

01190



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO**

**ESTADO DE EQUILIBRIO SOLUTO-MINERAL Y
SATURACIÓN DE MINERALES DE ALTERACIÓN EN
FLUIDOS GEOTÉRMICOS DE ALTA TEMPERATURA
DE MÉXICO.**

T E S I S
PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN INGENIERÍA
P R E S E N T A :
ENRIQUE TELLO HINOJOSA
(No. DE CTA. 9781653-1, No DE EXP. 11972102)

TUTOR: DR. MAHENDRA PAL VERMA



AGOSTO, 2005

m346539



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas

Tesis Digitales

Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©

PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Dedicatorias

*A la memoria de una extraordinaria mujer
"Mi Esposa"*

*Sra. Gloria Martínez Zamudio
Quien con gran amor y ternura supo darme apoyo y confianza
para seguir superándome y lograr terminar esta tesis.*

*A mis hijos Yunuen, Enrique, Edgar y Gloria Janet quienes son
el motivo más importante para mi superación*

*A mis nietos Jesús Alonso y Edgar quienes han llegado como una
bendición del cielo e iluminan
con su angelical presencia el hogar de su abuelito.*

*A la memoria de mis padres, a quienes les hubiera gustado saber
que sus enseñanzas, amor y dedicación que me brindaron,
fundamentaron mi formación y fortalecieron mi carácter*

*A mis hermanas y hermanos, por el trecho del camino que
recorrimos juntos y todo lo que compartimos
en aquellos años ídos*

*Y sigo diciendo lo mismo, andar por el camino
de la vida es siempre cuesta arriba.*

*A ustedes que con su apoyo, amor,
y amistad me han ayudado a
concluir esta etapa del camino*

Agradecimientos

Agradezco profundamente a todas las personas e instituciones que, de una forma u otra, influyeron o contribuyeron directamente durante la elaboración de este trabajo. A todos los autores y coautores referenciados va un reconocimiento implícito, pues sus trabajos me sirvieron de base, apoyo e inspiración para desarrollar esta tesis.

A mi tutor "Dr. Mahendra Pal Verma" quien dirigió, corrigió y contribuyó en la conformación final de mi tesis. Su apoyo fue decisivo para poder culminar mi doctorado.

Dr. Eduardo González Partida.- Investigador Universitario, por su gran apoyo en el ámbito de la geología y geoquímica y por la confianza que siempre me inspiró.

Dr. Yuri Taran.- Investigador y Profesor Universitario, realizó una de las más meticulosas revisiones de esta tesis. Sus agudas observaciones y críticas me ayudaron a mejorar el manuscrito final.

Dr. Mario Ruiz Castellanos.- A ti paisano te agradezco el gran apoyo que siempre me brindaste durante las primeras etapas de mi doctorado. Tu confianza fue fundamental para que ahora esté concluyendo esta etapa del camino.

Dr. Gerardo Hiriart Le Bert.- Quien revisó cuidadosamente los capítulos de esta Tesis haciendo varias correcciones y observaciones útiles para mejorar la calidad y precisión de la información termodinámica y geotérmica.

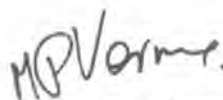
Dr. Jordi Tritlla Cambra.- Investigador Universitario, también realizó una revisión meticulosa de esta tesis. Sus acertadas observaciones y críticas mejoraron enormemente el manuscrito final.

Dr. Fernando Samaniego.- Sin su ayuda desinteresada y apoyo personal, la culminación de esta tesis hubiera sido más difícil.

Constancia

Hago constar que el trabajo presentado en esta tesis **“ESTADO DE EQUILIBRIO SOLUTO-MINERAL Y SATURACIÓN DE MINERALES DE ALTERACIÓN EN FLUIDOS GEOTÉRMICOS DE ALTA TEMPERATURA DE MÉXICO”** fue desarrollado por el M. en C. Enrique Tello Hinojosa bajo mi supervisión y no ha sido sometido para obtener un grado o diploma en ninguna otra parte.

Fecha: 28 de Junio de 2005.



Dr. Mahendra P. Verma
Tutor de Tesis.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA

OF.417/2005/SE-60.2

UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

BIOL. FRANCISCO J. INCERA UGALDE

Jefe de la Unidad de la Administración de Posgrado
Dirección General de la Administración Escolar.
P r e s e n t e .

Informo a usted, a solicitud de la Dirección General de Administración Escolar, que es opinión del Comité Académico que el M EN C. ENRIQUE TELLO HINOJOSA, con número de cuenta 97816531 y número de expediente de UAP. 11972102, puede presentar examen de grado de Doctor en Ingeniería, por haber cumplido con todas las actividades señaladas en el plan de estudios que fue aprobado por el H. Consejo Universitario, en su sesión del 29 de mayo de 1989.

Sin más por el momento, hago propicia la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente,

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, México D.F., a 20 de junio de 2005

EL COORDINADOR DEL PROGRAMA

DR. WILFRIDO RIVERA GOMEZ FRANCO

ÍNDICE

	Página
ÍNDICE	i
FIGURAS Y TABLAS	v
SUMARIO	xi
RESUMEN	xv
ABSTRACT	xvi
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1. Objetivo del Estudio	8
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	13
2.1. Introducción.....	13
2.2. Selección de los Sistemas Estudiados	13
2.3. Marco Geológico de Los Azufres, Michoacán.....	15
2.3.1. Antecedentes	15
2.3.2. Caracteres Estructurales	16
2.3.3. Caracteres Geomorfológicos	17
2.3.4. Geología Local	18
2.3.5. Actividad Hidrotermal Superficial	19
2.3.6. Actividad Hidrotermal a Profundidad	20
2.4. Marco Geológico de Los Humeros, Puebla	23
2.4.1. Antecedentes	23
2.4.2. Caracteres Geomorfológicos	23
2.4.3. Caracteres Estructurales	25
2.4.4. Geología Local	26
2.4.5. Geología del Subsuelo.....	26
2.4.6. Actividad Hidrotermal Superficial	27
2.4.7. Mineralogía Hidrotermal	28
2.5. Marco Geológico de Las Tres Vírgenes, B.C.S.	30
2.5.1. Antecedentes	30
2.5.2. Caracteres Geomorfológicos	32
2.5.3. Caracteres Estructurales	33
2.5.4. Geología Local	34
2.5.5. Paragénesis de la Mineralogía Hidrotermal	35
2.6. Analogías Geológicas de los Sistemas Estudiados.	38
2.7. Contrastes Geológicos entre los Sistemas Estudiados	39
3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LA METODOLOGÍA APLICADA	41
3.1. Origen y Estructura de los Sistemas Geotérmicos Terrestres de Alta temperatura ..	43
3.1.1 Naturaleza Química de Sistemas Geotérmicos	45

3.1.2. Aguas y su Clasificación	47
3.2. Equilibrio Soluta-Mineral (Estado del Arte)	48
3.3. Saturación Mineral	52
3.4. Cálculo de la Composición a Descarga Total y en el Reservorio	55
3.5. Relación entre Concentración y Actividad	57
3.6. Diagramas de Actividades	60
3.7. Estimación de las Temperaturas de Yacimiento	64
3.8. Procesos Físicos	70
3.9. Depositación Mineral	71
3.9.1. Incrustación de Sílice	72
3.9.2. Incrustación de Calcita	77
3.9.3. Problemas Típicos en Sistemas Geotérmicos	80
4. DESARROLLO EXPERIMENTAL	83
4.1. Muestreo de Fluidos Geotérmicos	85
4.2. Análisis de Laboratorio	87
4.2.1. Calidad Analítica y Precisión	88
4.2.2. Depuración de la Composición Química	89
4.3. Interpretación de los Datos	91
5. EQUILIBRIO QUÍMICO EN SISTEMAS HIDROTERMALES	95
5.1. Caso I: Campo Geotérmico de Los Azufres, Michoacán	97
5.1.1. Procesamiento y Recopilación de Datos	97
5.1.2. Características Hidrogeoquímicas	105
5.1.3. Estado de Equilibrio Soluta-Mineral y gas-líquido	108
5.1.4. Temperaturas de Yacimiento y su Evolución	111
5.1.5. Estado de Equilibrio de Cationes y Especies Disueltas	117
5.1.6. Estado de Saturación de Minerales Selectos	121
5.1.7. Estimación del Equilibrio Mineral Múltiple	122
5.1.8. Diagramas de Actividad	123
5.1.9. Composición de la Descarga Total y en el Yacimiento	127
5.1.10. Procesos Físicos en el Yacimiento	131
5.1.11. Características Isotópicas de la Fase Líquida	132
5.1.12. Modelo de Mezcla	134
5.1.13. Conclusiones	135
5.2. Caso II: Yacimiento Geotérmico de Los Hornos, Puebla	141
5.2.1. Obtención y Procesamiento de los Datos	141
5.2.2. Características Hidrogeoquímicas	146
5.2.3. Equilibrio Soluta-Mineral y Gas-Líquido	149
5.2.4. Temperatura de Yacimiento y su Evolución	152
5.2.5. Estado de Equilibrio de Cationes y Especies Disueltas	157
5.2.6. Estado de Saturación de Minerales Selectos	160
5.2.7. Estimación del Equilibrio Mineral Múltiple	161
5.2.8. Fases Mineralógicas	163
5.2.9. Composición en la Descarga Total y en el Yacimiento	168
5.2.10. Procesos Físicos en el Yacimiento	170

5.2.11. Características Isotópicas de la Fase Líquida.....	173
5.2.12. Conclusiones	178
5.3. Caso III: Yacimiento Geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S.....	183
5.3.1. Obtención y Procesamiento de los Datos.....	184
5.3.2. Características Hidrogeoquímicas.....	187
5.3.3. Equilibrio Soluta-Mineral y Gas-Líquido.....	191
5.3.4. Temperatura de Yacimiento	194
5.3.5. Estado de Equilibrio de Cationes y Especies Disueltas	196
5.3.6. Estado de Saturación de Minerales Selectos.....	196
5.3.7. Estimación del Equilibrio Mineral Múltiple	201
5.3.8. Diagramas de Fases.....	202
5.3.9. Composición en la Descarga Total y Yacimiento.....	208
5.3.10. Procesos Físicos en el Yacimiento.....	209
5.3.11. Características Isotópicas de Fase Líquida.....	210
5.3.12. Modelo de Mezcla.....	211
5.3.13. Conclusiones	212
6. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	216
6.1. Comparación de Aspectos Geoquímicos.....	218
6.1.1. Analogías geoquímicas entre los yacimientos	220
6.1.2. Diferencias geoquímicas entre los yacimientos	223
6.2. Problemas Derivados por el Estado de Saturación.....	224
6.3. Alternativas para Evitar la Formación de Incrustaciones.....	226
6.3.1. Campo de Los Azufres, Michoacán	226
6.3.2. Campo de Los Humeros, Puebla.....	229
6.3.3. Campo de Las Tres Vírgenes, B.C.S.....	236
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	239
7.1. Conclusiones	241
7.2. Recomendaciones	243
7.3. Difusión del conocimiento	244
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	247
ANEXO I. Nomenclatura	267
ANEXO II. Procedimientos I, II y III para corregir la composición isotópica	269

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

Figura	Contenido	Página
Capítulo 2		
Fig. 1	Campos Geotérmicos de alta temperatura en México	14
Fig. 2	Imagen de relieve sombreada del modelo digital de elevaciones. Los Azufres, Mich.	16
Fig. 3	Mapa geológico del campo de Los Azufres, Mich.	19
Fig. 4	Sección geológica NW-SE del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.	22
Fig. 5	Estructuras del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.	24
Fig. 6	Mapa geológico de la Caldera de Los Humeros, Puebla.	25
Fig. 7	Sección geológica NW-SE del campo geotérmico de Los Humeros que muestra las unidades litológicas.	27
Fig. 8	Minerales de alteración en diversos pozos de Los Humeros, Pue.	29
Fig. 9	Interpretación estructural regional del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes.	32
Fig. 10	Mapa geológico del campo geotérmico de las Tres Vírgenes, B.C.S.	35
Fig. 11	Zona geotérmica de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Sección B-B'	36
Capítulo 3		
Fig. 12	Perfil esquemático de un sistema geotérmico típico en terreno volcánico	45
Fig. 13	Estado de saturación de la calcita.	54
Fig. 14	Logaritmo de la razón catión/protón contra temperatura.	62
Fig. 15	Logaritmo de especies de H_4SiO_4 y H_2CO_3 contra temperatura.	63
Fig. 16	Ecuaciones de temperaturas propuestas por varios autores del geotermómetro de Na/K.	66
Fig. 17	Pendientes de la líneas indicando los cambios de cloruros en el agua profunda relacionados con varios procesos físicos en el yacimiento	71
Fig. 18	Solubilidad de sílice amorfa y cuarzo en función de la temperatura.	74
Fig. 19	Solubilidades de sílice para diferentes temperaturas en el pozo BR22.	75
Fig. 20	Solubilidad de calcita en agua y en soluciones de NaCl a 12 atm.	77
Capítulo 4		
Fig. 21	Sitios de muestreo de agua separada, vapor y gases en pozos integrados a unidad turbogeneradora.	85
Fig. 22	Sitios de muestreo de agua separada, vapor y gases en pozos en desarrollo por silenciador.	86
Capítulo 5		
Fig. 23	Contenido relativo de $Cl:SO_4:HCO_3$ para pozos y manantiales del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.	105
Fig. 23a	Localización de manifestaciones termales del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.	96

Figura	Contenido	Página
Fig. 24	Contenido relativo de gases de pozos y fumarolas del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. Relación molar $N_2:He:Ar$	107
Fig. 25	Evaluación de temperaturas y estado de equilibrio para los pozos de Los Azufres, Mich.	108
Fig. 26	Evaluación del estado de equilibrio de las aguas termales de Los Azufres, Mich.	109
Fig. 27	Evaluación de condiciones de equilibrio $H_2/Ar-CO_2/Ar$ de pozos del sector Agua fría de Los azufres, Mich.	110
Fig. 28	Geotermómetros de Na/K y SiO_2 contra el tiempo para el pozo Az-005. Los Azufres, Mich.	113
Fig. 29	Geotermómetros de Na/K y SiO_2 contra el tiempo para el pozo Az-022. Los Azufres, Mich.	113
Fig. 30	Geotermómetros de Na/K y SiO_2 contra el tiempo para el pozo Az-018. Los Azufres, Mich.	114
Fig. 31	Geotermómetros de H_2/Ar y CH_4/CO_2 contra el tiempo para el pozo Az-005. Los Azufres, Mich.	116
Fig. 32	Geotermómetros de H_2/Ar y CH_4/CO_2 contra el tiempo para el pozo Az-018. Los Azufres, Mich.	116
Fig. 33	Geotermómetros de H_2/Ar y CH_4/CO_2 contra el tiempo para el pozo Az-022. Los Azufres, Mich.	117
Fig. 34	Logaritmo de las razones catión/protón contra la temperatura del geotermómetro Na/K. (a) $\log aNa^+/aH^+$, (b) $\log aK^+/aH^+$, (c) $\log \sqrt{aCa^{++}/aH^+}$, (d) $\log \sqrt{aMg^{++}/aH^+}$.	118
Fig. 35	Logaritmo de las especies disueltas contra la temperatura del geotermómetro de Na/K. (a) $\log H_4SiO_4$ contra Na/K, (b) $\log H_2CO_3$ contra Na/K, (c) $\log H_2S$ contra Na/K, (d) $\log H_2SO_4$ contra Na/K.	119
Fig. 36	Saturación de carbonatos, calcio, sulfatos y sílice en aguas del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán., con respecto a la solubilidad de calcita, anhidrita, cuarzo y calcedonia.	120
Fig. 37	Diagrama de saturación mineral par el pozo Az-022. Los Azufres, Michoacán.	122
Fig. 38	Diagramas de actividad para fases minerales importantes del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.	124
Fig. 39	Cloruros en la descarga total y en el yacimiento contra el tiempo para el pozo Az-5.	128
Fig. 40	Cloruros en la descarga total y en el yacimiento contra el tiempo para el pozo Az-22.	128
Fig. 41	Concentración analítica de Li, Rb, Cs y As contra el tiempo del pozo Az-16AD.	129
Fig. 42	Procesos físicos en el yacimiento del pozo Az-022. Periodo 1992-1993.	131
Fig. 43	Composición isotópica en la descarga total de pozos de la zona sur del campo de Los Azufres, Mich.	133
Fig. 44	$\delta^{18}O$ y δD de agua y vapor para de Los Azufres, Michoacán.	133

Figura	Contenido	Página
Fig. 45	$\delta^{18}\text{O}$ vs. Cl para manantiales y pozos de Los Azufres, Michoacán.	135
Fig. 46	Contenido relativo de $\text{Cl}:\text{SO}_4:\text{HCO}_3$ para pozos y manantiales del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.	146
Fig. 47	Contenido relativo de gases de pozos del campo de Los Humeros, Puebla. Relación molar $\text{N}_2:\text{He}:\text{Ar}$.	149
Fig. 48	Evaluación de temperaturas y estado de equilibrio (Los Humeros, Puebla).	150
Fig. 49	Estado de interacción soluto-mineral en términos de dos procesos (Disolución Inicial- Equilibrio final) para Los Humeros, Puebla.	151
Fig. 50	Evaluación de condiciones de equilibrio $\text{H}_2/\text{Ar}-\text{CO}_2/\text{Ar}$ para pozos de Los Humeros, Puebla.	151
Fig. 51	Geotermometría de fase líquida para los pozos H-1, H-6 y H-8. Los Humeros, Puebla.	154
Fig. 52	Geotermómetros de H_2/Ar y CH_4/CO_2 contra el tiempo para los pozos H-1, H-6 y H-8. Los Humeros, Puebla.	156
Fig. 53	Logaritmo de las razones catión/protón contra la temperatura del geotermómetro Na/K. (a) $\log a\text{Na}^+/\text{aH}^+$, (b) $\log a\text{K}^+/\text{aH}^+$, (c) $\log \sqrt{a\text{Ca}^{++}}/\text{aH}^+$, (d) $\log \sqrt{a\text{Mg}^{++}}/\text{aH}^+$. Los Humeros, Puebla.	158
Fig. 54	Logaritmo de las especies disueltas contra la temperatura del geotermómetro de Na/K. (a) $\text{Log H}_4\text{SiO}_4$ contra Na/K, (b) $\text{Log H}_2\text{CO}_3$ contra Na/K, (c) $\text{Log H}_2\text{S}$ contra Na/K, (d) $\text{Log H}_2\text{SO}_4$ contra Na/K. Los Humeros, Puebla.	159
Fig. 55	Saturación de carbonatos, calcio, sulfatos y sílice en aguas del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla., con respecto a la solubilidad de calcita, anhidrita, cuarzo y calcedonia.	161
Fig. 56	Diagrama de saturación mineral para el pozo H-1. Los Humeros, Puebla.	162
Fig. 57	Diagrama de actividad para fases minerales importantes del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.	164
Fig. 58	Diagramas de actividad para asociaciones de minerales de $(\text{Mg}^{++}, \text{Na}^+)$ y $(\text{Ca}^{++}, \text{Mg}^{++})$ del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.	166
Fig. 59	Diagramas de actividad para asociaciones de minerales de $(\text{Ca}^{++}, \text{Na}^+)$ y $(\text{Ca}^{++}, \text{SiO}_2)$ del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.	167
Fig. 60	Composición química en la descarga total y a condiciones de yacimiento contra el tiempo para el pozo H-1. Los Humeros, Puebla.	171
Fig. 61	Composición química en la descarga total y a condiciones de yacimiento contra el tiempo para el pozo H-6. Los Humeros, Puebla.	172
Fig. 62	Procesos físicos en el yacimiento del pozo H-1. De 1997 a 2002.	172
Fig. 63	Composición isotópica en la descarga total de pozos productores, pozos reinyectores y manantiales aledaños al campo de Los Humeros, Puebla	174
Fig. 64	Isotopía de metano del fluido de Los Humeros, Puebla. De acuerdo con la composición isotópica propuesta por Mizutani, et al (1989).	175
Fig. 65a	Contenido relativo de $\text{Cl}:\text{SO}_4:\text{HCO}_3$ de pozos y manantiales del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S.	191

Figura	Contenido	Página
Fig. 66	Contenido relativo de gases de pozos y fumarolas del campo de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Relación molar $N_2:He:Ar$.	191
Fig. 67	Evaluación de temperaturas y estado de equilibrio para Las Tres Vírgenes, B.C.S.	192
Fig. 68	Estado de interacción soluto-mineral en términos de dos procesos (Las Tres Vírgenes, B.C.S.)	193
Fig. 69	Evaluación de condiciones de equilibrio $H_2/Ar-CO_2/Ar$ para el campo de Las Tres Vírgenes, B.C.S.	194
Fig. 70	Logaritmo de las razones catión/protón contra la temperatura del geotermómetro Na/K. (a) $\log aNa^+/aH^+$, (b) $\log aK^+/aH^+$, (c) $\log \sqrt{aCa^{++}/aH^+}$, (d) $\log \sqrt{aMg^{++}/aH^+}$. Las Tres Vírgenes, B.C.S.	197
Fig. 71	Logaritmo de las especies ácidas contra la temperatura del geotermómetro de Na/K. (a) $\log H_4SiO_4$ contra Na/K, (b) $\log H_2CO_3$ contra Na/K, (c) $\log H_2S$ contra Na/K, (d) $\log H_2SO_4$ contra Na/K. Las Tres Vírgenes, B.C.S.	198
Fig. 72	Saturación de carbonatos, calcio, sulfatos y sílice en aguas del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S., con respecto a la solubilidad de calcita, anhidrita, cuarzo y calcedonia.	199
Fig. 73	Diagrama de saturación mineral para el pozo Lv-1 del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S.	202
Fig. 74	Diagrama de actividad para las fases minerales más importantes del sistema $CaO-Al_2O_3-K_2O-H_2O$. Las Tres Vírgenes, B.C.S.	204
Fig. 75	Diagrama de actividad para las fases minerales más importantes del sistema $HCl-H_2O-Al_2O_3-K_2O-Na_2O-SiO_2$. Las Tres Vírgenes, B.C.S.	204
Fig. 76	Diagrama de actividad para las fases minerales más importantes del sistema $HCl-H_2O-CaO-CO_2-MgO-SiO_2$. Las Tres Vírgenes, B.C.S.	205
Fig. 77	Diagramas de actividad para asociaciones de minerales de (Mg^{++}, Na^+) a 250°C y 280°C para el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Las razones de actividad graficadas están referidas en la tabla 5.30.	206
Fig. 78	Diagramas de actividad para asociaciones de minerales de (Mg^{++}, Ca^{++}) a 250°C y 280°C para el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Las razones de actividad graficadas están referidas en la tabla 5.30.	207
Fig. 79	Procesos físicos en el yacimiento del pozo Lv-3	209
Fig. 80	Deuterio Vs oxígeno-18 de captaciones y pozos geotérmicos del campo de Las Tres Vírgenes, B.C.S.	211
Fig. 81	Contenido de $\delta^{18}O$ contra cloruros para el campo de Las Tres Vírgenes, B.C.S.	212
Fig. 82	Mecanismos de inhibición del Geogard SX	229

Tabla	Contenido	Página
Capítulo 2		
Tab. 2.1	Parámetros geológicos y de producción para los tres sistemas geotérmicos	39
Capítulo 3		
Tab. 3.1	Constantes de equilibrio para algunas reacciones agua-roca selectas	55
Tab. 3.2	Valores de la carga iónica (z) y diámetro del ion (a) para especies más comunes	58
Tab.3.3	Valores de los coeficientes A y B de la ecuación de Debye-Huckel	59
Tab. 3.4	Ecuaciones en función de la temperatura de moléculas ácidas y de la razón catión/protón.	61
Tab. 3.5	Constantes de equilibrio para especies ácidas y razones catión/protón en función de la temperatura.	62
Tab. 3.6	Ecuaciones del geotermómetro de SiO ₂	65
Tab. 3.7	Ecuaciones de geotermómetros catiónicos en °C	67
Tab. 3.8	Ecuaciones de geotermómetros de gases en °C	70
Tab. 3.9	Pozos con fluidos ácidos del campo de Los Humeros	81
Capítulo 4		
Tab. 4.1	Elementos utilizados en la modelización geoquímica y técnica usada	87
Capítulo 5		
Tab. 5.1	Composición química de agua separada del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.	98
Tab. 5.2	Composición química de gases producidos por pozos del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.	99
Tab. 5.3	Composición química de manantiales termales del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.	100
Tab. 5.4	Composición química de fumarolas del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.	101
Tab. 5.5	Condiciones de operación y composición isotópica de pozos de Los Azufres, Mich.	102
Tab. 5.6	Composición isotópica de pozos productores corregida en la descarga total.	103
Tab. 5.7	Composición isotópica de manifestaciones termales del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.	104
Tab. 5.8	Geotermometría de fase líquida para el campo geotérmico de Los Azufres, Mich.	112
Tab. 5.9	Geotermometría de fase gaseosa para el campo geotérmico de Los Azufres, Mich.	115
Tab. 5.10	Actividades y parámetros químicos a condiciones de yacimiento para pozos selectos de Los Azufres, Mich.	125
Tab. 5.11	Composición química del agua separada de pozos del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.	142
Tab. 5.12	Composición química e isotópica del agua de manantiales aledaños al campo de Los Humeros, Puebla.	143
Tab. 5.13	Composición química de los gases en mmol/mol de Los Humeros, Pue.	144

Tabla	Contenido	Página
Tab. 5.14	Composición isotópica del vapor separado de los pozos del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.	145
Tab. 5.15	Geotermometría de fase líquida para Los Humeros, Puebla.	153
Tab. 5.16	Geotermometría de fase gaseosa para Los Humeros, Puebla.	155
Tab. 5.17	Actividades y parámetros químicos a condiciones de yacimiento para pozos selectos de Los Humeros, Puebla.	163
Tab. 5.18	Composición química del agua separada a descarga total y a condiciones de yacimiento. Los Humeros, Puebla.	170
Tab. 5.19	Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 y CO_2 para pozos de Los Humeros, Puebla.	176
Tab. 5.20	Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 y CO_2 y deuterio en CH_4 e H_2 para pozos de Los Humeros, Puebla.	177
Tab. 5.21	Composición química de agua separada del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S.	184
Tab. 5.22	Composición química del agua de manantiales del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S.	185
Tab. 5.23	Composición química de gases de pozos y fumarolas de Las Tres Vírgenes, B.C.S.	186
Tab. 5.24	Composición isotópica del vapor separado de los pozos del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S.	186
Tab. 5.25	Composición isotópica de agua de captaciones de Las Tres Vírgenes, B.C.S.	187
Tab. 5.26	Geotermometría de fase líquida para Las Tres Vírgenes, B.C.S.	195
Tab. 5.27	Geotermometría de fase gaseosa para Las Tres Vírgenes, B.C.S.	195
Tab. 5.28	Actividades y parámetros químicos a condiciones de yacimiento para pozos selectos de Las Tres Vírgenes, B.C.S.	203
Tab. 5.29	Composición química del agua separada a descarga total y a condiciones de yacimiento. Las Tres Vírgenes, B.C.S.	209
Tab. 5.30	Composición química de incrustación del pozo LV-1. Las Tres Vírgenes, B.C.S.	200
Tab. 5.31	Composición química de incrustación del pozo LV-3. Las Tres Vírgenes, B.C.S.	200
Tab. 6.1	Parámetros geoquímicos comparativos para los tres sistemas geotérmicos estudiados.	219
Tab. 6.2	Problemas derivados del estado de equilibrio agua-roca y saturación de la fase acuosa con respecto a la SiO_2 y calcita en tres campos geotérmicos de México.	226

SUMARIO

La geoquímica de fluidos hidrotermales proporciona un gran apoyo durante las etapas de exploración y explotación de los recursos geotérmicos. Estos estudios involucran la caracterización química e isotópica de los fluidos de pozos geotérmicos, aguas subterráneas y aguas meteóricas, con lo que es posible determinar la distribución de parámetros en el yacimiento como, temperatura, presión, presiones parciales de gases incondensables, pH, potencial de oxidación, etc., estimar el origen de especies químicas, su partición entre las fases (líquida y gaseosa), la posible zona de recarga, detectar procesos de mezcla y de evaporación-condensación.

Sin embargo, los sistemas geotérmicos son complejos y las metodologías geoquímicas, aplicadas en diferentes campos no despliegan resultados con los mismos grados de certeza. Debido a esto, en este trabajo aplicaré un conjunto de técnicas geoquímicas en los campos geotérmicos de Los Azufres, Mich., Los Humeros, Pue. y Tres Vírgenes, B.C.S., que consisten en desarrollar unos modelos geoquímicos conceptuales capaces de describir el estado de equilibrio soluto-mineral y las temperaturas a las cuales se está efectuando dicho equilibrio bajo las condiciones actuales de los yacimientos, así como el estado de saturación de los minerales de alteración en el yacimiento de los campos geotérmicos.

Una investigación de este tipo es fundamental para aprovechar al máximo y de una manera sustentable los recursos geotérmicos disponibles, dar un uso científico a los datos que originalmente tienen un objetivo industrial y desarrollar criterios para que el estudio e interpretación de datos de equilibrio químico de sistemas donde no se cuenta con ellos, sirva para predecir la tendencia de depositación de los minerales de alteración, tales como, cuarzo o calcita en el yacimiento. Se plantea además que con el conocimiento del estado de saturación de los minerales de alteración, tales como, calcita, anhidrita y calcedonia y cuarzo a condiciones de yacimiento, se puede identificar cual de ellos va a precipitar en los yacimientos geotérmicos estudiados. Se podrá definir la génesis y temperaturas del yacimiento y además se establecerá si el reservorio de estos sistemas se encuentra en un estado de completo equilibrio y/o en desequilibrio químico.

En el capítulo 1 se presenta una introducción sobre los conceptos básicos sobre el equilibrio agua-roca y el estado de saturación de los minerales de alteración. Así se describen los pasos más importantes en la evaluación geoquímica de fluidos geotérmicos. Se explica el objetivo del estudio, los métodos que se aplicaron y las ventajas que se tienen como resultado de comprender la relación que guarda el sistema hidrotermal con el equilibrio químico soluto-mineral y la distribución de las temperaturas del yacimiento. Así mismo, se resume en orden cronológico los pasos utilizados en la investigación geoquímica de los yacimientos geotérmicos de Los Humeros (Puebla), Los Azufres (Mich.), y Las Tres Vírgenes(B.C.S.).

En el capítulo 2 se muestra la geología de los campos estudiados. En el se describe también su ubicación geográfica. Se sustenta la razón de la selección, la cual se basó principalmente en el hecho de que los yacimientos estudiados son sistemas de alta temperatura y están siendo explotados comercialmente para la generación de energía eléctrica. Estos yacimientos aunque de origen magmático, presentan diferentes y complejos grados de alteración hidrotermal. Otro factor importante es que los tres sistemas presentan características geoquímicas y geológicas similares y/o contrastantes, diferentes grados de dificultad tecnológica en el desarrollo, y explotación del recurso geotérmico. Se presentan las características estructurales y geomorfológicas de los yacimientos. Así como, analogías y diferencias geológicas entre los mismos.

El estudio sobre el estado de equilibrio se inicia en el capítulo 3, en este se analizan los aspectos teóricos y la metodología aplicada en la interpretación de la génesis de los fluidos geotérmicos, así como el sustento teórico en la aplicación de geotermómetros de fase líquida y gaseosa para la estimación de temperaturas del yacimiento. Para determinar la composición química de algunas especies que existen en el reservorio, se presenta el método para obtenerlas usando balances de materia y energía. Se muestran aspectos teóricos y la metodología aplicada en la determinación del estado de equilibrio y las temperaturas a las cuales se efectúa dicho equilibrio agua-roca. Se presentan aspectos termodinámicos sobre la depositación de incrustaciones en sistemas geotermales, así como

el cálculo del estado de saturación de ciertos minerales de alteración, la aplicación de la ecuación de Debye-Huckel, para la estimación de los coeficientes de actividad de especies acuosas, presentes en soluciones geotérmicas y los programas de cómputo utilizados. Se describen ampliamente las consideraciones termodinámicas de las incrustaciones de sílice y carbonatos de calcio en ambientes geotérmicos, así como su cinética y mecanismos de depositación. Se sustentan los aspectos teóricos y la metodología aplicada para establecer la fase mineral que controla la actividad de las especies químicas en los fluidos. Finalmente se muestra la teoría y la metodología aplicada sobre la isotopía de fluidos hidrotermales. La composición isotópica corregida en la descarga total, permite establecer el origen del agua de recarga, así como procesos de mezcla entre aguas más frías y fluidos geotérmicos.

En el capítulo 4 se especifica la metodología y parte experimental en la obtención de la información química de los fluidos geotérmicos de los campos estudiados. Se presenta el muestreo de agua separada y gases, así como las técnicas analíticas utilizadas para el análisis de fluidos geotérmicos. Se discute la calidad y precisión de los análisis químicos. También se plantea el proceso de depuración de la información para su procesamiento, e interpretación. Finalmente se muestra la metodología empleada en la interpretación de la información química procesada.

En el capítulo 5 se presenta la obtención de la información química base, usada en la interpretación, así como la metodología gráfica aplicada y la interpretación del estado de equilibrio soluto-mineral y saturación mineral de los tres yacimientos. En la interpretación, en este capítulo se establece la génesis de los fluidos producidos por los pozos de los campos seleccionados. Se presenta el estado de equilibrio mineral-soluto, y las temperaturas a las cuales se está efectuando la interacción agua-roca. Igualmente, se corrige la composición química a condiciones de yacimiento y en la descarga total. También se estudia la evolución de las especies químicas en el yacimiento, y se caracteriza el tipo de yacimiento penetrado por los pozos (líquido dominante y/o dos fases). Se muestra la evolución de las temperaturas geotermométricas, tanto de fase líquida como gaseosa en los campos seleccionados. Se establecen los procesos físicos más importantes en el yacimiento

como respuesta a la explotación y a la reinyección, utilizando el WATCH para el cálculo del índice de saturación de minerales de alteración. Además, se determina el estado de saturación de anhidrita, calcita, cuarzo y calcedonia para los tres yacimientos. A partir de diagramas de actividad de las fases minerales más importantes de los campos en cuestión, se establece la fase mineral que está gobernando la actividad de los solutos presentes en el agua. Se muestran las características isotópicas de los fluidos producidos por los pozos y manantiales de los campos estudiados. Se presenta la composición isotópica del agua de recarga, aplicando modelos de mezcla que permiten diferenciar entre agua de reciente infiltración, agua superficial y agua de origen geotérmico y magmática.

Los resultados y procesos observados en los yacimientos geotérmicos investigados se discuten en el capítulo 6. Se muestran en una tabla las características geoquímicas más importantes de los tres yacimientos. Se establece el estado actual del equilibrio soluto-mineral, así como una evaluación de analogías y contrastes de las características de dichos yacimientos. Además se presentan alternativas de solución al problema de incrustación, corrosión y fluidos ácidos en los diferentes campos, a condiciones de yacimiento y en la disposición en superficie de la salmuera geotérmica.

Finalmente, en el capítulo 7 se presentan las conclusiones del estudio. Los resultados obtenidos permitirán la comprensión de los fenómenos y procesos de interacción soluto-mineral que ocurren en los yacimientos de los campos estudiados. Así mismo, serán de utilidad en la predicción de tendencias de depositación de minerales. La experiencia científica producto de este estudio será fundamental para aprovechar al máximo y de una manera sustentable los recursos geotérmicos de los sistemas de Los Azufres, Mich., Los Humeros, Puebla y Las Tres Vírgenes en Baja California Sur.

RESUMEN

A partir de la composición química e isotópica de los fluidos hidrotermales se determinó el estado de equilibrio soluto-mineral, liquido-gas, las temperaturas a las cuales se está efectuando el equilibrio y el estado de saturación de los minerales de alteración para los yacimientos geotérmicos de Los Azufres, Los Humeros y Las Tres Vírgenes. De acuerdo con diagramas de actividad y la composición química de los fluidos geotérmicos, paralelamente con relaciones químicas y texturales de los minerales hidrotermales se encontró que en los yacimientos de Los Azufres y Las Tres Vírgenes hay una tendencia hacia el equilibrio total entre las rocas del yacimiento y los fluidos hidrotermales que circulan a través de los reservorios. También el equilibrio liquido-gas se ha logrado casi completamente y según modelos de equilibrio y la geotermometría las temperaturas a las cuales se está efectuando dicho equilibrio son de 300°C y 280°C respectivamente. Para Los Humeros el equilibrio soluto-mineral no se ha logrado por lo que el sistema está en desequilibrio químico. Sin embargo, los gases están en equilibrio con la fase líquida a una temperatura promedio de 300°C.

Se demostró que la solución acuosa en el yacimiento de los tres campos presenta sobresaturación con respecto a la calcita. Aunque solamente en los campos de Las Tres Vírgenes y Los Humeros se ha presentado incrustación de CaCO_3 en el liner ranurado debido a que el flasheo se lleva a cabo dentro del pozo. En Los Azufres no se ha presentado este fenómeno probablemente por las bajas concentraciones de calcio a condiciones de yacimiento y/o a que el flasheo se está efectuando en el yacimiento. En relación al mineral de anhidrita la solución acuosa en el yacimiento de Los Azufres se encuentra en un estado insaturado y no se espera que haya incrustación de este mineral. Para la solución acuosa en el yacimiento de Los Humeros se determinó que se ubica en los tres estados. Pozos insaturados se espera no presenten problemas por depositación. En cambio los que están en equilibrio y sobresaturados tales como el H7, H8 y H13 es posible presenten incrustación de CaSO_4 . Todos los pozos de Las Tres Vírgenes van a presentar problemas por depósitos de CaSO_4 debido al estado de equilibrio y sobresaturado que presenta el agua de los pozos Lv1, Lv3, Lv4, Lv5 y Lv8. Con referencia a la calcedonia la solución acuosa del yacimiento de los tres campos se encuentra insaturada. Referente al cuarzo

solamente los pozos H1 y H13 de Los Humeros y el Lv8 de Las Tres Vírgenes se encuentran sobresaturados. En cambio la solución acuosa de la totalidad de los pozos de Los Azufres se encontró insaturada con respecto a este mineral.

Se encontró que las fases mineralógicas que controlan la composición química de los fluidos geotérmicos fueron principalmente: albita, moscovita, K-feldespatos y clinocloras para los Azufres. En Los Humeros las fases que gobiernan son: albita, moscovita, K-feldespatos, clorita, montmorilonita, tremulita, diópsida, prehnita, granate y wollastonita. Con respecto a Las Tres Vírgenes los minerales preponderantes son: zoisita, low-albita, clorita, microclina, diópsida, lawsonita y granate.

Se identificaron los principales procesos físicos que ocurren en los yacimientos de los campos estudiados. Fuertes fenómenos de ebullición fueron detectados en los campos de Los Azufres y Las Tres Vírgenes provocados principalmente por el régimen de explotación. En cambio en el yacimiento de Humeros se identificaron procesos físicos normales producto de una explotación hasta ahora racional de los fluidos geotérmicos.

Con respecto a la línea meteórica mundial se determinó que existe un corrimiento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ hacia la derecha (valores más positivos) de los fluidos geotérmicos de los tres yacimientos, producto de la interacción agua-roca a altas temperaturas. La mayoría de los manantiales termales de los tres campos se ubican en la línea de aguas de origen meteórico. Solamente las lagunas y manantiales calentados por vapor (Los Azufres) presentan enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ y δD y su composición isotópica es modificada por procesos de evaporación a temperaturas ambientales y/o a 100 °C. En los tres sistemas se encontró que existe muy buena correlación entre la composición isotópica de los fluidos del yacimiento geotérmico y la composición isotópica de fluidos magmáticos. Sin embargo, la composición isotópica de la recarga a los diferentes yacimientos es preferencialmente de origen meteorito. En el caso de Las Tres Vírgenes no se notó influencia de la composición isotópica de agua marina en los fluidos del yacimiento.

ABSTRACT

Chemical and isotopic analyses of geothermal fluids from Los Humeros, Los Azufres and Las Tres Vírgenes geothermal fields were carried out in order to establish the water-rock equilibrium state and determine the saturation state between present-day geothermal fluids and hydrothermal mineral phases. The comparison between activity diagrams and the chemical composition of geothermal fluids, together with chemical and textural ratios of hydrothermal minerals show that the reservoir rocks at Los Azufres and Las Tres Vírgenes tend to approach a state of chemical equilibrium with hydrothermal fluids percolating through them. Also the liquid-gas equilibrium has been attained almost totally. The equilibrium temperatures of these reservoirs are 300°C and 280°C respectively. In the Los Humeros case the water-rock equilibrium calculations indicate that its reservoir fluids are in a non-equilibrium state. However, the gases of this field are in equilibrium with the liquid phase at 300°C.

It was found that the reservoir fluids of the three fields are oversaturated with respect to calcite. However, the Las Tres Vírgenes and Los Humeros geothermal fields present calcite scaling in the production zone (liner) due to the flashing in the wells. In the Los Azufres case the calcite scaling was not observed, probably due to low concentrations of calcium at reservoir conditions and/or perhaps because of the occurrence of flashing in the reservoir. In relation to anhydrite mineral the solute from Los Azufres reservoir presents the under saturated state. Also, in relation to anhydrite mineral the solute from Los Humeros reservoir presents different states. There are wells in an under saturated state, and others are in equilibrium and/or oversaturated state. Only in oversaturated wells such as H-7, H-8 and H-13 we expect troubles with anhydrite scaling. In the Las Tres Vírgenes reservoir the solute shows an over-saturated state with respect to anhydrite mineral. In relation to chalcedony mineral the solute from the three reservoirs presents an under saturated state. Respect to quartz mineral only the H-1 and H-13 wells from Los Humeros and the Lv-8 well from Las Tres Vírgenes are over saturated. Also it was found that the aqueous solution from the Los Azufres reservoir presents an under saturated state with respect to quartz mineral.

The mineralogical phases that are governing the chemical composition of the geothermal fluids from the three reservoirs are mainly: (a) albite, muscovite, K-feldspar and clinocllore in Los Azufres. (b) albite, muscovite, K-feldspar, chlorite, montmorillonite, tremolite, diópsida, prehnite, garnet, and wollastonite in Los Humeros and (c) zoisite, low-albite, chlorite, microcline, diópside, lawsonite and garnet in Las Tres Virgenes.

The main physical processes that is occurring into the Los Azufres and Las Tres Virgenes geothermal reservoirs is strong boiling due to exploitation. In contrast the Los Humeros reservoir presents normal physical processes due to relatively less exploitation.

In the three reservoirs it was found that $\delta^{18}\text{O}$ shows a characteristic enrichment of the heavy isotope with respect to the isotopic composition of the world meteoric water line. Oxygen-isotope shift is a significant property of geothermal water in the high-temperature systems. The isotopic composition of waters from the cold and thermal springs in the three fields are mostly located on the meteoric line. The lagoons and steam heated waters shows an enrichment of $\delta^{18}\text{O}$ and δD . Their isotopic composition is modified by evaporations at the environment temperature and/or at 100°C. The three systems show very good correlation between isotopic composition of reservoir fluids and magmatic fluids. The recharge is of meteoric origin in the three reservoirs studied. There is no influence by sea water in the reservoir of Las Tres Virgenes system.

Capítulo 1

Introducción

1. INTRODUCCIÓN

El estudio del equilibrio soluto-mineral es una herramienta poderosa para la evaluación completa de un sistema geotérmico durante las etapas de exploración y explotación (Ellis y Mahon, 1977; Ellis, 1979; Giggenbach, 1981). La química de los fluidos está principalmente gobernada por la solubilidad de los minerales, la cual está controlada por los factores termodinámicos que afectan el equilibrio. Por ejemplo, la tendencia de la depositación e incrustación de los minerales depende del estado de saturación que se haya logrado entre el fluido y la roca. Los factores termodinámicos que influyen en la formación de minerales de alteración (secundarios) dentro de un sistema geotérmico son la temperatura, salinidad, presión parcial de gas (Giggenbach, 1981).

Giggenbach (1991) propuso que la interacción soluto-mineral en sistemas geotérmicos, puede ser descrita en términos de dos procesos: 1) **Disolución inicial** de rocas de la corteza en aguas ácidas formadas a través de la interacción de vapor magmático en aguas subterráneas de circulación profunda. Las aguas formadas por estos procesos de alteración contienen la mayor parte de los constituyentes más solubles de la roca. La roca residual de este proceso está fuertemente empobrecida en los componentes más fácilmente movilizados; 2) **Equilibrio final** del “fluido” con la “roca” en su configuración de mineral termodinámicamente estable, formado a través de la recrystalización de la roca primaria original. Llega a su fin solo en sistemas estacionarios de edad infinita. La composición de los fluidos en los sistemas de alteración hidrotermal está en función de la temperatura y la salinidad.

La concentración de SiO_2 es controlada por la solubilidad del cuarzo y la calcedonia; el sodio y potasio controla la solubilidad de los feldespatos de Na y K, el calcio la calcita. Recientemente, Verma (2002) discutió que la relación de cationes (Na/K) en un fluido geotérmico no es únicamente función de la temperatura. Sin embargo, la concentración de la sílice sí está en función de la temperatura y presión, y puede usarse como un geotermómetro confiable para estimar la temperatura y fracción de vapor en el yacimiento.

Arnorsson et al., (1983) y Fournier (1977) demostraron que procesos tales como ebullición, desgasificación, enfriamiento, dilución con fluidos mas fríos, y la cinética de la interacción agua-roca, son los principales causantes de que algunos minerales se desvíen de su estado de equilibrio original, y de que a altas temperaturas se lleve a cabo el equilibrio entre solutos y minerales de alteración.

Giggenbach (1980) encontró que las fases que se forman en un sistema geotérmico dependen fuertemente de factores cinéticos, tales como: velocidad de nucleación, cristalización, recristalización y tiempo de residencia de los fluidos dentro del sistema. Dependiendo del tiempo de residencia y de las fases encontradas, se puede tener una idea de la “madurez” de un sistema. Por ejemplo, cuando se encuentran muchos minerales en el estado metaestable, esto indica que el sistema es más “joven” que otro que presenta fases termodinámicamente estables. El principal proceso que afecta la distribución de minerales y solutos en un sistema geotérmico, consiste en la conversión gradual de fases minerales, termodinámicamente inestables a condiciones geotérmicas en otras fases más estables de acuerdo con:

Minerales primarios, inestables $\Rightarrow$ minerales secundarios, estables

Helgeson (1979) fue el primero en evaluar la cinética de la transferencia de masa en reacciones, durante los procesos de alteración hidrotermal, como una función del progreso de la reacción hacia el equilibrio total. Propuso que para un sistema cerrado la distribución de los componentes está dada por medio de un balance de masa,

Fluido inicial + fases primarias = fluido final + fases secundarias.

En cualquier etapa intermedia, durante los procesos de interacción soluto-mineral, la composición del fluido está en función del progreso de la reacción, y es probable que ésta refleje condiciones del fluido inicial, o evidencias que indiquen que se ha logrado el equilibrio total.

En el caso de un sistema geotérmico abierto, el intercambio de fases móviles en equilibrio es complejo debido a la existencia de grandes gradientes de presión y temperatura y esto es generalmente interrumpido cuando los fluidos alcanzan la superficie.

Ellis y Mahon (1977) desarrollaron un método para estimar que tipo de proceso ocurre en el yacimiento, durante la etapa de explotación de un pozo. Además plantearon los estudios geoquímicos que se requieren para determinar otros parámetros del yacimiento, tales como, temperaturas, presión, estado de interacción agua-roca, tamaño de reservorio, zona de recarga etc. Verma (2002) hizo una revisión exhaustiva sobre la validez de las técnicas geoquímicas aplicadas en los desarrollos geotérmicos, y planteó que la causa de los procesos de enfriamiento de los fluidos durante su ascenso a la superficie, se debe a las pérdidas de calor por conducción, y a la mezcla con aguas más frías o pérdida de vapor, los cuales pueden ser evaluados por medio de la composición química e isotópica de los fluidos descargados en la superficie por los pozos. Con el objeto de obtener esos parámetros de los yacimientos y evaluar los procesos que puedan ocurrir en los mismos a partir de la química de los fluidos, varios métodos teóricos han sido desarrollados. El primer paso de esos métodos es, estimar la génesis y composición de los fluidos a profundidad a partir de gases, vapor y agua separada de pozos perforados y/o manifestaciones naturales, usando los principios de conservación de masa y energía (Verma, 2002). Giggenbach (1986; 1988; 1991) desarrolló varios métodos gráficos para estimar la génesis, estado de equilibrio agua-roca, y la temperatura a la cual se está efectuando dicho equilibrio en fluidos geotérmicos producidos por pozos perforados y/o manifestaciones termales. El segundo paso es evaluar las condiciones profundas, utilizando los geotermómetros de solutos iónicos desarrollados por Ellis y Mahon (1977), Giggenbach (1988), Fournier (1977), Fournier y Truesdell (1973), los cuales son poderosas herramientas para estimar las temperaturas de yacimiento. Dichos geotermómetros son ecuaciones, las cuales suponen en primer lugar que el equilibrio agua-roca existe y que se lleva a cabo a profundidad y que los contenidos de Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} y SiO_2 en los cuales se basan estos geotermómetros existen en cantidades suficientes. Los geotermómetros no se pueden aplicar a cualquier tipo de agua. El método gráfico desarrollado por Giggenbach (1991), además de la génesis del agua, muestra a que tipo de captación se le puede aplicar en forma confiable los geotermómetros.

El tercer paso, consiste en evaluar la composición química de los fluidos, producidos por los pozos a las condiciones de descarga total y de yacimiento. El conocimiento de la composición química a estas condiciones, es de gran importancia en la predicción de variaciones en la composición química del fluido geotérmico (Arnorsson y Sigurdsson, 1982). Dependiendo de la entalpía se puede evaluar que tipo de yacimiento es penetrado por los pozos. Cuando los pozos presentan una alta entalpía de mezcla, se dice que tienen un exceso de vapor, y generalmente están produciendo en zonas de dos fases. Una baja entalpía de mezcla, y los pozos producen en zonas de líquido dominante. Henley et al., (1984) usó las entalpías de líquido derivadas de los geotermómetros de SiO_2 y NaKCa para calcular el exceso de entalpía. Ellos propusieron que los fluidos del reservorio pueden ser clasificados como:

Fluidos de alta entalpía	$t_{\text{NaKCa}} \gg t_{\text{quartz}}$ $H_{\text{TD}} > H_{\text{NaKCa}} > H_{\text{quartz}}$
Fluidos de baja entalpía	$t_{\text{quartz}} < t_{\text{NaKCa}}$ $H_{\text{TD}} \cong H_{\text{quartz}} > H_{\text{NaKCa}}$

Los fluidos de alta entalpía son el resultado de la ebullición que ocurre en el reservorio con flujo de vapor preferencial hacia el pozo, mientras que una descarga de fluidos de baja entalpía puede ocurrir cuando el pozo intercepta múltiples zonas de alimentación o cuando el pozo produce agua relativamente fría (Mahendra, 1997).

Como cuarto paso se contempla evaluar y cuantificar posibles problemas por depositación mineral, corrosión e incrustación que pueden ocurrir a condiciones de yacimiento y/o en superficie durante la explotación de los campos geotérmicos. La incrustación más común se debe a óxidos de fierro, sílice amorfa, calcita y aragonita. La depositación mineral está directamente asociada con la temperatura y depende del equilibrio mineral/soluto. La depositación mineral, como regla general ocurre cuando algún mineral en particular alcanza un estado sobresaturado en una solución, y esto ocurre cuando hay una ebullición intensa y posteriormente un enfriamiento. De este modo, al entender como un mineral se desvía de su

estado de equilibrio en respuesta a los procesos físicos-químicos se puede anticipar y controlar los problemas de incrustación.

Arnorsson y Sigurdsson (1982) desarrollaron un programa de cómputo (WATCH), el cual se usará en este trabajo para calcular las actividades de todas las especies iónicas libres y complejas incluyendo el pH en el yacimiento. Además, calcula las constantes de equilibrio medidas y teóricas, para poder medir el cociente entre ambas constantes, y determinar el estado de equilibrio de las especies estudiadas. También realiza rutinas para el cálculo de la composición química a condiciones de yacimiento, potencial redox y las presiones parciales de gases. Este programa se usará específicamente para manejar datos geoquímicos de pozos de vapor húmedo (mezcla), pozos de agua caliente y manantiales calientes. Datos de solubilidad para minerales geotérmicos selectos se le incorporaron para facilitar el estudio de equilibrio soluto-mineral. El programa también se usa para estudiar cambios químicos asociados con procesos de ebullición, desgasificación y enfriamiento, y como afectan esos cambios al equilibrio soluto-mineral.

Algunos programas de computo adicionales que se usan para el cálculo del equilibrio químico son: EQQYAC (Barragán y Nieva, 1989), ENTALPH (Truesdell y Singers, 1971), EQ3/EQ6 (Wolery, 1983), WATEQ (Truesdell y Jones, 1974), SOLVEQ Y CHILLER (Reed y Spicher, 1984). Las principales características de estos programas son similares al WATCH. Por ejemplo, el EQQYAC considera que el exceso de entalpia puede ser el resultado de la ebullición y transferencia de calor, mientras que el WATCH y el ENTALPH consideran que el exceso de entalpia es el resultado de la fracción de vapor en el yacimiento.

Los campos geotérmicos en México están generando energía eléctrica desde 1970, y el manejo y desarrollo de ellos está bien establecido. Sin embargo, el estado de equilibrio soluto-mineral es poco conocido o se le da poca importancia. Incluso en los sistemas Los Azufres, Los Humeros y Las Tres Vírgenes, que han sido objeto de numerosos estudios, no se ha definido claramente, la forma en que se produce la recarga natural de fluidos al yacimiento, el estado de equilibrio soluto-mineral en que se encuentran actualmente estos

sistemas. Ni el estado de saturación de ciertos minerales de alteración, los cuales son susceptibles de depositación, tanto en el yacimiento como en superficie.

Este estudio es fundamental para aprovechar al máximo y de una manera sustentable los recursos geotérmicos disponibles, así como dar un uso científico a los datos que originalmente tienen un objetivo industrial, y desarrollar criterios para que el estudio e interpretación de datos, de equilibrio químico de sistemas, donde no se cuenta con ellos sirva para predecir posibles problemas de depositación de sílice o calcita en el yacimiento y/o en las tuberías ranuradas. Para comprender mejor estos fenómenos, se requiere hacer una evaluación del equilibrio químico entre minerales y fluidos en los sistemas geotérmicos, lo cual involucra una comparación entre las actividades de las especies acuosas, y la solubilidad de los minerales en las rocas alteradas.

1.1. OBJETIVO DEL ESTUDIO

El objetivo principal del presente estudio es desarrollar un modelo geoquímico conceptual, capaz de describir el estado de equilibrio soluto-mineral, y las temperaturas a las cuales se está efectuando dicho equilibrio, así como el estado de saturación de los minerales de alteración en el yacimiento de los campos geotérmicos de Los Humeros, Puebla; Los Azufres, Mich. , y Las Tres Vírgenes, B.C.S.

Dichos yacimientos aunque de origen magmático, presentan diferentes y complejos grados de alteración hidrotermal. El grado de alteración depende en gran medida de: la temperatura, presión, composición del fluido, permeabilidad de la roca, duración de la interacción agua/roca y composición de la roca.

La alteración hidrotermal es el resultado de un proceso irreversible de intercambio químico entre una solución acuosa y rocas adyacentes. Dependiendo de los factores anteriores se dice que el sistema geotérmico se encuentra cerca del equilibrio y/o en desequilibrio químico. La alteración hidrotermal da como resultado la formación de minerales de

alteración, con propiedades químicas y petrofísicas (porosidad, permeabilidad, resistividad) diferentes a las que le dieron origen.

Se aplicará el método desarrollado por Arnorsson (1982), para determinar el estado de saturación de los minerales de alteración a condiciones de yacimiento. Se hará una comparación entre los tres campos estudiados, para definir la génesis y temperaturas del yacimiento, y además se establecerá si el yacimiento de estos sistemas se encuentra en un estado completo de equilibrio y/o en desequilibrio químico.

Con el objeto de crear criterios para la explotación de los sistemas geotérmicos de alta temperatura, es importante comprender desde el punto de vista del equilibrio químico como, donde y cuando se pueden presentar problemas de deposición de minerales de alteración, tales como, sílice, calcita, anhidrita y sulfuro de hierro. Además de que nos permite hacer una predicción de los procesos que puedan ocurrir y/o que estén ocurriendo en el yacimiento.

Se tiene contemplado en los campos el incremento en la generación con nuevas plantas. Por tanto, el régimen de explotación se verá incrementado sustancialmente. Se establecerá el estado actual que guardan los yacimientos y servirá para poder anticiparse a posibles problemas delineando criterios de explotación y de esa forma evitar y/o minimizar dichos efectos. Por ejemplo, la sobreexplotación de pozos debe ser evitada debido a que cuando un pozo es abierto con un diámetro de orificio grande, origina que en el yacimiento se presenten procesos de ebullición intensiva en la zona de influencia del pozo. Esto provoca una desgasificación intensa haciendo que se libere CO_2 y aumente el pH dando paso a la sobresaturación de la calcita y finalmente deposita en la zona de flasheo y/o en el yacimiento.

La investigación es con el objetivo de comprender la relación que guarda el sistema hidrotermal con el equilibrio químico soluto-mineral, tiempo de residencia de los fluidos, la forma como se transfiere el calor desde el fondo hasta la superficie. La distribución de las temperaturas del yacimiento y la relación con acuíferos someros de los campos estudiados.

En resumen, el estudio del estado de equilibrio soluto-mineral y saturación de minerales de alteración de los campos de Los Azufres, Los Humeros, Las Tres Vírgenes se hará de acuerdo con la siguiente secuencia:

- a) Se determinará la génesis de los fluidos.
- b) El estado de equilibrio que existe actualmente y las temperaturas a las cuales se está efectuando dicho equilibrio.
- c) Régimen y evolución de temperaturas del yacimiento.
- d) Estado de saturación que presentan minerales de alteración, tales como, la sílice, calcita y la anhidrita.
- e) Las fases mineralógicas que controlan la composición química de los fluidos
- f) Composición química e isotópica de solutos en la descarga total y a condiciones de yacimiento.
- g) Procesos que ocurren a profundidad.
- h) Modelo de mezcla.

Desde el punto de vista de exploración de recursos geotérmicos, conocer la génesis de los fluidos, las órdenes de magnitud de las geotemperaturas y su relación con fluidos de origen magmático, es útil para guiar la prospección hacia zonas menos conocidas con base en la mejor comprensión de casos bien estudiados que sirven como áreas modelo.

Capítulo 2

Contexto geológico

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. Introducción

Los campos geotérmicos se ubican en una amplia variedad de ambientes geológicos y tipos de rocas. Campos de líquido dominante relacionados con la placa del Circun Pacífico, tales como, campos de Japón, Nueva Zelanda, Indonesia y Chile están en zonas donde el volcanismo es predominantemente riolítico o andesítico. En contraste, la gran actividad hidrotermal en Islandia ocurre en zonas intensamente fracturadas y rocas predominantemente basálticas. En otras regiones, los sistemas geotérmicos se ubican en muchos tipos de rocas metamórficas y sedimentarias. El campo geotérmico de Lardarello en Italia, el cual es un campo de vapor dominante está localizado en una región de rocas metamórficas, dolomita, calizas, mármol y esquistos. Los Geysers que está localizado en California, USA; está ubicado en una región altamente fracturada de areniscas (Ellis y Mahon, 1977). En cambio Cerro Prieto en B.C., México; está localizado en sedimentos deltaicos. Debido a la gran diversidad geológica de los sistemas geotérmicos es importante mencionar porqué se seleccionaron tres yacimientos de alta temperatura para efectuar una investigación del estado de interacción que guardan los fluidos endógenos con la roca que los almacena.

2.2. SELECCIÓN DE LOS SISTEMAS GEOTÉRMICOS

Para efectuar este estudio se seleccionaron tres yacimientos geotérmicos de alta temperatura de México. El primero de ellos es Los Azufres, Michoacán; el cual es un campo que fisiográficamente se encuentra en la porción central de la Provincia de la Faja Volcánica Mexicana (Figura 1). El segundo es el reservorio de Los Humeros, Puebla; este sistema geotérmico está localizado en un complejo volcánico del tipo caldera de menos de 0.5 Ma., el cual está al este y al final zona frontal de la Faja Volcánica Mexicana (FVM) (Figura 1). Por último, se seleccionó el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes el cual está localizado en un complejo de estratovolcanes de menos de 0.5 Ma., ubicado al este de la

península de Baja California (Figura 1). Los tres son sistemas de alta temperatura están asociados a un volcanismo reciente.

Dichos yacimientos se seleccionaron por ser sistemas que actualmente se encuentran en explotación comercial generando energía eléctrica. La explotación, generación y distribución es efectuada por la Comisión Federal de Electricidad. Pero no cuentan con un estudio de equilibrio soluto-mineral. En segundo lugar, los tres campos presentan diferentes y complejos grados de alteración hidrotermal, y geográficamente, se encuentran separados a mas de 300 km uno del otro. Con respecto a la explotación del recurso geotérmico, en estos sistemas existen varios aspectos tecnológicos que se deben resolver para una explotación sustentable del recurso.

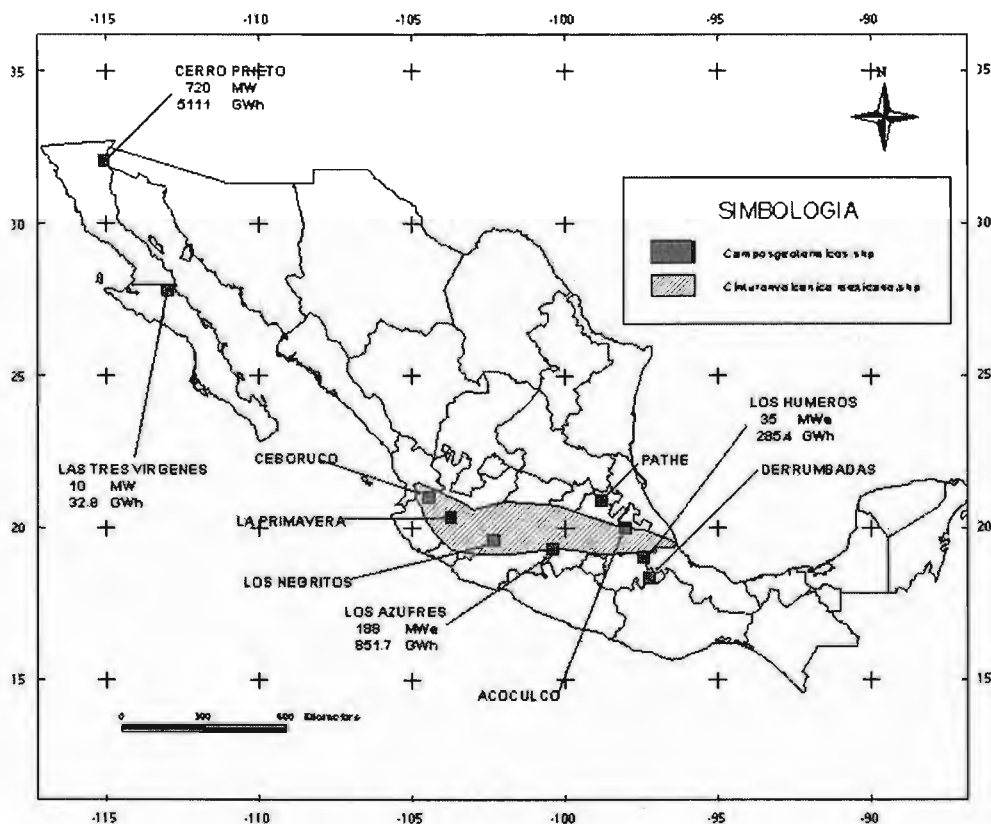


Fig. 1. Campos geotérmicos de alta temperatura en México.

