnórsson, 2007). En ambientes volcánicos puede también provenir de la condensación de vapores ricos en CO<sub>2</sub> al contacto con acuíferos colgados o por la percolación de estos condensados hasta encontrar fluidos primarios más profundos.

Por último, las aguas coarbonatadas pueden ser el resultado de una mezcla de fluidos primarios a alta temperatura con aguas subterráneas frías (Arnórsson 2007). Los isótopos de H y O indican que estas aguas son de origen meteórico. <sup>14</sup>C y Tritio se han usado con éxito para estimar el tiempo de residencia de éstas aguas. Las aguas carbonatadas se consideran, en general, aguas minerales. Esto se debe a que el CO<sub>2</sub> hace que el agua sea bastante reactiva disolviendo así gran cantidad de minerales.

### 3. Aguas Mezcladas

En las zonas de flujo ascendente (up-flow) de los sistemas geotermales, los fluidos (líquido y/o vapor) pueden encontrarse con aguas subterráneas someras, mezclándose. Para la geotermia, estos fluidos son de gran interés ya que se han calibrado métodos para determinar la temperatura de la componente caliente. Estas aguas pueden exhibir razones de mezcla variables y pueden ser reconocidas por una correlación inversa de la temperatura y tasas de flujo de las manifestaciones, así como también por una correlación positiva entre componentes conservativos químicos e isotópicos. Debido a que la mezcla de aguas altera el equilibrio acuoso-mineral, se producen cambios en las concentraciones iniciales de componentes reactivos. En particular, si el componente caliente es bi-fásico o no ha sufrido ebullición, hay un aumento considerable en las concentraciones de Ca y Mg y una disminución en la razón de Na/K. (Arnórsson, 2007).

## E. Características de los sistemas geotermales

### Introducción

Cuando los cuerpos magmáticos que ascienden a través de la corteza se emplazan a profundidades relativamente someras e interactúan con fluidos que circulan a través de rocas permeables, dan origen a un sistema geotermal.

Ha sido difícil estimar el tiempo durante el cual los sistemas geotermales se mantienen activos así como tampoco se conoce bien la duración del ciclo de circulación de los fluidos. Se han estimado que los sistemas geotermales típicamente perduran por entre diez y cien mil años ( ) y que el ciclo de los fluidos tarda entre algunos cientos de años hasta decenas de miles de años (Arnórsson, 2007). Los fluidos son de origen meteórico ó magmático o una mezcla de ambos, lo cual puede producir una gama de fluidos geotermales como lo muestran las Fig. II-21 y Fig. II-22 en un sistema asociado a un volcán andesítico. La profundidad máxima que alcanzan las aguas meteóricas es la transición frágil – dúctil (Fournier, 1991), que se ha inferido para estos ambientes a través de hipocentros sísmicos ubicada entre 5 y 8 km de profundidad, donde las temperaturas pueden alcanzar los 400°C o más (Arnórsson, 2007). El ascenso de los fluidos en sistemas geotermales es producido principalmente por el contraste de densidad que se produce en la base del sistema convectivo cuando la temperatura alcanza los 150°C (ver Driesner and Geiger 2007).

### Manifestaciones superficiales

La densidad de manifestaciones termales en una zona, el volumen de fluidos emanados y la temperatura a la que estos afloran en superficie constituyen excelentes indicadores acerca de la existencia de reservorios geotérmicos en profundidad. El término manantial caliente (ver Fig. II-12) se aplica a descargas de agua termal con caudal relativamente constante. Con fines prácticos es también posible definir las subcategorías manantial tibio (< 30°C) y manantial hirviente. Como su nombre lo indica, los manantiales hirvientes presentan descargas a temperaturas de ebullición, la cual dependerá de la presión atmosférica. Los *géisers* corresponden a descargas termales intermitentes de agua y gas cuyos caudales y periodos de descarga pueden ser relativamente constantes. Las columnas eruptivas de agua y CO<sub>2</sub> alcanzan grandes alturas como el famoso geiser “Old Faithful” en Yellowstone, E.E.U.U.



Fig. II-12 Manantial caliente, campo geotermal de Calabozos, Chile.

El término *fumarola* se usa para describir descargas de vapor y gas, con temperaturas de ebullición o superiores (**Fig. II-11**). Las fumarolas volcánicas (ver Fig. II-14) pueden alcanzar temperaturas de descarga de 650°C o más (Giggenbach et al., 1991), mientras que las fumarolas geotérmicas raramente exceden los 100°C. Aunque Sepúlveda y Lahsen (2003) han documentado un caso excepcional en el sistema geotérmico de Nevados de Chillán, Chile, donde las fumarolas alcanzan 125°C. Cuando las descargas de vapor son difusas, se habla de suelos humeantes (ver Fig. II-19). En el caso de descargas de gas ocurriendo a una temperatura inferior a la temperatura de ebullición se emplea el término *fuga de gas* (ver Fig. II-13) .

Fig. II-13 Manantial caliente (48°C) de “aguas del mambito” con fuga de gas. Cerca de la localidad de Toconce, II región, Chile.





Fig. II-14 Fumarolas volcánicas en Mount Saint Augustine, Alaska, E.E.U.U. Foto U.S. Geological Survey.

Los terrenos adyacentes a las fumarolas se encuentran normalmente hidrotermalizados (Fig. II-20), siendo caracterizados por minerales como alunita, jarosita, yeso, caolinita, dickita y residuos de sílice (*vuggy silica*), entre otros. También se tienen comúnmente acumulaciones de azufre nativo o *sofataras*. Las aguas termales asociadas a zonas fumarólicas son generalmente ácidas y con gran cantidad de material suspendido derivado de la disolución de las rocas. La acumulación progresiva de material suspendido da lugar a pozas de barro (ver Fig. II-15)



Fig. II-15 Pozas de barro caliente, Laguna del Maule, Chile.

El sellamiento de los conductos hidrotermales por precipitación de minerales secundarios puede conducir a una sobrepresión de fluidos, en ocasiones por sobre la presión litostática, generando explosiones hidrotermales y depósitos de brecha asociados. En las brechas hidrotermales, los fragmentos son angulosos, presentan alteración hidrotermal y no se reconoce material juvenil.



**Fig. II-16** Campo de geisers de El Tatio al amanecer, cuando el contraste térmico entre atmósfera y las manifestaciones es mayor y las columnas de vapor se aprecian en su mayor esplendor.

En superficie, los manantiales con alto contenido de sílice disuelto ( $> 300$  ppm) generalmente forman sínteres silíceos. Los sínteres silíceos pueden crecer con formas cónicas (ver Fig. II-18) ó en terrazas. Los sínteres silíceos pueden desarrollar, a de muestra de mano, texturas botroidales, mamelonares y estrías (ver Fig. II-17|Error! No se encuentra el origen de la referencia.).



**Fig. II-17** Tipo particular de depósitos de sínter silíceo conocido como geyserita. La fotografía abarca un área aprox. de  $10 \text{ cm}^2$ . El Tatio, Chile.





**Fig. II-18 Sínter cónico en geiser de El Tatio, II región , Chile.**

### Sistemas geotérmicos “maduros”

Antes de emerger en superficie los fluidos geotérmicos siguen trayectorias intrincadas en su migración desde el reservorio (ver Fig. II-21 y Fig. II-22). El *upflow* de un sistema geotérmico corresponde a la fracción del fluido de reservorio geotérmico que, por contraste de densidad, asciende verticalmente. El *outflow* corresponde a la porción de *upflow* que migra lateralmente y es descargado en la periferia del sistema hidrotermal, usualmente a menor elevación. Un pozo exploratorio perforado en la zona de *outflow* de un sistema geotérmico se distingue en teoría, por un aumento de temperatura hasta un cierto nivel de profundidad seguido por una inversión (enfriamiento) de temperatura.



**Fig. II-19 Suelos humeantes, sector de Calabozos, Chile.**

Si la interacción agua-roca ocurre por un periodo suficientemente prolongado como para que las soluciones termales alcancen un equilibrio químico con respecto a la roca de caja, se habla de un *rock-buffered system*, ó sistema geotermal maduro. Las soluciones termales maduras son generalmente del tipo clorurado neutro ( $Cl > 1000$  ppm) y son el blanco común de exploración geotérmica. Las asociaciones minerales típicas de sistemas maduros son del tipo adularia-sericita (principalmente cuarzo + adularia + sericita + pirita) y propilítica (principalmente cuarzo + clorita + epidota + pirita + calcita ± ceolita). Los depósitos epitermales de baja sulfidización (ej. Hedenquist, 1987) representan un caso particular de un sistema geotérmico tipo adularia-sericita. Los sistemas hidrotermales maduros de alta entalpía ocurren normalmente confinados a terrenos volcánicos tales como calderas o estratovolcanes, donde la fuente de calor usualmente corresponde a una intrusión a menos de 5 km de profundidad.



**Fig. II-20 Zona de alteración argílica avanzada producto de hidrotermalismo. Sector Laguna del Maule, Chile.**

## Sistemas hidrotermales “inmaduros”

Al interior y en las raíces de los centros eruptivos activos, se emplazan cuerpos magmáticos que al degasificarse imprimen a los fluidos hidrotermales un carácter ácido y altamente agresivo para las herramientas que se utilizan en la perforación. Esto, en conjunto con el hecho de que las rocas volcánicas frescas presentan en general una permeabilidad baja y el riesgo de erupciones volcánicas, hace que este tipo de sistemas no constituyan opciones viables para la utilización geotérmica. Tampoco se consideran interesantes los conos monogenéticos debido a que las anomalías térmicas usualmente se desvanecen rápidamente. En un sistema hidrotermal inmaduro, la composición de los fluidos no está en equilibrio con la química de las rocas, por lo que la mineralogía y el tipo de alteración hidrotermal está subordinado a los fluidos, debido a esto se denominan en inglés *fluid-buffered systems*. La asociación mineral típica de estos sistemas es sulfato-ácida o argílica avanzada (ver Fig. II-20). Los depósitos epitermales de alta sulfidación (Hedenquist, 1987; Sillitoe, 1993) representan un caso particular de ambientes hidrotermales volcánicos de alta temperatura capaces de transportar metales preciosos. Dada la morfología de calderas y cráteres volcánicos, es frecuente que se formen lagos, que debido a la absorción de gases como HCl, HF y SO<sub>2</sub>, pueden presentar pH muy bajo (ver Fig. II-21)

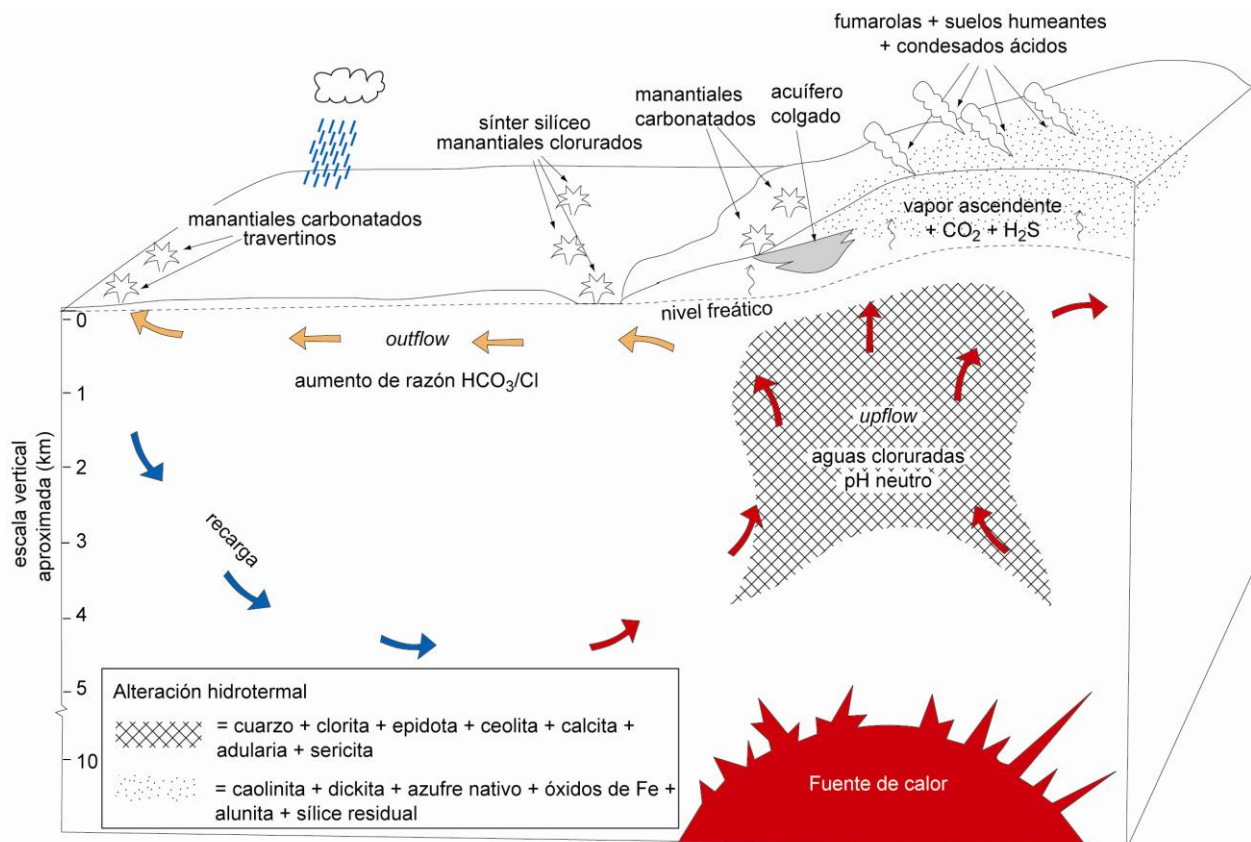


Fig. II-21 Modelo conceptual de un sistema geotérmico de alta entalpía líquido-dominante convectivo en terreno volcánico, mostrando la interrelación de las manifestaciones termales superficiales, la alteración hidrotermal y los componentes principales del sistema geotérmico (modificado de Hochstein, 1990).

Tanto los sistemas volcánicos como geotérmicos pueden presentar similares manifestaciones termales y estilos de alteración hidrotermal en superficie, aunque las características químicas de las descargas termales suelen diferir (ver capítulo D “Geoquímica de los Fluidos Geotermales”). Las alteraciones de tipo sulfato-ácida también difieren en extensión, estando generalmente confinadas a la región vadosa (sobre el nivel freático) en sistemas geotérmicos no-volcánicos.

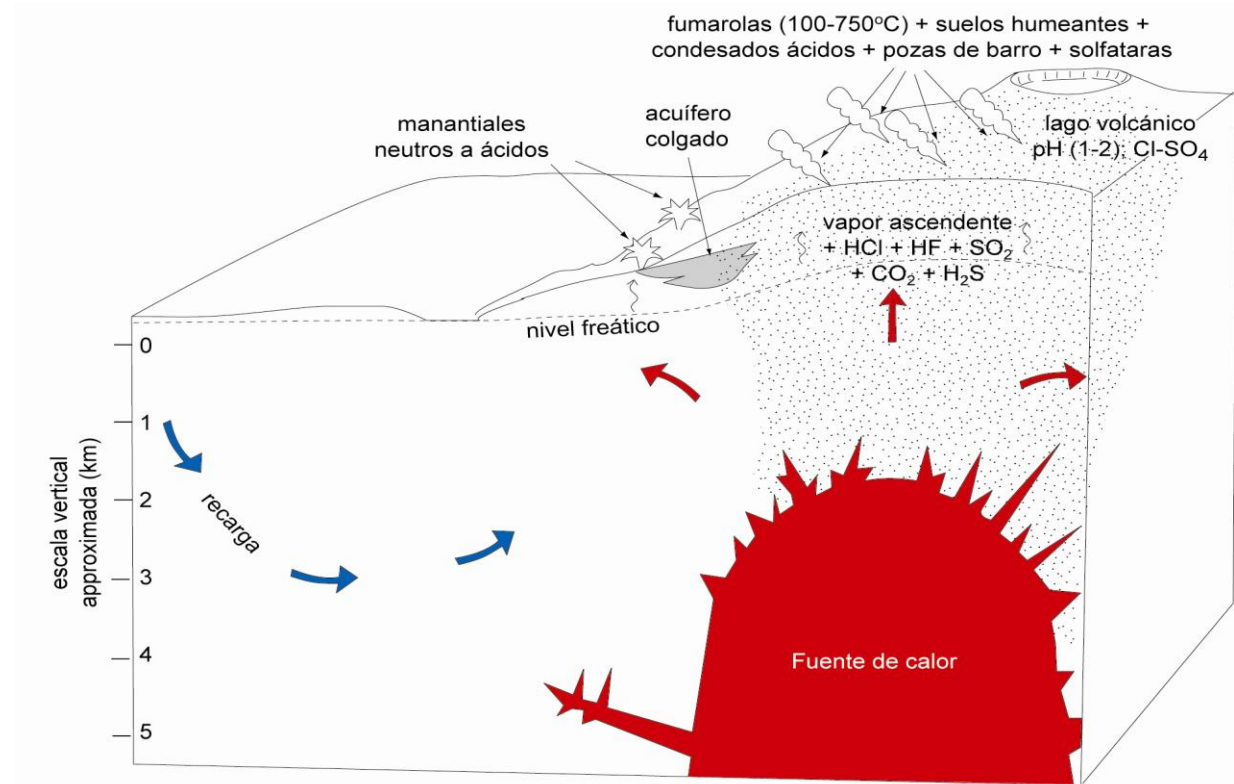


Fig. II-22 Modelo conceptual de un sistema hidrotermal volcánico de alta entalpía convectivo. Las alteraciones argílica abarcan todo el rango vertical incluyendo minerales diagnósticos como pirofilita (arcilla de alta temperatura). Modificado de Hochstein, 1990.



Fig. II-23 Cristales de azufre acicular sublimado alrededor de pequeños geisers y suelos humeantes en el sector de Calabozos, Chile. La foto muestra una sección de aprox. 20 cm.

## Clasificación de los sistemas geotérmicos

Se han propuesto varias clasificaciones para los sistemas geotermales, una de las más populares desde el punto de vista de la utilización de recursos es aquella que los divide entre sistema de alta ó baja temperatura/entalpía. Otra clasificación agrupa a aquellos que son dominados por agua caliente (líquido - dominantes) en una categoría y a los que predomina una fase gaseosa (vapor - dominantes) en otra, y también se los ha clasificado como volcánicos y no volcánicos. En general, esta última coincide con la de sistemas de alta y baja temperatura, respectivamente.

A continuación se presentan las distintas categorías de sistemas que se han reconocido y los rasgos que los caracterizan, de tal manera que sea posible discriminar entre ellos y así reconocer el tipo de sistemas que presente una mayor afinidad con los que existen en la Cordillera Principal de Chile Central. Dependiendo del medio físico que almacena el calor, sea éste magma, roca o fluidos, los sistemas geotérmicos se pueden clasificar en magmáticos, de roca caliente seca o hot dry rock (HDR) e hidrotermales, respectivamente. Estas categorías se describen a continuación.

### a) Sistemas magmáticos

En los márgenes de subducción, divergentes (ridges hemi-oceánicos y rifts) y en los hotspots ocurre la generación de magmas en el manto superior, estos cuerpos tienen una flotabilidad mayor que las que los hospedan, y debido a esto comienzan a ascender a través de la corteza. Estos fundidos pueden emplazarse a diferentes niveles en la corteza ó ascender hasta alcanzar la superficie, en cuyo caso se manifiestan a través de volcanismo. La temperatura a la que se encuentran los magmas oscila entre 650° y 1300°C dependiendo de la composición de éste y la capacidad calórica que tienen estos cuerpos es alta. Esta energía puede liberarse violentamente a través de erupciones o lentamente, en el tiempo que le toma cristalizar en profundidad. Si se conoce el volumen y temperatura de un intrusivo emplazado a una profundidad < 5 km es posible calcular la capacidad calórica que este tiene y así, estimar las posibilidades de éste para ser explotado como un recurso geotermal.

### b) Sistemas “Hot-Dry Rock”

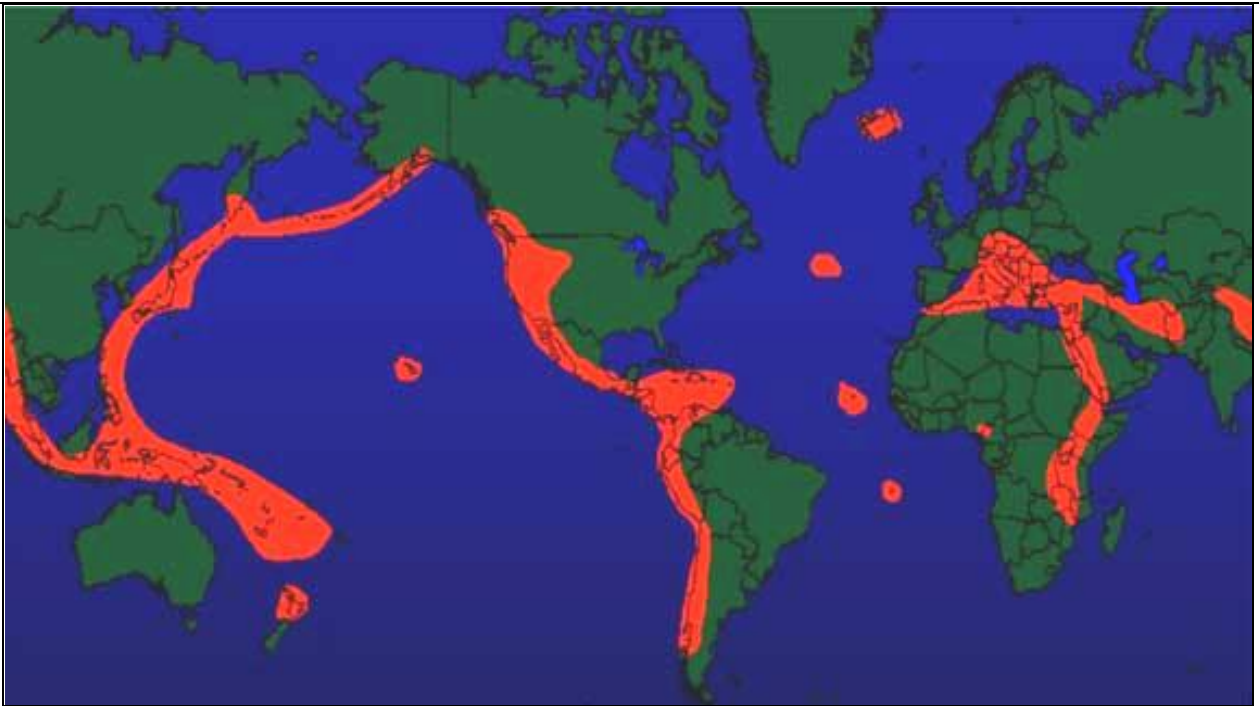
Los sistemas geotermales con reservorios de roca - caliente - seca (HDR) se caracterizan por estar hospedados en rocas cuya permeabilidad es casi nula. Para su explotación se debe inducir un fracturamiento artificial en la roca. Lo cual se lleva a cabo inyectando agua a presión y provocando así un fracturamiento hidráulico. Luego se hace circular agua fría a través de la red de fracturas y se captura el agua caliente en otro pozo, con lo que se forma un ciclo cerrado. Actualmente en Europa los proyectos HDR tienen gran desarrollo, principalmente en Francia y Alemania donde se han alcanzado profundidades de perforación de hasta 5060 m. Así, técnicamente se ha demostrado que es factible explotar estos recursos, sin embargo los altos costos asociados hacen que aún no sea rentable. Para reservorios cuyas rocas son semi - permeables o de permeabilidad baja se ha propuesto la clasificación de roca – caliente – húmeda ó HWR (por su denominación en inglés: “Hot Wet Rock”). Estos sistemas (HDR y HWR) se conocen como “sistemas geotérmicos mejorados” (“*Enhanced geothermal systems*”) y no requieren de altos gradientes geotérmicos para su explotación.

### c) Sistemas hidrotermales

Un sistema geotérmico hidrotermal se compone básicamente de una fuente de calor y de un reservorio donde los fluidos geotérmicos residen. Distintas tasas de flujo en los sistemas hidrotermales y diferencias en el mecanismo de transferencia de calor, han conducido a clasificarlos en *dinámicos* y *estáticos*, donde los primeros presentan un reservorio que es continuamente recargado por aguas meteóricas, formando así un ciclo de infiltración, calentamiento y descarga superficial. De esta manera, estos sistemas transfieren calor principalmente por convección y advección. Por otra parte, los sistemas estáticos tienen una recarga de fluidos escasa o nula y la transferencia de calor se realiza mayoritariamente por conducción.

Los sistemas geotérmicos se pueden clasificar como sistemas de *alta entalpía*, si la temperatura en profundidad supera los 180°C, ó de *baja entalpía*, en el caso de que la temperatura en profundidad sea inferior a 180°C. En general, los sistemas de alta entalpía obtienen su calor de rocas calentadas por cámaras magmáticas asociadas a volcanes que registren actividad reciente (al menos hace 50 ka). Los sistemas de baja entalpía presentan manifestaciones termales cuyos fluidos se filtran hasta mayores profundidades y son calentadas en condiciones geotermales homogéneas. En este tipo de sistemas, las zonas de falla de alto ángulo cumple un rol esencial que permite la infiltración profunda de aguas meteóricas y el posterior ascenso expedito de los fluidos. En algunas cuencas sedimentarias que presentan tasa de sedimentación altas, se pueden entrapar fluidos entre capas impermeables. Si posteriormente se desarrollan fallas que corten estas capas impermeables estos fluidos pueden ascender producto de la sobrepresurización a la que se encuentran sometidos en profundidad. Esta presión puede eventualmente llegar a ser litostática y en este caso opera el mecanismo de transporte de fluidos en la corteza conocido como “válvula de falla” (ver capítulo II.iii), dado que los fluidos en este tipo de sistemas usualmente se encuentran mineralizados, pueden convertirse en importantes recursos minerales. Genéricamente se denominan sistemas *geopresurizados* y constituyen un caso especial de sistemas estáticos. Como resultado de la sobrepresión de fluidos, los sistemas geopresurizados tienen la capacidad de realizar trabajo mecánico y además contienen energía termal. Algunos ejemplos de sistemas geotérmicos no asociados a volcanismo reciente ocurren en la provincia de Basin and Range, E.E.U.U. y en el graben del Rhin, en Alemania.

Los sistemas de alta entalpía se localizan preferentemente a lo largo de márgenes de placas, ya sea convergentes, como es el llamado “Cinturón de Fuego del Pacífico” (e.g. Nueva Zelanda, Japón, Indonesia, Kamchatka y Chile) o divergentes (e.g. Islandia). También existen provincias geotérmicas de intra-placa asociadas a *hot - spots*, como Hawai o Yellowstone (Fig. 1.3).



**Fig. II-24** Mapa de regiones que presentan campos geotérmicos de alta entalpía con posibilidad de producir energía geotermoeléctrica en el mundo.

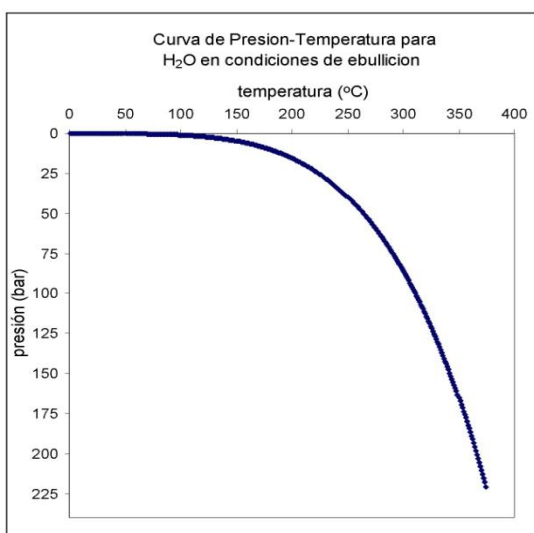
En Chile existen varios campos geotermales que han sido reconocidos como posibles sistemas de alta entalpía. Algunos ejemplos de ellos son El Tatio-La Torta (Lahsen y Trujillo, 1975; Lahsen, 1976), Apacheta (Urzúa et al., 2002), Calabozos (Grunder et al., 1987), Nevados de Chillán (Sepúlveda y Lahsen, 2003) y Cordón Caulle (Sepúlveda et al., 2004). Sin embargo solamente en el Tatio, Puchuldiza y Nevados de Chillán se ha llegado a la etapa de perforación, confirmando la existencia de altas temperaturas en profundidad (> 250°C en Tatio y Puchuldiza; Lahsen, 1976; 1988; Lahsen y Trujillo, 1976; hasta 198°C en Chillán; Sepúlveda y Lahsen, 2003).

Dependiendo del contenido relativo de líquido y vapor, los sistemas hidrotermales se clasifican en líquido-dominantes y vapor-dominantes (White, 1973). Los sistemas líquido-dominantes se subdividen en sistemas de agua caliente (*hot water fields*) y sistemas de vapor húmedo (*wet steam fields*). Los sistemas líquido-dominantes de agua caliente contienen agua en fase líquida solamente, con temperaturas de reservorio inferiores a la temperatura de ebullición. Algunos ejemplos de sistemas de agua caliente en explotación son la cuenca de París (Francia) y Klamath Falls (Oregon, EEUU). En los sistemas líquido-dominantes de vapor húmedo, el agua es una fase continua que determina el perfil de presión en el reservorio (**Fig. II-25**), y el vapor ocurre en forma discontinua, como burbujas discretas, sin un efecto significativo en el perfil de presión. En los sistemas vapor-dominantes, agua y vapor coexisten en el reservorio pero el vapor es la fase principal que controla la presión del reservorio.

## F. Condiciones de temperatura y presión en sistemas geotermales

En las raíces de los sistemas geotermales ocurre la transferencia de calor desde fuentes magmáticas al fluido circulante. Los modelos clásicos (e.g. Fournier, 1989) proponen la circulación profunda de fluidos sobre el techo y costados de una fuente magmática, la cual está rodeada de una fina capa donde el calor es transmitido por conducción (ver Fig. II-26). En este escenario, la temperatura de los fluidos en la base de un sistema geotermal convectivo depende de la tasa de conducción de calor desde el la fuente al fluido, de la tasa de flujo y de la entalpía proveniente de las posibles adiciones magmáticas. Las observaciones realizadas en pozos geotérmicos muestran que la temperatura que los fluidos pueden alcanzar (y excepcionalmente superar) en profundidad es de alrededor de 400°C. Dependiendo de la presión, estos fluidos encontrarse como una o dos fases. Un ejemplo de la existencia de dos fases son los sistemas vapor-dominante (e.g. Larderello, Italia). En ellos, la fase móvil es vapor (generalmente la fracción de vapor es <10% en volumen (Giggenbach, 1980; Arnórsson et al., 2007)) y su temperatura es siempre cercana a 240°C, correspondiente a la máxima entalpía del vapor saturado (Arnórsson et al, 2007). La diferencia entre sistemas de una fase y dos es notable; en el primer caso la temperatura y presión son variables independientes, mientras que en el segundo la presión determina la temperatura en profundidad.

Los estudios que se han realizado en campos geotermales de Islandia y E.E.U.U. para estimar las pérdidas de calor por transferencia, indican que esta capa debe ser extremadamente delgada (e.g. 13 metros de espesor en Grimsvoth, Islandia). En consecuencia, el gradiente geotérmico en esta capa conductiva es sumamente alto.

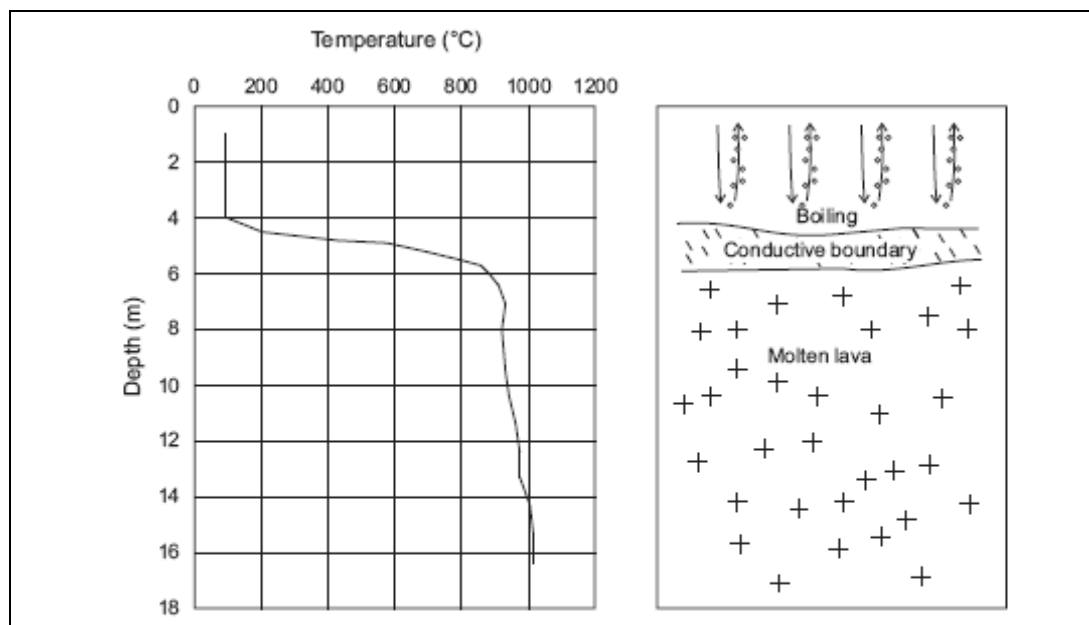


**Fig. II-25 Perfil de presión-temperatura de agua en condiciones de saturación, comúnmente encontrado en sistemas de alta entalpía líquido-dominantes de vapor húmedo. Modificado de Sepulveda, 2005.**



En la Fig. II-26 se muestran datos impresionantes obtenidos por Jónsson and Matthíasson (1974) tras una erupción en la isla de Heimaey al norte de Islandia al perforar un pozo en lava y bombear agua dentro de él. Este experimento se llevó a cabo para evitar que la lava alcanzara un poblado cercano a Heimaey, y produjo un verdadero “sistema geotermal forzado” que entregó información valiosa sobre los procesos transferencia de calor y enfriamiento del magma.

Los campos geotermales ubicados sobre cuerpos magmáticos y emplazados en rocas permeables pueden ser analogados a este experimento en cuanto a su transferencia calórica y esto, proporciona un contexto mas claro sobre los parámetros que condicionan los procesos químicos que ocurren en profundidad.



**Fig. II-26** Perfil de temperatura en una perforación realizada en lava fundida en la isla de Heimaey, Islandia y a la derecha un modelo de transferencia térmica para un sistema geotermal volcánico. Modificado de Arnórsson (2007).

En las zonas cercanas al reservorio geotermal hay una mayor cantidad de componentes fugitivos como  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $SO_2$ ,  $H_2$ ,  $HCl$ ,  $HF$ , y otras especies metálicas cloruradas y fluoradas. Éstas, tras incorporarse a la fase fluida, se mantendrán en solución siendo transportadas por el fluido hasta que este, generalmente por desgasificación y/ó enfriamiento, se satura detonando su precipitación. Si este sistema se mantiene estable en el tiempo y en un espacio acotado, puede dar origen a yacimientos minerales (Hedenquist and Lowenstern, 1994).

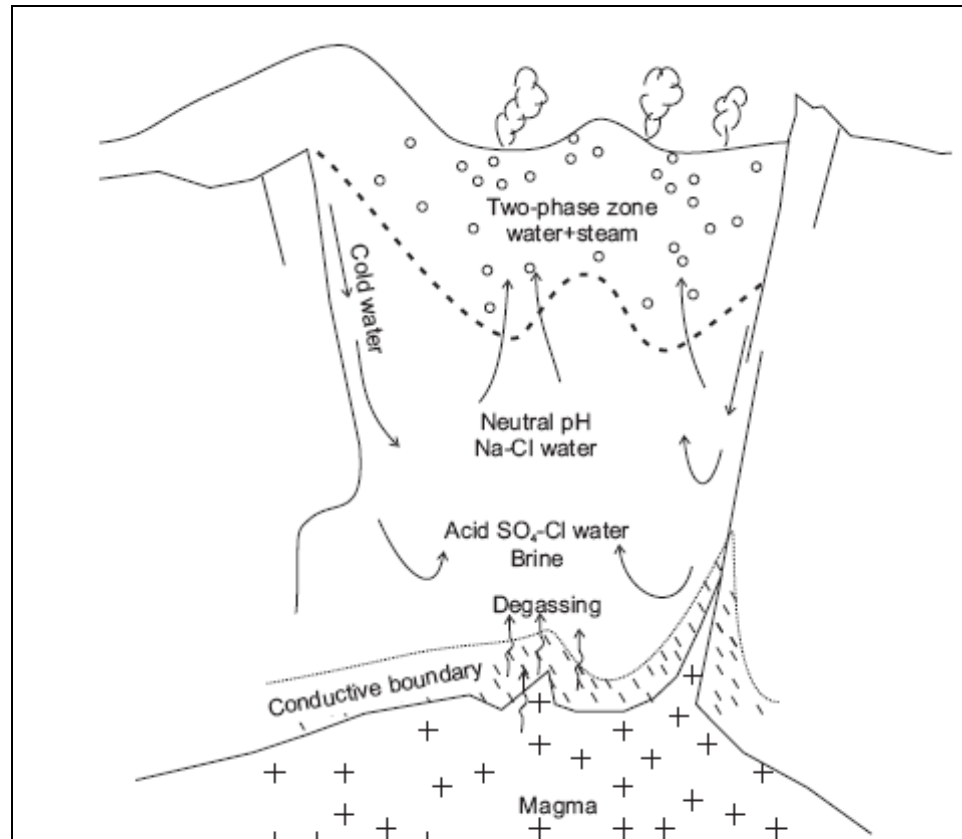


Fig. II-27 Sección esquemática de un sistema geotermal volcánico donde se aprecian fluidos primarios y secundarios Modificado de Arnórsson, 2007.

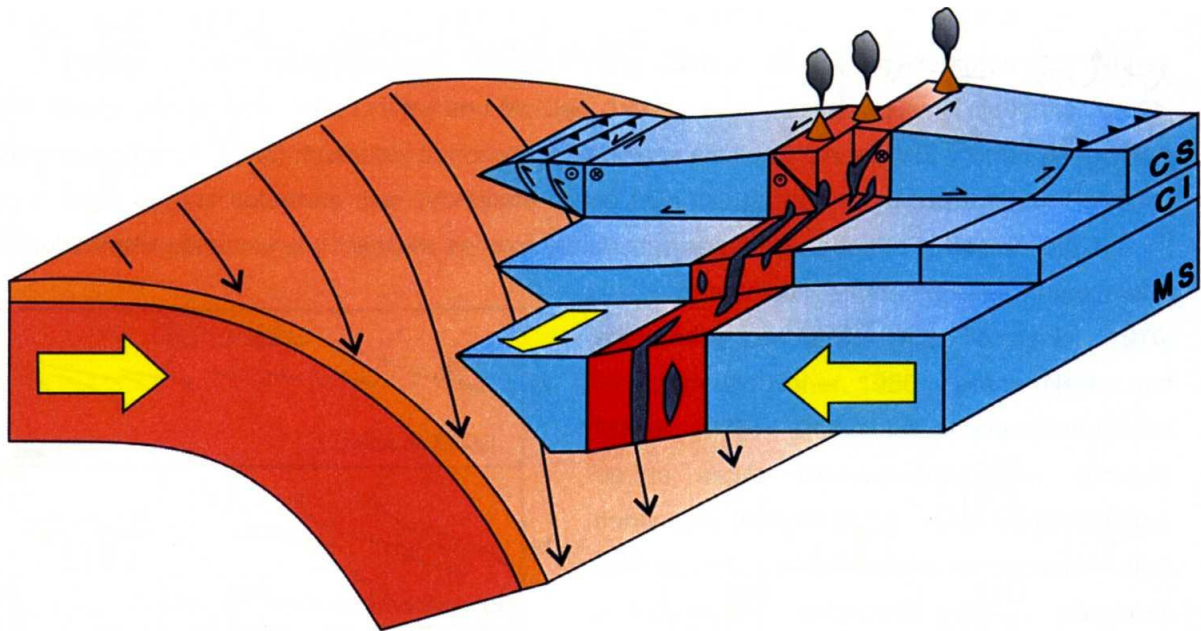
## G. Estructura geológica de los sistemas geotermales volcánicos

(e.g. Arnórsson et al; 2007)

Aunque cada sistema geotermal es diferente de los demás y en definitiva, único, es posible reconocer ciertos rasgos comunes a la mayoría de los sistemas volcánicos; la naturaleza de la fuente calórica es magmática y, debido esto, el ambiente geológico en que ellos ocurren se restringe a: márgenes convergentes, márgenes divergentes (ó rifting) y volcanismo asociado a puntos calientes.

En los márgenes convergentes por subducción de corteza oceánica bajo litósfera continental, los sistemas geotermales están frecuentemente asociados a estratovolcanes andesíticos cuya alimentación puede ocurrir a través de pulsos o inyecciones de magma proveniente de una fuente principal (un reservorio o cámara magmática), o desde un cuerpo magmático más profundo en las raíces del volcán. La existencia de un arco magmático en la placa cabalgante permite acomodar una parte considerable de la deformación asociada a la convergencia, por lo tanto, es posible discernir entre distintos dominios geotectónicos asociados a los arcos. En general, los arcos magmáticos no acomodan extensión pura o

compresión pura, sino que presentan regímenes mixtos de tipo transpresivos o transtensivos (Grocott et al., 1994), y en estos ambientes se enmarcan las manifestaciones termales. En la Cordillera Principal de Chile Central se ha documentado actualmente transpresión (Cembrano y Lavenu, 1994) así como también otros autores sostienen que al interior de la Cordillera Principal predomina un régimen de rumbo dextral (Farías et al., 2007). Los orógenos en general y en particular los Andes no son, sin embargo, un medio homogéneo e isotropo, por lo que la deformación se *compartimentaliza* y por lo tanto, es posible reconocer *compartimentos* donde se acomoda deformación principalmente compresional y otros que acomodan mayor deformación en el rumbo (ver Fig. II-28), e incluso en algunos casos es posible encontrar, a escala más pequeña, sistemas extensionales o transtensionales.



**Fig. II-29 Geometría y cinemática de los márgenes convergentes con subducción oblicua.** En este contexto, la componente tangencial impuesta por la oblicuidad de la subducción se transfiere a la corteza inferior (CI) a través del manto superior (MS). La debilidad litoestructural del arco magmático hace que este acomode una parte importante de la componente lateral de la deformación mientras que el antearco y el trasarco absorben preferentemente el acortamiento. Existen numerosas variaciones de este modelo de compartimentalización de la deformación. Modificado de Cembrano (2007).

El magma a muy alta temperatura y relativamente pobre en volátiles característico de los márgenes divergentes, donde predomina extensión, asciende fácilmente a través de la corteza oceánica y esto da origen a un volcanismo efusivo de composición basáltica. En las raíces de estos sistemas se emplazan los denominados *sheeted dyke complexes*, los cuales constituyen la fuente de calor que alimenta a los numerosos sistemas geotermales asociados a dorsales medio oceánicas. Ejemplos notables de ellos son los espectaculares *white* y *black smokers* (Fig. II-30).



**Fig. II-30** Sistemas geotermales submarinos asociados a dorsales en expansión; a) Fumarola submarina de tipo *Black Smoker* ubicada en la dorsal atlántica frente a las costas de Europa y b) Champagne vent, un ejemplo de fumarola submarina de tipo *White smoker*, en Dominica. (Fotografías de IFM GeoMar)

En contraste, los magmas típicos de márgenes convergentes presentan un alto contenido de volátiles por lo que la probabilidad de que ocurran erupciones explosivas es mayor. La evidencia en terreno de violentas erupciones es elocuente; las estructuras de tipo caldera son comunes en los Andes y están asociadas al colapso de edificios volcánicos y al rápido vaciamiento de cuerpos magmáticos emplazados a profundidades someras en la corteza. Muchos sistemas geotermales volcánicos en márgenes convergentes se ubican en las inmediaciones de estas calderas.

Los distintos ambientes geodinámicos tienen asociadas manifestaciones geotermales diferentes. La temperatura y composición de los reservorios calóricos, la composición química y mineralógica de las rocas con que interactúan los fluidos, y también la presión y temperatura a la cual ocurren los procesos de mezcla y separación de fases son disímiles y esto tiene profundas implicancias sobre la composición de los fluidos, por lo que un análisis adecuado de la química e isotopía de ellos puede dar cuenta de las condiciones y procesos a los que éstos se han visto sometidos.

Las manifestaciones termales también pueden estar asociadas a puntos calientes, los cuales aparentemente no tienen una relación directa con la dinámica de márgenes de placa. En principio, si el punto caliente se ubica sobre un continente (e.g. Yellowstone, E.E.U.U.), o sobre corteza oceánica (e.g. Azores, Hawaï, Kerguelen, Galapagos, etc.) las rocas con las que interactúan los fluidos serán diferentes. La composición geoquímica de los magmas asociados a puntos calientes tienen diversas firmas, por lo tanto, también los fluidos que estos magmas emanan tienen firmas distintas. Finalmente, el tamaño, origen, movilidad, y régimen tectónico de las zonas de *hot spot* es propio de cada caso, por lo tanto, es complejo reconocer patrones comunes entre los sistemas geotermales asociados a puntos calientes, sin que ello signifique que no se puedan aprovechar los recursos geotermales. De hecho, en “The Geysers”, E.E.U.U., se encuentran algunas de las plantas geotermoeléctricas de mayor producción en el mundo.

### III. Marco Geológico y Tectónico

#### A. Marco Geológico

##### Marco geológico regional

**G**rosso modo, se puede decir que el margen occidental de Sudamérica del sur se caracteriza por la acreción terrenos alóctonos durante el Paleozoico (e.g. Charrier et al., 2007) y, desde el Jurásico hasta el Presente, por la subducción de corteza oceánica (Mpodozis y Ramos, 1989). El magmatismo, la variedad y distribución de yacimientos, la orogénesis, evolución de cuencas y regímenes tectónicos que han existido durante toso ese tiempo parecen estar estrechamente ligados a este rasgo de primer orden. En la Cordillera Principal de Chile Central afloran rocas volcánicas y sedimentarias continentales y marinas, cuyas edades van desde el Jurásico Medio hasta la actualidad, éstas son intruidas por filones, diques, lacolitos, stocks y batolitos de edad Miocena a Pleistocena (Thiele, 1980).

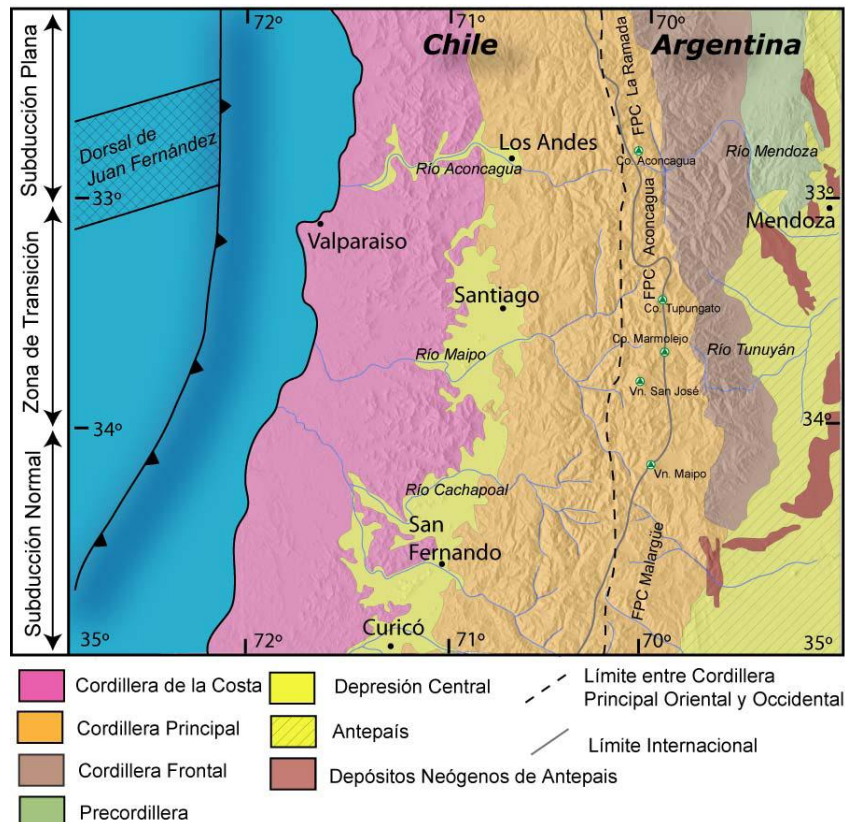
En Chile Central se observan los principales rasgos morfoestructurales que caracterizan la vertiente occidental de Los Andes, los cuales se disponen en franjas de orientación norte – sur que, desde oeste a este, corresponden a:

- Cordillera de la Costa
- Depresión Central
- Cordillera Principal (parte occidental)

Las unidades morfoestructurales que afloran en la vertiente oriental de Los Andes corresponden a:

- Cordillera Principal (parte oriental)
- Cordillera Frontal
- Precordillera
- Antepaís andino

Las manifestaciones termales consideradas dentro de este trabajo se ubican en su mayoría en la Cordillera Principal. No obstante, las fuentes termales ubicadas al norte de los 33°S, donde no existe la Depresión Central, se ubican donde el sistema de falla Pucuro – San Ramón se une a la traza de la falla Infiernillo (ver Fig. III-1). Poniendo en contacto las rocas de la Cordillera de la Costa con las de la Cordillera Principal. Es el caso de los Baños de la Higuera (higu), Baños del Corazón, Termas de Jahuel, Baños del Parrón, (parr) y Baños el Barro (elba).



**Fig. III-2 Principales unidades morfoestructurales de la Cordillera de los Andes de Chile Central y Argentina centro-occidental. Modificado de Fock, 2005.**

### Marco geológico local

De manera general, se puede decir que los actores geológicos principales que intervienen en los sistemas geotermales de la Cordillera Principal de Chile Central son:

- 1) Las rocas que existen previamente al desarrollo del magmatismo andino joven y sistemas hidrotermales.
- 2) Cuerpos ígneos asociados al arco volcánico actual (Zona Volcánica Sur), cuyas raíces aún activas constituyen posibles reservorios de calor alimentadores de los sistemas geotermales.
- 3) Los elementos estructurales presentes en la zona que puedan verse involucrados en el transporte o entrapamiento de los fluidos.
- 4) Aguas meteóricas.

Dado que los puntos 1) y 2) se refieren a las rocas de la región mientras que 3) trata de los sistemas estructurales que afectan a estas rocas, para la confección de un marco geológico de la zona de estudio adecuado a la problemática que aborda este trabajo se han desarrollado solamente estos puntos. El

punto 4) Corresponde a un factor que no atañe particularmente a la geología local y se aborda dentro de la Introducción en el sub-capítulo I.vi “Clima de la zona de estudio”.

## 1. Rocas Intrusivas

Las rocas intrusivas que afloran en la Cordillera Principal de Chile Central se encuentran alineadas en franjas norte-sur cuya edad, en general, decrece hacia el este (ver Fig. III-3). Desde el límite occidental de la Cordillera Principal estos cuerpos intrusivos se agrupan según su edad en:

### **Intrusivos Hipoabisales del Eoceno Superior– Mioceno Inferior**

Los cuerpos intrusivos de esta etapa intruyen a las Formaciones Las Chilcas, Lo Valle y Abanico. Se trata de numerosos stocks, filones-manto, cuellos volcánicos y diques que han sido datado radiométricamente. Las partes aflorantes de estos cuerpos se extienden por hasta 8 Km<sup>2</sup> (Fock, 2005) y, litológicamente varían entre gabros y andesitas de piroxeno. La similitud geoquímica entre estos cuerpos y las lavas de la Formación Abanico llevó a Wall *et al.* (1999) a proponer que estos cuerpos serían los conductos que alimentaban a los centros eruptivos de los cuales surgieron las lavas de la Formación Abanico.

### **Intrusivos del Mioceno Inferior**

Estos intrusivos corresponden a plutones de dimensiones moderadas que intruyen a la Formación Abanico. Han arrojado edades que oscilan entre los 20 y 18 Ma (Fock, 2005). Su litología característica es granodiorítica. Ejemplos de ellos son los plutones de: La Obra, San Francisco y el Plutón del Salto del Soldado (Thiele, 1980; Kurtz *et al.*, 1997; Rivano y Sepúlveda, Hoja Quillota-Portillo).

### **Intrusivos del Mioceno Medio - Superior**

Franja de intrusivos ubicados al este de los anteriormente mencionados, ejemplos de ellos son el Plutón San Gabriel y La Gloria. El rango de edad de estos varía entre los 13 y 8 Ma (Fock, 2005). Litológicamente corresponden granodioritas, monzogranitos y monzonita cuarcífera (Kurtz *et al.*, 1997).

### **Intrusivos Pliocenos - Pleistocenos**

Es la franja más oriental de plutones que afloran en Chile Central, para ellos se han obtenido edades que varían desde los 3,4 Ma (Ramos *et al.*, 1997) hasta intrusivos que presentan edades cercanas al millón de años (Intrusivo Los Lunes (Godoy y Lara 1994). Las litologías de estos intrusivos varían entre tonalitas y pórfidos dacíticos.

## 2. Rocas Estratificadas

Las formaciones descritas en la Depresión Central y Cordillera Principal de Chile Central abarcan edades que van desde el Mesozoico hasta el Holoceno. Estas últimas consisten en rocas volcánicas y depósitos recientes no consolidados provenientes de la erosión de las cordilleras de la Costa y de los Andes. Estas formaciones se describen brevemente a continuación ordenadas de más antigua a más joven:

### **Formación Nieves Negras**

*Álvarez et al., (1997)*

Esta formación consiste en una secuencia de areniscas finas a medias con intercalaciones de pelitas negras, limolitas y niveles de brechas basales expuestas en la parte oriental de la Cordillera Principal. Su espesor es desconocido debido a que no aflora la base. Los niveles superiores muestran una serie rítmica de capas potentes de areniscas de grano grueso y niveles delgados de limolita (Álvarez et al., 1997; Charrier et al., 2002). Los fósiles contenidos en ella permiten asignarle una edad Bathoniano - Caloviano Temprano (Álvarez et al, 1997). Subyace concordantemente a la Formación Río Colina.

### **Formación Río Colina**

*González (1963)*

Esta formación corresponde a una secuencia de sedimentos marinos compuesta principalmente por calizas y lutitas calcáreas oscuras, lutitas estratificadas, areniscas y conglomerados finos, con algunas intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas (Fock, 2005). Se observa en ella yeso interestratificado y formando intrusiones diapíricas (Thiele, 1980). Aflora en la parte oriental de la Cordillera Principal. Su espesor mínimo es de 800 m. y el material fósil encontrado, permite asignarle una edad Caloviano – Oxfordiano. Subyace concordantemente a la Formación Río Damas.



Fig. III-4 Diapiro de yeso en las cercanías del volcán Planchón, VI región, Chile.



### **Formación Río Damas**

*Klohn (1960)*

Esta formación corresponde a una secuencia continental de ~3.000 m. de conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas, limonitas, lavas andesíticas y pequeños niveles de yesos, expuestos en la parte oriental de la Cordillera Principal. Se encuentra dispuesta concordantemente sobre la Fm. Río Colina (Caloviano - Oxfordiano) y bajo la Fm. Lo Valdés (Tithoniano) por lo que se le asigna una edad Kimmeridgiana (Thiele, 1980).

### **Formación Lo Valdés**

*González (1963)*

Es una formación compuesta por una secuencia de lavas andesíticas con intercalaciones de sedimentos marinos en su miembro inferior y calizas, calizas fosilíferas, calcilitas, lutitas y areniscas calcáreas en su miembro superior (Hallam *et al.*, 1986). Aflora en la Cordillera Principal Oriental. Se dispone concordantemente sobre la Formación Río Damas y bajo la Formación Colimapu (Thiele, 1980). En base al abundante material paleontológico encontrado se le asigna una edad Tithoniano – Hauteriviano. Su espesor estimado es de 1350 m.

### **Formación Colimapu**

*Klohn (1960)*

Corresponde a una secuencia continental compuesta por areniscas, lutitas, conglomerados e intercalaciones de tobas, andesitas y calizas, en capas lateralmente discontinuas. Localmente su espesor alcanza ~2.000 m. (Thiele, 1980). Su edad se ha acotado entre el Hauteriviano (contacto basal concordante) y Albiano (Martínez y Osorio, 1963 en base a material fósil; en Fock, 2005). Aflora en el límite occidental de la Cordillera Principal Oriental y subyace discordantemente a la Formación Abanico (Charrier *et al.*, 1996; Charrier *et al.*, 2002a).

### **Estratos del Cerro Los Ratones**

*Sellés y Gana (2001)*

Consiste en una secuencia volcánica y subvolcánica compuesta de tobas de lapilli y brechas piroclásticas, algunas lavas andesíticas e intercalaciones sedimentarias continentales. Su espesor aproximado es de 450 m. Está intruida por stocks y diques datados en 36 y 22 Ma pero no existen antecedentes geocronológicos que permitan determinar la edad absoluta de estos estratos se le asigna por lo tanto al Cretácico Superior (?) – Paleoceno (?) (Sellés y Gana, 2001). Aflora principalmente en la Depresión Central, al sur del río Maipo, y en pequeños cerros-isla al sur del cordón del Cerro los Ratones..

## **Formación Abanico**

*Aguirre (1960)*

Esta formación corresponde a una secuencia de lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas, e intercalaciones sedimentarias continentales cuyo espesor total se estima en ~3.000 m. Esta formación se encuentra, en general, suavemente plegada en estructuras de amplia longitud de onda, pero localmente puede estar intensamente deformada. Presenta metamorfismo pervasivo de muy bajo grado (Aguirre, 1960; Thiele, 1980). Las dataciones radiométricas y el material fosilífero han arrojado edades correspondientes al Eoceno Superior – Mioceno (Wyss *et al.*, 1994; Charrier *et al.*, 1996, 2002; Gana *et al.*, 1997; Sellés, 1999; Fuentes *et al.*, 2000; Sellés *et al.*, 2000; Fuentes *et al.*, 2002; en Fock, 2005). En Angostura de Paine, los depósitos de la Formación Abanico se disponen en discordancia de erosión sobre las rocas de la Formación Las Chilcas, observándose un hiatus de casi 90 Ma (Sellés *et al.*, 2000).

El límite oriental de la Formación Abanico lo forman las rocas de la secuencia Mesozoica descrita, con la que se encuentra en contacto por medio del sistema de fallas regionales El Diablo – El Fierro (Godoy *et al.*, 1999; Baeza, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Fock *et al.* 2006). Subyace a la Formación Farellones mediante un contacto variable que se ha reportado discordante, pseudo-concordante (Charrier *et al.*, 2002), concordante y por falla (Godoy *et al.*, 1999).

## **Formación Farellones**

*Klohn (1960)*

Sucesión compuesta principalmente de lavas, además de tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas. Se apoya sobre la Formación Abanico mediante el contacto transicional mencionado anteriormente. Las dataciones radiométricas realizadas le asignan una edad Miocena. Su espesor es de 2.500 m, aumentado por los numerosos mantos intrusivos y lacolitos del Mioceno Superior – Plioceno que la intruyen (Thiele, 1980; Fock *et al.*, 2006). El techo de esta formación corresponde a la actual superficie de erosión (Thiele, 1980; Fock *et al.*, 2006).

## **Depósitos de la Depresión Central**

La Depresión Central se extiende desde los 33°S hasta los 40°S y los depósitos aluviales Pleistocenos y Holocenos que la rellenan provienen de la erosión de la Cordillera de la Costa y de la Cordillera de los Principales que la flanquean por el oeste y el este respectivamente. Además, contribuyen algunos depósitos volcánicos Pleistocenos – Holocenos (?) provenientes de centros ubicados, en general, en la región más alta de la cordillera y a veces a gran distancia de la Depresión central. Algunos autores sostienen que el espesor de esta cubierta aluvial es de ~500 m (e.g. Thiele, 1980; Rauld, 2002). Entre los 28° - 33° S, la Depresión Central desaparece, en esta zona se reconoce una serie de cordones montañosos relativamente bajos que conectan la Cordillera Principal con la Cordillera de la Costa.

### 3. Unidades volcánicas Pleistocenas-Actual asociadas a la Zona Volcánica Sur

Las raíces de estos edificios volcánicos son candidatos apropiados a fuentes de calor alimentadoras de los sistemas geotermales. Aunque la posición exacta, geometría y propiedades físicas y químicas de estos cuerpos no pueden ser conocidas con certeza, las cronologías eruptivas, volúmenes de material extruído y petrología de estas rocas volcánicas es información valiosa que puede utilizarse para conocer las interrogantes planteadas.

#### **Unidad Volcánica Antigua (UVA)**

*Thiele y Katsui (1969); Thiele (1980)*

Dentro de esta unidad se agrupan coladas de lavas andesíticas y traquiandesíticas provenientes de los volcanes Tupungato, Cerro Marmolejo y el cordón del Cerro Castillo (Thiele, 1980). Estos edificios corresponden a la divisoria de aguas por lo que se encuentran en la frontera chileno – argentina y su zócalo corresponde a las unidades paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. Fock (2005), sostiene que estas rocas volcánicas “Aparecen sellando todas las estructuras de pliegues y fallas de fines del Mioceno que caracterizan la región”. Thiele (1980) les asigna una edad Pleistocena.

#### **Unidad Volcánica Nueva**

*Thiele y Katsui (1969); Thiele (1980)*

Algunos de los edificios volcánicos de Chile Central presentan un registro histórico de actividad, es el caso de los volcanes Tupungatito y San José. Thiele y Katsui (1969) (en Fock, 2005) han agrupado a las lavas andesíticas, brechas y depósitos piroclásticos provenientes de estos centros eruptivos bajo el apelativo de Unidad Volcánica Nueva (UVN). Esta actividad volcánica se encuentra sobre – impuesta a la UVA y se les asigna una edad Holocena (Thiele, 1980).

## **B. Marco Tectónico**

La traza de hot-spots y el paleomagnetismo han permitido hacer una reconstrucción del movimiento relativo de la placas de Nazca y Sudamérica desde el Eoceno (ver Pardo – Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Oncken, 2006)

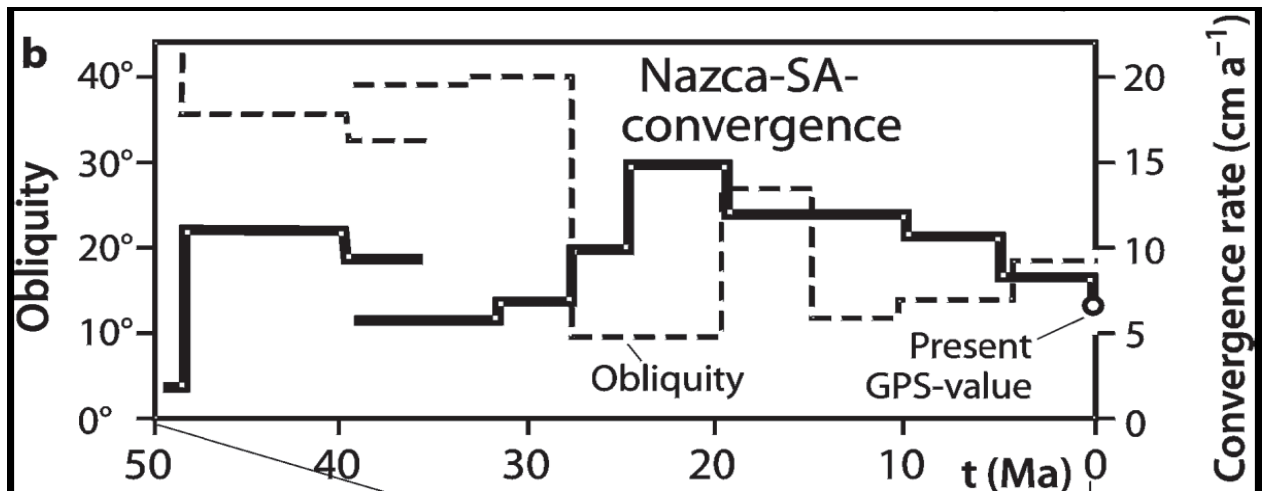


Fig. III-5 Compilación de las tasas de convergencia promedio y oblicuidad promedio entre las placas de Nazca y Sudamericana. Las curvas se han compilado a partir de los datos anteriores a 35 Ma (Pardo – Casas y Molnar, 1987). Posterior a 35 Ma corresponden a los datos de Somoza (1998). Velocidades GPS actuales Klotz et al., (2001). Modificado de Oncken et al., 2006.

De la Fig. III-5 se desprende que hace  $\sim 35$  Ma ocurrió un cambio ostensible en la oblicuidad y tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica. Lo que hasta ese momento había sido un régimen convergencia lento (4-6 cm/año) y oblicuo con respecto al margen ( $55^\circ$ ), se tornó en una convergencia casi ortogonal ( $\sim 7^\circ$  con respecto al margen) e implicó un aumento de la velocidad que aumentó hasta llegar a un máximo de 15 cm/año a los  $\sim 26$  Ma. Este régimen se mantuvo estable hasta los 20 Ma. Para luego, comenzar una progresiva deceleración que abarca desde el Mioceno hasta el Presente, registrándose hoy una tasa de convergencia de  $\sim 7,9$  cm/año (DeMets, 1994). Actualmente la placa de Nazca tiene una dirección  $N78^\circ E$ , y esto implica una oblicuidad de  $\sim 9^\circ$  con respecto al margen actual. Pardo – Casas y Molnar (1987) interpretan estos cambios en la convergencia a los 28 Ma como el resultado del desmembramiento de la Placa Farallón en las placas de Nazca y Cocos.

Fock (2005), en base a la geología superficial, la reconstrucción del movimiento relativo de las placas, estudios geocronológicos y termocronométricos, Andrés afirma que el principal evento tectónico registrado a aproximadamente 40 Ma. corresponde a la exhumación de las rocas Cretácicas y el alzamiento de la Proto-Cordillera de la Costa durante el Eoceno Medio. Periodo durante el cual también comienzan a actuar normalmente, en un régimen extensional y de subsidencia, las fallas Infiernillo, Cerro Renca, Portezuelo de Chada y El Diablo – El Fierro. Luego, durante el Eoceno Superior – Oligoceno, aún predomina la extensión regional y se depositan los Estratos del Cerro de los Ratones y la Formación Abanico, en un ambiente de intenso y extenso volcanismo. Además, se emplazan los intrusivos

Hipoabisales del Eoceno Superior –Mioceno Inferior y comienza a actuar la falla Pocuro – San Ramón en la parte centro - occidental de la cuenca con lo cual ésta queda compartimentalizada para que durante el Oligoceno Superior y hasta el Mioceno Inferior Temprano se deposite en el compartimento oriental el miembro inferior de la Formación Farellones simultáneamente con el comienzo de la inversión de la antes subsidente Cuenca de Abanico. En este momento se emplazan también los intrusivos del Mioceno Inferior en la parte centro - occidental de la cuenca.

Durante el Mioceno Inferior Tardío – Mioceno Medio, el frente de deformación migra hacia el este hasta llegar al borde oriental de la cuenca, donde se concentró en la zona del sistema de Falla El Diablo – El Fierro. Probablemente como consecuencia de ello se inició el desarrollo hacia el este del sistema de fallas la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua y sus numerosas estructuras subsidiarias el cual terminó su avance en secuencia normal hacia el este con el alzamiento de la Cordillera Frontal. A partir de este momento, se desarrollan fallas fuera de secuencia en la parte occidental de la AFTB y retrocorrimientos en los depósitos más orientales de la Formación Abanico (Etapa de Disrupción tectónica de Farías et al., 2008). Contemporáneamente con el avance hacia el este de la AFTB se produjo la migración al este de la faja de intrusivos, los cuales se emplazaron en el sector de San Gabriel. Posteriormente, en el Plioceno el arco migró a su posición actual.

El régimen tectónico que predomina actualmente en Chile Central ha sido estudiado por Lavenu y Cembrano (1999) quienes analizaron los indicadores cinemáticos en estructuras presentes y los mecanismos focales de ruptura instantánea entre los 33°S y los 46°S, y proponen entre otras cosas, que en la Cordillera Principal y Depresión Central durante el Plioceno Medio existe un régimen compresional con  $\sigma_1$  orientado este – oeste, mientras que en el Presente los mecanismos focales analizados indican que predomina un sistema transpresivo de rumbo NNE-SSW.

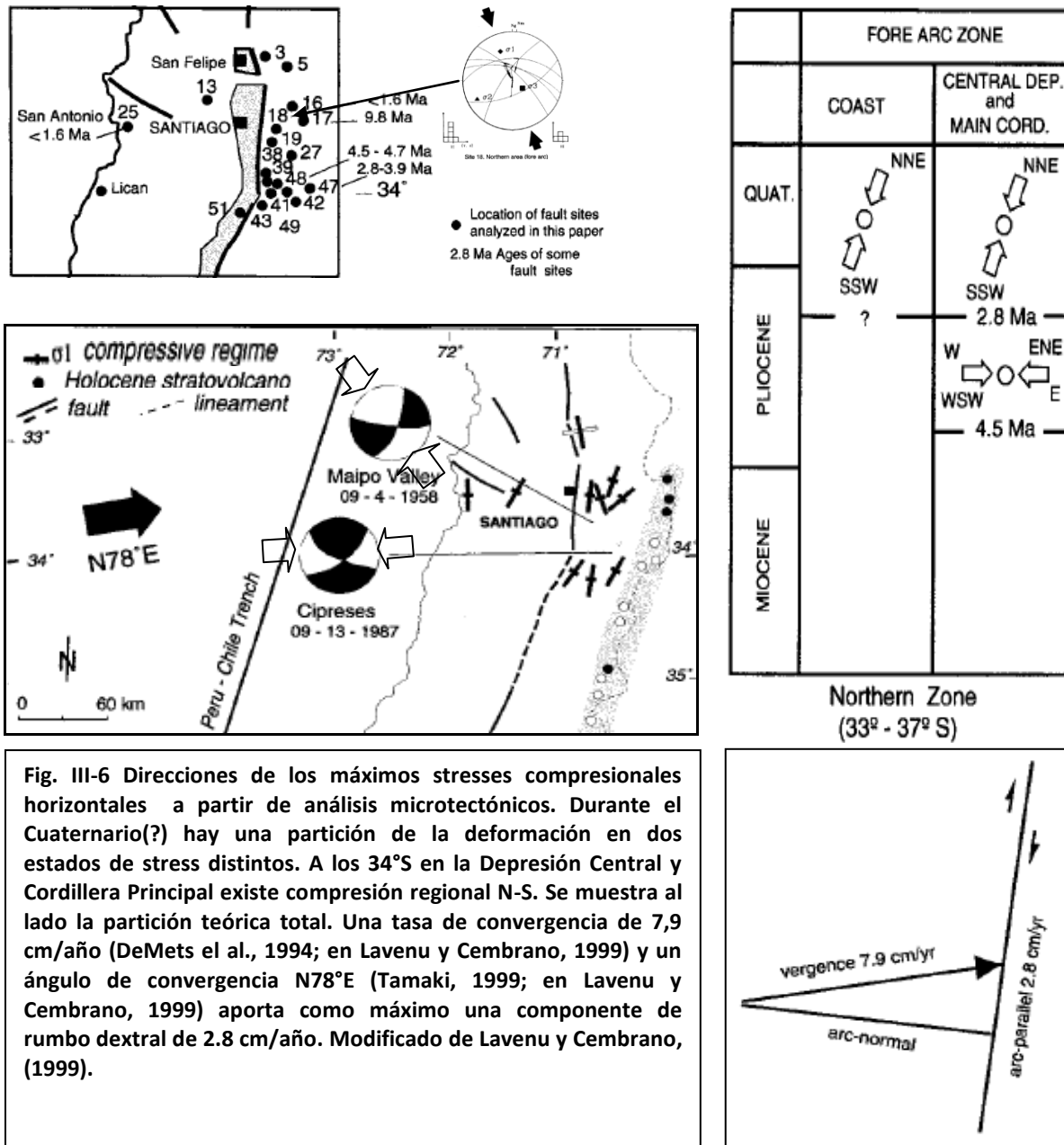


Fig. III-6 Direcciones de los máximos stresses compresionales horizontales a partir de análisis microtectónicos. Durante el Cuaternario(?) hay una partición de la deformación en dos estados de stress distintos. A los  $34^\circ S$  en la Depresión Central y Cordillera Principal existe compresión regional N-S. Se muestra al lado la partición teórica total. Una tasa de convergencia de  $7,9\text{ cm/año}$  (DeMets et al., 1994; en Lavenu y Cembrano, 1999) y un ángulo de convergencia  $N78^\circ E$  (Tamaki, 1999; en Lavenu y Cembrano, 1999) aporta como máximo una componente de rumbo dextral de  $2.8\text{ cm/año}$ . Modificado de Lavenu y Cembrano, (1999).

Por otra parte, Farias et al. (2007) basándose en nuevos datos de mecanismos focales proponen que en la Cordillera Principal propiamente tal, ocurren sismos superficiales relacionados únicamente con desplazamientos en el rumbo, mientras que los sismos que asociados a movimientos verticales ocurren fuera de la Cordillera Principal.