El funcionamiento hidrogeológico de los sistemas geotérmicos, tanto en lo que respecta a su desarrollo morfológico, como a los mecanismos de flujo en su interior y finalmente a la surgencia de los fluidos, está condicionado por factores geológicos aparte de los que propiamente impone la litología, sobre la cual se desarrolla el circuito térmico. Estos factores son principalmente de dos tipos: una parte, la morfología del terreno, que condiciona las áreas de recarga y descarga de los sistemas y, en definitiva, está directamente relacionada con los valores del potencial hidráulico. En segundo lugar, los factores de tipo estructural van a condicionar las vías de circulación preferente dentro del circuito termal, tanto las relacionadas con la recarga y flujo interno, como las que actúan como vía de descarga del sistema. De acuerdo con lo anterior se hizo énfasis en las características geomorfológicas y estructurales de los tres sistemas geotérmicos.

2.3. MARCO GEOLÓGICO DE LOS AZUFRES, MICHOACÁN

2.3.1. Antecedentes

El campo geotérmico de Los Azufres es el segundo en importancia dentro del país y el más grande de los que se encuentran en la FVM (Figura 1). Este campo se ubica en el estado de Michoacán, a 200 km al E de la ciudad de México ($19^{\circ} 47'$ latitud N, $100^{\circ} 41'$ longitud W). Los Azufres es uno de los centros de volcanismo silícico más importantes de México, se encuentra en una zona de elevada topografía denominada Sierra de San Andrés, cuya altura máxima es de 3,500 msnm (García, 2000). Actualmente tiene una capacidad instalada de 188 MW con 14 unidades generando. Las últimas 4 unidades de 25 MW entraron en operación en septiembre del 2003. Hasta la fecha se han perforado 68 pozos de los cuales 39 son productores, 23 son no productores y/o están en reparación y 6 son inyectores. La profundidad de los pozos oscila entre 700 y 3 500 metros bajo el nivel de la superficie (García, 2000). Este es un sistema geotérmico típico de líquido dominante ubicado en un terreno volcánico y con edades que van del Plioceno al Cuaternario (López, 1991a).

Desde el inicio de la exploración el campo fue subdividido en dos zonas, norte y sur, esto basado en evidencias geológicas. Esto tuvo implicaciones hidrológicas principalmente,

debido a que en el centro del campo existe un domo riolítico el cual permite que las precipitaciones pluviales fluyan en ambas direcciones. Esto provoca que haya dos zonas de descarga con una zona común de alimentación (Viggiano, 1987). La zona común de

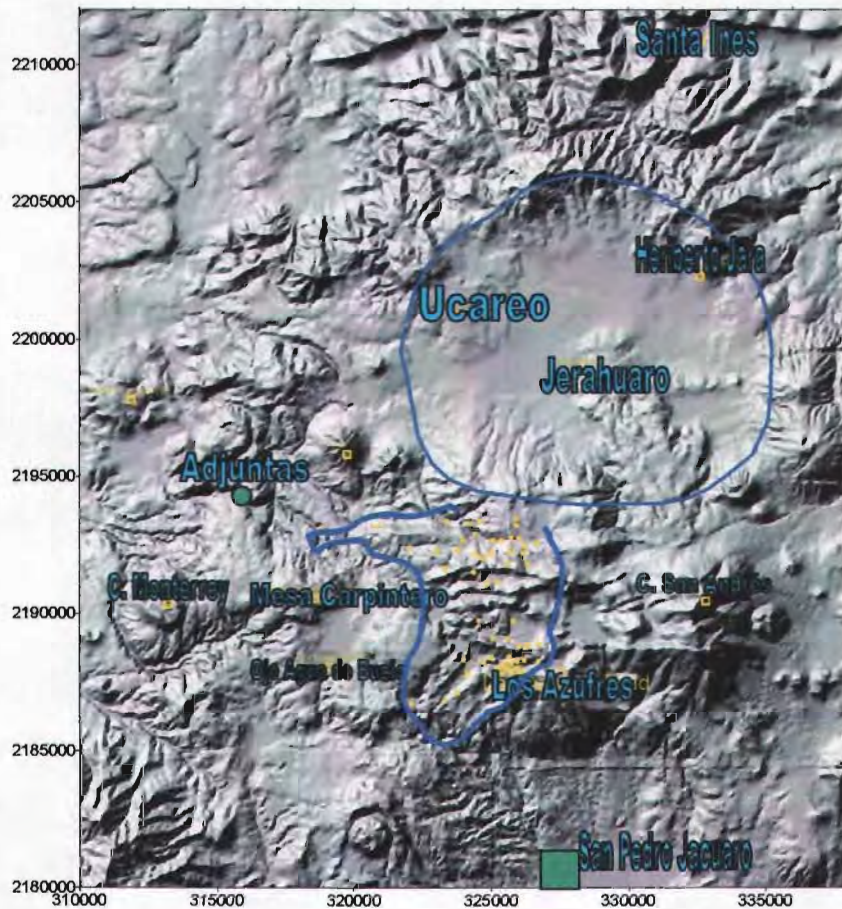


Fig. 2. Imagen de relieve sombreada del modelo digital de elevaciones. 1:50,000 del INEGI (García, 2000).

alimentación está hospedada en andesitas del Cuaternario y Terciario las cuales subyacen al domo riolítico. Esas andesitas son prácticamente homogéneas en términos de su comportamiento litológico e hidrológico

2.3.2. CARACTERES ESTRUCTURALES

Regionalmente el campo geotérmico de Los Azufres se encuentra entre la intersección de dos sistemas: El Cinturón de fallas E-W y ENE-WSW que corresponde a la depresión

central Chapala-Cuitzeó y accidentes NW y N-S relacionados con la prolongación del sistema de Cuencas y Sierras (Garduño, 1985; Ferrari et al., 1991; López, 1991b).

Se evidencia una zona de flujo térmico que tiene como consecuencia una gran concentración de manifestaciones hidrotermales y volcánicas con edades que van del terciario al cuaternario (Pérez y Gómez, 1994). En la zona existen fallas anulares en la Sierra Santa Inés, sin embargo, la mayor parte del colapso postulado se encontraría oculto por productos volcánicos y fallas más recientes (Figura 2). El rasgo circular es la estructura del colapso de la caldera de Los Azufres. Según García (2000) localmente en el campo geotérmico de Los Azufres existen tres sistemas de fallas, asociados con la tectónica regional de la zona central de la FVTM (Figura 3).

El sistema más antiguo tiene orientaciones que varían desde N-S hasta NNW-SSE, fallas que fueron reactivadas por los esfuerzos que generaron el sistema E-W (Figura 2). Las fallas de este sistema son productoras de fluidos en su intersección con las del sistema E-W. Una etapa distensiva posterior produjo fallas de orientación NE-SW, que afectan rocas de 0.8 Ma. Este fenómeno afectó a gran parte del Eje Neovolcánico y son importantes para el ascenso de fluidos en intersección con las fallas del sistema E-W. El sistema estructural más reciente tiene orientación E-W y reactivó a los sistemas de fallas más antiguos. Este sistema controla la distribución del hidrotermalismo superficial, así como la producción de fluidos geotérmicos en pozos profundos (López, 1991b). En zonas comprendidas entre los pozos Az-17 y Az-34 en la zona sur la permeabilidad de las rocas es muy reducida debido a la precipitación de minerales, en tanto que, en zonas cercanas al pozo Az-4 en la zona norte la permeabilidad es alta debido a la abundancia de fallas (García, 2000).

2.3.3. CARACTERES GEOMORFOLÓGICOS

Los Azufres presenta los caracteres típicos de una zona montañosa (Figura 2), con cotas superiores a los 3,000 msnm, comunes en la FVTM. y valles bajos. Estos importantes desniveles condicionan una evolución geomorfológica muy rápida y, desde el punto de

vista hidrogeológico, favorecen la salida rápida de las aguas subterráneas someras al encontrarse sometidas a grandes desniveles topográficos.

La zona data del Plioceno-Pleistoceno, se ubica en un caballete tectónico limitado al N por el Graben de Cuitzeó, al E por el de Maravatío-Tuxpan, al S por el de Ciudad Hidalgo y al W por el de Huahúmbaro-Zinapécuaro (CFE, 1992a).

Dentro de los aparatos volcánicos destacan el volcán de San Andrés con 3,500 msnm y el Cerro Zacatonal con 3,150 msnm, morfológicamente definen tres estructuras dómicas, El Chinapo, La Providencia y Pátzcuaro, hacia el oeste de la zona se presentan varios domos riolíticos entre los que podemos citar: Taimeo El Chico, La Tetilla, El Tapanco, Oyameles y La Hierbabuena.

2.3.4. GEOLOGÍA LOCAL

Según López (1991a) las rocas que afloran en la región son del tipo sedimentario y volcánico, con edades que van del terciario inferior al cuaternario. Las rocas sedimentarias prevolcánicas, están constituidas por una secuencia ligeramente plegada de conglomerados y areniscas del Grupo Balsas del Terciario Inferior, que afloran en el anticlinal de Tzitzio a 35 km al suroeste de Los Azufres.

La secuencia volcánica está constituida por las siguientes unidades: **1) Andesita Mil Cumbres** que sobreyace discordantemente al Grupo Balsas y que aflora en la porción norte occidental del campo geotérmico. Las dataciones K-Ar dan edades que van del Mioceno Inferior a medio (18 a 10.2 Ma). **2) Riolita Agua Fría** que consiste en domos y coladas que aparecen en la porción central del campo. La edad de estas rocas por el método de K-Ar es de 0.84 a 1.03 Ma. **3) Dacita San Andrés** aflora al occidente del campo geotérmico. Estas rocas forman el Cerro de San Andrés y son de color gris oscuro a gris azul, con estructura fluidal de 20-30% de fenocristales de plagioclasa de 1 cm., horblenda, clinopiroxeno, ortopiroxeno, y en menor proporción biotita y cuarzo. La edad determinada en las plagioclasas de estas rocas fue de 0.33 Ma (López, 1991a). **4) Riolita La Hierbabuena**

está constituida por domos de composición riolítica a riodacita y tobas de caída área, como son los cerros: Mesas El Carpintero, El Bosque, El Rosario y Cerro El Guangoche (Figura 3).

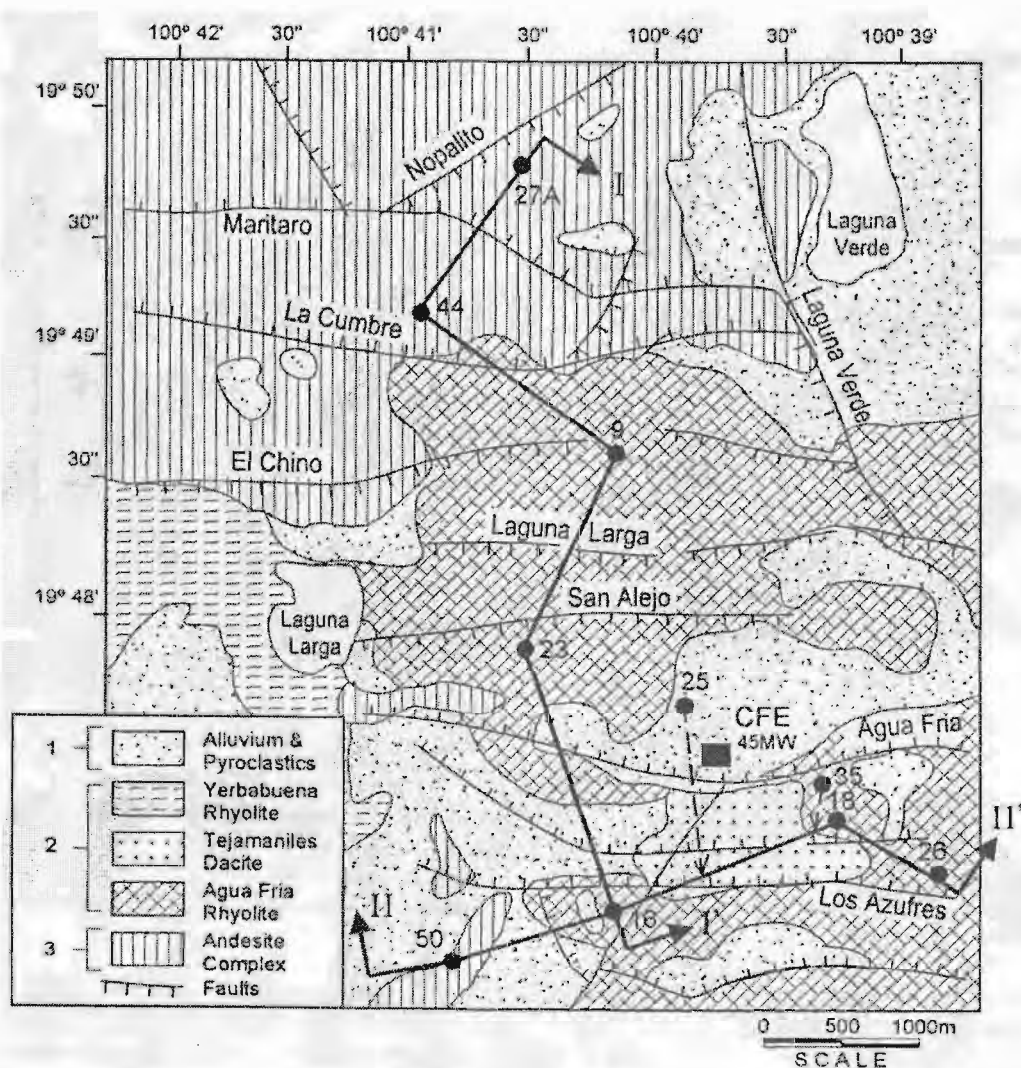


Fig. 3. Mapa geológico del campo geotérmico de Los Azufres, sistema principal de fallas y las líneas de los perfiles de la figura 4: (1) Cuaternario-Pleistoceno; (2) Pleistoceno; (3) Plioceno-U. Mioceno (González et al., 2000).

2.3.5. ACTIVIDAD HIDROTÉRMICA SUPERFICIAL

Un área aproximada de 8 km², en donde afloran riolitas del cuaternario y en menor proporción dacitas y andesitas también del cuaternario, ha sido intensamente alterada como

consecuencia de la descarga de los fluidos geotérmicos. Argillitización, formación de zeolita y calcita y propilitización son los procesos de alteración hidrotermal más importantes que ocurren en el campo (González 1999, 2000, 2001 y González et al., 2000). Las manifestaciones hidrotermales están representadas por manantiales calientes, algunos con temperaturas superiores a los 90°C; fumarolas, suelos calientes, volcanes de lodo y pequeños lagos de aguas termales. Todas las manifestaciones termales están alineadas y asociadas a fallas y fracturas.

Los estudios petrológicos y de inclusiones fluidas realizados por González et al., (2000) demostraron que el proceso que ocurre a profundidades mas someras (< 500 m) y a temperaturas menores de 170°C es la argillitización. González et al., (2000) encontraron que los minerales predominantes en la zona somera del yacimiento son: esmectita, zeolita, calcita y clorita. Estos minerales son congruentes con los observados en la misma zona por (Viggiano y Gutiérrez, 1995). Estos autores observaron que los minerales en esta parte somera están constituidos por: kaolinita predominantemente + pirita + esmectita ± tridimita + alunita ± alunógenos ± esmectita y azufre nativo. Esta alteración es producida por aguas someras sulfatadas ácidas las cuales son calentadas con vapor geotérmico. Esto se debe a que el vapor que asciende a la superficie contiene H₂S y al entrar en contacto con el oxígeno disuelto de las aguas someras, éste se oxida para dar aguas sulfatadas con pH muy bajo < 3 (Ellis y Mahon, 1977).

2.3.6. ACTIVIDAD HIDROTHERMAL A PROFUNDIDAD

Viggiano y Gutiérrez (1995) clasificaron la actividad hidrotermal en el subsuelo en dos tipos: (1) sulfatada-ácida (cerca de la superficie el proceso de alteración es el de argillitización) y (2) clorurada neutra, abajo del nivel friático. Según González (2001) en Los Azufres, el fluido primario clorurado-sódico profundo desarrolla una alteración hidrotermal propilitica con pH neutro a alcalino y coincide con las características de un sistema hidrotermal de baja sulfidación. Otros estudios sobre la alteración hidrotermal que ha afectado las rocas de Los Azufres, referidos por Cathelineau et al., (1985); Robles et al., (1987); González et al., (1989) y Torres (1996). Demostraron que existe alteración

hidrotermal parcial y completa de la roca primaria, y que a profundidad el proceso de alteración hidrotermal es propilítico. Recientemente, Torres (2002) en base a observaciones mineralógicas y diagramas de actividad encontró que la roca del reservorio tiende al equilibrio químico con los fluidos hidrotermales.

Sistemáticamente cambios mineralógicos ocurren conforme se incrementa la temperatura y la presión. Los mas importantes procesos de alteración conforme se incrementa la profundidad son, argillitización/silicificación, formación de zeolita/calcita, sericitización/cloritización y cloritización/epidotización. Los calcosilicatos son importantes indicadores de temperatura en el campo.

Los minerales hidrotermales más frecuentes encontrados son: kaolinita predominantemente + pirita + sílice + anhidrita. Estos minerales tienen el mismo origen que los encontrados en superficie. La separación de vapor a partir de la ebullición de una salmuera provee de vapor en algunos pozos someros de la zona sur.

Es muy difícil localizar las isotermas sobre los límites entre la zona vadosa y el nivel friático pero está entre 150 y 200°C (Figura 4). No existe un mineral indicador que pueda indicar ese cambio. Sin embargo, la ocurrencia más somera de calcita hidrotermal puede ser observada como ese índice, suponiendo que este mineral se formó por ebullición ocurrida en una zona de dos fases pero que es dominada por líquido. Además, este mineral es observado en algunos lugares arriba del nivel friático, indicando que éste ha fluctuado por un fuerte levantamiento.

La actividad clorurada neutra, en otras palabras es generada, abajo del nivel del agua clorurada neutra. El grado de metasomatismo de las fases magmáticas origina minerales calcosilicatos y arcillas así como minerales ricos en H_2S y CO_2 . La distribución de las zonas de alteración calco-silícica es como a continuación se muestra:

Zona de Zeolita: Está localizada en una zona transicional entre la zona vadosa o zona de vapor dominante y la de la salmuera. Los minerales son: en el orden de aparición calcita ± anhidrita + pirita + esmectita + clorita + cuarzo (calcedonia) y zeolitas (heulandita y

laumontita). Es también común ver kaolinita como una prueba de los cambios en el nivel freático. La zona de zeolitas se encuentra debajo de los 400 m de profundidad en promedio. Los rangos de temperaturas medidas a esta profundidad son de 150°C y 250°C (Figura 4) y las presiones son menores de 60 bares. La densidad y porosidad de la roca son de 2.4 g/cm³ y 12.7 % en promedio respectivamente.

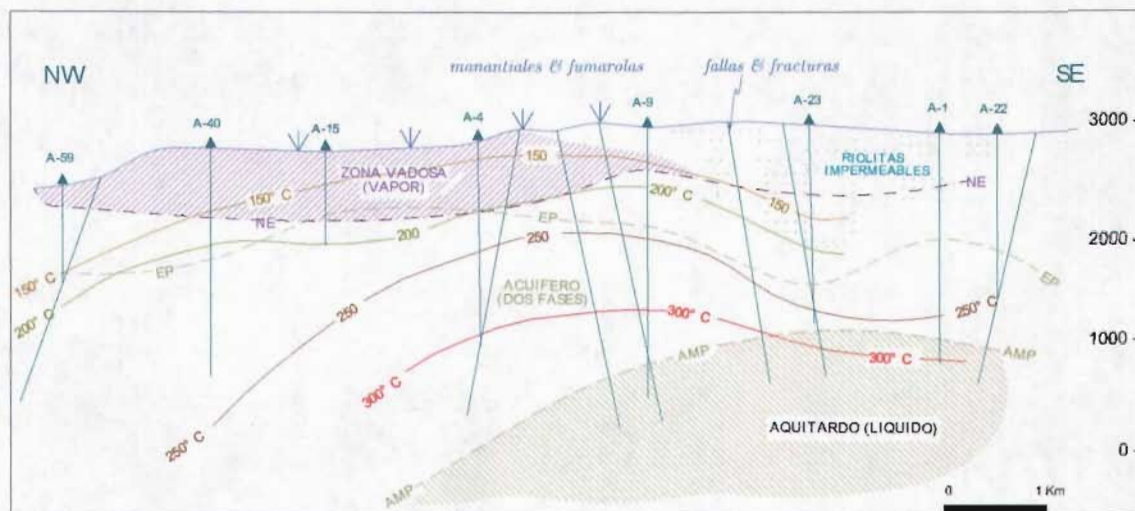


Fig. 4. Sección NW-SE del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. Las isothermas representan las temperaturas medidas a esa profundidad (Viggiano y Gutiérrez, 1995).

Zona de epidota: Está compuesta por epidota + wairakita + clorita (penninita) + cuarzo + illita + calcita + pirita ± prehnita. Esta zona se localiza entre 400 y 2000 m de profundidad. Esta zona es la más importante porque en ella se localiza el acuífero productor, con temperaturas que oscilan entre 250° y 285°C. La presión medida de los fluidos varía de 50 a 170 bares y las rocas de este estrato presentan densidades en un rango entre 2.4 y 2.45 g/cm³ y una porosidad de 9.0 % en promedio. Los fluidos llegan a estas zonas provenientes de un acuitardo mas profundo.

Zona de anfíboles: Esta zona está caracterizada por la primera aparición de anfíbol hidrotermal. Además contiene los siguientes minerales de alteración; epidota ± wairakita + biotita ± illita ± clorita ± granate ± diópsida.

En algunos lugares es posible verificar la desaparición de calcita. Esta zona es localizada debajo de los 2,200 m de profundidad, con temperaturas arriba de 285°C (Figura 4) y presiones mayores de 170 bares. Debido a que la porosidad es menor del 3 %, los minerales anhidros aparecen y el régimen termal es forzado conductivamente.

2.4. MARCO GEOLÓGICO DE LOS HUMEROS, PUEBLA.

2.4.1. Antecedentes

El campo geotérmico de Los Humeros es el tercero en importancia dentro del país y el segundo de los campos localizado en la Provincia Fisiográfica de la FVTM (Figura 1). Está localizado a 280 km al este de la ciudad de México y ubicado en el extremo oriental de la FVTM entre los 19° 40' de latitud N y 97° 25' de longitud W. Actualmente produce 35 MW con 7 unidades a contrapresión de 5 MWe cada una.

Hasta la fecha se han perforado 40 pozos en una caldera volcánica conocida como Caldera de Los Potreros, la cual a su vez está ubicada dentro de la Caldera de Los Humeros (Viggiano y Gutiérrez, 1995). De los 40 pozos perforados hasta el momento, 21 son productores, 17 fueron fallidos y/o están en reparación y dos son inyectores.

2.4.2. CARACTERES GEOMORFOLÓGICOS

Geomorfológicamente, el campo geotérmico de Los Humeros presenta los caracteres típicos de un sistema montañoso de pendiente moderada con altitudes de 2,800 a 2,950 msnm. En esta zona se detectan las mayores cotas a lo largo y ancho de la cadena montañosa de la FVTM, como el Pico de Orizaba y el Popocatepetl. Los rasgos geomorfológicos del campo de Los Humeros son el resultado de una serie de eventos magmáticos de tipo explosivo que ocurrieron durante el terciario al cuaternario, produciendo ignimbritas y concluyendo con derrames de composición ácida. Esta actividad vació parcialmente la cámara magmática, provocando el desplome de la estructura y

originándose de esta manera la cámara por hundimiento sucediéndole así una serie de derrames de andesita basáltica.

Los Humeros se encuentra situado en la porción más oriental de la FVTM, donde se presentan diferentes formas volcánicas como conos cineríticos, domos y la gran caldera de Los Humeros que pertenece al semigraben de Libres-Oriental. El relleno de este graben se produjo por la actividad volcánica y depósitos Vulcano-clástico del terciario al cuaternario.

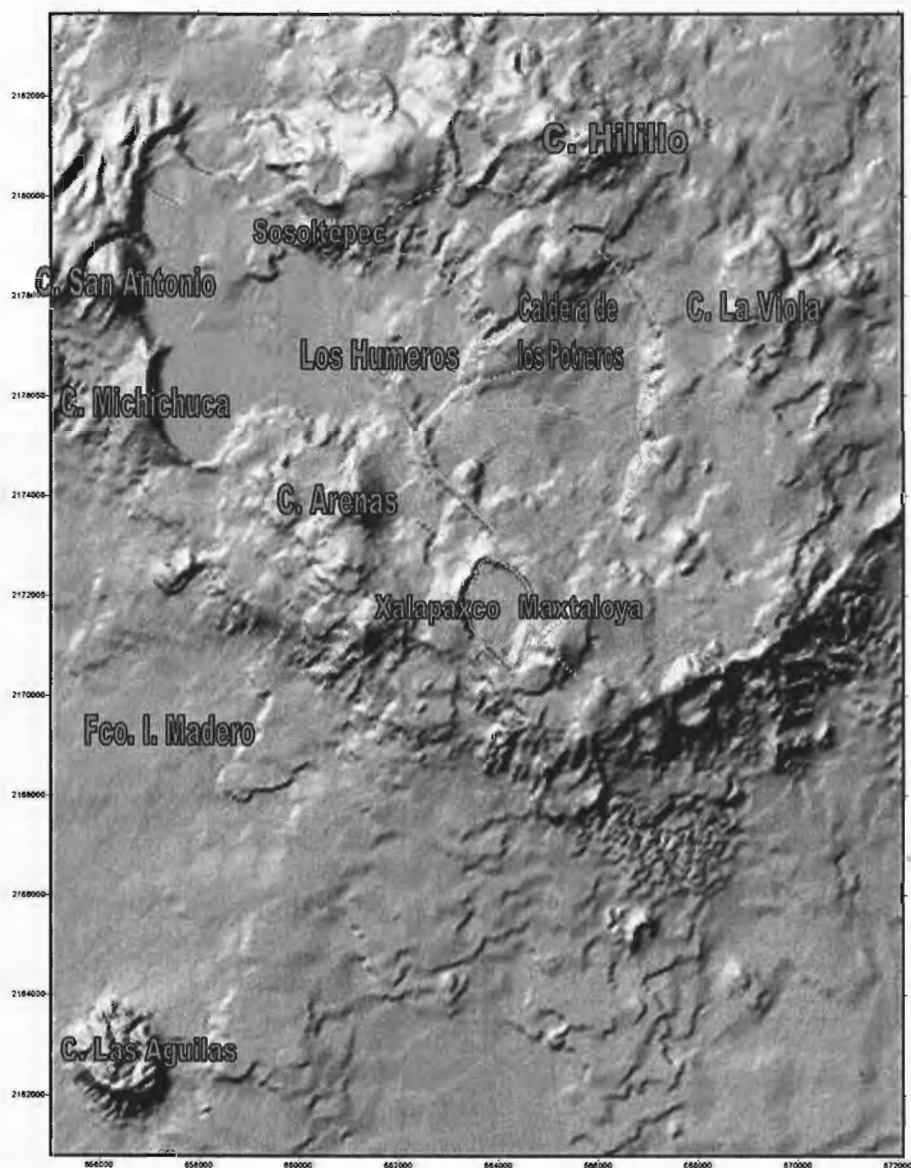


Fig. 5. Estructuras del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla (Tomado de García, 2000).

2.4.3. CARACTERES ESTRUCTURALES

Dentro de la Caldera de Los Potreros hay dos estructuras circulares: Colapso Central y Xalapazco-Maztaloya éste último es un cráter friático. Ambas estructuras están intersectadas por la falla normal de Los Humeros, la cual junto con la estructura regional de orientación NW (solamente inferida en el basamento y sin evidencia en superficie) son las estructuras más importantes en éste campo (Figuras 5 y 6).

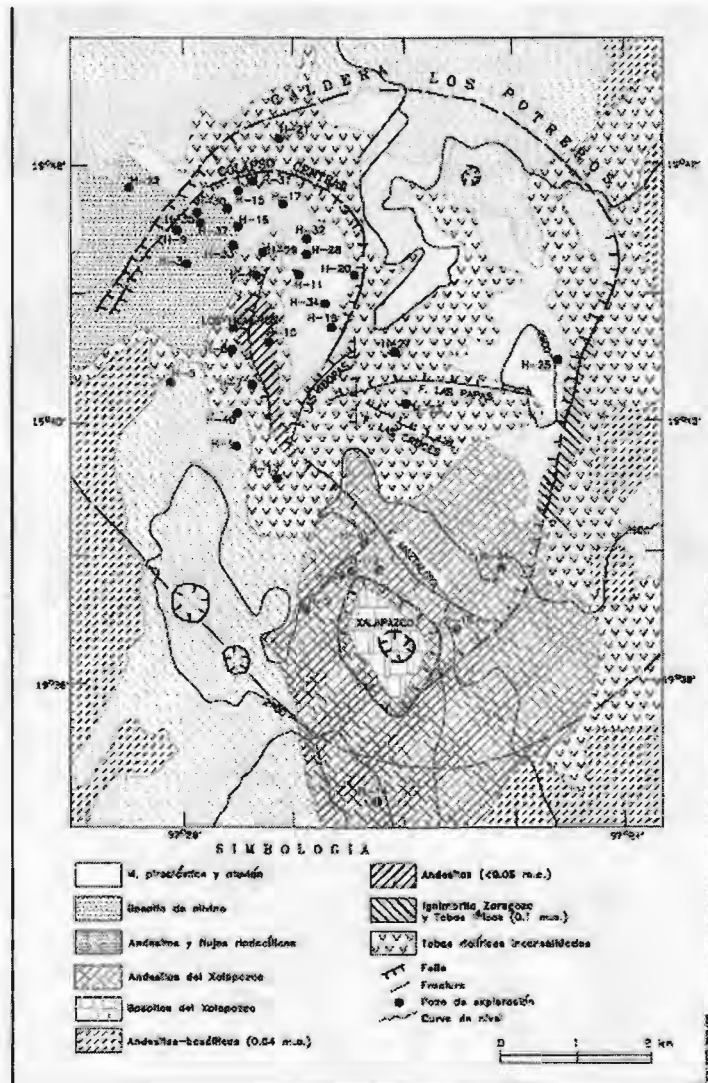


Fig. 6. Mapa geológico de la Caldera de Los Humeros, Puebla (Modificada de Yañez, 1980; Ferriz, 1984).

2.4.4. GEOLOGÍA LOCAL

La geología del área de Los Humeros ha sido descrita por diversos autores, entre los que se encuentran Yañez (1980), Ferriz (1984), Ferriz y Mahood (1984), Martínez (1993), y Negendank et al., (1985). El basamento local está constituido por un complejo paleozoico metamórfico esquistos clorita-moscovita, una secuencia sedimentaria mesozoica plegada, intrusiones sieníticas y granodioritas del terciario inferior y andesitas pliocénicas.

La actividad inicial en esta zona está representada por lavas y ferrobasálticas de la formación Teziutlán, cuya edad varía de 3.5 a 1.55 Ma. La mayor parte de las unidades volcánicas del área se emplazaron hace menos de 0.5 Ma., siendo acompañadas por la formación de calderas (Figura 6). El colapso de la caldera de Los Humeros fue provocado por la erupción de Ignimbrita Xáltipan (0.46 Ma).

Después del colapso, se formaron varios domos silícicos (0.3 Ma). La emisión de Ignimbrita Zaragoza (0.1 Ma) provocó el colapso de Los Potreros y las emisiones de andesitas, andesitas basálticas y lavas, pómez y cenizas (0.08 a 0.04 Ma) dieron origen a la estructura de El Xalapazco. La actividad más reciente se encuentra representada por los basaltos de olivino (0.02 Ma)

2.4.5. GEOLOGÍA DEL SUBSUELO

Estudios de petrografía practicados en esquirlas y núcleos de perforación indican la existencia de 4 unidades litológicas (Figura 7): **Unidad I**, está formada principalmente por andesitas de augita intercaladas con basaltos y algunas tobas, de eventos post-caldéricos (de menos de 0.5 Ma de edad); los basaltos son abundantes en la parte más superficial. **Unidad II** está constituida de ignimbritas líticas y vítreas (de 0.5 Ma de edad) que contienen fragmentos de andesitas, basaltos y en mucha menor cantidad calizas, hornfels y rocas intrusivas; las ignimbritas fueron producidas por eventos caldéricos. **Unidad III** está caracterizada por andesitas de augita en la parte superior y por andesitas de horblenda en la parte inferior (Figura 7); esas andesitas fueron formadas durante las erupciones

precaldéricas que tuvieron lugar del Mioceno al Plioceno. **Unidad IV** es el basamento, el cual está formado por calizas del Cretácico que fueron metamorfizadas a mármol y hornfels por una intrusión granítica post-Cretácicas y pre-caldera que produjo el metamorfismo de contacto existente (Viggiano y Gutiérrez, 1995; Yañez, 1980; Viniegra, 1965).

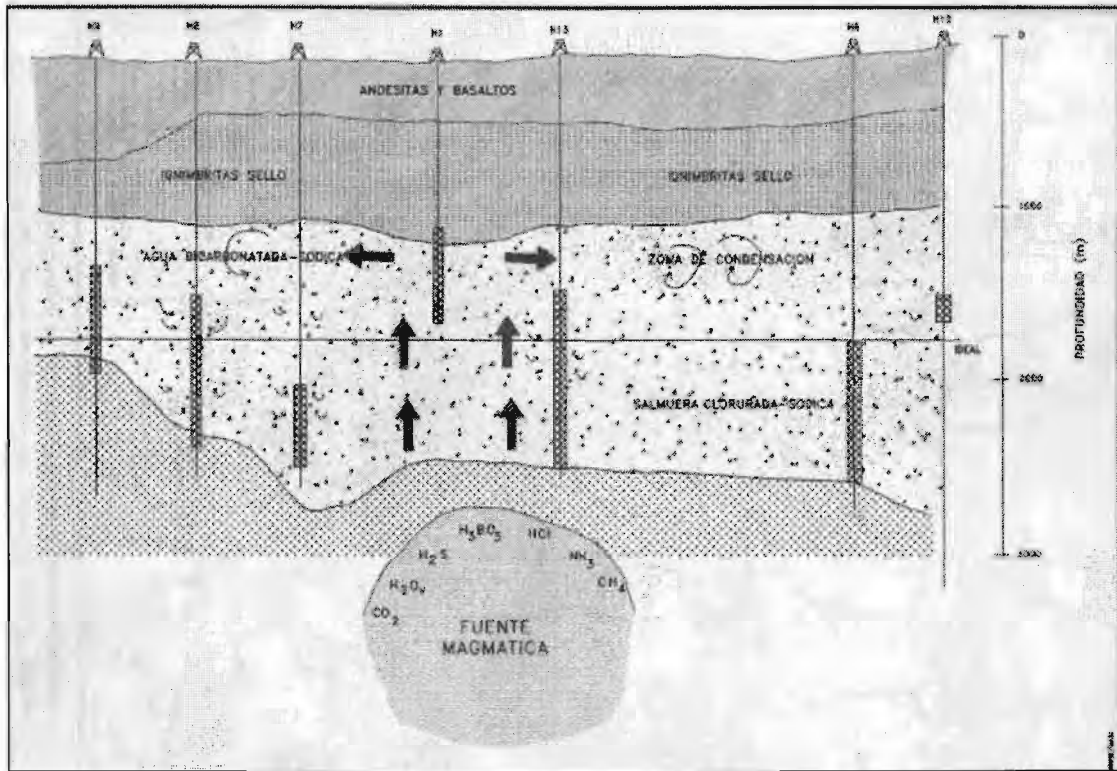


Fig. 7. Sección geológica NW-SE del campo de Los Humeros que muestra las cuatro principales unidades litológicas (Tomada de Tello, 1995).

La mayoría de los pozos perforados penetran una secuencia de más de 2,200 m consistente de andesitas, dacitas, riolitas, tobas riolíticas, riolitas y algunas rocas basálticas depositadas sobre el basamento hace más de 0.5 Ma (Ferriz y Mahood, 1984; Negendank et al., 1985).

2.4.6. ACTIVIDAD HIDROTHERMAL SUPERFICIAL.

Las manifestaciones termales, así como, los pozos exploratorios, y productores están localizados en un área de 35 km² llamada Colapso Central-Xalapazco en un sistema de calderas anidadas (Figura 7). Cerca de 3 km² ha sido alterada principalmente por una

intensa caolinización y sílice residual. Esta alteración es observada alrededor del pozo H-4 en el Colapso Central. Las alteraciones termales asociadas con la alteración son suelos calientes y fumarolas efímeras. Por otra parte, Humeros significa “humo” y se debe al vapor producido por las fumarolas el cual es muy llamativo debido a que el clima es muy húmedo y frío (Viggiano y Gutiérrez, 1995). Este campo se caracteriza por no presentar manantiales calientes en superficie ni tampoco presenta una descarga lateral evidente como la mayoría de los sistemas geotérmicos asociados a una cámara magmática. De tal manera que la alteración hidrotermal en la zona debió de haberse formado por la interacción de vapor de origen profundo con aguas someras, dando origen a aguas sulfatadas ácidas ($\text{pH} = 3$) y como consecuencia una alteración argilítica. Esto es lo más probable debido a que está localizado 1,000 m arriba de los alrededores del Valle de Perote en el cual el nivel friático de la zona es muy somero (aproximadamente de 10 m) (Viggiano y Gutiérrez, 1995).

2.4.7. MINERALOGÍA HIDROTHERMAL

La estructura subterránea del sistema de Los Humeros ha sido inferida a partir de estudios geofísicos (Campos y Arredondo, 1992). Esta consiste de una secuencia de bloques unidos por fracturas y fallas formando cuencas (Grabens) y pilares (Horsts) asociados con el proceso de formación del Colapso Caldérico (Martínez et al., 1996).

Estudios geoquímicos y petrográficos llevados a cabo en el sistema de Los Humeros por Arnold y González (1986a, 1986b y 1987), Viggiano y Robles (1988), Prol (1990), Martínez y Alibert (1994) mostraron que la secuencia de rocas volcánicas fueron afectadas por la circulación de agua caliente ($>290^{\circ}\text{C}$), con menos de 2,500 mg/kg de sólidos totales disueltos, transformando la roca primaria y formando minerales dentro de las fases estables a nuevas condiciones físico-químicas. La química de los fluidos descargados por los pozos sugiere que se trata de una salmuera de baja salinidad resultante de una mezcla entre fluidos geotérmicos y agua meteórica, más la adición de un alto porcentaje de vapor entre (30% y 80 %) a profundidades someras (Tello, 1992; Barragán et al., 1991). El sistema geotérmico actualmente se comporta como un sistema con características de vapor dominante con una entalpía promedio de 2392 kJ/kg del fluido.

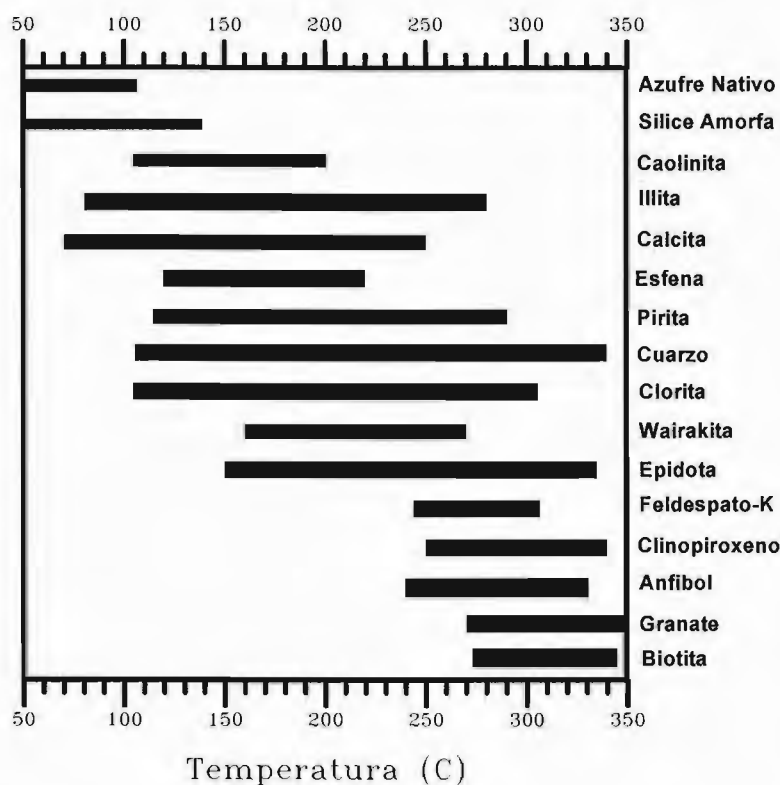


Fig. 8. Minerales de alteración en diversos pozos del campo de Los Humeros, Puebla. Representados en función de las temperaturas de estabilidad. Las cuales coinciden con el gradiente geotérmico actual del sistema (Martínez y Alibert, 1994).

La depositación de minerales neoformados ocurre principalmente en la Unidad III, indicando que ahí la interacción agua-roca ha sido más intensa. Los canales relacionados a la depositación son fallas regionales, fracturas y microfracturas, incluyendo permeabilidad lateral, tales como contactos, uniformidades, etc. Las unidades I y II han sido también alteradas, pero debido a su baja permeabilidad, la intensidad de alteración es baja y ellas actúan como rocas relativamente impermeables (Viggiano y Gutiérrez, 1995). Por supuesto, que las rocas encontradas en la Unidad II (600 – 1,200 m) actúan como la capa sello del yacimiento localizado en la Unidad III (Figura 7).

La mayoría de las alteraciones hidrotermales fueron identificadas en cavidades y porosidades de las rocas, en vetillas o como sustitución de minerales primarios encontradas en muestras de núcleo y recortes de perforación. Dichos minerales se

distribuyen de la siguiente manera: una zona somera Argilítica (0 – 600 m), con zeolitas, calcita y óxidos principalmente (Unidad I), mientras que la zona intermedia Unidad II (600 – 1,200 m) el tipo de alteración es propilítica (epidota, clorita, calcita, cuarzo y sulfuros).

Alteración calcosilicatada conteniendo amfiboles, granates, clinopiroxenos y biotita es encontrada en las zonas profundas del sistema ($>1,700$ m) donde las temperaturas superan a los 320°C . La pirita es el mineral más encontrado a través de la secuencia volcánica alterada. Rocas volcánicas constituidas por andesitas y dacitas localizadas entre 1,000 y 1,900 m de profundidad (Unidad III) almacenan el yacimiento hidrotermal del sistema geotérmico de Los Humeros, Puebla.

La Figura 8 muestra un cuadro paragenético de los principales minerales encontrados por medio de los estudios petrográficos con respecto a los rangos de temperatura observados en el sistema (Martínez y Alibert, 1994; González et al., 1992).

2.5. MARCO GEOLÓGICO DE LAS TRES VÍRGENES, B.C.S.

2.5.1. Antecedentes

El campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, se localiza a 33 km al noroeste de la ciudad de Santa Rosalía, B.C.S., entre los $27^{\circ} 30'$ latitud N y $112^{\circ} 30'$ longitud W (Figura 9). Tiene un potencial eléctrico máximo probable de 25 MW. Actualmente se tienen instalados en este campo 10.3 MW con dos unidades a contrapresión de 5 MW cada una y una de ciclo binario de 0.3 MW.

El proyecto geotermoeléctrico se encuentra dentro de la zona de amortiguamiento de La Reserva de la Biosfera “El Vizcaíno”, por lo que se le ha dado especial atención al desarrollo y manejo de los fluidos geotérmicos, esto con el fin de mitigar al mínimo el impacto producto del desarrollo del campo geotérmico. Con la capacidad de este yacimiento se podría satisfacer la demanda total de ciudades, tales como, Santa Rosalía,

Mulege y San Ignacio. Para esto se han perforado 13 pozos de los cuales 3 son inyectoros y 7 son productores.

Tres Vírgenes se ubica en un área tectónicamente activa con un fallamiento asociado a la apertura del Golfo de California (Gutiérrez, 1990; Viggiano, 1992) (Figura 9). Se ha postulado que este proceso es una prolongación hacia el S, del sistema de fallas de San Andrés (Portugal et al., 1998; 2000).

El yacimiento de Las Tres Vírgenes está localizado en un complejo de estratovolcanes de menos de 0.5 Ma., el cual está al este de la península de Baja California, donde se emplazaron tres importantes centros volcánicos: La Reforma, El Aguajito (0.5 Ma.) y el complejo de Las Tres Vírgenes (0.44 a 0.28 Ma.) (Lira et al., 1984; Vargas, 1988; Vargas y Garduño, 1988; Garduño y López, 1988; López et al., 1989; López, 1998).

Presenta diferentes características geológicas a los campos de Los Humeros y Los Azufres. En éste campo la zona de producción se localiza en un batolito de composición granodiorítica casi exento de permeabilidad primaria (López et al., 1993). La permeabilidad de la zona se debe a que existen dos centros de fracturamiento secundario producidos por procesos deformantes como consecuencia de la apertura del Golfo de California y a los esfuerzos verticales asociados al emplazamiento de magmas. Uno se localiza en el núcleo de la Reforma y el otro en la zona de manifestaciones (López et al., 1993).

Los pozos productores de este campo producen una mezcla agua-vapor en una relación de 3:1 con una presión de cabezal de 5 bars en promedio. Los fluidos producidos por los pozos productores presenta una salinidad de 13,500 ppm de sólidos totales disueltos y una conductividad eléctrica de 24,500 μ mhos/cm en promedio (Tello, 1996).

2.5.2. CARACTERES GEOMORFOLÓGICOS

La geomorfología actual de la zona geotérmica, es producto de eventos tectónicos, volcánicos y erosivos ocurridos a mediados del Mioceno hasta el Holoceno. Los rasgos superficiales originados por estos eventos comprenden principalmente valles, sierras, volcanes y calderas. En la zona se encuentran tres valles en el área de influencia socioeconómica, dos de los cuales son, fisiográficamente planicies y uno más es una meseta (Vargas, 1988).

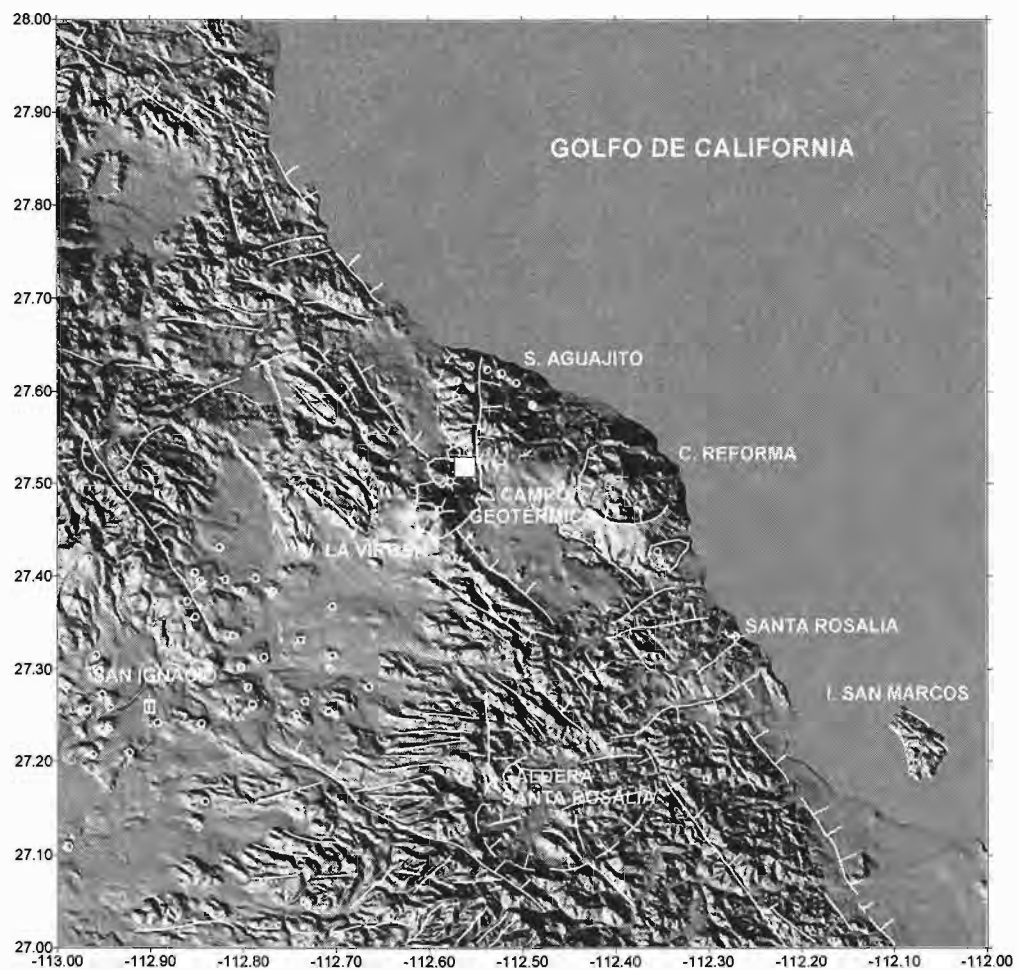


Fig. 9. Interpretación estructural regional del campo de Las Tres Vírgenes, B.C.S., sobre el modelo digital de elevaciones, con iluminación desde el SW con inclinación de 40° (García, 2000).

El valle de El Yaqui es la única meseta del área y presenta una forma más o menos rectangular de orientación NW-SE. Se localiza en la porción SE del área, es de origen tectónico y está controlado por estructuras de la misma dirección.

El valle de Santa Ana es una planicie de forma burdamente rectangular y de orientación NW-SE. Este valle pudo haber sido continuación del valle El Yaqui hacia el NW, pero fue interrumpido por el emplazamiento de los volcanes del complejo de Las Tres Vírgenes. Se ubica en la parte NW del área y su origen se considera también de origen tectónico, afectado por fallas NW-SE. El valle de San Ignacio es una amplia planicie ubicada al poniente del área, tiene forma irregular y una orientación N-S.

Con respecto a las sierras se definen 5 sierras principales, incluido el complejo de Las Tres Vírgenes, que fisiográficamente constituye también una sierra, pero que geomorfológicamente es una pequeña cadena volcánica en el área. Las sierras localizadas dentro y en los alrededores del sistema geotérmico de Las Tres Vírgenes son de origen Vulcano tectónico. Tales complejos montañosos están constituidos por la sierra Santa Lucía, sierra San Jorge, sierra San Francisco y sierra El Aguajito. Las rocas que conforman a estas sierras son de origen volcánico (andesitas, basaltos, riolitas) y algunas están en su etapa de madurez tectónica (Vargas, 1988). Las cotas más altas se registran en la sierra de San Francisco y El Aguajito (1,200 msnm), también en estas sierras se detectan pendientes de hasta un 50 % en promedio.

2.5.3. CARACTERES ESTRUCTURALES

Desde el punto de vista estructural, en la península de Baja California se han realizado una serie de estudios que han servido para entender su evolución (Colleta et al., 1981). Localmente en el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes el sistema más importante tectónicamente es el conjunto de fallas regionales de dirección NW-SE (Fallas El Azufre, El Volcán, El Viejo, y El Partido), las tres últimas basculadas al SW. Se estima que afectan desde la formación Santa Lucía hasta el basamento granodiorítico.

El sistema estructural en la zona está dividido en dos sectores: zona SW y zona NE. En la primera existen fallas regionales de gran penetración y antiguas, que podrían presentarse en pares como se observa al W del volcán El Azufre (Figuras 9 y 10). En la segunda, este sistema de fallas se combina con las estructuras locales de tipo transpresivo que afecta a las lavas de El Viejo y se produce la zona de mayor fracturamiento superficial. Este fenómeno permite la comunicación entre las fallas regionales sepultadas y fracturas menos profundas. Juntas constituyen la red de descarga hidrotermal (CFE, 1998).

2.5.4. GEOLOGÍA LOCAL

La zona donde se localiza el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes es la porción septentrional de la cadena de volcanes del mismo nombre. En este sector se encuentran edificios volcánicos, tales como El Viejo, El Partido y El Azufre. Se enclavaron sobre los escalones formados por las fallas regionales de dirección NW-SE, donde se interceptan con una falla de dirección NNE-SSW (Garduño y López, 1988).

Su composición es principalmente dacítica y están formados por la acumulación sucesiva de lavas. En la porción NW de El Viejo se emplazó el domo El Potrero que pertenece a la actividad volcánica más reciente de la zona y se considera contemporáneo a la etapa inicial de La Virgen, el volcán activo de la cadena ubicado al sur (Figura 10).

Al norte de estos edificios se encuentran los productos más recientes del complejo de Aguajito: la andesita Aguajito y la dacita Las Cuevas. Según López et al., (1989) el volcanismo emigró de N a S y la actividad del Aguajito concluyó hace 0.5 Ma, también menciona que dicho volcanismo desplazó a El Viejo/El Partido hace 0.44 Ma continuando hacia El Azufre donde se detectaron edades por K-Ar de 0.28 Ma y prosiguió hacia el sur para formar el volcán de La Virgen.

En el cañón El Azufre el cual está formado por la falla que lleva su mismo nombre afloran depósitos de la cuenca de Santa Rosalía y están constituidos por arenas fosilíferas. Se

La baja intensidad de alteración se refleja por la estabilidad de los minerales primarios, por ejemplo a 800 m de profundidad algunos clinopiroxenos persisten sin alterar, mientras que la hiperstena ya ha sido alterada. Viggiano (1992) encontró que los porcentajes de alteración más elevados se encuentran en niveles de las areniscas del Grupo Comondú; la calcita, el cuarzo y la clorita son los minerales más abundantes, en total llegan a un 50%. Este grado de alteración implica que en estos horizontes, la permeabilidad original fue elevada y se redujo por la depositación de los minerales antes mencionados.

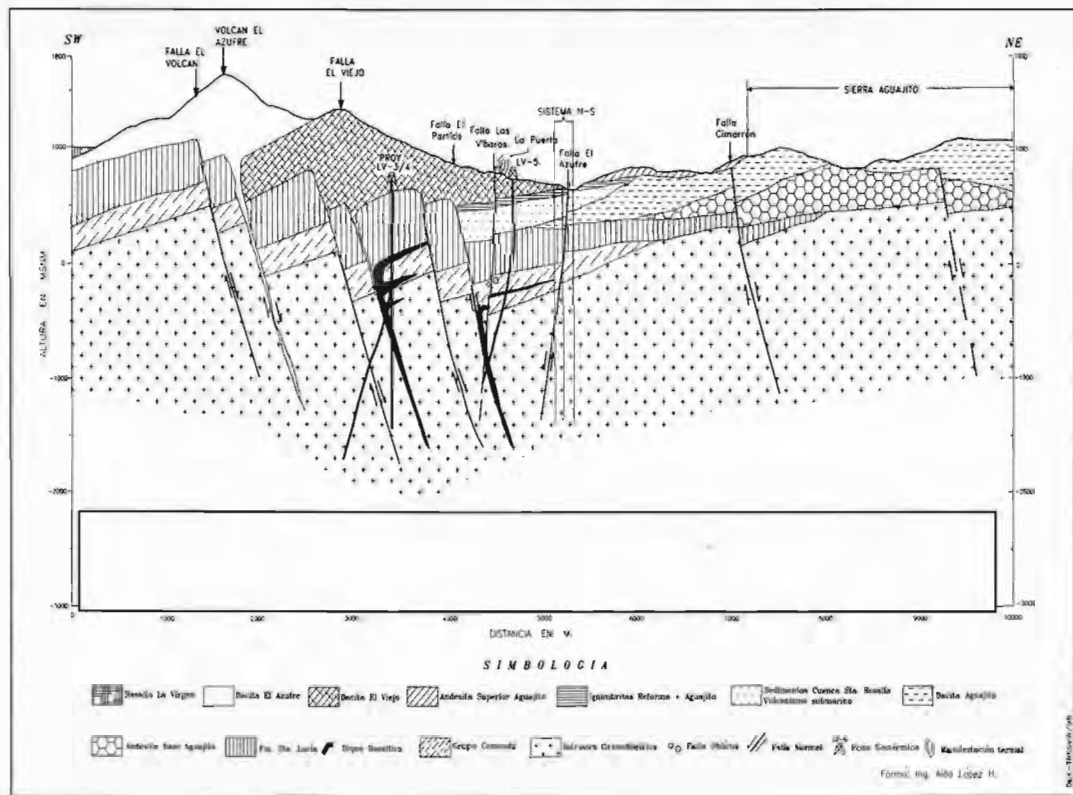


Fig. 11. Campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S. (López, 1998)

El basamento granodiorítico presenta un grado de alteración hidrotermal más débil que los paquetes suprayacentes. La alteración promedio es inferior al 20% y el estilo de alteración es por reemplazamiento. Estas características indican que la permeabilidad primaria siempre fue muy baja a excepción de las zonas de falla donde presentan porcentajes más elevados de depositación de minerales. El tipo de ocurrencia de la mineralogía hidrotermal

presente en las rocas es muy similar a los sistemas geotérmicos con aguas cloruradas-sódicas con un pH neutro.

A niveles someros, en los primeros 300 m, la mineralogía está dominada por zeolitas y arcillas del tipo de la esmectita que sugiere temperaturas del orden de 130°C. Cuando se les encuentra relleno de cavidades la secuencia de minerales es: clorita + zeolitas + cuarzo + calcita + ilmenita + pirita. A profundidades intermedias, donde son más abundantes las andesitas de la Fm Santa Lucía, la secuencia mineralógica es: calcita + clorita + cuarzo + pirita, esta última solo es notoria en la zona norte. En escasos porcentajes se presentan: la hematita + ilmenita + illita + marcasita. En el Grupo Comondú sobretudo al nivel de las areniscas, la formación de minerales secundarios ocurrió por depositación directa y su porcentaje es el más elevado. La calcita y el cuarzo cementan a las areniscas. La mineralogía es : calcita + clorita + cuarzo + pirita + epidota incipiente + illita.

Los minerales más comunes en el basamento son: illita + calcita + cuarzo + clorita + escasa pirita y epidota. La última se encontró en zonas de falla en coexistencia paragenética con cuarzo y calcita. La hematita se encuentra en pequeñas cantidades en muchas de las unidades, sugiriendo condiciones relativamente altas de oxidación. Comportamiento típico debido a la interacción con aguas clorurado-sódicas. Se puede interpretar que la alteración hidrotermal observada en el sistema de Las Tres Vírgenes es producto de la interacción de la roca con aguas del tipo clorurado-sódicas con pH cercano al neutro. El remplazamiento parcial de los feldespatos por illita indica que hubo fluidos ácidos circulando a niveles profundos en el yacimiento después que se inició el sistema geotérmico.

La abundancia de calcita sugiere altas concentraciones de CO₂ en el fluido, especialmente entre 400 y 700 m donde pudo haber ocurrido desgasificación. La calcita a mayores profundidades es menos abundante y la epidota es dominante, esto indica que los fluidos a esta profundidad contienen menos gas disuelto. Los minerales de alteración encontrados también sugieren que la roca primaria estuvo sometida a altas temperaturas. Esto se puede observar en la alta cristalinidad de los minerales arcillosos y en la distribución de la epidota. La ausencia de epidota incipiente desde 600 m y más cristalina a partir de los 100

m de profundidad, implica temperaturas de 250°C a 600 m y de 280°C- 300°C más allá de los 1,000 m.

2.6. ANALOGÍAS GEOLÓGICAS DE LOS SISTEMAS ESTUDIADOS

Una analogía que es obligatoria de los sistemas geotérmicos es que cuentan con una fuente de calor, una zona de recarga regional y vertical, buena permeabilidad en el estrato que almacena al yacimiento y una capa sello que permite la acumulación de fluidos a mayor presión que la de saturación. En este sentido los tres campos reúnen estas propiedades, además son sistemas de alta temperatura y los tres están asociados a un volcanismo reciente.

Por tanto, es importante realizar un cuadro comparativo sobre las propiedades geológicas y de producción de los tres campos geotérmicos. Esto con el fin de ver gráficamente que aunque existen analogías en las características geológicas y de producción entre los diferentes sistemas, también existen propiedades contrastantes entre ellos. Finalmente los factores que determinan la estabilidad de los minerales autigénicos producto de la interacción agua-roca por lo general, uno o dos predominan sobre los demás (González et al., 1992). Estos factores son: temperatura, permeabilidad, mineralogía de la roca primaria, composición del fluido geotérmico, presión total y tiempo (duración de la actividad), principalmente. Los factores mencionados condicionan la presencia de asociaciones minerales características en un determinado espacio del yacimiento. Algunos investigadores consideran que la temperatura es el parámetro más importante.

Desde el punto de vista geológico los campos de Los Azufres y Los Humeros que se localizan en la Faja Volcánica TransMexicana (FVTM) presentan algunas similitudes. Ambos tienen ubicada la zona de producción en andesitas (Viggiano y Gutiérrez, 1995). También se ubican a la misma altura sobre el nivel del mar (2,800 msnm). Las temperaturas estabilizadas (358°C Azufres; 400°C Humeros), medidas por inclusiones fluidas (345°C Azufres; 340°C Humeros), y por geotermometría (307°C Azufres; 301°C Humeros), son altas y muy parecidas en ambos campos.

Tabla 2.1 Parámetros geológicos y de producción comparativos para los tres sistemas geotérmicos estudiados. Datos con (*) son de (Viggiano y Gutiérrez, 1995).