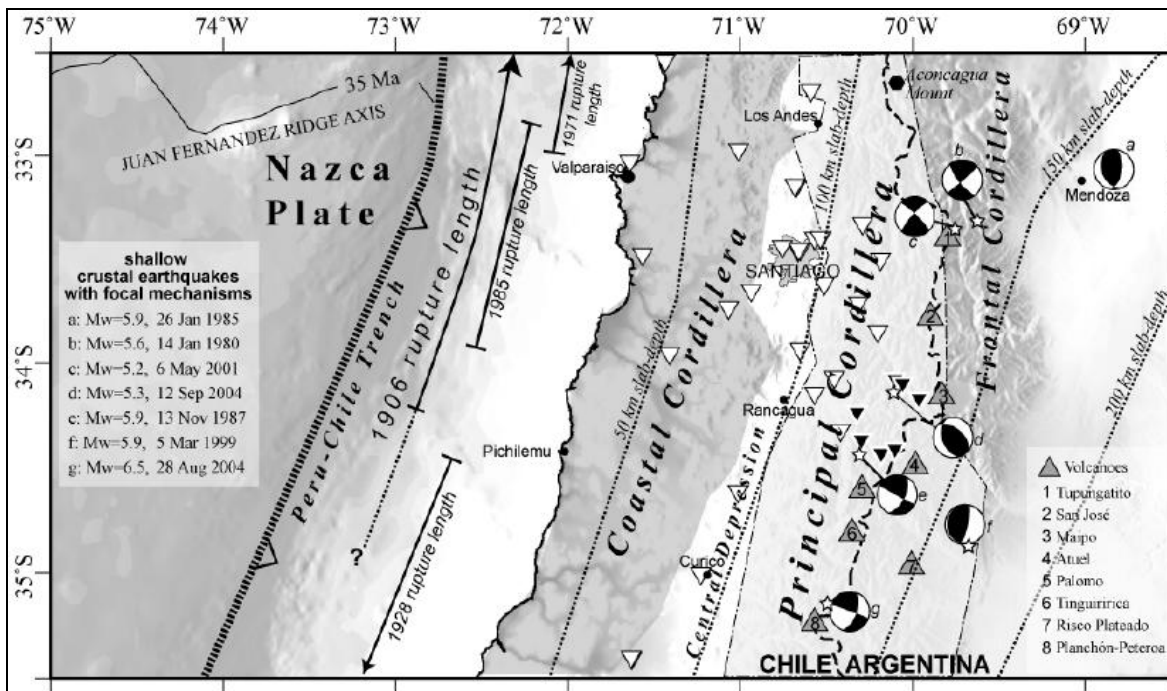


Fig. III-7 Mapa con los mecanismos focales (sismos de magnitud >5.2) determinados por Harvard CMT desde 1980 a 2004. Los sismos a) y f) están asociados a movimientos verticales mientras que los ubicados sobre la Cordillera Principal corresponden a strike-slip. Modificado de Farías et al. 2007.

La intensa sismicidad superficial asociada al desarrollo en profundidad de las fallas El Diablo – El Fierro y Chacayes – Yesillo (Charrier et al., 2004, 2005) y los escarpes y deformación observados en depósitos recientes en la Depresión Central asociados al Sistema de Falla Pucuro - San Ramón sugieren que estos procesos continúan en la actualidad (Rauld, 2002).

### 1. Elementos estructurales

Las principales estructuras presentes en la Cordillera Principal de Chile Central corresponden a pliegues asimétricos con ejes de rumbo N – NE y a sistemas de fallas regionales que presentan diversas características en cuanto a su geometría, rechazo, vergencia y a las rocas que afectan. (Thiele, 1980; Charrier et al., 2002 y 2005; Rauld, 2002; Fock et al., 2006).

En la Depresión Central y en el flanco occidental de la Cordillera Principal los pliegues son amplios y de longitudes de onda kilométricas. El sistema de falla que afecta a esta zona recibe diferentes nombres y agrupa probablemente a la Falla Infiernillo (Fock, 2005) quien la describe como una falla inversa, regional cuyo rumbo y manteo aproximados son N10° E/80° E. Su traza se encuentra cubierta por los sedimentos aluviales que rellenan la Depresión Central. En el borde oriental de la Depresión Central, se reconoce el sistema de fallas inversas de vergencia al oeste denominado Pucuro – San Ramón el cual cabalga a las formaciones Abanico y Farellones sobre la Depresión Central. Este sistema de fallas presenta escarpes actuales y brechas tectónicas de hasta 200 m. de espesor (Rauld, 2002). Hacia el este,

cerca de la frontera chileno – argentina, se observa una serie de apretados sinclinales y anticlinales con ejes de orientación N-NW, cerrados y volcados, que delatan una intensa deformación dúctil, mientras que varias trazas superficiales discontinuas de fallas de rumbo N-NW conforman una zona de deformación frágil donde se observa un desarrollo incipiente de lentes anastomosados de fallas que actualmente actúan como fallas inversas, pero que, por haberse generado durante régimen extensional Eoceno – Oligoceno, son de estructuras de alto ángulo. Estos sistemas estructurales se han denominado Falla Chacayes – Yesillo y corrimiento El-Diablo – El Fierro (ver Fig. III-8), este último marca el límite entre las secuencias Cenozoicas al oeste y las secuencias Mesozoicas al este. En las cercanías de esta falla las rocas de la Unidad Cerro Retumbadero se encuentran fuertemente fracturadas y afectadas por una serie de zonas de alteración hidrotermal, donde se observa una intensa alteración argílica sobre la traza de la traza de la falla, principalmente en el Cajón de Lo Valdés.

En el sector del río Yeso, el corrimiento El Diablo - El Fierro se bifurca en dos ramas: la rama occidental monta areniscas rojas de la Formación Colimapu, sobre el cuerpo intrusivo que aflora en el Cajón de las Leñas (ver Fig. III-9). La falla Chacayes – Yesillo (Charrier et al., 2002; Fock et al., 2006) pone en contacto a la Formación Colimapu con la Formación Abanico y corresponde a una estructura inversa de alto ángulo de vergencia al oeste, y con un manteo aproximado de 80° E y con un rumbo de N20°E. Su traza se extiende al menos desde el Cajón de Morales, por el norte, hasta el Alto Río Maipo a lo largo de la quebrada El Yesillo, por el sur. A lo largo de esta falla se observan estrías, espejos de falla, brechas de falla, clivaje penetrativo y zonas donde el fracturamiento concentrado permite suponer que se trata del núcleo de la falla.

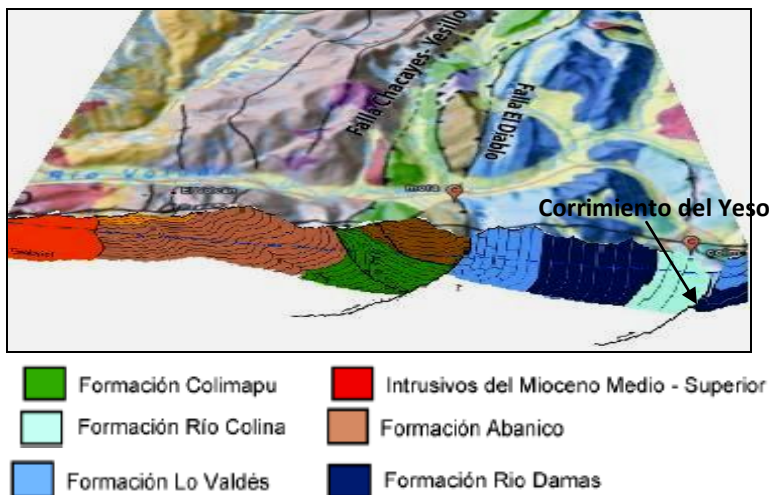
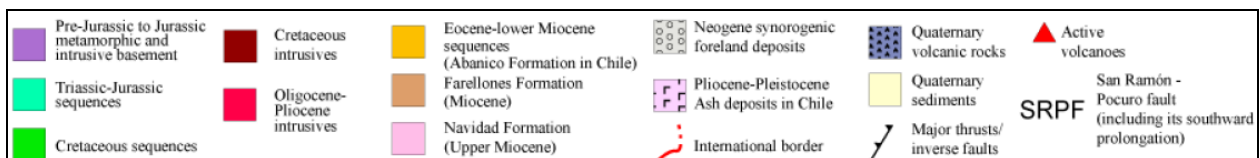
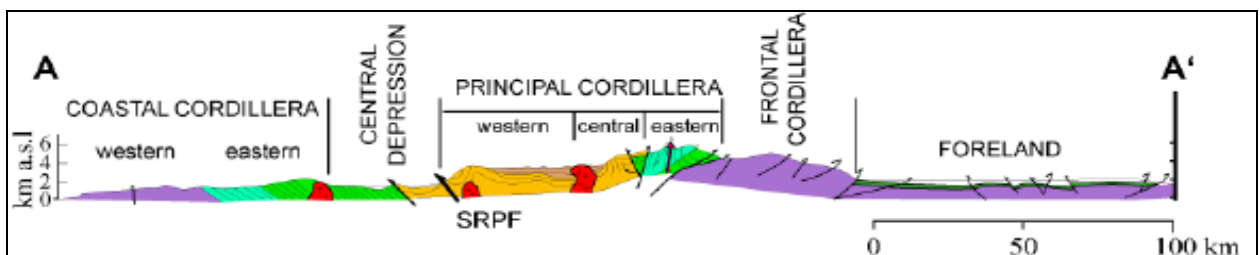
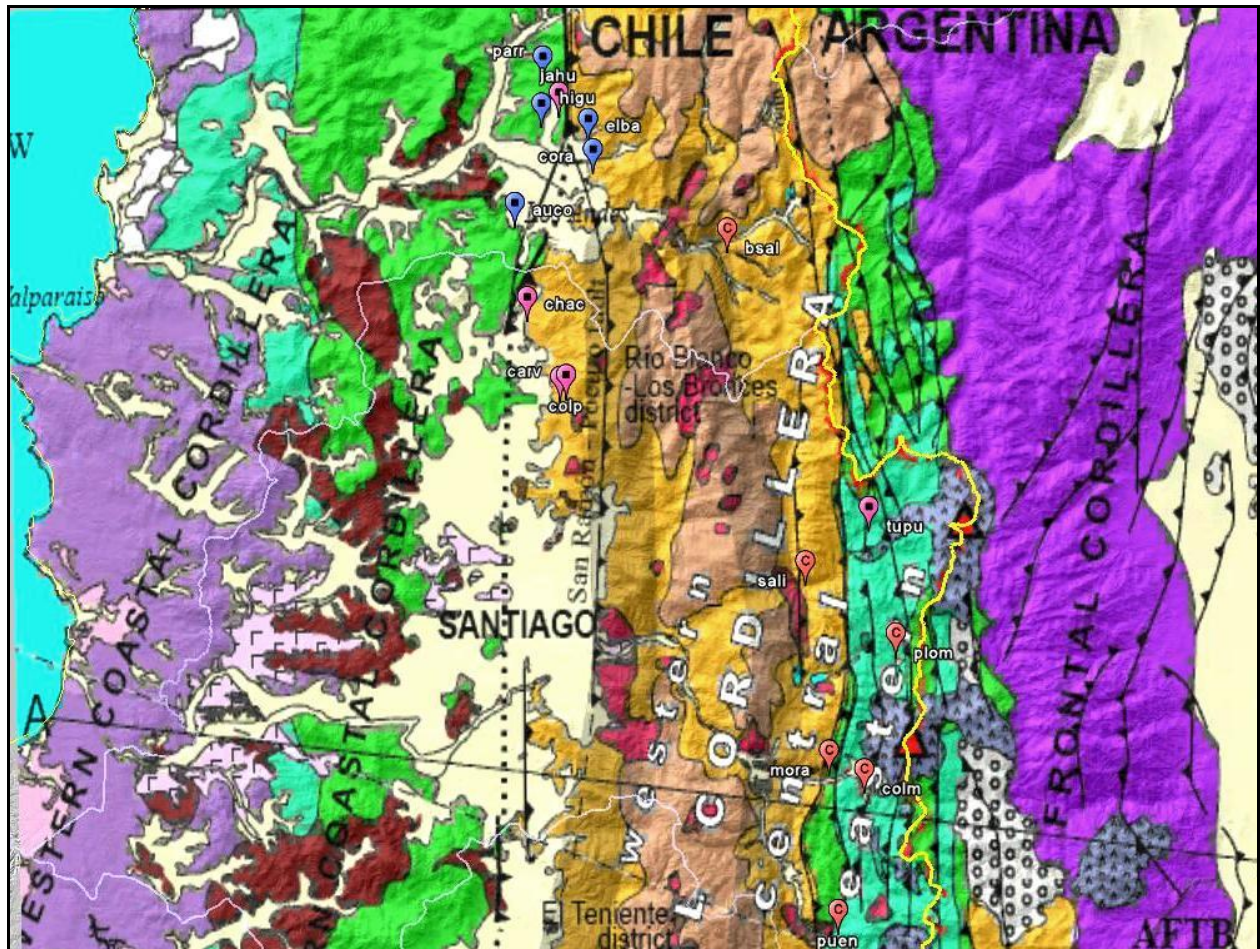


Fig. III-10 Perfil estructural a lo largo del valle del Río Volcán y perspectiva de la geología al norte del valle del río volcán. Se observa la localización de las fuentes termales en globos rojos de Baños Morales (mora) y de los Baños Colina (colm) sobre la traza de las fallas El Diablo – El Fierro y Corrimiento del Yeso. Geología superficial y estructuras principales tomadas de Fock, 2005.

Las complejidades estructurales asociadas a la inversión de la cuenca no son menores; la reactivación de estructuras, las fallas fuera de secuencia y short-cuts hacen que la geometría en profundidad de estas fallas ó zonas de falla sea difícil de dilucidar y constituya actualmente un tema de debate y activa investigación. Hacia el oriente se desarrolló la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (AFTB) (ver Fig.



III-11) que transporta a la cobertura jurásica superior y cretácica inferior hacia el este (Thiele, 1980; Ramos *et al.*, 1991; Giambiagi, 2003; Giambiagi *et al.*, 2002a, 2003b; en Fock, 2005). Aún más al este se encuentra la Cordillera Frontal, unidad morfoestructural generada por un despegue con vergencia oriental formado dentro de la corteza media que produjo su alzamiento en el Mioceno Superior (entre 8 y 9 Ma) (Giambiagi *et al.*, 2003)



**Fig. III-11 Mapa geológico simplificado de los Andes de Chile Central y Argentina Centro-Oeste. Sobre él se han planteado las manifestaciones consideradas en este estudio. Modificado de Farías et al. 2008.**

## IV. Estructura termal de la corteza

### Introducción

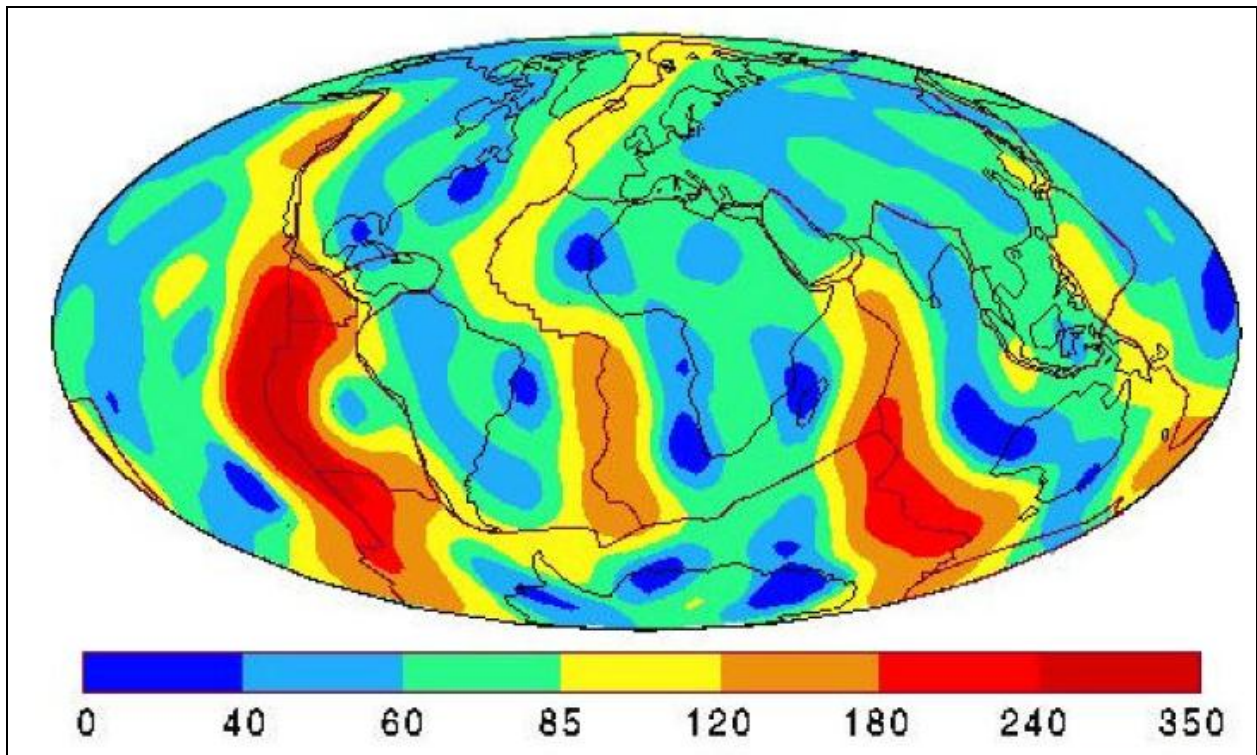
**E**n varios segmentos de la cadena andina se registran gradientes geotérmicos altos asociados al desarrollo del arco volcánico. Sin embargo, la configuración geodinámica de la zona de subducción Nazca-Sudamérica presenta regiones donde el arco volcánico no presenta actividad reciente, lo cual se ha relacionado a zonas de subducción tipo *flat slab*, en ellas, el gradiente geotermal es menor que en las zonas de subducción normal. (ver Fig. IV-1). Las manifestaciones consideradas en este estudio están precisamente ubicadas en una zona de transición entre un segmento de subducción de alto ángulo con desarrollo de arco volcánico, a uno de subducción plana sin volcanismo reciente (ver Fig. IV-2).

Dado que las heterogeneidades termales que presenta la corteza tienen una estrecha relación con los sistemas geotermales puesto que en los lugares donde las isotermas se aprietan y acercan a la superficie son favorables para la interacción con aguas meteóricas, las fuentes termales podrían presentar variaciones ya sea en los mecanismos responsables del calentamiento de las aguas en profundidad, o en la trayectoria que recorren hasta alcanzar la superficie y su tiempo de residencia como aguas subterráneas, según los distintos segmentos geotectónicos en que se encuentran.

Considerando esto, el objetivo principal de este capítulo es mostrar cómo los procesos tectónicos y magmáticos que ocurren la corteza superior modifican la estructura termal de ésta. El fenómeno de transferencia de calor yuxtapuesto a fallas o sistemas estructurales da origen a procesos termo - tectónicos que se han estudiado detalladamente y que tienen implicancias importantes en diversas ramas de las geociencias; una de ellas es la termocronología (e.g. Ehlers, 2007). Estos procesos se presentan entonces como una manera de abordar las siguientes preguntas en relación a los sistemas estructurales y los recursos geotermales en Chile Central: ¿Son los sistemas geotermales de la Cordillera Principal de Chile y Central parte de un sistema termo – tectónico de escala regional?, y, en caso de serlo, ¿es posible cuantificarlo? Para estudiar esto, se presentan los conceptos básicos de transferencia de calor y luego se realiza un análisis general para luego dar paso a la aplicación de los métodos propuestos al caso particular de la estructura termal de la corteza superior en Chile Central.

### A. Flujo Calórico

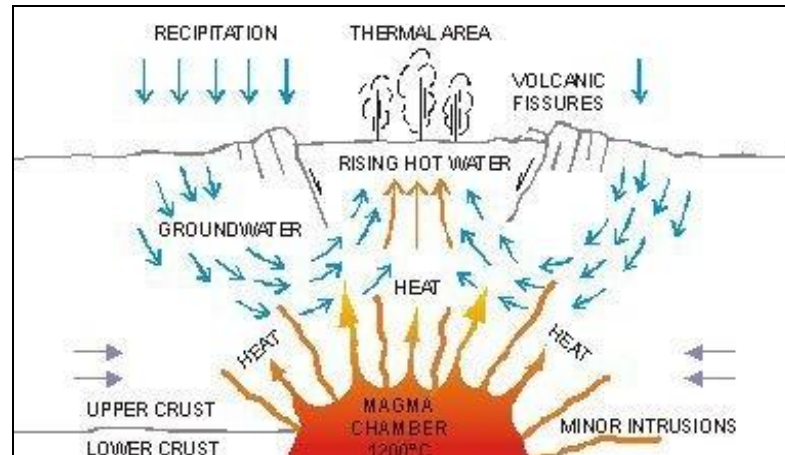
El flujo calórico superficial es una muestra clara de los procesos geotermales que ocurren en las profundidades de la tierra. La cantidad de calor geotérmico que es transferido desde el interior hacia la superficie terrestre por unidad de tiempo y unidad de área es el flujo calórico (Heat Flow). El aumento en la temperatura con la profundidad se ha denominado gradiente geotérmico y no es homogéneo sobre la corteza terrestre; el fondo oceánico tiene un flujo medio de aproximadamente  $99\text{mW/m}^2$  (Uyeda, 1988). Las enorme extensión de las dorsales medio oceánicas y su altos flujos calóricos son los rasgos termales de primer orden a escala global (ver fig Fig. IV-3), a medida que la placa oceánica se aleja de la dorsal, se enfría y densifica, y su flujo calórico decrece. En los continentes el flujo calórico medio es menor, el promedio bordea los  $57\text{mW/m}^2$ , y a escalas de  $10^1$  ó  $10^2$  km está asociado con procesos termales corticales como la tectónica, el magmatismo ó hidrología que afectan la temperatura de la corteza (Ehlers, 2007). Si se considera finalmente el flujo calórico promedio mundial, se obtiene una estimación de la cantidad de calor que disipa la tierra por metro cuadrado. Uyeda (1988) lo ha calculado, obteniendo un valor de  $\sim 82\text{mW/m}^2$ .



**Fig. IV-4 Mapa de flujo calórico mundial donde se aprecia que las dorsales oceánicas son el rasgo de primer orden que disipa el calor provenientes del interior de la tierra. Los valores están en  $\text{mW/m}^2$ . Modificado de Apuntes de Física de la Tierra. Yañez (2001).**

La conducción, la convección y advección son los mecanismos responsables de la transferencia del calor geotérmico. En el caso conductivo la transferencia de energía se realiza a través de moléculas que vibran en su posición agitando a sus vecinas. No es un mecanismo muy eficiente para transferir calor en las rocas, si se lo compara por ejemplo, con la alta conductividad de metales como el Cu. La convección es

la forma de transferencia de calor más común en fluidos capaces de circular; hay un desplazamiento de material cálido hacia zonas frías y de material frío hacia zonas más cálidas, formando así una celda convectiva. El ascenso convectivo de fluidos debido a un contraste de densidad con el material circundante es fundamental en los sistemas geotermales ya que así son transportados a la superficie líquidos y gases termales (ver Fig. IV-5). Este mecanismo de transferencia de calor es sumamente eficiente. Aunque no siempre se forman celdas, puede bien tratarse, a diferentes escalas de observación, de una ó varias celdas abiertas donde los fluidos no cumplen ciclos completos. En términos generales, la convección es un mecanismo altamente eficiente para transferir calor.



**Fig. IV-6 Esquema de la formación de celdas convectivas donde el agua fría meteorica se infiltra a través de fracturas asociadas al volcanismo y luego, al interactuar con un foco calórico profundo asciende debido al aumento en su temperatura y disminución de densidad. Imagen de Enex Islandia. ([www.enex.is](http://www.enex.is))**

Claramente, los diversos ambientes geodinámicos tienen asociados distintos gradientes geotérmicos y diferentes flujos calóricos superficiales. Un ejemplo patente de esto es lo que han documentado Hamza y Muñoz (1996) en su trabajo "mapa de flujo calórico de Sudamérica" (HEAT FLOW MAP OF SOUTH AMERICA, (1996)) para las zonas volcánicas andinas, donde se han estimado flujos superiores a  $100\text{mW}/\text{m}^2$  (ver Fig. IV-7). Globalmente el gradiente geotermal promedio es de  $\sim 30^\circ\text{C}/\text{Km}$ . En algunos casos es muy inferior (cratones, placas oceánicas muy antiguas y zonas con tasas de sedimentación muy altas) pero en otros alcanza valores de hasta  $150^\circ\text{C}/\text{Km}$  (Islandia).

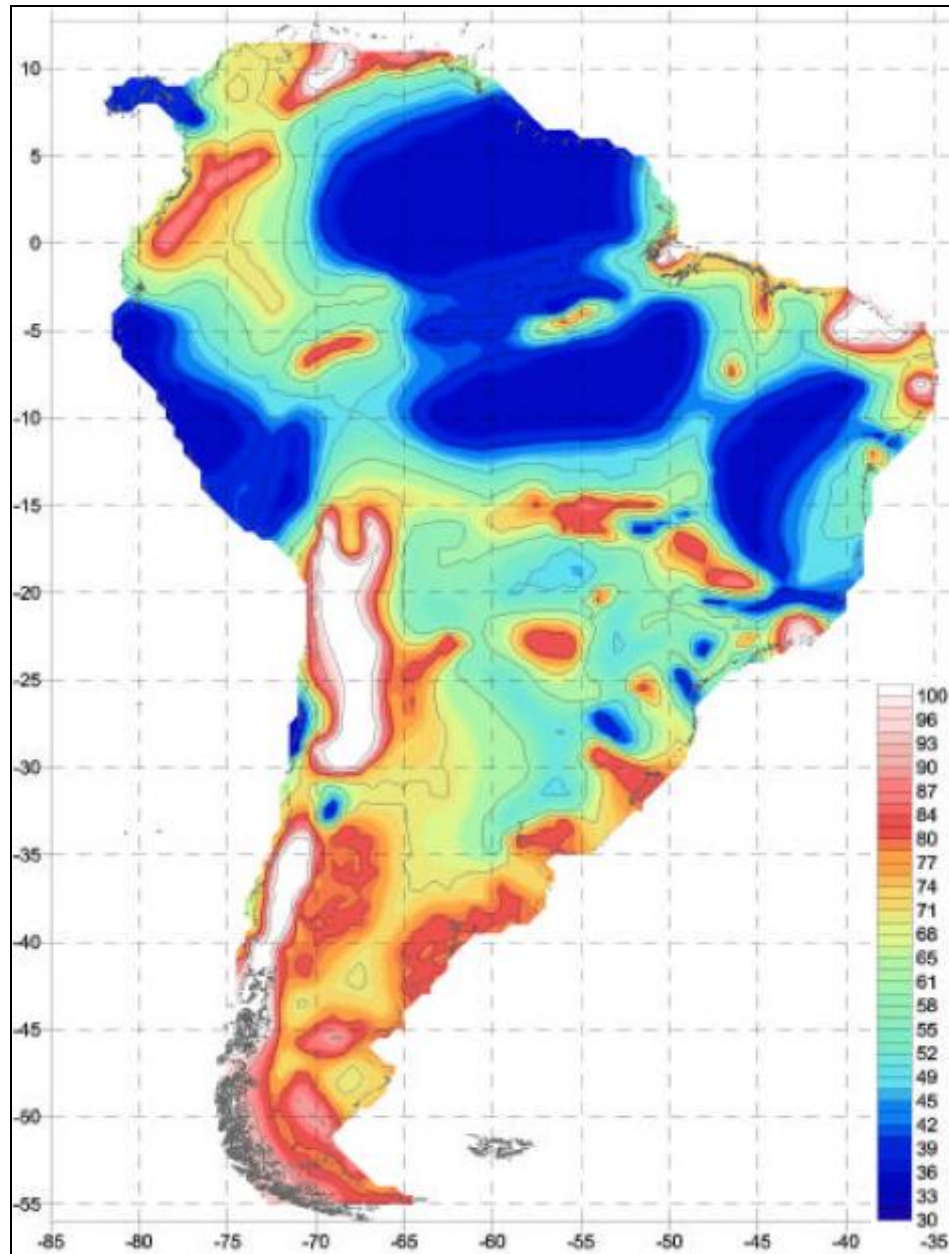


Fig. IV-8 Mapa de flujo calórico de Sudamérica. Los valores se encuentran en  $\text{mW}/\text{m}^2$ . Se aprecian los valores mayores asociados a las zonas volcánica central y sur de la Cordillera de los Andes mientras que los colores más fríos están asociados a áreas de cratón. Modificado de Hamza y Muñoz (1996).

La expresión, conocida como Ley de Fourier, para el flujo calórico conductivo ( $q$ ) medido en  $\text{mW}/\text{m}^2$  es:

$$q = -k(dT/dz) \quad (1.1)$$

donde:

- $k$  es la conductividad térmica (en Watt/metro °Kelvin =  $\text{W}/\text{m}^\circ\text{K}$ )

- $T$  es temperatura (en °K)
- $z$  es profundidad (en m) y
- $dT/dz$  es el gradiente geotérmico (°K/m).

Esta ecuación, aplicada a la transferencia de calor en el interior de la tierra, permite estimar el gradiente geotérmico si se tienen valores medidos de flujo calórico, realizadas por ejemplo, en acuíferos profundos ó en pozos y minas subterráneas (ej. Hamza y Muñoz, 1996). Idealmente en rocas impermeables para evitar una distorsión por términos convectivos.

La conductividad térmica de las rocas varía entre 1.5 mW/m<sup>2</sup> y 6.0 mW/m<sup>2</sup>, dependiendo de la cristalinidad, composición, porosidad, permeabilidad, densidad de fracturas y alteración hidrotermal. Un valor propuesto por Ehlers (2007) como representativo de la conductividad térmica para las rocas de la corteza superior es de 3.0 W/mK. Las lutitas muestran una de las menores conductividades entre las rocas (1.5 W/mK), mientras que las areniscas cuarcíferas tienen una conductividad medida de 6.0 W/mK. Es directo entonces, asumir que estos contrastes de conductividad térmica pueden inducir variaciones significativas en los gradientes geotérmicos. Si consideramos el caso de la Depresión Central y suponemos que se trata de una cuenca rellena por una cubierta sedimentaria de 500 m de espesor (constante) con  $k = 1.5$  W/mK sobreyaciendo un basamento cristalino de conductividad estimada  $k = 3$  W/m<sup>2</sup>K y que presenta un flujo calórico aproximadamente homogéneo de ~90 mW/m<sup>2</sup> (Hamza y Muñoz, 1996). Se obtiene que el gradiente geotérmico debe ser de 60°C/km en la cubierta sedimentaria, mientras en el basamento el gradiente deberá ser aproximadamente 30°C/Km (ecuación 1.1).

La estructura termal de la corteza puede verse sensiblemente afectada por efectos de conducción, advección y radiación, especialmente en áreas tectónicamente activas donde ocurre continuamente redistribución de masas por erosión y sedimentación, circulación de fluidos y, en el caso de que haya magmatismo reciente, el calor que estos cuerpos transportan y las rocas graníticas frescas, cargadas de isótopos radioactivos, pueden aportar considerablemente a  $q$ .

Para conocer teóricamente el estado termal de la corteza en profundidad debe considerarse la conductividad termal, la distribución de los elementos productores de calor (isótopos) y el flujo calórico entrante a la base de la corteza. Es posible modelar esto mediante:

$$-div(-k\nabla T) + A = \rho c \partial T / \partial t \quad (\text{Carslaw y Jaeger, 1959}) \quad (1.2)$$

Donde las variables anteriormente mencionadas se mantienen y se introducen además:

- $\rho$ =densidad de la roca
- $c$ = calor específico de la roca
- $A$ = producción volumétrica de calor radiogénico

Para calcular las geotermas en la corteza se puede relizar una aproximación simple a este problema considernado el caso unidimensional de trasferencia de calor en un medio isótropo y homogéneo. Con lo que (1.2.) se puede expresar como:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{A}{k} = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1.3)$$

Donde  $\alpha$  definido por  $\alpha=k/\rho c$ , se conoce como difusividad termal. Mediante una reducción de complejidad aún mayor es posible considerar el estado estacionario de transferencia de calor, para llegar a la ecuación diferencial ordinaria de Poisson:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = -\frac{A}{k} \quad (1.4)$$

La solución unidimensional a esta ecuación es:

$$T(z) = T_0 + \frac{q_0}{k} z - \frac{Az^2}{2k} \quad (1.5)$$

Donde  $T_0$  y  $q_0$  corresponden a la temperatura y flujo calórico en superficie.

Finalmente, para resolver la ecuación (1.5) se deben asignar valores a las propiedades del material, así como también se requiere conocer la producción de calor radiogénico en profundidad. Se considerarán los valores propuestos anteriormente (Ehlers, 2007) para las propiedades del material, y, para modelar la distribución de producción de calor en la corteza superior, se supondrá un decrecimiento exponencial de la siguiente forma:

$$A(z) = A_0 \exp\left(\frac{-z}{D}\right) \quad (1.6)$$

Donde  $A_0$  corresponde a la generación de calor en superficie y  $D$  es una profundidad característica de la distribución de isotopos radiogénicos. Los valores sugeridos por Ehlers (2007) para estas variables en la corteza superior son  $A_0=2.0\mu\text{W}/\text{m}^3$  y  $D=10$  km.

## B. Modelos de la configuración termal de sudámerica

Algunos autores han abordado la problemática de la estructura termal de la corteza en la zona de subducción Nazca – Sudamerica; Gutscher (2001), lo ha hecho desde la perspectiva de la generación de perfiles de calóricos a partir de modelos tomográficos globales realizados por Bijwaard et al. (1998), y Oleskevich (1999) lo ha hecho mediante el modelamiento numérico de elementos finitos.

Gutscher (2001) presenta un modelo de la configuración de las isotermas en las zonas de flat-slab y de subducción de alto ángulo (Gutscher, 2001) no concuerda con la denominación “tipo chilena”, debido a

que considera que hay demasiados estilos de subducción presentes en el margen andino como para clasificarlos como uno solo).

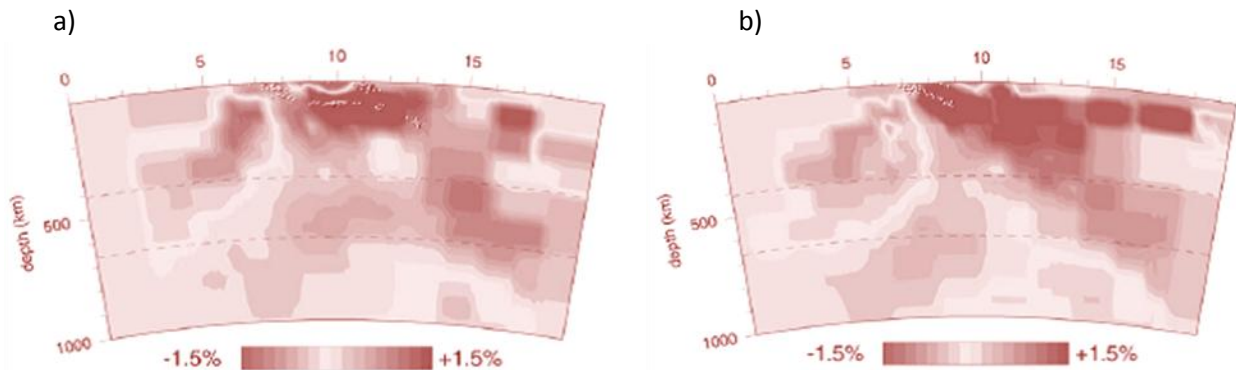
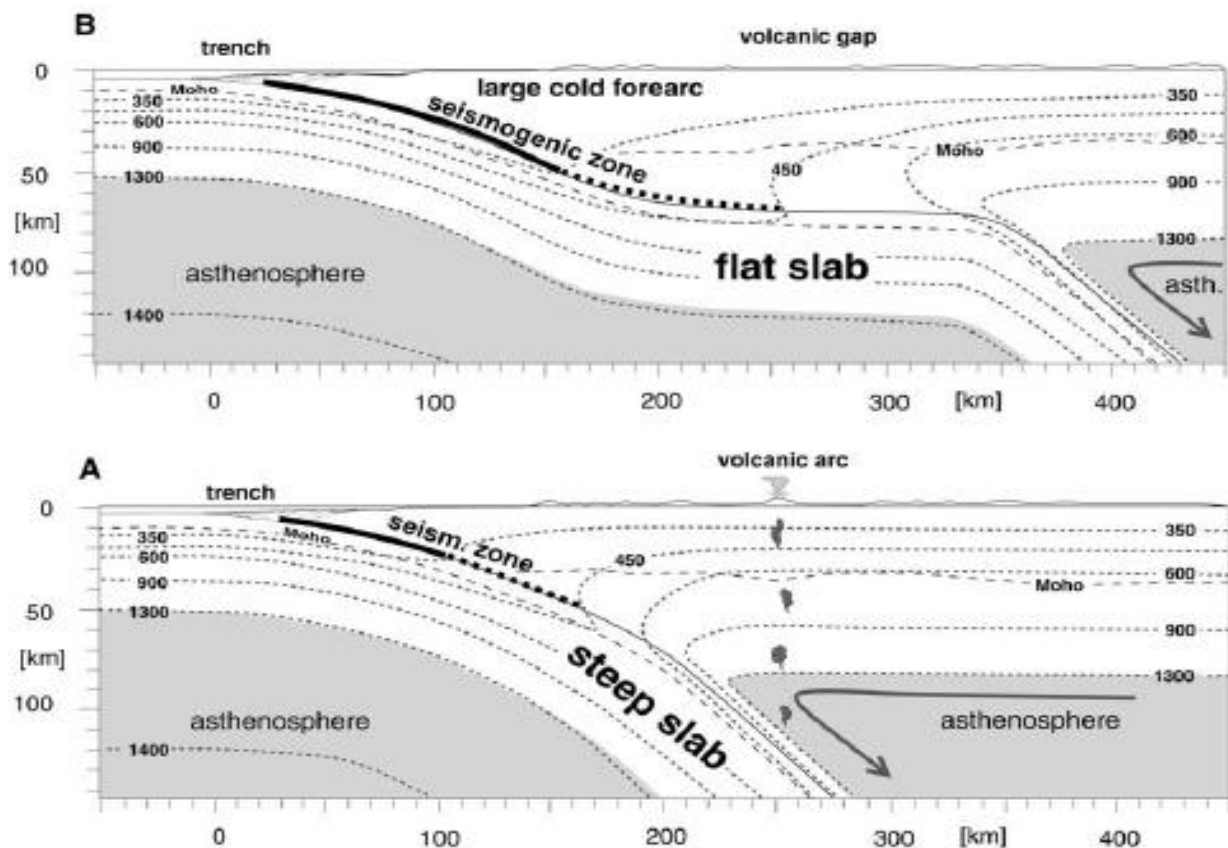


Fig. IV-7 Perfiles tomográficos obtenidos a partir del modelo global de Bijwaard et al. (1998), donde se muestran a) Perfil tomográfico en la zona de flat-slab (31°S) y b) Perfil tomográfico en la zona de subducción de alto ángulo (34°S). Modificado de Gutscher (2001).

Tomando como referencia estas tomografías, Gutscher (2001) propone la siguiente configuración termal para distintas latitudes en el margen de subducción entre Nazca - Sudamérica:

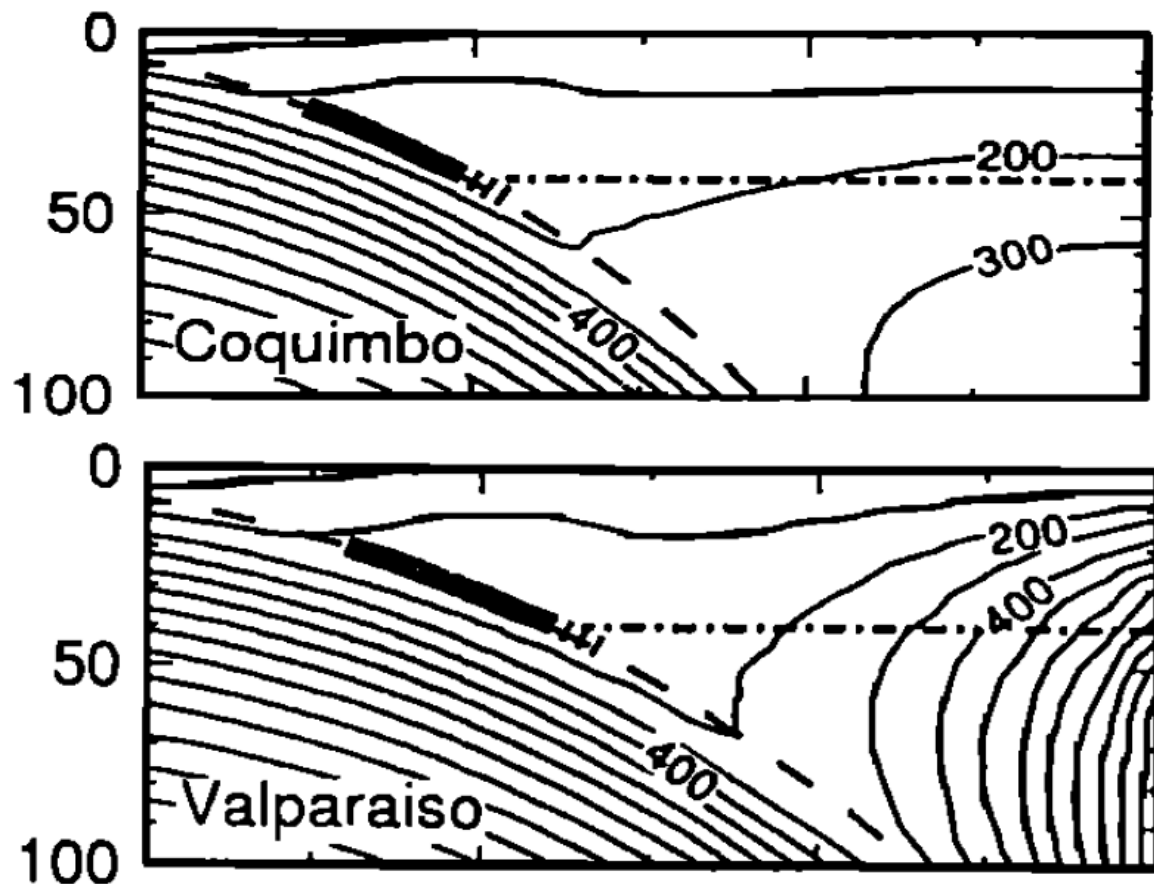




**Fig. IV-9 Modelos de Gutscher (2001) de la estructura termal de la corteza en zonas genéricas de subducción tipo flat – slab y de alto ángulo.**

En la Fig. IV-8 B) se propone que en el segmento de subducción plana ocurre un retroceso de la cuña astenosférica lo cual curva las isotermas hacia la placa subductada y éstas son dragadas hacia el contacto interplacas, deprimiendo notablemente el gradiente geotermal. No ocurre lo mismo en la zona de subducción de alto ángulo (Fig. IV-10 A)) donde las isotermas no se acoplan tan fuertemente a la placa subducida, sino que mantienen la distancia que las separa y el gradiente geotermal es mayor. Es notable el hecho de que Gutscher (2001) considere que a esta escala de observación la presencia del arco volcánico no deflecte las isotermas a 260 – 280 km de la fosa.

Por otra parte, Oleskevich (1999), ha trabajado en el problema de acotar los límites de la zona sismogénica, para lo cual es necesario conocer las propiedades mecánicas de la corteza y con ello la distribución de las isotermas en profundidad. En base a la modelación numérica el autor ha propuesto tres perfiles que representan la distribución de isotermas en el margen sudamericano en zona de flat-slab (Coquimbo, 30°S), 33°S (Valparaíso), y al sur de los 34°S (zona de subducción de alto ángulo).



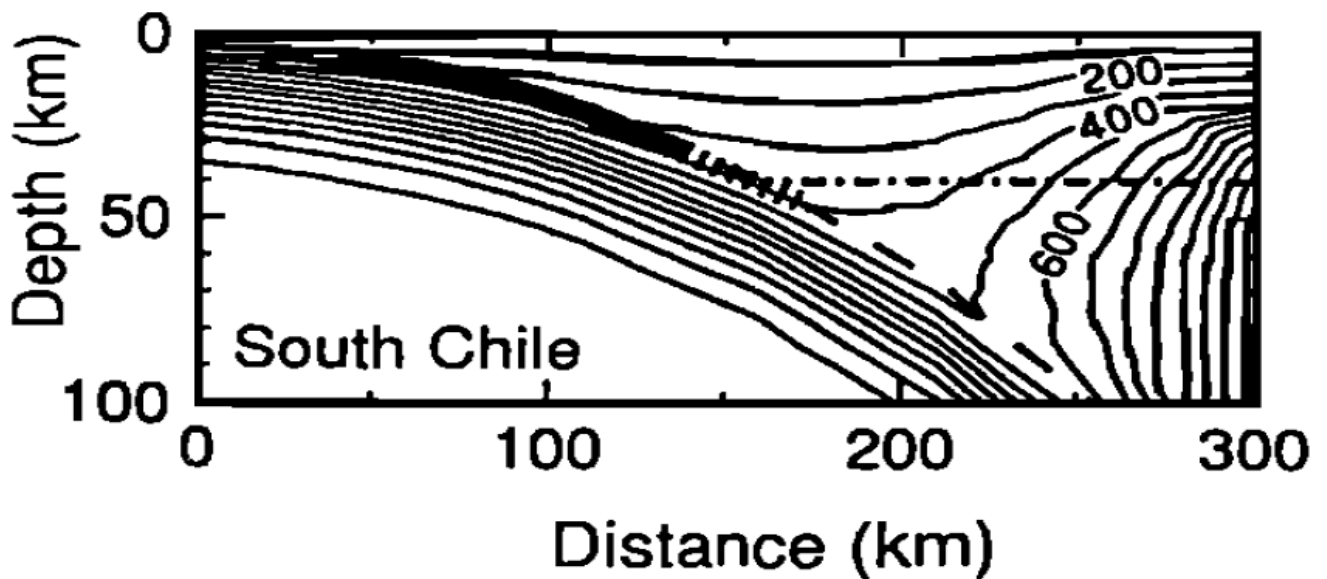


Fig. IV-9 a IV-11 Modelos de Oleskevich (1999) de la estructura termal de la corteza a lo largo del contacto convergente entre las placas de Nazca y Sudamerica. El perfil superior está realizado a la altura de Coquimbo (30°S, zona de flat - slab), el perfil central se muestra la configuración a la altura de Valparaíso (33°S entrada del ridge de Juan Fernández), y por último el perfil inferior muestra la distribución de isotermas en profundidad en el sur de Chile. En el eje horizontal se muestra la distancia desde la fosa y en el eje vertical la profundidad.

Estos modelos difieren localmente en sus gradientes geotermales y distribución de las isotermas, y corresponden a una aproximación de escala continental de la estructura termal de la corteza en la zona de subducción nazca - sudamérica.

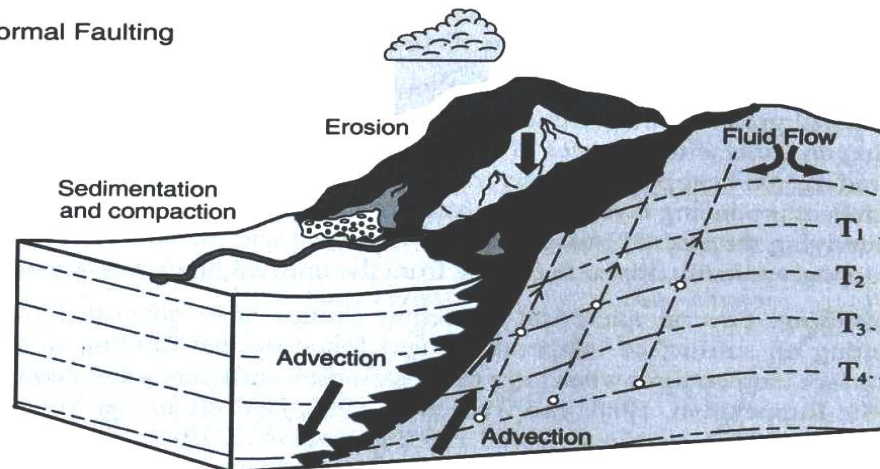
### C. Tectónica y fallamiento

El proceso tectónico que afecta de manera relevante la estructura termal de la corteza es el transporte de masa producto de la erosión y sedimentación que se produce a un lado y otro de las fallas (Ehlers, 2007). En sistemas extensionales donde predomina el fallamiento normal, el bloque yacente se eroda y exhuma con un consecuente alzamiento en sus isotermas mientras que en el bloque colgante, la sedimentación produce una disminución en el gradiente termal (ver fig). El efecto contrario ocurre en sistemas compresivos, donde el bloque colgante se monta sobre el bloque yacente y sus isotermas imitan la topografía, deprimiendo el gradiente termal en el bloque yacente producto de la sedimentación e incrementándolo en el bloque colgante (ver fig IV-13).

Este proceso tiene varias consecuencias termal importantes:

- Las tasas de erosión y depositaciones pueden modificar seriamente la estructura termal de la corteza
- La coexistencia de fallas y campos termales deprimidos e incrementados produce migraciones laterales de calor, advección y curvatura de las isotermas en la zona de falla.
- La sedimentación y desarrollo de cuencas puede producir contrastes de conductividad térmica entre los bloques involucrados y migración lateral de calor. En particular, si las tasas de movimiento de falla, erosión y sedimentación son altas (e.g.  $> \sim 0.1$  mm/año), contrastes importantes en el gradiente termal sobre la estructura pueden violar el principio de flujo calórico vertical en 1D.

## a) Normal Faulting



## b) Thrust Faulting

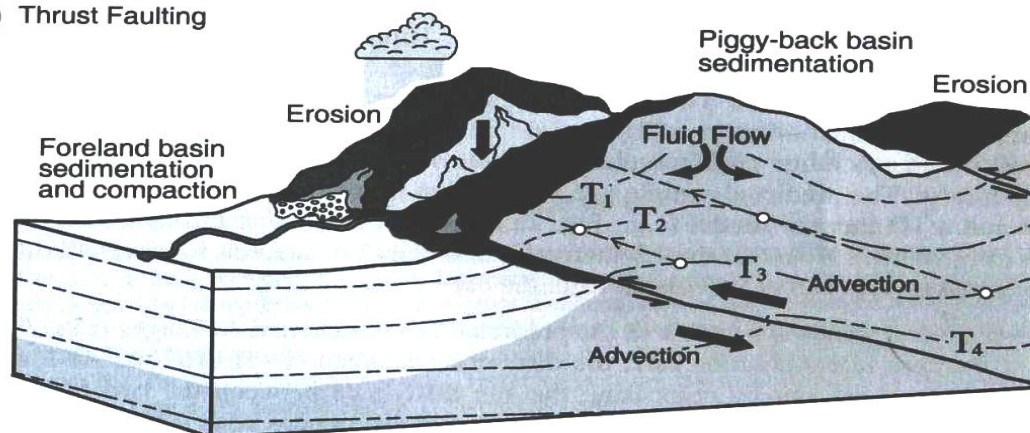


Fig. IV-13 Esquema de los procesos termo – tectónicos en diferentes ambientes donde se muestran las isotermas genéricas T<sub>1</sub> a T<sub>4</sub> en: a) Regimen extensional con fallas normales donde las isotermas del bloque colgante se ven deprimidas producto de la depositación de sedimentos mientras que las del bloque yacente se alzan conjuntamente con la exhumación. b) Regimen compresivo caracterizado por fallas inversas donde las isotermas se alzan en el bloque colgante mientras que en el bloque yacente se deprimen producto del relleno sedimentario. Los puntos blancos señalan la temperatura y trayectoria de rocas que eventualmente quedan expuestas en superficie (puntos negros). Modificado de Ehlers (2007)

## D. Magmatismo

Los sistemas geotermales volcánicos son alimentados por el calor que les proveen cuerpos magmáticos más profundos, por lo tanto, de la capacidad calórica del reservorio depende la perduración de los sistemas geotermales en el tiempo. Geológicamente, son efímeros. Se mantienen activos durante decenas a cientos de miles de años (Ehlers, 2007) y en ocasiones, migran (Elder, 1965). La tasa a la cual disipan calor los cuerpos magmáticos aporta una perspectiva cuantitativa directa sobre la magnitud de la perturbación termal que genera un intrusivo al emplazarse. La modificación de la configuración termal del espacio circundante a una intrusión puede ser tal, que se resetean los trazadores termocronométricos de baja temperatura (Ehlers, 2007). Numerosos estudios petrológicos y modelos de flujo de calor han abordado este tópico y, dado esto, el objetivo principal de este capítulo es presentar los resultados que puedan ser relevantes para la comprensión de la evolución de los sistemas geotermales.

Los intrusivos que se emplazan a profundidades someras en la corteza transfieren calor principalmente por conducción de la forma:

$$\alpha \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1.7)$$

Con las mismas variables anteriormente definidas.

Con la finalidad de modelar la evolución termal de un intrusivo deben realizarse algunos supuestos acordes a la naturaleza de la intrusión; debe ocurrir de manera virtualmente instantánea comparado con el periodo en que el sistema alcanza el equilibrio termal, y segundo, el tamaño de la intrusión es pequeño (<10 km), comparado con el volumen de roca fría circundante donde se deben imponer condiciones de borde para solucionar la ecuación de difusión. Para la escala de tiempo de este problema, se pueden suponer despreciables la producción de calor radiogénico y el calor latente de fusión. El tiempo que requiere el sistema para alcanzar el equilibrio depende de la difusividad y del tamaño del intrusivo. En este modelo se ha utilizado una difusividad constante para enfocar la atención sobre la relación entre el tamaño del cuerpo magmático y el tiempo que tardará el sistema en equilibrarse. Por ejemplo, una intrusión de 100 m perderá todo su calor después de 1 Ma. Sin embargo, si el tamaño de esta es de 5 km, la perturbación termal que producirá será de 200 – 125°C sensible a kilómetros alrededor e incluso después de 10 Ma aún la roca caja se encontrará a 100°C.

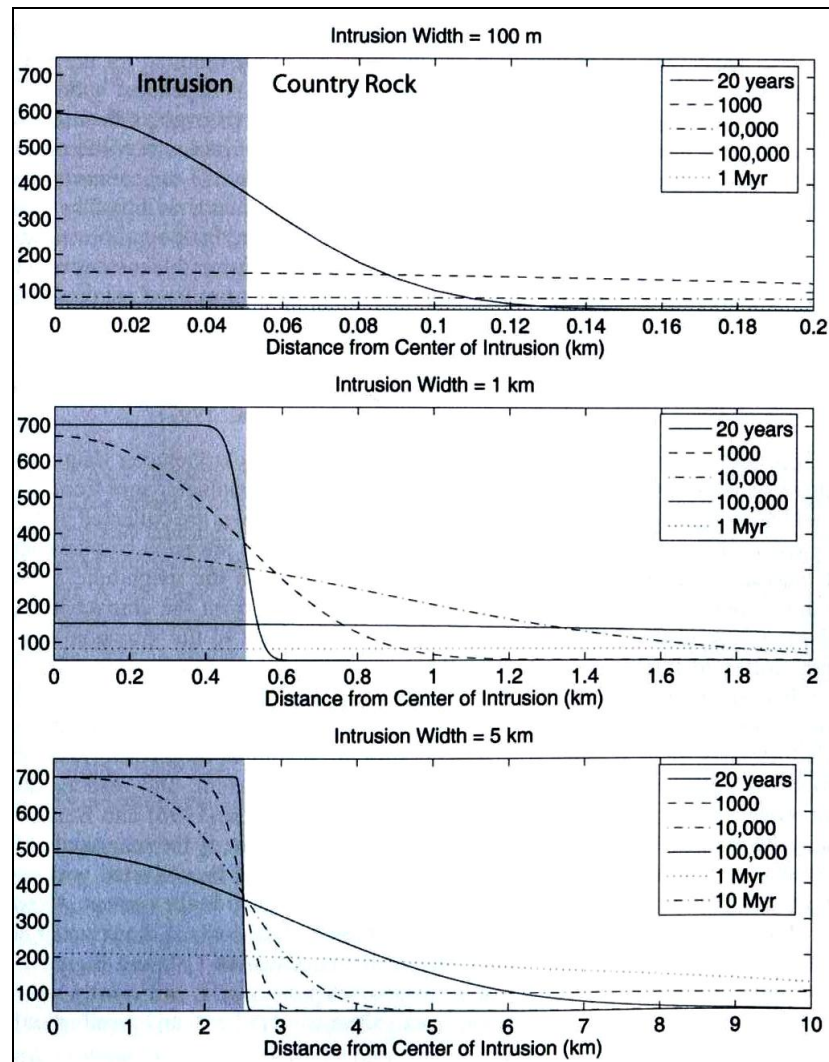


Fig. IV-14 Evolución termal transiente unidimensional de cuerpos de diferentes espesores que intruyen a 700°C una roca caja que está en equilibrio a 50°C. a) Un intrusivo de 100 m b) Un intrusivo de 1 km c) Intrusión de 5 km de espesor. Puede observarse en la figura que para un cuerpo magmático de 100 m la perturbación termal no alcanzará más allá de 0.12 km y el equilibrio se alcanza en decenas de año. Para una intrusión de 5 km, en cambio, la perturbación termal afectará a kilómetros de distancia y será perceptible por 1 Ma. En la escala vertical se dispone la temperatura en °C y en la horizontal la distancia desde la intrusión. Modificado de Ehlers (2007).

## E. Circulación de fluidos

Los sistemas geotermales constituyen evidencia notable acerca de la activa circulación de fluidos en profundidad. Este flujo puede modificar notoriamente los campos termales en la corteza como se muestra en la Fig. IV-13, por transporte de calor advectivo. En ambientes montañosos, producto de la abrupta topografía se producen gradientes laterales de presión con lo cual se ponen en movimiento

ladera abajo voluminosas masas de agua. Cuando estas aguas meteóricas se incorporan a acuíferos subterráneos y fluye hacia los bajos topográficos, captura calor de las rocas que lava. Producto de un aumento en su boyanza o del encuentro con rocas de baja permeabilidad, este fluido puede ascender hasta la superficie y descargarse como un manantial termal. En un comienzo, las aguas meteóricas están frías, y la primera parte de su trayectoria en profundidad dejará un gradiente termal deprimido en la zona de captura de calor, mientras que en la zona de descarga, el gradiente termal aumenta.

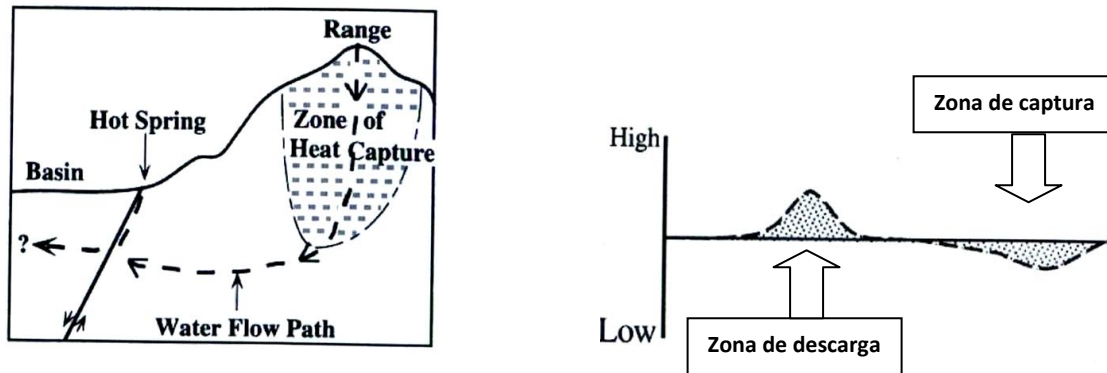


Fig. IV-15 Figura esquemática que muestra la circulación de fluidos debido a la topografía. En la porción descendente del flujo se captura el calor de las rocas circundantes y luego este se libera en las descargas termal. Si este proceso se idealiza (i.e. se conserva la energía), el diagrama de la derecha muestra como se deprime el flujo calórico y el gradiente geotermal en la zona de captura y cómo este se incrementa en la zona de descarga. Modificado de Ehlers (2007).

## F. La estructura termal de la corteza en Chile Central

En base a las ecuaciones presentadas en el sub capítulo anterior y los valores de flujo calórico superficial reportados por Hamza y Muñoz (1996), es posible calcular las geotermas en profundidad para conocer el “background” calórico en que se enmarcan los sistemas geotermales de la Cordillera Principal de Chile Central. Para esto, se propone una aproximación numérica basada en la ecuación de Poisson, para refinar los modelos propuestos por Gutscher (2001) y Oleskevich (1999). Mediante el desarrollo la ecuación (1.5), en la cual se han introducido los valores de flujo calórico superficial de Hamza y Muñoz (1996) es posible aproximarse al problema de la configuración de las isotermas en la zona de transición desde el la Zona Volcánica Sur al segmento de flat slab.

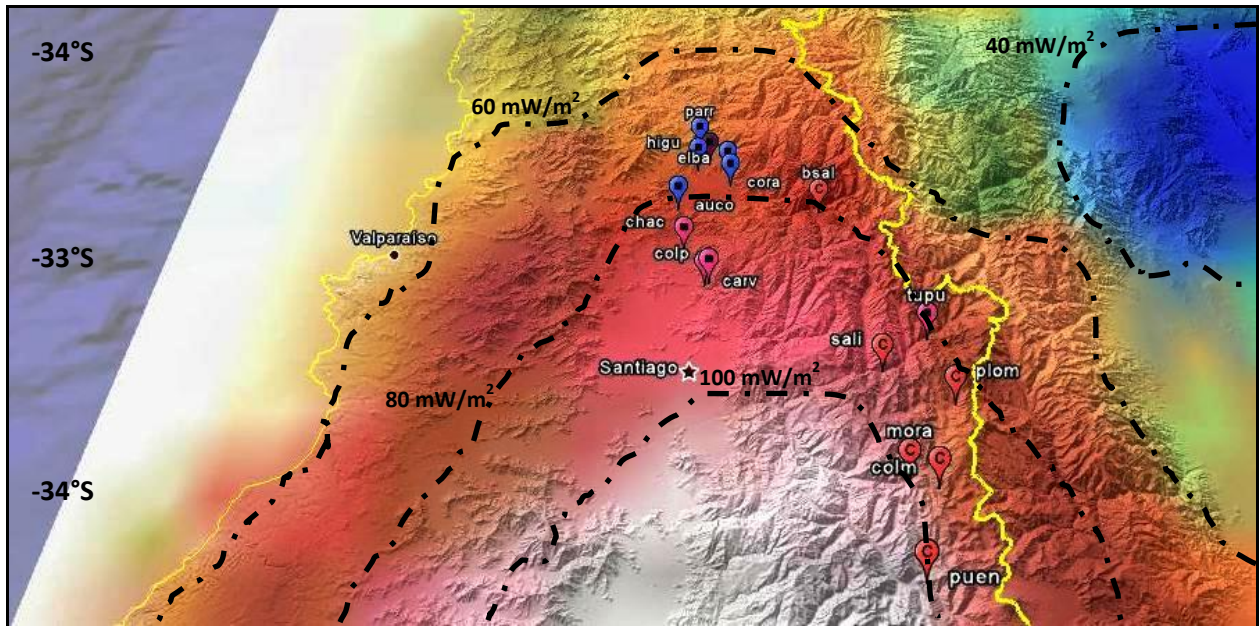
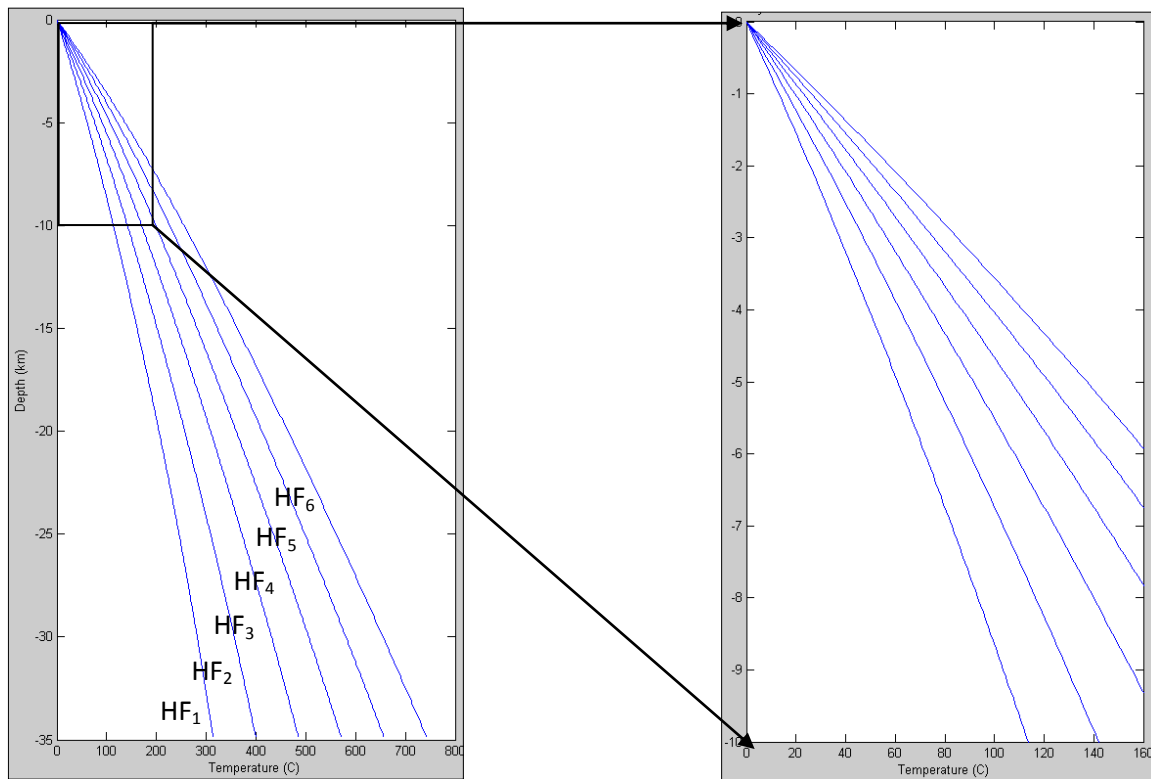


Fig. IV-12 Mapa de flujo calórico de Sudamérica superpuesto a un modelo numérico de terreno de Chile central donde se han ubicado las manifestaciones termales consideradas en este estudio. Al interior de la zona en color más cálido (blanco) se registra un flujo calórico superior a  $100 \text{ mW/m}^2$ , mientras que en las regiones con colores fríos (azul), hay un flujo inferior a  $40 \text{ mW/m}^2$ . Modificado de Hamza y Muñoz (1999).

Utilizando el programa Matlab y el software disponible en [www.minsocam.org](http://www.minsocam.org) se han modelado las geotermas para distintos flujos calóricos superficiales. Éstos varían desde  $\text{HF}_1=40$ ;  $\text{HF}_2=50$ ;  $\text{HF}_3=60$ ;  $\text{HF}_4=70$ ;  $\text{HF}_5=80$  hasta  $\text{HF}_6=90 \text{ mW/m}^2$ . Y se encuentran dentro del rango de valores reportados por Hamza Muñoz para Chile Central.



**Fig. IV-13 Geotermas calculadas como una función del flujo calórico superficial suponiendo un estado estacionario. Flujos calóricos considerados ( $HF_{1-6}$ ) de 40, 50, 60, 70, 80 y 90  $mW/m^2$  usando la ecuación (1.5). Se ha tomado un conductividad térmica constante de 3.0  $/m^{\circ}k$  y una producción de calor variable en profundidad según (1.6) con  $A_0 = 2.0 \mu Wm^3$  y  $D = 10$  km. La figura de la derecha es un acercamiento a lo que ocurre en los 10 primeros km de profundidad.**

Los pares de temperatura y profundidad que se pueden ver en la Fig. IV-14 modifican ligeramente la estructura térmica de la corteza propuesta por Oleskevich (1999) y por Gutscher (2001). De una lectura simple es posible desprender que a 280 km de la fosa y 33°30' de latitud sur, se tiene un flujo calórico superficial entre 80 - 90  $mW/m^2$ , y por lo tanto, se espera que la isoterma de los 350 °C se encuentre a una profundidad de 17 – 15 km. En cambio, a la misma longitud pero a los 32°S - en el comienzo de la zona de flat slab -, donde el flujo calórico superficial es de  $\sim 60 mW/m^2$ , ésta debería encontrarse a cerca de 24 km de profundidad. Gutscher (2001) señala que a la misma longitud, en la zona de flat – slab, la isoterma de 350°C debería encontrarse a  $\sim 20$  km de profundidad mientras que en la zona de subducción normal, ésta debería presentarse a  $\sim 10$  km de profundidad (sobrestimadas con respecto a este modelo). Oleskevich (1999) propone lo contrario; en su modelo, en estas mismas áreas, la isoterma 350 °C se ubica a 25 km de profundidad en la zona de flat – slab, y en la zona de subducción de alto ángulo se encuentra a 20 km (subestimado con respecto a este modelo). En resumen, los valores obtenidos se



encuentran entre los propuestos por Gutscher (2001) y Oleskevich (1999) y permiten aproximar de una manera confiable el background termal en que se encuentran los sistemas geotermales de Chile Central.

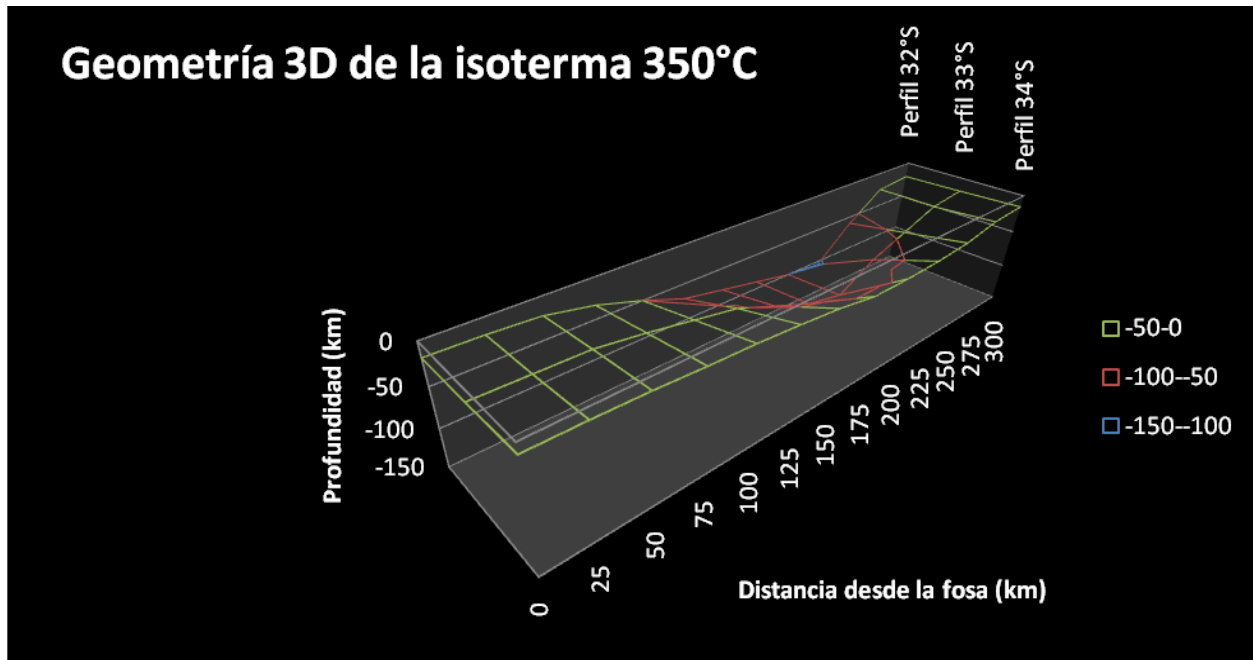


Fig. IV-15 Geometría 3D de la isoterma 350°C generada a partir de la ecuación diferencial ordinaria de Poisson para transferencia de calor en estado estacionario (ecuación 1.5). Se aprecia como a los 34° S (comienzo de la zona de flat – slab) la isoterma se hunde hasta profundidades cercanas a los 100 km, mientras que en la zona de subducción de alto ángulo tiene un manteo suave y no baja de los 40 km de profundidad. El perfil central (33°S) está ubicado coincidente con la ubicación actual del ridge de Juan Fernández.

## V. Resultados

### A. Geoquímica de las fuentes termales

Las propiedades físicas, químicas e isotópicas de las aguas termales aportan información acerca de la zona y tasas de recarga del reservorio, la trayectoria de los fluidos y procesos de ebullición, mezcla ó separación de fases y otros aspectos que son fundamentales para conocer las posibilidades de un campo geotérmico. En este capítulo se presentan los datos hidrogeoquímicos de los componentes disueltos en las aguas, con énfasis en la información que es posible obtener a partir de este set de datos sobre el origen y trayectoria de los fluidos termales.