<i>Característica</i>	Los Azufres	Los Humeros	Las Tres Vírgenes
Capacidad Instalada	98 MW	30 MW	10.3 MW
Mínima datación volcánica	140 000 años*	40 000 años*	257 años
Geomorfología	Alta montaña*	Alta montaña*	Sierras y Valles
Altura sobre el nivel del mar	2800 msnm	2800 msnm	750 msnm
Area superficial alterada	8 km ² *	3 km ² *	2 km ²
Volumen del reservorio	4.55 km ³ *	1.9 km ³ *	1 km ³
Litología superficial	Riolitas y andesitas*	Andesitas, basaltos, tobas, ignimbritas, rocas graníticas, mármol y diabasas*	andesitas y dacitas
Rocas en la zona de producción	Andesitas*	Andesitas y a veces* calizas del basamento	Batolito granodiorítico
Máxima temperatura medida	358°C *	400°C*	278°C
Temperatura máxima Por Inclusiones fluidas	345°C (González et al., 2000)	340 °C (Arnold y González 1986a, 1986b y 1987)	280°C (González et al., 2005)
Geotermómetros de fase líquida (Promedio)	307°C	301°C	280°C
Porosidad en la zona de producción	$\phi = 9\%$ (Baja desviación estándar)*	$\phi = 12.27$ (Alta desviación estándar)*	$\phi = 4\%$ (Baja desviación estándar)
Características de producción	Mezcla agua - vapor (50% y 50%) Ho de 1545 kJ/kg	Mezcla agua- vapor (15% y 85%) Ho de 2200 kJ/kg	Mezcla agua- vapor (70% y 30%) Ho de 1200 kJ/kg
Problemas que se deben atender	Incrustación de SiO ₂ en líneas de inyección	Fluidos ácidos, Corrosión e incrustación en la zona de producción del Colapso Central	Incrustación de calcita en la zona de producción y SiO ₂ en líneas de inyección

2.7. CONTRASTES GEOLÓGICOS ENTRE LOS SISTEMAS ESTUDIADOS

Los tres sistemas presentan una clara diferencia en las edades del último evento volcánico. El volcán de La Virgen ubicado en el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes registró la última erupción hace 259 años (López et al., 1989). Entre los Humeros y Los Azufres de acuerdo con las dataciones de K/Ar el sistema de Los Humeros es más reciente.

El yacimiento de Las Tres Vírgenes presenta diferencias geológicas con respecto a los campos de Los Humeros y Los Azufres. En éste campo la zona de producción se localiza en un batolito de composición granodiorítica casi exento de permeabilidad primaria, mientras que los yacimientos de Los Azufres y Los Humeros se encuentran en andesitas respectivamente.

Los pozos de Los Azufres y Las Tres Vírgenes producen una salmuera clorurada-sódica en cualquier parte que se termine el pozo. En cambio, en Los Humeros el agua que producen los pozos en el cabezal es agua diluida en sales (0.17% en peso de sólidos totales disueltos en el pozo H-1) y su carácter geoquímico depende de donde se termine el pozo. Los pozos más someros producen agua del tipo bicarbonatado-sódico y los pozos profundos producen agua más concentrada en sales del tipo clorurado-sódico (Tello, 1987, 1989, 1992).

El campo geotérmico de Las Tres Vírgenes de acuerdo con Gutiérrez (1990) y Viggiano (1992) se ubica en un área tectónicamente activa con un fallamiento asociado a la apertura del Golfo de California. Mientras que los sistemas de Los Humeros y Los Azufres se ubican en la FVTM.

Por estas diferencias y analogías geológicas, geográficas, de producción y geoquímicas que presentan dichos campos, es importante definir su estado de equilibrio químico actual. Por la relación directa que existe entre la geología de los sistemas, y el equilibrio soluto-mineral, se hace por demás necesario establecer el estado actual que guardan los fluidos con respecto a los minerales de alteración de los sistemas estudiados.

Capítulo 3
Fundamentos Teóricos de la
Metodología Aplicada

3.1. ORIGEN Y ESTRUCTURA DE LOS SISTEMAS GEOTÉRMICOS TERRESTRES DE ALTA TEMPERATURA.

Un yacimiento geotérmico consiste de cuatro componentes principales: 1) fuente de calor, 2) recarga 3) capa sello y 4) yacimiento propiamente dicho. La **fuentes de calor** generalmente está relacionada a un volcanismo y tectonismo activo (Banwell, 1970). Los sistemas geotérmicos asociados a una fuente magmática están vinculados con rocas andesíticas, dacíticas y riolíticas (McNitt, 1970). Otros sistemas geotérmicos presentan estructuras producidas por actividad tectónica, tales como, fallas en bloque, grabens o rift y no tienen una relación obvia con algún centro volcánico en particular (Ellis y Mahon, 1977). La mayoría de los campos geotérmicos de Nueva Zelanda están situados en grandes estructuras de grabens, como están los campos de Salton Sea en California y Cerro Prieto. Algunos campos están asociados con calderas volcánicas (por ejemplo, Matzukawa, Pauzhetsk, Valles Caldera, Ahuachapán, Los Azufres y Los Humeros), mientras que otros están relacionados a volcanes específicos, tales como, Momotombo, Nicaragua, Kawah Kamajand, Indonesia y Las Tres Vírgenes, Baja California Sur.

La **fuentes de recarga** está constituida principalmente por agua meteórica, pero en algunos sistemas pueden estar presentes aguas fósiles marinas (connatas) u otras aguas salinas (e.g. Salton Sea, California). Sistemas hidrotermales cercanos a la costa pueden ser alimentados por agua de mar o por ambas meteóricas y agua de mar (e.g. Sartsengi, Islandia). Es posible que la fuente de calor de origen magmático recargue al sistema con algo de agua (magmática) y constituyentes disueltos al sistema tales como, HCl, CO₂ y SO₂ a temperaturas arriba de 500°C (Ellis y Mahon, 1977).

La **capa sello** es una estructura de baja permeabilidad que evita que el agua y vapor asciendan rápidamente. Las rocas de la capa sello incluyen rocas ígneas y sedimentarias cuya permeabilidad ha sido disminuida por la depositación mineral producto de la alteración hidrotermal. La presencia de una o más capas ocasiona flujo lateral y acumulación de agua caliente en formaciones permeables a mayor temperatura. Esto

permite que se formen grandes yacimientos tales como Los Azufres, Los Humeros, Las Tres Vírgenes en México; Wairakei y Broadlands en Nueva Zelandia.

La presencia de un sistema geotérmico se manifiesta sobre la superficie en forma de volcanes, geysers, fumarolas, manantiales o depósitos de lodo hirviendo. Bajo la superficie de la tierra, la temperatura se incrementa con la profundidad en un valor promedio de 30°C/Km (Facca, 1983), aunque existen gradientes anormales en el subsuelo de hasta 300°C/Km , lo cual se debe a la presencia de intrusiones de tipo magmático a poca profundidad de la corteza terrestre (Ellis y Mahon, 1977).

Para que un yacimiento geotérmico sea comercialmente explotable deberá estar situado a una profundidad adecuada, considerando como máxima profundidad económica 3 Km (Mercado et al., 1982). Por tanto, para llevar a cabo su explotación, se requerirá la extracción del fluido a la superficie en cantidades y forma controlable, mediante pozos perforados (Tello, 1995). La figura 12 muestra un modelo esquemático de un sistema geotérmico. El mecanismo como operan estos sistemas hidrotermales indica que aguas cuyo origen es meteórico circulan a gran profundidad (muchos kilómetros) a través del sistema de fallas y fisuras, donde es calentada y regresada a la superficie a través de fuerzas convectivas. El ascenso del fluido se realiza principalmente a través de fallas y fracturas causadas por la intrusión del magma.

Ellis y Mahon (1977) y Henley et al., (1984) clasificaron los yacimientos geotérmicos en dos categorías: a) **Sistemas de vapor dominante**: Como su nombre lo indica el producto que se obtiene en el cabezal es predominantemente vapor y esto es un sistema geotérmico ideal en la generación de energía eléctrica. Sin embargo, en estos sistemas existe la posibilidad de altos contenidos de gases incondensables, tales como CO_2 y H_2S los cuales disminuyen la eficiencia de los condensadores y presentan un riesgo ambiental (desde el punto de vista de emisiones de H_2S). Sistemas de vapor “puro” contienen bajas cantidades de sólidos disueltos y/o en suspensión y ésto representa pocos problemas por depósito de sales. Los Geysers en California y Lardarello en Italia son ejemplos de sistemas de vapor dominante. Esos recursos limpios fueron las primeras zonas geotérmicas en desarrollarse. b) **Sistemas de líquido dominante**: Son los más abundantes y producen una mezcla en el

cabezal, típicamente, conteniendo 15% a 85% en peso de vapor. Las plantas en operación en Los Azufres, Mich. (188 MW), Las Tres Vírgenes (10 MW), Los Humeros (35 MW), Cerro Prieto, B.C. (720 MW) y Nueva Zelanda (200 MW) utilizan solamente vapor a partir de sistemas de líquido dominante.

3.1.1. NATURALEZA QUÍMICA DE SISTEMAS GEOTÉRMICOS

Ellis y Mahon (1977) presentaron una descripción completa de la naturaleza química de las aguas asociadas a sistemas hidrotermales de alta temperatura. También mostraron la composición química del agua de muchas zonas geotérmicas del mundo relacionadas con volcanismo y tectonismo reciente, así como su clasificación.

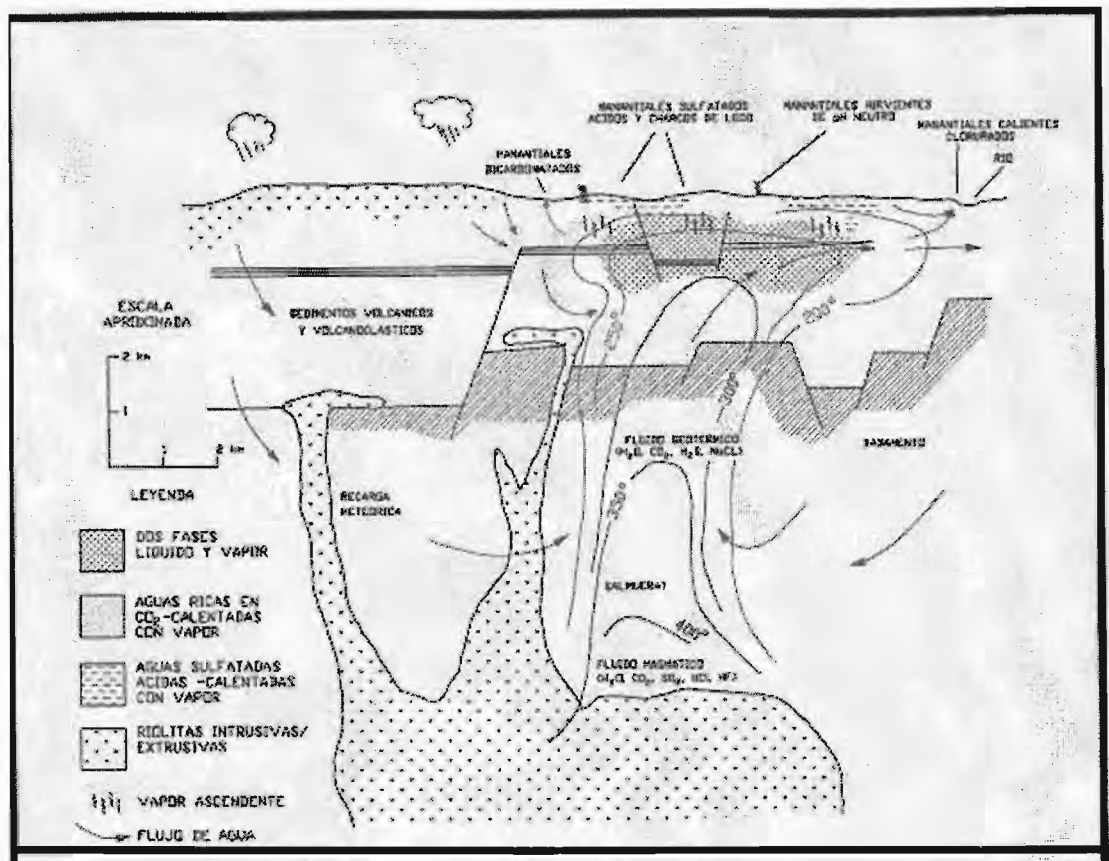


Fig. 12. Perfil esquemático de un sistema geotérmico típico en terreno volcánico (Henley et al., 1984).

Según Ellis y Mahon (1977) el tipo de agua más común que producen los yacimientos geotérmicos de alta temperatura es una solución clorurada con pH entre 5-9 en el cabezal de los pozos y a condiciones atmosféricas. El anión predominante es el Cl. El alto contenido de cloruros en estos sistemas se debe a la neutralización de HCl de origen magmático al interaccionar con la roca primaria de tipo volcánico para desarrollar una nueva serie de minerales (Taran et al., 1998).

Dependiendo de su origen y del grado de equilibrio, las aguas cloruradas las cuales han evolucionado en los sistemas profundos comúnmente tienen contenidos de cloruros arriba de 10,000 ppm. Pero algunos sistemas como Salton Sea, California los cloruros pueden ser tan altos como 155,000 ppm. Sistemas geotérmicos de México reportan concentraciones de cloruros que oscilan entre 100 ppm (Los Humeros) hasta 15,000 ppm (Cerro Prieto, B.C.).

Las aguas más concentradas también contienen altos contenidos de calcio. En este tipo de agua normalmente la concentración de SiO_2 también es alta, y solutos tales como boro, fluoruros, arsénico, amonio, y ácido sulfhídrico están presentes en concentraciones mayores que las que se detectan en aguas frías. Las concentraciones de fluoruros en aguas termales normalmente oscilan entre 1-10 ppm. El contenido de boro puede ser extraordinariamente alto en aguas asociadas a rocas sedimentarias y sistemas recientes (por ejemplo, Los Humeros, México; y Ngawha, Nueva Zelanda. Concentraciones arriba de 48 ppm de boro se han detectado en manantiales termales de El Tatio (Ellis y Mahon, 1977) y hasta 6000 ppm en pozos de Los Humeros (Tello, 1992). Normalmente en áreas donde los fluidos circulan a través de riolitas y andesitas se detectan altas concentraciones de litio, rubidio, cesio y no así en áreas basálticas.

Es muy común en estos sistemas que solutos tales como, magnesio, aluminio, fierro y manganeso estén presentes en muy bajas concentraciones, excepto en aguas de muy alta salinidad o en aguas ácidas. Las concentraciones de estos elementos generalmente son debajo de 1 ppm. Esto se debe a que la solubilidad de los minerales de los cuales dependen estos elementos disminuye conforme aumenta la temperatura (por ejemplo la clorita).

3.1.2. AGUAS Y SU CLASIFICACIÓN

La composición química de aguas termales de acuerdo a sus aniones y cationes principales se clasifican en: a) **Cloruradas-sódicas** cuyas sales disueltas están constituidas principalmente por sodio, potasio y cloruros, aunque en aguas más concentradas se pueden presentar altas concentraciones de calcio. Contienen altas concentraciones de sílice y boro y generalmente se encuentran en áreas donde existen manantiales con una temperatura igual o cercana a la de saturación. Son las más comunes en yacimientos geotérmicos y pueden existir en rocas volcánicas y/o sedimentarias.

b) **Aguas sulfatadas ácidas.** Están presentes en sistemas geotérmicos o volcánicos donde el vapor condensa debajo de 400°C al entrar en contacto con aguas someras. Ocurre entonces una oxidación del H_2S a ion SO_4^{2-} . El contenido en sulfatos es generalmente alto. Se encuentran en áreas donde el vapor, producto de la ebullición a altas temperaturas de agua profunda, asciende a la superficie.

c) **Aguas bicarbonatadas.** Generalmente contienen bajas concentraciones de cloruros y altos contenidos de bicarbonatos. Circulan someramente en la periferia de áreas geotérmicas donde el vapor que contiene CO_2 y H_2S condensa en el acuífero somero. Bajo condiciones inactivas, la reacción con la roca produce soluciones con pH neutro (Ellis y Mahon, 1977).

A partir del diagrama ternario que utiliza el contenido relativo de Cl^- , SO_4^{2-} y HCO_3^- desarrollado por Giggenbach (1991) se puede estimar el origen del agua producida por los pozos y manantiales termales de un sistema geotérmico. El método permite establecer la relación que existe entre el acuífero somero y los fluidos geotérmicos. Determina si son aguas de circulación somera (periféricas) o si se trata de aguas someras calentadas por vapor geotérmico y finalmente especifica si se trata de aguas equilibradas aptas para aplicarles geotermómetros de fase líquida.

3.2. EQUILIBRIO SOLUTO-MINERAL (Estado del Arte)

En los últimos 40 años, se han dedicado enormes esfuerzos para entender los complicados mecanismos de las reacciones en procesos de interacción fluido-roca, en sistemas naturales fracturados, tales como los reservorios geotérmicos. Ellis (1959) fue el primero en tratar de descifrar la compleja cadena de interacciones entre temperatura, salinidad, P_{CO_2} y la formación de minerales secundarios dentro de un sistema geotérmico. La validez de esos estudios fue confirmada al comparar las actividades analíticas con las teóricas. Para hacer esta comparación, Ellis requirió calcular la constante de equilibrio, a partir de datos termodinámicos reales y precisos de los reactantes involucrados.

Esta tarea fue continuada por Helgeson et al., (1969) quienes proporcionaron una serie de datos para la mayoría de las reacciones encontradas en investigaciones geotérmicas, mismos que son aplicados ampliamente en esta investigación.

El problema principal radica en la dificultad para representar con precisión las fases mineralógicas que controlan, o gobiernan, la composición química de los fluidos descargados por los pozos, las temperaturas de interacción agua-roca, gas-líquido así como el estado de equilibrio y/o desequilibrio en que se encuentran esos sistemas. Sin embargo, se ha demostrado en varios campos geotérmicos, que las concentraciones de algunos componentes químicos e isotópicos en la descarga de los pozos, son controladas por el estado de equilibrio y/o desequilibrio entre el fluido y la roca del yacimiento (Nordstrom y Muñoz, 1985).

Los factores que controlan el estado de equilibrio soluto-mineral son: temperatura, presión, composición química del fluido, permeabilidad de la roca, duración del proceso de interacción agua-roca, composición de la roca. A mayor diferencia de temperatura entre el fluido y la roca será mayor el efecto sobre la mineralogía original. La velocidad de reacción siempre se incrementa conforme aumenta la temperatura. Con respecto a la composición del fluido mientras más bajo es el pH más se afectará los minerales originales. Una roca compacta no puede ser invadida por fluidos hidrotermales y es poco alterada. A mayor

volumen de agua y mayor tiempo, las modificaciones mineralógicas pueden ser completas. La composición de la roca solo es relevante para grados menos intensos de alteración. La presión es un factor indirecto que controla procesos secundarios tales como, ebullición de los fluidos, fracturamiento hidráulico y explosiones hidrotermales (Arnorsson, 2000). La química de los fluidos está gobernada por la solubilidad de los minerales, lo cual es importante para poder entender los factores termodinámicos que afectan el equilibrio.

En realidad, los sistemas geotérmicos nunca están en equilibrio total debido a que todos presentan variaciones a través del sistema en los gradientes de presión y temperatura, así como en su composición química. Arnorsson (2000) aplicó el término de equilibrio local dividiendo un sistema geotérmico en partes y asume que el equilibrio se logra dentro de esas pequeñas partes.

En las zonas de descarga de sistemas geotérmicos, los fluidos que ascienden frecuentemente se enfrían, por pérdida de calor conductivo y/o ebullición. El fluido de descarga no está en equilibrio debido al poco tiempo de residencia y a la velocidad de reacción. Sin embargo, algunas reacciones químicas e isotópicas mantienen las características del yacimiento. Nordstrom y Muñoz (1985) analizaron el estado de equilibrio, desequilibrio y el estado estacionario que presentan los sistemas geotérmicos cuando se forman rocas y minerales en respuesta a condiciones físicas y químicas específicas. El estado de equilibrio es invariable en tiempo y espacio y, como lo indica la palabra equilibrio, un sistema en equilibrio no presenta tendencia a cambiar. Algunos sistemas no muestran ninguna tendencia a cambiar aunque variables intensivas tales como temperatura, pueden variar a través del sistema. Ellos son invariables con el tiempo, pero no en el espacio y pueden ser abiertos o cerrados, mientras que un sistema en equilibrio es un sistema aislado.

El desarrollo de los términos termodinámicos “irreversible” o “noequilibrio” por Nordstrom y Muñoz (1985) y muchos autores más ha enfatizado el significado de procesos reversibles y la aplicabilidad de condiciones de equilibrio. Es deseable obtener algo de conocimiento de la diferencia entre procesos reversibles y un irreversible. Cualquier proceso natural que

se lleva a cabo a una velocidad finita es un proceso irreversible; es llamado irreversible porque se lleva a cabo en una sola dirección. Si el proceso en cuestión es una reacción química es importante entender que el término irreversible aplica solamente a una serie de variables de estado. Entonces, una reacción $A \Rightarrow B$ que procede de izquierda a derecha si la presión o la temperatura cambian ambas reacciones $A \Rightarrow B$ y $B \Rightarrow A$ son irreversibles. En otras palabras, un proceso reversible es una abstracción que puede ser casi lograda pero nunca realizada totalmente en términos físicos. Debido a la imposibilidad de llevar a cabo un proceso reversible totalmente se cae en la paradoja de que aunque el proceso no se logra completamente, simultáneamente está en equilibrio. Arnorsson (2000) definió la reversibilidad como un proceso que se lleva a cabo en etapas tan pequeñísimas, que el sistema logra el equilibrio en cada etapa.

Los grandes sistemas sobre la tierra nunca están en equilibrio total. Los sistemas geotérmicos y otros sistemas de aguas subterráneas son un buen ejemplo. Basados en una escala de corto tiempo, ellos pueden estar en un estado estacionario. Esto sugiere que cada parte del sistema permanece sin cambiar. En la escala geológica, los sistemas geotérmicos son transitorios. Lo que indica que cada sistema tiene un tiempo de vida limitado, y cada parte del sistema cambia (Arnorsson, 2000).

Si se analiza el proceso de recarga por agua subterránea al yacimiento geotérmico, es obvio que existen cambios o variaciones en la temperatura, presión y gradientes composicionales a través del sistema. Y no puede estar en total equilibrio. Sin embargo, numerosos estudios indican que el equilibrio químico existe entre solutos y minerales en sistemas geotérmicos (Arnorsson, 2000). Ésto basado en el concepto de equilibrio local.

La interacción soluto-mineral en sistemas geotérmicos, relacionados con una fuente magmática, fue descrita por dos métodos propuestos por Giggenbach (1988). El primero define la interacción agua-roca, en términos de dos procesos hipotéticos, pero bien definidos. 1) **Disolución inicial** de la roca primaria de la corteza en aguas ácidas y 2) **equilibrio final** de la fase líquida con la fase roca en su configuración de mineral termodinámicamente estable. Dichos procesos son representados gráficamente utilizando

los contenidos de Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} . La disolución inicial está representada por un punto que se obtiene de la composición química promedio de las rocas, que va desde basaltos hasta las riolitas. Se puede esperar que la composición química de agua, gases y rocas en sistemas reales de alteración hidrotermal dinámica, se ubiquen entre estos dos procesos extremos.

El segundo método permite determinar el estado de equilibrio soluto-mineral y las temperaturas a las cuales se está efectuando dicho equilibrio. El procedimiento está sustentado esencialmente en la dependencia de la temperatura de las reacciones de feldespatos de Na^+ y K^+ para formar micas potásicas, clorita y SiO_2 . Son dos reacciones que ocurren a diferentes velocidades. El procedimiento utiliza el contenido de Na^+ , K^+ , y Mg^{2+} analizado a muestras de aguas termales y se determina si el agua está en equilibrio total o parcial con la roca. Finalmente se puede establecer si se trata de aguas someras o una mezcla con aguas más profundas (Giggenbach, 1988).

La mayor parte de los sistemas geotérmicos son del tipo de líquido dominante, por lo que el equilibrio, aún entre constituyentes gaseosos, puede considerarse que se lleva a cabo en gran parte en forma disuelta. Giggenbach (1991) determinó el estado de equilibrio agua-gas y las temperaturas a las que se lleva a cabo el equilibrio en muchas descargas geotérmicas del mundo. El procedimiento está basado en las bajas y similares solubilidades del H_2 , y el Ar. Ambos elementos se separan de la fase líquida desde las primeras formaciones de vapor a partir de la fase líquida originalmente en equilibrio, y llegan a la superficie en proporciones representativas del ambiente profundo. Este método es adecuado, y tiene una gran validez para representar los procesos reales que ocurren en sistemas hidrotermales.

Para evaluar las condiciones de equilibrio agua-gas, a partir de reacciones que involucran CO_2 , otro método ha sido desarrollado a partir de las relaciones molares de CO_2/Ar e H_2/Ar . Es un procedimiento que se representa gráficamente, e incluye una línea de equilibrio total que define el equilibrio de todos los gases disueltos en una fase simple líquida (ver fig. 27). Otra línea horizontal que describe la composición esperada en equilibrio con la fase vapor, líneas punteadas que indican condiciones intermedias como la

adición de vapor en equilibrio, o la pérdida de Ar antes del reequilibrio. La pérdida de CO₂ a condiciones de baja temperatura, con el H₂ remanente en equilibrio, está indicado por un desplazamiento de los gases hacia abajo de la línea de equilibrio con la fase líquida (Giggenbach, 1988).

Un sistema de agua subterránea, tal como un sistema geotérmico, es caracterizado por un flujo de fluido (agua, vapor y/o mezcla agua-vapor) que circula a través de la roca. Este fluido puede reaccionar con la roca químicamente y, como es el caso con todas las reacciones químicas, cambia y/o tiende el sistema hacia el equilibrio. Como se logra el equilibrio en cada punto del sistema (equilibrio local) depende de la velocidad de reacción y de la velocidad con que se mueva el agua a través de la roca. Muchas investigaciones de fluidos geotérmicos, se han enfocado en demostrar si hay, o no, equilibrio químico entre el agua y minerales específicos (Arnorsson, 2000).

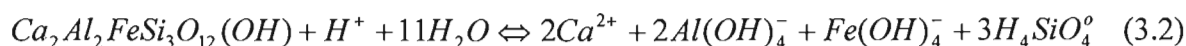
3.3. SATURACIÓN MINERAL

Hay esencialmente dos pasos involucrados en el cálculo del estado de saturación mineral del fluido del acuífero de pozos de mezcla. El primer paso involucra el cálculo de la composición química del fluido del reservorio a partir de la composición de agua y vapor tomada en el cabezal. El otro considera el cálculo de las especies acuosas para el fluido del acuífero a una temperatura selecta.

Para el cálculo de la especiación acuosa requiere el uso de programas de computadora para realizarlos. Tales programas permiten estimar las actividades individuales de cada especie acuosa. A partir de ellas, los cocientes ($\log Q/K$) pueden ser obtenidos para cada mineral. Una comparación entre el cociente de la reacción (Q), y la constante de equilibrio (K), permite evaluar el estado de saturación. En el equilibrio, $K = Q$, cuando $Q > K$ indica que la solución se halla sobresaturada con respecto a la fase mineral considerada y para una solución insaturada $Q < K$ (Arnorsson y Sigurdsson, 1982). Una solución sobresaturada con respecto a una especie mineral presenta grandes posibilidades de que dicho mineral

deposite. Mientras que una solución en equilibrio, o insaturada, es probable que las sales permanezcan disueltas largos periodos de tiempo, y no precipiten.

Para explicar la derivación del cociente de una reacción específica, consideremos, por ejemplo, la reacción de la epidota $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ y una solución acuosa (agua). La epidota es un mineral de composición muy compleja la cual es muy común en sistemas geotérmicos y la calcita (CaCO_3) que es un mineral de composición simple. Las reacciones entre esos minerales y las especies acuosas se pueden escribir como sigue:



Si las ecuaciones anteriores son leídas de izquierda a derecha representan disolución. Sin embargo, si estas reacciones se leen de derecha a izquierda indica precipitación. El cociente de reacción para cada ecuación es dado por

$$Q_{\text{cal}} = \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{CO}_2][\text{H}_2\text{O}]}{[\text{CaCO}_3][\text{H}^+]^2} \quad (3.3)$$

$$Q_{\text{epi}} = \frac{[\text{Ca}^{2+}]^2[\text{Al}(\text{OH})_4^-]^2[\text{Fe}(\text{OH})_4^-][\text{H}_4\text{SiO}_4^o]^3}{[\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})][\text{H}^+][\text{H}_2\text{O}]^{11}} \quad (3.4)$$

Donde [i] representa la actividad del componente o especie i y Q es el cociente de la reacción.

Si los minerales involucrados en las reacciones de arriba son puros, su actividad (a_i) es igual a 1. Si la solución acuosa es una solución diluida (< 1% de sólidos disueltos), también la actividad del agua puede ser considerada igual a 1 con muy buena aproximación. Cuando esto es el caso, el cociente de las reacciones de las ecuaciones (3.3) y (3.4) se reduce a:

$$Q_{Cal} = \frac{[Ca^{2+}][CO_2]}{[H^+]^2} \quad (3.5)$$

$$Q_{Epi} = \frac{[Ca^{2+}]^2[Al(OH)_4^-]^2[Fe(OH)_4^-][H_4SiO_4^0]^3}{[H^+]} \quad (3.6)$$

Cuando se estudia el estado de equilibrio/desequilibrio de acuerdo a una reacción específica, no importa cual especie acuosa sea seleccionada para representar los componentes disueltos del mineral. En pruebas de equilibrio se ha notado como ocurre una determinada reacción, y puede representarse de acuerdo con la siguiente ecuación y/o también gráficamente (Figura 13).

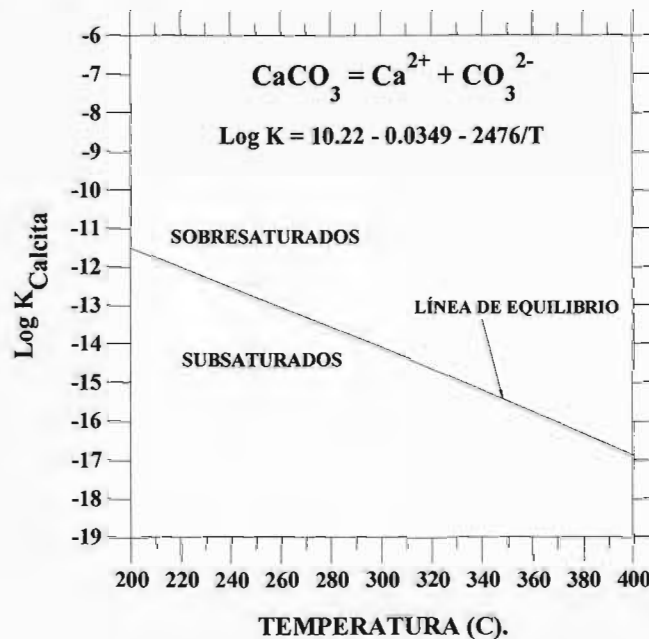


Fig. 13. Estado de saturación de la calcita

Se considera ventajoso expresar la reacción de disolución/precipitación siempre que sea posible, en términos de las especies acuosas dominantes de los componentes individuales. Esto requiere algo de cálculos de la regeneración de las especies acuosas las cuales revelan, si alguna especie acuosa de un componente en particular predomina.

Tabla 3.1 Constantes de equilibrio para algunas reacciones agua-roca (Arnorsson et al., 1983).

Mineral	Reacción	Ecuación en función de la Temperatura (°K)
Adularia	$KAlSi_3O_8 + 8H_2O \Leftrightarrow K^+ + Al(OH)_4^- + 3H_4SiO_4^0$	$+38.85 - 0.0458T - 17260/T + 1012722/T^2$
Anhidrita	$CaSO_4 \Leftrightarrow Ca^{+2} + SO_4^{-2}$	$+6.20 - 0.0229T - 1217/T$
Mg- Clorita	$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 10H_2O \Leftrightarrow 5Mg^{+2} + 2Al(OH)_4^- + 3H_4SiO_4^0 + 8OH^-$	$-1022.12 - 0.3861T + 9363/T + 412.461\log T$
Laumontita	$CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O + 8H_2O \Leftrightarrow Ca^{+2} + 2Al(OH)_4^- + 4H_4SiO_4^0$	$+65.95 - 0.0828T - 28358/T + 1916098/T^2$
Ca-Montmorilonita	$6Ca_{0.167}Al_{2.33}Si_{3.67}O_{10}(OH)_2 + 60H_2O + 12^0H^- \Leftrightarrow Ca^{+2} + 14Al(OH)_4^- + 22H_4SiO_4^0$	$+30499.49 + 3.5109T - 1954295/T + 125536640/T^2 - 10715.661\log T$
Na-Montmorilonita	$3Na_{0.33}Al_{2.33}Si_{3.67}O_{10}(OH)_2 + 30H_2O + 6^0H^- \Leftrightarrow Na^+ + 7Al(OH)_4^- + 11H_4SiO_4^0$	$+15273.90 + 1.7623T - 978782/T + 62805036/T^2 - 5366.181\log T$
Pirrotita	$8FeS + SO_4^{--} + 22H_2O + 6OH^- \Leftrightarrow 8Fe(OH)_4^- + 9H_2S$	$+3014.68 + 1.2522T - 103450/T - 1284.861\log T$
Wairakita	$CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 2H_2O + 10H_2O \Leftrightarrow Ca^{+2} + 2Al(OH)_4^- + 4H_4SiO_4^0$	$+61.00 - 0.0847T - 25018/T + 1801911/T^2$
Epidota	$Ca_2FeAl_2Si_3O_{12}(OH) + 12H_2O \Leftrightarrow 2Ca^{+2} + Fe(OH)_4^- + 2Al(OH)_4^- + 3H_4SiO_4^0 + (OH)^-$	$-27399.84 - 3.8749T + 1542767/T - 92778364/T^2 + 9850.38\log T$
Albita-Low	$NaAlSi_3O_8 + H_2O \Leftrightarrow Na^+ + Al(OH)_4^- + 3H_4SiO_4^0$	$+36.83 - 0.0439T - 16474/T + 1004631/T^2$
Calcita	$CaCO_3 \Leftrightarrow Ca^{++} + CO_3^{--}$	$+10.22 - 0.0349T - 2476/T$
Fluorita	$CaF_2 \Leftrightarrow Ca^{++} + 2F^-$	$+66.54 - 4318/T - 25.47\log T$
Microclina	$KAl_3Si_8 + 8H_2O \Leftrightarrow K^+ + Al(OH)_4^- + 3H_4SiO_4^0$	$+44.55 - 0.0498T - 19883/T + 1214019/T^2$
K-Montmorilonita	$3K_{0.33}Al_{2.33}Si_{3.67}O_{10}(OH)_2 + 30H_2O + 6^0H^- \Leftrightarrow K^+ + 7Al(OH)_4^- + 11H_4SiO_4^0$	$+15075.11 + 1.7346T - 967127/T + 61985927/T^2 - 5294.721\log T$
Muscovita	$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 10H_2O + 2^0H^- \Leftrightarrow K^+ + 3Al(OH)_4^- + 3H_4SiO_4^0$	$+6113.68 + 0.6914T - 394755/T + 25226323/T^2 - 2144.77\log T$
Pirita	$8FeS_2 + 26H_2O + 10OH^- \Leftrightarrow 8Fe(OH)_4^- + SO_4^{--} + 15H_2S$	$+4523.89 + 1.6002T - 180405/T - 1860.33\log T$
Wallostonita	$CaSiO_3 + 2H^+ + H_2O \Leftrightarrow Ca^{+2} + H_4SiO_4^0$	$-222.85 - 0.0337T + 16258/T - 671106/T^2 + 80.68\log T$
Calcedonia	$SiO_2 + 2H_2O \Leftrightarrow H_4SiO_4^0$	$+0.11 - 1101/T$
Magnetita	$Fe_3O_4 + 4H_2O \Leftrightarrow 2Fe(OH)_4^- + Fe^{+2}$	$-155.58 + 0.1658T + 35298/T - 4258774/T^2$
Mg-Montmorilonita	$6Mg_{0.167}Al_{2.33}Si_{3.67}O_{10}(OH)_2 + 60H_2O + 12 OH^- \Leftrightarrow Mg^{+2} + 14Al(OH)_4^- + 22H_4SiO_4^0$	$+30514.87 + 3.5188T - 1953843/T + 125538830/T^2 - 10723.71\log T$
Prehnita	$Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2 + 10H_2O \Leftrightarrow Ca^{+2} + 2Al(OH)_4^- + 2OH^- + 3H_4SiO_4^0$	$+90.53 - 0.1298T - 36162/T + 2511432/T^2$
Cuarzo	$SiO_2 + 2H_2O \Leftrightarrow H_4SiO_4^0$	$+0.12 - 1164/T (180-300^\circ C)$
Zoisita	$Ca_2Al_2Si_3O_{12}(OH) + 12H_2O \Leftrightarrow 2Ca^{+2} + 3Al(OH)_4^- + OH^- + 3H_4SiO_4^0$	$+106.61 - 0.149T - 40448/T + 3028977/T^2$

3.4. CÁLCULO DE LA COMPOSICIÓN A DESCARGA TOTAL Y EN EL RESERVORIO

Con el objeto de calcular la composición química en la descarga total de pozos de mezcla (agua-vapor) es necesario coleccionar muestras de agua y vapor a la presión de separación medida y calcular la razón agua/vapor a partir de la entalpia de descarga del pozo. Los componentes son distribuidos entre las distintas fases de acuerdo con la fracción de vapor (la cual es una función de la presión). De este modo la descarga total es una característica del reservorio. Sin embargo, la composición química en la descarga total puede o no

corresponder a la composición inicial que se tiene en el reservorio. Por ejemplo, para pozos que descargan solamente agua líquida es obvio que el agua descargada es representativa del yacimiento.

El caso mas simple para estimar la composición química en la descarga total de un pozo de mezcla ocurre cuando el nivel de la primera ebullición está dentro del pozo. Esto indica que solamente agua líquida existe en el yacimiento. En este caso según Arnorsson (2000) es posible suponer que la masa y el calor se conservan conforme ascienden en el pozo, termodinámicamente, el pozo se puede considerar como un sistema aislado.

La concentración de solutos de los fluidos evaporados a presión atmosférica se puede corregir a descarga total a partir de las ecuaciones de conservación del calor (entalpía) y masa propuestas por Arnorsson y Sigurdsson (1982).

$$H_o = H_l(1 - X_v) + H_v X_v \quad (3.8)$$

Y para la masa de un componente i

$$C_{DT_i} = Ca_i(1 - X_v) + C_v X_v \quad (3.9)$$

La entalpía de vapor saturado (vapor en equilibrio con agua) es igual a la entalpía del agua en ebullición (H_l) más su calor latente de vaporización (L)

$$H_v = H_l + L \quad (3.10)$$

Si se considera que la concentración de los solutos en la fase vapor es despreciable, o bien, que se trate de un sistema de fase líquida únicamente entonces $C_v \cong 0$, tenemos que:

$$C_{DT_i} = Ca_i(1 - X_v) = Ca_i(X_l) \quad (3.11)$$

Donde C_{DT_i} es la concentración en la descarga total del componente (i), Ca_i es la concentración a presión atmosférica del componente (i), y X_v es la fracción de vapor, la cual se calcula de acuerdo con:

$$X_v = \frac{H_o - H_l}{L} \quad (3.12)$$

Es importante determinar las concentraciones a condiciones de yacimiento, ya que es posible detectar variaciones en la composición del fluido del reservorio. Estas

concentraciones pueden ser calculadas por medio de la siguiente expresión, Arnorsson y Sigurdsson (1982):

$$C_{DT_i} = Ca_i(1 - X_v) = C_R(1 - X_v^R) \quad (3.13)$$

Despejando obtenemos

$$C_{R_i} = C_{DT_i}(1 - X_v^R) \quad (3.14)$$

Donde C_{R_i} es la concentración a condiciones de reservorio del componente (i), C_{DT_i} es la concentración del componente “ i ” en la descarga total y X_v^R es la fracción de vapor en el reservorio, la cual se calcula de acuerdo con:

$$X_v^R = \frac{H_o - H_l}{H_v - H_l} \quad (3.15)$$

Donde, H_o es la entalpía de mezcla, H_v y H_l son las entalpías de vapor y líquido a la temperatura del yacimiento. Esta última puede ser calculada por medio del geotermómetro de Na/K (Fournier, 1979). Recientemente Verma (2003) desarrolló un procedimiento para calcular la temperatura y fracción de vapor en el yacimiento, mediante el uso del geotermómetro de cuarzo.

3.5. RELACIÓN ENTRE CONCENTRACIÓN Y ACTIVIDAD

La actividad describe el comportamiento termodinámico de especies acuosas. En una solución diluida hipotética, actividad es igual a concentración. En una solución real, la actividad es relacionada por

$$a_i = \gamma_i m_i \quad (3.16)$$

donde a_i es la actividad para una especie acuosa (i) (en mol.kg⁻¹), γ_i y m_i son el coeficiente de actividad (adimensional) y concentración (en mol.kg⁻¹) respectivamente.

Generalmente para condiciones geotérmicas se tienen que hacer algunas suposiciones sencillas.

- 1) Las actividades (a_i) de un sólido y el agua pura se suponen igual a 1.

- 2) Las fugacidades de los gases se pueden suponer que son iguales a las presiones parciales.
- 3) Las actividades de especies disueltas pueden ser calculadas a partir de la ecuación de Debye-Huckel. Esta ecuación calcula los coeficientes de actividad (γ_i), los cuales multiplicados por la concentración (moles) (m_i), nos da la actividad ($a_i = \gamma_i m_i$). La ecuación tiene la forma general, para una especie cualquiera (i).

$$-\log \gamma_i = \frac{Az_i^2 I^{1/2}}{1 + a_i B I^{1/2}} + bI \quad (3.17)$$

Donde A y B son constantes y dependen de la temperatura y densidad del agua, z_i es la carga iónica y a_i es el radio electrostático efectivo de ion. I es la fuerza iónica de la solución y b es una constante que depende del contenido de sales de la solución. El cálculo de los coeficientes de actividad requiere el conocimiento de la fuerza iónica de la solución. La fuerza iónica, I , es definida como

$$I = \frac{1}{2} \sum m_i z_i^2 \quad (3.18)$$

Donde m_i es la concentración molar y z_i es la carga iónica. La fuerza iónica puede ser calculada aproximadamente a partir de datos analíticos. Sin embargo, un cálculo preciso de la fuerza iónica requiere un proceso de iteración tomando en cuenta el par iónico. Aunque en una salmuera geotérmica (I) se puede considerar que es igual a:

$$I = m_{Na} + m_K \quad (3.19)$$

Tabla 3.2 Valores de la carga iónica (z_i) y diámetro del ion (a_i) para especies más comunes en fluidos geotérmicos (Henley et al., 1984).

Componente	H ⁺	Na ⁺	HCO ₃ ⁻	HS ⁻	H ₃ SiO ₄ ⁻	H ₂ BO ₃ ⁻	F ⁻	Mg ²⁺
Carga del ion(z)	1	1	1	1	1	1	1	2
Diámetro*10 ⁻⁸ cm (a_i)	9.0	4.0	4.5	4.0	4.0	4.0	3.5	8.0
Componente	SO ₄ ²⁻	NH ₄ ⁺	HSO ₄ ⁻	OH ⁻	CO ₃ ²⁻	Cl ⁻	K ⁺	Ca ²⁺
Carga del ion(z)	2	1	1	1	2	1	1	2
Diámetro*10 ⁻⁸ cm (a_i)	4.0	2.5	4.0	4.0	4.5	3.5	6.0	6.0

Para los valores de las constantes (A y B) de Debye-Huckel se calculan a partir de las siguientes ecuaciones:

$$A = (1.8246 \times 10^6) \rho^{1/2} / (\epsilon T)^{3/2} = \text{Kg/mol} \quad (3.20)$$

$$B = (50.29 \times 10^8) \rho^{1/2} / (\epsilon T)^{1/2} = \text{Kg/mol cm} \times 10^8 \quad (3.21)$$

Donde ϵ y ρ son, la constante dieléctrica dependiente de la presión y temperatura y la densidad del agua respectivamente. Valores de A y B sobre un amplio rango de presión y temperatura fueron dados por Helgeson et al., (1981). Para muchos iones univalentes a temperaturas menores de 300 °C y una fuerza iónica menor que 0.1 molal los coeficientes de actividad calculados a partir de la ecuación de Debye-Huckel (γ_i) son razonablemente satisfactorios para usarse en cálculos de equilibrio. Para iones divalentes los coeficientes obtenidos por este camino son solamente aproximaciones.

Tabla 3.3 Valores de los coeficientes A y B de Debye-Huckel para presiones de vapor de la curva de agua. (Tomados de Helgeson et al., 1981). (El producto $a_i \cdot B$ cancela el factor 10^8).

T (°C)	A Kg/mol	B kg/mol cm*10 ⁸	T (°C)	A Kg/mol	B kg/mol cm*10 ⁸
00	0.4913	0.3247	180	0.7575	0.3605
20	0.5050	0.3276	200	0.8099	0.3655
40	0.5231	0.3307	220	0.8697	0.3707
60	0.5450	0.3343	240	0.9391	0.3762
80	0.5706	0.3381	260	1.0218	0.3822
100	0.5998	0.3422	280	1.1238	0.3889
120	0.6328	0.3465	300	1.2555	0.3965
140	0.6697	0.3510	320	1.4369	0.4058
160	0.7111	0.3556	340	1.7138	0.4178
170	0.7336	0.3580	350	1.9252	0.4256

Para el cálculo de la constante dieléctrica a cualquier temperatura se hace a partir de la siguiente expresión

$$\epsilon = 87.8 - 0.392748T + 7.42329 \times 10^{-4} T^2 - 3.85961 \times 10^{-7} T^3 - 7.87995 \times 10^{-10} T^4 \quad (3.22)$$

La cual se obtiene a partir de un ajuste polinomial de cuarto grado a los datos experimentales reportados por Ellis y Mahon (1977). Donde ϵ es la constante dieléctrica y (T) es la temperatura de referencia en ($^{\circ}\text{C}$).

El análisis químico a muestras de agua y vapor proporcionan información sobre la concentración de los componentes químicos presentes en fluidos geotérmicos. La interpretación termodinámica de los datos para el caso de estudios de equilibrio químico está basada en las actividades de las especies acuosas individuales. Por tanto, una interpretación requiere la transformación de las concentraciones medidas en actividades.

Cada componente analizado puede constituir más de una especie. La relativa abundancia de las especies acuosas interaccionando es descrita por la constante de equilibrio (constantes de disociación). Para calcular la actividad de cada especie Arnorsson (2000) menciona que es necesario resolver simultáneamente dos tipos de ecuaciones, ecuaciones de balance de masas, y constantes de disociación. Para aguas naturales con 20 o más componentes analizados y cientos de especies, los cálculos son muy tardados y requiere de programa de cómputo para calcular la especiación química. Una descripción de los programas de cómputo para calcular actividades de las diferentes especies fue presentada en el Capítulo 1.

3.6. DIAGRAMAS DE ACTIVIDADES

Los diagramas de actividades representan el equilibrio químico entre minerales y la solución acuosa. Tales diagramas facilitan la predicción e interpretación del ambiente químico en el cual las asociaciones minerales se forman a partir de procesos geoquímicos. También ayudan al investigador a definir condiciones críticas e interpretar sus resultados a partir de la composición de la fase acuosa. La actividad de varias especies acuosas está determinada principalmente por los minerales con los cuales el agua está en equilibrio.

Relaciones termodinámicas y métodos para la construcción e interpretación de diagramas de actividad han sido presentados por varios investigadores (Garrels y Christ, 1965; Helgeson, 1968; Helgeson et al., 1969).

La dependencia de la temperatura es la base de los geotermómetros, los cuales han probado su confiabilidad por la buena correlación que presentan con mediciones de temperatura insitu. La dependencia de la temperatura para la razón catión/protón y la concentración de ácidos débiles no disociados en aguas geotérmicas es mostrada en la tabla 3.4.

Tabla 3.4 Ecuaciones en función de la temperatura de moléculas disueltas y de la razón catión/protón (Arnorsson et al., 1983).

RAZÓN ESPECIE / ION	FUNCIÓN DE LA TEMPERATURA	LOG K	
		DESVIACIÓN MEDIA	DESVIACIÓN ESTANDAR
Log H_4SiO_4	$-0.588-0.00441T-1515.21/T+1.347\text{Log}T$	0.06	0.05
Log H_2CO_3	$-1.794-0.0051T-4469.63/T+4.1414\text{Log}T$	0.30	0.26
Log H_2S	$-1.678-0.00355T-5071.05/T+3.8889\text{Log}T$	0.36	0.33
Log H_2SO_4	$-6.436-0.03906T-13335.68/T+14.7958\text{Log}T$	0.57	0.48
Log $a\text{Na}^+/a\text{H}^+$	$2.694+0.02023T+4243.47/T-6.2069\text{Log}T$	0.14	0.12
Log $a\text{K}^+/a\text{H}^+$	$2.505+0.01971T+3325.71/T-5.7814\text{Log}T$	0.12	0.09
Log $\sqrt{a}\text{Ca}^{++}/a\text{H}^+$	$1.733+0.01117T+3890.51/T-3.9977\text{Log}T$	0.17	0.12
Log $\sqrt{a}\text{Mg}^{++}/a\text{H}^+$	$1.816+0.01078T+3727.48/T-4.1640\text{Log}T$	0.34	0.27

Arnorsson et al., (1983) demostraron que la razón de $a\text{Na}^+/a\text{H}^+$, $a\text{K}^+/a\text{H}^+$, $\sqrt{a}\text{Ca}^{++}/a\text{H}^+$, $\sqrt{a}\text{Mg}^{++}/a\text{H}^+$ y la actividad de las especies disueltas, como H_2CO_3 , H_2SO_4 , H_2S , H_4SiO_4 son siempre fijas a la temperatura a la cual se lleva a cabo el equilibrio agua-roca. Conociendo esta relación se facilita la derivación de ecuaciones empíricas, las cuales relacionan las razones y concentración de moléculas disueltas, con la temperatura de los fluidos.

Esas ecuaciones combinadas con otras curvas de solubilidad de ciertos minerales (por ejemplo, anhidrita, cuarzo, calcedonia y calcita) pueden ayudar a obtener información mas precisa del estado de equilibrio entre el fluido y la roca. Además de comprobar la confiabilidad del uso de geotermómetros químicos, y finalmente, puede ayudar en la descripción de que proceso es el responsable de que no se logre el equilibrio, por ejemplo mezcla, ebullición, precipitación, etc.

Para obtener la línea de saturación y/o de equilibrio para cada especie, se calcularon las constantes de equilibrio teóricas para las especies disueltas y razones catión/protón, y están referidas en la tabla 3.5. Esto a partir de las ecuaciones desarrolladas por Arnorsson et al., (1983). Los cálculos se efectuaron en un rango de 0 a 374.2°C.

Tabla 3.5 Constantes de equilibrio para especies disueltas y razones catión/protón en función de la temperatura.

Componente	TEMPERATURA								
	0	50	100	150	200	250	300	350	374.2
Log H_4SiO_4	-4.06	-3.32	-2.83	-2.49	-2.27	-2.13	-2.04	-1.99	-2.0
Log H_2CO_3	-9.46	-6.88	-5.02	-3.64	-2.57	-1.75	-1.09	-0.57	-0.36
Log H_2S	-11.74	-8.76	-6.59	-4.95	-3.67	-2.66	-1.84	-1.16	-0.88
Log H_2SO_4	-29.90	-23.21	-18.70	-15.62	-13.52	-12.14	-11.28	-10.83	-10.73
Log aNa^+/aH^+	8.64	6.79	5.65	4.98	4.63	4.51	4.57	4.76	4.90
Log aK^+/aH^+	5.98	4.66	3.90	3.52	3.39	3.45	3.65	3.97	4.15
Log $\sqrt{aCa^{++}/aH^+}$	9.29	7.35	6.04	5.15	4.54	4.14	3.90	3.76	3.74
Log $\sqrt{aMg^{++}/aH^+}$	8.27	6.38	5.12	4.25	3.65	3.26	3.01	3.12	3.10

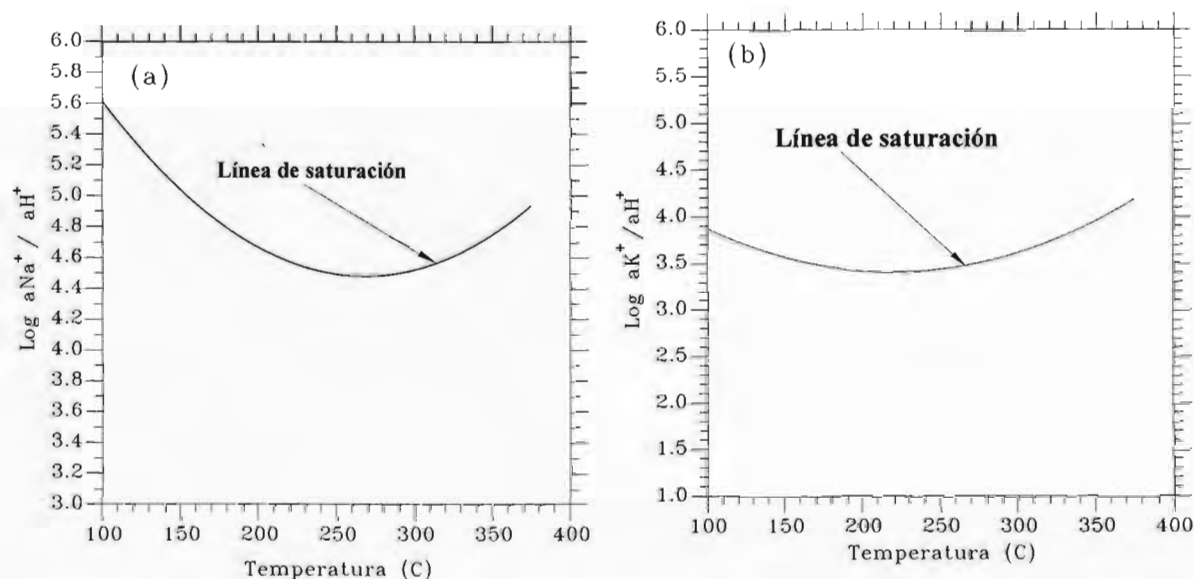


Fig. 14. Logaritmo de las razones catión/protón contra la temperatura. (a) $\log aNa^+/aH^+$, (b) $\log aK^+/aH^+$.

En las figuras 14 y 15 se presentan gráficamente las constantes de equilibrio para las razones catión/protón y para las especies H_4SiO_4 y H_2CO_3 . Las temperaturas de referencia son estimadas por el geotermómetro de Na/K (Fournier, 1979). Utilizando las constantes de equilibrio referidas en la tabla 3.4 para cada una de las razones catión/protón y las especies

H_4SiO_4 y H_2CO_3 se elaboran dichas gráficas. Las razones catión/protón se representan en un rango de temperaturas de 100 a 374.2°C , dentro del cual se ubican los tres campos estudiados. Las cuales servirán para establecer similitudes entre ellos, así como sus diferencias. Las figuras con los datos de los campos serán integradas e interpretadas en el capítulo de análisis de resultados (Capítulo 5).

Al igual que las razones catión/protón, en la figura 15 se presentan las especies H_4SiO_4 y H_2CO_3 . También se hicieron los cálculos en un rango de temperaturas de 100 a 374.2°C , con el fin de que los campos estudiados se ubiquen dentro de este rango. Las figuras con los datos de los campos serán integradas e interpretadas en el capítulo de análisis de resultados (Capítulo 5).

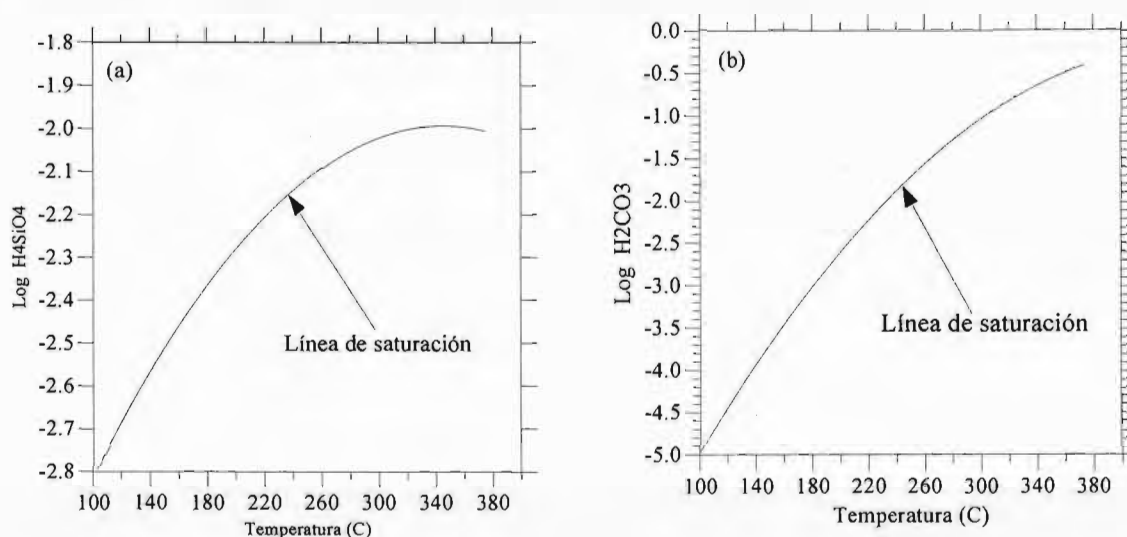


Fig. 15. Logaritmo de las especies de H_4SiO_4 y H_2CO_3 contra temperatura.

Avances recientes para entender lo que ocurre en los procesos de interacción solución-mineral fueron discutidos por Ellis y Mahon (1977), Helgeson (1968) y Giggenbach (1980). Dichas investigaciones fueron realizadas a partir de datos experimentales y de trabajos de campo. Giggenbach (1980) demostró que la distribución de las fases minerales a través de un sistema geotérmico refleja la conversión gradual de las fases termodinámicamente inestables a través de una serie de fases metaestables para formar asociaciones secundarias termodinámicamente estables. La estabilidad de las fases fue

evaluada a partir de sus solubilidades, el silicato de aluminio menos soluble representa la fase termodinámica más estable bajo ciertas condiciones. También se concluye que ciertas asociaciones de minerales secundarios en sistemas geotérmicos, son buenos indicadores de las condiciones de interacción mineral/fluido, que son evaluados a partir de diagramas de estabilidad mineral multicomponente.

3.7. ESTIMACIÓN DE LAS TEMPERATURAS DE YACIMIENTO

Con la ayuda de la geotermometría de solutos y modelos de mezcla, es posible estimar las condiciones de equilibrio en el yacimiento geotérmico. La geotermometría constituye uno de los métodos más importantes usados en la determinación indirecta de las temperaturas de fondo. Estos geotermómetros están basados en las reacciones químicas entre solutos y minerales, y se aplican a los fluidos geotérmicos, a partir del análisis que se realiza a las descargas superficiales de los pozos. Por tanto, se debe tener cuidado en la aplicación de los mismos. Esto es, se debe cumplir con las suposiciones básicas para que la temperatura estimada sea confiable.

Las suposiciones más elementales en la aplicación de geotermómetros, ya sean catiónicos o de fase gaseosa, son tres: 1) que el equilibrio entre los solutos/gases y minerales se lleva a cabo en el yacimiento geotérmico, 2) que las reacciones químicas son lo suficientemente lentas para que no alteren las concentraciones de los solutos, o gases, mientras estos ascienden a la superficie y 3) que los elementos usados como geotermómetros deben estar presentes en el yacimiento en una abundancia relativa (Arnorsson, 1991). Los geotermómetros que más comúnmente se aplican para determinar las temperaturas de fondo, son los de fase líquida y gaseosa. Aunque también se han desarrollado geotermómetros basados en razones isotópicas.

En el caso de los geotermómetros catiónicos, varias calibraciones han sido propuestas para los geotermómetros de cuarzo y calcedonia por Fournier y Rowe (1966), Fournier (1977), Ragnarsdottir y Walther (1983), Fournier (1973), Arnorsson et al., (1983). La calibración

del geotermómetro de cuarzo está basada en datos experimentales sobre la solubilidad del cuarzo. La ecuación dada por Fournier (1977) se considera que es la mejor (Tabla 3.6).

Tabla 3.6 Ecuaciones del geotermómetro de sílice para estimar las temperaturas de fondo. Las concentraciones deben estar en mg/kg.

Geotermómetro	Ecuación	Referencia
Amorfa	$t = \frac{1000}{4.5 - \log C} - 273.15$	Giggenbach et al., 1983
Calcedonia	$t = \frac{1032}{4.69 - \log C} - 273.15$	Fournier (1977)
Calcedonia	$t = \frac{1112}{4.91 - \log C} - 273.15$	Arnorsson et al., (1983)
Calcedonia ^a	$t = \frac{1182}{5.09 - \log C} - 273.15$	Fournier (1977)
Calcedonia ^a	$t = \frac{1264}{5.31 - \log C} - 273.15$	Arnorsson et al.,(1983)
Cuarzo	$T = -42.198 + 0.28831C - 3.6686 \times 10^{-4}C^2 + 3.1665 \times 10^{-7}C^3 + 77.0341 \log C$	Fournier (1977)
Cuarzo ^a	$T = -53.500 + 0.11236C - 0.5559 \times 10^{-4}C^2 + 0.1772 \times 10^{-7}C^3 + 88.390 \log C$	Arnorsson (1975)

C representa las concentraciones de SiO₂. (^a)Suponiendo ebullición adiabática con máxima pérdida de vapor.

El geotermómetro de la calcedonia también está basado en experimentos sobre solubilidad Fournier (1973), aunque Arnorsson et al., (1983) propusieron una ecuación basada en datos de pozos. Esta ecuación difiere un poco de la primera basada sobre datos experimentales de Fournier (1973).

Muchas ecuaciones han sido presentadas para el geotermómetro de Na/K. Por ejemplo están las ecuaciones propuestas por Fournier y Truesdell (1973), Truesdell (1975), Fournier

y Potter (1979), Tonani (1980), Arnorsson et al., (1983), Nieva y Nieva (1987), Giggenbach (1988). Las ecuaciones presentadas por ellos están basadas en datos de pozos y todos son aplicables dentro del rango de temperaturas de 100 a 275°C. La discrepancia aumenta conforme la temperatura disminuye (Figura 16). En otras palabras la ecuación dada por Tonani (1980) es muy similar a la ecuación dada por Arnorsson et al., (1983) debajo de los 100°C, pero la discrepancia se incrementa cuando la temperatura aumenta. La ecuación de Fournier (1979) estima temperaturas más altas en todas las razones de Na/K. Recientemente, Verma y Santoyo (1997) aplicaron un tratamiento estadístico para estimar la propagación del error en el geotermómetro de Na^+/K^+ .