#### Definición de hidrotermalismo

Un criterio comúnmente usado para considerar que el agua proveniente de un manatial ó napa subterránea tiene una influencia termal, es que su temperatura sea superior a la temperatura media de la atmósfera. Los límites para cuantificar esta “superioridad” son arbitrarios y varían según los autores entre 2° y 5°C (Heath, 1983; Schoeller, 1962; Hauser, 1997). Las fuertes oscilaciones térmicas que se dan en las alturas de la Cordillera de los Andes y la variación de la temperatura con la latitud hacen difuso el límite, por lo que el criterio queda supeditado a la experiencia. En este trabajo, en concordancia con lo propuesto por Risacher y Hauser (2008) se considera un margen de +3°C para asumir que una fuente es termal.

#### Aguas en el límite termal y no termales

Las aguas meteóricas que circulan a través de napas subterráneas sin aumentar su temperatura, no cambian sus propiedades físicas ó químicas debido termalismo, por lo que no se consideran como aguas termales. No obstante, su geoquímica puede ser de gran utilidad para dilucidar los procesos que sufren las aguas efectivamente termales. En la zona de estudio, algunas fuentes del sector norte presentan temperaturas cercanas al límite mencionado para considerarlas termales. En ellas, la influencia termal es baja y por lo tanto es posible asumir que la composición se debe principalmente a alteración meteórica. Estas fuentes corresponden a; Jahu, Higu-1 y 2, Elba, Cora-1 y 2, Auco. Su temperatura es superior sólo entre 3 y 6°C a la temperatura media atmosférica.

#### 1. Metodología

- Muestreo

Dos muestras fueron tomadas en cada fuente: una de 500 o 1000 ml para elementos mayores e isótopos del azufre, y una de 125 ml para trazas. Las de 125 ml fueron filtradas en terreno con una jeringa provista de un filtro Millipore de 0.45  $\mu\text{m}$  y acidificadas con ácido nítrico suprapuro lo antes posible, en algunas ocasiones esto se hizo en terreno, pero en general se acidificó en cuanto las muestras llegaron al laboratorio. La acidificación es complicada por lo peligroso de portar un ácido concentrado y corrosivo, y debido que las condiciones de terreno propician la contaminación éste y el análisis resulta finalmente distorsionado. Las muestras de 500 o 1000 ml fueron filtradas al llegar al laboratorio con filtros Millipore de 0.45  $\mu\text{m}$ . La temperatura y el pH fueron medidos sistemáticamente en terreno.



Fig. V-1 Izquierda, medición *in-situ* de pH y temperatura en manantial tibio. Derecha, filtrado de las muestras para evitar que el material que no está en solución distorsione el análisis. Baños de Tupungato, Chile.

- Análisis de aguas termales

Los análisis químicos fueron realizados por François Risacher en el laboratorio del Sernageomin y en el Centro de Geoquímica de la Superficie de Strasbourg, Francia. En el laboratorio de la Universidad de Toulouse el Sr. Jean-Paul Toutain analizó los elementos trazas. Se presenta a continuación el detalle de los métodos analíticos con el laboratorio a cargo. El método entre paréntesis indica un reducido número de análisis realizados por el referido laboratorio.

	Laboratorio Sernageomin	Centro de Geoquímica Strasbourg
Densidad	picnómetro	-----

<b>Alcalinidad</b>	titulación potenciométrica	titulación potenciométrica
<b>Cloruro</b>	Método de Mohr (cromatografía iónica)	cromatografía iónica
<b>Sulfato</b>	(cromatografía iónica)	cromatografía iónica
<b>Nitrato</b>	(cromatografía iónica)	cromatografía iónica
<b>Bromuro</b>	ICP-MS	(cromatografía iónica)
<b>Boro</b>	-----	colorimetría con azometina auto-analizador
<b>Silicio</b>	-----	colorimetría con molibdato auto-analizador
<b>Arsénico</b>	ICP-MS	(ICP-MS)
<b>Sodio</b>	fotometría emisión	(espectrometría de absorción atómica, llama)
<b>Potasio</b>	fotometría emisión	(espectrometría de absorción atómica, llama)
<b>Litio</b>	espectrometría de absorción atómica, llama	(espectrometría de absorción atómica, llama)
<b>Calcio</b>	espectrometría de absorción atómica, llama	(espectrometría de absorción atómica, llama)
<b>Magnesio</b>	espectrometría de absorción atómica, llama	(espectrometría de absorción atómica, llama)
<b>Amoniaco</b>	-----	colorimetría con auto-analizador

Trazas ICP-MS (ICP-MS)

## 2. Distribución de las fuentes termales

Para el estudio geoquímico de las manifestaciones termales de la zona central de Chile (32°30' - 34°30' de Latitud Sur) se han considerado 17 muestras de agua de manantiales que presentan una temperatura superior en al menos 3°C a la temperatura atmosférica media local (límite termal e.g. Hauser, 1997; Risacher et al., 2003).

Nombre	Codigo	Reg	Zona	UTM-X	UTM-Y	Alt	Tatm	Temp
Jahuel	jahu	V	19H	350574	6382665	1172	15	21.2
La Higuera	higu-1	V	19H	345053	6378921	784	14.7	19
La Higuera	higu-2	V	19H	345436	6378684	779	14.8	19.7
El Barro	elba	V	19H	355068	6376511	1086	15	18.8
Corazon	cora-2	V	19H	355139	6370186	944	14.8	18.2
Corazon	cora-1	V	19H	355581	6369984	994	14.9	20.2
Auco	auco	V	19H	340136	6359766	881	14.7	20.4
Saladillo	bsal	V	19H	381295	6353630	1765	12.7	24.7
Chacabuco	chac	M	19H	343294	6342072	752	14.4	23.5
Colina Peldehue	colp	M	19H	351014	6327245	948	14.6	29
Carvajalino	carv	M	19H	349984	6326017	813	14.5	22.9
Tupungato	tupu	M	19H	415984	6308513	2983	4.4	28.3
Salinillas	sali	M	19H	396897	6293234	1611	13.7	33.3
El Plomo	plom	M	19H	414726	6278468	2929	4.8	44
Baños Morales	mora	M	19H	407534	6247777	2374	8.6	23
Colina Maipo	colm	M	19H	409164	6253549	2525	7.5	52
Puente de Tierra	puen	M	19H	404732	6226552	2185	9.8	41.2

Tabla 6 Coordenadas UTM, códigos y temperaturas de las aguas termales y media atmosférica.

Alt = Altura en m.s.n.m.

Tatm = Temperatura media de la atmósfera

Temp = Temp. de la fuente termal medida *in situ*.

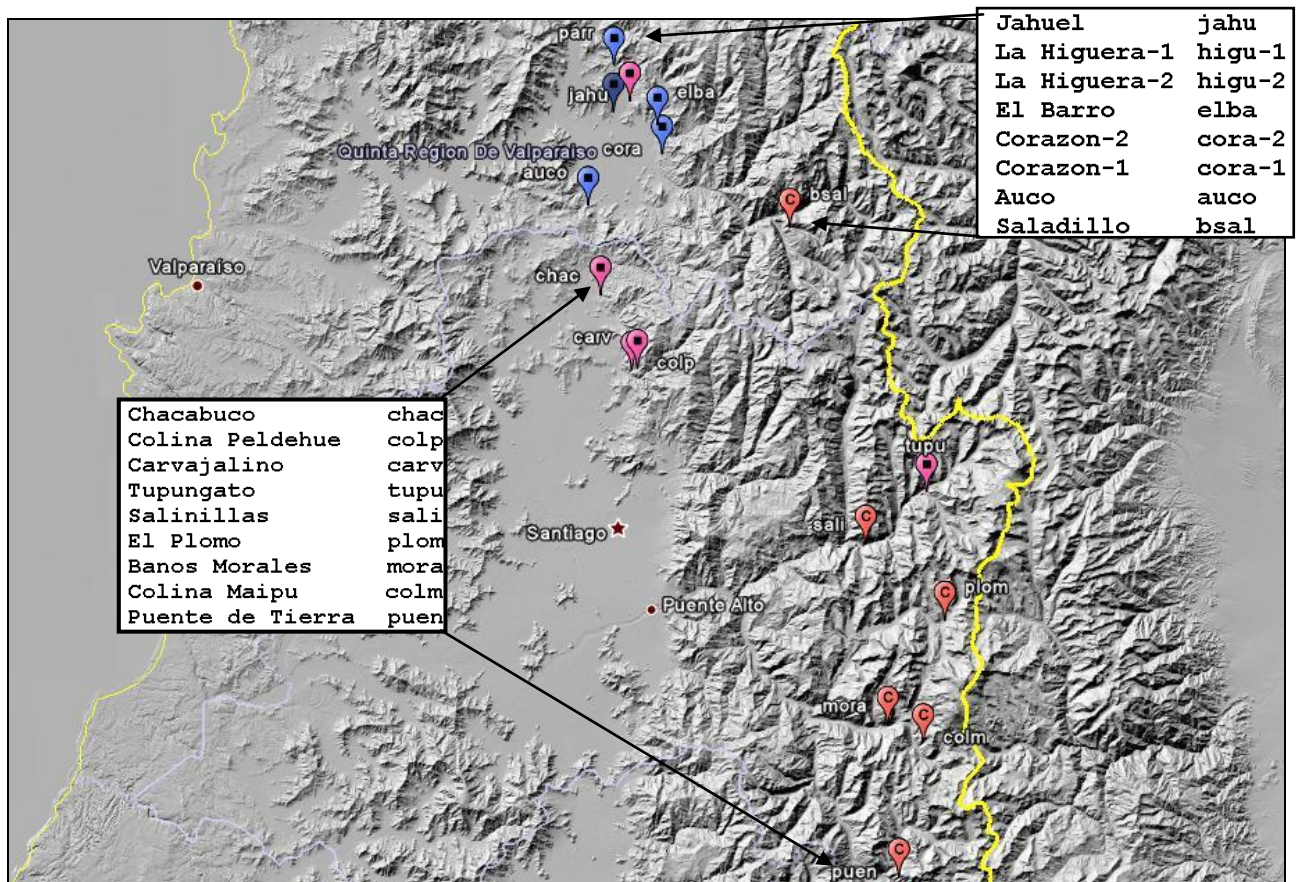


Fig. V-2 Distribución de las manifestaciones consideradas en este estudio ubicadas sobre un modelo numérico de terreno. En los recuadros se muestran los nombres de las fuentes termales y sus códigos de identificación.

#### Propiedades físicas y químicas de las fuentes termales

Como ya se ha mencionado, para el estudio de manifestaciones termales es muy importante medir algunos parámetros *in situ*, debido a que apenas se toma la muestra las condiciones naturales a las que se encuentra el fluido, comienzan a cambiar las condiciones físicas y químicas de la muestra. El descenso en la temperatura provoca un cambio en el equilibrio termodinámico y ocurre la precipitación de minerales. Producto de esto se altera también el pH de muestra y finalmente, cuando las muestras son analizadas en el laboratorio, las condiciones no son iguales y se deben tomar estas medidas tanto porque entregan información por sí mismas, como para corregir los análisis. Estos parámetros se presentan a continuación.

#### ▪ Temperatura

Las manifestaciones consideradas dentro de este trabajo muestran una clara tendencia a aumentar su temperatura hacia el sur - este. Esto, ha sido anteriormente reconocido por Hauser (1997) y asociado al mayor desarrollo del arco volcánico. La diferencia de temperatura entre las manifestaciones que afloran

sobre el sistema de falla Pocuro – San Ramón y las que surgen sobre el sistema de falla El Diablo – El Fierro es también notoria; en promedio, las primeras tienen una temperatura de 21,6°C, mientras que las segundas alcanzan los 37°C.

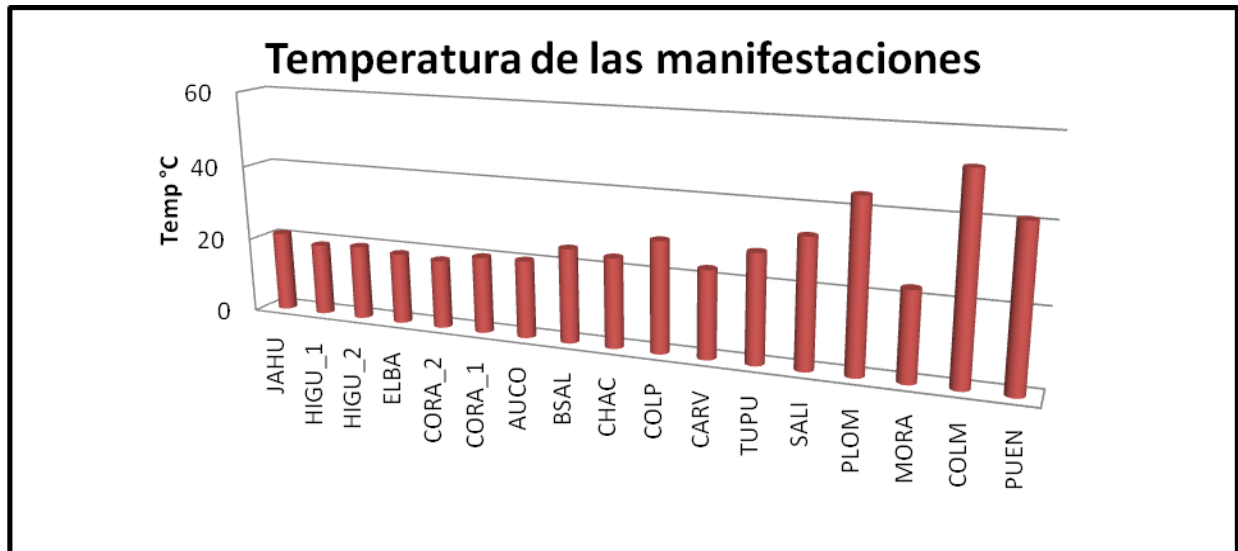


Gráfico 1: Temperatura medida *in-situ* de las fuentes termales consideradas en este estudio.

- Condiciones de pH

El pH de las manifestaciones de Chile central varía entre 6 y 8, lo cual es bastante cercano a neutro y con una dispersión muy baja. De manera general, se puede decir que las manifestaciones asociadas a la zona de falla El Diablo – El Fierro presentan un pH levemente ácido (en promedio 6,36) mientras que las manifestaciones asociadas a la zona de falla Pocuro - San Ramón son levemente básicas (en promedio 7,44). No deja de ser interesante el hecho de que el grupo de aguas con mayor pH (Baños de Colina Peldehue, Carvajal y Chacabuco), se encuentren geográficamente muy cercanos.

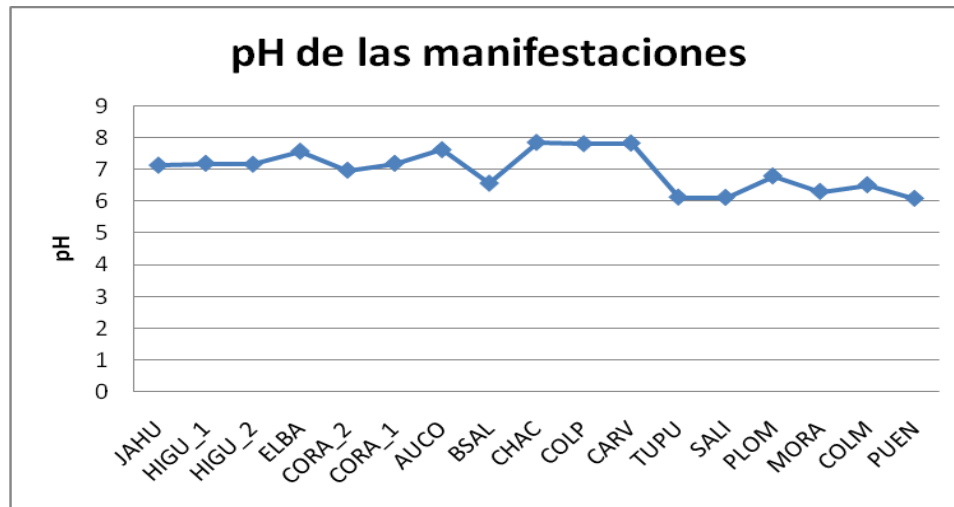


Gráfico 2 Condiciones de pH de las manifestaciones, medido en terreno.

#### Salinidad total

La salinidad total corresponde a la cantidad total de sales que hay en una solución. Se ha medido en miligramos (de soluto) por litro (de solución) y en el Gráfico 1 se muestra la variación de la salinidad total (SDT en mg/L) para cada una de las fuentes termales consideradas en este trabajo ordenadas de norte a sur desde el extremo izquierdo del gráfico.

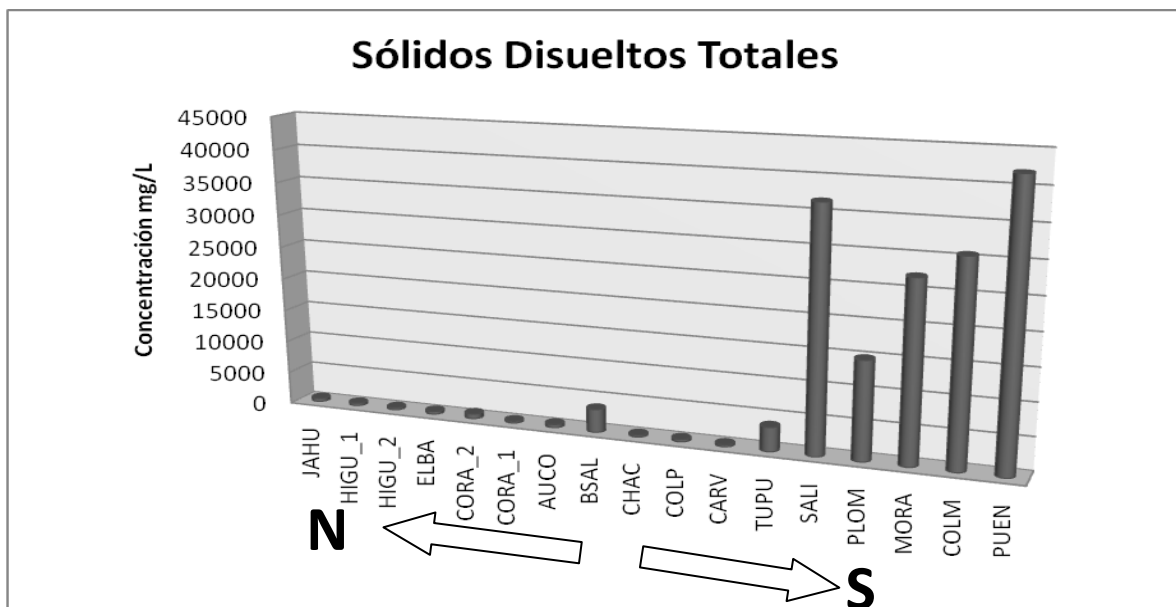


Gráfico 3: Variación de la sólidos disueltos totales (SDT) en mg/L. En las aguas termales de la zona central.



Se aprecia claramente que SDT que presentan las manifestaciones asociadas al sistema de falla El Diablo – El Fierro es un orden de magnitud superior a sus homólogas del sistema de falla Pocuro – San Ramón. Sin embargo, en los Baños de Salinillas y en los de Puente de Tierra el SDT es sobresaliente si se los compara, por ejemplo, con la salinidad promedio del agua de mar que oscila entre 30 a 35 mil miligramos por litro (3-3,5 %). Esto conduce a una primera clasificación de las aguas en dos grupos:

**Tabla 7: Concentración de sólidos totales disueltos para las manifestaciones termales de la zona norte y sur de Chile Central.**

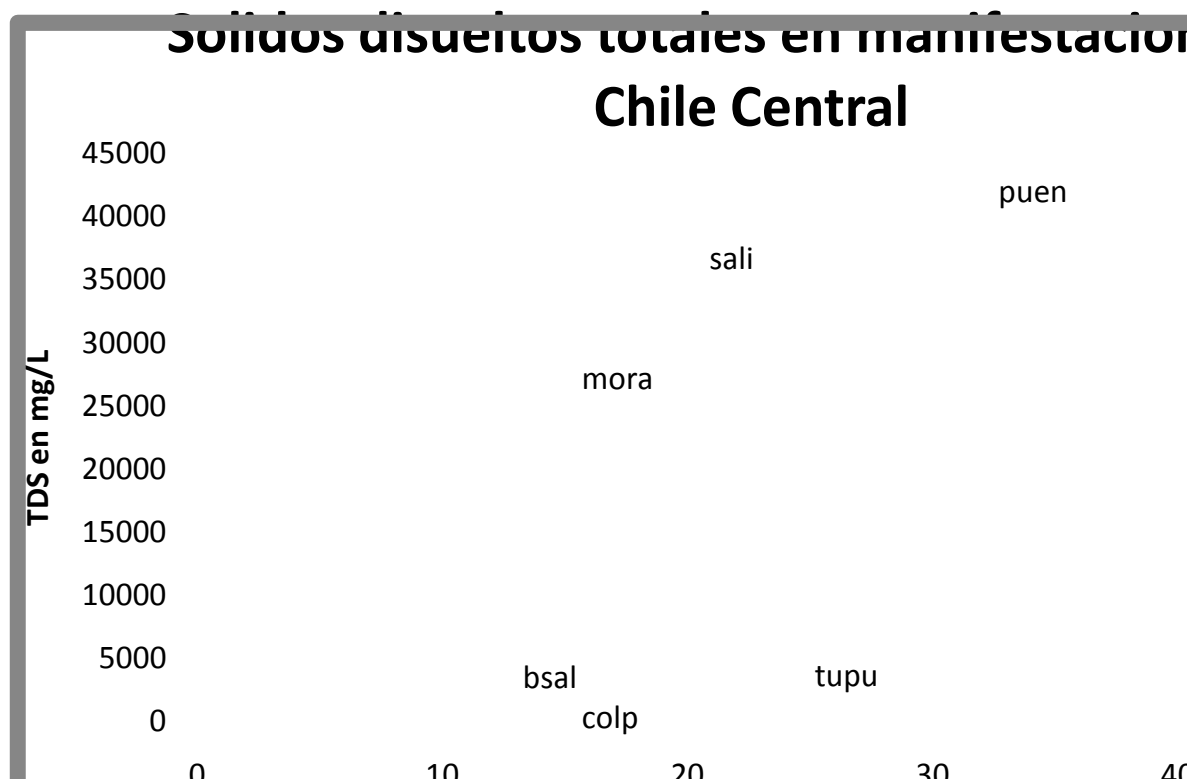
Zona	SDT min	SDT max	Promedio
Norte	354	3725	1014,25
Sur	15009	42063	30346,4

Donde se aprecia que en promedio las aguas de la zona sur son 30 veces más concentradas que las de la zona norte.

El origen de estas sales disueltas y la posible explicación de variaciones en su concentración será abordado en las discusiones.

#### Variación de las concentraciones con la temperatura

La solubilidad de las especies minerales depende fuertemente de la temperatura del fluido. No obstante, debe considerarse que los distintos componentes presentan distintos comportamientos frente a los cambios de temperatura. Para los minerales y elementos que presentan una solubilidad “prógrada”, propiedad que comparten la mayor parte de los compuestos comúnmente presentes en las rocas volcánicas, la solubilidad aumenta con la temperatura. Por otra parte, compuestos como el carbonato de calcio presentan una solubilidad “retrógrada”, es decir, a medida que aumenta la temperatura de un fluido que contiene  $\text{CaCO}_3$ , disminuye su capacidad de mantenerlo en solución. Esto se debe tener presente cuando se muestrean para análisis manifestaciones que tienen depósitos de travertino. Por último, la solubilidad no dependerá exclusivamente de la temperatura, sino también de la presencia de sales y/o salmueras profundas, o de inclusiones fluidas en las rocas lixiviadas, que al romperse se mezclan con las aguas circulantes. Por lo que un aumento de concentración puede deberse a un efecto no termal. Por esto, para analizar la variación de concentración con la temperatura es mejor usar concentraciones relativas en porcentajes de la salinidad total. En el **Gráfico 4** se presentan las variaciones de la salinidad función de la diferencia de temperatura de la fuente y la temperatura de la atmósfera ( $\text{Temp} - \text{Tatm}$ ) para las manifestaciones de Chile central.



**Gráfico 4:** Cantidad de sólidos disueltos totales en manifestaciones termales de Chile Central. En el eje horizontal se muestra la temperatura sobre la media atmosférica a la cual surgen las aguas termales. Al parecer no hay una correlación completa entre la temperatura y el contenido de sales.

De las manifestaciones que presentan concentraciones inferiores a 5000 mg/L se puede decir que deben su salinidad a la alteración hidrotermal. Estas concentraciones se observan en la zona norte del área de estudio. En el **Gráfico 4** se ha trazado una línea de tendencia que muestra que no existe una correlación entre la temperatura de las fuentes termales y la cantidad de sólidos disueltos.

Una posible interpretación de esto se dará en las discusiones.

## B. Datos químicos

La Tabla 8 presenta los análisis químicos de elementos mayores, menores y trazas de las 17 aguas termales consideradas en este estudio. Debido a que para obtener este set de datos se enviaron muestras a tres laboratorios (Sernageomin, Toulouse y Strasbourg) no se dispone de análisis completos para cada fuente, pero esto contribuye a minimizar el error asociado a las mediciones. Los límites de detección varían según el modelo de ICP del cual disponga el laboratorio y de la dilución de la muestra.

HCO<sub>3</sub> y CO<sub>3</sub> fueron calculados por F. Risacher con un programa de modelación hidroquímica (Risacher and Clement, 2001).

NUMERO	CEL	T	STD	pH	Alc	HCO3	CO3	Cl	SO4	SiO2	B	Na	K	Li	Ca	Mg
Unidad	μS/cm	°C	mg/L	*	meq/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
JAHU	617	21,2	548	7,14	2,77	168	0,313	5,75	205	26,742	0,141	29,9	2,2	0,012	79	23,4
HIGU_1	457	19	443	7,2	4,01	242	0,463	8,52	41,8	44,498	0,076	12,6	0,199	<0.004	73	11,9
HIGU_2	421	19,7	405	7,17	3,57	214	0,371	7,77	41,4	41,075	0,076	12,5	0,5	<0.004	65,4	10,9
ELBA	545	18,8	497	7,58	4,46	271	1,26	5,33	67	26,100	0,141	24,8	0,199	0,008	76,2	15,8
CORA_2	868	18,2	801	6,98	3,85	234	0,353	7,85	331	26,742	0,065	26	0,371	0,029	126	43,3
CORA_1	367	20,2	358	7,2	3,32	201	0,335	4,4	37,4	23,533	0,065	22,7	0,192	0,012	49,7	10,5
AUCO	615	20,4	558	7,63	4,62	280	1,55	7,24	97,9	32,090	0,216	40,7	0,031	0,017	84,6	11,4
BSAL	5840	24,7	3628	6,57	3,22	196	0,161	1870	204	27,811	6,35	1030	28,4	1,02	231	18,2
CHAC	475	23,5	354	7,86	1,61	96,7	0,56	39,4	84,6	19,404	0,368	76,1	0,395	<0.004	24,4	0,904
COLP	629	29	443	7,82	0,962	57	0,455	96,2	118	24,602	1,29	82,1	0,848	0,036	49,7	1,16
CARV	510	22,9	371	7,84	1,43	85,6	0,593	61,4	86,9	20,837	0,789	57	0,508	0,021	46,9	1,65
TUPU	3960	28,3	3765	6,13	11,6	707	0,421	298	1630	64,608	3,75	301	46,5	1,09	589	108
SALI	50300	33,3	36759	6,12	5,57	339	0,267	20900	1560	26,100	6,18	12700	103	2,2	1040	64,9
PLOM	19860	44	15009	6,8	2,34	141	0,646	6850	2380	29,523	2,97	4600	31,6	0,568	870	92,1
MORA	36900	23	27231	6,31	23,7	1440	1,38	14600	1100	98,195	7,29	8510	242	3,54	986	223
COLM	40700	52	30670	6,52	17,4	1050	3,76	14900	3090	158,097	31,6	9590	391	12	1100	267
PUEN	52100	41,2	42063	6,09	19,8	1200	1,41	22400	2870	52,628	18,3	13600	224	5,5	1420	191

**Tabla 8 Conductividad eléctrica (CEL), temperatura (T), sólidos disueltos totales (STD,) pH, alcalinidad (Alc) y química de elementos mayores de las fuentes termales consideradas en este estudio. Datos de Risacher y Hauser (2008) y de este estudio.**

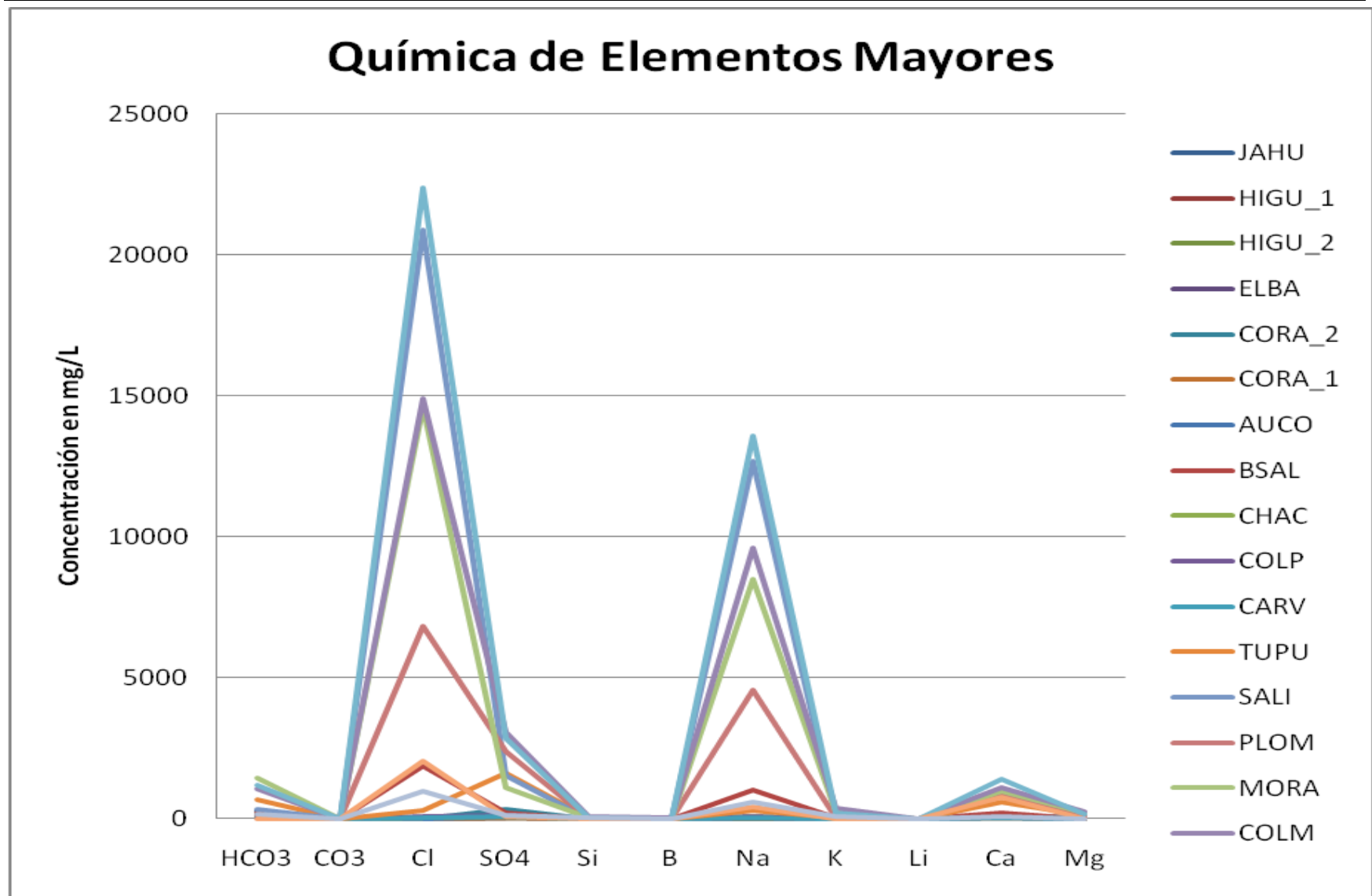


Gráfico 5 Concentración de elementos mayores en las fuentes 17 fuentes termales analizadas de Chile Central. Datos de Risacher y Hauser, 2008 y de este estudio.

### Clasificaciones químicas de las aguas termales con diagramas triangulares

Para clasificar las aguas con diagramas triangulares en base a su contenido de aniones y cationes se utiliza una porción del diagrama de Piper donde los ápices corresponden a los cationes Na+K+Li, Ca y Mg y los aniones a Cl, SO<sub>4</sub> y HCO<sub>3</sub>+CO<sub>3</sub>. Siguiendo el criterio normalmente utilizado para diagramas hidrogeoquímicos, los límites considerados para delimitar los grupos químicos corresponden a 5, 25, 75, 95 % (**Fig. V-3**). Donde las composiciones de las aguas se representan con un punto en los diagramas y se consideran la siguiente nomenclatura de formulación:

1. Un componente que constituye más del 95% de la suma de cationes o aniones se representa solo sin paréntesis y sin los demás cationes o aniones.
2. Un componente que constituye entre 95 y 25% de los cationes o aniones se representa también sin paréntesis, pero no solo.
3. Un componente que constituye entre 25 y 5% de los cationes o aniones se representa con paréntesis y no solo.
4. Un componente que constituye menos del 5% de los cationes o aniones no figura en la formulación.

Cuando varios componentes están dentro del mismo rango de concentración, aparecen en la formulación desde el más concentrado hasta el menos concentrado. Por ejemplo: Na-Mg y Mg-Na. Se usa como unidad el miliequivalente por litro.

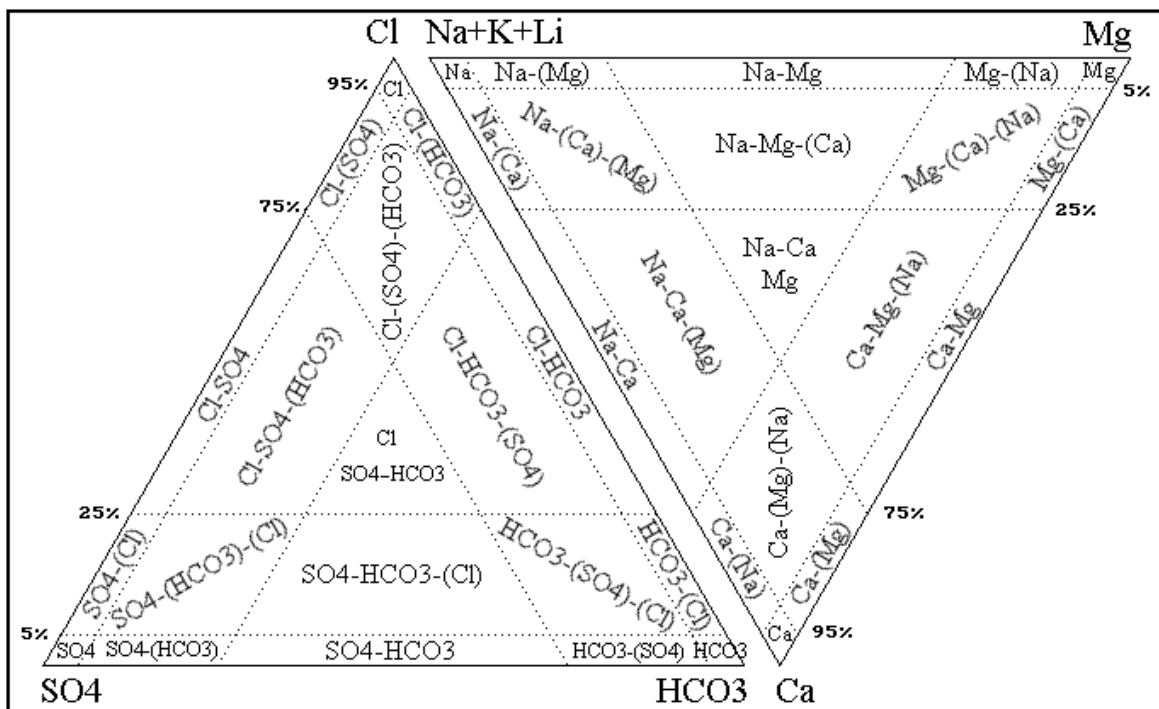


Fig. V-3 Clasificación de aguas en diagramas triangulares

Gráfico 6 y Gráfico 7 presentan todas las aguas estudiadas en triángulos de clasificación de aniones y cationes.

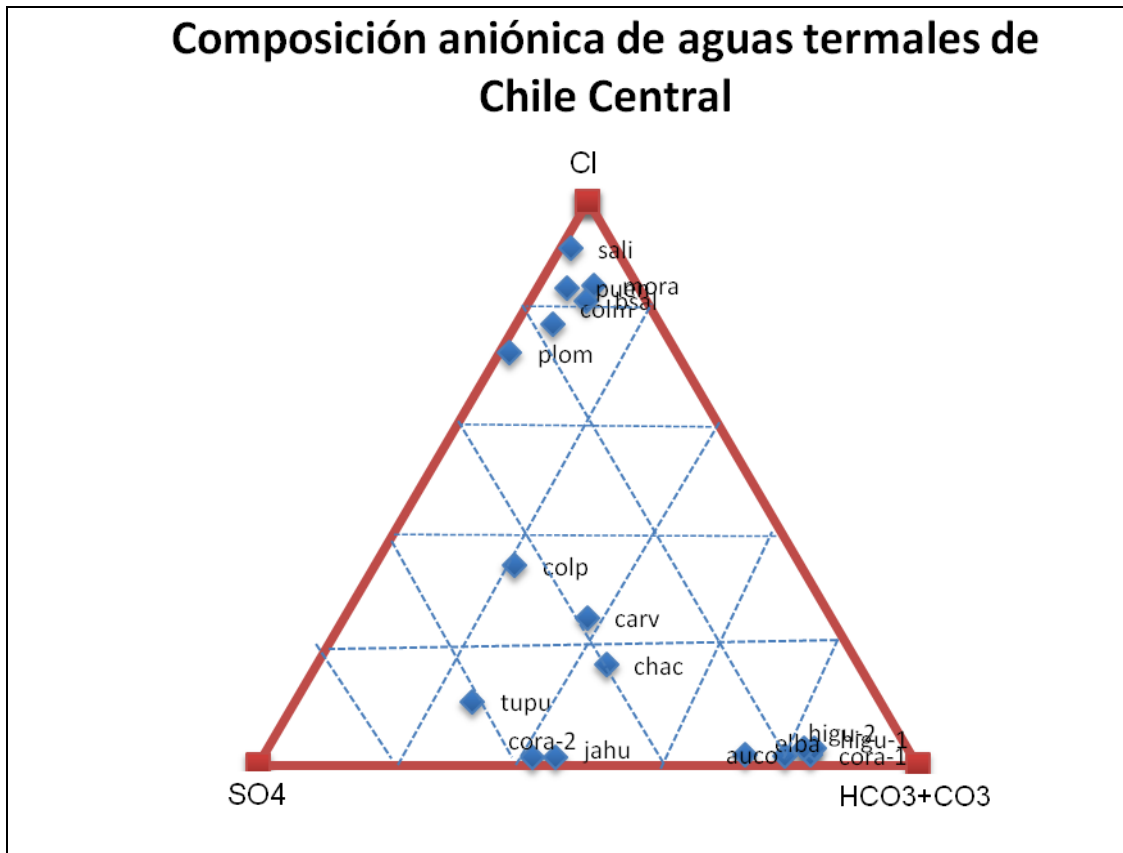
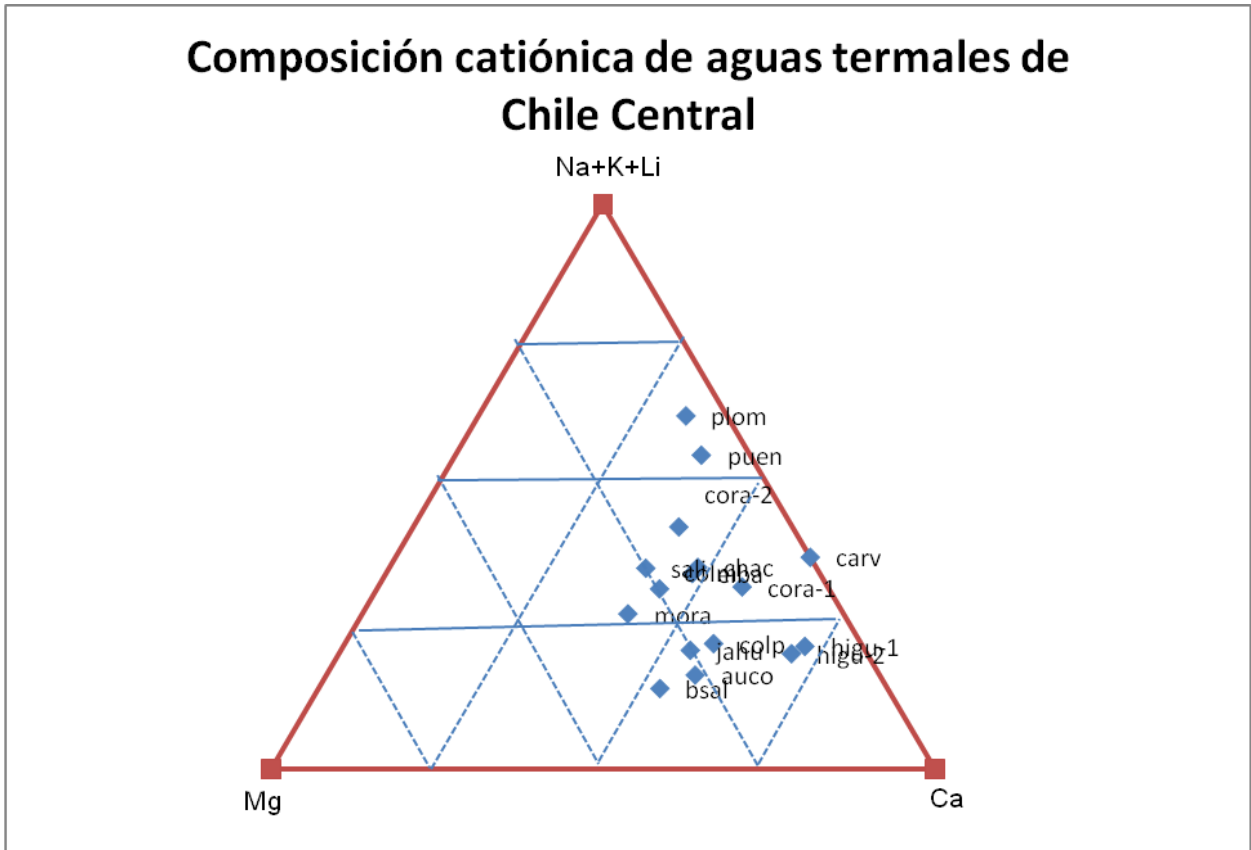


Gráfico 6 Composición de las aguas termales de Chile Central en un diagrama triangular de aniones.

En este esquema, podemos distinguir tres grupos de aguas:

- En el ápice superior se concentran las manifestaciones de los baños Morales, Salinillas, Puente de Tierra, Colina Maipo, El Plomo y Saladillo. Corresponden a aguas principalmente cloruradas con una leve tendencia hacia la arista sulfatada.
- Sobre la arista inferior se distribuyen las fuentes de Corazón (1 y 2), Jahuel, Auco, La Higuera (1 y 2) y El Barro. Corresponden a aguas con muy bajo contenido en cloruro (en promedio 6.67 mg/l) que van desde semi sulfatadas a carbonatadas.
- En el centro del triángulo se observa un grupo de aguas “intermedio” donde tanto el cloruro como el sulfato y el carbonato se encuentran presentes en cantidades similares; las aguas de los baños Colina Peldehue, Carvajal y Chacabuco se encuentran en esta región.

Los Baños del Tupungato no presentan un contenido tan alto de cloruro como las otras aguas del grupo por lo que su pertenencia a este grupo ó al anterior no es clara.



**Gráfico 7** Composición de aguas termales de Chile Central en un diagrama triangular de cationes.

En el **Gráfico 7** no se aprecian grupos claros de aguas. De una forma general, se puede decir que son aguas cálcicas de composición intermedia.

La Tabla 5 indica la formulación química para cada agua.

**Tabla 5.** Grupos químicos de las fuentes termales estudiadas

FUENTE	CACIONES	ANIONES
AUCO	Ca-Na-(Mg)	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>
BSAL	Na-(Ca)	Cl-(SO <sub>4</sub> )-(HCO <sub>3</sub> )
CHAC	Na-Ca	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl
COLP	Na-Ca	Cl-SO <sub>4</sub> -(HCO <sub>3</sub> )
CARV	Na-Ca	Cl-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub>
TUPU	Ca-Na-(Mg)	SO <sub>4</sub> -(HCO <sub>3</sub> )-(Cl)



<b>SALI</b>	Na-(Ca)	Cl-(SO <sub>4</sub> )
<b>PLOM</b>	Na-(Ca)	Cl-(SO <sub>4</sub> )
<b>MORA</b>	Na-(Ca)	Cl-(HCO <sub>3</sub> )-(SO <sub>4</sub> )
<b>COLM</b>	Na-(Ca)	Cl-(SO <sub>4</sub> )
<b>PUEN</b>	Na-(Ca)	Cl-(SO <sub>4</sub> )
<b>CAUQ</b>	Ca-Na	Cl
<b>FLAC</b>	Na-(Ca)	Cl-(HCO <sub>3</sub> )-(SO <sub>4</sub> )
<b>JAHU</b>	Ca-Mg-(Na)	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub>
<b>HIGU-1</b>	Ca-(Mg)-(Na)	HCO <sub>3</sub> -(SO <sub>4</sub> )-(Cl)
<b>HIGU-2</b>	Ca-(Mg)-(Na)	HCO <sub>3</sub> -(SO <sub>4</sub> )-(Cl)
<b>ELBA</b>	Ca-(Mg)-(Na)	HCO <sub>3</sub> -(SO <sub>4</sub> )
<b>CORA-2</b>	Ca-Mg-(Na)	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub>
<b>CORA-1</b>	Ca-(Na)-(Mg)	HCO <sub>3</sub> -(SO <sub>4</sub> )-(Cl)

### C. Geotermometría

Los geotermómetros permiten conocer la temperatura a la que se han equilibrado las distintas fases presentes en un líquido o gas. Estos se han utilizado ampliamente en la investigación geotérmica y hoy en día se han calibrado decenas de métodos geotermométricos (e.g. Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development, UNITAR) que involucran diversas reacciones químicas entre especies en solución y fraccionamientos isotópicos para poder responder lo que en geotermia consituye una interrogante crucial; la que temperatura a la cual se encuentra el reservorio de fluidos geotermales.

La calibración de estos métodos se ha debido en gran parte al monitoreo geoquímico permanente de pozos geotérmicos que ha constituido la base empírica de los geotermómetros. Lo que se observa en el perfil de la perforación, es que la composición de los fluidos varía sistemáticamente con la temperatura. Luego, en el laboratorio se realizan las experiencias de interacción de fases fluidas, gaseosas y minerales para establecer las relaciones termodinámicas que gobiernan las reacciones y así se corrigen y calibran los métodos geotermométricos. Para aplicar estos métodos es necesario asumir las siguientes condiciones:

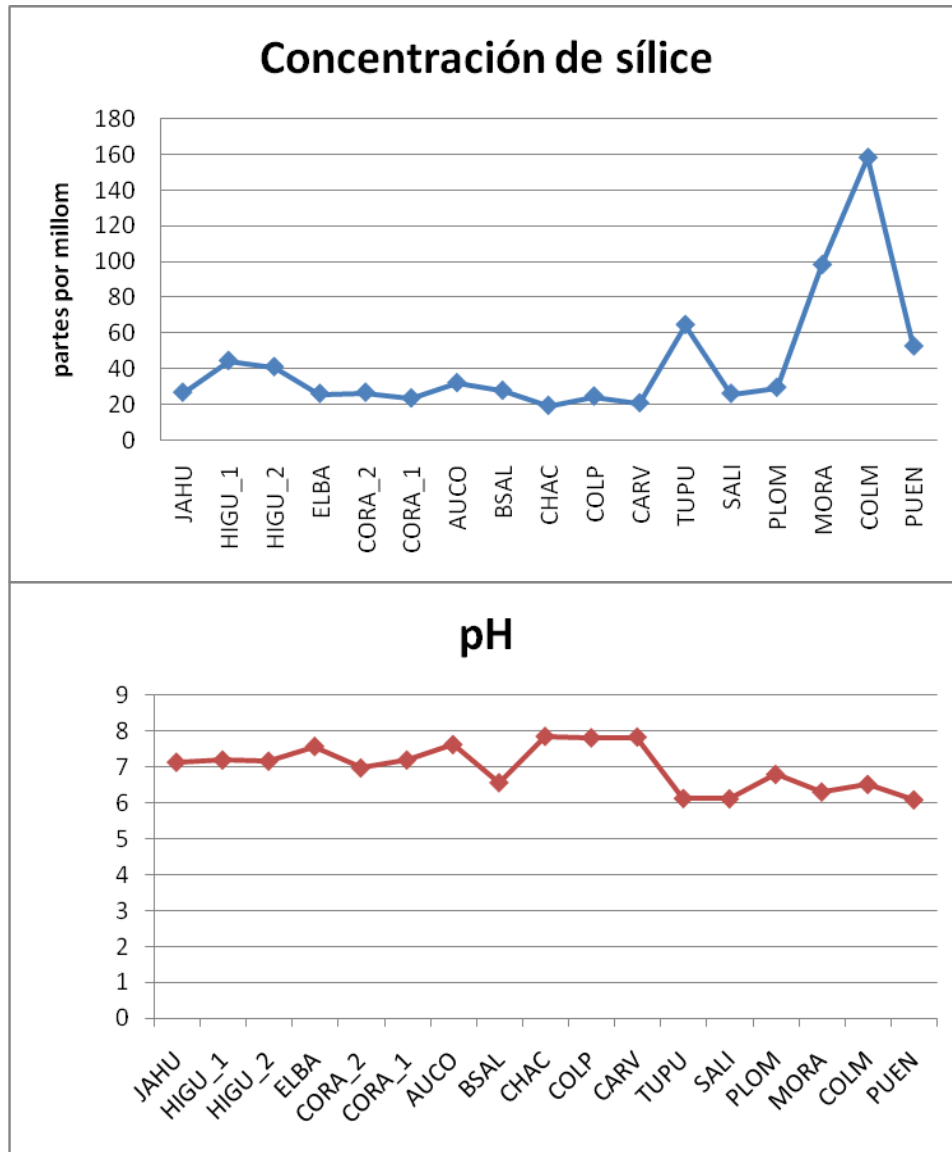
- Equilibrio químico de las fases en profundidad. Ya sea fluido-mineral, gas-mineral ó gas-gas.
- En la reacción de equilibrio la temperatura es relevante y no así la presión.
- Los minerales o especies fluidas involucradas en las reacciones de equilibrio se encuentran presentes en cantidades adecuadas.
- La reequilibración de los fluidos termales en su ascenso hacia la superficie es despreciable.

- El efecto de procesos secundarios como dilución, mezcla o ebullición es despreciable o en su defecto, cuantificable y corregible.

Las fórmulas geotermométricas se pueden consultar en el apéndice.

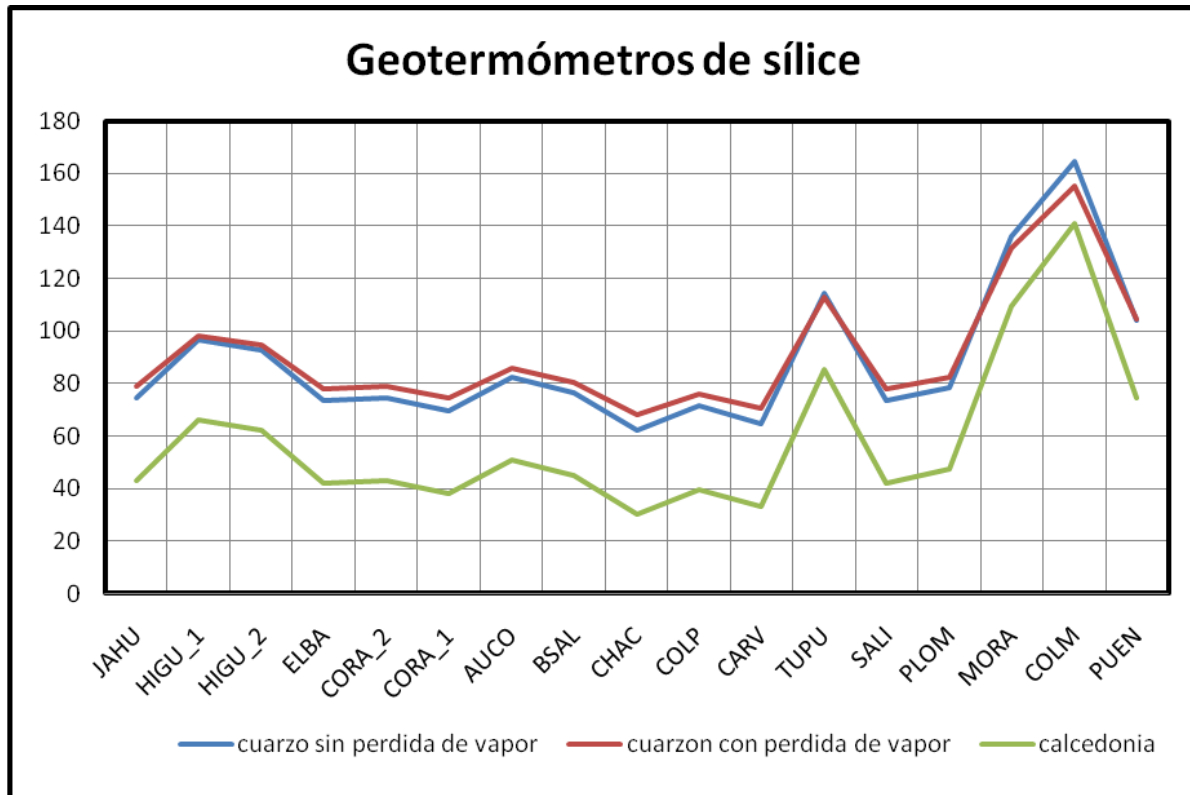
### **Geotermómetros de SiO<sub>2</sub>**

La solubilidad de SiO<sub>2</sub> es gobernada por la reacción de disolución de ácido silícico (H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>), y, puesto que SiO<sub>2</sub> tiene un comportamiento no volátil en el rango de temperatura geotérmico (< 350°C), un evento de pérdida de vapor provocará un aumento en su concentración, arrojando temperaturas aparentes más altas. La ecuación 3.22 está destinada a corregir dicho efecto en manantiales en ebullición. Al contrario de la ebullición, la mezcla de aguas termales con aguas meteóricas provocará una disminución de la concentración de SiO<sub>2</sub>, potenciando la subestimación de temperaturas de subsuperficie. Los efectos ebullición y dilución pueden superponerse en los manantiales calientes, por lo que siempre es recomendable usar todas las ecuaciones geotermométricas.



**Gráficos 8. Concentración de sílice (partes por millón) en las fuentes termales consideradas. Gráfico 9 pH de las mismas manifestaciones.**

Nótese que en las muestras de aguas termales de la zona central la concentración de sílice aparentemente no varía proporcionalmente al pH, por lo que se podría descartar un efecto en la solubilidad de sílice debido a éste factor.



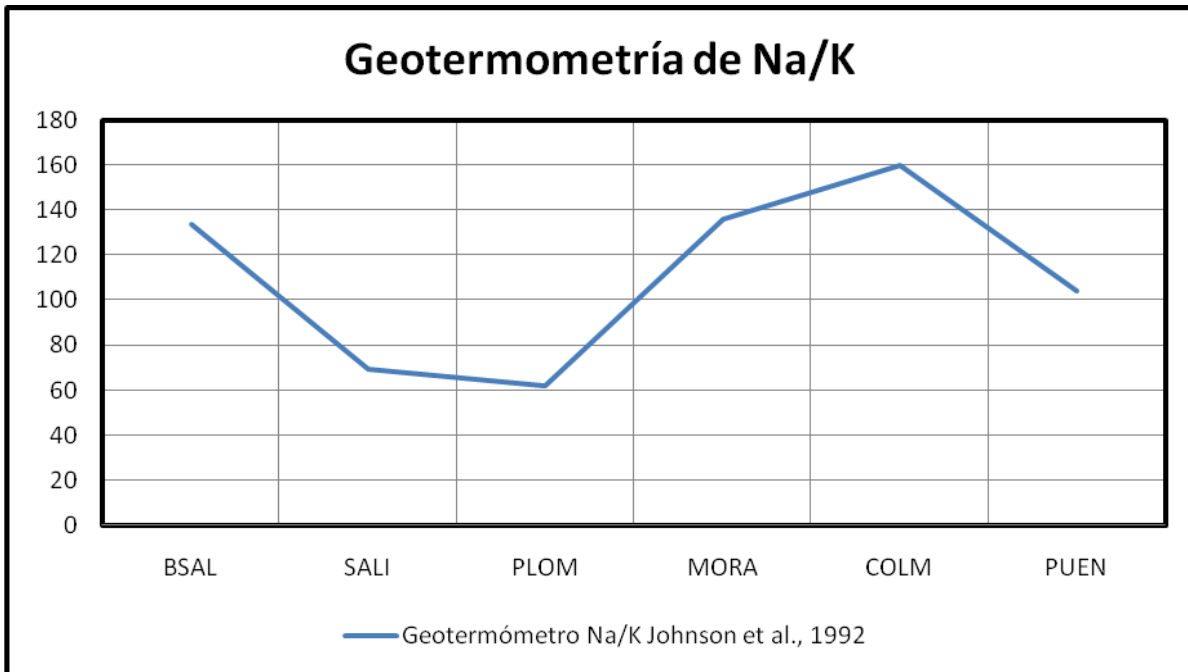
**Gráfico 10. Geotermometría de sílice para las manifestaciones consideradas en este estudio.**

Debido a que algunos geotermómetros como los de a-cristobalita, b-cristobalita y sílice amorfa indican que las aguas se equilibran a temperaturas menores a las cuales afloran en superficie, se han considerado no apropiados, bajo el supuesto lógico de que las aguas afloran en superficie a la menor temperatura que alcanzan desde que se han equilibrado. Los geotermómetros que indican temperaturas típicas de sistemas geotermales con estas características geoquímicas, de densidad y caudal de manifestaciones, corresponden los de cuarzo con y sin pérdida de vapor y calcedonia aplicados a los manantiales más calientes de la zona, que en este caso son los de Colina Maipo, Baños del Plomo y Puente de Tierra. En ellos, la temperatura indicada por los geotermómetros es de ~120-140°C

### Geotermometría basada en cationes

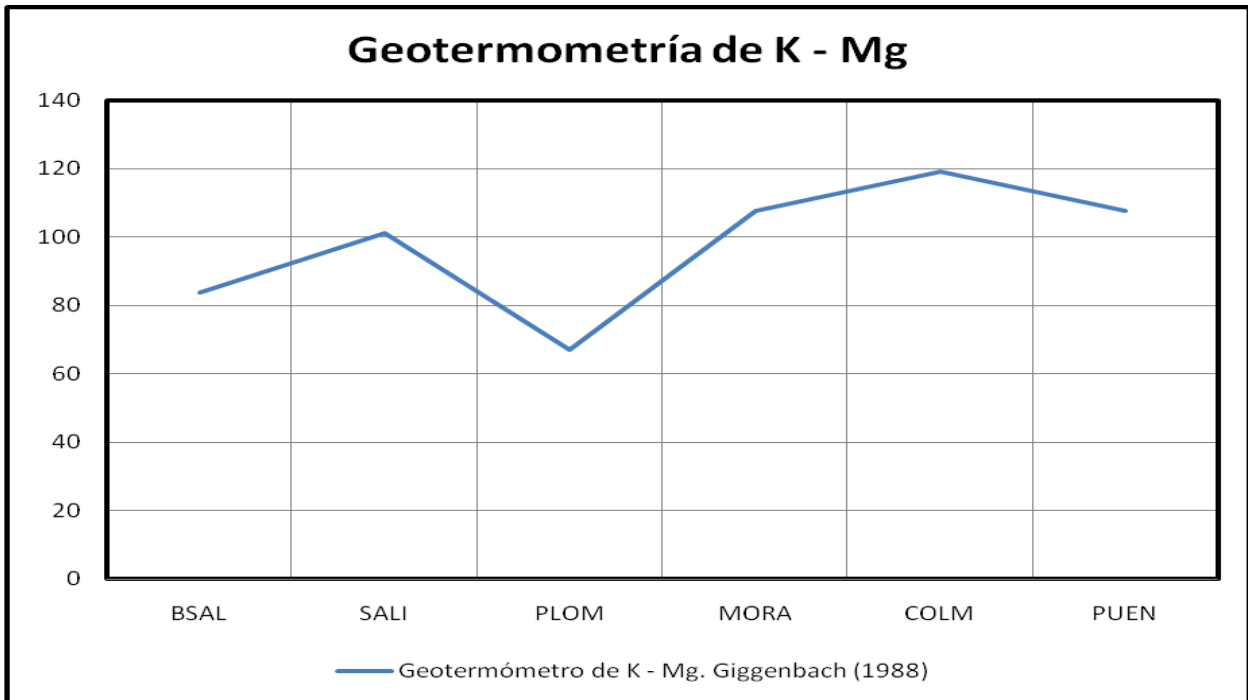
Los procesos secundarios tales como dilución o ebullición modifican los contenidos de compuestos y/ó elementos en una solución. Debido a esto, es una buena aproximación utilizar como geoindicadores las razones catiónicas Na-K, K-Mg y K-Ca puesto que son menos susceptibles de ser modificadas por dichos procesos. Aún así, debe considerarse que en ambientes sedimentarios, la participación de agua de mar, la dilución de inclusiones fluidas ó la interacción con salmueras puede alterar significativamente las razones catiónicas, así como también la mezcla con aguas meteóricas puede influir sobre el contenido catiónico.

Fournier y Truesdell (1973) observaron que, en general, las razones Na/K disminuían al aumentar la temperatura. En base a esto, calibraron el geotermómetro Na-K ( las reacciones que lo controlan pueden consultarse en el apéndice). La geotermometría de cationes solamente es válida para aguas cloruradas. En el gráfico siguiente se puede observar que arroja valores aberrantes para las aguas carbonatadas.



**Gráfico 11 Geotermómetro de Na/K aplicado a las manifestaciones consideradas en este estudio.**

Giggenbach (1988) también propuso el geotermómetro K-Mg ver anexos para relaciones de equilibrio:



**Gráfico 12 Geotermometría de K-Mg aplicada a las manifestaciones consideradas en este estudio (Giggenbach, 1988).**

Finalmente, Giggenbach (1988) combinó los geotermómetros Na-K y K-Mg en el diagrama ternario Na-K-Mg, con el fin de no sólo de evaluar temperaturas de subsuperficie sino también establecer el grado de equilibrio de las aguas termales, al comparar la posición que ocupan las muestras con respecto a la línea de equilibrio definida por  $T_{Na-K} = T_{K-Mg}$ . Como es de esperar, las muestras de pozos termales cumplen dicha condición, mientras que muestras de aguas termales superficiales cumplen invariablemente  $T_{Na-K} > T_{K-Mg}$ , incluidas las muestras de este estudio.  $T_{Na-K} > T_{K-Mg}$  lo cual refleja, por un lado, la vulnerabilidad de la razón  $K^2/Mg$  con respecto a la mezcla con aguas superficiales frías, las cuales exhiben normalmente concentraciones de Mg al menos 1 orden de magnitud superior a las aguas termales. Por otro lado, el sistema K-Mg se reequilibraría mucho más rápido que el sistema Na-K (Giggenbach, 1988), con lo que las temperaturas  $T_{K-Mg}$  se aproximarían a las temperaturas de descarga, reforzando el efecto de dilución.

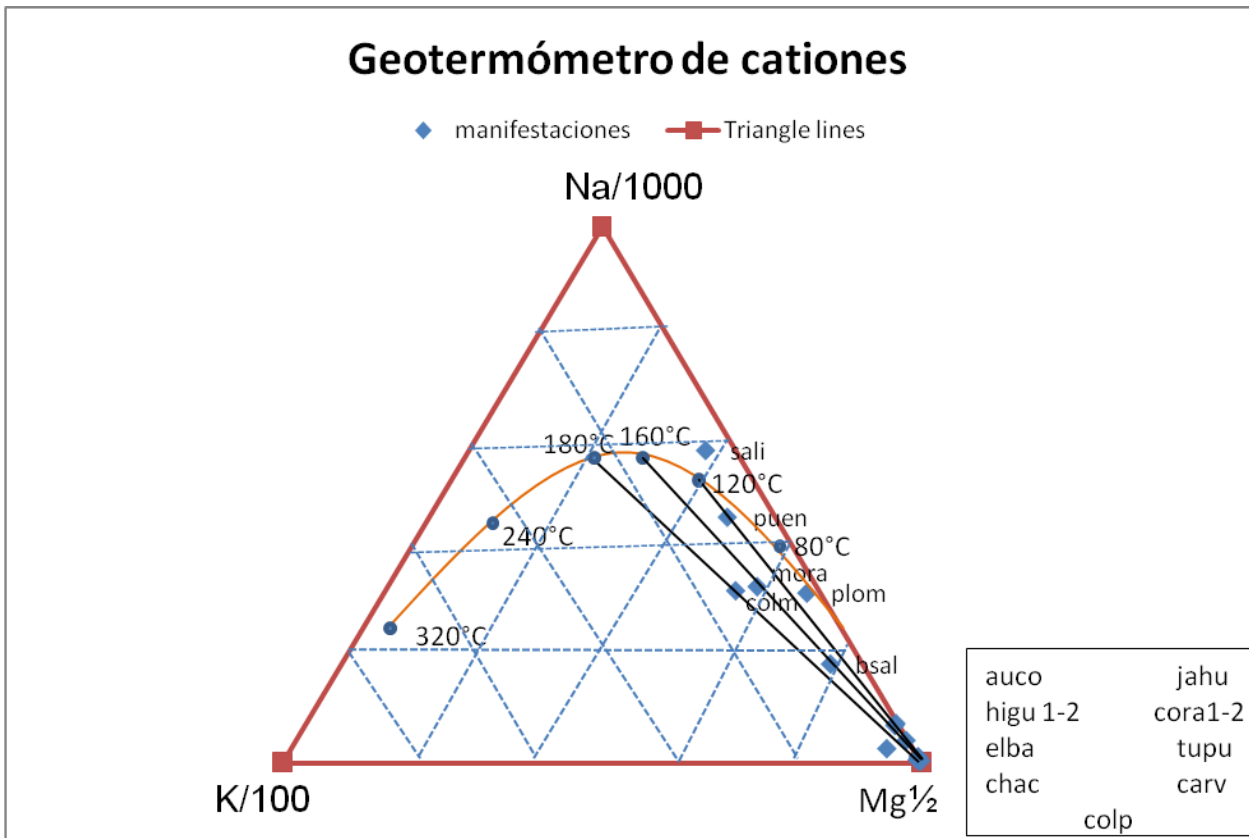


Gráfico 13 Geotermometría de Na-K-Mg. Giggenbach (1988). Se han ploteado en él todas las manifestaciones termales de Chile Central.

## VI. Discusión

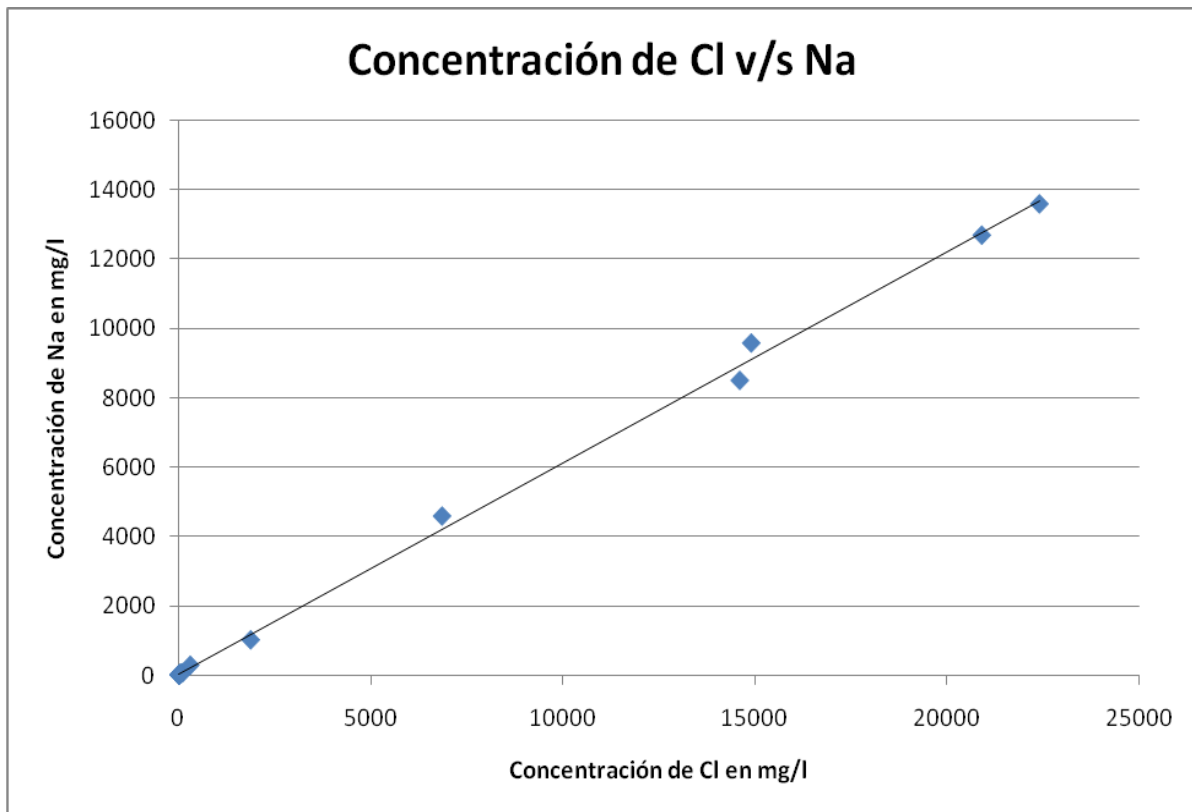
### A. Sobre el origen de los componentes en solución

Sodio, calcio y cloruro

En las aguas termales ubicadas sobre el sistema de falla El Diablo – El Fierro, el sodio y el cloruro son componentes mayores. El Gráfico 14 permite asumir que estas aguas en profundidad interactúan con salmueras ó bien disuelven evaporitas como yeso, anhidrita ó halita. Debido al comportamiento plástico de las evaporitas cuando son sometidas a deformación intensa, es muy difícil dilucidar la geometría y/ó presencia de éstas en profundidad por lo que, como ya se ha señalado, la carga salina de las manifestaciones puede revelar la presencia de evaporitas profundas. Para explicar el alto contenido de sales en solución de éstas aguas también podría proponerse la presencia de inclusiones fluidas de salmueras en rocas volcánicas o la

alteración hidrotermal de zonas mineralizadas con halita. A nivel de este estudio no es apropiado especular más allá.

La gran cantidad de sales en solución que presentan las manifestaciones asociadas al sistema de falla El Diablo – El Fierro, puede investigarse mediante las curvas de equimolaridad:



**Gráfico 14** La línea de tendencia señala la curva de equimolaridad para la disolución de NaCl. Se aprecia que los datos se ubican muy próximos a ellas confirmando la disolución de halita asociada a niveles evaporíticos.

En base a esto, es posible afirmar que en las manifestaciones asociadas al sistema de falla El Diablo - El Fierro, el alto contenido de sales en solución, que corresponde en su mayoría a halita, se debe no solamente a un proceso de alteración hidrotermal de rocas volcánicas sino que se trata de probablemente de la lixiviación de sales evaporíticas correspondientes al Yeso Oxfordiano. De lo anterior, se desprende un resultado interesante: las manifestaciones asociadas al sistema de falla El Diablo – El Fierro interactúan durante su migración con evaporitas que en esta región actúan como niveles de despegue. Esto implica, en el caso de manifestaciones como los Baños Morales, Salinillas y Termas del Plomo, que no surgen en contacto directo con capas de yeso, que las evaporitas asociados al corrimiento del Yeso, están involucradas con el sistema de falla El Diablo - El Fierro en profundidad.



Para testear esto se podría realizar el experimento sencillo de disolver un muestra de Yeso Oxfordiano y luego hacer un análisis geoquímico a fin de compararlo con estos resultados y averiguar que componentes aporta éste y cuales provienen de la lixiviación de otro tipo de rocas.