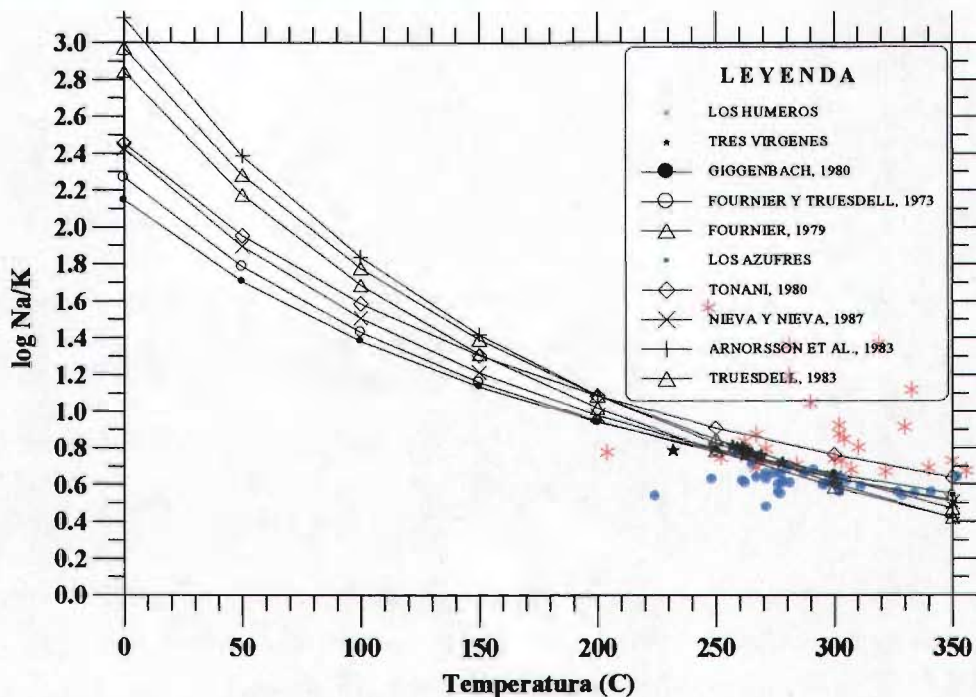


Fig. 16. Ecuaciones de temperatura propuestas por varios autores para el geotermómetro de Na/K, desplegadas como una variación en el log Na/K contra temperatura. Se anexan los datos de pozos de los campos estudiados.

Arnorsson (2000) presentó una nueva versión de los geotermómetros de Na^+/K^+ y cuarzo. Sin embargo, de acuerdo con Verma (2002), es necesario demostrar termodinámicamente que la razón Na^+/K^+ es solamente una función de la temperatura en reacciones geoquímicas. Se debe establecer la validez de los conceptos fundamentales, ya que según Verma (2002) se están violando las leyes fundamentales de la termodinámica química. Finalmente concluye que es más apropiado estimar las temperaturas del reservorio

geotérmico, usando el geotermómetro de cuarzo en vez de ecuaciones bivariantes, tales como la razón de Na^+/K^+ .

En la tabla 3.7 están referidos los diferentes geotermómetros propuestos por diferentes investigadores, además se establecen los rangos de temperatura en los cuales se pueden aplicar dichas ecuaciones.

Tabla 3.7 Ecuaciones de geotermómetros catiónicos en °C. Las concentraciones de los solutos deben estar en ppm.

Geotermómetro	Ecuación	Referencia
Na-K	$t = (777/0.700 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Fournier y Truesdell (1973)
Na-K	$t = (854/0.857 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Truesdell (1975)
Na-K	$t = (1217/1.483 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Fournier (1979)
Na-K	$t = (883/0.780 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Tonani (1980)
Na-K	$t = (1319/1.699 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Arnorsson et al., (1983)
Na-K ^a	$t = (1178/1.470 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Nieva y Nieva (1987)
Na-K	$t = (1390/1.750 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Giggenbach (1988)
Na-Li	$t = (1195/0.130 + \log \text{Na/Li}) - 273.15$	Fouillac y Michard (1981)
Na-Li	$t = (1590/0.779 + \log \text{Na/Li}) - 273.15$	Kharaka y Mariner (1988)
Na-Ca	$t = (1097/2.37 + \log \text{Na}/\sqrt{\text{Ca}}) - 273.15$	Tonani (1980)
K-Ca	$t = (1930/2.92 + \log \text{Na}/\sqrt{\text{Ca}}) - 273.15$	Tonani (1980)
K-Mg	$t = (4410/14.00 - \log \text{K}^2/\text{Mg}) - 273.15$	Giggenbach (1988)
Li-Mg	$t = (2200/5.47 + \log \text{Li}/\sqrt{\text{Mg}}) - 273.15$	Kharaka y Mariner (1988)
Na-K-Ca-Mg ^{b, c}	$t = (16000/3 \log \text{Na/K} + 3 \log \text{Ca}/(\text{Na})^2 - \log \text{Mg}/(\text{Na})^2 + 44.67) - 273.15$	Nieva y Nieva (1987)
Na-K-Ca	$t = (1647/\log \text{Na/K} + \beta \log \sqrt{\text{Ca}}/(\text{Na}) + 2.24) - 273.15$	Fournier y Truesdell (1973)
$\beta = 4/3$ para $t < 100^\circ\text{C}$ y $\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na} > 1$; $\beta = 1/3$ para $t > 100^\circ\text{C}$ y $\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na} < 1$. Las concentraciones son en moles/kg		

(a) Aplicable a aguas con temperatura de Na-K > 125°C y la suma de miliequivalentes (TMEQ) de Na, K, Ca y Mg > 8 y además %Mg < 3.5. (b) Aplicable a aguas con temperatura de Na-K < 125°C o TMEQ < 8 o %Mg > 3.5. (c) $\sqrt{\text{Mg}}/\text{Na} > 1.7$. (d) $\sqrt{\text{Mg}}/\text{Na} < 1.7$ y $\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na} < 2.6$. (e) $\sqrt{\text{Mg}}/\text{Na} < 1.7$ y $\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na} > 2.6$

Muchas técnicas para evaluar las temperaturas de equilibrio de gases, están basadas en coeficientes de actividad relativamente complejos, que involucran cuatro o más especies. La mayor desventaja de esto, es la incertidumbre que resulta de la suposición de que todos los reactivos estén presentes en la muestra, en proporciones representativas del ambiente en equilibrio, que se encuentra a profundidad. El grado de incertidumbre se incrementa con el número de constituyentes, ya que cada uno puede estar afectado en diferente grado por procesos secundarios causados por ejemplo, por diferentes velocidades cinéticas, o por la respuesta a los cambios en temperatura y presión, o del potencial redox, durante el ascenso de la mezcla de los fluidos a la superficie (Giggenbach, 1987). De los gases geotérmicos el hidrógeno es uno de los que más rápidamente reaccionan con los cambios de temperatura y del potencial redox (Giggenbach, 1987). Como fue puntualizado por Taran (1986), la mayoría de los geotermómetros con multicomponentes que involucran CH_4 y NH_3 son realmente geotermómetros de hidrógeno. Su aparente éxito con los gases descargados por pozos se debe en gran parte a la rápida respuesta del hidrógeno y a la gran fuerza con la que aparece en las correspondientes expresiones de equilibrio, que pasan por alto las variaciones de los otros componentes involucrados. De acuerdo con esta conclusión, Taran (1986) presentó una relación basada en el contenido absoluto del H_2 que se encuentra en el vapor de las descargas. Una desventaja de esta aproximación es la elevada sensibilidad de los geotermómetros basados en reacciones univariantes, tal como el geotermómetro de la sílice, a diluciones secundarias o posteriores a la ebullición, recondensación y a la necesidad de determinar relaciones representativas de la razón gas/agua. Esto último puede obtenerse con cierta confiabilidad, solo en descargas de pozos. La mayoría de estos problemas se resuelven formulando relaciones de concentraciones isomolares con otro constituyente de buen “comportamiento”.

De los constituyentes de los gases el CO_2 y H_2S , han sido empleados por Arnorsson y Gunnlaugsson (1985) para proponer geotermómetros basados en las relaciones H_2/CO_2 , aunque con éxito limitado. Estos dos constituyentes son considerados más solubles en cualquier líquido coexistente que el H_2 . Por tanto, las relaciones propuestas son de esperarse que sean fuertemente afectadas por procesos secundarios de ebullición y recondensación. También tanto el CO_2 como el H_2S son mucho más lentos en su respuesta a

los cambios de condiciones, y a ser afectados por una serie de procesos diferentes a los que controlan al contenido de H_2 . El He y el N_2 muestran una solubilidad similar al comportamiento del H_2 , pero deben excluirse de ser buena pareja con el H_2 debido a su concentración tan variable e indefinida en fluidos termales. El metano (CH_4) es adecuado para formarse bajo condiciones de equilibrio, pero parece ser que se desliza del sistema H_2 a temperaturas menores de $250^\circ C$.

Estudios de equilibrio en muchos campos geotérmicos de alta temperatura ($> 200^\circ C$) indican que la temperatura dependiente del equilibrio gas-gas y/o mineral-gas, controlan las concentraciones de los gases como CO_2 , H_2S , H_2 , N_2 , NH_3 y CH_4 en reservorios geotérmicos (Arnorsson, 1991).

La temperatura en reservorios geotérmicos de líquido dominante, a menudo sigue el punto de ebullición con la profundidad. En tales reservorios, algo de vapor está presente en la zona donde existe una intensa ebullición. Las concentraciones de gas, en los fluidos del yacimiento en estado de equilibrio mineral/soluto, se incrementan conforme aumenta la fracción de vapor, particularmente de los gases menos solubles en agua. Sin embargo, la fracción de vapor en sistemas geotérmicos de líquido dominante, se ha visto que generalmente tiene poco efecto sobre el contenido de gas de ese fluido.

Arnorsson (1991), D'Amore y Panichi (1980), Taran (1986) y Giggenbach (1991), propusieron geotermómetros aplicables a los gases descargados por fumarolas y pozos geotérmicos. Arnorsson (1991) propuso 6 ecuaciones, de las cuales 3 están basadas sobre las concentraciones de CO_2 , H_2S e H_2 respectivamente, dos sobre las razones CO_2/H_2 y H_2/H_2S y una sobre la reacción de Fischer-Tropsch.

La calibración de estos geotermómetros, fue basada sobre datos de perforación de pozos y para la reacción Fischer-Tropsch se usaron datos termodinámicos para calibrar el geotermómetro basado en esta reacción. Las temperaturas, a las cuales el equilibrio gas/mineral se logra a la presión atmosférica, suponen que la ebullición es de tipo adiabático.

Tabla 3.8 Ecuaciones para estimar temperaturas de yacimiento en (°C) por medio de geotermómetros de gases. Las concentraciones de los gases deben estar en mmol/mol de vapor.

Geotermómetro	Ecuación	Referencia
H ₂ -Ar	$t = 70(2.5 + \log(H_2/Ar))$	Giggenbach (1991)
CO ₂ -Ar	$\text{Log}CO_2/Ar = 0.0277t - 7.53 + 2048/(t+273)$	Giggenbach (1991)
CH ₄ -CO ₂	$t = (4625)/(10.4 + \log(X_{CH_4}/X_{CO_2})) - 273.15$	Giggenbach (1991)
CO ₂ -CH ₄ -H ₂ -H ₂ S ^a	$t = 24775/D + B + 36.05$	D Amore (1980)
H ₂ S	$t = 246.7 + 44.81\log(H_2S)$	Arnorsson (1991)
H ₂ S	$t = 173.2 + 65.04\log(H_2S)$	Arnorsson (1991)
H ₂	$t = 277.2 + 20.99\log(H_2)$	Arnorsson (1991)
H ₂	$t = 212.2 + 36.59\log(H_2)$	Arnorsson (1991)
CO ₂ /H ₂	$t = 311.7 + 66.72\log(CO_2/H_2)$	Arnorsson (1991)
CO ₂ /H ₂	$t = 341.7 + 27.58\log(CO_2/H_2)$	Arnorsson (1991)
H ₂ S/H ₂	$t = 304.1 + 39.48\log(H_2S/H_2)$	Arnorsson (1991)

^a $D = 2\log CH_4/CO_2 - 6\log H_2/CO_2 - 3\log H_2S/CO_2$, $B = 7\log P_{CO_2}$; $P_{CO_2} = 0.1$ atm si $CO_2 < 75\%$ del gas total en % volumen. $P_{CO_2} = 1$ atm si el $CO_2 > 75\%$ del gas total en % volumen. $P_{CO_2} = 10$ atm si $CO_2 > 75\%$ del gas total en % volumen y que él $CH_4 > 2H_2$ y $H_2S > 2H_2$.

3.8. PROCESOS FÍSICOS

Arnorsson et al., (1983), Fournier (1977) demostraron que procesos tales como ebullición, desgasificación, enfriamiento, dilución con fluidos mas fríos y la cinética de la interacción agua-roca, son los principales causantes de que algunos minerales se desvíen de su estado de equilibrio original, y que a altas temperaturas se lleva a cabo el equilibrio entre solutos y minerales de alteración.

Ellis y Mahon (1977), propusieron un método para determinar los procesos físicos que ocurren en yacimientos geotérmicos en explotación. El procedimiento está sustentado en los cambios que sufren los cloruros, debido a procesos físicos que ocurren en el yacimiento, los cuales se grafican contra la temperatura obtenida por el geotermómetro de la sílice. Utilizaron el cloruro, porque es uno de los elementos que se determinan con más precisión

y la sílice porque es muy sensible a los procesos de mezcla. Este tipo de interpretación ayuda considerablemente a entender los patrones y tendencia del flujo durante la producción del campo. Dependiendo de la pendiente de la línea se pueden interpretar varios procesos tales como, evaporación, ebullición, dilución, condensación, pérdida y ganancia de vapor (Figura 17).

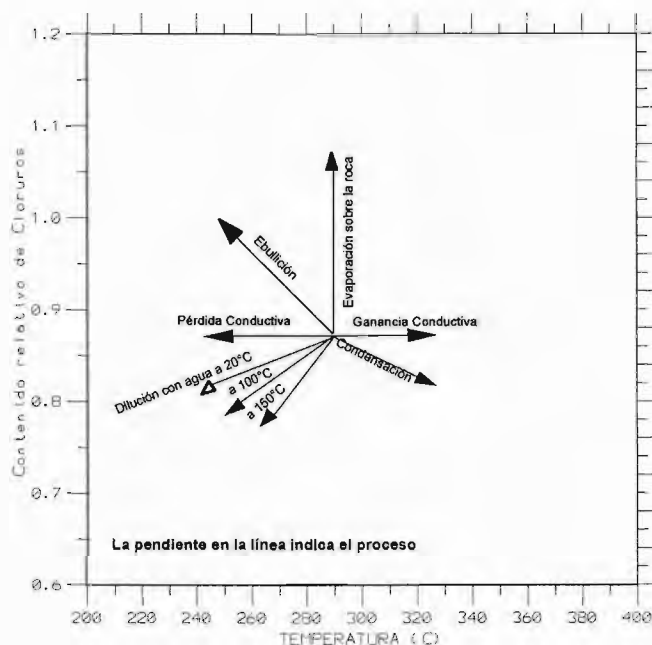


Fig. 17. Pendiente de las líneas indicando los cambios de cloruros en el agua profunda relacionados con varios procesos físicos en el yacimiento (Ellis y Mahon, 1977).

3.9.- DEPOSITACIÓN MINERAL

La depositación mineral, corrosión, e incrustación, pueden causar problemas en la explotación de campos geotérmicos. La incrustación más común se debe a óxidos de hierro, sílice amorfa, calcita y aragonita. La depositación mineral está directamente asociada con la temperatura, y depende del equilibrio mineral/soluto. La depositación mineral, como regla general ocurre cuando el fluido (agua), alcanza un estado sobresaturado con algún mineral en particular, y esto ocurre cuando hay una ebullición intensa, y posteriormente un enfriamiento. De este modo, al entender como un mineral se desvía de su estado de

equilibrio, en respuesta a los procesos físicos, se puede anticipar y controlar los problemas de incrustación.

3.9.1. INCRUSTACIÓN DE SÍLICE.

Las incrustaciones de sílice son muy comunes en la mayoría de los sistemas geotérmicos. La sílice forma diferentes tipos de incrustación, dependiendo de la temperatura de la salmuera. A temperaturas altas deposita la cristobalita y el cuarzo, así como también silicatos cristalinos de aluminio y magnesio, tales como el talco, la vermiculita. A temperaturas bajas, predominan las incrustaciones de sílice amorfa. En el caso de altas temperaturas, la depositación de los minerales está controlada por su solubilidad. Sin embargo, en el caso del cuarzo la velocidad de precipitación no depende únicamente del grado de sobresaturación, sino que está controlada cinéticamente por la temperatura. Esto quiere decir que a temperaturas arriba de 300°C la precipitación de sílice es muy rápida.

Las incrustaciones de sílice amorfa ocurren por dos mecanismos diferentes: Uno es la depositación molecular, la cual generalmente es muy lenta y se lleva a cabo cuando la sobresaturación no es muy grande, el otro es por polimerización de la sílice monomérica, o ácido monosilícico vía nucleación homogénea, hasta la formación de partículas coloidales. En este caso, el mecanismo está controlado por la cinética de la polimerización. Este mecanismo ocurre únicamente cuando se alcanza un alto grado de sobresaturación, ocasionando serios problemas de incrustación.

Todos los fluidos geotérmicos contienen sólidos disueltos. La cantidad varía considerablemente, de 100 mg/l (Islandia) hasta 250,000 mg/l (Salton Sea). Esos elementos químicos están disueltos en el agua bajo condiciones de elevadas temperaturas y presiones. Durante la explotación de un campo, el fluido es traído a la superficie y el calor es extraído en una o dos formas. En el primer caso, el fluido geotérmico es conductivamente enfriado, y como la solubilidad de la mayoría de los minerales es baja a bajas temperaturas, hay la posibilidad de que haya depositación de algunas de las especies disueltas. En el segundo caso, más bien como enfriamiento, se tiene un fluido concentrado debido a la remoción de

un 30% de agua como vapor, y entonces la probabilidad de que haya depositación es mayor.

Excepto para unos pocos casos aislados, hay solamente dos compuestos químicos que son responsables de la incrustación. Esos son la sílice y el carbonato de calcio (CaCO_3).

La depositación de la sílice puede ser explicada convenientemente de dos formas o secciones: La **termodinámica** y **cinética** de la depositación. La termodinámica de las soluciones de sílice nos ayuda a entender que es lo que pasa con la sílice cuando eventualmente se logra el equilibrio. Mientras que la cinética trata de explicar que tan rápido se logra dicho equilibrio. Entonces se deben considerar cada uno de esos aspectos por separado.

La sílice existe en la naturaleza de diferentes formas: cuarzo, tridimita, cristobalita, sílice amorfa y otros. El cuarzo es la forma más abundante de la sílice en la naturaleza. Alrededor de las rocas de la mayoría de los reservorios geotérmicos contienen cuarzo, y este se disuelve en el agua caliente. Arriba de 200°C , se considera generalmente que el cuarzo está en equilibrio entre el sólido y las especies disueltas, de acuerdo con la siguiente reacción:



Cuando el agua caliente está en el subsuelo, está en equilibrio con cuarzo. Sin embargo, la forma de la sílice que precipita en la superficie es sílice amorfa. La sílice amorfa no tiene estructura cristalina y es más soluble que el cuarzo. La solubilidad de la sílice amorfa ha sido medida a diferentes presiones de vapor saturado (Fournier y Rowe, 1966). Las solubilidades de sílice amorfa y cuarzo se muestran en la figura 18.

De tal forma que cuando las aguas geotérmicas son traídas a la superficie, la diferencia de las solubilidades entre sílice amorfa y cuarzo presenta una considerable caída en la temperatura antes de que la solución se sobresature con respecto a la sílice amorfa. Por

ejemplo, si se supone que existe un enfriamiento de tipo adiabático con máxima pérdida de vapor, la temperatura de reservorio que se obtiene de la saturación de sílice amorfa a 100°C es del orden de 220°C (Figura 18).

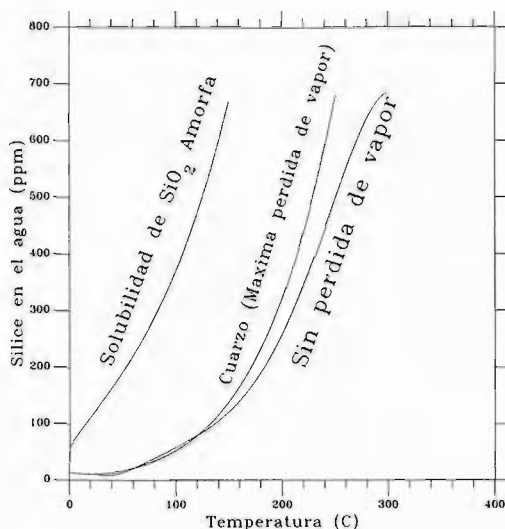


Fig. 18. Solubilidad de sílice Amorfa y cuarzo, como una función de la temperatura (Truesdell y Fournier, 1976).

La solubilidad de la sílice es fuertemente influenciada por varios factores tales como, presencia de otras sales, presión, disociación química y otras formas de sílice. Conforme se incrementa la concentración de otras sales (por ejemplo NaCl) la solubilidad de la sílice amorfa y cuarzo disminuyen. Willey (1974), Truesdell y Fournier (1976) encontraron que la solubilidad de sílice amorfa y cuarzo se incrementa linealmente conforme se incrementa la presión. En general, los polimorfos entre el cuarzo y sílice amorfa son importantes para la formación de depósitos de minerales, pero son raramente encontrados en los desarrollos geotérmicos. Con respecto a la disociación química, el cuarzo tiene una estructura cristalina donde, cada átomo de silicio es rodeado por cuatro átomos de oxígeno. Cada átomo de oxígeno es conectado a otro átomo de silicio tetraédrico, y este patrón se repite en tres dimensiones. Cuando éste se disuelve en agua, se forman distintas moléculas de ácido silícico (H_4SiO_4). En solución, esas moléculas se disocian para formar ácidos débiles H_3SiO_4^- .

La solubilidad de la sílice amorfa se incrementa conforme aumenta el pH. Esto tiene una importante repercusión en el diseño de una planta geotérmica. Si la reinyección es considerada, entonces es importante monitorear el estado de saturación con respecto a la sílice amorfa. Un posible camino que puede ayudar en esta situación es incrementar el pH del agua separada. Por ejemplo, si se usan dos etapas en la separación del vapor (doble flasheo) en lugar de un solo flasheo, entonces mas CO_2 es extraído junto con la fase vapor, y consecuentemente, el pH del resto de la solución se incrementa, quizás esto hace que se incremente la solubilidad de la sílice (Figura 19).

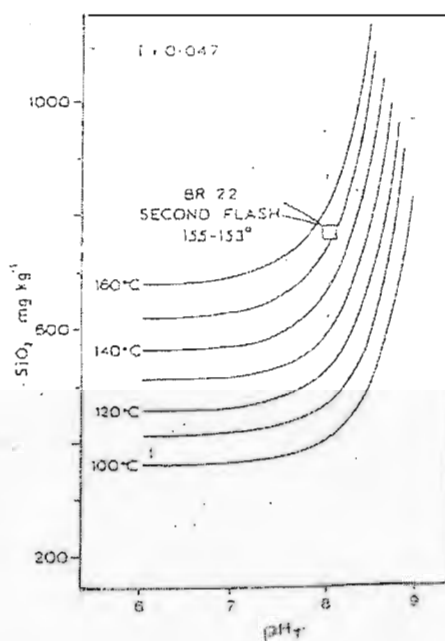


Fig. 19. Solubilidades de la Sílice para diferentes temperaturas para el pozo BR22 (Henley, 1983).

La diferencia en solubilidad entre el cuarzo y sílice amorfa, permite la explotación de un sistema geotérmico sin la posibilidad de incrustación de sílice. Hay que recordar, que el fluido profundo está saturado con respecto al cuarzo, pero insaturado con respecto a la sílice amorfa. Cuando este fluido es sometido a una pérdida de vapor por expansionamiento adiabático, hay dos efectos producto de esto: Primero, la concentración de sílice en el agua separada se incrementa por efecto de la pérdida de vapor. En segundo lugar, la caída de

temperatura del agua separada, producto de la disminución de la presión, ocasiona que la solubilidad de la sílice disminuya.

Una definición final, es requerida para tener un tratamiento completo sobre los aspectos termodinámicos de la depositación de la sílice. Esto es la definición de la razón de saturación, la cual es definida como la razón de la concentración de sílice en solución dividida entre la solubilidad en equilibrio a las mismas condiciones.

Si $Q > K$ entonces la solución está sobresaturada, y la depositación de sílice es posible, si $Q = K$, entonces está exactamente en equilibrio y si $Q < K$, entonces la solución está insaturada, y en este caso, no se espera depositación de SiO_2 .

Sin embargo, los aspectos cinéticos son los que determinan la velocidad a la cual una solución sobresaturada con respecto a la sílice deposita. En la práctica, soluciones de sílice algunas veces tardan mucho tiempo en alcanzar el equilibrio. Por ejemplo, aunque todas las aguas separadas están sobresaturadas con respecto al cuarzo, casi nunca se ha visto que deposite en un sistema geotérmico activo. La cinética de la depositación de la sílice se encarga de estimar la velocidad a la cual una solución sobresaturada con respecto a la sílice deposita. Esta área de la química de la sílice es mucho menos predecible que los aspectos termodinámicos, y hasta ahora no es bien entendida ni cuantificada por completo. Sin embargo, no todo está perdido. La termodinámica representa el peor caso posible, y los efectos cinéticos tienden a ser más flexibles en la solución de problemas de depositación de sílice. Experimentos de laboratorio, y observaciones de campo, han demostrado que hay una serie de factores que afectan la cinética de la depositación de la sílice. Algunos de los más importantes son: Grado de sobresaturación, pH, Temperatura, Gasto másico, Aireación y otros iones en solución (Brown, 2002).

En general, la depositación de la sílice sigue uno de los dos posibles mecanismos: 1) La formación preliminar de un coloide y su subsiguiente precipitación. 2) Depositación directa sobre superficies sólidas. El producto del primer mecanismo es normalmente un producto poroso, de baja densidad, algunas veces no muy adhesivo, depósito blando, mientras que el

segundo tiende a dar un depósito vítreo, muy duro, difícil de remover, y por consecuencia es un producto de muy alta densidad. Iler (1979) describió los mecanismos de las diferentes etapas de formación y depositación de sílice. Estos son, depositación coloidal, formación de coloides, formación de un coloide, nucleación, maduración, crecimiento, formación de la incrustación y su depositación final.

3.9.2. INCRUSTACIÓN DE CALCITA

Una de las principales incrustaciones en sistemas geotérmicos es la calcita. El carbonato de calcio existe en tres diferentes formas cristalinas y son: calcita, aragonita y vaterita. La calcita es termodinámicamente más estable, pero la aragonita puede depositar bajo ciertas condiciones a bajas temperaturas. Se supone que el fluido geotérmico en el yacimiento está en equilibrio con la calcita a la temperatura de yacimiento y entonces se ven claramente los efectos del flasheo y disminución de temperatura.

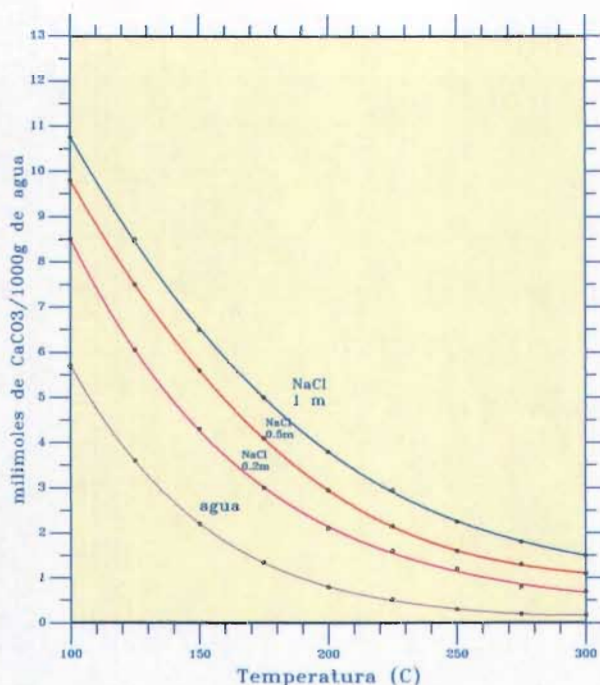


Fig. 20. Solubilidad de la calcita en agua y en soluciones de NaCl a una presión de CO₂ de 12 atm (Ellis y Goldin, 1963).

La calcita es uno de los pocos minerales que se caracteriza por tener una solubilidad inversa, es decir es más soluble a bajas temperaturas. Sin embargo, el fenómeno que contribuye significativamente en la depositación de la calcita es la separación de CO_2 . Cuando el contenido de gas disuelto en la salmuera del reservorio es alto, se depositarán grandes cantidades de calcita en forma casi instantánea cuando ocurra la separación de dicho gas. Además la solubilidad de la calcita se incrementa también con el contenido de sales (Figura 20).

Ellis (1963), experimentó el comportamiento de la solubilidad de la calcita en soluciones conteniendo CO_2 . Concluyó que la solubilidad del mineral decrece conforme aumenta la temperatura (Figura 20). Los datos experimentales para la solubilidad de la calcita de la figura 20 pueden ser usados para derivar las constantes de equilibrio (K) para la reacción de solubilidad en el rango de temperaturas considerado (100° a 300°C).

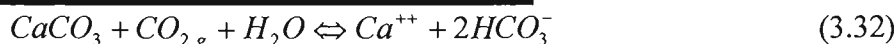
El flasheo de los fluidos geotérmicos es un problema en la depositación de calcita por dos razones. La primera es, cuando el vapor es extraído del fluido, la solución tiende a concentrarse. Sin embargo, ¿es este realmente el problema?. De acuerdo con mediciones de pérdida de vapor durante el expansionamiento y disminución de la temperatura se ha visto que la concentración de la solución por flasheo no es la causa de la depositación de la calcita, o se ha visto muy poco efecto del flasheo. El carbonato de calcio que está en solución puede ser representado por:



A los pHs comúnmente encontrados en sistemas geotérmicos, hay muy poco $\text{CO}_3^{=}$ presente. La mayoría del CO_2 está presente como HCO_3^- o H_2CO_3 (CO_2 disuelto) y el valor de las constantes de disociación de estos ácidos débiles a 100°C son $\text{pK}=10.16$ (HCO_3^-) y 6.42 (H_2CO_3) respectivamente. Cuando el fluido ebulle una mayor proporción del CO_2 es distribuido en la fase vapor, de acuerdo con las siguientes reacciones:



Esta última reacción (3.29) es la que nos interesa debido a que cuando el CO_2 se pierde de la solución o fase líquida, se forman iones de carbonato y esos pueden reaccionar con calcio para dar depositación de carbonato de calcio. Por tanto, el flasheo podría inducir la depositación de calcita por pérdida de CO_2 de la solución. Si tomamos las dos reacciones que describen la depositación de calcita, podemos agregar una reacción la cual nos ayuda a describir el efecto por pérdida de CO_2 .



Se puede ver en las ecuaciones anteriores, que conforme el CO_2 es extraído del sistema la reacción tiende a irse hacia la izquierda y provocar que deposite más $CaCO_3$. Ahora bien, de acuerdo con la experiencia la calcita puede depositar donde haya una expansión, o alguna perturbación de flujo en el pozo, esto origina que haya un flasheo localizado el cual puede permitir que deposite la calcita.

Los factores que afectan el transporte y depositación de carbonato en sistemas hidrotermales han sido discutidos en detalle por Holland y Malinin (1979). La solubilidad de carbonatos está fuertemente influenciada por el pH, P_{CO_2} , temperatura y la presencia de otras sales disueltas. Los carbonatos de Na^+ , K^+ , y Li^+ son relativamente solubles a todas las temperaturas y generalmente precipitan solamente donde hay extrema evaporación. En cambio los carbonatos de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Sr^+ y Ba^+ son moderadamente solubles y comúnmente precipitan en sistemas hidrotermales. La calcita es por todo esto el más abundante e importante carbonato encontrado en un ambiente hipertermal. Sin embargo, existen datos de solubilidad para cualquiera de los otros carbonatos a condiciones hidrotermales. Por tanto, después de revisar brevemente el sistema CO_2 -agua, la discusión

deberá enfocarse hacia el transporte y deposición de la calcita en soluciones hidrotermales. El comportamiento de otros carbonatos en soluciones hidrotermales es similar al de la calcita.

Giggenbach (1980) derivó una ecuación que expresa la dependencia del coeficiente de distribución del CO_2 entre la fase vapor y la fase líquida en función de la temperatura. Henley et al., (1984) desarrollaron un método para calcular la concentración de CO_2 que permanece en la fase líquida para cuando todos los gases involucrados permanecen en contacto con el fluido durante la ebullición provocada por una despresurización de tipo adiabática.

Arnorsson (1978) calculó específicamente la cantidad y el lugar de la deposición de calcita en pozos geotérmicos de Islandia. Los resultados de sus cálculos, mostraron que el pH cambia y que el agua se sobresatura con respecto a la calcita durante la ebullición de tipo adiabática en una sola etapa. Tello (1996) encontró que el agua de la mayoría de los pozos de Las Tres Vírgenes presentaba sobresaturación con respecto a la calcita y concluyó que en esas condiciones habría deposición de este mineral en la zona de flasheo. Mas tarde se comprobó por medio de análisis químicos que la incrustación en la zona de flasheo de los pozos Lv-1 y Lv-3 se debía principalmente a CaCO_3 (Tello, 1997).

3.9.3. PROBLEMAS TÍPICOS EN SISTEMAS GEOTÉRMICOS

Basados sobre evidencias de operación y el conocimiento del diseño de plantas geotérmicas, es posible identificar las áreas donde la formación de incrustaciones y/o corrosión puede presentar un serio problema en la eficiencia de las plantas. El pozo mismo es un área problema. Las salmueras extraídas a la superficie se van enfriando y concentrando en grandes cantidades a partir de la ebullición de líquido. Las áreas dentro del pozo donde ocurre una evaporación intensa, producto de la expansión adiabática de la fase líquida en el interior del tubo son susceptibles a la formación de incrustaciones. Los separadores e intercambiadores son otras áreas problema, donde la concentración y

enfriamiento de las salmueras es probable que precipiten sales en la pared de los equipos (Tello, 1995).

Las tuberías que transportan salmueras calientes y/o vapor son también un problema potencial en la formación de incrustaciones. Las válvulas y codos pueden ser particularmente sensibles a la formación de depósitos y si llegan a fallar representa un serio problema en la producción de electricidad. Para las plantas de ciclo binario la formación de incrustación en el intercambiador de calor, puede reducir severamente la transferencia de calor de la salmuera al fluido de trabajo (izo butano).

Ahora bien, en el caso específico de los campos de Los Humeros, Los Azufres y Las Tres Vírgenes, se han presentado serios problemas de corrosión e incrustación tanto en el pozo mismo como en tuberías, equipos y canales en superficie.

En dos pozos de los Humeros (H-4 y H-11) se presentó corrosión severa en el pozo mismo y en las válvulas superficiales. En el agua separada se detectaron pH de hasta 3.3 (Tabla 3.9). Otros pozos registraron pHs bajos aunque no presentaron problemas fuertes de corrosión. En otros pozos corrosión severa y depositación de sílice se presentó en la parte interna del pozo. Esta, se presentó aparentemente por la presencia de HCl en la fase vapor (Tello, 1989a). Otro pozo de Humeros (H-1) se profundizó debido a la presencia de depósitos de calcita principalmente.

Tabla 3.9 Pozos con fluidos ácidos del campo geotérmico de Los Humeros que presentaron problemas severos de corrosión.

POZO No	FECHA dd/mm/aa	Ho Kj/kg	Cond. Elec. µmhos/cm	Orificio mm	pH	Las Concentraciones están dadas en ppm.										
						Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	B	SiO ₂	Li	As
H-4	24/08/80	S.D.	1050	50.8	3.30	4.3	3.6	N.A.	N.A.	N.A.	9.4	0.0	1796	350	N.A.	N.A.
H-4	23/08/82	S.D.	825	50.8	3.65	20.4	7.8	1.58	N.A.	344.8	2.7	0.0	1460	225	N.A.	N.A.
H-4	21/04/03	S.D.	1220	50.8	4.95	130	NA	N.A.	N.A.	333.2	16.3	36.6	376.5	371.8	N.A.	N.A.
H-11	27/02/86	S.D.	2100	50.8	4.85	90	17	1.8	N.A.	589.6	5.8	0.7	808	919	N.A.	N.A.
H-11	15/03/86	S.D.	2500	50.8	4.76	133	25	2.7	N.A.	764.3	N.A.	2.2	963	N.A.	N.A.	N.A.
H-11	17/04/86	S.D.	2300	50.8	4.85	146	24	2.0	N.A.	736	N.A.	0.9	1147	N.A.	N.A.	N.A.
H-15	19/05/89	S.D.	520	50.8	4.60	110	4.2	0.4	0.04	9.8	93.8	N.A.	103	654	N.A.	N.A.
H-19	30/03/87	1747	4400	50.8	4.90	404	41	9.5	0.15	54	114	N.A.	437	1305	0.9	N.A.
H-34	26/03/96	S.D.	270	50.8	4.94	48	19	0.6	0.02	8.4	7.3	4.8	4631	487	0.27	16.1
H-35	08/05/96	S.D.	390	50.8	5.02	95	11	1.2	0.01	9.8	86.2	5.1	3412	377	0.3	76.8

En pozos de las Tres Vírgenes los problemas más serios han sido los depósitos de calcita formados en la zona de flasheo de la mayoría de los pozos y superficialmente el problema que se debe resolver es la depositación de sílice en las líneas de conducción del agua separada (Tello, 1996). Las tuberías que conducen el agua separada para inyección son un serio problema en el campo de Los Azufres. La velocidad de depositación de sílice amorfa es muy grande y se tienen que limpiar frecuentemente (Reyes y Rodríguez, 2001).

En el campo de Matzukawa, Japón muchos pozos producen al principio una mezcla de vapor y agua ligeramente ácida rica en SO_4^- , más tarde, cambian a vapor saturado o seco. Durante la etapa en la que producen vapor húmedo depositan incrustaciones de SiO_2 , Fe^{2+} , K^+ y $CaSO_4$ en el cabezal, separadores y equipo de bombeo (Ellis y Mahon, 1977). La composición química de la incrustación fue controlada por la fracción de vapor, composición química del agua, y el pH.

Los pozos de Salton Sea producen agua a altas temperaturas (320° - $350^{\circ}C$) la cual deposita incrustaciones de sílice negra y dura en su tubería de revestimiento (Ellis y Mahon, 1977). Tales incrustaciones contienen altas concentraciones de Fe^{2+} , Cu^{2+} , AgS , así como, Ag^+ metálica.

Algunos pozos de Broadlands depositan en los vertederos un precipitado rojo rico en antimonio y sulfuros de arsénico y conteniendo concentraciones significativas de talio, Hg, Au, Ag, y Pb (Weissberg, 1969). Precipitados similares fueron detectados en manantiales calientes de esta área y en otras zonas tales como Steamboat Springs, Nevada (Ellis y Mahon, 1977).

Capítulo 4

Desarrollo Experimental

El trabajo experimental se desarrolló en cuatro etapas. La primera consistió en establecer el sitio de muestreo y frecuencia en la obtención de muestras. En la segunda etapa se definieron las técnicas analíticas y elementos por analizar, tanto en muestras de agua, gases y vapor. La creación y depuración de las bases de datos se realizó en la tercera etapa. Finalmente, la cuarta etapa se concretó a la interpretación de los datos aplicando la metodología y conceptos referidos en el capítulo 3. Generalmente estos son los cuatro pasos principales involucrados en investigaciones geoquímicas de fluidos geotérmicos.

4.1. MUESTREO DE FLUIDOS GEOTÉRMICOS.

Después de iniciada la producción (que es el caso que nos ocupa), el monitoreo geoquímico es una de las herramientas más útiles en el rastreo de la respuesta del yacimiento a la explotación, incluyendo recarga, pérdida de presión, incremento de la ebullición. En esta sección daré una descripción de las técnicas de muestreo y tratamiento de las muestras, adoptado por CFE, el cual es necesario para un análisis confiable de los componentes mayores, y algunos elementos traza en muestras de vapor (gases) y agua. Cuando se realizó el muestreo de fluidos geotérmicos se realizaron las mediciones in-situ necesarias y se le dio tratamiento apropiado a las muestras. Las muestras de agua separada y gases de pozos geotérmicos productores y manifestaciones naturales de los tres campos fueron colectadas para análisis químico e isotópico. En todos los casos se realizó de acuerdo con las técnicas propuestas por: Giggenbach (1975), Giggenbach y Goguel (1989), Ellis y Mahon (1977) y Arnorsson (1991).

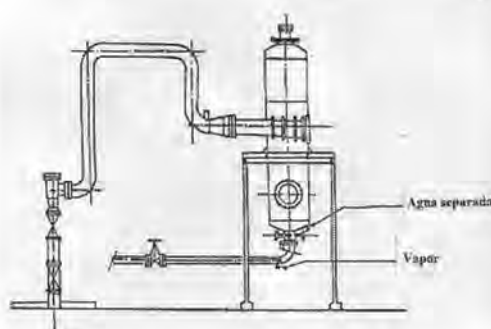


Fig. 21. Sitios de muestreo de agua separada, vapor y gases en pozos integrados a unidad turbogeneradora.

En el caso de pozos integrados a planta de generación las muestras de agua separada (salmuera) fueron tomadas en la línea de agua proveniente ya sea de un separador centrífugo montado en la línea de descarga del cabezal del pozo y a presión de separación (Figura 21) o en el vertedor y a presión atmosférica en pozos en desarrollo (Figura 22). Las muestras de gases, fueron tomadas en la línea de vapor proveniente ya sea de un separador centrífugo montado en la línea de descarga del cabezal del pozo (Figura 21) o de un separador portátil conectado a la línea entre el cabezal y el silenciador (Figura 22). En ambos casos se igualaron las presiones de línea y del separador portátil con la presión de separación.

Para el muestreo de agua de las manifestaciones naturales, se seleccionó el sitio más adecuado de muestreo. Las fumarolas más representativas de los campos fueron muestreadas usando una campana de plástico o acero inoxidable. Las muestras de gases fueron colectadas en una ampolleta de 250 ml evacuada conteniendo 75 ml de una solución de NaOH 4N.

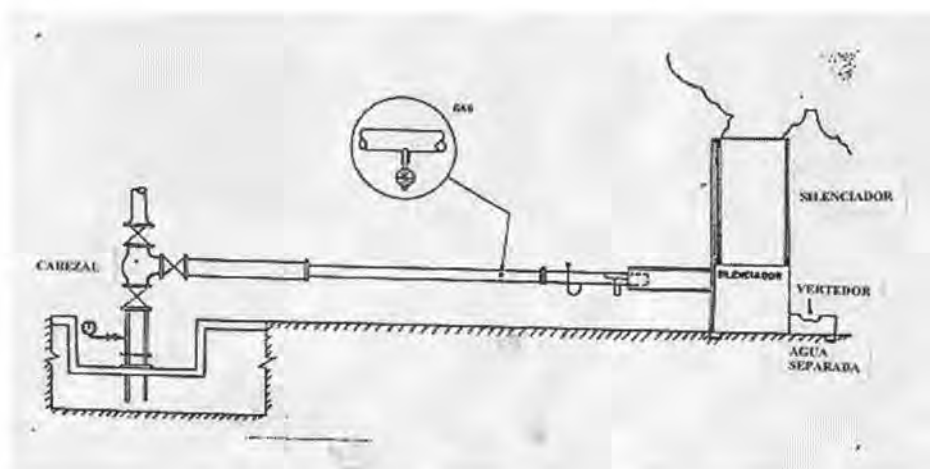


Fig. 22. Sitios de muestreo de agua separada y gases en pozos en desarrollo por silenciador.

Durante la etapa de estudio (1997-2002) se intensificaron las campañas de muestreo de los fluidos de pozos productores e inyectores de los tres sistemas con el fin de realizar análisis químicos e isotópicos más completos. Sin embargo, en los campos estudiados existe un programa de monitoreo continuo de los fluidos. Esto es, se tiene estandarizado un muestreo

sistemático de los fluidos producidos por los pozos, así como, en los inyectores y manifestaciones naturales. Los programas de muestreo contribuyen con información pertinente para optimizar la economía de la explotación.

4.2. ANÁLISIS DE LABORATORIO

Se tuvo la precaución de realizar el análisis lo más pronto posible, debido a que la composición química y el pH de las muestras pueden cambiar con el tiempo. El análisis químico de agua y gases de pozos geotérmicos y manifestaciones termales fueron realizados en los laboratorios geoquímicos de los campos geotérmicos y algunos análisis especiales se realizaron en el laboratorio de geoquímica de la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos en Morelia, Michoacán. Un análisis completo sobre los elementos mayores y traza disueltos en el agua fueron realizados. En la tabla 4.1 están referidos los elementos analizados en el agua de pozos y manifestaciones naturales, así como, la técnica analítica utilizada.

Tabla 4.1 Elementos utilizados en la modelización geoquímica y técnica analítica usada.

Componentes mayores		Componentes traza	
Componente	Técnica Analítica	Componente	Técnica Analítica
pH	Potenciómetro	B	Manitol, E.A.A.
C.E.	Conductivímetro	Li	E.A.A.
Na ⁺	E.A.A.	Rb	E.A.A.
K ⁺	E.A.A.	Cs	E.A.A.
Ca ⁺⁺	E.A.A.	As	E.A.A.
Mg ⁺⁺	E.A.A.	δ ¹⁸ O	E.M.
Cl ⁻	Método de Mohr	δD	E.M.
SO ₄ ⁼	Turbidimétrico		
HCO ₃ ⁻	Titulación		
CO ₃ ⁼	Titulación		
SiO ₂	E.A.A.		

E.A.A.- Espectrometría de Absorción Atómica. E.M.- Espectrometría de masas

Con respecto a los gases en pozos y fumarolas los análisis de los constituyentes mayores fueron realizados por vía húmeda (CO_2 , H_2S y NH_3) y por cromatografía de gases (N_2 , H_2 , CH_4 , Ar, He y O_2).

La composición isotópica de hidrógeno y oxígeno (δD y $\delta^{18}\text{O}$) en ‰ V-SMOW fueron determinados por la reacción del agua con zinc metálico, siguiendo la recomendación de Kendall y Coplen (1985) y por equilibrio de CO_2 con agua, de acuerdo con Epstein y Mayeda (1953) respectivamente. La desviación estándar (1σ) fue de ± 1 ‰ para deuterio y ± 0.1 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$. Los análisis de isótopos estables de (δD y $\delta^{18}\text{O}$) de muestras de agua y vapor fueron analizados en el laboratorio del Instituto de Investigaciones Eléctricas (IIE) en Cuernavaca, Morelos y en el laboratorio de Hidrología Isotópica del Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) en Viena, Austria.

4.2.1. CALIDAD ANALÍTICA Y PRECISIÓN

El tratamiento de datos analíticos en aguas y gases incluye los aspectos fundamentales de un estudio hidrogeoquímico como son, la selección de las muestras –atendiendo su representatividad y la precisión de los análisis químicos-, la clasificación y agrupamiento del tipo de soluciones mediante diagramas hidroquímicos y, en tercer lugar, el estudio de las relaciones interelementales. En la elaboración de cualquier estudio hidrogeoquímico, así como los cálculos para determinar el estado de equilibrio soluto-mineral, la calidad analítica constituye una necesidad intrínseca a dichos planteamientos por lo que, en primer lugar se realizó una comprobación de la exactitud de los análisis químicos mediante el cálculo de un balance de aniones y cationes.

El error de balance de aniones/cationes constituye un indicador de la calidad de los análisis químicos usualmente utilizados por los analistas de aguas, siendo el error permitido función de la conductividad de las soluciones. La expresión utilizada para el cálculo de balance de cationes/aniones en las soluciones geotermales ha sido incorporada en los códigos de modelización geoquímica de los programas WATEQ y WATCH conocida como error de

balance de cargas y definida según la ecuación 4.1 (Nordstrom y Ball, 1989; Arnorsson, 1982).

$$\%Balance = \left[\frac{\sum (m_i z_i)_{cationes} - \sum (m_i z_i)_{aniones}}{\sum (m_i z_i)_{cationes} + \sum (m_i z_i)_{aniones}} \right] * 100 \quad 4.1$$

Debido a que es una costumbre el control preciso de las concentraciones de los constituyentes químicos en aguas naturales, y pequeñas variaciones pueden ser útiles indicadores de diferencias o cambios en los procesos. En la totalidad de las alícuotas provenientes de los diferentes campos estudiados se determinó el balance de cargas analítico y el balance de cargas obtenido a partir del cálculo de especiación de los elementos en solución. Este último presenta mayor capacidad discriminatoria de la consistencia de un análisis químico al no incluir en el cálculo la concentración de especies neutras en disolución. Se consideraron coherentes aquellos análisis químicos que presentan un error de balance <12 % aplicable para aguas diluidas, tales como, manantiales termales y fríos y menor del 2% para salmuera geotérmica (Nordstrom y Ball, 1989; Giggenbach y Goguel, 1989).

4.2.2. DEPURACIÓN DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA.

La depuración de la composición química histórica de los campos se realizó en base a los siguientes criterios:

- 1) Para manantiales termales y fríos el balance iónico debe ser < 12 % de error.
- 2) Para salmuera geotérmica el por ciento de error se consideró menor del 2 %.

Se depuró la información química e isotópica de agua y gases provenientes de los tres campos estudiados. Esto para crear las bases de datos analíticos con información confiable para la interpretación de los procesos que ocurren en el yacimiento, temperaturas de interacción agua-roca y saturación de minerales de alteración. Se revisó el historial químico de los campos desde su inicio hasta la fecha. Por tanto, para el caso de Los Azufres, Michoacán se depuró la información química de los fluidos producidos por los pozos desde 1977 a 2003. La información revisada para el campo de los Humeros, Puebla fue de 1982

hasta 2003. La información química del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes data de 1995 hasta 2003. Los resultados de la depuración de mas de 10 000 series de datos mostraron que un alto porcentaje de las muestras analizadas (90%) no supera el límite de error establecido. Esto sobre los elementos que intervienen en el balance de cargas.

Verma et al., (2002) realizaron una revisión exhaustiva sobre errores analíticos de compuestos tales como SiO_2 en los procesos de intercalibración entre laboratorios que analizan fluidos geotérmicos a nivel mundial. Encontraron que los resultados de una intercalibración de SiO_2 llevada a cabo con estándares comerciales, los valores analíticos fueron consistentes a bajas concentraciones pero a altas concentraciones hubo variaciones significativas. También detectaron que la técnica de dilución es mejor que la inyección directa. Aunque altos factores de dilución también producen una gran incertidumbre en los resultados analíticos (Verma et al., 2002). Esto debido a que la química de la sílice es de vital importancia en la industria geotérmica para estimar temperaturas de reservorio y prevenir la depositación de la sílice durante la producción y reinyección de la salmuera. De ahí entonces la necesidad de una buena calidad analítica.

Una alta calidad analítica de agua separada y gases es fundamental en la modelización geoquímica de sistemas hidrotermales. Sin embargo, de acuerdo con Verma et al., (2002) muy pocos esfuerzos se han realizado para evaluar la certidumbre de los resultados relacionados con errores analíticos. Para asegurar la calidad analítica de laboratorios de geoquímica, Ellis (1976) condujo la primera intercalibración de análisis químicos de agua geotérmica involucrando a muchos países. En dicha intercalibración encontró serias deficiencias en la exactitud de los análisis y la necesidad de realizar una estandarización de las técnicas analíticas (Giggenbach et al., 1992). Consecuentemente, en 1985 el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) inició proyectos de intercalibraciones para aguas geotérmicas como parte integral del proyecto: "Coordinated Research Program on the Application of Isotope and Geochemical Techniques in Geothermal Exploration". Desde entonces, el OIEA ha conducido 4 intercalibraciones de pH , Li^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , F^- , B , As y SiO_2 los cuales fueron analizados en laboratorios de geoquímica involucrados en desarrollos geotérmicos de todo el mundo. Verma y Santoyo (2002)

realizaron un análisis estadístico de los resultados de las intercalibraciones conducidas por el OIEA y concluyeron que para todos los parámetros químicos excepto la sílice, el error analítico se incrementa conforme decrece la concentración y es del mismo orden de magnitud para concentraciones menores de 1 ppm. Similarmente, ellos sugieren que hubo serios problemas tanto en el muestreo como en la técnica analítica usada para sílice y bicarbonatos (HCO_3). Esto debido a que muestras de agua geotérmica fueron distribuidas durante el programa de intercalibraciones del OIEA.

Sin embargo, existen limitaciones en el uso de aguas naturales como muestras para calibración. Primero, las concentraciones reales de las especies químicas disueltas en el agua no son conocidas exactamente. En otras palabras, los valores de referencia para la concentración de cada especie química son desconocidos y consecuentemente es difícil evaluar la calidad analítica de los laboratorios participantes. Segundo, las aguas geotérmicas naturales pueden estar sobresaturadas con respecto a algún mineral. La composición química de esas muestras puede cambiar durante el transporte y almacenaje debido a la precipitación de minerales y/o a la liberación de gases. Esas limitaciones pueden ser evitadas usando estándares comerciales certificados como muestras en los proyectos de intercalibraciones entre laboratorios geoquímicos relacionados con el análisis de aguas geotérmicas.

Tello et al., (2002) realizaron una intercalibración entre los laboratorios de geoquímica de los campos estudiados, usando multiestándares comerciales como muestras. Como resultado ellos encontraron que se avanzó en la certidumbre de los análisis ya que se mejoró bastante en la exactitud del análisis en concentraciones bajas de elementos, tales como, Li^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} . Finalmente se puede concluir que la composición química de los fluidos geotérmicos de los campos que estudié es confiable para hacer una modelización geoquímica. Esto indica que se puede determinar el estado de equilibrio soluto-mineral con buena aproximación y si habrá depositación de minerales durante el proceso de extracción y reinyección de agua separada.

4.3. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS

La interpretación de los datos será de gran ayuda en la planeación y desarrollo sustentable del recurso geotérmico de estos sistemas, ya que no cuentan con un estudio de equilibrio químico completo como el que aquí se presenta.

A partir de la composición química e isotópica de los fluidos geotérmicos y de acuerdo con los fundamentos teóricos, se estableció la génesis de los fluidos geotérmicos aplicando la metodología propuesta por Giggenbach (1991). Dicha aportación se aplicó entre otras cosas para evaluar el estado de equilibrio agua-roca y las temperaturas a las cuales se está efectuando dicho equilibrio. Para cada campo se seleccionaron los pozos húmedos más representativos. Esto es, pozos que producen una mezcla agua-vapor en el cabezal del pozo. De esta manera, los cálculos de equilibrio (o disequilibrio) solución-mineral fueron interpretados como una condición de equilibrio (o disequilibrio) en el reservorio geotérmico (Giggenbach, 1981; 1988 y 1991; Helgeson et al., 1969).

También se estimó la composición química que existe a condiciones de yacimiento y en la descarga total a partir de la composición química analítica de agua separada a condiciones atmosféricas (Arnorsson et al., 1983 y Henley et al., 1984). Así mismo, se definieron los procesos físicos que ocurren en el reservorio geotérmico tales como, evaporación, ebullición, condensación y dilución. Se estableció si el yacimiento es de líquido dominante o de dos fases (Ellis y Mahon, 1977). Para minimizar problemas de incrustación en la zona de producción y/o en superficie se calcularon las diferentes especies químicas para predecir que mineral está sobresaturado y que es factible que deposite (Arnorsson et al., 1983).

Para el cálculo de la especiación química se usó el programa WATCH desarrollado por Arnorsson y Sigurdsson (1982), el cual se aplica específicamente para manejar datos geoquímicos de pozos de vapor húmedo, pozos de agua caliente y manantiales calientes.

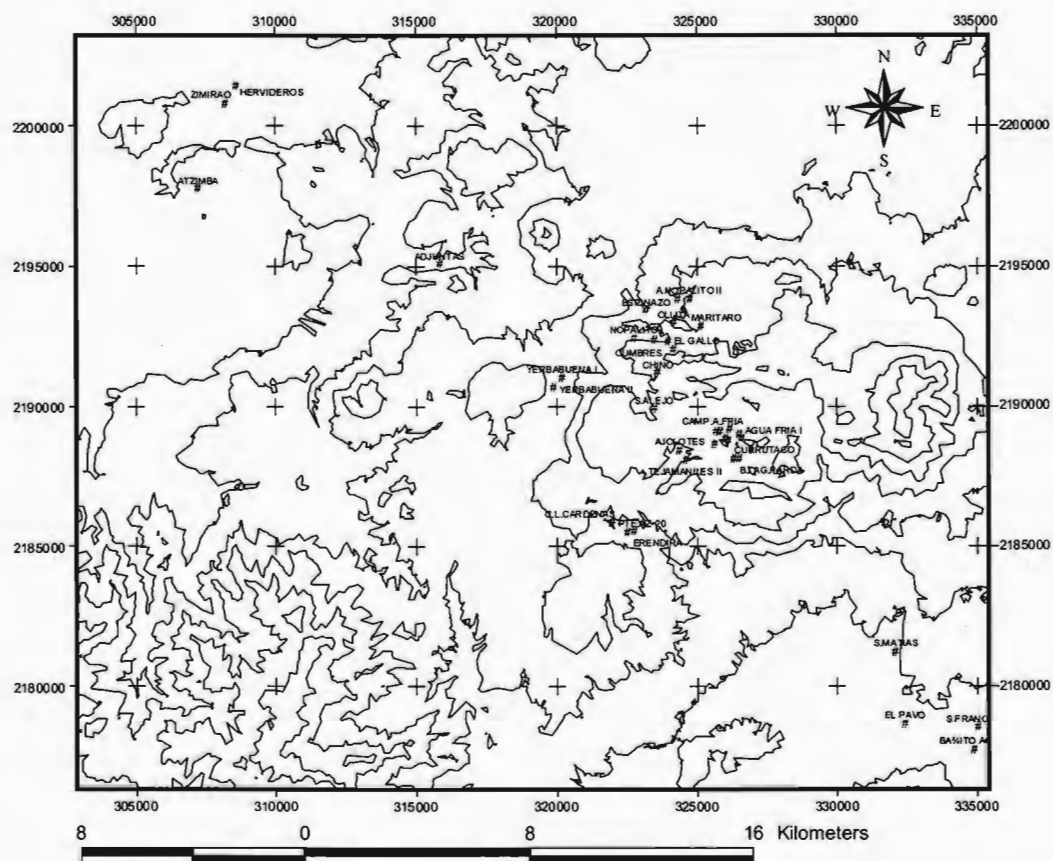
Para estimar la temperatura de los yacimientos estudiados se aplicó la geotermometría de fase líquida y gaseosa propuesta por diferentes investigadores. Los geotermómetros

ciónicos aplicados fueron los de Na/K desarrollados por Fournier (1977), Giggenbach (1988) y Arnorsson et al., (1983), el de K/Mg provisto por Giggenbach (1988), el de SiO₂ y NaKCa propuestos por Fournier (1977) y Fournier y Truesdell (1973) respectivamente. Los geotermómetros de fase gaseosa aplicados para determinar las temperaturas de yacimiento fueron: CO₂/Ar e H₂/Ar desarrollados por Giggenbach (1991) y el de CO₂/H₂ propuesto por Arnorsson (1991).

Toda la interpretación se sustentó en los principios termodinámicos en los cuales se basa el estado de equilibrio soluto-mineral y que han sido ampliamente propuestos por investigadores tales como, Arnorsson et al., (1983), Arnorsson (2000), D'Amore y Panichi (1980), Ellis y Mahon (1977), Giggenbach (1991), Truesdell y Jones (1974), Taran (1986), Verma (2002; 2003).

Capítulo 5

Equilibrio Químico en Sistemas Hidrotermales



Escala

Fig. 23a Localización de manifestaciones termales del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. Ubicados dentro y en la periferia del campo.

5.1. CASO 1: CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS AZUFRES, MICH.

Los fluidos geotérmicos de Los Azufres han sido estudiados durante extensas campañas de exploración principalmente por dos organizaciones mexicanas: La Comisión Federal de Electricidad y el Instituto de Investigaciones Eléctricas. Durante la etapa de explotación varios investigadores han interpretado geoquímicamente los fluidos producidos por los pozos del campo geotérmico de Los Azufres, enfocados principalmente en la concepción del modelo geoquímico del campo (Rodríguez, 1984; Quijano, 1987; Nieva y Quijano, 1991; Santoyo et al., 1991; Tello, H. E. 1991; 1996; 1996a y Tello, L.M. 1997). Torres (2002) concluyó que la composición química de los fluidos geotérmicos de Los Azufres presenta condiciones de cuasi-equilibrio para las reacciones químicas que gobiernan la alteración hidrotermal.

5.1.1. PROCESAMIENTO Y RECOPIACIÓN DE DATOS

La información química que se usó fue generada en investigaciones predoctorales y previas (Tello, 1996a; 1997a; 1998). La tabla 5.1 muestra la composición química del agua separada producida por los pozos. Los fluidos geotérmicos en Los Azufres presentan aguas cloruradas-sódicas con alto contenido de CO_2 , y un pH promedio de 7.4. El contenido de cloruros varía de 2304 a 7398 ppm. El agua separada de Los Azufres presenta altas concentraciones de B, y bajas en Mg^{2+} y Ca^{2+} comparados con otros fluidos geotérmicos del mundo (Nicholson, 1993).

La composición química de la fase gaseosa producida por pozos es relativamente homogénea, el CO_2 representa arriba del 90% de los gases totales presentes (Tabla 5.2). Gases tales como H_2S , NH_3 , H_2 , N_2 ocupan el 9.5 % mientras que Ar, He, y CH_4 están presentes en trazas (Tello, 1998).

Los manantiales termales y fríos en la zona de Los Azufres presentan importantes diferencias químicas (Tabla 5.3). Basados en la composición química, tres grupos de agua han sido identificados asociados a las manifestaciones naturales y al reservorio geotérmico. a) aguas ricas en sulfatos con pH ácido relacionadas con vapor y gases geotérmicos provenientes del reservorio. b) aguas termales con pH neutro, asociadas con la descarga del

yacimiento c) Aguas frías de arroyos, lagunas y manantiales termales. Ramírez et al., (1988), Tello (1997a; 1998) realizaron una interpretación hidrogeoquímica del agua de manantiales termales de Azufres. Las manifestaciones termales están representadas por manantiales calientes algunos con temperaturas superiores a los 90°C; fumarolas, suelos calientes, volcanes de lodo y pequeños lagos de aguas termales.

Tabla 5.1 Composición química de agua separada del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. Los datos están a condiciones atmosféricas.

POZO	FECHA	Ho	Pe	pH	C.E.	Cl	B	HCO ₃	SiO ₂	SO ₄	Na	K	Li	Rb	Cs	Ca	As	Mg	STD
No	dd/mm/aa	kJ/kg	Mpa		µmhos/cm														
										Las concentraciones están dadas en ppm.									
AZ-1	21/08/82	-	-	7.1	11600	4030	320	69	1024	10	2318	639	31.9	6.8	4.3	7.4	32.2		8492
AZ-2	22/11/95	1235	2.40	7.3	11100	3559	263	138	771	22	2057	421	23.2	3.3	3.3	21.0	13.7	0.03	7295
AZ-3	20/05/87	-	-	7.1	9230	3049	257	46	1093	26	1598	440	27.0	2.8	2.8	8.5	21.4	0.05	6572
AZ-4	25/11/95	-	-	6.8	9600	3419	266	40	994	24	1788	498	27.2	3.3	3.2	8.2	26.1	0.02	7096
AZ-5	27/11/95	1912	2.10	6.8	9500	3140	119	87	994	23	1787	452	26.8	3.2	3.2	8.5	25.8	0.02	6669
AZ-7	21/04/80	-	-	7.8	300	2560	200	166	930	35	1533	260	19.9	2.3		62.0	16.7	2.10	5786
AZ-8	28/04/80	-	-	7.9	9000	2780	221	98	1159	18	1660	348	24.0	3.2		16.3	18.8	0.10	6346
AZ-9	25/11/95	1754	0.5	7.2	8500	3930	295	100	1154	17	2065	594	33.1	4.5	4.0	8.9	28.4	0.03	8234
AZ-13	20/09/95	1631	0.80	7.6	7200	3070	136	157	890	41	1787	419	26.6	2.9	2.6	11.8	28.1	0.01	6572
AZ-14	21/08/81	-	-	7.9	355	53	4	130	69	25	31	10	0.3	0.1		20.6	2.7	0.10	346
AZ-15	12/07/84	-	-	6.6	9400	3076	256	20	1100	18	1632	472	27.4	3.1	2.5	6.6	25.8	0.03	6640
AZ-16	21/11/95	-	2.24	7.6	9500	3148	232	93	685	21	1784	387	19.0	1.8	2.6	23.4	16.9	0.02	6413
AZ-16D	21/11/95	2314	0.80	7.0	10900	4883	350	93	691	23	2609	576	24.4	3.7	4.6	81.1	9.4	0.05	9347
AZ-18	24/01/95	1733	1.00	7.1	10700	3463	271	122	765	18	2000	441	24.6	3.5	3.1	24.5	27.5	0.05	7163
AZ-19	10/01/95	1423	1.32	7.5	7250	2495	195	57	952	36	1270	356	20.4	2.3	2.2	5.9	17.6	0.04	5409
AZ-21	01/04/82	-	-	7.9	9800	3201	233	302	329	78	1743	400	29.2	3.8	3.2	23.4	24.6	0.20	6370
AZ-22	22/11/95	1410	4.10	7.2	12500	4399	365	83	1050	23	2321	628	31.8	5.4	4.1	16.4	28.2	0.03	8956
AZ-23	01/04/82	-	-	7.8	9500	3082	244	146	668	16	1686	420	26.7	3.9	2.9	9.0	25.0	0.11	6328
AZ-25	08/05/92	-	-	7.9	9200	2897	227	140	636	14	1716	400	24.3	4.6	2.9	8.8	26.0		6097
AZ-26	22/11/95	1262	2.53	7.5	9500	3111	292	121	844	36	1762	428	25.1	2.4	2.9	19.4	25.2	0.04	6669
AZ-28	25/11/95	1449	0.90	7.0	7800	2642	205	60	959	45	1391	381	21.4	2.6	2.4	5.7	22.6	0.03	5737
AZ-31	13/12/94	-	-	7.5	8300	2553	237	212	555	35	1452	352	20.0	1.7	1.9	16.7	20.6	0.02	5457
AZ-32	20/09/95	2661	3.50	7.7	7500	2304	669	294	767	195	66	276	1.1	1.6	1.5	16.1		1.13	4592
AZ-33	22/11/95	-	1.10	7.2	10600	3688	284	76	880	29	2038	401	21.5	2.1	2.2	30.3	22.9	0.05	7476
AZ-35	09/01/90	2716	0.90	7.4	10250	3544	277	104	900	19	1860	464	25.7	2.9	2.1	19.1	25.9	0.01	7244
AZ-36	28/04/95	1532	2.30	7.5	8100	3053	210	64	773	28	1661	379	19.9	2.4	3.0	26.1	21.3	0.04	6240
AZ-42	23/04/90	1441	2.39	7.2	8200	2673	184	35	1075	22	1438	365	20.7	2.5	2.5	7.2	18.9	0.06	5843
AZ-43	23/11/95	2332	-	7.6	9200	2930	296	143	934	54	1611	394	25.8	2.9	2.8	16.1	29.5	0.40	6440
AZ-45	01/09/94	2112	0.42	7.3	9500	3375	288	52	1060	21	1806	428	27.5	3.1	3.0	11.0	24.6	0.08	7100
AZ-46	22/11/95	1496	1.07	7.4	9500	3156	247	71	852	30	1744	378	20.4	2.2	2.4	23.9	20.6	0.04	6547
AZ-47	15/12/89	-	0.42	7.1	17000	7398	668	97	1174	66	4321	1000	60.3	9.7	7.4	23.7	49.6	0.20	14875
AZ-48	27/04/95	1648	1.87	7.1	9700	3396	258	55	1213	21	1889	488	27.8	4.4	3.5	10.0	22.5	0.10	7388
AZ-49	03/02/87	-	-	8.4	9500	2981	223	593	167	66	2197	523	25.4	3.6	3.9	14.0	16.7	3.60	6817
AZ-51	10/05/88	1315	2.00	7.5	7800	2463	178	73	1001	26	1392	356	20.3	2.9	2.4	3.6	18.0	0.02	5536
AZ-55	20/01/93	1539	0.90	7.4	11300	3813	369	173	915	16	2070	514	27.8	3.8	3.2	16.6	28.6	0.20	7952
AZ-56	23/05/94	1751	0.82	7.0	12375	4217	405	25	1341	17	2338	639	37.4	4.9	4.5	6.5	28.3	0.06	9064

Tabla 5.2 Composición química de gases producidos por pozos de Los Azufres, Mich. Los datos están a condiciones de separación.

POZO No	FECHA dd/mm/aa	Ho kJ/kg	Pc MPa	Ts °C	Xg % vol	CO ₂	H ₂ S	NH ₃	He	H ₂	Ar	N ₂	CH ₄
						Las concentraciones están dadas en % volumen (base seca)							
AZ-2	22/11/95	1235	2.40	194	4.83	96.46	3.54	0.00	0.0022	0.259	0.000	0.000	0.000
AZ-4	25/11/95			148	1.05	78.47	12.89	0.00	0.0000	2.045	0.111	6.483	0.000
AZ-5	27/11/95	1912	2.10	171	14.40	97.12	1.74	0.00	0.0033	0.259	0.007	0.754	0.114
AZ-6	25/11/95	2763	0.70	181	23.94	94.60	0.89	0.00	0.0022	0.415	0.040	4.001	0.062
AZ-9	25/11/95	1754	0.50	176	3.74	92.45	5.04	0.00	0.0000	0.622	0.026	1.686	0.174
AZ-13	20/09/95	1631	0.80	190	9.32	95.52	2.99	0.00	0.0022	0.359	0.011	0.919	0.197
AZ-16	21/11/95		2.24	168	13.02	98.56	1.44	0.00	0.0000	0.000	0.000	0.000	0.000
A16A	21/11/95	2314	0.80	168	14.95	62.84	2.49	0.00	0.0000	0.648	0.425	33.591	0.000
AZ-17	21/11/95	2801	2.90	148	12.90	80.61	1.64	0.00	0.0000	9.534	0.091	8.105	0.019
AZ-18	24/01/95	1733	1.00	178	38.30	98.60	0.72	0.00	0.0011	0.141	0.002	0.460	0.076
AZ-19	10/01/95	1423	1.32	178	1.36	72.89	13.98	3.90	0.0010	7.565	0.022	1.622	0.014
AZ-22	22/11/95	1410	4.10	174	5.75	93.94	3.80	0.00	0.0065	0.556	0.021	1.653	0.027
AZ-26	22/11/95	1262	2.53	175	26.49	97.97	0.56	0.00	0.0033	0.141	0.014	1.182	0.122
AZ-28	25/11/95	1449	0.90	186	2.02	75.40	9.79	5.17	0.0000	7.627	0.030	1.949	0.036
AZ-32	20/09/95	2661	3.50	178	19.50	96.57	2.34	0.00	0.0011	0.268	0.005	0.677	0.144
AZ-33	22/11/95		1.10	175	6.54	94.79	2.99	0.00	0.0022	0.553	0.020	1.604	0.043
AZ-34	26/07/95	2743		151	38.25	98.11	0.74	0.00	0.0022	0.193	0.006	0.803	0.144
AZ-35	09/01/90	2716	0.90	151	21.12	97.48	1.36	0.00	0.0054	0.275	0.038	0.696	0.149
AZ-36	28/04/95	1532	2.30	178	15.52	96.28	1.25	0.00	0.0054	0.417	0.018	1.940	0.092
AZ-37	21/01/91	2786		169	13.38	85.67	1.85	0.00	0.0000	1.146	0.133	11.199	0.000
AZ-38	21/01/91	2715		165	18.83	97.59	1.04	0.00	0.0057	0.300	0.009	0.955	0.102
AZ-41	29/07/89	2795		156	14.99	96.65	2.34	0.00	0.0022	0.231	0.007	0.668	0.103
AZ-42	23/04/90	1441	2.39	164	3.70	93.44	6.56	0.00	0.0000	0.000	0.000	0.000	0.000
AZ-43	23/11/95	2332		179	6.83	94.14	3.39	0.00	0.0011	0.622	0.018	1.564	0.263
AZ-45	22/11/95	2112	0.42	156	2.34	87.94	12.06	0.00	0.0000	0.000	0.000	0.000	0.000
AZ-46	22/11/95	1496	1.07	182	8.66	78.98	2.24	0.00	0.0000	0.549	0.255	17.960	0.010
AZ-47	15/12/89		0.42	156	11.28	96.18	2.41	0.36	0.0000	0.315	0.191	0.475	0.070
AZ-48	27/04/95	1648	1.87	182	2.52	88.01	7.31	1.46	0.0011	0.732	0.092	2.165	0.229
AZ-51	10/05/88	1315	2.00	167	4.35	91.52	4.83	1.20	0.0000	0.721	0.132	1.360	0.239
AZ-55	20/01/93	1539	0.90	112	6.27	95.54	2.61	0.00	0.0011	0.466	0.015	1.302	0.068
AZ-56	23/05/94	1751	0.82	163	3.62	89.30	6.05	0.00	0.0000	1.046	0.494	2.910	0.200

Todas las manifestaciones termales están alineadas y asociadas a fallas y fracturas de dirección E-W (Figura 3). La emergencia de los diferentes tipos de agua está relacionada directamente con la morfología de la zona.

Actualmente la CFE realiza un muestreo sistemático de 62 manantiales termales ubicados dentro y en la periferia del campo. Con el objeto de ver si presentan alguna correlación con los fluidos del yacimiento geotérmico. Además de que sirven como puntos de monitoreo para el control de impacto ambiental, en las aguas subterráneas someras, que pudieran ser modificadas por los efectos de la explotación del recurso geotérmico o la inyección de salmueras al yacimiento (Figura 23a).

Tabla 5.3 Composición química de manantiales termales del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.

Nombre	No	Ts °C	pH	C.E. µmhos/cm	Cl	B	HCO ₃	SiO ₂	SO ₄	Na	K	Li	Rb	Cs	Ca	Mg
Las concentraciones están dadas en ppm																
EL PAVO	1	19	7.1	190	3.0	0.1	110.0	92.9	2.0	10.8	2.5	0.02	0.000	0.00	11.1	9.6
EL TINACO II	3	18	6.9	137	3.6	0.1	82.0	73.4	0.0	7.3	0.9	0.01	0.000	0.00	9.1	13.6
OJO DE AGUA	4	18	7.4	177	4.0	0.1	79.0	75.8	16.8	9.3	3.4	0.01	0.000	0.00	9.7	8.3
BAÑITO AGRIO	5	27	7.3	720	6.0	0.2	139.0	129.1	4.4	61.8	7.3	0.11	0.003	0.01	32.1	62.6
LA VIRGEN	6	20	6.9	340	16.0	0.1	107.6	76.6	30.6	12.6	2.0	0.01	0.000	0.00	25.2	29.9
EL CARCAMO	7	24	6.8	390	4.0	0.1	215.0	107.2	8.0	22.4	4.3	0.03	0.000	0.00	25.6	29.2
SANTA ROSA I	8	27	7.0	1630	7.0	0.3	1135	140.1	10.7	84.0	13.4	0.20	0.020	0.00	127.2	144.2
JARIPEO	10	24	6.8	1130	5.0	0.1	729.5	128.0	9.8	62.2	9.9	0.15	0.013	0.01	91.7	99.6
TUXPAN	11	20	7.5	215	4.1	0.2	133.2	71.3	5.5	7.4	1.1	0.01	0.000	0.00	27.6	14.0
SAN JOSE PURUA	12	33	7.7	1950	172.0	7.0	1181	155.0	7.4	271.0	23.7	2.90	0.070	0.06	121.0	102.6
AGUA BLANCA	13	32	7.3	1820	153.0	5.0	1083	140.7	10.0	231.0	21.0	1.20	0.070	0.06	115.7	98.1
MARAVATIO	14	22	8.0	230	6.0	0.1	158.0	84.1	6.0	20.2	3.3	0.01	0.000	0.00	10.8	17.5
AGUA CALIENTE	15	34	8.0	405	12.3	0.5	256.2	76.6	11.8	46.0	4.3	0.02	0.023	0.00	20.1	13.8
LAS ADJUNTAS	16	39	7.9	300	4.0	0.7	180.0	157.2	30.0	43.1	11.3	0.06	0.000	0.00	14.0	10.4
ZIMIRAO	17	61	8.0	3500	1095	65.0	129.0	307.7	136.0	733.0	48.6	6.30	0.200	0.50	25.5	0.4
LOS HERVIDEROS	18	57	7.6	3200	1154	70.4	144.6	192.5	150.0	763.6	42.6	6.80	0.300	0.60	32.0	0.8
ATZIMBA	19	31	7.4	159	4.7	0.1	93.0	97.6	0.0	16.5	3.7	0.02	0.000	0.00	6.1	5.8
LA HERRADURA	20	32	8.3	340	22.7	0.4	170.8	59.5	26.5	58.5	2.2	0.01	0.000	0.00	14.8	4.6
EL PEDREGAL	21	26	7.8	200	5.1	0.3	117.8	97.3	5.9	16.8	1.3	0.04	0.000	0.00	10.6	15.9
NOPALITO II	23	89	4.4	800	7.6	0.3	10.4	206.0	330.0	4.5	2.5	0.00	0.000	0.00	8.1	5.4
ESP. DEL DIABLO	24	82	4.1	2900	8.0	13.2	5.0	196.0	1180	20.4	10.2	0.10	0.300	0.20	64.7	19.5
MARITARO	25	82	2.5	3500	2.3	3.6		184.2	1180	18.1	3.9	0.00	0.000	0.00	24.5	14.6
LA OLLITA	26	42	3.3	450	4.6	0.3		143.8	108.0	11.7	10.2	0.00	0.000	0.00	8.4	2.8
CUMBRES I	28	88	2.0	7500	5.4	2.5	0.0	309.1	2020	8.8	3.2	0.01	0.000	0.00	3.5	7.6
C. DEL GALLO	30	82	2.7	1620	3.8	4.6		209.4	330.0	9.0	11.4	0.00	0.000	0.00	6.6	2.4
EL CHINO	31	54	3.2	350	6.8	0.6		119.6	88.0	11.6	13.4	0.00	0.040	5.50	3.4	0.6
LAGUNA VERDE	32	35	2.7	6750	1606			420.0	192.0	1041	265.0	6.80	1.600	1.30	26.6	2.2
SAN ALEJO	33	40	3.1	355	5.1	0.2		136.0	64.0	8.8	8.9	0.01	0.025	0.00	2.0	0.2
L. LOS AZUFRES	34	15	6.8	630	144.6	9.1	60.3	100.4	12.8	95.0	11.6	0.02			20.4	6.6
L. PARDA	35	34	3.6	830	46.3	3.5		172.2	378.0	62.5	18.4	0.30	0.020	0.00	14.3	9.0
C. L. PARDA	36	88	6.7	500	4.1	0.3	157.6	187.5	117.0	64.0	13.8	0.21	0.023	0.00	8.2	3.7
CURRUTACO	37	86	1.9	5700	53.0	1.2		276.8	1720	19.9	8.9	0.00		0.00	0.5	0.4
CHIFLADOR	38	90	3.9	2025	33.6	18.3	1.4	236.7	830.0	16.2	7.2	0.00	0.040	0.00	6.5	0.6
PUENTECILLAS	39	75	7.1	860	5.8	4.1		190.0	329.0	141.5	14.9	0.15	0.032	0.01	14.5	2.2
AJOLOTES	40	50	5.9	470	11.8	2.4	89.7	157.2	125.0	66.0	13.4	0.33	0.000	0.00	1.7	0.8
TEJAMANILES II	42	45	6.4	1210	273.1	11.7	88.8	144.2	70.0	238.6	28.4	0.30	0.060	0.00	1.8	0.3
L. CARDENAS	43	42	6.6	720	7.3	0.4	431.0	167.5	27.2	68.1	17.2	0.09			39.5	36.9
BAÑOS ERENDIRA	45	48	6.5	740	6.7	0.5	481.0	128.0	23.4	48.0	12.6	0.11	0.030	0.01	34.8	42.0
AGUA FRIA IV	49	87	2.3	2700	6.6	1.6	0.0	313.2	800.0	14.0	20.1	0.01	0.070	0.00	0.9	0.2
C. AGUA FRIA	51	26	6.4	59	5.0	0.2	32.6	72.0	0.2	8.5	3.9	0.01			0.8	0.2
HIERBABUENA II	52	16	6.7	65	3.6	0.1	39.0	70.1	7.2	6.4	3.3	0.02	0.000	0.00	2.7	0.9
AGUA DE BUCIO	53	15	6.4	72	3.1	0.2	35.9	73.0	1.5	5.8	1.1	0.04	0.000	0.00	3.2	2.3
SAN MATIAS	54	22	7.7	250	3.6	0.0	170.8	102.0	6.4	17.2	2.4	0.03	0.000	0.00	18.0	14.2
MAGALLANES	55	20	6.8	235	5.1	0.2	99.9	47.0	21.0	10.8	1.8	0.01	0.000	0.00	15.7	21.3
SANTA ROSA	57	23	7.8	1320	6.5	0.0	967.5	100.0	12.0	62.1	8.6	0.15			108.2	87.4
TURUNDEO	58	18	7.5	340	10.8	0.0	134.2	70.0	47.0	15.8	1.8	0.00			34.5	12.4
LAS PIEDRITAS	59	81	7.0	340	9.1	2.8	155.9	275.3	29.6	52.4	34.1	0.03	0.080	0.00	4.1	0.8
LA MUERTA	62	41	7.2	175	4.4	0.5	23.4	195.1	54.4	16.3	25.1	0.00	0.030	0.00	2.9	0.2

La tabla 5.4 muestra la composición química de las principales fumarolas y manifestaciones termales del campo. Los análisis están dados a condiciones de separación. Todas las fumarolas presentan temperaturas iguales a la de saturación a la altura de Los

Azufres. A excepción de las fumarolas de La Muerta, El Espinazo del Diablo, Nopalito I y III el resto presentan un contenido de CO₂ arriba del 95% en volumen. El H₂S se encuentra presente en cantidades altas relativamente. El He se detectó en tres fumarolas (Chiflador, Laguna Parda y Plataforma del Az-24), todos ubicados en la zona sur del campo.

Tabla 5.4 Composición química de fumarolas de Los Azufres, Mich. Los datos están dados en mmol/mol base seca. Ts es la temperatura de muestreo.

LUGAR	FECHA	Ts	CO ₂	H ₂ S	NH ₃	He	H ₂	Ar	N ₂	CH ₄
LAG. VERDE	MAYO/1995	91	974.40	12.74	N.A.	0.0000	2.8400	0.0764	9.383	0.536
MARÍTARO	MAYO/1995	91	910.30	73.72	N.A.	0.0000	4.3100	2.9280	8.221	0.494
C. DEL GALLO	MAYO/1995	91	826.80	146.10	N.A.	0.0000	10.3000	2.8700	13.500	0.337
AZ-24 P	MAYO/1995	91	978.10	5.77	N.A.	0.0326	2.4120	0.0489	10.365	3.282
LA MUERTA	MAYO/1995	91	612.20	11.55	N.A.	0.0000	7.0170	2.6480	366.600	0.000
NOPALITO I	MAYO/1995	91	747.00	60.65	N.A.	0.0000	40.5800	0.0000	151.200	0.653
NOPALITO II	MAYO/1995	91	957.10	22.23	N.A.	0.0000	4.8790	0.1134	14.790	0.857
NOPALITO III	MAYO/1995	91	538.10	11.56	N.A.	0.0000	3.9710	3.2240	443.100	0.000
CURRUTACO	MAYO/1995	91	977.60	10.38	N.A.	0.0000	1.9950	1.1310	7.257	1.644
E.DEL DIABLO	MAYO/1995	91	285.00	30.47	N.A.	0.0000	0.5631	10.1000	673.500	0.000
CHIFLADOR	MAYO/1995	91	982.40	5.40	N.A.	0.0233	1.8270	0.0150	7.640	2.695
LAG. PARDA	MAYO/1995	91	977.9	16.61	N.A.	0.0174	0.763	0.4348	3.893	0.3774
AGUA FRÍA	MAYO/1995	91	981.20	5.04	N.A.	0.0000	2.2140	0.0473	8.914	2.551

En la tabla 5.5 están referidos los resultados del análisis del contenido de $\delta^{18}\text{O}$ (oxígeno-18) y δD (deuterio) en el líquido y vapor separado correspondientes al muestreo del 16 de diciembre de 1997. En la misma tabla se especifican las condiciones de operación y muestreo de los pozos.

Los análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD se analizaron en el IIE aplicando las técnicas estandarizadas de Epstein y Mayeda (1953). La medición de $\delta^{18}\text{O}$ se llevó a cabo por el método del equilibrio isotópico con CO₂ (gas) de alta pureza a temperatura constante. Para la determinación de deuterio en agua se utilizó la técnica de Friedman (1953), la cual se hace sobre el gas H₂ obtenido de la reducción cuantitativa a 450°C con zinc metálico en condiciones de alto vacío (Portugal et al., 1994).

El conocimiento de la composición isotópica de la fase líquida en la descarga total es de gran importancia en la predicción de variaciones en la composición isotópica del fluido geotérmico. El cambio en $\delta^{18}\text{O}$ puede ser el resultado de la mezcla de agua meteórica y magmática. De tal forma que al detectar la variación en la composición isotópica de los

fluidos geotérmicos, durante la explotación de un campo geotérmico permite inferir que procesos están ocurriendo en el yacimiento.

A partir de los resultados del análisis del contenido de $\delta^{18}\text{O}$ en el líquido y vapor separado, se calculó la concentración de $\delta^{18}\text{O}$ en la descarga total de los pozos y los resultados se refieren en la Tabla (5.6). Un procedimiento paralelo se siguió con los datos de concentración de deuterio y los resultados están referidos en la misma tabla. Para estos cálculos se utilizaron los procedimientos descritos por Barragán et al., (2000). La corrección de la composición isotópica en la descarga total se obtuvo empleando el procedimiento II ya que se contó con muestras de líquido y vapor. Y el procedimiento III para pozos de vapor (Barragán et al., 2000).

Tabla 5.5 Condiciones de operación y composición isotópica para pozos del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.

POZO	FECHA	Pc Bars	Ts (°C)	Ho KJ/kg	($\delta^{18}\text{O}$)v (‰) _{SMOW}	(δD)v (‰) _{SMOW}	($\delta^{18}\text{O}$)L (‰) _{SMOW}	(δD)L (‰) _{SMOW}
Az-2	16/12/97	28.3	190	1245	-3.28	-51.5	0.22	-39.5
Az-4	18/12/97	11.0	168	1505	-4.87	-65.5	-1.48	-52.0
Az-5	17/12/97	29.0	181	2230	-6.59	-62.0	-2.62	-47.5
Az-6	19/12/97	19.3			-4.57	-57.0		
Az-9	18/12/97	16.5	200	1475	-4.43	-61.5	-1.15	-52.0
Az-13	17/12/97	14.5	197	2590	-4.45	-59.5	-0.75	-46.5
Az-14	17/12/97	29.6	233		-7.47	-58.0	-3.02	-35.0
Az-16	18/12/97	39.3	211		-6.07	-56.0	-1.28	-26.0
Az-16AD	18/12/97	28.3	231		-3.20	-47.5	1.07	-29.0
Az-17	17/12/97	35.2			-9.37	-55.0		
Az-18	17/12/97	20.0	213	2570	-3.64	-58.0	0.87	-35.0
Az-19	18/12/97	40.0	192		-5.79	-67.0	-2.60	-56.0
Az-22	18/12/97	14.5	197	2042	-5.52	-62.5	-0.43	-32.0
Az-25	18/12/97	15.8	181		-5.96	-68.5	-1.04	-38.0
Az-26	16/12/97	11.7	160	1604	-4.14	-66.0	-0.17	-50.0
Az-28	17/12/97	36.5	188	1920	-4.68	-63.5	-1.15	-54.0
Az-30	17/12/97	11.7	187		-5.96	-68.0	-1.13	-43.5
Az-32	17/12/97	37.2	192	2760	-3.29	-59.0	1.06	-35.5
Az-33	16/12/97	22.1	148	2131	-3.93	-60.5	0.52	-40.0
Az-34	16/12/97	38.6		2777	-4.01	-60.0		
Az-35	16/12/97	38.6		2661	-4.46	-58.5		
Az-36	16/12/97	9.0	176	2770	-4.60	-60.5	0.2	-37.0
Az-37	16/12/97	21.4		2773	-4.95	-58.0		
Az-38	16/12/97	31.76		2796	-4.48	-57.0		
Az-41	18/12/97	10.2		2775	-4.72	-60.0		
Az-42	18/12/97	35.2	164		-5.54	-63.0	-1.90	-49.5
Az-43	17/12/97	12.4	180	1850	-4.27	-62.5	-0.83	-53.0
Az-45	18/12/97	44.1	176	2165	-4.60	-64.0	0.03	-40.0
Az-46	16/12/97	11.0	156	2049	-3.63	-54.5	-0.19	-40.5
Az-48	17/12/97	39.3	184	2560	-5.71	-65.0	-0.78	-37.0
Az-62	16/12/97	41.4	202	1893	-4.77	-60.0	-1.45	-51.0
Az-08R	19/12/97	0.73					-0.05	-50.5
Az-15R1	17/12/97	0.73					-1.25	-55.5
Az-15R2	17/12/97	0.73					-0.07	-48.0
Az-52R1	18/12/97	0.73					-0.14	-41.0
Az-52R2	18/12/97	0.73					-0.08	-44.0

Tabla 5.6 Composición isotópica de pozos productores corregida en la descarga total. Utilizando el Procedimiento II y III. Los cloruros están corregidos a condiciones de yacimiento (ppm).

POZO	FECHA	Pc Bars	Ts (°C)	Ho KJ/kg	($\delta^{18}\text{O}$) _{dt} (‰) _{SMOW}	(δD) _{dt} (‰) _{SMOW}	(Cl) _y ppm
Az-2	16/12/97	28.3	190	1245	-0.9	-45.7	2637
Az-4	18/12/97	11.0	168	1505	-3.9	-61.9	2295
Az-5	17/12/97	29.0	181	2230	-6.1	-61.4	2234
Az-6	19/12/97	19.3			-8.1	-54	
Az-9	18/12/97	16.5	200	1475	-2.7	-57.1	2817
Az-13	17/12/97	14.5	197	2590	-4.9	-58.2	2268
Az-16AD	18/12/97	28.3	231		-3.3	-52.9	3517
Az-17	17/12/97	35.2			-9.1	-50.0	
Az-18	17/12/97	20.0	213	2570	-3.9	-55.7	2493
Az-19	18/12/97	40.0	192		-4.8	-57.4	1785
Az-22	18/12/97	14.5	197	2042	-4.2	-53.0	3120
Az-25	18/12/97	15.8	181		-4.4	-53.1	
Az-26	16/12/97	11.7	160	1604	-2.6	-58.0	2209
Az-28	17/12/97	36.5	188	1920	-3.9	-62.4	1926
Az-32	17/12/97	37.2	187	2760	-3.5	-58.8	
Az-33	16/12/97	22.1	192	2131	-2.8	-57.3	
Az-34	16/12/97	38.6		2777	-3.9	-59.0	
Az-35	16/12/97	38.6		2661	-6.2	-61.0	
Az-36	16/12/97	9.0	176	2770	-4.2	-63.0	2189
Az-37	16/12/97	21.4		2773	-5.0	-60.0	
Az-38	16/12/97	31.76		2796	-4.4	-60.0	
Az-41	18/12/97	10.2		2775	-5.2	-60.0	
Az-42	18/12/97	35.2	164		-4.2	-59.8	1855
Az-43	17/12/97	12.4	180	1850	-3.4	-57.0	2195
Az-45	18/12/97	44.1	176	2165	-3.4	-59.3	2319
Az-46	16/12/97	11.0	156	2049	-2.5	-52.8	2282
Az-48	17/12/97	39.3	184	2560	-4.7	-55.0	2463
Az-62	16/12/97	41.4	202	1893	-3.5	-61.2	

También se realizó una compilación de datos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) existentes de manifestaciones termales localizadas dentro y en la periferia del campo geotérmico de Los Azufres. En la década de los ochenta se realizó un muestreo intensivo de manantiales no modificados isotópicamente, fumarolas, manantiales ácidos, lagunas y manantiales localizados al NW y SE del campo (Figura 23a). Se utilizó esta información debido a que no fue posible hacer un muestreo y análisis durante la etapa de investigación. Sin embargo, es importante decir que la información es confiable para correlacionarla con la composición isotópica de fluidos más profundos. Además de que se usará para establecer el modelo de mezcla. La composición isotópica de las manifestaciones termales está referida en la tabla 5.7.

Tabla 5.7 Composición isotópica de manifestaciones termales del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.

NOMBRE	Nº	Temp. de muestreo (°C)	pH	C.E. µmhos/cm	Cl ppm	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW)	δD (‰ SMOW)
Manantiales no modificados isotópicamente							
LOS AZUFRES	34	15	6.8	630	145	-10.53	-70.4
AGUA FRÍA	51	26	6.4	59	5.0	-10.30	-71.4
CHINO	31	54	3.2	350	6.8	-10.15	-70.1
CHINO	31	52	3.2	355	6.8	-10.45	-72.1
SAN ALEJO	33	40	3.1	365	5.1	-10.30	-70.8
ARROYO CHINO	31	51	3.2	345	6.7	-9.98	-70.9
CAÑADA LOBOS		22	6.5	70	6.9	-10.31	-69.2
Manantiales sulfatados ácidos (Ubicados dentro del campo)							
LOS AZUFRES	35	70	3.7	630	10.1	- 8.51	- 65.6
CURRUTACO	37	86	1.9	5700	53.0	+ 0.37	- 25.2
CHIFLADOR	38	90	3.9	2025	33.6	+ 1.18	- 27.9
PUENTECILLAS	39	75	7.1	860	5.8	- 8.88	- 64.2
POZO HEDIONDO		72				- 4.35	- 59.8
AJOLOTES	40	52	5.9	470	11.8	- 8.86	- 64.5
TEJAMANILES	41	54	6.4	1210	273.1	- 8.36	- 63.6
AGUA FRÍA	49	87	2.3	2700	6.6	+ 0.91	- 33.2
MARITARO	25	90	2.5	3500	2.3	+ 6.91	- 17.7
ESPINAZO DEL DIABLO	24	90	4.1	2900	8.0	+ 1.88	- 34.9
NOPALITO III	23	90	4.4	800	4.6	+ 2.36	- 41.5
CERRO DEL GALLO	30	88	2.7	1620	3.8	- 7.19	- 62.1
LA CUMBRE	29	88	2.0	6400	47.5	- 8.12	-64.2
NOPALITO I	27	90	4.4	515	21.6	- 0.60	- 53.3
LAGUNA SECA		56				- 6.73	- 60.7
LAGOS Y LAGUNAS							
LOS AZUFRES	34	35	3.6	830	46.3	- 5.59	- 51.1
LAGUNA VERDE	32	35	2.7	6750	1606	-5.47	- 51.5
LLANO GRANDE		22				- 4.87	- 79.9
LAGUNA LARGA		14				- 9.34	- 65.4
LAGO DE CUITZEO		15				+ 2.61	- 20.7
MANANTIALES LOCALIZADOS AL NW y SE DE LOS AZUFRES							
ERÉNDIRA	45	48	6.5	740	6.7	- 10.1	-68.9
ATZIMBA	19	31	7.4	159	4.7	- 9.7	-72.2
LAS ADJUNTAS	16	39	7.9	300	4.0	- 9.7	-68.9
EL TINACO	2	18	6.9	130	3.6	- 10.5	-69.7
MOTEL MARTÍNEZ		18				- 8.7	-63.3
SANTA ROSA	9	23	6.2	750	7.6	- 9.2	-65.2
SAN LORENZO		23				- 8.9	-62.9
LAS GRUTAS		25				- 8.5	-64.5
LA PILITA		26				- 8.4	-64.0
SAN JOSE PURUA	12	33	7.7	1950	172.0	- 8.3	-65.1
CASA L. CÁRDENAS	43	42	6.6	720	7.3	- 9.8	-70.9
ZIMIRAO	17	92	8.0	3500	1095	-5.87	-65.9
LOS HERVIDEROS	18	57	7.6	3200	1154	-5.76	-58.9
AGUSTIN DEL MAIZ		83	7.3	3500	130.0	-8.52	-68.6
S. JUAN TARARAMEO		81	8.5	4570	280	-8.6	-67.1
AGUSTIN PULQUE		75	8.0	2540	95.8	- 8.69	- 67.0
BARTOLOMÉ CORO		32	7.1	332	10.1	- 9.22	- 69.6

5.1.2. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOQUÍMICAS

La figura 23 muestra el contenido relativo de cloruros, sulfatos y bicarbonatos de los pozos geotérmicos y manantiales termales. Se puede interpretar gráficamente de acuerdo con estos aniones si el agua está relacionada con el yacimiento geotérmico, si son aguas calentadas con vapor o si se trata de aguas periféricas. La presentación de los datos en términos de estos diagramas triangulares tiene la ventaja de que ninguno de los constituyentes es prejuizado, como es el caso de graficar relaciones en donde el constituyente en el denominador asume la función de factor normalizador y por ejemplo no puede ser cero. En contraste con gráficas logarítmicas, las líneas de mezcla en los diagramas triangulares permanecen siempre dentro de líneas rectas.

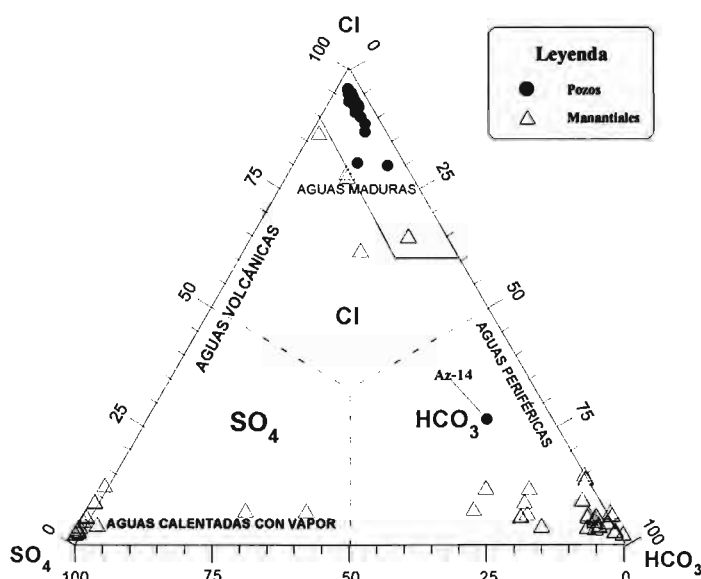


Fig. 23. Contenido relativo de Cl, SO₄ y HCO₃ para pozos y manantiales del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. Gráfico propuesto por Giggenbach (1991)

Con respecto a las manifestaciones termales se identificaron tres grupos de agua (Figura 23): a) SO₄-ácidas, b) cloruradas – sódicas neutras y c) HCO₃-sódicas. Las manifestaciones del grupo (a) se ubican en la región de aguas calentadas con vapor geotérmico y se encuentran a una elevación relativamente alta (> 2600 msnm). El contenido en sulfatos varía de 64 mg/l (San Alejo) a 4300 mg/l (Agua Fría II). Mientras que los manantiales del

grupo (b) producen aguas cloruradas neutras que emergen al oeste en los límites del campo geotérmico y representan una mezcla entre fluidos geotérmicos profundos y agua somera (Tello, 1998; Torres, 2002). Las altas concentraciones de boro 65 ppm (M17) a 70 ppm (M18) y las bajas concentraciones de magnesio 0.4 ppm (M17) a 0.8 ppm (M18), sugieren en primer lugar una circulación profunda de estas aguas a través de la corteza (Tabla 5.3). Además la interacción agua-roca se efectuó a altas temperaturas, ya que la solubilidad de la clorita disminuye conforme se incrementa la temperatura, de ahí se originan las bajas concentraciones de magnesio (Tello, 1996a y 1997a). La composición química de esta agua sugiere que se trata de la descarga lateral del yacimiento profundo de Los Azufres (Figura 23).

El grupo C constituido por manantiales bicarbonatado-sódicos que se ubican en la región de aguas periféricas del campo y presentan bajo contenido de cloruros (<12 mg/l) y baja concentración de boro (<1 mg/l). Sin embargo, presentan altas concentraciones de calcio y magnesio lo que indica que la interacción agua-roca se efectuó a bajas temperaturas (Tello, 1998). El termalismo en este tipo de manantiales se debe al gradiente geotérmico anómalo presente en la zona, aunque realmente se trata de agua meteórica de reciente infiltración.

En relación con el agua que producen los pozos ésta presenta un carácter clorurado-sódico típico de una salmuera geotérmica, y se ubican en la región de aguas equilibradas totalmente (Figura 23). La relación molar Cl/B es baja < 6 lo que indica que la interacción agua-roca se está efectuando a altas temperaturas. Las concentraciones tan bajas de Mg y Ca sugieren lo mismo. Debido a que la clorita y calcita de las cuales dependen estos elementos presentan solubilidad inversa. Esto es, a mayor temperatura presentan menor solubilidad. En cambio se detectan altas concentraciones de SiO_2 lo que caracteriza a este tipo de agua (Tabla 5.1).

Como en el caso de la fase líquida, se puede hacer mejor una evaluación preliminar de las características químicas de la fase vapor a partir de componentes menos reactivos con el objeto de obtener información del posible origen de los componentes gaseosos. El grupo

mas accesible en descargas termales de gases consiste de N_2 , He y Ar. En la figura 24 están graficados los datos de pozos (Tabla 5.2) y fumarolas (Tabla 5.4).

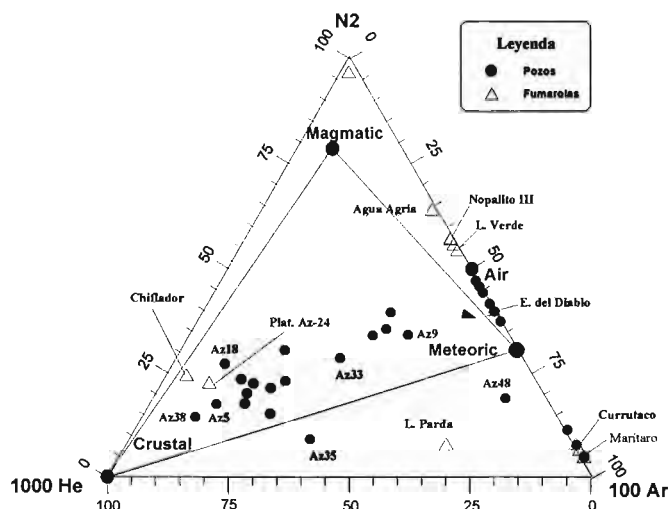


Fig. 24. Contenido relativo de gases de pozos y fumarolas del campo de Los Azufres, Mich. Relación molar N_2 , He y Ar. Gráfico propuesto por Giggenbach (1991)

Existen dos grupos bien definidos de fumarolas (Norte y Sur). Las fumarolas de la zona norte se ubican entre aguas saturadas con aire y gases de origen magmático. Siendo las muestras de Agua Fría las más representativas de gases magmáticos. Las fumarolas de la zona sur se ubican en la región de fluidos de circulación profunda a través de la corteza (Figura 24). Esto sugiere una mayor permanencia de los fluidos en la corteza terrestre y/o bien a que la permeabilidad relativa es menor en la zona sur. Según Viggiano (1987) existen riolitas de baja permeabilidad en la zona sur las cuales actúan como capa sello y están constituidas por la riolita de Agua Fría, lo que origina que los fluidos tardan mas en aflorar a la superficie, esto da como consecuencia que se forme el He por decaimiento radioactivo del H_2 (Tello, 1998). El He solo se detectó en fumarolas de la zona sur tales como, Chiflador, Laguna de Los Azufres (Parda) y Plataforma del Az-24. Las relaciones He/Ar y N_2 /Ar varían de 0.04 a 1.55 y de 211 a 509 respectivamente indicando que el He y N_2 son de origen profundo. Esto debido a que las relaciones He/Ar y N_2 /Ar de las fumarolas son mucho mayores que las relaciones de He/Ar (5.4×10^{-4}) y N_2 /Ar (83) en la atmósfera (Mazor, 1977). La composición química de estas fumarolas y su geotermometría indican que son una descarga vertical del yacimiento geotérmico.

En relación con los gases producidos por los pozos. El Az-9, Az-46 y Az-17 se ubican en la línea de mezcla entre gases de origen magmático y agua somera saturada de aire (Figura 24). El pozo Az-48 se ubica en la zona de aguas modernas saturadas con aire. El alto contenido de He detectado en el resto de los pozos sugieren una muy lenta circulación de los fluidos en la corteza. Existe una tendencia bien definida entre gases de circulación muy profunda (Az-38 y Az-5) y gases de origen atmosférico (aire). Esto se debe a los efectos causados por la inyección de agua separada en los pozos Az-8 y Az-7. Dichos efectos se han detectado en pozos tales como, Az-6, Az-17, Az-33, Az-37 y Az-46 en los cuales el N_2 a variado significativamente y su relación N_2/Ar tiende a equilibrarse con la del aire (Tello, 1998).

5.1.3. ESTADO DE EQUILIBRIO SOLUTO-MINERAL Y GAS-LÍQUIDO

El contenido relativo de Na^+ , K^+ y Mg^{2+} es una técnica que da una indicación automática sobre la aplicabilidad de geoindicadores de solutos iónicos. Se muestran los datos de agua separada de los pozos (Tabla 5.1) y manantiales termales (Tabla 5.3). Este método se usa para estimar el estado de equilibrio agua-roca y la temperatura a la cual se está efectuando dicho equilibrio (Figura 25).

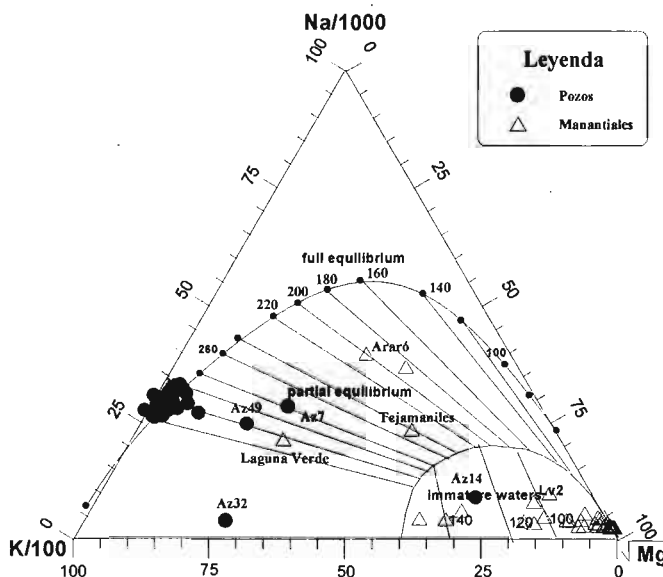


Fig. 25. Evaluación de temperaturas y estado de equilibrio para Los Azufres, Mich. Gráfico propuesto por Giggenbach (1988)

Los manantiales del grupo (a) que emergen en el campo y que son sulfatados-ácidos caen en la región de aguas someras, pero la temperatura del geotermómetro K/Mg es superior a 100°C. Esto reafirma que efectivamente se trata de aguas de reciente infiltración calentadas con vapor geotérmico (Tello, 1998). En cambio los manantiales del grupo (b) clorurados se ubican en la zona de desequilibrio. Las temperaturas a las cuales se está efectuando la interacción agua-roca de estos manantiales oscilan entre 190 y 200°C. La totalidad de los manantiales HCO_3 -sódicos (Grupo c) se ubican en la región de aguas inmaduras indicando origen meteórico y circulación somera. Los manantiales del grupo (a) presentan buena correlación con los fluidos del yacimiento geotérmico (Figura 25). El agua producida por pozos se ubica en la región de equilibrio total cuyas temperaturas de equilibrio oscilan entre 290°C y 340°C.

La evaluación del estado de equilibrio de las aguas termales de Los Azufres (Manantiales y pozos) fue realizada en términos de dos procesos extremos. Disolución inicial y equilibrio total con la roca (Figura 26).

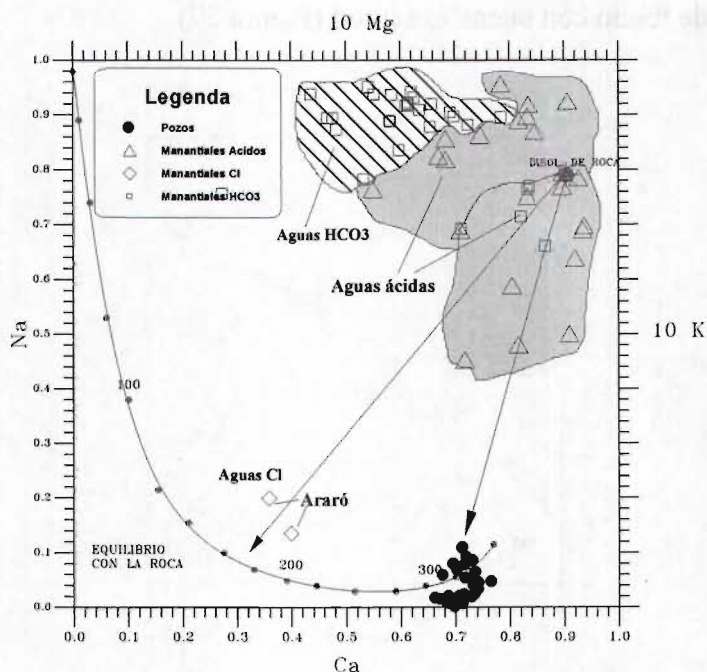


Fig. 26. Evaluación del estado de equilibrio de las aguas termales de Los Azufres, Michoacán. Gráfico propuesto por Giggenbach (1988)

Los manantiales del grupo (a) y los del (grupo c) se ubican cerca de la región que ocupa el proceso inicial que es la disolución de la roca. La descarga natural representada por aguas cloruradas-sódicas del grupo (b) se ubica en la zona intermedia entre ambos procesos. Aunque están más cerca del equilibrio con la roca y casi lo logran a temperaturas entre 180 y 190°C. La existencia de tres grupos de agua refleja que existen tres diferentes ambientes de interacción agua-roca y que los tres presentan distinto grado de avance en su proceso por alcanzar el equilibrio total. Nuevamente se confirma con este método que los manantiales del grupo (a) presentan buena correlación con los fluidos del yacimiento geotérmico. En cambio, la gran mayoría de los pozos geotérmicos se ubican en el proceso final, esto es, en la zona de equilibrio total con la roca. Dicho equilibrio se está efectuando a temperaturas entre 290°C y 340°C, y es similar a las temperaturas estimadas en el diagrama 25.

En sistemas geotérmicos de líquido dominante el equilibrio entre constituyentes gaseosos, puede considerarse que se lleva a cabo en gran parte en forma disuelta. Debido al fraccionamiento que sufren los gases al ascender hacia la superficie, es difícil obtener las temperaturas, a las cuales se efectúa el equilibrio a profundidad, principalmente en manantiales termales. Sin embargo, en pozos geotérmicos se pueden obtener las temperaturas de fondo con buena exactitud (Figura 27).

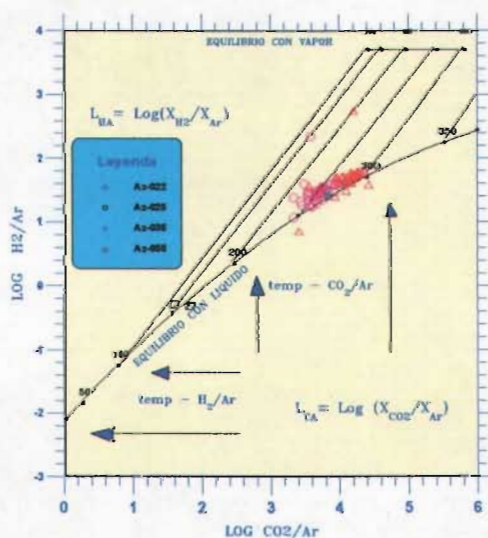


Fig. 27. Evaluación de condiciones de equilibrio H_2/Ar - CO_2/Ar de pozos del sector Agua Fria de Los Azufres, Michoacán. Gráfico propuesto por Giggenbach (1991)

Para demostrar el estado de equilibrio líquido-gas se seleccionaron los pozos Az-022, Az-025, Az-035 y Az-055 del sector de Agua Fría y se graficó el log H_2/Ar contra el log CO_2/Ar (Figura 27). Todos los gases de los pozos se ubican en la línea de equilibrio con la fase líquida y las temperaturas a las cuales se está efectuando el equilibrio gas-líquido coinciden con las temperaturas de equilibrio agua-roca ($\sim 300^\circ C$) estimadas por los dos métodos anteriores representados en las figuras 25 y 26. Esto confirma que los gases del sistema de Los Azufres a profundidad se encuentran en equilibrio con la fase líquida. De acuerdo con los tres métodos anteriores, se puede establecer que se trata de un sistema geotérmico en el cual el equilibrio entre el fluido y los minerales se ha logrado totalmente y que la interacción en el yacimiento se está efectuando a una temperatura de $300^\circ C$.

5.1.4. TEMPERATURAS DE YACIMIENTO Y SU EVOLUCIÓN

Se calcularon las temperaturas de yacimiento aplicando varios geotermómetros catiónicos (Tabla 5.8). Las temperaturas calculadas en muchos pozos son similares con las temperaturas medidas. Las ecuaciones de Na/K propuestas por Arnorsson (1983) y Giggenbach (1980) arrojaron valores promedio de temperatura de $298^\circ C$, la propuesta por Fournier (1979) dio una temperatura promedio de $308^\circ C$. A partir del geotermómetro de NaKCa se calcularon temperaturas promedio de $305^\circ C$ (Fournier y Truesdell, 1973). Una temperatura promedio de $311^\circ C$ fue calculada con el geotermómetro de SiO_2 cuando se asume que la sílice está en equilibrio con la calcedonia (Fournier, 1977). Los geotermómetros en muchos pozos son parecidas con las temperaturas medidas, siendo en términos generales mayores las temperaturas geotermométricas. Esto podría deberse a que los geotermómetros estiman condiciones de yacimiento y no a la entrada del pozo.

Para verificar la evolución de la temperatura del yacimiento con respecto al tiempo se utilizaron las bases de datos históricos y se calcularon las temperaturas de fondo para los pozos Az-18, Az-22 ubicados en la zona sur del campo y el Az-5 ubicado en la parte norte por medio de los geotermómetros de Na/K y sílice (Fournier, 1977; 1979). El geotermómetro de Na/K permanece constante con respecto al tiempo para los pozos Az-5, Az-22 y Az-18. Las temperaturas para los tres pozos oscilan entre $300^\circ C$ a $325^\circ C$ (Figuras

28, 29, 30). El de sílice durante los años 1981 a 1996 se comporta estable y a partir de 1996 a la fecha presenta una tendencia a disminuir en los pozos Az-5 y Az-18 y en el Az-22 los dos geotermómetros tienden a ser iguales. Lo que podría deberse a efectos de ebullición intensa, condensación y por consecuencia dilución en la zona de producción producto del régimen de explotación (Tello, 1996). Las temperaturas estimadas por medio del geotermómetro de sílice propuesto por Arnorsson (1985) es el que dio temperaturas más parecidas a las temperaturas estabilizadas.

Tabla 5.8 Geotermometría de fase líquida para el campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. Los datos están dados en °C.

POZO No	Na/K Fournier, 1979	Na/K Arnorsson, 1982	Na/K Giggensbach, 1980	Na:K:Ca Fournier y Truesdell, 1973	SiO ₂ (Calc) Fournier, 1977	SiO ₂ (Cuarzo) Arnorsson, 1975	Temperaturas medidas	Promedio de los Geotermómetros
AZ-2	287	279	279	289	299	271	280	284
AZ-4	324	312	312	316	337	295	334	319
AZ-5	312	302	302	308	337	296	296	307
AZ-7	267	261	261	274	326	289	258	277
AZ-8	290	282	282	291	362	312	291	301
AZ-9	328	316	316	319	361	312	329	326
AZ-13	303	293	293	301	320	285	271	295
AZ-15	329	316	316	320	353	306	224	309
AZ-16	294	285	285	294	284	261	287	284
AZ-16D	296	287	287	296	285	261	277	284
AZ-18	296	287	287	296	298	270	271	286
AZ-19	325	313	313	317	330	291	277	309
AZ-21	300	291	291	299	202	204	302	270
AZ-22	320	309	309	314	345	301	302	314
AZ-23	310	300	300	306	280	258	296	293
AZ-25	302	293	293	300	274	254	248	281
AZ-26	307	297	297	304	312	280	278	297
AZ-28	322	310	310	315	331	292	302	312
AZ-31	307	297	297	304	257	243	261	281
AZ-33	283	276	276	286	318	283	265	284
AZ-35	311	300	300	306	322	286	276	300
AZ-36	300	291	291	299	300	271	267	288
AZ-42	313	302	302	308	349	304	295	310
AZ-43	308	298	298	305	327	289	262	298
AZ-45	304	295	295	302	347	302	278	303
AZ-46	294	285	285	294	313	280	274	289
AZ-47	301	292	292	300	364	314	352	316
AZ-48	315	304	304	309	370	317	311	319
AZ-49	305	295	295	302	145	162	298	257
AZ-51	313	303	303	308	338	296	301	309
AZ-55	310	299	299	306	324	287	281	301
AZ-56	322	310	310	315	387	330	327	329
La temperatura promedio de yacimiento estimada por geotermómetros para este campo: 298°C								
Promedio	308	298	298	305	311	278	288	298

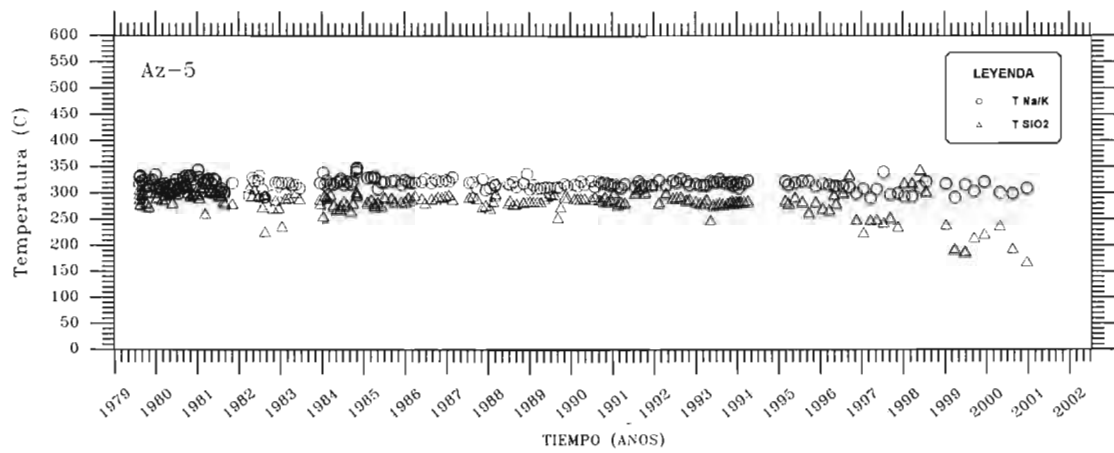


Fig. 28. Geotermómetros de Na/K y SiO₂ contra el tiempo para el pozo Az-005. Los Azufres, Mich.

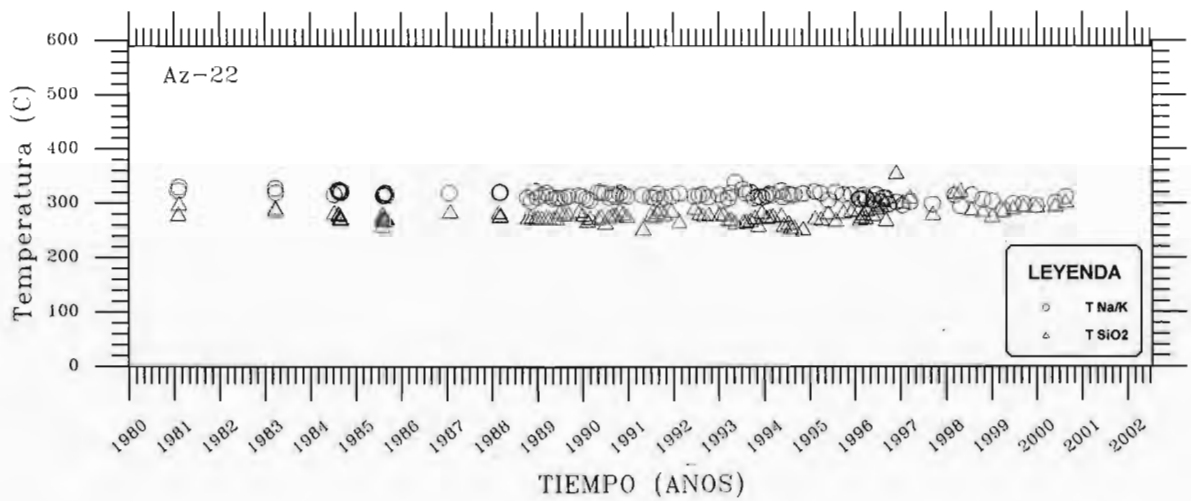


Fig. 29. Geotermómetros de Na/K y SiO₂ contra el tiempo para el pozo Az-022. Los Azufres, Mich.

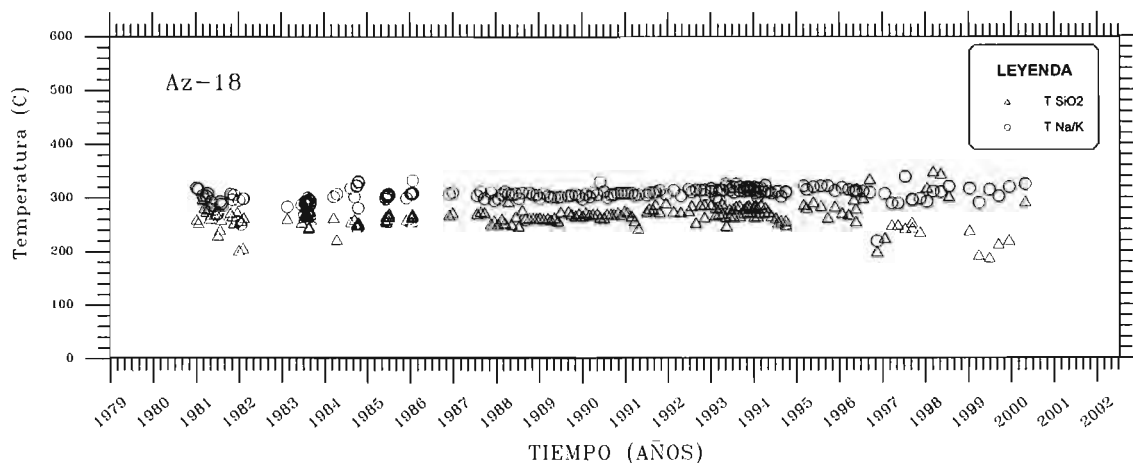


Fig. 30. Geotermómetros de Na/K y SiO₂ contra el tiempo para el pozo Az-018. Los Azufres, Mich.

Ambos geotermómetros presentan temperaturas constantes con respecto al tiempo. Dichas temperaturas para los tres pozos son del orden de 300°C como promedio (Figuras 28, 29, 30). Aunque siempre el geotermómetro de Na/K registra temperaturas ligeramente mayores. El geotermómetro de Na/K refleja condiciones de yacimiento más profundas, producto de la cinética de reequilibración con la roca que es más lenta. Las variaciones que se presentan en el geotermómetro de la sílice se deben a los procesos físicos de ebullición intensa originadas por los cambios en los orificios de producción.

Varios geotermómetros de gases fueron aplicados y los resultados están referidos en la tabla 5.9. Algunos dan temperaturas similares a las medidas. El geotermómetro de H₂/Ar da temperaturas menores que el de CH₄/CO₂. Esto indica que el geotermómetro de H₂/Ar estima las temperaturas de fondo de pozo, mientras que el de CH₄/CO₂ calcula temperaturas de mayor profundidad. Los geotermómetros de H₂/Ar y H₂S/H₂ son los que más se aproximan a las temperaturas medidas y a los geotermómetros de Na/K y sílice. Dando temperaturas promedio de 265°C y 305°C, las cuales se aproximan más a las medidas (288°C).

También se utilizaron geotermómetros de gases para observar la evolución de la temperatura del yacimiento con respecto al tiempo. Se graficaron los geotermómetros de H₂/Ar, CH₄/CO₂ para los pozos Az-5, Az-18 y Az-22 ubicados en la zona norte y sur

respectivamente del campo (Figuras 31, 32 y 33). Con respecto al tiempo el geotermómetro de H_2/Ar permanece constante y a una temperatura del orden de $300^\circ C$ para los pozos Az-5, Az-18 y Az-22 (Figura 31, 32, 33). El de CH_4/CO_2 también se comporta estable pero estima temperaturas mayores ($\sim 350^\circ C$) para los tres pozos. Por tanto, según las temperaturas medidas y estimadas a través de varios geotermómetros la temperatura del yacimiento de Los Azufres es de $300^\circ C$.

Tabla 5.9 Geotermometría de fase gaseosa para el campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.