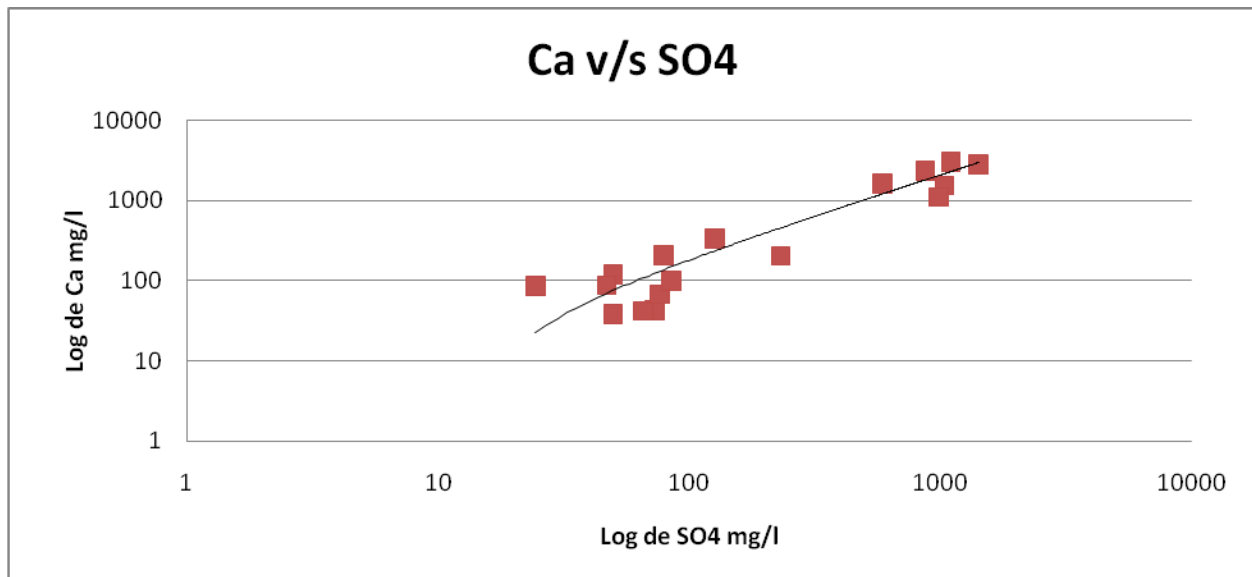
### Origen del sulfato

El origen del sulfato en las aguas de los Andes Chilenos, y en particular en las aguas termales, es un problema poco estudiado (Risacher, 2008). Hay dos buenos candidatos para ello

- El yeso de las formaciones evaporíticas y
- El azufre de los volcanes.

Otras fuentes que no se pueden descartar a priori son las mineralizaciones sulfuradas y las inclusiones fluidas en rocas volcánicas, sin embargo éstas parecen poco probables. El principal problema es distinguir entre la disolución del yeso y la oxidación del azufre. Es muy difícil determinar a partir de la sola composición química si el sulfato proviene de la oxidación del azufre. Esa oxidación produce iones  $H^+$  que acidifican la solución, reduciendo su alcalinidad. Pero, por otra parte, la alteración de los silicatos aumenta la alcalinidad. En general, no se observa relación clara entre sulfato y alcalinidad, ni tampoco entre sulfato y pH.

Dado que un agua que atraviesa una formación yesífera se enriquece en cantidades equimolares de  $SO_4$  y Ca, para detectar el aporte de las formaciones yesíferas es posible proceder de la misma manera que para la disolución de halita; con un gráfico Ca v/s  $SO_4$ :



**Gráfico 15** Relación de equimolaridad Ca v/s SO<sub>4</sub>.

El Gráfico 15 muestra la relación entre Ca y SO<sub>4</sub> en las manifestaciones de Chile Central. Los puntos representativos muestran una tendencia a distribuirse dispersos en una nube alrededor de la línea Ca = SO<sub>4</sub>. Lo cual es coherente con la disolución de yeso evaporítico.

## B. Geotermometría

Los datos geotermométricos presentados se pueden resumir e interpretar de la siguiente manera: Algunas manifestaciones presentan temperaturas consistentes para los diferentes geotermómetros aplicados. Es el caso de las manifestaciones de los Baños de Salinillas, Colina Maipo, Puente de Tierra, Baños Morales y Termas del Plomo. Para estas fuentes, la temperatura del reservorio debería ser rondar los 150°C, con lo que no alcanzan a ser denominados sistemas de alta entalpía (>180°C). Una excepción a esto podrían ser los Baños Colina Maipo, correspondientes a las manifestaciones de mayor temperatura, que podrían alcanzar una T de reservorio de 180°C (solamente con el geotermómetro de cationes). Con esto, los sistemas geotermales de asociados al sistema de falla El Diablo – El Fierro podrían considerarse de entalpía media a baja.

Las fuentes termales que afloran sobre el sistema de falla Pucuro - San Ramón son de tipo carbonatadas – sódicas, su composición química señala que son aguas esencialmente meteóricas y las temperaturas de equilibrio de reservorio arrojadas por los métodos geotermométricos no

son confiables. Corresponden a aguas con un termalismo tan leve que pueden ser consideradas como producto principalmente de alteración meteórica.

Esto se podría testear mediante la modelación de interacción de fluidos para tratar de separar los componentes de origen salino de los de origen hidrotermal.

### C. Conclusiones

Se puede dividir las aguas termales de la zona central de Chile (32°30'-34°30') en tres grupos:

- Aquellas que deben gran parte de su composición química a la redisolución de antiguas evaporitas (halita y yeso) o a la mezcla con salmueras profundas. Son aguas salobres o saladas, en general de tipo Na-Ca / Cl-SO<sub>4</sub>. Su salinidad puede alcanzar 40 g/L (Puente de Tierra) y que están asociadas a reservorios geotermales cuya temperatura de equilibrio indicada por geotermometría es cercana a 150°C los que deberían estar posicionados aproximadamente a 2,5 km de profundidad bajo la superficie (aproximadamente a nivel del mar).
- Aguas que deben su composición química esencialmente a la alteración hidrotermal. Son aguas diluidas de tipo carbonatadas - sódicas, con STD generalmente inferior a 1 g/L y corresponden a los Baños de Auco, El Barro, La Higuera, Jahuel y El Corazón. Se encuentran ubicados en el frente cordillerano sobre la traza de la falla Pocuro – San Ramón y están probablemente asociadas a la infiltración de aguas meteóricas que alcanzan isoterma entre 70-100 °C, a una profundidad cercana a 1,5 km bajo la superficie (también ~0 m.s.n.m.) y ascienden gracias a la permeabilidad que proveen las rocas mecánicamente disgregadas y fracturadas asociadas al sistema de falla Pocuro – San Ramón.
- Aguas termales de las fuentes de composición química intermedia cuya relación con los sistemas estructurales no es tan clara y de hecho, no hay evidencias directas que confirmen la presencia estructuras controlando el ascenso de los fluidos. La composición de estas aguas parece ser una mezcla entre las aguas características de los otros dos grupos geoquímicos. Corresponden a los Baños de Colina Peldehue, Carvajalino y Chacabuco. Los Baños de Tupungato quizás también podrían incluirse en este grupo, sin embargo su composición geoquímica es afín a las aguas de Pocuro - San Ramón, pero estructuralmente deberían estar asociadas al sistema de falla El Diablo – El Fierro.

## D. Sugerencias para estudios posteriores

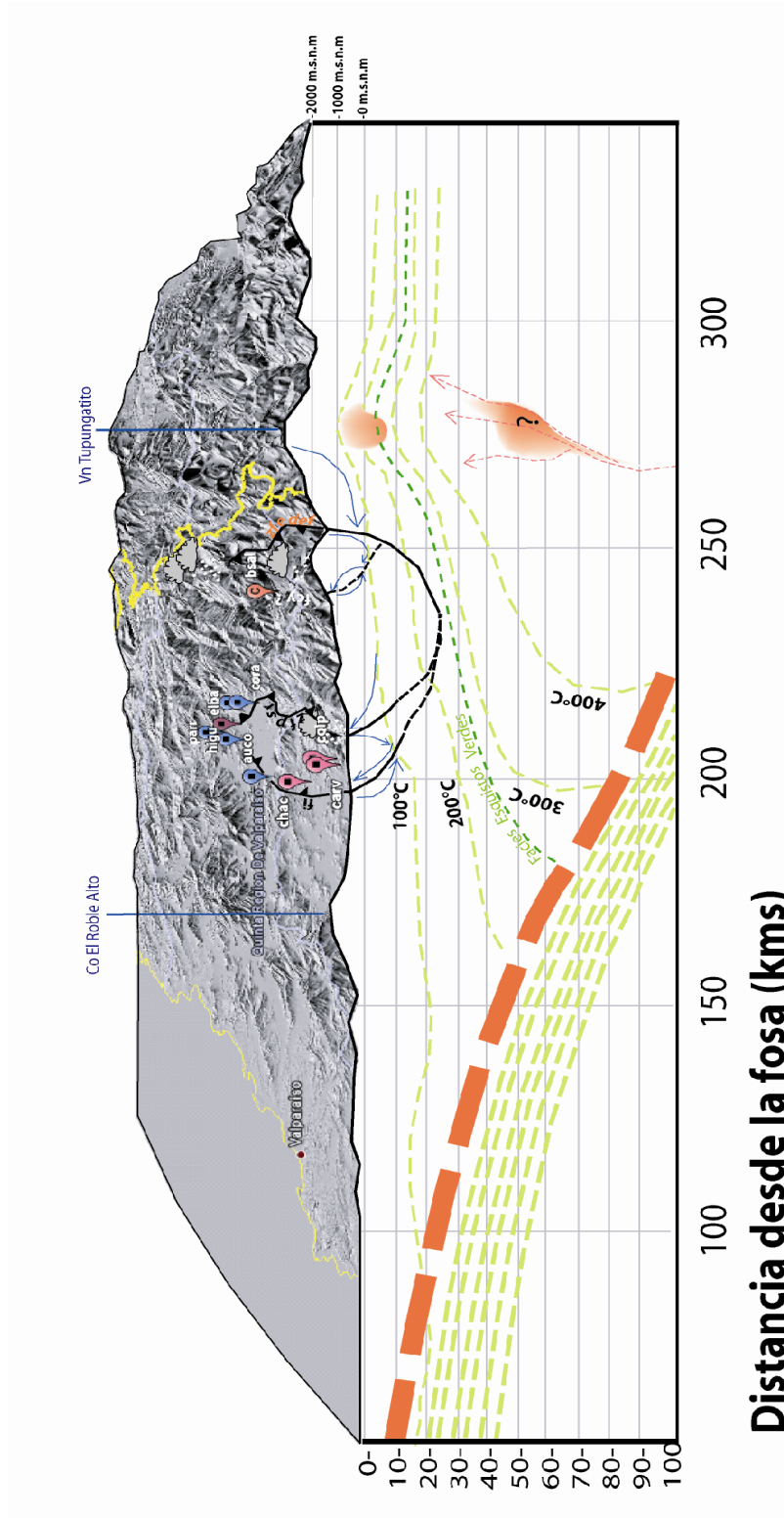
Uno de los aspectos interesantes en relación a las manifestaciones asociadas al sistema de falla Pocuro – San Ramón es su ocurrencia en el borde de la Depresión Central; si ésta está rellena por una cobertura aluvial Holocena, no completamente consolidada, que constituye un medio aparentemente muy permeable, ¿Por qué estas aguas no se infiltran, permean los sedimentos de la Depresión Central y desaparecen bajo la cobertura sedimentaria? Considerando que los sistemas geotermales migran solidariamente a los arcos volcánicos a los que pertenecen (Arnórsson, 2007), una posible respuesta a esta interrogante podría atribuirse a un fenómeno de sellamiento de la estructura producto de la precipitación de minerales hidrotermales, similar a lo descrito por Tenthorey et al., 2002. Un sellamiento de este tipo podría explicar también lo que se ha descrito en la planta EMOS de Las Vizcachas donde existe una diferencia sustancial de altura en la napa de agua en los pozos que se encuentran al oeste de la Falla Pocuro (napa a mayor profundidad) y al este de la falla (napa más alta) (R. Rauld, pers. com.).

La manera descrita por Tenthorey et al. (2002) para testear esta hipótesis sería estudiando las velocidades de ondas sísmicas en la estructura.

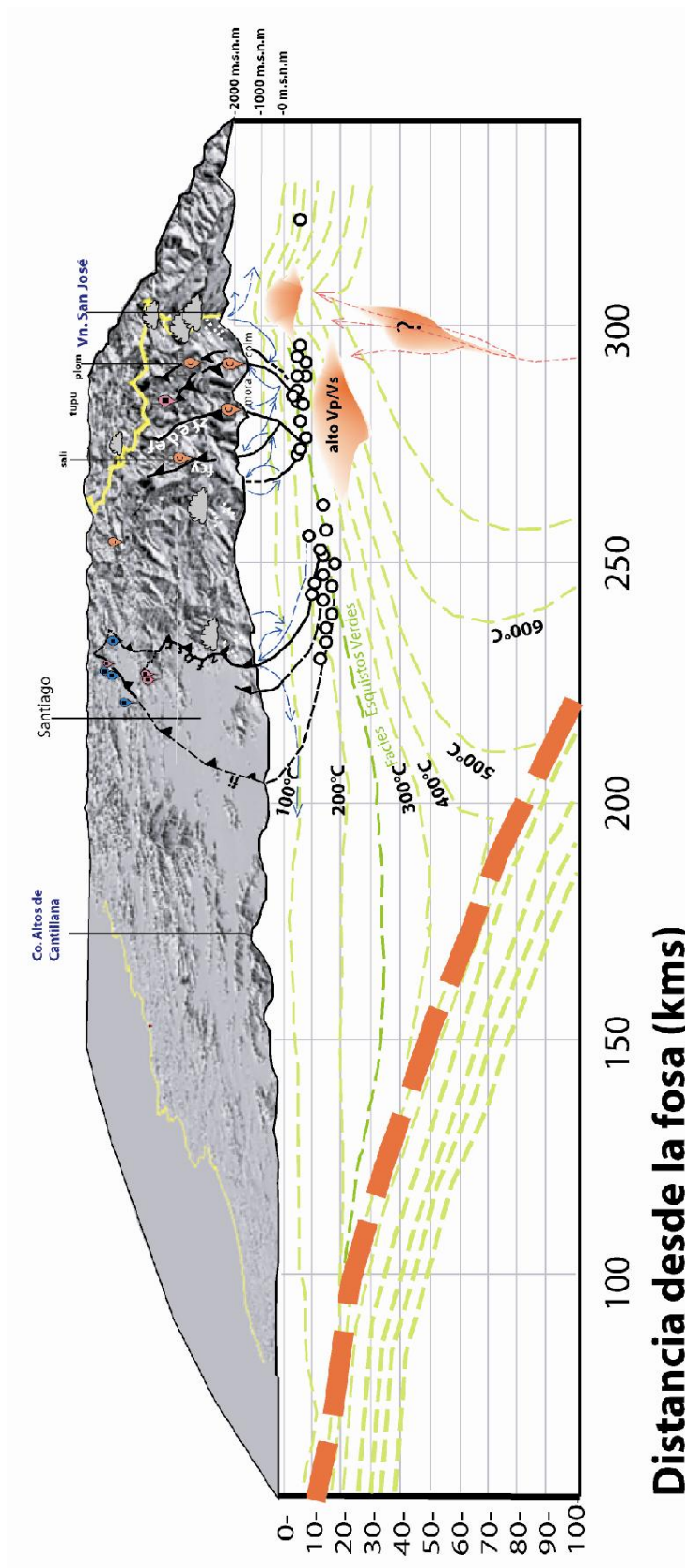
Durante el desarrollo de este trabajo, han sido interrogantes primordiales la temperatura, posición, y naturaleza de las fuentes calóricas que alimentan a los reservorios geotermales. Lo referente a la posición y temperatura ha sido abordado mediante los análisis geoquímicos y termales, sin embargo, en lo que respecta a la naturaleza termal, física y química de la fuente calórica ha sido una pregunta que ha evadido los análisis realizados. En principio, la posibilidad de que existan cuerpos magmáticos en las raíces de los volcanes San José, Tupungato, Tupungatito no se puede confirmar ni descartar, puesto que la posición de estos volcanes en la zona de transición desde la subducción de alto ángulo a la zona de subducción plana, los sitúa en un contexto geodinámico particular. Esto debería reflejarse en la isotopía de los fluidos como lo ha descrito Pang (2005) puesto que si existen magmas en proceso de desgasificación asociados a estos sistemas geotermales, deberían imprimir una signatura andesítica a los fluidos geotermales por una adición de volátiles magmáticos. Un estudio de este tipo podría aportar información interesante acerca la actividad magmática existente actualmente en el extremo norte de la Zona Volcánica Sur (ó en el extremo sur de la zona de flat – slab).

## VII. Modelo integrado

Zona norte (32° latitud sur)



Zona sur (33°30' latitud sur)



## Simbología



### Isotermas:

Desde la fosa hasta el sistema de falla Pocuro - San Ramón se han considerado la propuestas por Gutscher (2001) y Oleskevich (1999). Entre los sistemas de falla Pocuro – San Ramón y El Diablo - El Fierro se propone un alzamiento general de las isotermas como resultado de un proceso termo – tectónico similar a lo descrito por Ehlers (2007) y una deflexión local de las isotermas bajo el arco volcánico como resultado de la difusión de calor desde las fuentes que alimentan a los sistemas geotermales, similar a lo propuesto por Ranalli y Rybach (2005) como característico de la reología de la litósfera en áreas geotermales. El background termal de la corteza en esta zona ha sido calculado con las técnicas descritas en el capítulo “Estructura termal de la corteza”.



Transición a facies de Esquistos Verdes marcada por el límite de plasticidad del cuerpo a 250°C (Paschier y Trouw, 1996)



### Subducción:

Según la geometría propuesta por Gutscher (2001) y Oleskevich (1999).



Cuerpos magmáticos profundos emplazándose actualmente, el signo de interrogación indica la incertidumbre al respecto de la posición, geometría y existencia de estos.

Volátiles magmáticos y aguas andesíticas provenientes de la deshidratación de la corteza oceánica subductada.



Intrusivos de volumen moderado y someros, asociados a las actividades más recientes de los volcanes San José, Maipo, Tupungato y Tupungatito. Según los modelos propuestos por Ehlers (2007) estos cuerpos podrían contener aún energía calórica suficiente como para alimentar a los sistemas geotermales.



### Fallas inversas

fi = Falla infernillo

zfpsr = zona de falla Pocuro – San Ramón

zfedef = zona de falla El Diablo – El Fierro



Aguas cloruradas asociadas al sistema de falla El Diablo – El Fierro.



Aguas de composición intermedia



*Aguas carbonatadas asociadas al sistema de falla Pucuro – San Ramón.*



*Sismicidad actual (Farías et al., 2007) disponible sólo en el perfil sur.*

alto Vp/Vs

*Zona de alto Vp a Vs (Farías, 2007)*



*Geometría de las fallas en profundidad. Se ha tomado como referencia los trabajos de Giambiagi y Ramos (2002); Fock (2005), Charrier et al., (2002); Farías (2007), Rauld (2002) entre otros.*



*Patrones de circulación subterráneos de aguas meteóricas y recarga de los sistemas geotermales. Línea punteada indica incertidumbre acerca del trayectoria de migración.*



*Precipitaciones locales en forma de nieve y aguas meteóricas superficiales.*



## VIII. Apéndice: Datos de interés

### Geotermometría

Las formulas geotermométricas tienen la siguiente forma general:

$$\text{Log}K = \frac{A}{T} + B \quad (6.1)$$

donde  $K$  es una constante de equilibrio de la reacción química de interés y  $T$  está en  $^{\circ}\text{K}$ .

Válida sólo si  $\Delta H_r^{\circ}$  y  $T\Delta S_r^{\circ}$  cambian poco con la temperatura ( $C_p \cong 0$ ).

El significado termodinámico de las constantes  $A$  y  $B$  se deduce de:

$$\Delta G_r^{\circ} = \Delta H_r^{\circ} - T\Delta S_r^{\circ} \quad (6.2)$$

donde  $\Delta G_r^{\circ}$  es la energía de Gibbs de reacción en condiciones estándar. La energía libre de Gibbs para una reacción química ( $\Delta G_r$  en J/mol) corresponde a:

$$\Delta G_r = \sum_{\text{productos}} G - \sum_{\text{reactantes}} G \quad (6.3)$$

y que:

$$\Delta G_r = \Delta G_r^{\circ} + RT \ln K \quad (6.4)$$

donde  $R$  es la constante de gases ( $= 8,31441 \text{ Jmol}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), y estableciendo la condición  $\Delta G_r = 0$  para el equilibrio químicos de una reacción, se llega a:

$$\Delta G_r^{\circ} = -RT \ln K \quad (6.5)$$

Combinando 6.1, 6.2 y 6.5 se obtiene:

$$A = -\frac{\Delta H_r^{\circ}}{2,30259R} \quad (6.6)$$

$$B = \frac{\Delta S_r^{\circ}}{2,30259R} \quad (6.7)$$

Para el caso particular de los geotermómetros de sílice se tiene:



La constante de equilibrio de (6.5) es:

$$K = \frac{a_{\text{H}_4\text{SiO}_4(ac)}}{a_{\text{H}_2\text{O}} \times a_{\text{SiO}_2(s)}} \quad (6.9)$$

donde  $a$  denota actividad y los subíndices  $s$  y  $ac$  se refieren a "sólido" y "acuoso", respectivamente. Dependiendo de la fase sólida que controla la solubilidad de sílice, se pueden expresar las concentraciones de ácido silícico como una función de la temperatura a través de las siguientes ecuaciones geotermométricas (Fournier, 1985):

$$\text{Cuarzo-sin pérdida de vapor: } T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1309}{5,19 - \log C} - 273,15 \quad (6.10)$$

$$\text{Cuarzo-con pérdida de vapor: } T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1522}{5,75 - \log C} - 273,15 \quad (6.11)$$

$$\text{Calcedonia: } T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1032}{4,69 - \log C} - 273,15 \quad (6.12)$$

$$\alpha\text{-cristobalita: } T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1000}{4,78 - \log C} - 273,15 \quad (6.13)$$

$$\beta\text{-cristobalita: } T(^{\circ}\text{C}) = \frac{781}{4,51 - \log C} - 273,15 \quad (6.14)$$

$$\text{Sílice amorfa: } T(^{\circ}\text{C}) = \frac{731}{4,52 - \log C} - 273,15 \quad (6.15)$$

donde  $C$  es la concentración de sílice disuelta en ppm. El rango de validez de estas ecuaciones es 0-250°C; sobre los 250°C, la relación  $\log\text{SiO}_2\text{-}1/T$  deja de ser lineal. Fournier (1985) estableció que sobre los 180°C, la solubilidad de sílice era controlada principalmente por cuarzo; en el rango 120°-180°C, por calcedonia; y que bajo los 120°C, la fase sólida de sílice más estable era la sílice amorfa. En algunos casos, la solubilidad de sílice puede ser controlada por vidrio, siguiendo una relación de temperatura similar a la de sílice amorfa. Fournier (1985) además notó que la cinética de reacción de sílice amorfa era relativamente rápida en comparación a la del cuarzo y calcedonia. Por lo tanto, los manantiales calientes en equilibrio con sínter silíceos (compuestos esencialmente de sílice amorfa) raramente preservarán concentraciones de  $\text{SiO}_2 > 350$  ppm, imponiendo un límite superior de 220°C para el geotermómetro de cuarzo.

La geotermometría de cationes está gobernada por la ecuación:



cuya constante de equilibrio es:

$$K_{Na/K} = \frac{a_{Na^+} a_{feld-K}}{a_{K^+} a_{feld-Na}} \quad (6.17)$$

En base a esto, Johnson et al., (1992) utilizando el programa termodinámico SUPCRT, llegan a una versión del geotermómetro basado en cationes que arroja temperaturas intermedias entre la versión empírica de Fournier (1979) (ecuación 6.21) y la versión calibrada experimentalmente de Giggenbach (1988) (ecuación 6.22):

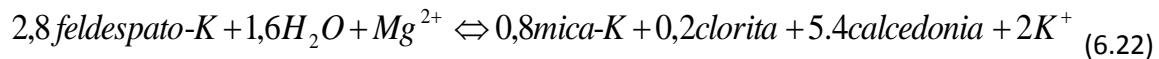
$$\text{Log}(Na / K) = \frac{1151}{T + 273,15} - 1,04 - \log 1,7 = \frac{1151}{T + 273,15} - 1,27 \quad (6.18)$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1217}{1,48 + \log(Na / K)} - 273,15 \quad (6.19)$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1390}{1,75 + \log(Na / K)} - 273,15 \quad (6.20)$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{4410}{14 - \log(K^2 / Mg)} - 273,15 \quad (6.21)$$

se basa en la reacción de equilibrio:



## Marco Legal

La Ley de Concesiones Geotérmicas No. 19.657 (Enero 2000) ha marcado el punto de partida para la institucionalidad estatal en materia de geotermia. Este cuerpo legal regula el accionar en la exploración y explotación de este tipo de energía. Los inversionistas quedan por tanto, protegidos y normados por un marco legal. Además, reglamenta el sistema concesional de fuentes de energía geotérmica. Toda esta normativa legal puede ser revisada en el sitio *web* del ministerio de minería, así como también las áreas concesionables y las concesiones de exploración y explotación.

Actualmente se están comenzando a concretar proyectos para explotar estos recursos con fines geotermoeléctricos. El catastro de concesiones del Ministerio de Minería a enero del 2008 existen dos peticionarios que han solicitado explotar recursos geotermales:

Peticionario	Nombre	Región	Estado	Comuna	Provincia	Hás
Geotérmica del Norte S.A.	Tatio	II	Otorgada	Calama	El Loa	4.160
Sr. Samuel Santa Cruz	Rollizos	X	Otorgada	Puerto Varas	Llanquihue	260

Fig. VIII-1 Catastro de concesiones de explotación. <http://www.minmineria.cl>

Una empresa privada propiedad del Sr. Samuel Santa Cruz Hudson, ha proyectado montar y operar una piscicultura en el sector de Ralún, IX Región. Ya fueron solicitados y obtenidos los derechos de agua dulce de un río sin nombre que desemboca exactamente al centro del lugar solicitado en concesión. El peticionario cuenta además con un proyecto aprobado de cultivo de peces por parte de la Subsecretaría de Pesca y una declaración de Impacto Ambiental. El artículo tercero de la ley N° 19.657, lo obliga a declarar el monto a invertir, el cual ha sido estimado en US\$1.852.456. Mientras que el artículo cuarto, señala que el concesionario de explotación deberá informar al

Ministerio de Minería, en el curso del mes de marzo de cada año, sobre las labores de explotación comercial o industrial efectuadas durante el año calendario precedente.

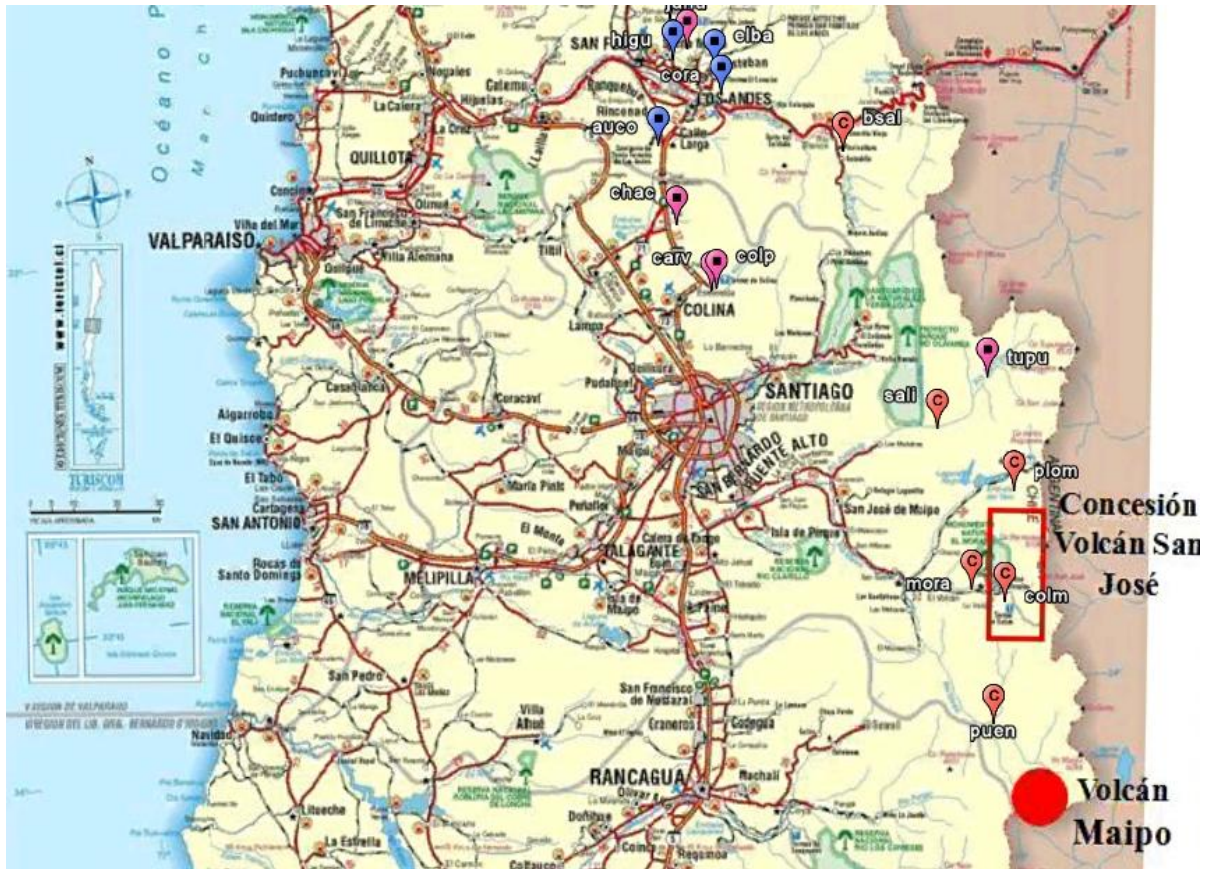


Fig. VIII-2 Ubicación de las manifestaciones consideradas en este estudio y las áreas concesionables en esta zona. Únicamente los Baños Colina Maipo registran una petición de concesión de exploración que se ha denominado “Concesión Volcán San José”. Mapa rutero de [www.turistel.cl](http://www.turistel.cl)

Aún no está disponible un mapa actualizado de áreas concesionables, y la concesión Volcán San José no figura actualmente solicitada en los catastros del Ministerio de Minería, por lo que todas las concesiones asociadas a las manifestaciones consideradas deberían o bien no haber sido catastradas, ó encontrarse disponibles para petición.



## IX. Referencias

1. ÁLVAREZ, P.P., GODOY, E., SELLÉS, D., 2000. GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DEL RÍO COLORADO, ANDES PRINCIPALES DE CHILE (33º 25' S). ACTAS IX CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO, PUERTO VARAS, VOL.1, P. 736-740.
2. AQUILINA, B. LADOUCHE, N. DOERFLIGER, J. L. SEIDEL, M. BAKALOWICZ, C. DUPUY AND P. LE STRAT. 2002. ORIGIN EVOLUTION AND RESIDENCE TIME OF SALINE THERMAL FLUIDS (BALARUC SPRINGS, SOUTHERN FRANCE): IMPLICATIONS FOR FLUID TRANSFER ACROSS THE CONTINENTAL SHELF.
3. ARNÓRSSON 2000. ISOTOPIC AND CHEMICAL TECHNIQUES IN GEOTHERMAL EXPLORATION, DEVELOPMENT AND USE: SAMPLING METHODS, DATA HANDLING, INTERPRETATION
4. ATOMIC ENERGY OF CANADA [HTTP://WWW.AECL.CA](http://www.aecl.ca) [WWW.NUCLEARFAQ.CA](http://www.nuclearfaq.ca)
5. BAEZA, O., 1999. ANÁLISIS DE LITOFACIES, EVOLUCIÓN DEPOSITACIONAL Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA FORMACIÓN ABANICO EN EL ÁREA COMPRENDIDA ENTRE LOS RÍOS YESO Y VOLCÁN, REGIÓN METROPOLITANA. MEMORIA, DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE CHILE, SANTIAGO, 119
6. BARBIER, E. 2002. GEOTHERMAL ENERGY TECHNOLOGY AND CURRENT STATUS: AN OVERVIEW. RENEWABLE AND SUSTAINABLE ENERGY REVIEWS, 6, 2002, 3-65.
7. BERTANI, R. 2005. WORLD GEOTHERMAL GENERATION 2001-2005: STATE OF THE ART. PROCEEDINGS WORLD GEOTHERMAL CONGRESS 2005, ANTALYA, TURKEY.
8. BROGI, LAZZAROTO, LIOTTA Y RANALLI. 2005. CROP18 WORKING GROUP CRUSTAL STRUCTURES IN THE GEOTHERMAL AREAS OF SOUTHERN TUSCANY (ITALY): INSIGHTS FROM THE CROP 18 DEEP SEISMIC REFLECTION LINES, JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH 148.
9. BROWN Y SOLAR. 1999. THE MECHANISM OF ASCENT AND EMPLACEMENT OF GRANITE MAGMA DURING TRANSPRESSION: A SYNTECTONIC GRANITE PARADIGM. LABORATORY FOR CRUSTAL PETROLOGY, DEPARTMENT OF GEOLOGY, UNIVERSITY OF MARYLAND, COLLEGE PARK, MD 20742, USA
10. CAMPRUBÍ, GONZALEZ-PARTIDA, LEVRESSE, TRITLA Y CARRILLO- CHÁVEZ. 2003. DEPÓSITOS EPITERMALES DE ALTA Y BAJA SULFURACIÓN: UNA TABLA COMPARATIVA, BOLETÍN DE SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA TOMO LVI, P. 10-18.
11. CARTA GEOLÓGICA DE CHILE, SERIE GEOLOGÍA BÁSICA, Nº 74. SERNAGEOMIN.