POZO No	H_2 -Ar Giggenbach (1991)	CH_4 - CO_2 Giggenbach (1991)	CO_2 - H_2 Arnorsson (1991)	H_2S/H_2 Arnorsson (1991)	CO_2 - CH_4 - H_2 - H_2S D' Amore y Panichi (1980)	T (Estab) Kuster	Promedio de los Geotermómetros
AZ-2						280	
AZ-4	264		343	305		334	304
AZ-5	285	346	344	305	291	296	314
AZ-6	246	368	344	304	304	258	313
AZ-9	271	330	344	305	340	329	318
AZ-13	281	326	344	305	306	271	313
AZ-16						287	
AZ-16*	188		344	305	341	277	294
AZ-17	316	409	343	303	355	270	345
AZ-18	312	361	345	305	262	271	317
AZ-19	353	418	343	304	294	277	342
AZ-22	275	401	344	305	353	302	336
AZ-26	245	344	345	305	253	278	298
AZ-28	344	381	343	304	378	302	350
AZ-32	297	338	344	305	295	305	316
AZ-33	276	382	344	305	251	265	312
AZ-34	280	338	344	305	266	269	307
AZ-35	235	337	344	305	286	276	301
AZ-36	271	354	344	305	305	267	316
AZ-37	240		344	304			296
AZ-38	281	350	344	305	289	296	314
AZ-41	280	349	344	305	294	229	314
AZ-42						295	
AZ-43	282	316	344	305	325	262	314
AZ-45						278	
AZ-46	198	437	344	305	364	274	330
AZ-47	190	364	344	305	309	352	302
AZ-48	238	319	344	305	352	311	312
AZ-51	227	319	344	305	341	298	307
AZ-55	280	365	344	305	326	281	324
AZ-56	198	324	344	305	365	327	307
Promedio	265	357	344	305	314	287	317

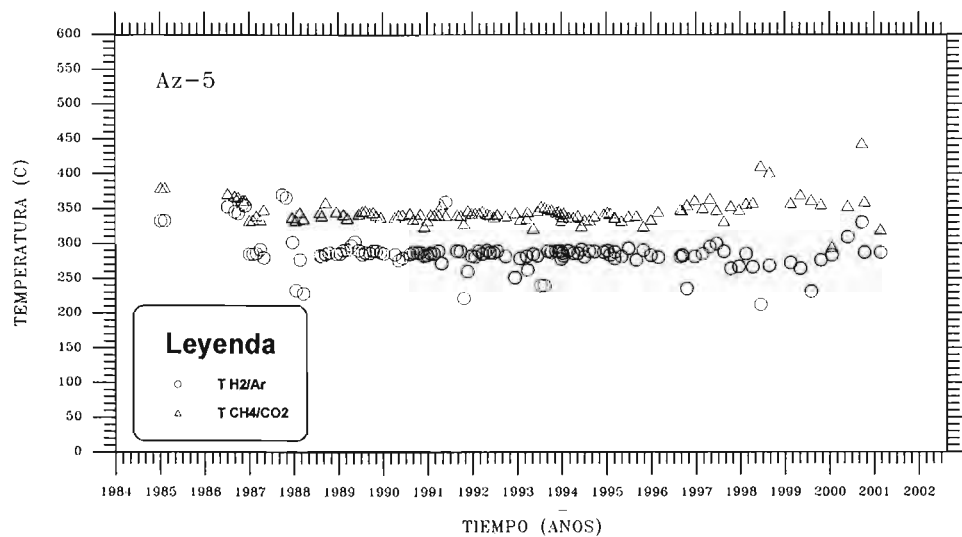


Fig. 31. Geotermómetros de H_2/Ar y CH_4/CO_2 contra el tiempo para el pozo Az-005. Los Azufres, Mich.

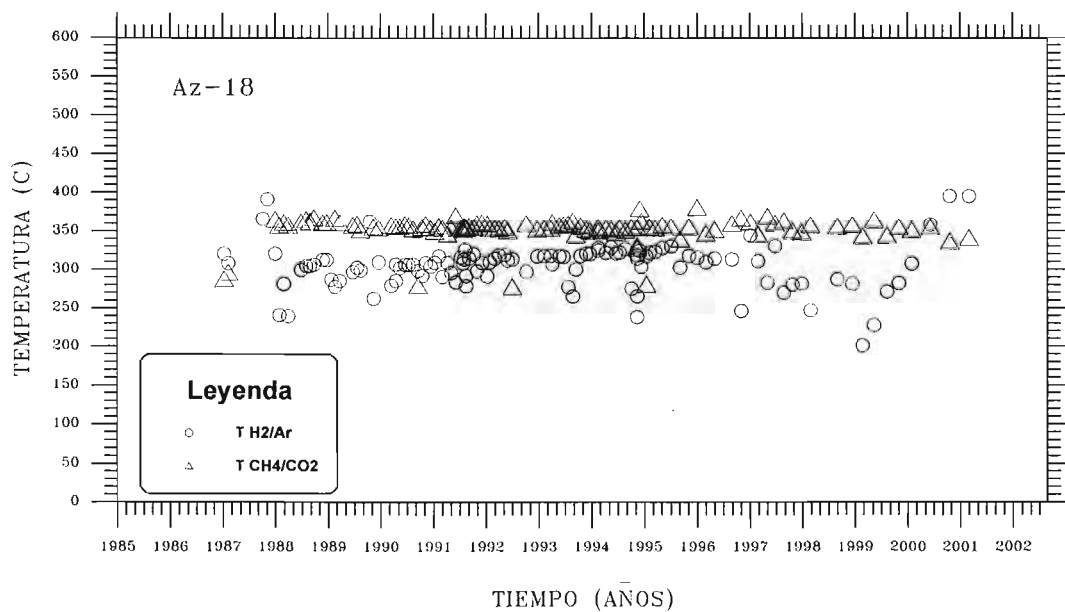


Fig. 32. Geotermómetros de H_2/Ar y CH_4/CO_2 contra el tiempo para el pozo Az-018. Los Azufres, Mich.

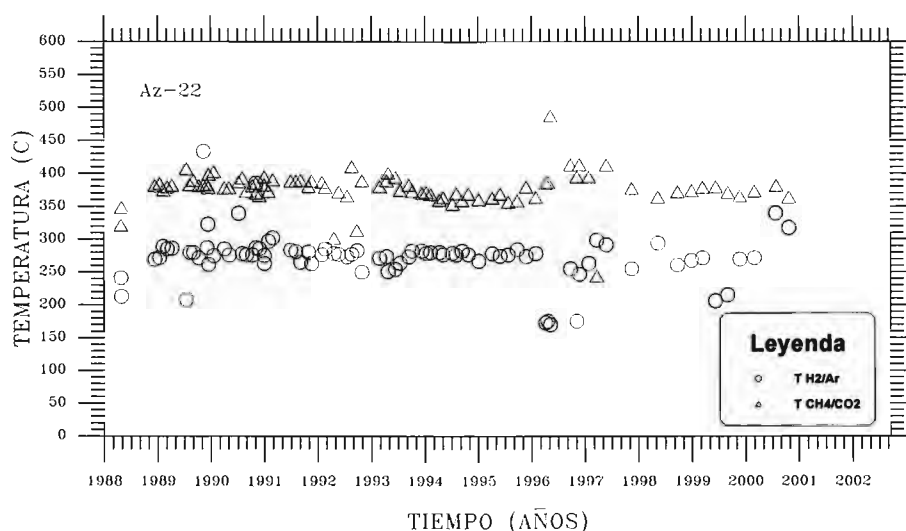


Fig. 33. Geotermómetros de H_2/Ar y CH_4/CO_2 contra el tiempo para el pozo Az-022. Los Azufres, Mich.

Finalmente se puede concluir que de acuerdo con las temperaturas medidas y geotermométricas y modelos de equilibrio soluto-mineral y líquido-gas la temperatura del yacimiento de Los Azufres es de 300°C .

5.1.5. ESTADO DE EQUILIBRIO DE CATIONES Y ESPECIES DISUELTAS

Para determinar las especies disueltas y razones catión/protón que controlan los ácidos débiles y cationes disociados en la fase líquida, se calcularon las constantes de equilibrio teóricas para las especies disueltas y razones catión/protón en un rango de temperaturas de 100°C a 374.2°C y se obtuvo la curva de saturación a partir de las ecuaciones propuestas por Arnorsson et al., (1983) de cada especie (Tabla 3.4). Las figuras 34 y 35 muestran el estado de equilibrio de razones catión/protón y especies disueltas. Para el cálculo de las actividades se usó el Watch y los datos de agua separada referidos en la tabla 5.1 y como referencia las temperaturas calculadas con el geotermómetro de Na/K (Fournier, 1979).

La mejor correlación lo presentaron los $\log \sqrt{a\text{Ca}^{2+}/a\text{H}^+}$, $\log \sqrt{a\text{Mg}^{2+}/a\text{H}^+}$ y $\log a\text{K}^+/a\text{H}^+$. En el $\log a\text{Na}^+/a\text{H}^+$ existe mayor dispersión, lo cual podría deberse a la gran sensibilidad de las actividades del ion hidrógeno a procesos de ebullición y desgasificación los cuales tienen un gran efecto sobre las razones catión/protón (Figura 34).

Las especies disueltas que presentan buena correlación son los compuestos de H_4SiO_4 , H_2CO_3 y H_2S . Esto indica que estas especies gobiernan el contenido de SiO_2 , carbonatos y sulfatos en el agua de los pozos (Figura 35). Por tanto, puede decirse que el equilibrio entre el fluido y las respectivas especies se ha logrado.

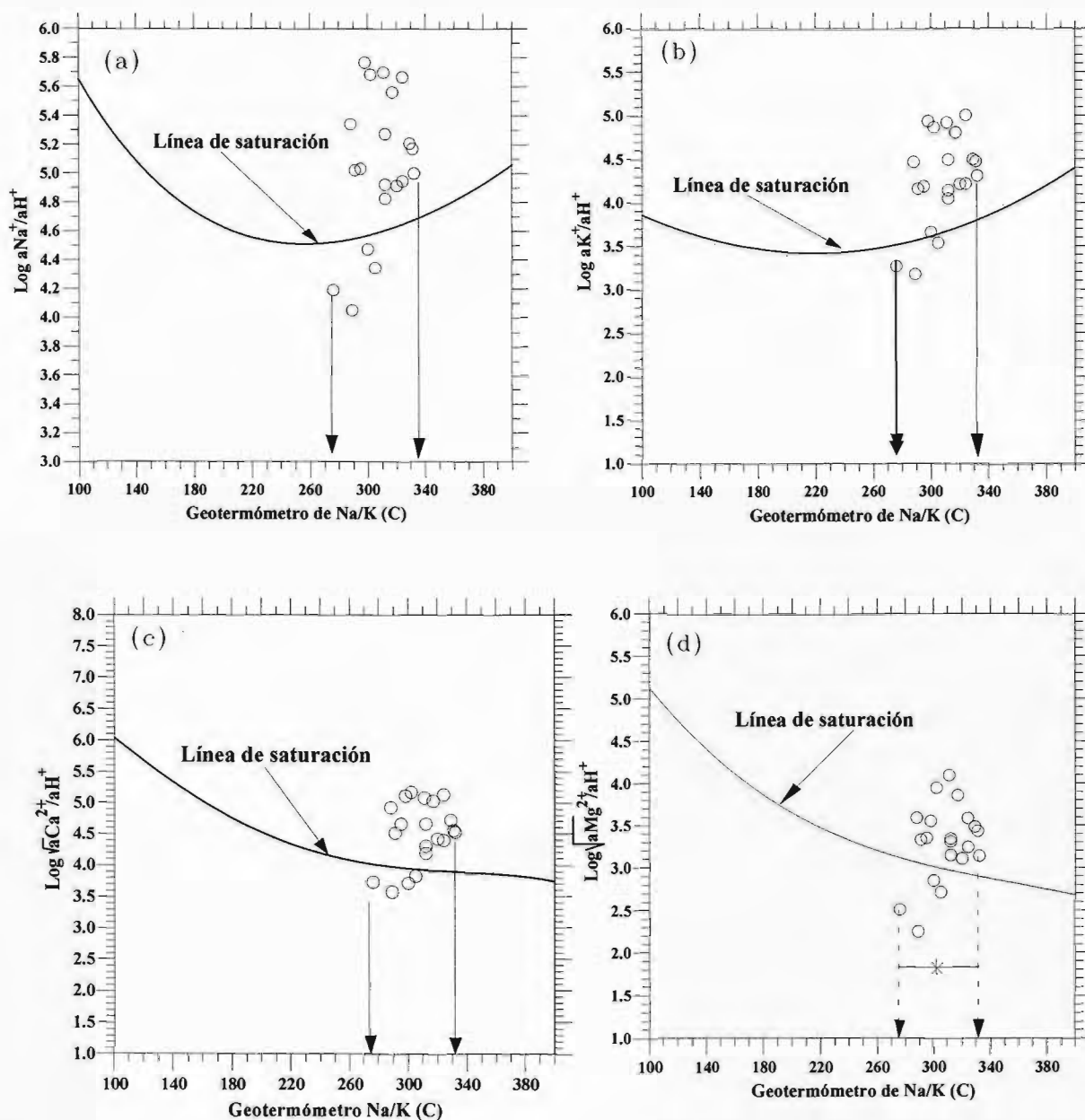


Fig. 34. Logaritmo de las razones catión/protón contra la temperatura del geotermómetro Na/K. (a) $\text{log } a\text{Na}^+/a\text{H}^+$, (b) $\text{Log } a\text{K}^+/a\text{H}^+$, (c) $\text{Log } \sqrt{a}\text{Ca}^{2+}/a\text{H}^+$, (d) $\text{Log } \sqrt{a}\text{Mg}^{2+}/a\text{H}^+$.

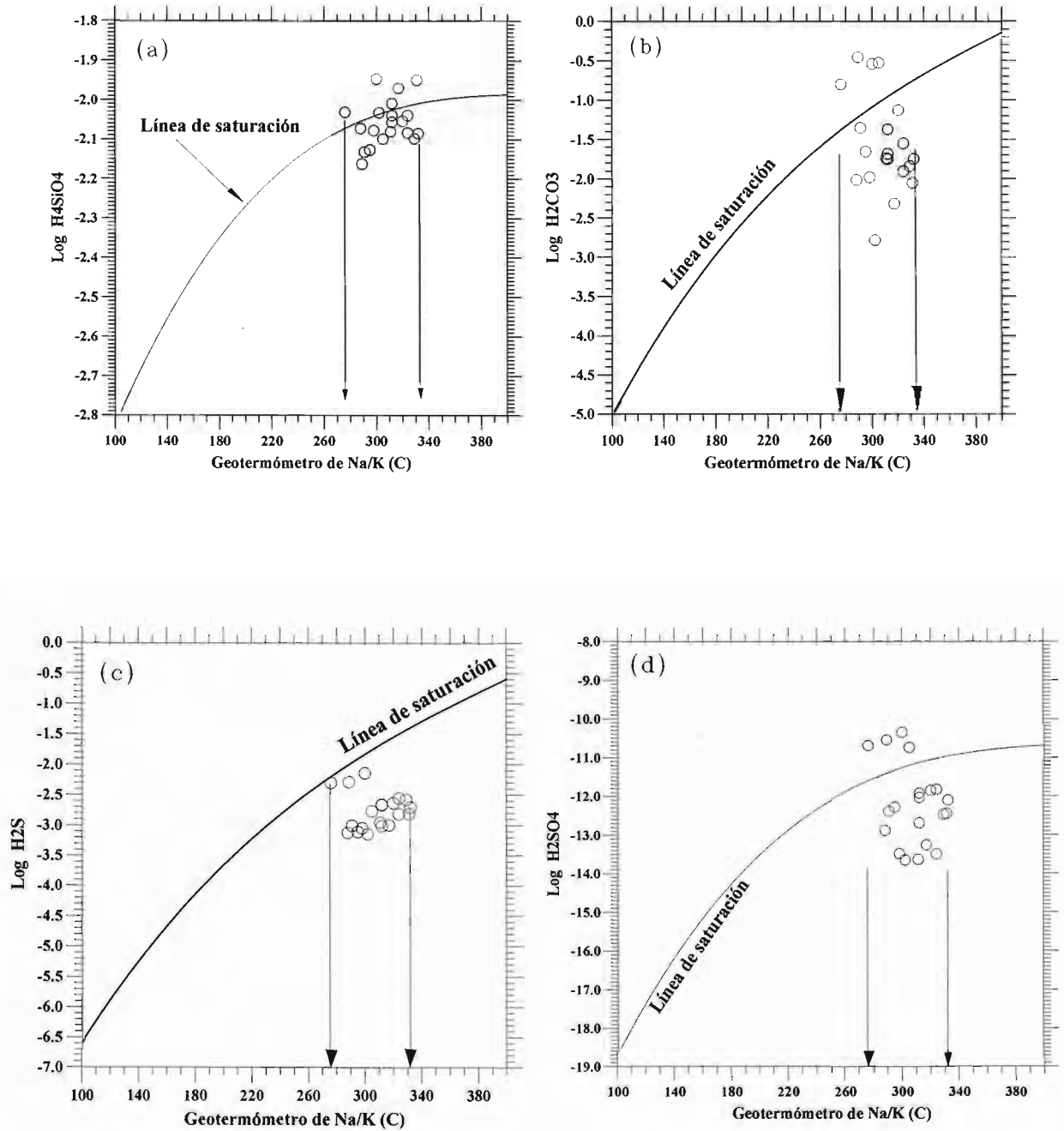


Fig. 35. Logaritmo de especies disueltas contra la temperatura del geotermómetro de Na/K. (a) $\text{Log H}_4\text{SiO}_4$ contra Na/K, (b) $\text{Log H}_2\text{CO}_3$ contra Na/K, (c) $\text{Log H}_2\text{S}$ contra Na/K, (d) $\text{Log H}_2\text{SO}_4$ contra Na/K.

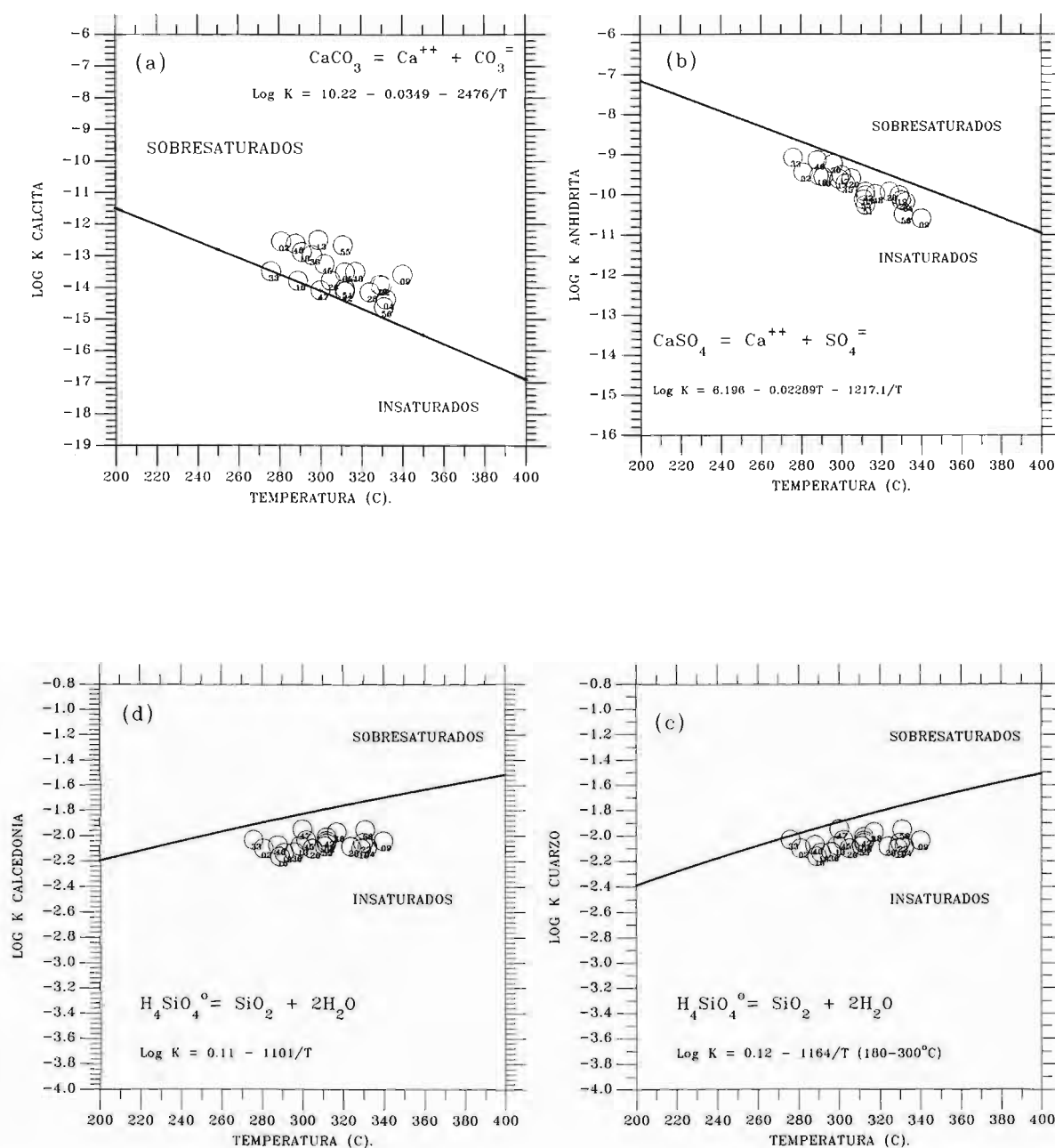
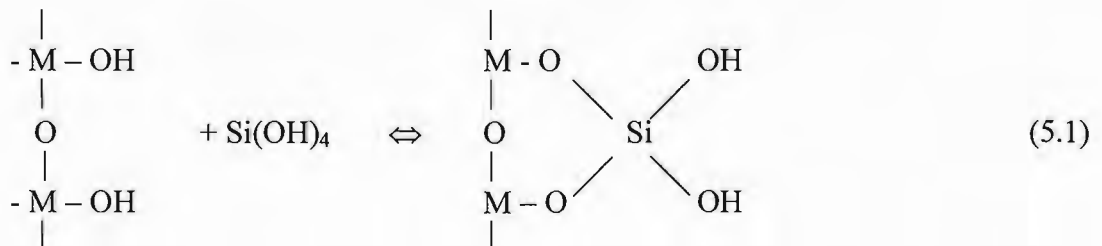


Fig. 36. Saturación de carbonatos, calcio, sulfatos y sílice con respecto a la solubilidad de calcita, anhidrita, cuarzo y calcedonia en aguas del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.

Los pozos Az-33, Az-16 y Az-47 están en equilibrio en relación a la calcita, mientras que el resto de los pozos presentan sobresaturación. Esto indica que es posible que se presente depositación de calcita en la zona de producción de la mayoría de los pozos. Sin embargo, no se ha detectado incrustación de calcita en la zona de producción de los pozos, probablemente se deba a que la depositación de calcita sea mínima y/o se lleve a cabo en el yacimiento. Referente a la anhídrita todos los pozos presentaron un estado insaturado. Esto sugiere que no habrá depositación de sulfato de calcio en la zona de producción de pozos de mezcla (Figura 36).

La totalidad de los pozos presentan un estado insaturado con respecto al cuarzo. El mismo comportamiento fue detectado referente a la calcedonia (Figura 36). Por tanto, es probable que no se presente depositación de sílice en pozos de Los Azufres. Sin embargo, la sílice se deposita por varios mecanismos: 1) Cuando ésta presenta un estado de sobresaturación 2) También puede depositar sílice en superficies donde existan grupos de radicales OH. Puede ser SiOH, o cualquier superficie con algún MOH, donde M es un metal que daría como resultado un silicato de acuerdo con la reacción (5.1) (Tello, 1989).



Cuando hay productos de corrosión, existe la presencia de hidróxidos de Fe (FeOH) los cuales sirven como puente para que deposite sílice sobre sílice (Tello, 1989). En este caso

la M de la reacción anterior se puede sustituir por Fe. 3) También cuando hay cambios de dirección en el flujo y/o flasheo.

5.1.7. ESTIMACIÓN DEL EQUILIBRIO MINERAL MÚLTIPLE

El índice de saturación de los principales minerales detectados en Los Azufres fue calculado para determinar el estado de equilibrio y temperatura a condiciones de yacimiento. Los cálculos se realizaron con el programa Watch, a partir de los análisis químicos de agua separada del pozo Az-022 en un rango de temperaturas de 100 a 373°C (Figura 37). Se calcularon los índices de saturación de varios minerales que se han identificado en el yacimiento tales como cuarzo, anhidrita, albita, microclina, epidota, calcita, wairakita, mg-clorita, magnetita, piritita y pirrotita. El cuarzo está en equilibrio ($\log Q/K=0$) a una temperatura de 310°C, mientras que la anhidrita, clorita y la epidota tienden a equilibrarse a la misma temperatura 310°C. La magnetita está en equilibrio a 210°C. En el caso de la calcita presenta sobresaturación arriba de 180°C, debido a esto todos los pozos de Los Azufres presentan un estado sobresaturado con respecto a la calcita. La temperatura estabilizada para este pozo es de 302°C. Por tanto, puede asumirse que el agua de este pozo está en equilibrio con respecto al cuarzo, con otros tiende a equilibrarse a temperaturas del orden de 300°C.

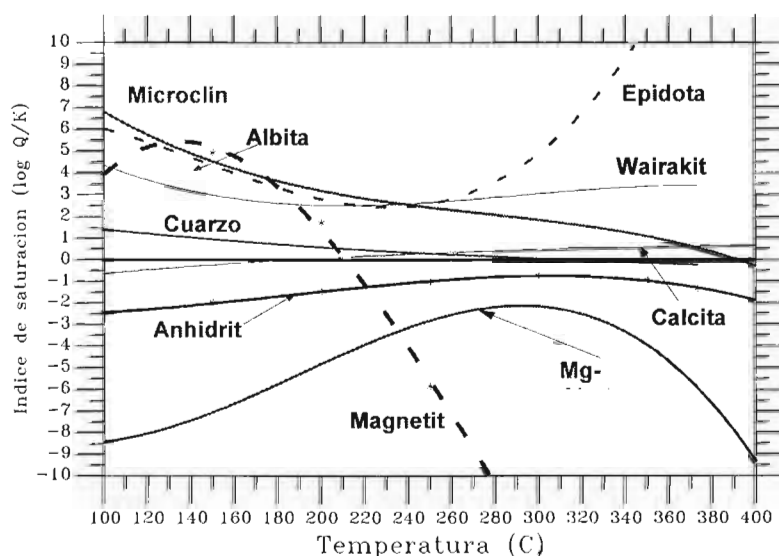


Fig. 37. Diagrama de saturación mineral para el pozo Az-022. Los Azufres, Michoacán.

5.1.8. DIAGRAMAS DE ACTIVIDAD

De acuerdo con diagramas de equilibrio soluto-mineral, líquido-gas, geotermometría de ambas fases y equilibrio mineral múltiple se puede decir que el yacimiento de Los Azufres es un sistema totalmente equilibrado. Por tanto, para determinar las fases mineralógicas que controlan la composición química de los fluidos de Los Azufres, las actividades y diagramas de actividades para fines prácticos se calcularon a 300°C.

El estado de equilibrio entre los fluidos geotérmicos y las fases minerales de Los Azufres se examinó usando la termodinámica química, comparando la composición química del agua de los pozos con la solubilidad de minerales específicos. De esta forma, el cálculo del equilibrio o desequilibrio solución-mineral pudo ser interpretado como la condición de equilibrio (o desequilibrio) en el reservorio geotérmico. Aunque en realidad, los sistemas geotérmicos, nunca están en equilibrio total, debido a que todos los sistemas muestran variaciones en sus gradientes de presión, temperatura y concentración a través del sistema (Torres, 2002).

Se utilizó la composición química de los fluidos de 22 pozos de Los Azufres para sustentar la interpretación sobre el estado de equilibrio soluto-mineral. Los pozos considerados están referidos en la tabla 5.10 y pueden ser considerados como representativos del campo de Los Azufres debido a que están distribuidos a través de todo el campo. Los contenidos promedio de hierro y aluminio fueron ingresados al programa y fueron 0.17 ppm y 0.39 ppm respectivamente para todos los pozos estudiados. De acuerdo con Nicholson (1993) un valor de 0.1 ppm de Al^{3+} es muy común en otros campos geotérmicos. Por tanto, el valor del Al^{3+} detectado en Los Azufres es aceptable.

Los coeficientes y diagramas de actividad fueron recalculados a 300°C. Los coeficientes de actividad fueron evaluados usando el modelo de Debye-Huckel debido a que la fuerza iónica de los fluidos geotérmicos de Los Azufres es 0.093 molar como promedio, para la

cual este modelo es aplicable. Se supuso además que no hubo ebullición de tipo adiabático ni enfriamiento de tipo conductivo, debido a que estos procesos son los que originan que los minerales se desvíen de su estado de equilibrio original. Los diagramas de actividad fueron calculados para las características químicas de los fluidos de Los Azufres, bajo condiciones de exceso de cuarzo.

Para Los Azufres se usaron los diagramas de actividad propuestos por Helgeson et al., (1969) y Torres (2002). Las razones de las actividades (aK^+/aH^+), (aMg^{2+}/aH^+) y (aNa^+/aH^+) de los diferentes fluidos geotérmicos fueron graficados en los diagramas de actividades presentados en la figura 38. No se incluyó un campo separado para la paragonita debido a que de acuerdo con estudios petrográficos no se ha detectado la presencia de hidromica de sodio (Torres, 2002).

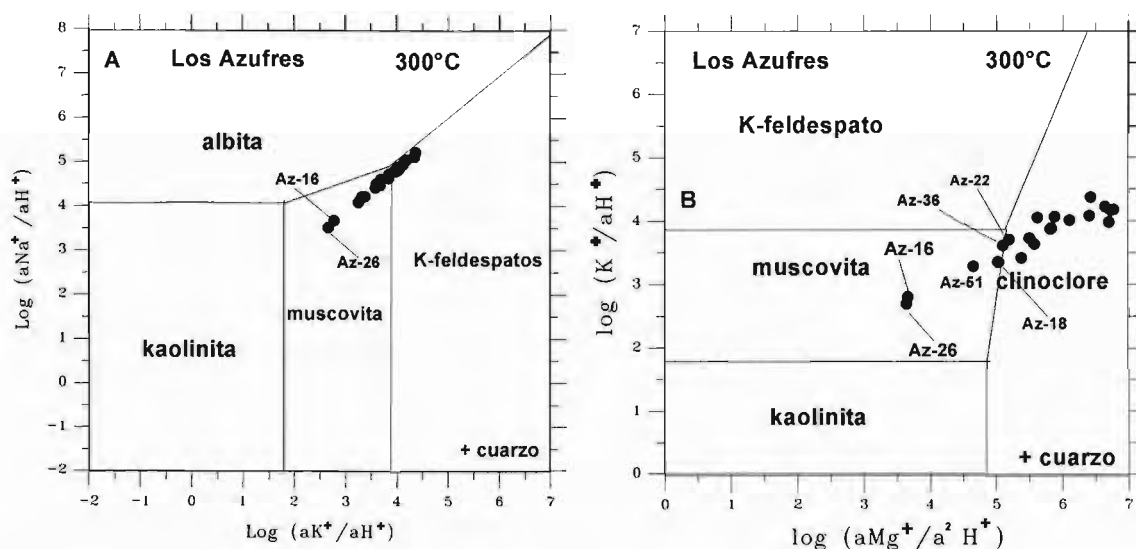


Fig. 38. Diagramas de actividad para fases minerales importantes del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. Las razones de actividad graficadas están referidas en la tabla 5.10. Los gráficos fueron tomados de Helgeson et al., (1969).

Los datos de los pozos caen cerca del punto triple albite-moscovita-K-feldspatos, lo cual es producto de la alteración de roca primaria (plagioclasa) de acuerdo a reacciones, tales como: $Na\text{-}Plag + K^+ + H^+ = K\text{-}mica + Na^+$. Las principales fases que controlan los metales

alcalinos son feldespatos, k-mica (principalmente en forma de sericita) y algunos vidrios de potasio (illita). Esto es consistente con observaciones petrográficas, y sustenta la aplicación de geotermómetros de intercambio catiónico (Figura 38).

Tabla 5.10 Actividades y parámetros químicos calculados a 300°C para pozos selectos de Los Azufres, Michoacán.

Pozo	Fracción de Vapor (dt)	pH _y	Cl _y	SiO _{2 y}	T Na/K	Log (aNa ⁺ /aH ⁺)	Log (aK ⁺ /aH ⁺)	Log (aMg ⁺² /a ² H ⁺)
Az-002	0.25	6.0	2637	571	287	4.592	3.711	5.509
Az-004	0.44	6.3	2295	667	324	4.800	4.051	5.886
Az-005	0.57	5.8	2234	707	312	4.390	3.597	5.109
Az-009	0.49	6.5	2817	827	328	5.089	4.359	6.436
Az-013	0.41	6.3	2268	657	303	4.865	4.037	5.627
Az-016	0.30	5.1	2202	479	294	3.649	2.791	3.627
Az-16 AD	0.77	6.0	3517	497	296	4.706	3.867	5.837
Az-018	0.47	5.6	2493	550	296	4.189	3.340	5.030
Az-019	0.32	6.4	1785	681	325	4.822	4.068	6.413
Az-022	0.32	5.3	3120	744	320	4.444	3.689	5.207
Az-026	0.29	4.9	2209	599	307	3.489	2.680	3.650
Az-028	0.32	6.3	1926	699	322	4.761	3.997	6.116
Az-036	0.37	5.7	2189	554	300	4.170	3.333	5.044
Az-042	0.35	5.7	1855	746	313	4.191	3.397	5.391
Az-043	0.77	6.7	2195	699	308	5.196	4.384	7.835
Az-045	0.68	6.4	2319	728	304	4.987	4.168	6.788
Az-046	0.35	5.9	2282	616	294	4.480	3.620	5.587
Az-047	0.77	6.2	5110	811	301	5.022	4.208	6.650
Az-048	0.43	6.3	2463	879	315	4.932	4.152	6.749
Az-051	0.30	5.6	1719	698	313	4.063	3.270	4.663
Az-055	0.45	6.2	2391	573	310	4.762	3.964	6.712
Az-056	0.50	6.0	2931	932	322	4.607	3.856	5.824

La buena correlación que presentan los resultados se puede interpretar como los efectos de disolución de feldespatos primarios en el reservorio con una condición de equilibrio entre albita y feldespatos de K, y puede representar un estado metaestable (Figura 38A). Equilibrio que involucra la presencia de minerales de clinocloro y potasio se representó en la figura 38A como una función de las actividades de aK^+/aH^+ contra $Mg^{2+}/(aH^+)^2$. La

clorita parece ser que es la que controla la actividad del magnesio en Los Azufres en la mayoría de las descargas de los pozos. La gran totalidad de los pozos se ubican en la región del clinoclore (Figura 38B).

Los pozos Az-018, Az-022 y Az-036 caen en los límites entre clinocloro/moscovita en estado metaestable y tres de ellos (Az-016, Az-026 y Az-051) están en equilibrio con la moscovita. Esto está de acuerdo con las observaciones hechas en Los Azufres específicamente en las reacciones que involucran la clorita y la moscovita. Tales como: $3\text{clinocl} + 2\text{K}^+ + 28\text{H}^+ = 2\text{Musc} + 24\text{H}_2\text{O} + 3\text{Qtz} + 15\text{Mg}^{2+}$ pueden ser las que controlan las actividades de Mg^{2+} y K^+ en el agua separada producida por los pozos (Giggenbach, 1986). Se puede concluir que las fases que controlan las concentraciones presentes de metales en el agua separada de los pozos estudiados son la mica potásica (Moscovita) y la clorita (Clinocloro).

Diagramas de actividad y la composición química de los fluidos geotérmicos, paralelamente con relaciones químicas y texturales de los minerales hidrotermales, muestran que en Los Azufres hay una tendencia hacia el equilibrio entre las rocas del reservorio y los fluidos hidrotermales que circulan a través del yacimiento. La geotermometría de fase líquida y gaseosa indica que el equilibrio se está llevando a cabo a una temperatura de $308^\circ\text{C} \pm 15$.

Aunque la temperatura juega un papel importante en el control de la estabilidad de las fases, otros procesos físicos, específicamente aquellos que controlan el pH y la composición de la fase gaseosa (por ejemplo, el contenido de CO_2 en el fluido) son importantes en el control del tipo de mineralogía hidrotermal formada. Por ejemplo, la pérdida de CO_2 por una ebullición intensiva en la zona productora origina que la totalidad de los pozos en Los Azufres se encuentren sobresaturados con respecto a la calcita.

5.1.9. COMPOSICIÓN EN LA DESCARGA TOTAL Y EN EL YACIMIENTO

Se corrigieron los datos analíticos de algunos componentes químicos presentes en el agua separada de pozos selectos del campo geotérmico de Los Azufres, para obtener la composición química que se tendría en la mezcla (descarga total) y a condiciones de yacimiento, basados en los datos de exceso de entalpía de los pozos. La composición química del agua separada se corrigió suponiendo que el exceso de entalpía de los pozos obedece 2 causas posibles: 1) que las fases de vapor y agua no se transmiten a través de la formación del reservorio con igual facilidad debido a que las dos fases tienen propiedades físicas diferentes (transmisibilidades), 2) que el exceso de entalpía se debe a la evaporación del agua ocasionada por un aporte conductivo de calor desde la roca del yacimiento. Además, se consideró que ambos procesos ocurren en forma excluyente. En este caso solo es posible aplicar éste método a pozos cuya entalpía sea menor de 2400 kJ/kg, que son la mayoría de los pozos en el campo de Los Azufres. Para los pozos de vapor seco no es aplicable el método, debido obviamente a que no producen agua. Otro requisito es que los solutos se encuentren en equilibrio a la temperatura del reservorio y que las dos fases (vapor y agua) también estén en equilibrio a condiciones de yacimiento. Esto último se cumple totalmente en los fluidos del yacimiento de Los Azufres.

Para conocer la evolución de los solutos en la descarga total y en el yacimiento se seleccionaron los pozos Az-5 y Az-22. El primero es representativo de la zona norte, mientras que el pozo Az-22 se localiza en la parte sur del campo. Estos pozos se seleccionaron porque producen una mezcla vapor-agua y su entalpía es muy similar (1400 kJ/kg), además cuentan con un buen historial químico (Figuras 39 y 40). La figura 41 muestra el comportamiento de la composición química del pozo Az-16A de la zona sur.

El conocimiento de la composición química del agua a condiciones descarga total y en el yacimiento permite detectar cambios en las concentraciones de los solutos debido a procesos que ocurren en el yacimiento. Las entalpías de descarga de pozos de Los Azufres varían de 1235 a 2801 kJ/kg. La entalpía de descarga del Az-2 (1235 kJ/kg) corresponde a la de un líquido saturado a una temperatura de yacimiento de 280°C, por consecuencia el

exceso de vapor a condiciones de yacimiento es pequeño (Tabla 5.1). Esto indica que el yacimiento penetrado por el pozo Az-2 es de líquido dominante (Tello, 1998).

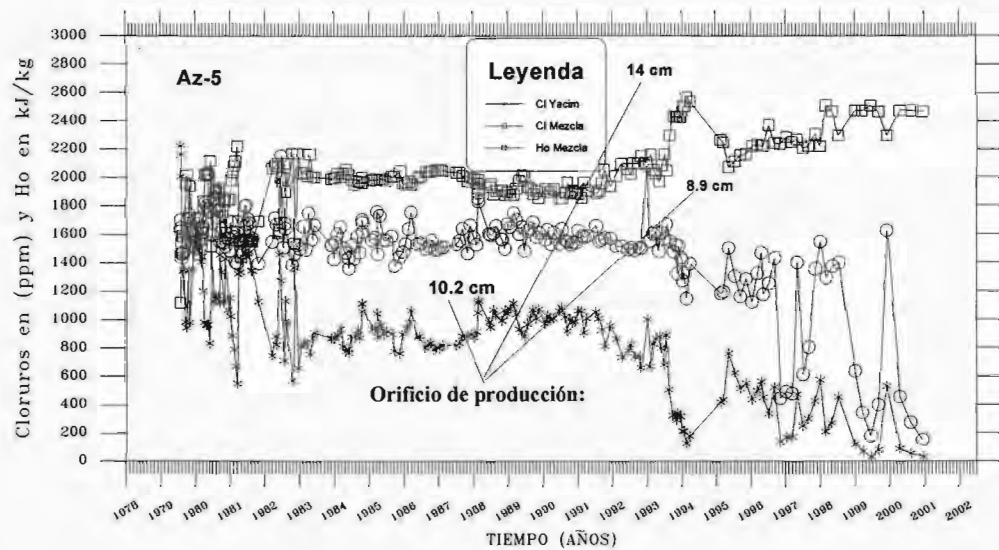


Fig. 39. Composición química en la descarga total y a condiciones de yacimiento contra el tiempo para el pozo Az-5. Los Azufres, Mich.

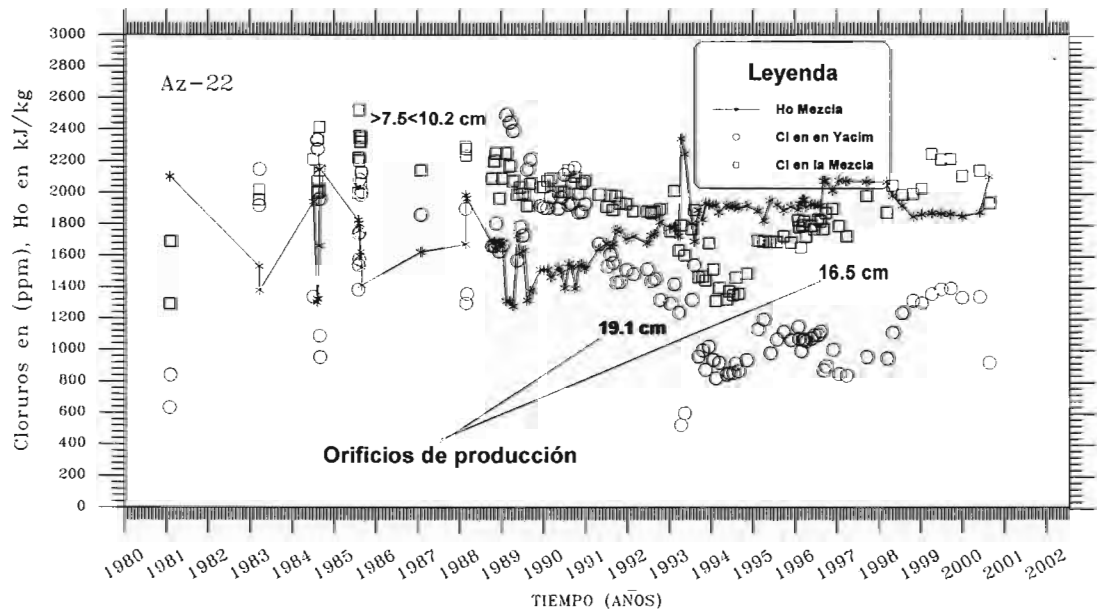


Fig. 40. Composición química en la descarga total y a condiciones de yacimiento contra el tiempo para el pozo Az-22. Los Azufres, Mich.

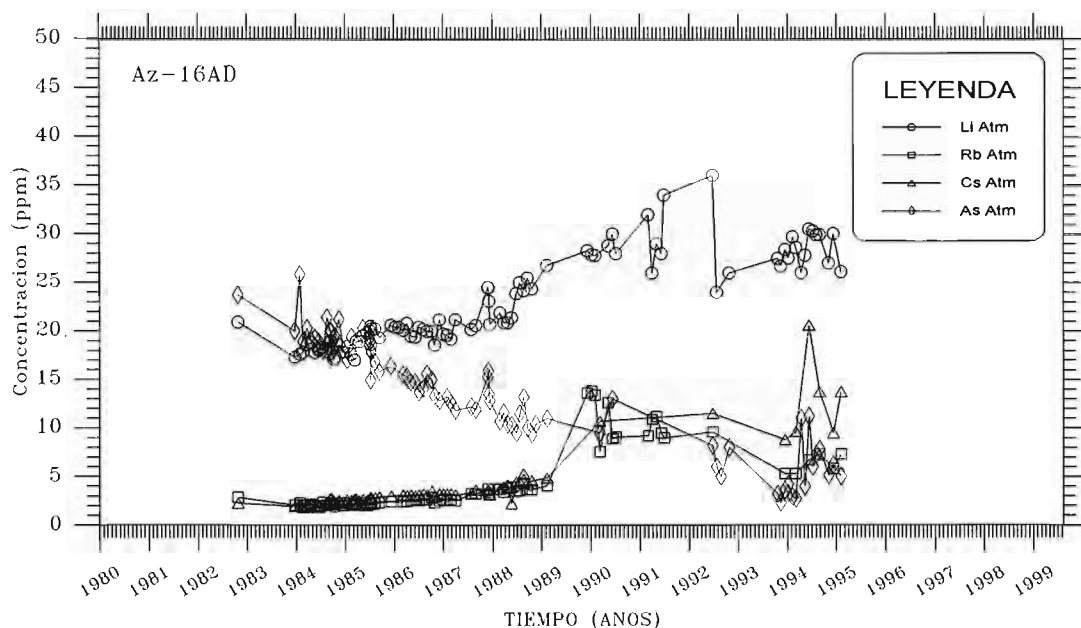


Fig. 41. Composición química contra el tiempo para el pozo Az-16AD. Los Azufres, Michoacán.

El resto de los pozos la entalpía es mayor pero también producen en una zona de líquido dominante, excepto los pozos Az-6, Az-17, Az-32, Az-34, Az-38 y Az-41 que producen vapor seco y su entalpía es del orden de 2700 kJ/kg y están localizados en la zona sur del campo. Estos pozos están produciendo en una zona de dos fases, lo que indica exceso de vapor (Tello, 1998).

El comportamiento de la composición química con respecto al tiempo de dos pozos representativos de ambas zonas (sur y norte) se muestra en las figuras 39 y 40. En ellas se graficó el contenido de cloruros a descarga total y a condiciones de yacimiento contra el tiempo para los pozos Az-5 y Az-22 desde su inicio hasta 2001. Para el Az-5 las concentraciones de cloruros en la descarga total son muy similares a las del yacimiento durante la etapa inicial, lo que indica que el pozo produce en una zona de líquido dominante (Figura 39). Esto cuando el pozo estuvo produciendo por orificio de 5.1 cm. Sin embargo, de 1982 a 1993 el pozo estuvo produciendo por orificio de 10.2 cm (el doble) y con este régimen de producción las concentraciones de cloruros en la descarga total y en el yacimiento presentan una marcada diferencia, lo que sugiere un exceso de entalpía producto de la explotación del pozo, aunque permanecen constantes en este periodo

incluyendo la entalpía total. Desde mayo de 1992 hasta julio de 1995 el pozo se abrió a un orificio de 14 cm (descarga total), lo que originó que la entalpía se incrementara drásticamente y los cloruros en la descarga total y en el yacimiento disminuyeran (Figura 39). Una explotación con este régimen origina procesos de ebullición intensos en el yacimiento, lo que hace que disminuya la cantidad de agua debido a que no se puede recuperar el pozo por la gran extracción de masa, ocasionando una dilución de los solutos, provocada por la ebullición y condensación a altas temperaturas.

En el caso del Az-22 la concentración de cloruros tanto en la descarga total como a condiciones de yacimiento desde 1983 a 1991 son similares (Figura 40). Durante este lapso de tiempo el pozo estuvo abierto por orificios de 5.08 a 10.16 cm (2 y 4 pulgadas). Esto indica que el pozo estuvo produciendo en una zona de líquido dominante. Sin embargo, a partir de 1991 el pozo se abrió por orificio de 19.1 cm (7.5 pulgadas) y la entalpía de mezcla se incrementó y las concentraciones en la descarga total y a condiciones de yacimiento presentan diferencia entre ellas y una tendencia a disminuir, lo que indica un exceso de vapor. Esto se debe al agotamiento de la fase líquida y ahora está produciendo en dos fases. Sin embargo, las temperaturas estables en el yacimiento y la disminución de los cloruros y la conductividad eléctrica en algunos pozos de Los Azufres, tales como Az-5, Az-9, Az-19 y el Az-22 indica que los procesos que están ocurriendo pueden ser más complejos. Por tanto, la disminución en los solutos e incremento en la entalpía de estos pozos se debe a procesos de evaporación y condensación intensa producto del régimen de explotación (Tello, 1996).

Los pozos localizados en la zona sur, tales como Az-16AD, Az-18, Az-33 y Az-46 presentan un comportamiento diferente. Las concentraciones de Cl, Ca, Na, K, Li, Rb y Cs se incrementan con respecto al tiempo. En cambio, se nota un decremento en la concentración de arsénico. El incremento en las concentraciones de los elementos mencionados en los pozos Az-33, Az-16AD y Az-46 se debe a la recirculación del agua separada desde el pozo inyector hasta el pozo productor (Figura 41). La disminución del arsénico con respecto al tiempo se debe posiblemente a la reacción entre oxígeno atmosférico inyectado con la salmuera y arsenito (H_2AsO_3^-) para formar arseniato (H_2AsO_4^-) y precipita en el yacimiento (Tello, 1991).

5.1.10. PROCESOS FÍSICOS EN EL YACIMIENTO

Para determinar los procesos físicos que ocurren en el yacimiento de Los Azufres se graficaron los cloruros corregidos a condiciones de yacimiento (considerado éste elemento como el más soluble) contra la temperatura obtenida por medio del geotermómetro de SiO_2 .

Las pendientes de las líneas indican el proceso que está ocurriendo en el yacimiento. Por ejemplo, una tendencia vertical en el tiempo indica un proceso de evaporación intensa sobre la roca. Cuando ocurre este proceso generalmente hay gran incremento en los cloruros, mientras que, la temperatura se mantiene constante (Figura 42).

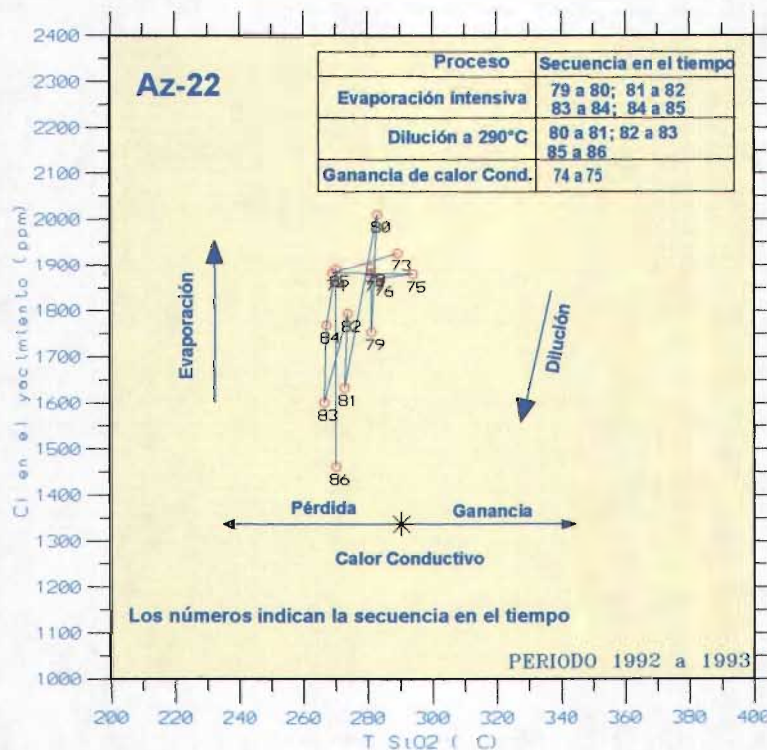


Fig. 42. Procesos físicos en el yacimiento del pozo Az-022. Para el periodo de 1992 a 1993.

Para entender el comportamiento del yacimiento es importante saber que procesos están ocurriendo a profundidad producto del régimen de explotación. Procesos físicos tales como,

ebullición, desgasificación originan que algunos minerales se desvíen de su estado de equilibrio original.

Se analizó el pozo Az-022 debido a que en su etapa inicial producía en una zona de líquido dominante. Durante esta etapa (1984-1991) los procesos físicos que predominaron fueron procesos de evaporación, condensación, ebullición y dilución por vapor condensado a la temperatura de yacimiento (Tello, 1996). Desde 1991 hasta la fecha el pozo empezó a producir en dos fases y a disminuir la concentración de cloruros con el tiempo. Esto se debió a que el pozo se explotó con un orificio de 19.1 cm (1992 a 1994) y con un orificio de 16.5 cm de 1994 a la fecha, originando procesos de evaporación intensiva y dilución de los solutos por condensado de vapor a las temperaturas de yacimiento (Figura 42).

Este tipo de procesos en el yacimiento indica que el pozo está siendo sobreexplotado, la fase líquida del yacimiento se agota originando una evaporación intensiva y por consecuencia una condensación del vapor formado por la ebullición intensa. Esto a su vez puede originar depositación de calcita, producto de la desgasificación y pérdida de CO_2 ocasionado por la ebullición tan grande. Además puede presentarse una despresurización del sistema, permitiendo que el pozo sea invadido por aguas más someras. Sin embargo, hasta el momento esto no ha ocurrido, ya que la relación molar Na/K se ha mantenido constante con el tiempo para el pozo Az-022 y es de 6.6 ± 0.44 . Este mismo comportamiento lo presentan pozos tales como, Az-004, Az-005, Az-013 y Az-019.

5.1.11. CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS DE LA FASE LÍQUIDA

La caracterización de los fluidos a partir del contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y δD sirve para predecir variaciones en la composición isotópica del fluido geotérmico en la descarga total y en el yacimiento. Por ejemplo, la composición isotópica de los pozos Az-2, Az-33 y Az-46 que son productores se han desplazado hacia la composición isotópica de los pozos inyectores Az-8 y Az-7, producto de la recirculación de agua separada al yacimiento (Figura 43).

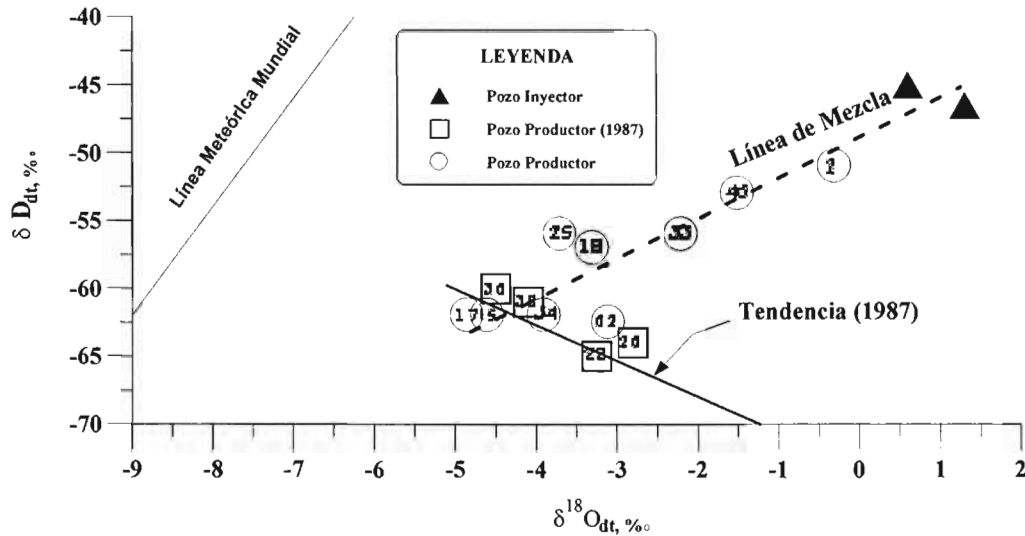


Fig. 43. Composición isotópica en la descarga total de pozos de la zona sur del campo de Los Azufres, Michoacán. Datos correspondientes al muestreo de Septiembre del 2000.

Las figuras 43 y 44 muestran la composición isotópica de pozos y manantiales del campo de Los Azufres y están graficados de la manera usual. Los datos de los pozos están corregidos en la descarga total.

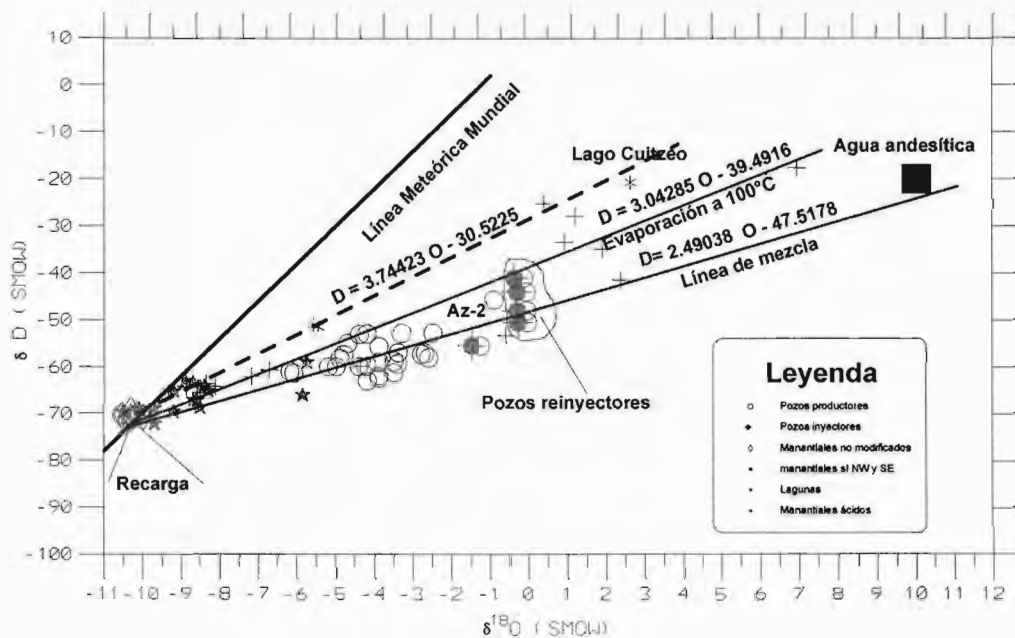


Fig. 44. Contenido de isótopos estables de $\delta^{18}O$ y δD de agua y vapor para el campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.

La composición isotópica de los pozos presenta un corrimiento hacia valores más positivos en $\delta^{18}\text{O}$ producto de la interacción agua-roca a altas temperaturas (Figura 44). Existe buena correlación entre agua de origen magmático, pozos y los manantiales ubicados en el campo y en la periferia (como los de Araró). Localizándose los pozos desplazados hacia la línea de aguas meteóricas. Esto indica que la fase líquida del yacimiento es producto de la mezcla entre fluidos de origen magmático y agua meteórica. La pendiente de la línea de regresión lineal confirma lo dicho anteriormente ($\delta\text{D} = 2.49\delta^{18}\text{O} - 47.51$). Esto sugiere que la recarga al yacimiento está constituida principalmente por agua de origen meteórico.

La composición isotópica del agua de recarga se localiza en la intersección de la línea de regresión lineal con la línea meteórica mundial, encontrándose valores de -10.3 y -74 en $\delta^{18}\text{O}$ y δD respectivamente. El agua del Lago de Cuitzeó, Los Azufres, Laguna Verde, Llano Grande, Laguna Larga presenta una composición isotópica característica de agua que está siendo modificada por procesos de evaporación a temperatura ambiente, con una pendiente de 3.74 . Con respecto a los manantiales sulfatados ácidos presentan una composición isotópica típica de aguas que están siendo modificadas por procesos de evaporación a temperaturas mayores de 100°C , y presentan buena correlación entre ellos. La pendiente de la línea de regresión lineal confirma que efectivamente se trata de ese proceso ($\delta\text{D} = 3.04\delta^{18}\text{O} - 39.49$). La composición isotópica original del agua de los manantiales sulfatados ácidos se localiza en la intersección de la línea de regresión lineal y la línea meteórica mundial, y que es similar al agua de recarga del yacimiento. Sin embargo, dicha composición se modifica por procesos de evaporación que ocurren al ser calentada el agua meteórica con vapor de origen geotérmico a temperaturas de 100°C .

5.1.12. MODELO DE MEZCLA

La variación en la concentración de cloruros se debe a la dilución del probable fluido geotérmico por aguas subterráneas más someras, como puede apreciarse en la figura 44 y 45 donde se ha graficado la composición isotópica (δD contra $\delta^{18}\text{O}$) y el contenido de oxígeno-18 ($\delta^{18}\text{O}$) contra cloruros.

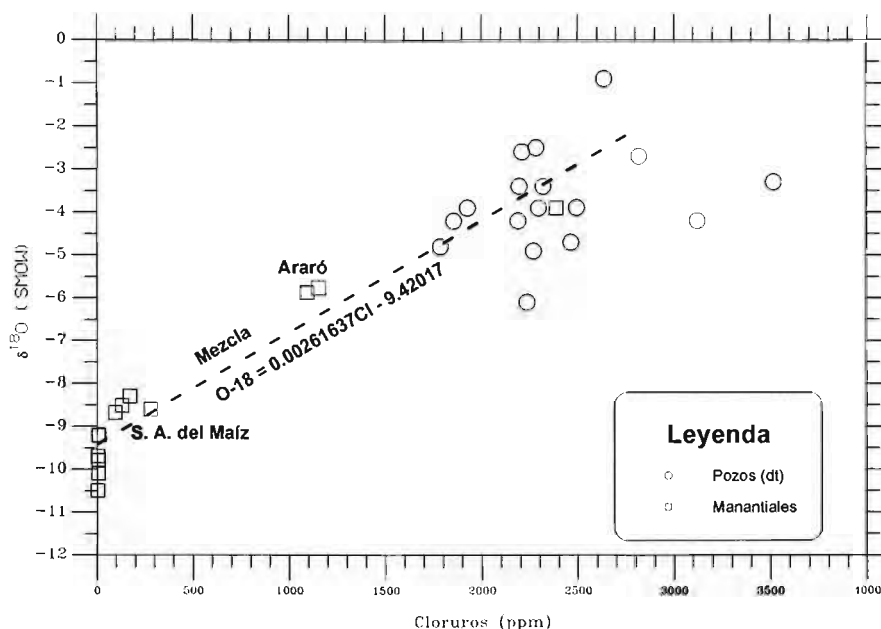


Fig. 45. Contenido de oxígeno-18 contra el contenido de cloruros para manantiales y pozos de Los Azufres, Michoacán.

El agua de los manantiales, agua del yacimiento y el agua andesítica presentan buena correlación entre ellos (Figura 44). La composición isotópica de los fluidos del yacimiento de Los Azufres es una mezcla entre agua meteórica y agua magmática. El agua del yacimiento presenta una relación de dilución de 3:1. Esto indica que cada litro de agua magmática es diluida y/o mezclada con tres litros de agua meteórica.

La figura 45 muestra el contenido en $\delta^{18}\text{O}$ contra cloruros para pozos y manantiales. Los manantiales de Araró caen muy cerca de la línea ideal de mezcla y se ubican muy cerca de la composición del yacimiento de Los Azufres. Esto sugiere que se trata de la descarga natural del yacimiento de Los Azufres.

5.1.13. CONCLUSIONES

En esta investigación se realizó el estudio del estado de equilibrio agua-roca y saturación de minerales de alteración a partir de la composición química de los fluidos producidos por pozos geotérmicos y manifestaciones naturales del campo geotérmico de Los Azufres. De acuerdo con las investigaciones realizadas se concluyó lo siguiente:

1. Según las propiedades hidrogeoquímicas de manantiales termales localizados dentro y en la periferia del campo se detectaron tres grupos de agua. (a) Aguas sulfatadas-ácidas (b) cloruradas-sódicas y (c) bicarbonatadas-sódicas. La existencia de tres tipos de agua refleja que existen tres diferentes ambientes de interacción agua-roca y que los tres presentan distinto grado de avance en su proceso por alcanzar el equilibrio total. Los manantiales del grupo (a) presentan buena correlación con la descarga vertical del yacimiento geotérmico y aguas meteóricas calentadas con vapor totalmente desequilibradas. La relación molar Na/K de manantiales tales como, Marítaro, Laguna Verde y Laguna de Los Azufres es de 6.7 como promedio y es muy similar a la relación de los pozos (7.01). Los del grupo (b) afloran al NW del campo y representan la descarga profunda del yacimiento de Los Azufres. Se ubicaron en la región de aguas equilibradas parcialmente y la temperatura a la cual se está efectuando la interacción agua-roca es de 190°C. La génesis del grupo (c) se estableció como aguas someras de origen meteórico cuya interacción con la roca se está efectuando a bajas temperaturas y afloran en la periferia del campo. No presentan ninguna interacción con los fluidos profundos. Su termalismo se debe al gradiente geotérmico anómalo presente en la periferia del campo.

2. Los gases de fumarolas de la zona norte se ubican en la línea de mezcla entre aguas saturadas con aire y gases magmáticos. Las de la zona sur caen en la región de fluidos de circulación profunda a través de la corteza. Fumarolas tales como, Chiflador, Marítaro presentan una composición química similar a los pozos aunado a su geotermometría sugiere que se trata de descargas directas del yacimiento. El geotermómetro de H₂/Ar para El Chiflador es de 320°C y es similar en orden de magnitud a la estimada por el mismo geotermómetro para el pozo Az-18 (312°C)

3. El agua separada producida por pozos es muy homogénea en su composición química y se clasificó como clorurada-sódica típica de una salmuera geotérmica. Es agua totalmente equilibrada con la roca que la almacena y la interacción agua-roca se está efectuando a una temperatura promedio de 300°C.

4. La composición química de los gases producidos por pozos también es muy homogénea y corresponde a la esperada en un ambiente geotérmico. El CO_2 es el gas predominante y representa arriba del 95 % en peso base seca. El CH_4 está presente en trazas en los gases de Los Azufres. Lo que indica altas temperaturas en el yacimiento y puede explicarse con la ecuación de Fisher-Tropsch: $\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 \rightleftharpoons \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$

A altas temperaturas se favorece la formación de las especies de la izquierda (CO_2 e H_2) y a bajas se favorecen las especies de la derecha. También se demostró que están en equilibrio con la fase líquida a una temperatura promedio 300°C .

5. El estado de equilibrio de cationes y especies ácidas para los pozos en este sentido la mejor correlación lo presentaron los $\log \sqrt{a\text{Ca}^{2+}/a\text{H}^+}$, $\log a\text{Mg}^{2+}/a\text{H}^+$ y $\log a\text{K}^+/a\text{H}^+$. La mayor dispersión en el $\log a\text{Na}^+/a\text{H}^+$ se debe a la gran sensibilidad de las actividades del ion hidrógeno a procesos de ebullición y desgasificación los cuales tienen un gran efecto sobre las razones catión/protón. Las especies ácidas que gobiernan el contenido de SiO_2 , carbonatos y sulfatos en el agua de los pozos son H_4SiO_4 , H_2CO_3 y H_2S debido a que presentaron buena correlación. Por tanto, puede concluirse que el equilibrio entre el fluido y las respectivas especies se ha logrado.

6. El estado de saturación del agua con respecto a ciertos minerales de alteración se concluyó lo siguiente: a excepción de los pozos Az-33, Az-16 y Az-47 que están en equilibrio, los demás están sobresaturados con respecto a la calcita. Por tanto, es posible se presente depositación de calcita en la zona de producción de la mayoría de los pozos. Sin embargo, hasta el momento no se ha detectado incrustación de calcita en la zona de producción de los pozos, esto se debe a que la depositación de calcita se lleva a cabo en el yacimiento y/o es mínima. En relación a la anhidrita todos los pozos presentaron un estado insaturado. Entonces no habrá depositación de sulfato de calcio en la zona de producción de pozos de mezcla. Referente al cuarzo todos los pozos presentaron un estado insaturado. El mismo comportamiento fue detectado con respecto a la calcedonia. Por tanto, no habrá depositación de sílice en los pozos. Sin embargo, podría depositar por otros mecanismos y no necesariamente por sobresaturación.

7. El equilibrio mineral múltiple de los principales minerales detectados en Los Azufres se concluyó para el agua del pozo Az-22 que: El cuarzo está en equilibrio ($\log Q/K=0$) a una temperatura de 310°C, mientras que la anhidrita, clorita y la epidota tienden a equilibrarse a la misma temperatura 310°C. La magnetita está en equilibrio a 210°C. En el caso de la calcita presenta sobresaturación arriba de 180°C, debido a esto todos los pozos presentan un estado sobresaturado con respecto a la calcita. La temperatura estabilizada para el pozo Az-22 es de 302°C. Por tanto, puede asumirse que el agua de este pozo está en equilibrio con respecto al cuarzo, y con otros minerales tiende a equilibrarse a temperaturas del orden de 310°C.

8. Las fases mineralógicas que gobiernan la composición química de los fluidos del yacimiento son la albita-muscovita-K-feldespatos. Las principales fases que controlan los metales alcalinos son: feldespatos, K-mica (principalmente en forma de sericita) y arcillas (illita). Esto es consistente con observaciones petrográficas y sustenta la aplicación de geotermómetros de intercambio catiónico. La buena correlación que presentan los resultados se puede concluir como los efectos de disolución de feldespatos primarios en el reservorio con una condición de equilibrio entre albita y feldespatos de K, y puede representar un estado meta estable. La clorita es la que controla la actividad del magnesio en Los Azufres en la mayoría de las descargas de los pozos. La gran totalidad de los pozos se ubican en la región del clinoclore. Mientras que los pozos Az-018, Az-022 y Az-036 caen en los límites entre clinocloro/moscovita en estado metaestable y tres de ellos (Az-016, Az-026 y Az-051) están en equilibrio con la muscovita. Las fases que controlan las concentraciones presentes de metales en el agua separada de los pozos estudiados son la mica potásica (Muscovita) y la clorita (Clinoclore).

9. Los diagramas de actividad y la composición química de los fluidos geotérmicos, paralelamente con relaciones químicas y texturales de los minerales hidrotermales, muestran que en Los Azufres hay un equilibrio entre las rocas del reservorio y los fluidos hidrotermales que circulan a través del yacimiento. Los modelos de equilibrio agua-roca y

gas-líquido conjuntamente con la geotermometría de fase líquida y gaseosa indican que el equilibrio se está llevando a cabo a una temperatura de $308^{\circ}\text{C} \pm 15$.

10. De acuerdo con el exceso de vapor se puede concluir que la mayoría de los pozos están produciendo en una zona de líquido dominante. Excepto los pozos de vapor seco que producen en zona de dos fases. El contenido de cloruros a condiciones de yacimiento es del orden de 1600 ppm.

11. Con respecto al tiempo los pozos que producen inicialmente en zona de líquido cambian a producir a una zona de dos fases. Y su composición química también se modifica. Esto se debe a procesos de ebullición intensiva que hacen que la fase líquida se agote y la entalpía se incremente producto de la sobreexplotación de los pozos. La composición química de pozos de la zona sur se incrementa con respecto al tiempo debido a la reconcentración de solutos por el agua reinyectada en los pozos Az-7 y Az-8.

12. Los pozos presentan un corrimiento hacia valores más positivos de $\delta^{18}\text{O}$ producto de la interacción agua-roca a altas temperaturas. Existe buena correlación entre agua de origen magmático, pozos y los manantiales ubicados en el campo y en la periferia (como los de Araró). Localizándose los pozos desplazados hacia la línea de aguas meteóricas. La fase líquida del yacimiento es producto de la mezcla entre fluidos de origen magmático y agua meteórica. Se puede concluir que la recarga al yacimiento está constituida principalmente por agua de origen meteórico y se localiza entre los valores de -10.3 y -74 en $\delta^{18}\text{O}$ y δD respectivamente. El agua del Lago de Cuitzeó, Los Azufres, Laguna Verde, Llano Grande, Laguna Larga presenta una composición isotópica característica de agua que está siendo modificada por procesos de evaporación a temperatura ambiente. Los manantiales sulfatados ácidos presentan una composición isotópica típica de aguas que están siendo modificadas por procesos de evaporación a temperaturas mayores de 100°C , y presentan buena correlación entre ellos. De acuerdo con el modelo de mezcla se concluyó que el agua de los manantiales, agua del yacimiento y el agua andesítica presentan buena correlación

entre ellos. Lo que permite afirmar que la composición isotópica de los fluidos del yacimiento es producto de la mezcla entre agua meteórica y agua magmática. El agua del yacimiento presenta una relación de dilución de 3:1. Esto indica que cada litro de agua magmática es diluida y/o mezclada con tres litros de agua meteórica. Los manantiales de Araró caen cerca de la línea ideal de mezcla y se ubican muy cerca de la composición isotópica del yacimiento. Esto confirma que se trata de la descarga lateral del yacimiento de Los Azufres.

5.2. CASO II: YACIMIENTO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS, PUEBLA.

Los fluidos de Los Humeros han sido interpretados por varios investigadores. En este trabajo solo se mencionan los estudios más relevantes. Torres y Maldonado (2001) recientemente realizaron un estudio sobre el modelo geoquímico del yacimiento a partir de la alteración hidrotermal haciendo énfasis sobre los procesos de interacción agua-roca. Verma, S. y López (1982) establecieron por primera vez las características geoquímicas de los fluidos producidos por pozos de la Caldera de Los Humeros. El comportamiento de la cámara magmática su génesis y procesos que ocurren en ella fueron ampliamente descritos por Verma et al., (1990) y Verma (1983; 1984; 2000). Las características geoquímicas de los fluidos y el modelo geoquímico del campo fueron realizados por Tello (1984; 1989; 1992), quien estableció por primera vez el estado de desequilibrio químico que presenta el agua producida por los pozos. El origen de la acidez en el yacimiento de Los Humeros fue tratado ampliamente por Truesdell (1997); Verma y Tello (1997); Tello (1997) y Tello et al., (2000), ellos concluyeron que el estado de desequilibrio químico presentado por las aguas se debe a que los fluidos de origen magmático no han sido neutralizados totalmente por la roca.

5.2.1. OBTENCIÓN Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Se siguió el mismo procedimiento que en Los Azufres para la obtención de la información. La composición química procesada fue generada en investigaciones predoctorales y previas (Tello, 1994; 1997). La tabla 5.11 muestra la composición química del agua separada producida por los pozos. Para realizar el análisis temporal se usaron los datos históricos contenidos en las bases de datos de pozos y manantiales termales.

Los fluidos geotérmicos de Los Humeros presentan aguas de baja salinidad con características geoquímicas diversas. El pH varía de 5.8 a 9.0 y el promedio tiende a ser alcalino (pH = 7.7). El contenido de cloruros es bajo y varía de 1.4 a 982 ppm (Promedio 128 ppm). En cambio las concentraciones de boro son altas y oscilan de 67 a 3168 ppm (835 ppm en promedio). Las concentraciones de calcio cuya orden de magnitud es de 1.8

ppm como promedio son bajas comparadas con otros fluidos geotérmicos, tales como, los de Cerro Prieto y Miravalles donde se detectan 438 y 73 ppm de calcio en la salmuera respectivamente. Valores bajos de Cl^- y conductividades eléctricas sugieren que el agua muestreada en la mayoría de los pozos corresponde más bien a un condensado. Por tanto, se debe tener cuidado en la interpretación de los datos provenientes de este campo. Temperaturas calculadas por geotermómetros catiónicos se deben tomar con reserva. Solo los pozos H-1, H-6, H-8 y H-13 producen agua representativa del yacimiento.

Tabla 5.11 Composición química del agua separada de pozos del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.

POZO No	FECHA dd/mm/aa	Ho kJ/kg	Cond. Elec. $\mu\text{mhos/cm}$	Orificio mm	pH	Las Concentraciones están dadas en ppm.										
						Na	K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3	B	SiO_2	Li	As
H-1	04/01/96	1179	1270	50.8	8.3	267	45	2.0	0.11	90	233	161	218	1005	0.47	2.79
H-3	05/10/94	2242	1420	50.8	8.2	420	49	1.6	0.02	175	70	334	477	556	1.60	4.00
H-6	04/01/96	2441	780	63.5	8.1	142	30	1.6	0.18	104	22	47	345	946	0.42	27.41
H-7	04/01/96	2441	950	127.0	7.6	177	36	2.2	0.18	83	239	34	946	915	0.41	8.50
H-8	04/01/96	1981	1150	76.2	8.1	243	48	2.0	0.22	76	213	139	453	1120	0.30	3.10
H-9	03/01/96	2726	1160	127.0	7.5	250	52	2.0	0.08	50	89	122	1822	838	0.49	73.62
H-10	19/07/89	2662			6.0	142	19	1.8	0.40	982	33	28	1716	909	0.83	N.A.
H-11	05/01/96	2662	1030	50.8	7.9	207	32	2.5	0.16	74	113	156	443	844	0.45	7.60
H-12	04/01/96	2634	530	50.8	7.6	87	18	0.2	0.12	41	12	10	695	688	0.30	16.35
H-13	05/10/95	1332	2300		8.4	341	54	3.6	0.07	140	408	116	219	1006	1.37	N.A.
H-15	03/01/96	2551	540	76.2	8.3	113	21	1.2	0.22	6.9	30	61	199	797	0.39	0.50
H-16	06/01/96	2663	2400	76.2	9.0	549	23	1.2	0.08	4.1	407	215	402	580	0.45	7.90
H-17	03/01/96	2663	500	50.8	7.8	91	19	1.4	0.16	24	91	55	332	893	0.37	24.41
H-18	13/10/89	1747	1645	50.8	8.0	123	23	0.9	0.04	112	43	396	118	229	0.37	N.A.
H-19	05/01/96	2141	700	63.5	6.9	140	21	2.1	0.14	23	111	57	1873	485	0.41	21.71
H-20	09/01/96	2663	760	50.8	7.9	160	19	1.8	0.18	114	34	20	446	837	0.40	5.53
H-23	13/11/87	2064	2700	50.8	6.3	290	22	37.0	0.40	622	57	20	194	114	0.40	
H-24	18/05/89	2491	1500	38.1	7.6	285	46	1.5	0.10	324	27	58	422	406	0.90	
H-27	14/02/89	2314	1025	76.2	7.4	68	3	1.8	0.40	232	26	14	135	99	0.17	
H-28	05/01/96	2665	1000	50.8	8.7	228	19	0.6	0.30	7.6	56	266	67	424	0.46	1.90
H-29	10/01/92	-	220		6.6	220	6	0.2	0.01	36	21	17	513	80	0.03	
H-30	03/01/96	2661	820	50.8	7.8	205	29	1.7	0.16	9.7	38	55	1202	747	0.44	37.31
H-31	08/01/96	2689	530	76.2	8.3	115	21	2.0	0.12	8.3	15	16	420	869	0.38	7.60
H-32	05/01/96	2663	380	50.8	7.6	64	12	0.2	0.24	26.8	23	38	591	710	0.24	18.71
H-33	03/01/96	2663	2300	76.2	7.7	363	32	2.2	0.14	399	49	13	977	458	0.47	29.51
H-34	05/01/96	2436	830	38.1	8.5	177	23	1.0	0.08	9.0	90	66	202	1130	0.30	0.50
H-35	09/01/96	2663	340	63.5	5.8	30	5	1.6	0.10	1.4	43	80	2929	230	0.19	10.60
H-36	08/01/96	2663	5500	44.4	6.8	1201	52	3.1	0.52	60	1132	3498	3168	16	0.50	0.50
H-36	08/03/96	2663	1330	44.5	7.6	266	17	2.4	0.32	10.	299	347	1863	304	0.48	6.44
H-37	11/03/96	2547	2500	50.8	8.2	466	56	4.6	0.01	4.3	406	101	1660	594	0.47	0.96

En relación con los manantiales los datos químicos usados están referidos en la tabla 5.12. Las concentraciones de los solutos están dadas en ppm y a condiciones atmosféricas. Las

temperaturas superficiales de algunos manantiales son cercanas a los 0°C en invierno. La máxima temperatura superficial medida corresponde al manantial de “El Tesoro” con 23°C. También se incluyen los datos isotópicos de δD y $\delta^{18}O$ correspondientes al último muestreo. Los análisis de tritio corresponden a un muestreo realizado en 1988.

Tabla 5.12 Composición química e isotópica del agua de manantiales aledaños al campo de Los Humeros, Puebla.

No	NOMBRE	FECHA dd/mm/aa	Tm °C	pH	C.E. μmhos/cm	Las concentraciones están en ppm										COMPOSICIÓN ISOTÓPICA		
						Cl	B	HCO ₃	SiO ₂	SO ₄	Na	K	Ca	Mg	δD	δ ¹⁸ O	T.U.	
1	HUICHOTITA	24-ene-96	0	7.22	88	2.1	0.0	25.4	63.5	0.05	5.6	4.6	6	0.8	-68.5	-10.6	9.7	
2	ATOLUCA	24-ene-96	13	6.89	65	2.1	0.0	28.0	12.3	0.05	4.2	2.8	5	0.9	-64.8	-9.8	8.3	
3	MIXQUIAPAN	24-ene-96	17	8.37	100	0.8	0.0	33.7	21.9	0.05	7.2	2.1	6	2.1	-67.1	-10.2	0.7	
4	CHAGCHAR	24-ene-96	0	7.75	137	1.4	0.0	53.3	31.5	0.05	9.5	0.5	12	1.6	-72.2	-11.0	8.4	
5	ZOTOLA	25-ene-96	12	6.69	110	3.5	0.0	8.7	21.9	6.10	6.5	4.7	5	1.5	-82.6	-12.0	11.7	
6	HUITZILPOPOCA	25-ene-96	8	7.21	107	3.5	0.0	28.1	50.3	0.05	7.8	4.0	4	1.4	-80.4	-12.4		
7	XICALAHUA	25-ene-96	18	8.27	530	24.1	0.0	218	21.9	23.30	20.0	14.5	33	21.0	-79.0	-10.6		
8	SN_MIGUEL	25-ene-96	16	7.75	430	14.1	0.0	173	21.9	11.40	26.0	15.7	23	13.0	-72.0	-9.9		
9	SN_ROQUE	26-ene-96	11	8.25	420	17.7	0.0	121	12.3	11.50	45.0	5.6	20	19.0	-72.2	-10.8		
10	CUYOACO	26-ene-96	18	8.18	300	5.6	0.0	82.4	50.3	0.05	15.0	4.0	28	4.8	-81.0	-11.2		
11	EL_TREBOL	26-ene-96	17	8.03	370	5.6	0.0	131	23.9	8.40	41.0	6.5	22	2.3	-78.0	-10.1		
12	SN_IGNACIO	27-ene-96	16	7.94	380	6.3	0.0	179	37.1	6.83	48.9	4.2	24	3.4				
13	POCHINTOC	27-ene-96	11	8.27	330	12.0	0.0	26.5	21.9	12.09	24.0	5.1	20	5.8	-61.0	-8.1		
14	TEMOXIXA	27-ene-96	0	7.62	98	1.4	0.0	22.7	21.9	0.05	7.0	2.5	7	1.1	-68.3	-10.6		
15	MAZAPA	29-ene-96	16	7.32	145	7.0	0.0	53.4	90.0	0.05	13.0	4.3	7	2.9	-68.5	-10.6	3.5	
16	EL TESORO	29-ene-96	23	8.07	900	75	0.0	353	90.0	5.70	94.0	13.6	27	25.0	-77.3	-11.2	0.8	
17	CHIGNAUTLA	29-ene-96	17	7.41	135	1.4	0.0	25.6	63.5	0.05	12.1	2.3	9	2.0	-68.2	-10.6	4.0	
18	XIUTETELCO	30-ene-96	16	7.86	106	2.1	0.0	36.6	10.7	0.05	12.0	3.7	6	1.7	-71.4	-10.1	2.6	
19	ZOATZINGO	30-ene-96	17	7.57	116	3.5	0.0	14.5	21.9	0.05	6.8	5.0	6	1.5	-53.3	-8.6		
20	TRES OCOTES	30-ene-96	12	7.40	45	2.1	0.0	16.8	116.4	0.05	3.4	3.4	5	0.3	-67.9	-10.2		
21	CUATLAMINGO	31-ene-96	0	7.29	88	1.4	0.0	22.6	63.5	0.05	7.3	3.6	3	0.9	-67.5	-10.5		
22	EL RANCHO	31-ene-96	13	6.67	118	2.8	0.0	44.9	21.9	0.05	5.0	3.8	8	3.2	-52.7	-7.9		
23	LA BARRANCA	31-ene-96	16	7.62	93	2.8	0.0	6.1	103.2	0.05	5.9	2.8	5	1.8	-66.8	-10.3		
24	AHUACATLAN	01-feb-96	0	7.79	75	1.4	0.0	11.6	31.5	0.05	6.0	4.4	4	1.9	-45.9	-8.1		
25	LA PASADA	01-feb-96	13	6.65	81	2.1	0.0	22.7	21.9	0.05	4.3	3.8	4	0.8	-53.7	-8.6		
26	LA CUEVA	01-feb-96	0	6.90	128	3.5	0.0	11.5	21.9	2.01	6.9	5.1	6	1.5	-65.5	-9.8		
27	ACUACO	02-feb-96	0	7.30	200	2.8	0.0	67.3	37.1	0.05	10.0	3.0	18	3.1	-73.2	-10.9	2.5	
28	HUITZILAPA	02-feb-96	0	7.42	185	8.5	0.0	42.1	76.7	5.02	10.3	5.0	12	3.1	-75.0	-10.6	2.5	
29	XALTIPANAPA	02-feb-96	21	7.82	310	11.3	0.0	154	76.7	7.13	27.0	1.6	23	5.6	-66.3	-10.1		
30	CALZACATENO	03-feb-96	0	7.29	73	2.1	0.0	16.9	10.7	0.05	6.0	3.8	4	0.6	-66.3	-10.3		
31	PGH_5	03-feb-96	15	7.55	163	4.2	0.0	69.9	12.3	5.08	11.0	3.1	14	1.0				
32	EL CISNE	03-feb-96	15	7.58	2400	60	0.4	790	143	21.90	32.1	23.0	30	78.0	-76.0	-10.2		
33	VPH_1	06-feb-96	0	8.20	730	62	0.0	332	31.5	0.80	61.0	8.2	28	25.0	-81.0	-11.1		
34	SANTA ROSA	06-feb-96	17	7.82	380	11	0.0	104	63.5	18.1	31.0	3.8	25	9.0	-73.0	-10.3		
35	LA CALERA	06-feb-96	16	7.76	380	22	0.0	70.1	76.7	10.8	20.0	5.2	27	13.0	-89.0	-12.4		
36	TETEPONGO	07-feb-96	17	7.64	330	5.1	0.0	162	12.3	6.83	41.0	3.8	22	1.8				
37	LOMA LARGA	07-feb-96	0	8.36	930	75	0.2	347	31.5	8.70	93.0	13.7	22	28.0	-79.0	-10.8		
38	PEPSI COLA	07-feb-96	18	7.68	190	7.0	0.0	92.3	21.9	0.05	13.0	4.2	12	5.90	-82.0	-11.9		
39	PGH_4	08-feb-96	0	7.74	380	2.1	0.0	229	31.5	9.30	30.0	5.1	27	10.4	-83.0	-11.6		
40	EL ATRIO	08-feb-96	16	7.00	169	9.9	0.0	28.3	10.7	0.05	6.9	4.7	13	4.3	-62	-9.6	4.2	

La tabla 5.13 muestra la composición química de los gases producidos por pozos, incluyendo la temperatura de separación de los mismos. El CO₂ representa arriba del 90% volumen de los gases totales presentes. El 5.73 % volumen es H₂S y es ligeramente más alto que el detectado en los campos de Los Azufres (3.96 % Volumen) y Las Tres Vírgenes (1.17 % Volumen).

Tabla 5.13 Composición química de los gases en % volumen base seca de Los Humeros, Pue. Pc es la presión de cabezal y Ts es la temperatura de separación. Xg es el contenido total de gases.

POZO	FECHA	Pc	Ts	Xg	CO ₂	H ₂ S	NH ₃	He	H ₂	Ar	N ₂	CH ₄
No	dd/mm/a	Kg/cm ²	°C	% Vol.	Las concentraciones están dadas en % volumen base seca							
H-1	140494	9.2	176	1.77	98.2	1.09	0.20	0.00128	0.12	0.0016	0.23	0.16
H-3	130494	3.2	91	3.43	93.5	2.75	0.50	N.D.	0.75	0.0303	2.19	0.27
H-6	140494	29.2	186	2.15	91.0	5.86	0.50	N.D.	0.56	0.0092	0.37	1.69
H-7	140494	13.2	177	1.12	92.8	5.05	0.41	0.001017	0.45	0.0121	0.93	0.31
H-8	140494	12.2	179	1.74	94.7	3.69	0.21	0.000718	0.37	0.0107	0.63	0.44
H-9	140494	18.0	206	1.10	85.7	7.03	0.98	N.D.	1.40	0.0302	1.45	3.37
H-11	140494	14.4	196	2.10	96.2	2.56	0.23	0.000945	0.21	0.00047	0.33	0.43
H-12	140494	11.3	182	4.05	92.1	4.00	0.25	8.52E-06	0.66	0.0029	0.28	2.70
H-15	130494	16.2	201	1.85	86.4	7.32	0.53	N.D.	1.23	0.0259	0.64	3.91
H-16	130494	14.8	178	0.81	86.8	9.04	0.31	N.D.	0.82	0.0162	0.76	2.22
H-17	140494	22.2	198	1.16	91.4	5.90	0.57	0.000442	0.45	0.0078	0.44	1.25
H-19	120494	20.1	205	1.54	95.9	3.30	0.23	0.000778	0.16	0.0035	0.36	0.06
H-20	120494	42.3	203	2.47	89.7	7.00	0.40	N.D.	0.58	0.0079	0.42	1.89
H-28	140494	13.4	192	1.81	95.8	2.47	0.40	0.000405	0.27	0.0052	0.34	0.68
H-30	130494	13.4	192	0.87	82.0	12.30	0.71	N.D.	1.15	0.0291	1.26	2.52
H-31	130494	21.9	192	1.49	87.1	7.32	0.37	N.D.	1.07	0.0195	0.80	3.37
H-32	140494	19.8	203	1.06	91.4	6.10	0.36	0.000268	0.41	0.0076	0.38	1.31
H-33	130494	11.1	179	0.81	86.4	9.05	0.81	N.D.	0.91	0.0236	1.03	1.75
H-34	120494		166	2.26	96.9	1.85	0.27	0.000751	0.20	0.0029	0.26	0.48
U-2	140494		179	1.17	93.6	4.56	0.47	0.000664	0.35	0.0098	0.74	0.24
U-3	150494		181	1.84	90.2	5.66	0.27	N.D.	0.73	0.0048	0.33	2.87
U-4	130494		176	0.57	85.2	10.42	0.67	N.D.	0.81	0.0225	0.83	2.08
U-5	130494		180	1.60	87.2	7.32	0.38	N.D.	1.04	0.0194	0.69	3.32
U-7	140494		175	0.79	92.0	5.79	0.51	0.000531	0.36	0.0057	0.37	1.00

Los análisis isotópicos fueron realizados en el Instituto de Investigaciones Eléctricas. Las condiciones de muestreo, lugar y las técnicas isotópicas utilizadas en el análisis son las mismas que se utilizaron en Los Azufres fueron descritas por Barragán et al., (1998). A partir de los análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD en el líquido y vapor separado se corrigió la composición isotópica a condiciones de descarga total de los pozos. Para realizar estos cálculos se utilizó el procedimiento III, propuesto por Barragán et al., (1998) y los datos están referidos en la tabla 5.14. En el anexo II se describe este procedimiento.

Tabla 5.14 Composición isotópica del vapor separado de los pozos del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.

POZO No	FECHA dd/mm/aa	Ho kJ/kg	T separación del vapor (°C)	$\delta^{18}\text{O}$ en el vapor ‰ SMOW	δD en el vapor ‰ SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ en CO_2 ‰	Descarga total Procedimiento III	
							$\delta^{18}\text{O}$	δD
H-1	13/06/98	1296	242	-4.4	-66	-3.5	-2.9	-68
H-6	13/06/98	2562	231	-3.6	-68	-4.1	-3.3	-68
H-7	12/06/98	2663	193	-3.7	-66	-3.7	-3.5	-66
H-8	12/06/98	2270	191	-4.1	-68	-3.3	-3.4	-67
H-9	12/06/98	2663	210	-2.8	-63	-4.5	-2.7	-63
H-11	12/06/98	2663	199	-3.9	-66	-3.5	-3.7	-66
H-12	12/06/98	2634	260	-3.2	-64	-5.4	-3.1	-64
H-15	12/06/98	2551	208	-4.5	-68		-4.2	-68
H-16	12/06/98	2637	194	-5.0	-69	-4.4	-4.8	-69
H-17	12/06/98	2663	224	-4.6	-68	-4.0	-4.4	-68
H-19	12/06/98	2663	219	-3.3	-65	-3.2	-3.1	-65
H-20	12/06/98	2663	221	-3.6	-69		-3.4	-69
H-30	12/06/98	2580	201	-4.7	-68		-4.4	-68
H-31	12/06/98	2578	186	-4.8	-67		-4.5	-66
H-32	12/06/98	2663	227	-4.0	-71		-3.8	-71
H-33	12/06/98	2663	188	-4.7	-69		-4.5	-69
H-35	12/06/98	2663	261	-2.7	-62		-2.6	-62
H-36	12/06/98	2663	201	-3.2	-66		-3.0	-66
H-37	12/06/98	2583	238	-4.2	-67		-4.0	-67
H-39	12/06/98	2195	152	-3.8	-71		-2.9	-68

Los análisis de $\delta^{13}\text{C}$ fueron tomados de Tello (1992) y fueron hechos en 1987 en los laboratorios de USGS en Menlo Park, Ca. La base de datos incluye información de 20 pozos, de los cuales algunos han sido muestreados desde 1987 hasta el 2001. No se cuenta con información isotópica en los años 1989, 1990, 1991, 1999, 2000 y 2003, debido a que no se realizaron muestreos para análisis isotópico. El objetivo de realizar nuevos muestreos fue para establecer la reproducibilidad de la metodología de muestreo, y de esta manera

poder detectar variaciones en $\delta^{18}\text{O}$ correlacionables con cambios en δD y otros parámetros físicos (altitud) y químicos (cloruros y/o SO_4). En la misma tabla (5.14) se presentan las temperaturas de separación de la fase vapor, y la entalpía de mezcla.

Se usó la información química e isotópica generada durante la investigación y las bases de datos históricos de los fluidos geotérmicos de Los Humeros. Se siguió la misma metodología que en Los Azufres para procesar los datos y generar los diagramas.

5.2.2. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOQUÍMICAS

Para caracterizar geoquímicamente el agua producida por pozos y manantiales se normalizó el contenido relativo de Cl , SO_4 y HCO_3 . La figura 46 muestra la distribución de pozos y manantiales del campo de Los Humeros.

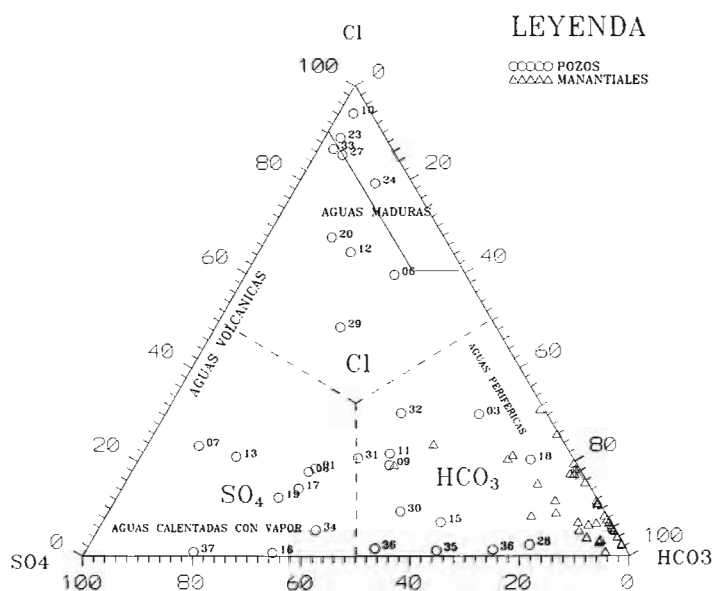


Fig. 46. Contenido relativo de Cl , SO_4 y HCO_3 para pozos y manantiales del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Gráfico propuesto por Giggenbach (1991).

De acuerdo con sus características químicas el agua separada producida por los pozos geotérmicos es un agua de baja salinidad y al realizar su clasificación se identificaron tres grupos: a) Cloruradas-sódicas, b) bicarbonatadas-sódicas y c) sulfatadas-sódicas (Figura

46). La gran diversidad de los tipos de agua depende del grado de equilibrio agua-roca que se haya logrado en el sistema y/o bien a la zona donde esté produciendo el pozo. La presencia de altas concentraciones de boro y arsénico indica que se trata de un sistema joven y su ubicación en el diagrama ternario Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} sugiere que se trata de fluidos magmáticos que están en proceso de equilibrio (Figura 46).

De acuerdo con su composición química el agua de los pozos H-6, H-10, H-12, H-20, H-23 H-24, H-29 y H-33 corresponde al primer tipo que agrupa a las aguas clorurado-sódicas. Estos pozos están produciendo en la zona más profunda del yacimiento (ver Figura 7). Este carácter geoquímico es característico de agua magmática. Normalmente en un yacimiento geotérmico el equilibrio soluto-mineral se efectúa a profundidad y a altas temperaturas. El agua de los pozos H-10, H-23, H-24, H-27 y H-33 cae en la región de aguas maduras. Actualmente solo el H-33 es productor, los demás pozos fluyeron en 1989. Los pozos H-24, H-27 y H-23 se van a intervenir.

Un carácter geoquímico bicarbonatado-sódico (Grupo b) es presentado por los pozos H-3, H-9, H-11, H-15, H-18, H-28, H-30, H-32 H-35 y H-36. Estas características se deben a que están produciendo en la parte más somera del yacimiento. Esta parte del yacimiento corresponde o se comporta como una zona de condensación característica de sistemas de vapor dominante (Tello, 1994).

Cuando los pozos producen en una zona de condensación normalmente se detectan bajas concentraciones de cloruros. Sin embargo, se detectan altos contenidos de sulfatos y bicarbonatos. Esto se debe a que el vapor que transporta consigo CO_2 y H_2S condensa en el acuífero (zona de condensación). Bajo estas condiciones la reacción con la roca produce soluciones bicarbonatadas-sulfatadas con pH ácido y/o alcalino (Tello, 1994).

Los pozos H-1, H-7, H-8, H-16, H-17, H-19, H-34, H-36 y H-37 presentan un carácter sulfatado-sódico (Grupo c) el cual también es adquirido cuando el pozo está produciendo en la parte más somera del yacimiento, la cual corresponde a la zona de condensación. Esto hace que al interaccionar el H_2S de origen geotérmico con el agua de la zona de condensación parte del H_2S , es disuelto en la fase líquida enriqueciéndose ésta en sulfatos.

Como se observa en la figura 46 dichos pozos caen en la zona indicativa de aguas calentadas por vapor. Esto solo puede ocurrir en la parte más somera de un yacimiento geotérmico (Tello, 1992). Estos pozos también producen en la zona de condensación (ver Figura 7).

A diferencia de los fluidos profundos que son químicamente heterogéneos, los manantiales termales y fríos localizados en la periferia del campo de Los Humeros presentan características químicas más homogéneas. Ningún manantial se localizó dentro de la zona que actualmente se explota. Según su composición química la totalidad de los manantiales presentan un carácter geoquímico bicarbonatado-sódico. Este carácter geoquímico sugiere que se trata de aguas de reciente infiltración que han interactuado con roca de origen volcánico a bajas temperaturas (Figura 46). Además no presentan ninguna relación física ni química con los fluidos geotérmicos provenientes del yacimiento de Los Humeros.

Para determinar el origen de los gases, se usó el contenido relativo de He, N₂ y Ar y fueron representados en el diagrama ternario de la figura 47. Existen dos grupos bien definidos. El primero está constituido por los pozos H-3, H-6, H-9, H-12, H-20, H-30 los cuales se ubican entre la composición de gases meteóricos y gases magmáticos. Siendo el pozo H-12 el que presenta mayor proporción de gases magmáticos.

El segundo grupo lo componen los pozos H-1, H-7, H-8, H-11, H-17, H-28, H-31 y H-32. Estos pozos presentan una línea que conecta el componente meteórico con la esquina del He. Todos estos gases parecen contener solo una pequeña parte del componente magmático y presentan esencialmente agua subterránea saturada con aire afectados en diferente grado por la adición de He radiogénico.

El contenido de He puede esperarse que se incremente con un mayor tiempo de residencia de los gases en la corteza. Los gases del pozo H-1 indican mayor tiempo de residencia de los fluidos en la corteza, lo cual es lógico ya que era el pozo más somero (1458 m) del campo. Actualmente este pozo tiene una profundidad de 1815 m y no se detecta la presencia de He (Tello, 1994).

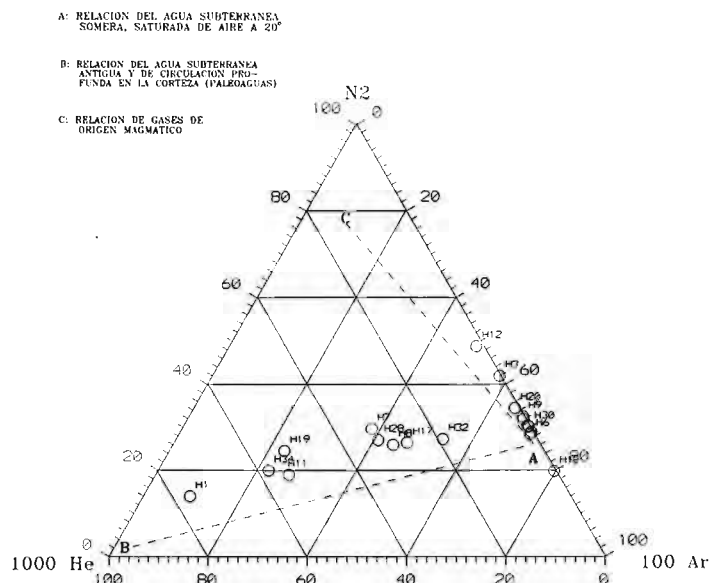


Fig. 47. Contenido relativo de gases de pozos del campo de Los Humeros, Puebla. Relación molar N_2 , He, Ar. Gráfico propuesto por Giggenbach (1988).

5.2.3. EQUILIBRIO SOLUTO-MINERAL Y GAS-LÍQUIDO

Para determinar el estado de equilibrio soluto-mineral del agua producida por los pozos se utilizó el contenido relativo de Na^+ , K^+ y Mg^{2+} y se representó en la figura 48. Los análisis de agua separada de casi todos los pozos, se sitúan en la zona de equilibrio parcial, a excepción del pozo H-37 que está en equilibrio a una temperatura de 250°C. El pozo H-29 el cual se localiza más arriba de la línea teórica indica que este pozo presenta pérdida de vapor e incremento del contenido absoluto del soluto. Los pozos H-10, H-27, H-32, y H-35 se ubican en la región de aguas someras.

Con respecto a los dos procesos hipotéticos (disolución de la roca primaria y equilibrio total con la roca) el estado de equilibrio soluto-mineral del agua de los pozos se representó en la figura 49. La composición química del agua de los pozos no presenta un contenido similar al de la roca primaria, pero tampoco está en equilibrio con ella, excepto el H-37 nuevamente. Esto confirma que los fluidos provenientes del magma están en la etapa de reequilibración con la fase roca, debido a que el equilibrio químico agua-roca requiere de una velocidad y un cierto tiempo para que se logre. El alto contenido de boro en el agua (>

3000 ppm en el pozo H-36) de los pozos de este campo sugiere que se trata de un sistema joven o reciente. El agua de los pozos tiende al equilibrio con la roca a temperaturas que oscilan entre 280°C y 320°C.

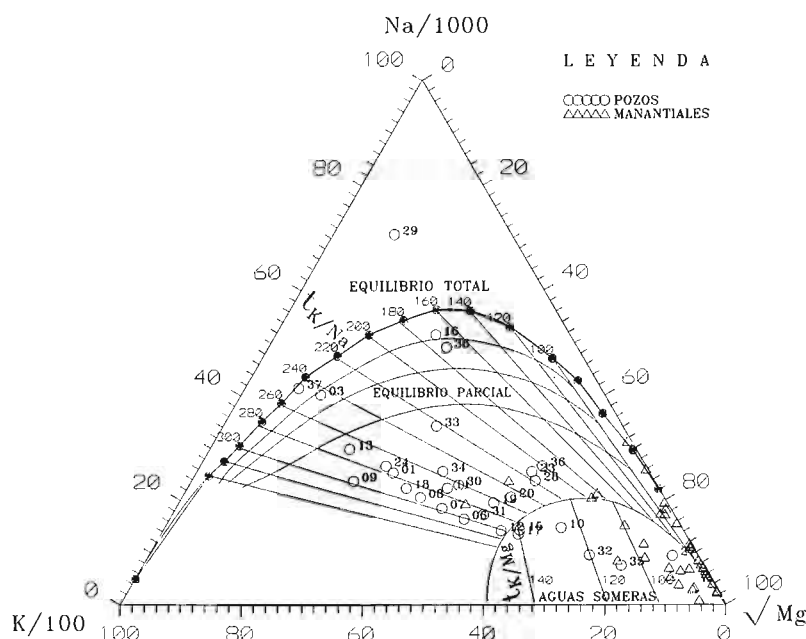


Fig. 48. Evaluación de temperaturas y estado de equilibrio (Los Humeros, Puebla). Gráfico propuesto por Giggenbach (1988).

La totalidad de los manantiales se desplazan hacia la esquina del magnesio. Esto indica que se trata de aguas de reciente infiltración bicarbonatadas-sódicas que se han equilibrado con la roca de origen volcánico a bajas temperaturas (Figura 48). Para evaluar la última temperatura de equilibrio del agua de manantiales se utilizó nuevamente el diagrama 48. Las temperaturas estimadas por el geotermómetro de K/Mg son inferiores a 100°C. Esto reafirma que el agua de los manantiales es de origen meteórico. Por esta razón no se recomienda aplicarles el resto de los geotermómetros de fase líquida.

La composición química del agua de los manantiales con respecto a los dos procesos hipotéticos (disolución de la roca primaria y equilibrio total con la roca) se puede interpretar como el producto de la lixiviación de la roca con la que estuvo en contacto antes de aflorar a la superficie. Debido a que casi todos los manantiales se agrupan en la zona de “disolución de roca primaria” (Figura 49).

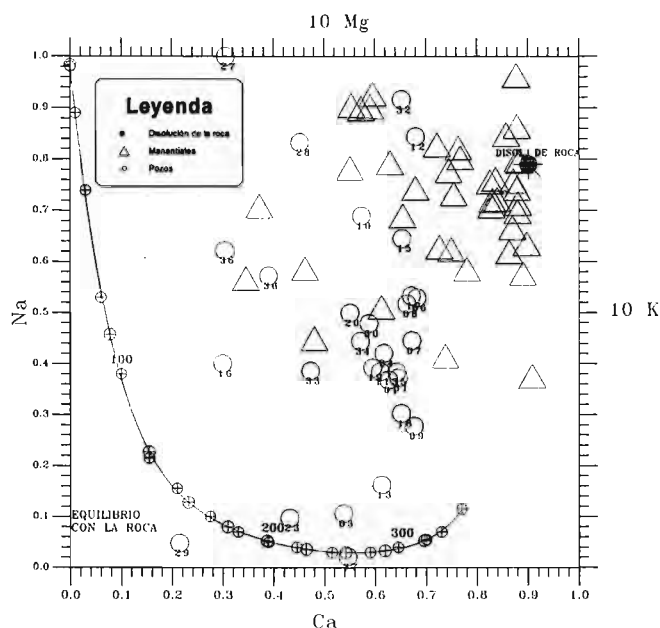


Fig. 49. Estado de interacción soluto-mineral en términos de dos procesos. (Disolución Inicial- Equilibrio final) para Los Humeros, Puebla. Gráfico propuesto por Giggenbach (1988).

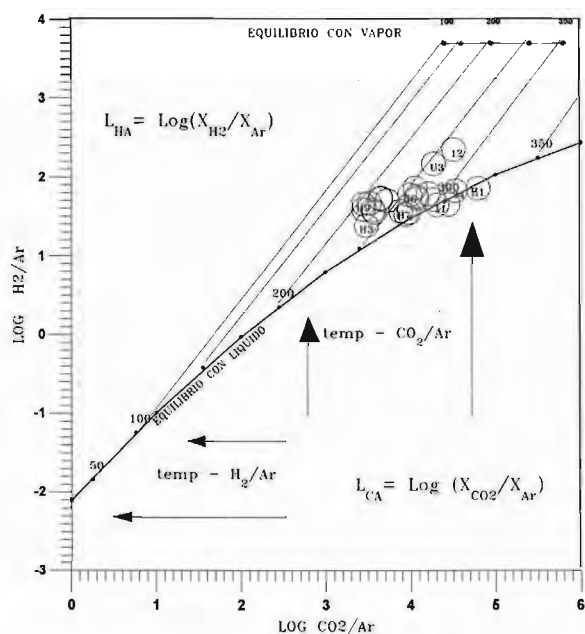


Fig. 50. Evaluación de condiciones de equilibrio H_2/Ar - CO_2/Ar para pozos de Los Humeros, Puebla. Gráfico propuesto por Giggenbach (1988).

Para evaluar las condiciones de equilibrio los gases con el líquido del yacimiento de Los Humeros y las temperaturas a las cuales se está efectuando la interacción gas-líquido se

utilizó el logaritmo molar de H_2/Ar contra el logaritmo molar de CO_2/Ar y se representó en la figura 50. La mayoría de los pozos se ubican en la línea de equilibrio, el pozo H-12 se desplaza hacia la zona de vapor. Las temperaturas a las cuales se está efectuando la interacción gas-agua oscilan entre 280°C y 320°C y son similares a las temperaturas estimadas por los modelos de equilibrio de la fase líquida.

5.2.4. TEMPERATURAS DE YACIMIENTO Y SU EVOLUCIÓN

Se calcularon las temperaturas de fondo aplicando varios geotermómetros catiónicos. Los resultados están referidos en la tabla 5.15. El geotermómetro de SiO_2 propuesto por Fournier (1977) supone que el equilibrio se está llevando a cabo con cuarzo con ebullición adiabática y máxima pérdida de vapor.

Las temperaturas calculadas en muchos pozos son similares con las temperaturas medidas. Las ecuaciones de Na/K propuestas por Arnorsson (1982) y Giggenbach (1980) arrojaron valores promedio de temperatura de 237°C y 253°C respectivamente, la propuesta por Fournier (1979) dio una temperatura promedio de 240°C. A partir del geotermómetro de NaKCa se calcularon temperaturas promedio de 274°C (Fournier y Truesdell, 1973). Una temperatura promedio de 256°C fue calculada con el geotermómetro de SiO_2 cuando se asume que la sílice está en equilibrio con la calcedonia (Fournier, 1977). Las ecuaciones para la SiO_2 propuestas por Arnorsson (1985) y Fournier y Potter (1979) estiman temperaturas promedio de 294°C y 299°C y son las que mas se parecen a las temperaturas medidas (304°C como promedio).

En el caso de Humeros es notorio que únicamente los pozos que producen suficiente agua, tales como el H-1, H-6 y H-8 los diferentes geotermómetros dan temperaturas congruentes con las medidas. Para el resto de los pozos las temperaturas estimadas por geotermómetros de fase líquida no son semejantes a las medidas. Esto se debe a que la mayoría de los pozos de este campo producen muy poca agua, lo cual hace difícil el muestreo de agua separada. De tal forma que en este caso específico se debe tomar con reserva la geotermometría de fase líquida para este campo. Sobre todo en los geotermómetros de Na/K ya que la mayoría de los pozos se alejan de la zona de influencia de los diferentes ecuaciones presentadas para

este geotermómetro (Figura 16). Sin embargo, se puede decir que la temperatura del yacimiento estimada por medio del geotermómetro de la sílice, el cual supone que la salmuera se encuentra en equilibrio con cuarzo y que además existe un expansionamiento de tipo adiabático con máxima pérdida de vapor, estima valores promedios del orden de 299°C y estas si son parecidas a las temperaturas promedio medidas 304°C (Tabla 5.15).

Tabla 5.15 Geotermometría de fase líquida para Los Humeros, Puebla. Los datos están dados en °C.

POZO No	Na/K Fournier 1979	Na/K Arnorsson, 1982	Na/K Giggenbach, 1980	Na:K:Ca Fournier y Truesdell, 1973	SiO ₂ Cuarzo. Fournier, 1977	SiO ₂ Cuarzo Arnorsson, 1985	SiO ₂ Cuarzo Fournier y Potter, 1979	Temperatura Estabilizada
H-1	266	260	273	237	338	287	430	204
H-3	230	228	245	223	258	271	271	
H-6	293	284	302	242	329	400	400	322
H-7	287	279	297	252	324	385	385	340
H-8	283	275	293	232	356	500	500	284
H-9	290	281	299	227	311	353	353	307
H-10	244	240	257	285	323	382	382	267
H-11	259	254	271	271	312	356	356	384
H-12	291	283	301	168	284	304	304	356
H-13	260	255	272	261	338	430	430	310
H-15	278	271	289	248	304	338	338	268
H-16	154	157	173	260	263	276	276	319
H-17	287	279	297	265	320	376	376	267
H-18	277	270	288	228	170	190	190	303
H-19	252	248	265	292	242	255	255	262
H-20	235	232	249	285	311	353	353	330
H-23	194	195	211	610	119	145	145	333
H-24	262	256	274	219	223	237	237	271
H-27	156	159	174	476	110	137	137	406
H-28	201	201	217	225	227	241	241	363
H-29	126	131	146	240	97	125	125	247
H-30	250	245	263	254	295	322	322	304
H-31	275	268	285	282	316	365	365	300
H-32	278	271	288	189	288	311	311	350
H-33	208	207	224	270	235	248	248	290
H-34	243	239	256	235	357	507	507	302
H-35	273	267	284	371	170	191	191	252
H-36	155	158	174	270	24	56	56	281
H-36	181	183	199	326	194	212	212	281
H-37	233	230	247	277	265	280	280	302
Promedio	240	237	253	274	256	294	299	304

Con el fin de verificar la evolución de la temperatura del yacimiento se graficaron los geotermómetros de Na/K Fournier (1979) y el de SiO₂ Fournier y Potter (1979) con respecto al tiempo. En la figura 51 está graficada la evolución de las temperaturas de yacimiento para los pozos H-1, H-6 y H-8. Los cuales están ubicados en la parte sur y noroeste del campo. Estos pozos son de mezcla y producen el mayor gasto de agua en el

campo de Humeros. En los tres casos ambos geotermómetros presentan un ligero incremento con respecto al tiempo.

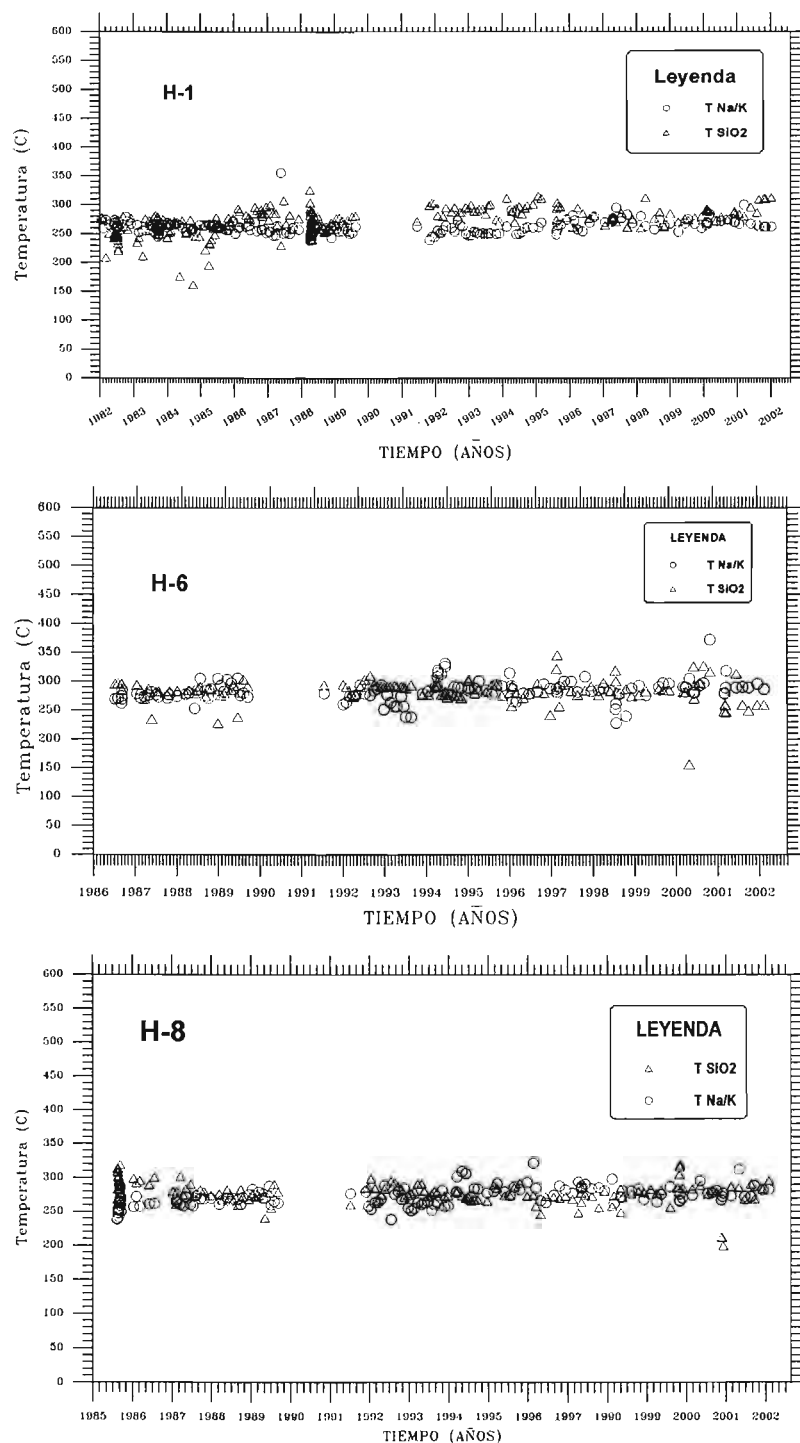


Fig. 51. Geotermometría de fase líquida para los pozos H-1, H-6 y H-8. Los Humeros, Puebla.

La composición química de los gases también se usó para estimar las temperaturas de fondo. Se aplicaron los geotermómetros de H_2/Ar , CH_4-CO_2 propuestos por Giggenbach (1991) y los de CO_2-H_2 y H_2S-H_2 propuestos por Arnorsson (1991). Los resultados se muestran en la tabla 5.16.

Con respecto a la geotermometría de fase gaseosa debido al fraccionamiento que sufren los gases al ascender hacia la superficie, es difícil obtener las temperaturas a las cuales se efectúa el equilibrio a profundidad, principalmente en manantiales termales. Sin embargo, en pozos geotérmicos se pueden obtener las temperaturas de fondo con buena exactitud. En el caso de Humeros se encontró que los gases a profundidad se encuentran en equilibrio con la fase líquida (Figura 50).

Tabla 5.16 Geotermometría de fase gaseosa para el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.

POZO	H_2-Ar Giggenbach (1991)	CH_4-CO_2 Giggenbach (1991)	CO_2-H_2 Arnorsson (1991)	H_2S-H_2 Arnorsson (1991)	Promedio de los Geotermómetros	Temperatura Estabilizada
H-1	305	335	422	331	349	204
H-6	300	260	403	332	324	322
H-7	285	310	405	333	333	340
H-8	282	300	408	332	330	284
H-9	292	241	391	323	312	307
H-11	291	302	415	334	335	267
H-12	340	248	401	326	329	384
H-15	292	238	392	325	312	268
H-16	294	252	397	333	319	319
H-17	298	269	405	335	327	267
H-19	291	371	418	340	355	262
H-20	306	257	402	334	325	330
H-28	296	287	412	330	331	363
H-30	287	247	393	332	315	304
H-31	297	241	394	327	315	300
H-32	296	267	406	336	327	350
H-33	286	258	396	332	318	290
H-34	303	298	416	331	337	302
Promedio	296	279	404	331	327	304

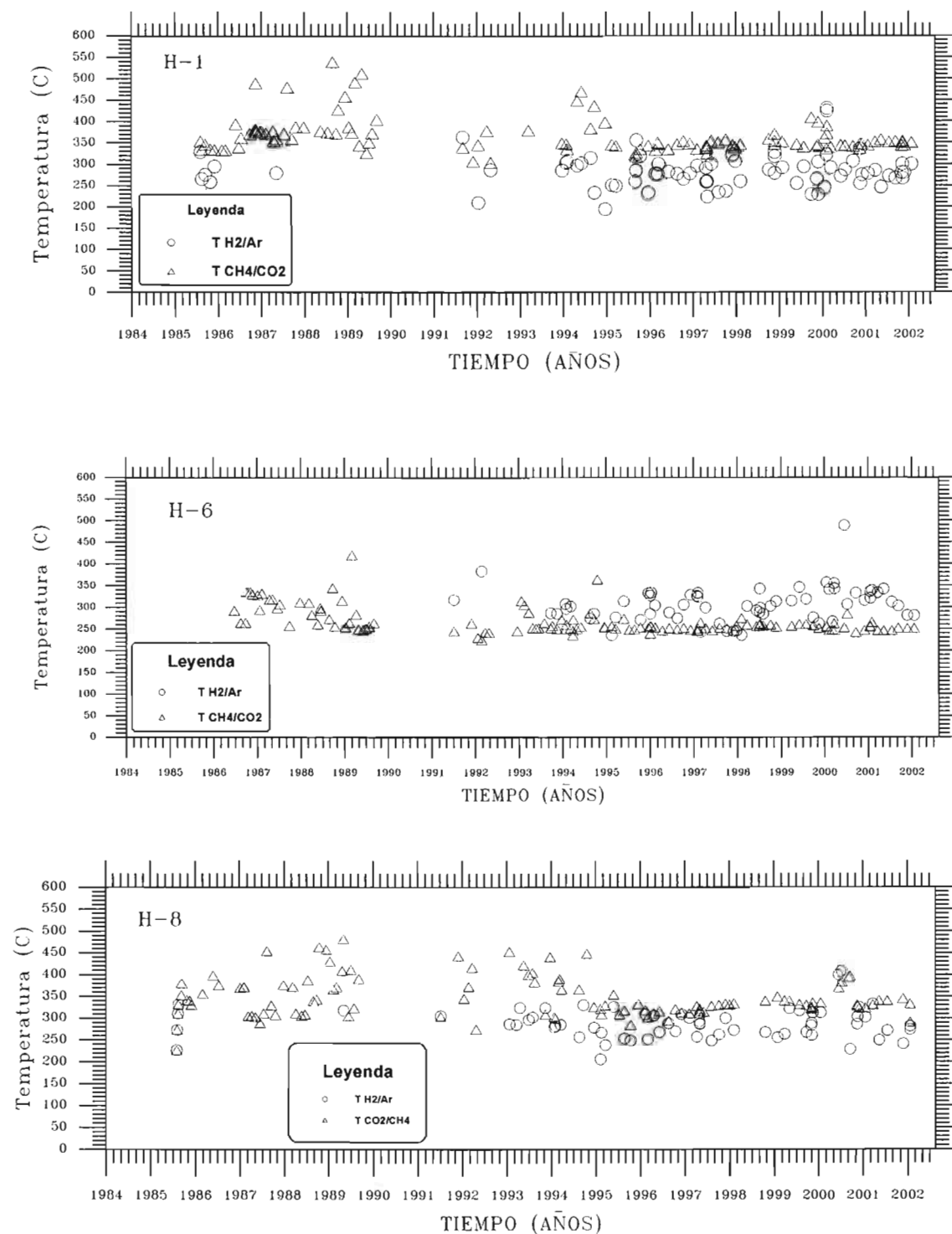


Fig. 52. Geotermómetros de H_2/Ar y CH_4/CO_2 contra el tiempo para los pozos H-1, H-6 y H-8. Los Humeros, Puebla.

Los geotermómetros de H_2/Ar y H_2S/H_2 propuestos por Giggenbach (1991) y Arnorsson (1991) respectivamente, son los que mas se aproximan a las temperaturas medidas. Además estiman valores del mismo orden de magnitud que el geotermómetro de sílice (Tabla 5.16). Dando temperaturas promedio de $296^\circ C$ y $331^\circ C$, las cuales son las más parecidas a las medidas.

La figura 52 muestra el comportamiento temporal de los geotermómetros de H_2/Ar y CH_4/CO_2 para los pozos H-1, H-6 y H-8. Las temperaturas calculadas por medio de estos geotermómetros de gases son parecidas con las temperaturas medidas. En el caso del pozo H-1 las temperaturas estimadas por medio del geotermómetro de H_2/Ar presentaron mayor variación con respecto al tiempo. Para el caso de los pozos H-6 y H-8 ambos geotermómetros presentaron temperaturas más estables con respecto al tiempo. Las temperaturas para los tres pozos son del orden de los $300^\circ C$.

5.2.5. ESTADO DE EQUILIBRIO DE CATIONES Y ESPECIES DISUELTAS.

Las figura 53 muestra el resultado de los cálculos de las constantes de equilibrio para las razones catión/protón. Las temperaturas de referencia usadas fueron las temperaturas estimadas por el geotermómetro de Na/K Fournier (1979). Esto para el agua separada producida por pozos productores del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. La mejor correlación se presenta en el $\text{Log } \sqrt{aCa^{++}/aH^+}$, $\sqrt{aMg^{++}/aH^+}$ y $\text{Log } aK^+/aH^+$. Sin embargo, en el $\text{log } aNa^+/aH^+$ existe mayor dispersión, lo cual podría deberse a la gran sensibilidad de las actividades del ion hidrógeno a procesos de ebullición y desgasificación los cuales tienen un gran efecto sobre las razones catión/protón. Por tanto, puede decirse que el equilibrio entre el fluido y las respectivas especies se ha logrado.