12. CEMBRANO, J., TASSARA, A. Y ARANCIBIA, G. 2007. APUNTES DEL CURSO "GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA PARA EXPLORACIONES" SOCIEDAD GEOLÓGICA DE CHILE
13. CHARRIER, O.BAEZA, S. ELGUETA, J.J. FLYNN, P. GANS, S.M. KAY, N. MUÑOZ, A.R. WYSS, E. ZURITA. 2002. CENOZOIC EXTENSIONAL BASIN DEVELOPMENT AND TECTONIC INVERSION SOUTH OF THE FLAT-SLAB SOUTHERN CENTRAL ANDES, CHILE (33°-36°S.L), JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES 15, 117-139
14. CHARRIER, R & MUÑOZ, N., 1994. JURASSIC CRETACEOUS PALAEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF THE CHILEAN ANDES AT 23°-24° S LATITUDE AND 34°-35°S LATITUDE: A COMPARATIVE ANALYSIS. IN: REUTTER, K-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P. (EDITORES): TECTONICS OF THE SOUTHERN CENTRAL ANDES, SPRINGER VERLAG, BERLIN, HEIDELBERG, NEW YORK, PP 233-242.
15. CHARRIER, R., PINTO, L. & RODRIGUEZ, M.P. 2007 TECTONOSTATIGRAPHIC EVOLUTION OF THE ANDEAN OROGEN IN CHILE. IN: MORENO, T. & GIBBONS, W.(EDS) THE GEOLOGY OF CHILE. THE GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON, 21-114
16. CHARRIER, R., FARÍAS, M., COMTE, D., PARDO, M., 2004. ACTIVE TECTONICS IN THE SOUTHERN CENTRAL ANDES, A RECENT EXAMPLE: THE 28 AUGUST 2004 SHALLOW MW=6.5 EARTHQUAKE. EOS.TRANS. AGU, 85 (47), FALL MEETING SUPPL. ABSTRACT S43C-1015.
17. CHARRIER, R., MUNIZAGA, F., 1979. EDADES K-AR DE VOLCANITAS CENOZOICAS DEL SECTOR CORDILLERANO DEL RÍO CACHAPOAL (34° 15' LAT. SUR). INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLÓGICAS. REVISTA GEOLÓGICA DE CHILE, Nº 7, P. 41-51.
18. CHARRIER, R., WYSS, A.R., FLYNN, J.J., SWISHER, C.C. III, NORELL, M.A., ZAPATTA, F. MCKENNA, M. C., NOVACECK, M.J., 1996. NEW EVIDENCE FOR LATE MESOZOIC - EARLY CENOZOIC EVOLUTION OF THE CHILEAN ANDES IN THE UPPER TINGUIRIRICA VALLEY (35° S), CENTRAL CHILE. JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES, VOL. 9, Nº 2, P. 1-30.
19. CHARRIER, R., WYSS, A.R., FLYNN, J.J., SWISHER, C.C. III, SPICHIGER, S. AND ZAPATTA, F., 1994. NUEVOS ANTECEDENTES ESTRATIGRÁFICOS Y ESTRUCTURALES PARA LAS FORMACIONES COYAMACHALÍ Y ABANICO, ENTRE 33° 50' Y 35° S, CORDILLERA PRINCIPAL CHILENA. ACTAS XII CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO, CONCEPCIÓN, P. 1316-1319.
20. CHARRIER, R., BUSTAMANTE, M., COMTE, D., ELGUETA, E., FLYNN, J., ITURRA, I., MUÑOZ, N., PARDO, M., THIELE, R., WYSS, A., 2005. THE ABANICO EXTENSIONAL BASIN: REGIONAL EXTENSION, CHRONOLOGY OF TECTONIC INVERSION, AND RELATION TO SHALLOW SEISMIC ACTIVITY AND ANDEAN UPLIFT. NEUES JAHRBUCH FÜR GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE, ABH. 236, (1-2): 43-77 (MAY 2005)
21. CLARK, R. J. PHILLIPS GEOCHEMICAL AND 3HE/4HE EVIDENCE FOR MANTLE AND CRUSTAL CONTRIBUTIONS TO GEOTHERMAL FLUIDS IN THE WESTERN CANADIAN CONTINENTAL MARGIN JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH, VOLUME 104, ISSUES 1-4, 30

DECEMBER 2000, PAGES 261-276

22. CORNEJO, P., MAHOOD, G. 1997. SEEING PAST EFFECTS OF RE-EQUILIBRATION TO RECONSTRUCT MAGMATIC GRADIENTS IN PLUTONS: LA GLORIA PLUTON, CENTRAL CHILEAN ANDES. CONTRIBUTION TO MINERAL PETROLOGY, VOL. 127, P. 159 – 175.
23. CRAIG, 1963 H. CRAIG, THE ISOTOPIC GEOCHEMISTRY OF WATER AND CARBON IN GEOTHERMAL AREAS, NUCLEAR GEOLOGY ON GEOTHERMAL AREAS, CNR, PISA (1963), PP. 17–53.
24. CUSINCANQUI, H., MAHON, W. & ELLIS, A., 1976. THE GEOCHEMISTRY OF THE EL TATIO GEOTHERMAL FIELD, NORTHERN CHILE. 2ND U.N. GEOTHERMAL SYMPOSIUM PROCEEDINGS. LBNL, BERKELEY, CA., 703-711.
25. D'AMORE F., APPLICATION OF GEOCHEMISTRY IN GEOTHERMAL RESERVOIR DEVELOPMENT, SERIES OF TECHNICAL GUIDES ON THE USE OF GEOTHERMAL ENERGY, UNITAR/UNDP CENTRE ON SMALL ENERGY RESOURCES ROME-ITALY, 1992
26. DAVIDSON, J., 1971. TECTÓNICA Y PALEOGEOGRAFÍA DE LA CORDILLERA PRINCIPAL EN EL ÁREA DE NACIENTES DEL TENO, CURICÓ, CHILE. MEMORIA DE TÍTULO, DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE CHILE. 160 P.
27. DAVIES H. THE ROLE OF HYDRAULIC FRACTURES AND INTERMEDIATE-DEPTH EARTHQUAKES IN GENERATING SUBDUCTION-ZONE MAGMATISM, NATURE VOL 398, 1999
28. DEFFEYES, K., & MACGREGOR, I. 1980. WORLD URANIUM RESOURCES. SCIENTIFIC AMERICAN VOL 242, NO 1, JANUARY 1980, PP. 66-76
29. DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. F., Y STEIN, S. 1994. EFFECT OF RECENT REVISIONS TO THE GEOMAGNETIC REVERSAL TIME SCALE ON ESTIMATES OF CURRENT PLATE MOTIONS. GEOPHYS. RES. LETTERS, 21, 2191-2194.
30. DIETERICH J.H. TIME-DEPENDENT FRICTION IN ROCKS J. GEOPHYS. RES. B 77 (1972)
31. EBY, PRINCIPLES OF ENVIRONMENTAL GEOCHEMISTRY, THOMPSON BROOKS/COLE, 2004
32. EHLERS T. 2005 CRUSTAL THERMAL PROCESSES AND THE INTERPRETATION OF THERMOCHRONOMETER DATA. REVIEWS IN MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY. VOL.58.
33. EHLERS, T., PHILLIP A. ARMSTRONG, DAVID S. CHAPMAN. 2002. NORMAL FAULT THERMAL REGIMES AND THE INTERPRETATION OF LOW-TEMPERATURE THERMOCHRONOMETERS PHYSICS OF THE EARTH AND PLANETARY INTERIORS, VOLUME 126, ISSUES 3-4.
34. ELLIS, A. J., Y MAHON, W. A. J. 1964. NATURAL HYDROTHERMAL SYSTEMS AND EXPERIMENTAL HOT WATER/ROCK INTERACTIONS. GEOCHEMICA ET COSMOCHIMICA ACTA, 28, 1323-1357.



35. ELLIS, A. J., Y MAHON, W. A. J. 1967. NATURAL HYDROTHERMAL SYSTEMS AND EXPERIMENTAL HOT WATER/ROCK INTERACTIONS (PART II). GEOCHEMICA ET COSMOCHIMICA ACTA, 31, 519-538.
36. FARIAS, M., CHARRIER, R., CARRETIER, S., MARTINOD T., JOSEPH J., COMTE, D. EROSION VERSUS TECTONICA EN EL ORIGEN DE LA DEPRESION CENTRAL DE CHILE CENTRAL. 11° CONGRESO GEOLOGICO CHILENO. ANTOFAGASTA, CHILE.
37. FARÍAS, M., R. CHARRIER, S. CARRETIER, J. MARTINOD, A. FOCK, D. CAMPBELL, J. CACERES, & D. COMPTE. 2008. LATE MIOCENE HIGH AND RAPID SURFACE UPLIFT AND ITS EROSIONAL RESPONSE IN THE ANDES OF CENTRAL CHILE (33°–35°S), TECTONICS, 27.
38. FAVARA, F. GRASSA, S. INGUAGGIATO, M. VALENZA. 2001. HYDROGEOCHEMISTRY AND STABLE ISOTOPES OF THERMAL SPRINGS: EARTHQUAKE-RELATED CHEMICAL CHANGES ALONG BELICE FAULT (WESTERN SICILY), APPLIED GEOCHEMISTRY 16
39. FOCK KUNSTMANN, ANDRÉS. 2005. CRONOLOGÍA Y TECTÓNICA DE LA EXHUMACIÓN EN EL NEÓGENO DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL ENTRE LOS 33° Y LOS 34° SUR MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO.
40. Fournier, R. O. Y TRUESDELL, A. H. 1973. AN EMPIRICAL NA-K-CA GEOTHERMOMETER FOR NATURAL WATERS. GEOCHEMICA ET COSMOCHIMICA ACTA, 37, 1255-1275.
41. FOURNIER R. O., 1979. A REVISED EQUATION FOR THE NA/K GEOTHERMOMETER. GEOTHERM. RES. COUNCIL. TRANS. 5, 1-16.
42. FOURNIER, R. O. Y POTTER, R. W., 1982. A REVISED AND EXPANDED SILICA (QUARTZ) GEOTHERMOMETER. GEOTHERMAL RESOURCES COUNCIL BULLETIN, 11(10), 3-12.
43. FOURNIER, R. O., 1985. THE BEHAVIOR OF SILICA IN HYDROTHERMAL SOLUTIONS. IN BERGER, B. R. AND BETHKE, P. M. (EDS.), GEOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF EPITHERMAL SYSTEMS, REVIEWS IN ECONOMIC GEOLOGY, 2, 45-61.
44. FRIEDLEIFSSON, I. B. Y FREESTONE, D. H. 1994. GEOTHERMAL ENERGY RESEARCH AND DEVELOPMENT. GEOTHERMICS, 24, 175-214.
45. FUENTES, F., 2004. PETROLOGÍA Y METAMORFISMO DE MUY BAJO GRADO DE UNIDADES VOLCÁNICAS OLIGOCENO-MIOCENAS EN LA LADERA OCCIDENTAL DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL (33° S). TESIS DE DOCTORADO, DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE CHILE. 398 P.
46. FUENTES, F., VERGARA, M., NYSTRÖM, J.O, LEVI, B., AGUIRRE, L., 2000. GEOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF TERTIARY VOLCANIC ROCKS FROM THE CUESTA DE CHACABUCO AREA. ACTAS IX CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO, PUERTO VARAS, VOL. 2, P. 21-25.

47. GANA, P. AND WALL, R., 1997. EVIDENCIAS GEOCRONOLÓGICAS 40AR/39AR Y K-AR DE UN HIATUS CRETÁCICO SUPERIOR-EOCENO EN CHILE CENTRAL (33°-33° 30' S). REVISTA GEOLÓGICA DE CHILE, VOL. 24, Nº 2, P. 145-163.
48. GIAMBIAGI, L. 2005. INFLUENCIA DE LAS ESTRUCTURAS DE RIFT TRIÁSICO-JURÁSICAS SOBRE EL ESTILO DE DEFORMACIÓN EN LAS FAJAS PLEGADAS Y CORRIDAS DE ACONCAGUA Y MALARGÜE, MENDOZA. REV. ASOC. GEOL. ARGENT. VOL.60.
49. GIAMBIAGI, L., 2003. DEFORMACIÓN CENOZOICA DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DEL ACONCAGUA Y CORDILLERA FRONTAL, ENTRE LOS 33°30' Y 33°45' S. REVISTA DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA, VOL. 58, Nº 1, P. 85-96.
50. GIAMBIAGI, L., ÁLVAREZ, P.P., GODOY, E., RAMOS, V.A., 2003A. THE CONTROL OF PRE-EXISTING EXTENSIONAL STRUCTURES ON THE EVOLUTION OF THE SOUTHERN SECTOR OF THE ACONCAGUA FOLD AND THRUST BELT, SOUTHERN ANDES. TECTONOPHYSICS, VOL. 369. P. 1-19.
51. GIAMBIAGI, L., RAMOS, V.A., 2002A. STRUCTURAL EVOLUTION OF THE ANDES IN A TRANSITIONAL ZONE BETWEEN FLAT AND NORMAL SUBDUCTION (33°30'-33°45'S), ARGENTINA AND CHILE. JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES, VOL. 15., 101-116.
52. GIAMBIAGI, L., RAMOS, V.A., GODOY, E., ÁLVAREZ, P.P., 2002B. DEFORMATIONAL HISTORY OF THE ANDES, BETWEEN 33° AND 34° SOUTH LATITUDE, CHILE AND ARGENTINA. PROCEEDINGS FIFTH ISAG, TOULOUSSE, 16 - 18 SEPTEMBER P. 247-250.
53. GIAMBIAGI, L, MAISA A. TUNIK, GHIGLIONE, M. 2001. TECTONIC EVOLUTION OF THE ALTO TUNUYÁN FORELAND BASIN ABOVE THE TRANSITION ZONE BETWEEN THA FLAT AND NORMAL SUBDUCTION SEGMENT (33°30'-34°S), WESTERN ARGENTINA, JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES 14 707-724
54. GIGGENBACH W.F. 1988. ISOTOPICS SHIFTS IN WATERS FROM GEOTHERMAL AND VOLCANIC SYSTEMS ALONG CONVERGENT PLATE BOUNDARIES AND THEIR ORIGIN, EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS, 495-510
55. GODOY, E., LARA, L., 1994. SEGMENTACIÓN ESTRUCTURAL ANDINA A LOS 33°-34°: NUEVOS DATOS EN LA CORDILLERA PRINCIPAL. ACTAS VII CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO, CONCEPCIÓN, VOL. 2, P. 1344-1348.
56. GODOY, E., PALMA, W., 1990. FACIES SEDIMENTARIAS ROJAS EN EL MARGEN OCCIDENTAL DE LA CUENCA NEUQUINA, ANDES CENTRALES, CHILE. ACTAS XI CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, VOL. II, P.169-172. GODOY, E., PALMA, W., 1990. EL CORRIMIENTO DEL FIERRO Y SU PROPAGACIÓN COMO PLEGAMIENTO EN EL ALTO RÍO MAIPO, ANDES DE CHILE CENTRAL; UN EVENTO OLIGOCENO A MIOCENO INFERIOR. 2º SIMPOSIO DEL TERCIARIO EN CHILE, P. 97-104, CONCEPCIÓN.

57. GODOY, YAÑEZ & VERA. 1999. INVERSION OF AN OLIGOCENE VOLCANO-TECTONIC BASIN UPLIFTING OF ITS SUPERIMPOSED MIOCENE MAGMATIC ARC IN THE CHILEAN CENTRAL ANDES: FIRST SEISMIC AND GRAVITY EVIDENCES, TECTONOPHYSICS.
58. GONZÁLEZ DE VALLEJO, FERRER, ORTUÑO Y OTEO. 2002. INGENIERÍA GEOLÓGICA. PEARSON EDUCACIÓN, MADRID.
59. GROCOTT AND TAYLOR, 2002. MAGMATIC ARC FAULT SYSTEMS, DEFORMATION PARTITIONING AND EMPLACEMENT OF GRANITIC COMPLEXES IN THE COASTAL CORDILLERA, NORTHERN CHILEAN ANDES (25°30'S to 27°00'S). J GEOL SOC LOND 159:425-442
60. GROCOTT AND WILSON 1994. ASCENT AND EMPLACEMENT OF GRANITIC PLUTON COMPLEXES IN SUBDUCTION RELATED EXTENSIONAL ENVIRONMENTS IN: HOLNESS MB (ed) DEFORMATION ENHANCED FLUID TRANSPORT IN THE EARTH'S CRUST AND MANTLE. CHAPMAN AND HALL, LONDON. pp 173-195
61. HAMZA AND MUÑOZ. HEAT FLOW MAP OF SOUTH AMERICA, GEOTHERMICS VOL.25, NO. 6, PP. 599-646, 1996
62. HAUSER A. 1997. CATASTRO Y CARACTERIZACIÓN DE LAS FUENTES MINERALES Y TERMALES DE CHILE. SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA, SUBDIRECCIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA, BOLETÍN N° 50.
63. HAUSER A., 1999. BAÑOS DE APOQUINDO: CARACTERIZACIÓN, HIDROQUÍMICA, MODELO HIDROTHERMAL Y ALTERNATIVAS DE APROVECHAMIENTO. REVISTA DE GEOGRAFIA NORTE GRANDE 26: 23-36.
64. HAUSER A., 2000. CLASIFICACIÓN FÍSICO QUÍMICA DE LAS AGUAS MINERALES CHILENAS. EN: ACTAS DEL IX CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO, 2000: 65-68.
65. HAUSER, A. 1997. CATASTRO Y CARACTERIZACIÓN DE LAS FUENTES DE AGUAS MINERALES Y TERMALES DE CHILE. SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA. BOLETÍN. NO. 50, 89 P. SANTIAGO CHILE
66. HEALD P., FOLEY N., AND HAYBA D. COMPARATIVE ANATOMY OF VOLCANIC-HOSTED EPITHERMAL DEPOSITS: ACID-SULFATE AND ANDALUSITE-SERICITE TYPES, BULLETIN OF THE SOCIETY OF ECONOMIC GEOLOGISTS, JANUARY-FEBRUARY, 1987
67. HEDENQUIST J.W. AND LOWENSTERN J.B. 1994. REVIEW ARTICLE: THE ROLE OF MAGMAS IN THE FORMATION OF HYDROTHERMAL ORE DEPOSITS. NATURE, V. 370, P. 519-527.
68. HEDENQUIST J.W. 1990. THE THERMAL AND GEOCHEMICAL STRUCTURE OF THE BROADLANDS-OHAOKI GEOTHERMAL SYSTEM, NEW ZEALAND GEOTHERMICS, VOLUME 19, ISSUE 2, PAGES 151-185

69. HICKMAN, R. SIBSON, R. BRUHN 1995. MECHANICAL INVOLVEMENT OF FLUIDS IN FAULTING GEOPHYS. RES. B 100.
70. JOHNSON, J. W., OELKERS, E.H., HELGESON, H. C., 1992. SUPCRT92: A SOFTWARE PACKAGE FOR CALCULATING THE STANDARD MOLAL THERMODYNAMIC PROPERTIES OF MINERALS, GASES, AQUEOUS SPECIES, AND REACTIONS FROM 1 TO 5000 BAR AND 0 TO 1000 C. COMPUTERS AND GEOSCIENCES, 18, 899-947.
71. KARNER, C. MARONE, B. EVANS. 1997. LABORATORY STUDY OF FAULT HEALING AND LITHIFICATION IN SIMULATED FAULT GOUGE UNDER HYDROTHERMAL CONDITIONS, TECTONOPHYSICS 277.
72. KLOHN, C., 1960. GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL, PROVINCIA DE SANTIAGO, COLCHAGUA Y CURICÓ. INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLÓGICAS, SANTIAGO, BOLETÍN Nº 8, 95.
73. KURTZ, A., KAY, S.M., CHARRIER, R., FARRAR, E., 1997. GEOCHRONOLOGY OF MIOCENE PLUTONS AND EXHUMATION HISTORY OF THE EL TENIENTE REGION, CENTRAL CHILE (34º-35ºS). REVISTA GEOLÓGICA DE CHILE, VOL. 24, Nº 1, P.75- 90. MPODOZIS, C.; RAMOS, V.A., 1989. THE ANDES OF CHILE AND ARGENTINA, IN: ERIKSEN, G.E., CAÑAS, M.T. AND REINTMUND, J.A. (EDITORS). GEOLOGY OF THE ANDES AND ITS RELATION TO HYDROCARBON AND ENERGY RESOURCES; CIRCUM-PACIFIC COUNCIL FOR ENERGY AND HYDROTHERMAL RESOURCES, EARTH SCIENCES SERIES, HOUSTON, TEXAS, VOL. 11, PP 59-90. 91.
74. KRISTMANNSDÓTTIR, H., SIGURGEIRSSON, M., ÁRMANNSSON, H., HJARTARSON, H., Y ÓLAFSSON, M. SULFUR GAS EMISSIONS FROM GEOTHERMAL PLANTS IN ICELAND. GEOTHERMICS, 29 (4/5), 525-538.
75. LAHSEN A. 1988. CHILEAN GEOTHERMAL RESOURCES AND THEIR POSSIBLE UTILIZATION. GEOTHERMICS, 17, Nº2/3, 401-410.
76. LAHSEN A. Y TRUJILLO, P. 1975. EL TATIO GEOTHERMAL FIELD, CHILE. PROC. 2ND U. N. SYMP. DEVELOP. USE OF GEOTHERMAL RESOURCES, SAN FRANCISCO. 1, 157-178.
77. LAHSEN A., 1988. CHILEAN GEOTHERMAL RESOURCES AND THEIR POSSIBLE UTILIZATION. GEOTHERMICS 17 (2/3) : 401-410.
78. LAHSEN, A. 1976. GEOTHERMAL EXPLORATION IN NORTHERN CHILE—SUMMARY. CIRCUM-PACIFIC ENERGY AND MINERAL RESOURCES, MEMOIR NO. 25, THE AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS, 169-175.
79. LAHSEN, A. 1978. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS Y ORIGEN DE LAS AGUAS TERMALES DE CHILLÁN, DEP. DE GEOL., UNIV. DE CHILE, COMUNICACIONES, 35-48.
80. LAHSEN, A., (1985) ORIGEN Y POTENCIAL DE ENERGÍA GEOTÉRMICA EN LOS ANDES DE CHILE.

- GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES DE CHILE (EDIT. UNIV. DE CONCEPCIÓN - CHILE), 1,: 423-438.
81. LAHSEN, A., (1988). CHILEAN GEOTHERMAL RESOURCES AND THEIR POSSIBLE UTILIZATION. GEOTHERMICS, VOL. 17, N° 2/3: 401-410.
  82. LARA, H. MORENO, J.A. NARANJO, S. MATTHEWS, C. PÉREZ DE ARCE. 2006. MAGMATIC EVOLUTION OF THE PUYEHUE-CORDÓN CAULLE VOLCANIC COMPLEX (40°S), SOUTHERN ANDEAN VOLCANIC ZONE: FROM SHIEL TO UNUSUAL RHYOLITIC FISSURE VOLCANISM, JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH 157 343-366
  83. LAVENU & CEMBRANO. 1999. COMPRESSIONAL- AND TRANSPRESSIONAL-STRESS PATTERN FOR PLIOCENE AND QUATERNARY BRITTLE DEFORMATION IN FORE ARC AND INTRA-ARC ZONES (ANDES OF CENTRAL AND SOUTHERN CHILE).
  84. LEONOV, V.L. REGIONAL STRUCTURAL POSITION OF HIGH TEMPERATURE HYDROTHERMAL SYSTEMS OF KAMCHATKA. PROCEEDINGS, WORLD GEOTHERMAL CONGRESS, JAPAN, (2000).
  85. LEYBOURNE AND CAMERON. 2005. COMPOSITION OF GROUNDWATERS ASSOCIATED WITH PORPHYRY-CU DEPOSITSM ATACAMA DESERT, CHILE: ELEMENTAL AND ISOTOPIC CONSTRAINTS ON WATER SOURCES AND WATER-ROCK REACTIONS, GEOCHIMICA ET COSMOCHIMICA ACTA.
  86. LIEBSCHER AND HEINDRICH. 2007. FLUID-FLUID INTERACTIONS, MINERALOGICAL SOCIETY OF AMERICA, GEOCHEMICAL SOCIETY.
  87. LINDAL, B. 1973. 39. INDUSTRIAL AND OTHER APPLICATIONS OF GEOTHERMAL ENERGY GEOTHERMAL ENERGY (ED. H.C. ARMSTEAD) EARTH SC. V. 12 UNESCO, PARÍS: 135-148.
  88. MAKSAEV, M. ZENTILLI, F. MUNIZAGA, R. CHARRIER DENUDACION/ ALZAMIENTO DEL MIONCENO SUPERIOR-PLIOCENO INFERIOR DE LA CORDILLERA DE CHILE CENTRAL (33°-35°S)INFERIDA POR DATACIONES POR TRAZAS DE FISIÓN EN APATITO DE PLUTONCES MIOCENOS, 10º CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO 2003
  89. MAPA GEOLÓGICO DE CHILE: VERSIÓN DIGITAL. SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA, PUBLICACIÓN GEOLÓGICA DIGITAL, NO. 4 (CD-ROM, VERSIÓN1.0, 2003).SANTIAGO. SERNAGEOMIN.
  90. MASURENKOV, YU.P. TECTONIC POSITION AND GENERAL HISTORY AND EVOLUTION OF EASTERN KAMCHATKA VOLCANOS, ACTIVE VOLCANOS OF KAMCHATKA, (1991).
  91. MAYA G. (ED), REVISTA DE GEOGRAFÍA NORTE GRANDE, PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE, 1999 ISSN 0379-8682
  92. MC GRAYNE Y SHARON BERTSCH PROMETHEANS IN THE LAB: CHEMISTRY AND THE MAKING OF

- THE MODERN WORLD. LONDON: MC GRAW HILL, 2002.
93. MCNULTY, B.; FARBER, D.; WALLACE, G.; LÓPEZ, R.; PALACIOS, O. 1998. ROLE OF PLATE KINEMATICS AND PLATE SLIP VECTOR PARTITIONING IN CONTINENTAL MAGMATIC ARCS: EVIDENCE FROM THE CORDILLERA BLANCA, PERÚ. GEOLOGY, VOL. 26, NO. 9, P. 827-830
  94. MINISSALE, D. CHANDRASEKHARAM, O. VASELLI, G. MAGRO, F. TASSI, G.L. PANSINI, A. BHARAMHABUT GEOCHEMISTRY, GEOTHERMICS AND RELATIONSHIP TO ACTIVE TECTONIS OF GUJARAT AND RAJASTHAN THERMAL DISCHARGES, INDIA, JOURNALO OF VOLCANOLOGY ABD GEOTHERMAL REASEARCH 127 (2003) 19-32
  95. MINISSALE, MOHAMED A. MATTASH, ORLANDO VASELLI, FRANCO TASSI, ISMAIL N. AL-GANAD, ENRICO SELMOS, NASR M. SHAWKI, DARIA TEDESCO, ROBERT POREDA, ABDASSALAM M. AD-DUKHAIN, MOHAMMAD K. HAZZAE THERMAL SPRINGS, FUMAROLES AND GAS VENTS OF CONTINENTAL YEMEN: THEIR RELATION WITH ACTIVE TECTONICS, REGIONAL HYDROGY AND THE COUNTRY'S GEOTHERMAL POTENCIAL, APPLIED GEOCHEMISTRY 22 (2007) 799-820
  96. MINISTERIO DE MINERÍA DE CHILE WWW.MINMINERIA.CL
  97. MUÑOZ, M., 2005. GEOQUÍMICA, METAMORFISMO Y PETROGÉNESIS DE LA FRANJA ORIENTAL DE LA FORMACIÓN ABANICO EN CHILE CENTRAL, ÁREA DE EL VOLCÁN, CAJÓN DEL MAIPO (33°50'S, 70°12' - 70°05'). TESIS DE MAGÍSTER, DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE CHILE.
  98. OIL AND GAS JOURNAL HTTP://WWW.OGJ.COM
  99. OLESKEVICH, R. D. HYNDMAN AND K . WANG THE UPDIP AND DOWNDIP LIMITS TO GREAT SUBDUCTION EARTHQUAKES: THERMAL AND STRUCTURAL MODELS OF CASCADIA, SOUTH ALASKA, SW JAPAN AND CHILE.
  100. ONCKEN, O. (ED) THE ANDES: FRONTIERS IN EARTH SCIENCES. 2006. SPRINGER
  101. PANG, Z., 2005. SUMMARY OF THE CO-COORDINATED RESEARCH PROJECT. A) IAEA, USE OF ISOTOPE TECHNIQUES TO TRACE THE ORIGIN OF ACIDIC FLUIDS IN GEOTHERMAL SYSTEMS. ZHONGHE PANG, 2005 B) PH DEPENDANT ISOTOPE VARIATIONS IN ARC-TYPE GEOTHERMAL WATERS: NEW INSIGHTS INTO THEIR ORIGINS INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS, CHINESE ACADEMY OF SCIENCES, BEIJING 100029, CHINA
  102. PARDO-CASAS, F., MOLNAR, P., 1987. RELATIVE MOTION OF THE NAZCA (FARALLÓN) AND SOUTH AMERICAN PLATES SINCE LATE CRETACEOUS TIME. TECTONICS, VOL. 6, Nº 3, P. 233-284
  103. RAMOS, CEGARRA, CRISTALLINI CENOZOIC TECTONICS OF THE HIGH ANDES OF WEST-CENTRAL ARGENTINA (30-36°S LATITUDE), TECTONOPHYSICS 259 1995

104. RANALLI Y RYBACH. 2005. HEAT FLOW, HEAT TRANSFER AND LITHOSPHERE RHEOLOGY IN GEOTHERMAL AREAS: FEATURES AND EXAMPLES
105. RAULD, R.A., 2002. ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL DEL FRENTE CORDILLERANO DE SANTIAGO ORIENTE, ENTRE EL RÍO MAPOCHO Y LA QUEBRADA MACUL. MEMORIA, DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE CHILE, SANTIAGO, 57 P.
106. REUTERS, FINANCIAL & BUSSINES STATISTICS WWW.REUTERS.COM
107. RISACHER AND CLEMENT. 2001. A COMPUTER PROGRAM FOR THYE SIMULATION OF EVAPORATION OF NATURAL WATERS TO HIGH CONCENTRATION. COMPUTERS & GEOSCIENCES VOLUME 27, ISSUE 2, p. 191-201.
108. RISACHER Y HAUSER. 2008. CATASTRO DE LAS PRINCIPALES FUENTES TERMALES DE CHILE. SERNAGEOMIN.
109. SELLÉS, D., 1999. LA FORMACIÓN ABANICO EN EL CUADRÁNGULO SANTIAGO (33° 15'-33° 30'S; 70°30'-70°45'O), CHILE CENTRAL. ESTRATIGRAFÍA Y GEOQUÍMICA. TESIS, DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE CHILE, SANTIAGO, 154 P.
110. SELLÉS, D., 2000. LA RELACIÓN DISCORDANTE ENTRE LAS FORMACIONES ABANICO Y LAS CHILCAS EN LA LOCALIDAD DE ANGOSTURA: IMPLICANCIAS REGIONALES. ACTAS IX CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO, PUERTO VARAS, VOL. 1, P. 555-558. SELLÉS, D., GANA, P., 2001. GEOLOGÍA DEL ÁREA TALAGANTE-SAN FRANCISCO DE MOSTAZAL: REGIONES METROPOLITANA Y DEL LIBERTADOR GENERAL BERNARDO O'HIGGINS, ESCALA 1:100.000.
111. SEPÚLVEDA, F. LAHSEN, A. DORSCH, K. PALACIOS, C., 2005B. GEOCHEMICAL EXPLORATION IN THE CORDÓN CAULLE GEOTHERMAL REGION, SOUTHERN CHILE. PROCEEDINGS WORLD GEOTHERMAL CONGRESS, ANTALYA, TURKEY.
112. SEPÚLVEDA, F. Y LAHSEN, A., 2003. GEOTHERMAL EXPLORATION IN CENTRAL-SOUTHERN CHILE. GEOTHERMAL RESOURCES COUNCIL TRANSACTIONS, 27, 635-638.
113. SEPÚLVEDA, F., DORSCH, K., LAHSEN, A., BENDER, S., PALACIOS, C., 2004A. THE CHEMICAL AND ISOTOPIC COMPOSITION OF GEOTHERMAL DISCHARGES FROM THE PUYEHUE-CORDÓN CAULLE AREA (40.5°S), SOUTHERN CHILE. GEOTHERMICS, 33/5, 655-673.
114. SEPÚLVEDA, F., LAHSEN, A., BONVALOT, S., CEMBRANO, J., ALVARADO, A., LETELIER, P., 2005A. MORPHO-ESTRUCTURAL EVOLUTION OF THE CORDÓN CAULLE GEOTHERMAL REGION, SOUTHERN CHILE (40.5°S): INSIGHTS FROM GRAVITY AND AR-AR DATING. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH, 148, 165-189.

115. SEPÚLVEDA, F., LAHSEN, A., DORSCH, K., PALACIOS, C., 2004B. CHEMISTRY OF FUMARoles FROM THE CORDÓN CAULLE GEOTHERMAL REGION, SOUTHERN CHILE. ABSTRACTS IAVCEI GENERAL ASSEMBLY 2004, SYMPOSIUM 10A (VOLUMEN EN CD). 140.
116. SIBSON BRITTLE-FAILURE CONTROLS ON MAXIMUM SUSTAINABLE OVERPRESSURE IN DIFFERENT TECTONIC REGIMES, AAPG BULLETIN 2003
117. SIBSON CONTROLS ON LOW STRESS HYDRO FRACTURE DILATANCY IN THRUST, WRENCH AND NORMAL FAULT TERRAINS, MACMILLAN JOURNALS, 1981
118. SOMOZA, R., 1998. UPDATED NAZCA (FARALLÓN) – SOUTH AMERICA RELATIVE MOTIONS DURING THE LAST 40 MY: IMPLICATIONS FOR MOUNTAIN BUILDING IN THE CENTRAL ANDEAN REGION. JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES, VOL. 11, Nº 3, P. 211 -215.
119. STEFÁN ARNÓRSSON (ED). INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, 2000.
120. STEFÁN ARNÓRSSON AND ANDRI STEFÁNSSON FLUID-FLUID INTERACTIONS IN GEOTHERMAL SYSTEMS REVIEWS IN MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY; JULY 2007; V. 65;1; P. 259-312
121. STÜBEL A. MEMORIAS CIENTÍFICAS I, ANALES DE LA UNIVERSIDAD, OCTUBRE 1877
122. TADOKORO, M. ANDO EVIDENCE FOR RAPID FAULT HEALING DERIVED FROM TEMPORAL CHANGES IN S-WAVE SPLITTING, GEOPHYS. RES. LETT. 29 (2002).
123. TAMAKI, K., 1999. NUVEL-1A CALCULATION RESULTS. OCEAN RESEARCH INSTITUTE, UNIVERSITY OF TOKYO. [HTTP://MANBOW.ORI.U-TOKYO.AC.JP/TAMAKI-BIN/POST-NUVELLA](http://manbow.ori.u-tokyo.ac.jp/tamaki-bin/post-nuvella).
124. TARCAN AND GEMICI. 2003. WATER GEOCHEMISTRY OF THE SEFERIHISAR GEOTHERMAL AREA, IZMIR, TURKEY, JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH 126 225-242.
125. TASSARA, A., YÁÑEZ, G., 2003. RELACIÓN ENTRE EL ESPESOR ELÁSTICO DE LA LITOSFERA Y LA SEGMENTACIÓN TECTÓNICA DEL MARGEN ANDINO (15-47°S). REVISTA GEOLÓGICA DE CHILE, VOL.30, NO.2, P.159-186.
126. TENTHOREY, E., COX, S., AND TODD, H. 2002. EVOLUTION OF STRENGTH RECOVERY AND PERMEABILITY DURING FLUID ROCK REACTION IN EXPERIMENTAL FAULT ZONES.
127. THIELE, R. & KATSUI, Y. 1969. CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DEL VOLCANISMO POST-MIOCÉNICO DE LOS ANDES EN LA PROVINCIA DE SANTIAGO, CHILE. UNIV. CHILE, DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, PUBLICACIÓN, Nº 35, 23 P. THIELE, R., 1980. HOJA SANTIAGO, REGIÓN METROPOLITANA. SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA, CARTA GEOLÓGICA DE CHILE Nº 29, 21P.



128. THIELE, R. 1980. HOJA SANTIAGO. REGIÓN METROPOLITANA. CARTA GEOLÓGICA DE CHILE, ESCALA 1: 250.000. INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLÓGICAS, NO. 39
129. TOBISCH AND CRUDEN. 1995. FRACTURE- CONTROLLED MAGMA CONDUITS IN AN OBLIQUELY CONVERGENT CONTINENTAL MAGMATIC ARC. GEOLOGY; NO. 10; P. 941-944
130. TRUESDELL AND J.R. HULSTON ISOTOPIC EVIDENCE ON ENVIRONMENTS OF GEOTHERMAL SYSTEMS. IN: P. FRITZ AND J.C. FONTES, EDITORS, HANDBOOK OF ENVIRONMENTAL ISOTOPE GEOCHEMISTRY VOL. 1, ELSEVIER (1980), PP. 179–226.
131. UYEDA S., 1987. CHILEAN V/S MARIANA TYPE SUBDUCTION ZONES WITH REMARKS ON ARC VOLCANISM AND COLLISION TECTONICS. CIRCUM PACIFIC OROGENIC BELTS AND EVOLUTION OF THE PACIFIC OCEAN BASIN. MORGAN Y FRANCHETEAU (ED). GEODYNAMICS SERIES, VOL 18. PP 1-7.
132. UYEDA, S., 1988. GEODYNAMICS, IN HANDBOOK OF TERRESTRIAL HEAT-FLOW DENSITY DETERMINATIONS, KLUVER ACAD. PUBL., DORDRECHT. P. 486.
133. UYEDA, S., KANAMORI, H., 1979. BACK-ARCK OPENING AND THE MODE OF SUBDUCTION. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 84, NO B3, PP 1049-1059.
134. VENGOSH, CAHIT, HELVACI & KARAMANDERESI. 2002. GEOCHEMICAL CONSTRAINTS FOR THE ORIGIN OF THERMAL WATERS FROM WESTERN TURKEY, APPLIED GEOCHEMISTRY 17 163-183.
135. WEINBERG, A.N. SIAL AND G. MARIANO. 1999. CLOSE SPATIAL RELATIONSHIP BETWEEN PLUTONS AND SHEAR ZONES.
136. WHITE, D. E., 1973. CHARACTERISTICS OF GEOTHERMAL RESOURCES. EN: KRUGER, P. AND OTTE, C.,EDS., GEOTHERMAL ENERGY, STANFORD UNIVERSITY PRESS, STANFORD, PP. 69-94.
137. WORLD ENERGY ASSOCIATION WWW.WORLDENERGY.ORG
138. Y.G. LI, J.E. VIDALE. 2001. HEALING OF THE SHALLOW FAULT ZONE FROM 1994-1998 AFTER THE 1992 M7.5 LANDERS, CALIFORNIA, EARTHQUAKE GEOPHYS. RES. LETT. 28.
139. YAÑEZ Y CEMBRANO. 2004. ROLE OF VISCOUS PLATE COUPLING IN THE LATE TERTIARY ANDEAN TECTONICS, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH.
140. YAÑEZ, G., CEMBRANO, J., PARDO, M., RANERO, C., SELLÉS, D., 2001. THE CHALLENGER –JUAN FERNÁNDEZ– MAIPO MAJOR TECTONIC TRANSITION OF THE NAZCA – ANDEAN SUBDUCTION SYSTEM AT 33-34° : GEODYNAMIC EVIDENCE AND IMPLICATIONS, JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES, VOL. 15., 23-38.