Las especies disueltas que presentan buena correlación son $\text{Log } H_2CO_3$, $\text{Log } H_2S$ y $\text{Log } H_2SO_4$. Esto indica que las especies H_2CO_3 , H_2S y H_2SO_4 gobiernan el contenido de carbonatos y sulfatos en el agua (Figura 54). El $\text{log } H_4SiO_4$ presenta una mayor dispersión lo cual podría deberse al grado de desequilibrio presente en el agua con respecto al cuarzo.

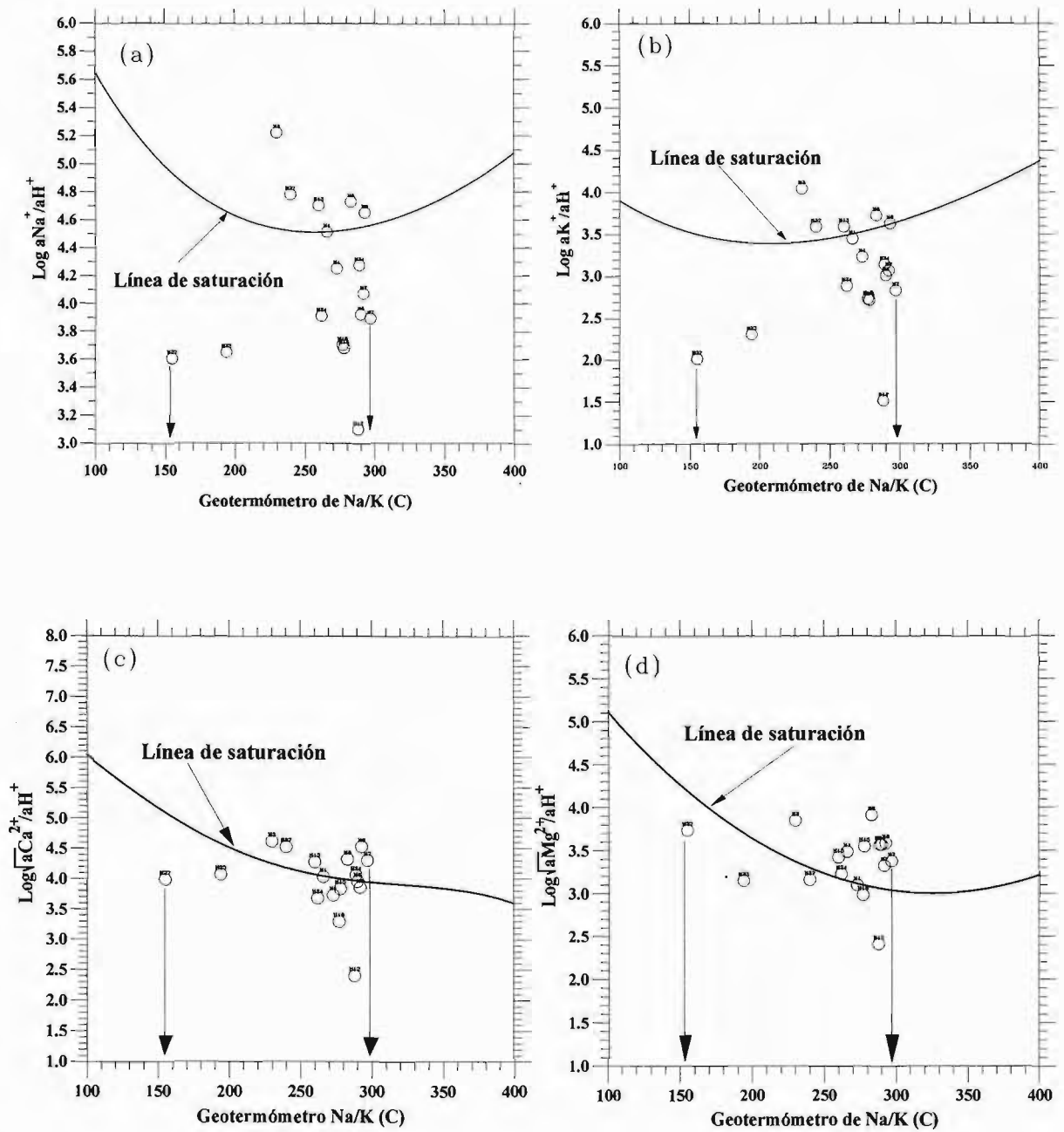


Fig. 53. Logaritmo de razón catión/protón contra la temperatura del geotermómetro Na/K. (a) $\log a\text{Na}^+ / a\text{H}^+$, (b) $\log a\text{K}^+ / a\text{H}^+$, (c) $\log \sqrt{a\text{Ca}^{2+}} / a\text{H}^+$, (d) $\log \sqrt{a\text{Mg}^{2+}} / a\text{H}^+$. Los Humeros, Puebla.

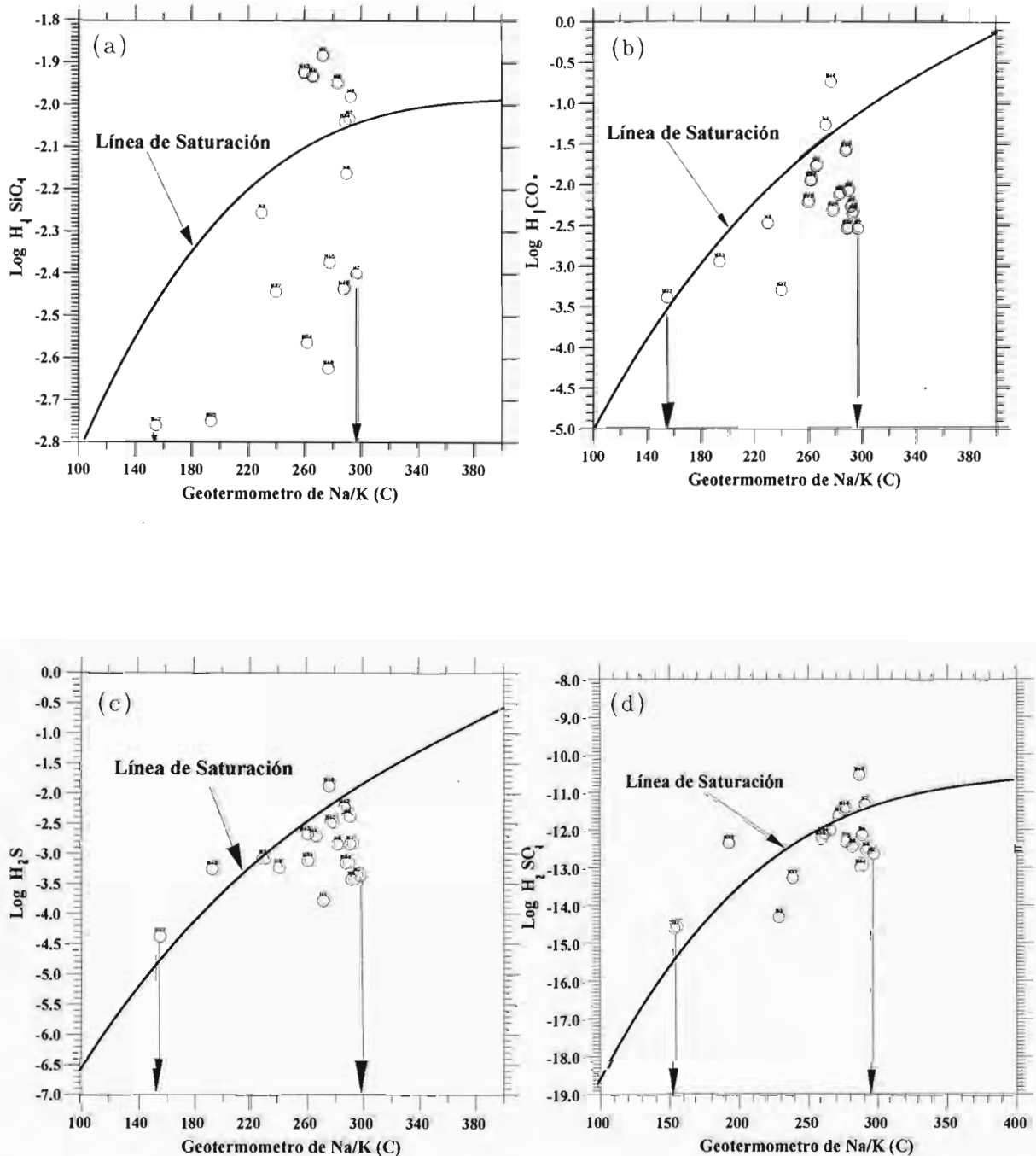


Fig. 54. Logaritmo de especies disueltas contra la temperatura del geotermómetro de Na/K. (a) $\text{Log } \text{H}_4\text{SiO}_4$ contra Na/K, (b) $\text{Log } \text{H}_2\text{CO}_3^*$ contra Na/K, (c) $\text{Log } \text{H}_2\text{S}$ contra Na/K, (d) $\text{Log } \text{H}_2\text{SO}_4$ contra Na/K. Los Hornos, Puebla.

5.2.6. ESTADO DE SATURACIÓN DE MINERALES SELECTOS.

Durante el desarrollo de la investigación se actualizó el estudio de equilibrio soluto-mineral realizado por Tello (1989), en el cual se estableció por primera vez que a excepción del pozo H-9, el resto de los pozos presentaban un estado sobresaturado con respecto a la calcita y que lo más probable era que estuvieran incrustados por carbonatos de calcio. El estado sobresaturado de la salmuera con respecto a la calcita origina por lo general la depositación de este mineral. Esto ocurrió en el pozo H-1 el cual debido a la depositación de calcita fue necesario su reparación y profundización en el año de 1995.

En la figura 55 se presenta el estado de saturación del agua a profundidad con respecto a la calcita, anhidrita, cuarzo y calcedonia calculado a la temperatura estimada por el geotermómetro de Na/K para cada pozo (Fournier, 1979).

Con respecto a la calcita los pozos H-6, H-7, H-18 y H-37 están en equilibrio, mientras que los pozos H-1, H-3, H-8, H-13 y H-34 presentan sobresaturación con respecto a ella. Por tanto, debido a su estado sobresaturado puede presentarse depositación de calcita en la zona de producción de estos pozos. Los pozos H-15, H-23, H-24 y H-27 se encuentran en un estado insaturado con respecto a la calcita. Esto indica que es probable que no se presente incrustación de calcita en estos pozos (Figura 55a).

Los pozos H-1, H-7, H-8, H-13, H-23 y H-37 están en equilibrio con la anhidrita (Figura 55b). Mientras que los pozos H-3, H-6, H-15, H-18, H-24 y H-27 presentaron un estado insaturado. Esto sugiere que no habrá depositación de sulfato de calcio en la zona de producción.

En relación con el cuarzo se determinó que los pozos H-3 y H-8 se ubican en la línea equilibrio y los pozos H-1 y H-13 se ubican en la región de sobresaturación. El resto de los pozos se ubicaron en la región de insaturación (Figura 55c). El comportamiento detectado con referencia a la calcedonia (Figura 55d) fue el siguiente. Los pozos H-1, H-8 y H-13 se ubicaron en la línea de equilibrio y el resto presentaron un estado insaturado con respecto a

la calcedonia. Por tanto, se puede esperar que en los pozos H-1 y H-13 haya depositación de sílice por presentar un estado de sobresaturación.

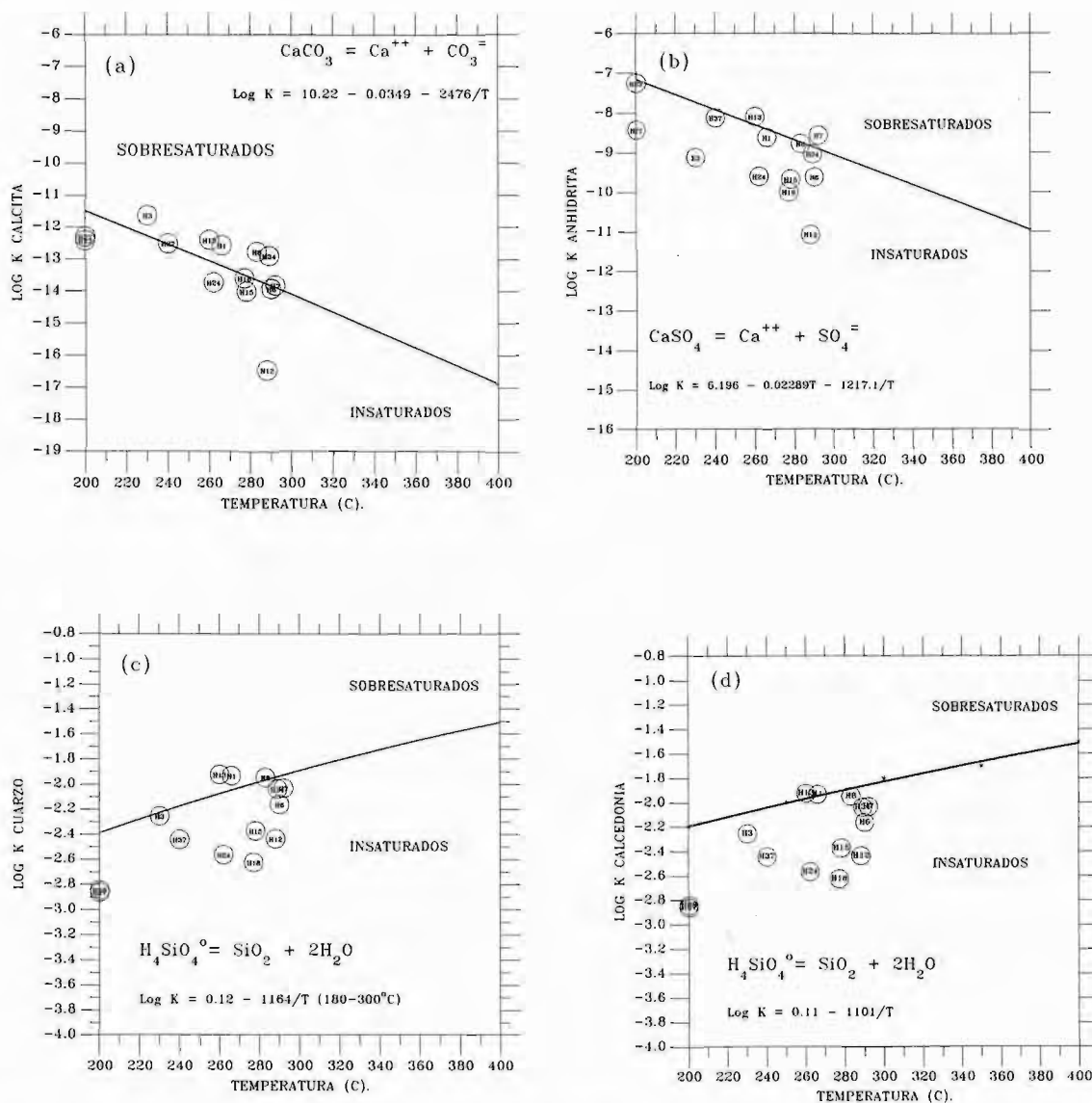


Fig. 55. Saturación de carbonatos, calcio, sulfatos y sílice en aguas del campo geotérmico de Los Hornos, Puebla., con respecto a la solubilidad de calcita, anhidrita, cuarzo y calcedonia.

5.2.7. ESTIMACIÓN DEL EQUILIBRIO MINERAL MÚLTIPLE

Se calcularon los índices de saturación ($\log Q/K$) de varios minerales que se han identificado en el yacimiento de Hornos, tales como cuarzo, anhidrita, albita, microclina,

epidota, calcita, wairakita, mg-clorita, magnetita, pirita y pirrotita. Esto a partir de los análisis químicos del agua separada del pozo H-1 en un rango de temperaturas de 100 a 373°C y por medio del programa Watch (Figura 56). Se incluyeron los minerales anteriores porque se sabe que existen como minerales hidrotermales en Los Humeros.

El cuarzo, microclina y la anhidrita están en equilibrio a una temperatura de 340°C, mientras que la epidota tiende a equilibrarse a una temperatura de 250°C. La magnetita y pirrotita están en equilibrio a 200°C. En el caso de la calcita presenta sobresaturación arriba de 100°C, debido a esto algunos pozos de Los Humeros presentan un estado sobresaturado con respecto a la calcita. La temperatura estabilizada para este pozo es de 204°C. La albita, wairakita y clorita no presentan ninguna tendencia a equilibrarse. Por tanto, puede concluirse que el agua de este pozo está en desequilibrio con respecto a estos últimos minerales (Figura 56).

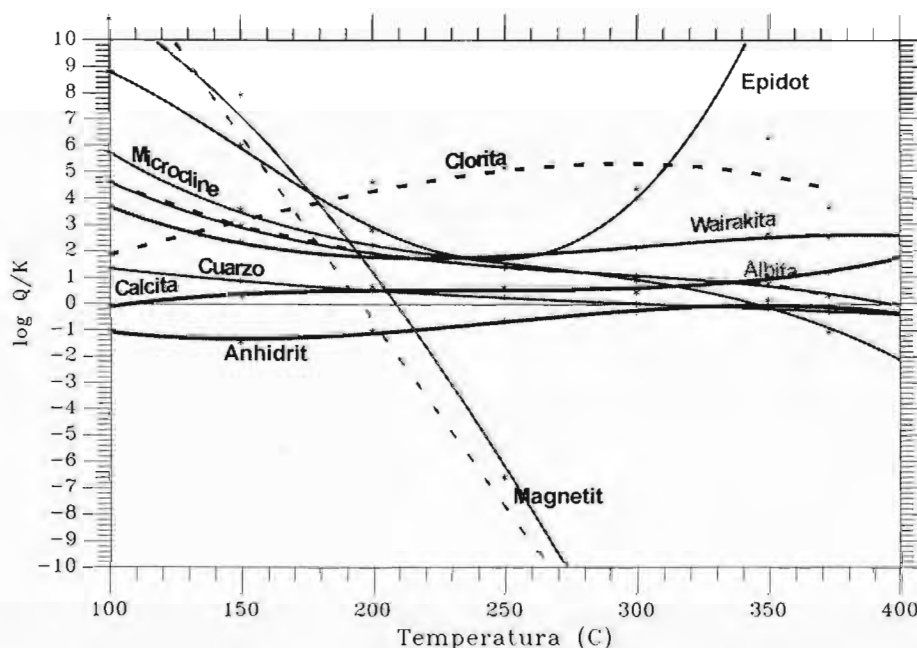


Fig. 56. Diagrama de saturación mineral para el pozo H-1. Los Humeros, Puebla.

5.2.8. FASES MINERALÓGICAS

De acuerdo con diagramas de equilibrio soluto-mineral, líquido-gas, geotermometría de ambas fases y equilibrio mineral múltiple se puede decir que el yacimiento de Los Humeros es un sistema en desequilibrio químico. Según el equilibrio gas-líquido y geotermometría de gases y mediciones con Kuster la temperatura a la cual se está efectuando la interacción de los fluidos en el yacimiento de Los Humeros es del orden de 300°C. Por tanto, para determinar las fases mineralógicas que controlan la composición química de los fluidos de los pozos, las actividades y diagramas de actividades se calcularon a 300°C. Los resultados están referidos en la tabla 5.17 y se muestran en las figuras 57, 58 y 59.

Los pozos seleccionados son de mezcla que presentan una entalpía menor o igual a 2400 kJ/kg, requisito para aplicar la metodología de Arnorsson et al., (1982). Las concentraciones promedio de hierro y aluminio fueron ingresados al programa (Watch) y fueron de 0.46 ppm y 0.60 ppm respectivamente para todos los pozos estudiados.

Tabla 5.17 Actividades y parámetros químicos a condiciones de yacimiento para pozos selectos de Los Humeros, Puebla. Los cálculos se realizaron a 300°C.

Pozo	(Fracción Vapor) _{dt}	pH _y	Cl _y	SiO _{2 y}	Log (aNa ⁺ /aH ⁺)	Log aCa ²⁺ /a(H ⁺) ²	Log (aK ⁺ /aH ⁺)	Log aMg ²⁺ /a(H ⁺) ²
H-001	0.28	6.56	64	715	4.37	7.40	3.23	6.61
H-003	0.79	7.34	100	317	5.25	8.79	4.05	7.19
H-006	0.82	7.22	82	744	4.83	9.08	3.90	8.16
H-007	0.83	7.20	63	695	4.86	8.96	3.77	7.88
H-008	0.60	7.45	55	815	5.23	9.26	4.16	8.37
H-019	0.65	6.87	18	383	4.47	8.40	3.31	7.37
H-034	0.83	7.39	6	820	5.06	8.90	3.86	7.90

Los diagramas de actividad fueron calculados para las características químicas de los fluidos de Los Humeros, bajo condiciones de exceso de cuarzo y a 300°C. Los coeficientes

de actividad fueron computados usando el modelo de Debye-Huckel debido a que la fuerza iónica de los fluidos geotérmicos de Los Humeros es 0.0126 molal como promedio, para la cual este modelo es aplicable. Se supuso además que no había ebullición de tipo adiabático ni enfriamiento de tipo conductivo, debido a que estos procesos son los que originan que los minerales se desvíen de su estado de equilibrio original.

Los logaritmos de las razones de las actividades (aK^+/aH^+) y (aNa^+/aH^+) referidos en la tabla 5.17 fueron graficados en el diagrama de actividad presentado en la figura 57. Conformado de acuerdo con el sistema $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-K_2O-H_2O$ el cual representa una asociación mineral sódico-potásica en presencia de cuarzo.

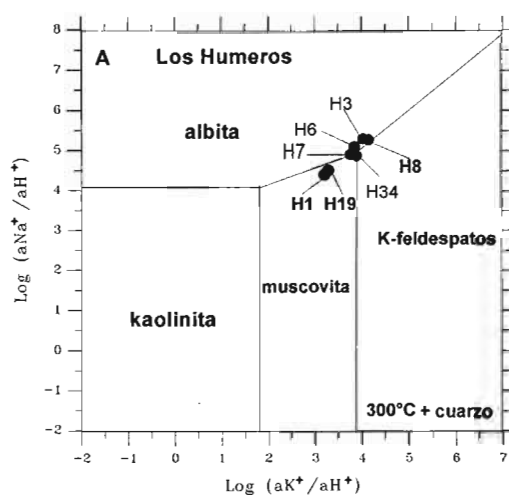


Fig. 57. Diagrama de actividad para fases minerales importantes del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Los gráficos fueron tomados de Helgeson et al., (1969).

Los datos de los pozos H6, H7, H8, H3, y H34 caen en el punto triple albita-muscovita - K-feldespatos, lo cual es producto de la alteración de roca primaria (plagioclasa) de acuerdo a reacciones, tales como: $Na\text{-Plag} + K^+ + H^+ = K\text{-mica} + Na^+$. La fase líquida de los pozos H1 y H19 está en equilibrio con la muscovita. Lo que indica que las actividades de Na^+ y K^+ en el agua de estos dos pozos están controladas por la mica potásica (muscovita). La

tendencia y buena correlación de los demás pozos hacia el punto triple es debido a un incremento en el pH del yacimiento (Figura 57). Viggiano (1990) encontró que hay un enriquecimiento de potasio de S-SE a N-NW en la roca del reservorio a 260°C. Sin embargo, a 300°C la buena correlación que presentan los pozos entre ellos se debe más bien al pH del yacimiento. Esto se puede notar en la tabla 5.17 donde a menor pH disminuye la actividad de K^+ y viceversa.

Las principales fases que controlan los metales alcalinos son: K-feldespatos, albita y mica-potásica (muscovita). La buena correlación que presentan los resultados se puede interpretar como los efectos de disolución de feldespatos primarios en el reservorio con una condición de equilibrio entre albita y feldespatos de K^+ y puede representar un estado meta estable (Figura 57).

La figura 58(a) muestra gráficamente el sistema $HCl-H_2O-Al_2O_3-CO_2-MgO-Na_2O-SiO_2$, el cual incluye minerales de Mg^{2+} y Na^+ en términos de su relación entre las actividades iónicas a 300°C y 89 bares propuesto por Helgeson et al., (1969). La mayoría de los pozos están en equilibrio con Mg-Clorita, solamente el pozo H-1 está en equilibrio con Talco. Esto indica que la actividad del Mg^{2+} es gobernada por estas fases.

Equilibrio que involucra la presencia de minerales de diópsida, tremolita, crisolito y talco es representado en la figura 58(b) como una función de las actividades de aCa^{2+}/a^2H^+ contra aMg^{2+}/a^2H^+ . Al parecer el talco y/o la tremolita controlan la actividad del calcio para el pozo H-1. Esto debido a que se encuentra en la línea de equilibrio entre ambas fases (estado metaestable). El H-19 se encuentra en equilibrio con la tremolita, el H-3 está en equilibrio con la diópsida. El resto se ubican en equilibrio con crisotilo (Figura 58b). Esto es consistente con observaciones petrográficas hechas por Viggiano (1990) en el campo de Los Humeros, Puebla. Aunque es importante mencionar que en este estudio se está observando el estado de equilibrio actual de los fluidos de los pozos, esto debido a que algunos minerales no fueron identificados en su etapa inicial. Por ejemplo, la tremolita $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ con la cual están en equilibrio los pozos H1 y H19.

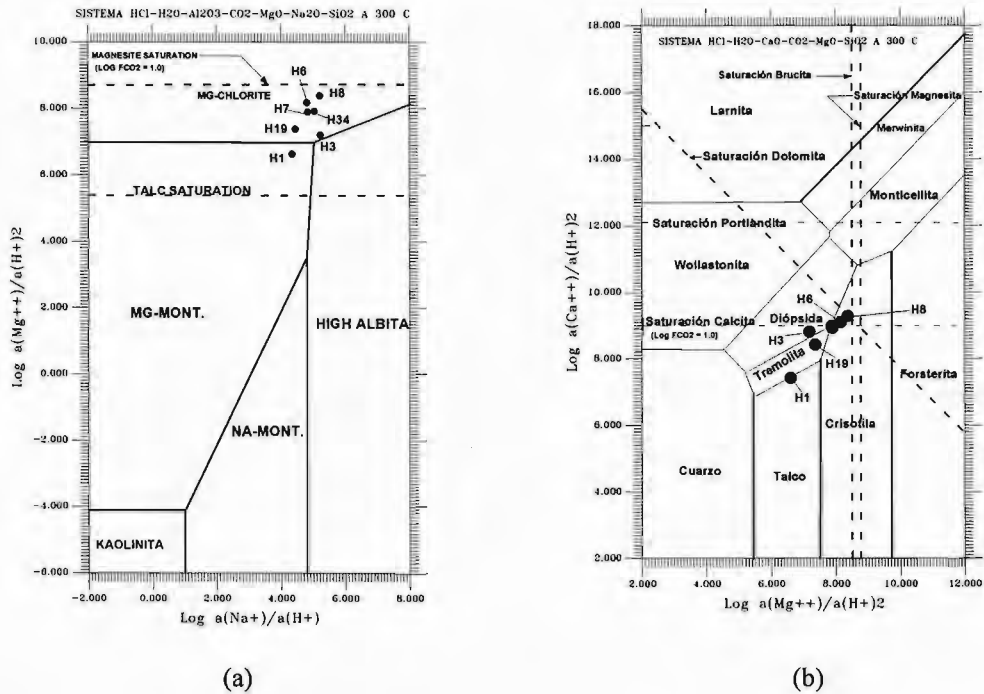


Fig. 58. Diagramas de actividad para asociaciones de minerales de (Mg^{2+} , Na^+) y (Ca^{2+} , Mg^{2+}) del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Los gráficos fueron tomados de Helgeson et al., (1969).

El equilibrio que involucra la presencia de minerales de wollastonita, prehnita y clinozoisita está representado en la figura 59(a) como una función de las actividades de $a\text{Ca}^{2+}/a\text{Na}^+$. La gráfica 59(b) representa el estado de equilibrio de minerales tales como wollastonita y prehnita y se graficaron como una función de las actividades de $a\text{Ca}^{2+}/a\text{SiO}_2$.

La wollastonita es la que controla las actividades de Ca^{++} y Si en el agua de los pozos H3, H6, H7, H8 y H34 con la cual está en equilibrio. El H1 está en equilibrio con la clinozoisita y el H19 con la prehnita (Figura 59a). Al graficar las actividades de $a\text{Ca}^{++}/a\text{SiO}_2$ nuevamente los pozos caen en la zona de la wollastonita y prehnita figura 59b. Esto indica que las actividades de Ca^{++} y Si son controlados por estas fases. Es importante mencionar que existe congruencia con las observaciones petrográficas hechas por Viggiano (1990) debido a que observó la presencia de wollastonita en el H9 a profundidades 2080 a 2350 m. Detectándose el mayor porcentaje (21%) a una profundidad de 2340 m. La wollastonita se ha detectado en sistemas geotérmicos activos a temperaturas entre 200 y 340°C. Las

temperaturas geotermométricas calculadas para los pozos por medio de gases y que están en equilibrio con wollastonita y prehnita oscilan entre 324°C (H6) y 355°C (H19).

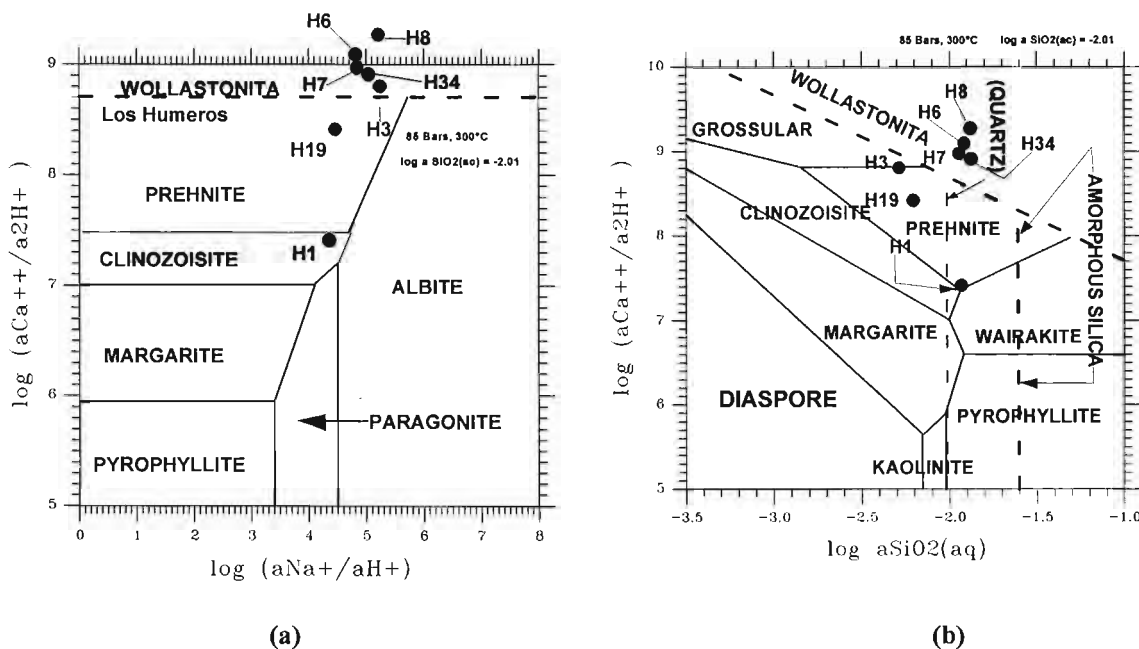


Fig. 59. Diagramas de actividad para asociaciones de minerales de $(\text{Ca}^{2+}, \text{Na}^{+})$ y $(\text{Ca}^{2+}, \text{SiO}_2)$ del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Los gráficos fueron tomados de Helgeson et al., (1969).

Los diagramas de actividad y la composición química de los fluidos geotérmicos, paralelamente con relaciones químicas y texturales de los minerales hidrotermales, muestran que en Los Humeros hay una tendencia hacia el equilibrio entre las rocas del reservorio y los fluidos hidrotermales que circulan a través del yacimiento. La geotermometría de fase líquida y gaseosa indica que las temperaturas a las cuales se está efectuando la interacción soluto-mineral son de $308^{\circ}\text{C} \pm 15$. Sin embargo, es importante decir que este campo se encuentra en la etapa de reequilibración soluto-mineral. Aunque la temperatura juega un papel importante en el control de la estabilidad de las fases, otros procesos físicos, específicamente aquellos que controlan el pH y la composición de la fase gaseosa (por ejemplo, el contenido de CO_2 en el fluido) son importantes en el control del tipo de mineralogía hidrotermal formada. Por ejemplo, la pérdida de CO_2 por una ebullición

intensiva en la zona productora origina que algunos pozos (H1, H3, H6 y H34) en Los Humeros se encuentren sobresaturados con respecto a la calcita.

5.2.9. COMPOSICIÓN EN LA DESCARGA TOTAL Y EN EL YACIMIENTO

Conocer la composición química del agua a condiciones descarga total y en el yacimiento permite detectar cambios en las concentraciones de los solutos debido a procesos que ocurren en el yacimiento. Las entalpías de descarga de este campo varían de 1179 a 2726 kJ/kg, las cuales están referidas en la tabla 5.11. La entalpía de descarga por ejemplo del pozo H-1 (1179 kJ/kg) corresponde a la de un líquido saturado a una temperatura de yacimiento de 269°C, por consecuencia el exceso de vapor a condiciones de yacimiento es pequeño. Esto sugiere que el yacimiento penetrado por el pozo H-1 es de líquido dominante (Tello, 1989).

Para el resto de los pozos de Los Humeros la entalpía de mezcla es mucho mayor que la entalpía de un líquido saturado a la temperatura de yacimiento (Tabla 5.11), cuando esto se presenta se debe a que a condiciones de yacimiento en forma natural existe una fracción de vapor coexistiendo con la fase líquida. La composición química del agua fue evaluada suponiendo dos posibles causas para el exceso de vapor de los pozos (transferencia de calor conductivo de la roca y efectos de permeabilidad relativa para el flujo en ambas fases). Se consideró que ambos procesos ocurren en forma excluyente.

Se utilizó el mismo criterio que en Los Azufres. Esto es, si la entalpía de descarga de los pozos excede a la del líquido saturado a la temperatura de reservorio, se considera que existe un **“exceso de vapor”**. Una alta entalpía de descarga refleja dos fases (vapor y agua) en el yacimiento y su separación parcial en el acuífero antes de entrar al pozo. Las causas del exceso de vapor o entalpía de los pozos también ya fueron discutidas previamente. Sin embargo, hay que tomar en cuenta otros factores en la estimación de la composición química del agua a condiciones de reservorio basada sobre los datos de exceso de entalpía y/o vapor de los pozos. Si el reservorio contiene solamente agua, entonces es fácil relacionar la composición de las muestras hechas en superficie con las condiciones de

reservorio. En el caso contrario, si el fluido en el pozo es un fluido de dos fases con exceso de entalpía, no es posible relacionar la composición química del fluido en la superficie con las condiciones de reservorio, sin hacer algunas suposiciones fundamentales. Por tanto, en este caso especial hay que tener cuidado en hacer las correcciones de la composición química de los pozos de este campo. Debido a que la gran mayoría de los pozos presentan una alta entalpía de mezcla (> 2400 kJ/kg) y muy poca fracción de fase líquida. Por tanto, en estas condiciones no se recomienda aplicar el método de Arnorsson (1982), para corregir la composición química a condiciones de descarga total y de yacimiento. Sin embargo, en pozos con menor entalpía (< 2400 kJ/kg) es posible aplicar este método.

El exceso de entalpía de los pozos ayuda a definir el tipo de yacimiento penetrado por los pozos. Valores bajos de exceso de entalpía indican que el reservorio penetrado por el pozo es de líquido dominante. Mientras que, un valor alto de exceso de entalpía refleja la presencia de dos fases en el yacimiento. El primer caso supone que la transferencia conductiva de calor involucra evaporación de agua desgasificada (ya hervida), de tal forma que se añade vapor libre de gas al vapor formado con anterioridad. Este modelo aplicado al pozo H-1 implica que la descarga total representa una sola fase líquida en el yacimiento. En el segundo, se supone que el exceso de vapor es debido a los efectos de permeabilidad relativa para las fases agua-vapor. Aquí, los cálculos de las concentraciones de agua en el yacimiento suponen dos fases en el reservorio, lo cual ocurre en los pozos H-6, H-8 y H-13.

Para los pozos H-3, H-9, H-10, H-11, H-12, H-15, H-16, H-17, H-18, H-19, H-20, H-23, H-27, H-28, H-29, H-30, H-31, H-32, H-33 y H-36 el método de exceso de entalpía no es posible aplicarlo para corregir las concentraciones de los solutos en el yacimiento debido a que éstos pozos producen poca agua, y la poca que producen es difícil muestrearla, o bien presentan entalpías que corresponden a las de un vapor saturado (2662 kJ/kg).

En cambio, se corrigieron los datos analíticos de algunos componentes químicos presentes en el agua separada de los pozos H-1, H-6, H-8 y H-13, para obtener la composición química que se tendría en la descarga total y a condiciones de reservorio. La tabla 5.18 muestra las concentraciones ya corregidas de Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SiO_2 , Cl^- y B.

Tabla 5.18 Composición química del agua separada a descarga total y a condiciones de yacimiento. La entalpía esta dada en kJ/kg y la concentración en ppm.

POZO No	FECHA dd/mm/aa	ENTALPIA kJ/kg	CONCENTRACIÓN EN LA DESCARGA TOTAL							
			Na	K	Ca	Mg	SiO ₂	Cl	B	T Na/K
H-1	04/01/96	1179	174	29	1.3	0.077	653	59	142	266
H-6	04/01/96	2441	14	3	0.2	0.017	91.7	10.1	33	293
H-8	04/01/96	1981	73	14	0.6	0.065	334	23	135	283
H-13	05/10/89	1332	199	31	2.1	0.041	586	82	128	260

POZO No	FECHA dd/mm/aa	ENTALPIA kJ/kg	CONCENTRACIÓN A CONDICIONES DE RESERVORIO							
			Na	K	Ca	Mg	SiO ₂	Cl	B	T Na/K
H-1	04/01/96	1179	175	29	1.3	0.078	659	59	143	266
H-6	04/01/96	2441	63	13	0.7	0.079	417	46	152	293
H-8	04/01/96	1981	139	27	1.2	0.113	641	44	259	283
H-13	05/10/89	1332	226	36	2.4	0.046	666	93	145	260

El comportamiento de la composición química con respecto al tiempo se representó en las figuras 60 y 61. Las concentraciones del pozo H-1 concuerdan muy razonablemente tanto a descarga total como a condiciones de yacimiento (Figura 60). Ahora bien, el hecho de que coincidan el contenido de cloruros en la descarga total como a condiciones de yacimiento significa que el pozo está produciendo en una zona de líquido dominante (Tello, 1984). Por tanto, cuando esto ocurre la composición química a condiciones de yacimiento es igual a la descarga total (ver Tabla 5.18). Para el pozo H-6 la composición química a condiciones de descarga total no es la misma que a condiciones de yacimiento. Esto significa que está produciendo en una zona de dos fases (Figura 61).

Los pozos H-8 y H-13 a los cuales se les aplicó la misma metodología, presentan también la misma separación entre ambos valores lo que indica que también estos pozos producen en una zona de dos fases (Tabla 5.18). Para el resto de los pozos como se mencionó en párrafos anteriores no es posible aplicar este método para corregir la concentración de los solutos a descarga total y a condiciones de yacimiento.

5.2.10. PROCESOS FÍSICOS EN EL YACIMIENTO

Para entender el comportamiento del yacimiento es importante definir los procesos que están ocurriendo a profundidad producto del régimen de explotación. Procesos tales como ebullición, desgasificación originan que algunos minerales se desvíen de su estado de equilibrio original.

Para definir los procesos más importantes que están ocurriendo en el yacimiento se analizó el pozo H-1 durante el periodo de 1997 a 2002. Durante este tiempo el pozo estuvo fluyendo por orificio de 57.2 mm. Los procesos que se presentan en el caso del pozo H-1 son: evaporación debido al calor conductivo de la roca, ganancia de calor y condensación (Figura 62). Ahora bien, puede concluirse que la variación de la composición química de este pozo se debe a procesos normales que ocurren en un sistema geotérmico y que la probable variación en la producción se debe a depositación de los solutos (calcita) debido a los cambios de concentración y temperatura que originan dichos procesos. Durante este periodo se observa un incremento de 20°C en la temperatura y 10 ppm de cloruros. Esto podría indicar que la zona de condensación se está agotando y el pozo empieza a producir de la zona más profunda.

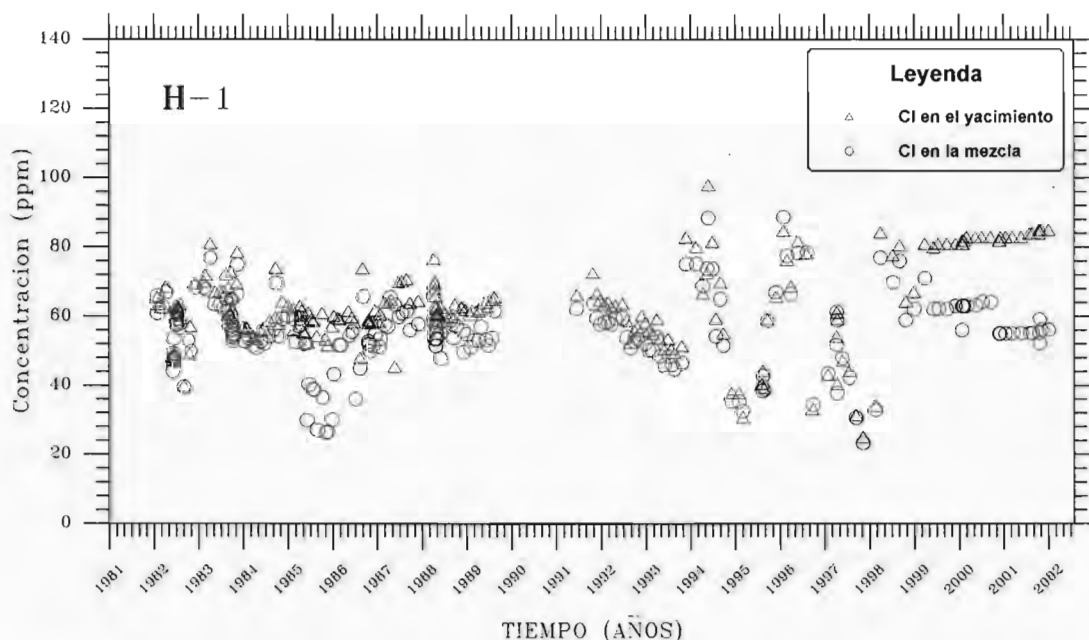


Fig. 60. Composición química en la descarga total y a condiciones de yacimiento contra el tiempo para el pozo H-1. Los Humeros, Puebla.

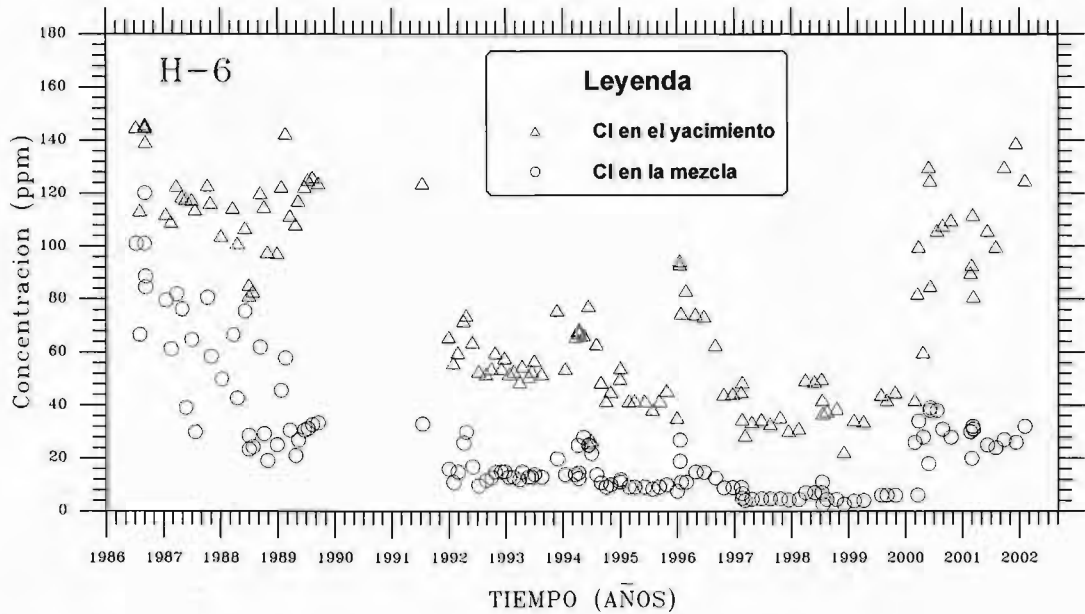


Fig. 61. Composición química en la descarga total y a condiciones de yacimiento contra el tiempo para el pozo H-6. Los Humeros, Puebla.

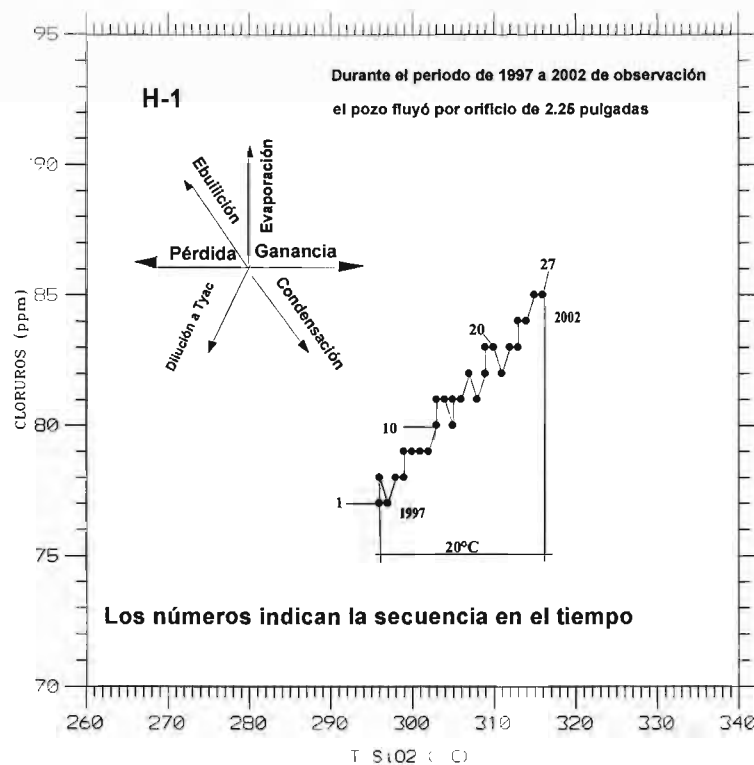


Fig. 62. Procesos físicos en el yacimiento del pozo H-1. Para el periodo de 1997 a 2002. Gráfico realizado utilizando el método de Ellis y Mahon (1977).

5.2.11. CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS DE LA FASE LÍQUIDA

El conocimiento de la composición química e isotópica de la fase líquida en la descarga total y en el yacimiento es de gran importancia en la predicción de variaciones en la composición isotópica del fluido geotérmico. El cambio en $\delta^{18}\text{O}$ puede ser el resultado de la mezcla de agua meteórica y magmática. De tal forma que al detectar la variación en la composición isotópica de los fluidos geotérmicos, durante la explotación de un campo geotérmico permite inferir que procesos están ocurriendo en el yacimiento.

La composición isotópica de los fluidos de Los Humeros fue graficada de la manera usual en la figura 63. Los pozos presentan un corrimiento hacia valores más positivos de $\delta^{18}\text{O}$ característico de fluidos geotérmicos. Este enriquecimiento de $\delta^{18}\text{O}$ se debe a que la interacción agua-roca se llevó a cabo a altas temperaturas.

Cuando se considera únicamente la composición isotópica de los pozos productores corregida en la descarga total y al efectuar la regresión lineal por mínimos cuadrados presentan la siguiente correlación: $\delta\text{D} = 1.82\delta^{18}\text{O} - 60.32$ con un coeficiente de correlación de 0.56. Cuando se incluyen los pozos reinyectores y el agua andesítica la correlación es la siguiente: $\delta\text{D} = 3.53\delta^{18}\text{O} - 53.81$ con un coeficiente de correlación de $r^2 = 0.95$. Cuando se considera a los pozos productores y al agua andesítica la ecuación de la regresión es la siguiente: $\delta\text{D} = 2.40\delta^{18}\text{O} - 58.20$ con un coeficiente de correlación de $r^2 = 0.93$. La pendiente de la recta (2.40) y la buena correlación indica que la composición isotópica de los fluidos del yacimiento es una mezcla entre fluidos magmáticos y agua meteórica con una relación de mezcla de 1:2. Esto indica que cada litro de agua andesítica que arriba al yacimiento de Los Humeros es diluido con 2 litros de agua meteórica.

También se graficó el contenido de δD contra el de $\delta^{18}\text{O}$ de manantiales aledaños al campo. La composición isotópica de las captaciones de Alchichica y S.N. Pizarro fue tomada del estudio isotópico realizado a manantiales en 1988 (Tello, 1988). En dicho estudio se encontró que las norias de Artesiano y S.N. Pizarro presentaban un corrimiento hacia

valores más positivos de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a la línea meteórica, pero al realizar su regresión lineal su pendiente (5.5) indica que se trata de aguas modificadas por procesos de evaporación a temperatura ambiente. La muestra proveniente de la laguna de Alchichica también presenta las mismas características isotópicas (Tello, 1988). Una nueva campaña de muestreo de manantiales se realizó en 1996 y 1998 como parte de esta investigación. La totalidad de los manantiales se ubican en la línea de agua meteórica. Esto confirma que se trata de aguas bicarbonatadas-sódicas de reciente infiltración (someras), que no presentan ninguna interacción con fluidos geotérmicos (Figura 63).

Para el muestreo de manantiales llevado a cabo en 1998 se encontró la siguiente correlación: $\delta\text{D} = 8.42\delta^{18}\text{O} - 13.91$ y un coeficiente de correlación de 0.97 (Barragán et al., 1998). La cual es muy parecida a la ecuación de la línea meteórica local encontrada por Verma et al., (1998) y que es: $\delta\text{D} = 8.64\delta^{18}\text{O} - 14.05$.

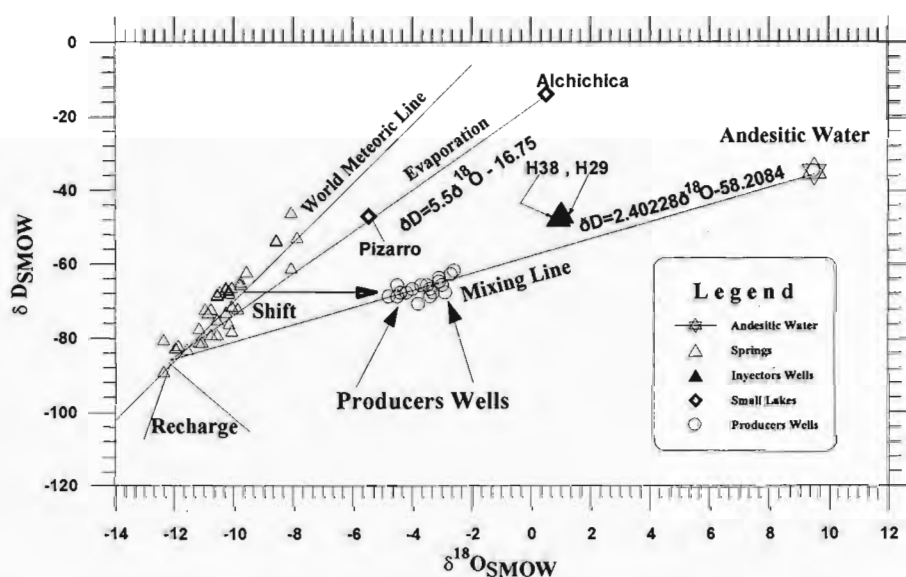


Fig. 63. Composición isotópica en la descarga total de pozos productores, pozos reinyectores y manantiales aledaños al campo geotérmico de Los Hornos, Puebla.

Con respecto a la composición isotópica del CO_2 y CH_4 presente en manantiales calientes y fluidos geotérmicos se han realizado varias investigaciones en los últimos 10 años. Estas con el objeto de: determinar si el contenido de $\delta^{13}\text{C}$ en el CO_2 presenta alguna variación

significante en relación con cambios de gradiente geotérmico, 2) probar la validez del geotermómetro isotópico de $\text{CO}_2\text{-CH}_4$

La figura 64 muestra los datos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ contra $\delta\text{D}_{\text{CH}_4}$ publicados por Portugal (1993) y representados en la gráfica propuesta por Mizutani et al., (1989).

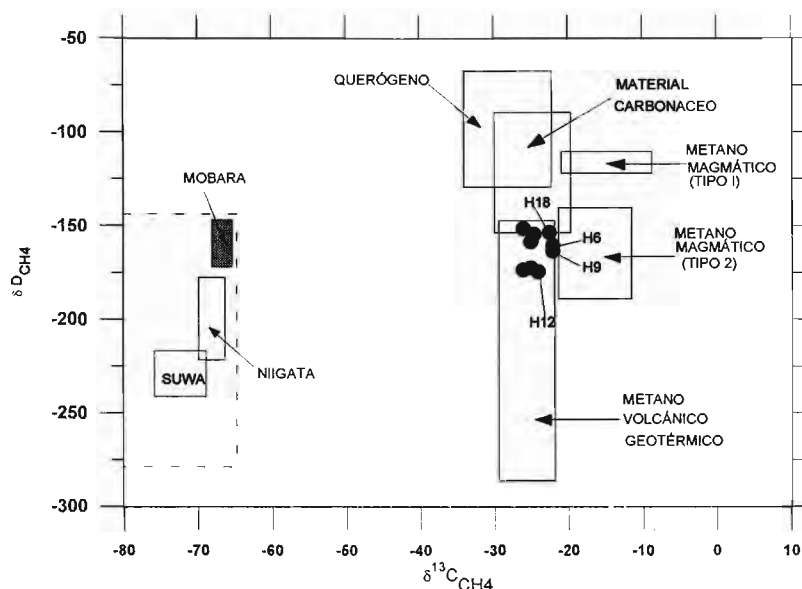


Fig. 64. Composición isotópica de metano del fluido de Los Humeros, Puebla. De acuerdo con la composición isotópica propuesta por Mizutani et al., (1989).

El CO_2 es el compuesto más abundante en los fluidos geotérmicos investigados los cuales varían de acuerdo con su ubicación geográfica. Las variaciones que presenta no son al azar, ya que valores más altos de $\delta^{13}\text{C}$ están asociados con anomalías termales (Panichi y Tongiorgi, 1976). Por tanto, las variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ en el CO_2 natural pueden considerarse como una herramienta auxiliar en la prospección de nuevas áreas geotérmicas.

Pequeñas cantidades de metano e hidrógeno siempre acompañan al CO_2 en fluidos geotérmicos. Suponiendo que el equilibrio isotópico ocurre entre CO_2 , CH_4 , H_2 , y H_2O a través de la reacción.



El fraccionamiento isotópico observado entre los pares $\text{CO}_2\text{-CH}_4$, $\text{H}_2\text{O-H}_2$ Y $\text{H}_2\text{-CH}_4$ ha sido usado para evaluar la temperatura a profundidad en varias áreas geotérmicas (Craig, 1963; Hulston y McCabe, 1962). En el caso de Los Humeros se presentan los datos isotópicos del contenido de $\delta^{13}\text{C}$ en el CO_2 y CH_4 para dos pozos de Los Humeros. Los datos corresponden al estudio realizado por Tello (1992). También se presentan los datos reportados por Portugal (1993).

La constante de equilibrio para el sistema $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$ ha sido calculada usando los gráficos elaborados por Bottinga (1973) para temperaturas entre 0 a 700°C . En el rango de temperaturas de interés geotérmico, por ejemplo, de 100 a 400°C , los valores reportados pueden ser determinados por medio de la ecuación:

$$10^3 \ln \alpha = -9.01 + 15.301 \cdot 10^3 T^{-1} + 2.631 \cdot 10^6 T^{-2} \quad (5.2)$$

Tabla 5.19 Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 y CO_2 para pozos de Los Humeros, Puebla. Datos publicados por Tello (1992).

POZO	FECHA	T_{sep}	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$	$T^\circ\text{C}$
H-1	14-V-87	127	-	-3.5	-
H-6	14-V-87	144	-	-4.1	-
H-7	14-V-87	139	-	-3.7	-
H-8	14-V-87	138	-	-3.3	-
H-9	14-V-87	172	-	-4.5	-
H-10	14-V-87	124	-	-4.0	-
H-11	14-V-87	248	-	-3.5	-
H-12	14-V-87	261	-	-5.4	-
H-16	14-V-87	170	-	-4.4	-
H-17	14-V-87	175	-22.9	-4.0	267
H-18	14-V-87	195	-24.6	-5.8	228
H-19	14-V-87	192	-	-3.2	-

Se puede observar en las tablas 5.19 y 5.20 que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 varían de -22.9 (H17) a -27.0 (H7). Mientras que el contenido de $\delta^{13}\text{C}$ en CO_2 varía de -3.2 (H30) a -6.6 (H-12). Esto es congruente con el origen de los gases ya que los pozos ubicados cerca del Xalapazco Maztaloya presentan y/o se ubican cerca de la región de fluidos de origen magmático, mientras que los pozos ubicados en el Colapso Central se desplazan hacia la

región de fluidos de circulación más profunda. Los primeros presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ en CO_2 cercanos a los valores de $\delta^{13}\text{C}$ que presentan los fluidos de origen magmático y que fluctúan entre -7 y -8 ‰. En cambio los pozos que están ubicados en el Colapso Central presentan valores más cercanos a los que presentan las rocas sedimentarias marinas (calizas) y que es del orden de cero.

Tabla 5.20 Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 y CO_2 y deuterio en CH_4 e H_2 para pozos de Los Humeros, Puebla. Datos publicados por Portugal et al., (1994).

Pozo	FECHA	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$	$\delta\text{D}_{\text{CH}_4}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2}$
H-1	4/VII/91	-26	-4.5	-173	-254
H-6	4/VII/91	-22	-5.6	-161	-247
H-7	3/VII/91	-27	-	-158	-
H-8	2/VII/91	-	-4.2	-	-
H-9	3/VII/91	-22	-4.8	-164	-272
H-12	4/VII/91	-24	-6.6	-175	-
H-16	3/VII/91	-26	-5.3	-152	-270
H-30	4/VII/91	-25	-	-173	-273
H-33	4/VII/91	-25	-5.7	-159	-293

De acuerdo con lo anterior se puede considerar que existe un aporte de carbón de origen sedimentario en pozos localizados cerca del alto estructural de las calizas, tales como, H1, H7, H8, H11, H30 (-3.2 a -3.7). Estos pozos están ubicados en la parte noroeste del campo. Los pozos H6, H12 y H18 los cuales están ubicados en la zona sur del campo, presentan valores más negativos de $\delta^{13}\text{C}$ lo cual refleja que si hay aporte de $\delta^{13}\text{C}$ de origen sedimentario pero predomina el $\delta^{13}\text{C}$ de origen magmático. Esto es cierto ya que los pozos H6, H12 y H18 presentan los valores más cercanos al valor que presenta el $\delta^{13}\text{C}$ de origen magmático -7 a -8 ‰ (Tello, 1992). Esto es congruente con datos más recientes presentados por Portugal et al., (1994), donde los valores más negativos corresponden precisamente a pozos localizados cerca del cráter de Maztalo.

En relación con los datos isotópicos del metano se puede afirmar que el metano tiene un origen orgánico (Portugal et al., 1994). Esto significa que el enriquecimiento de $\delta^{13}\text{C}$ de los valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ respecto al metano termogénico pueden ser el resultado de una diferenciación sistemática en los estados de metamorfismo sedimentario (Portugal et al.,

1994). Esto es una evidencia de que la composición isotópica del CH₄ refleja la alta temperatura a la cual se formó o bien a un intercambio sucesivo con el CO₂ dentro del sistema.

Al utilizar los datos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ y $\delta\text{D}_{\text{CH}_4}$ publicados por Portugal et al., (1994) y utilizando la gráfica propuesta por Mizutani et al., (1989) vemos que el CH₄ proveniente de los pozos cercanos al cráter de Maztaloya se desplazan hacia el metano de origen magmático. En cambio, nuevamente se ve que pozos cercanos al alto estructural de las calizas presentan mayor aporte de CH₄ de origen termogénico (Figura 64).

5.2.12. CONCLUSIONES

A partir del estudio del estado de equilibrio agua-roca y saturación de minerales de alteración de los fluidos del campo geotérmico de Los Humeros se concluyó lo siguiente:

1. De acuerdo con su composición química el agua producida por los pozos es un agua de baja salinidad con 1,314 $\mu\text{mhos/cm}$ de conductividad eléctrica como promedio. La concentración de boro y SiO₂ en el agua separada es de 835 y 628 ppm en promedio respectivamente y contribuyen con un 66 % de las sales totales disueltas. El contenido en sales en el agua producida por pozos es baja relativamente (2,247 ppm en promedio). Por tanto, puede concluirse que sí es un agua de origen geotérmico pero de baja salinidad. Si se removieran el boro y la sílice del agua separada de los pozos nos quedaría un agua con características de un condensado.

Se identificaron tres diferentes tipos de aguas a) cloruradas-sódicas, b) bicarbonatadas-sódicas y c) sulfatadas-sódicas. Se encontró que el tipo de agua está en función de la zona donde esté produciendo el pozo. Pozos profundos producen un agua clorurada-sódica mientras que pozos someros presentan un agua cuyo carácter es bicarbonatado-sódico y/o sulfatado-sódico.

2. Los manantiales presentan características geoquímicas muy homogéneas. Todos son bicarbonatados-sódicos y no presentan ninguna interacción con los fluidos profundos provenientes del yacimiento de Los Humeros. La totalidad están ubicados en la periferia del campo y solamente El Tesoro presenta un ligero termalismo (23°C). Se trata de agua de reciente infiltración que está interaccionando con roca de origen volcánico a bajas temperaturas.

3. Con respecto a los gases se identificaron dos grupos bien definidos. Pozos localizados en la zona sur tales como H-6, H12 se ubican en la línea de mezcla entre gases meteóricos y gases de origen magmático. El H-12 presenta mayor proporción de gases magmáticos. El segundo grupo se ubica entre la línea que conecta el componente meteórico con la esquina del He. Son gases que circulan profundamente a través de la corteza y por consiguiente presentan un tiempo de residencia mayor. Con estas características se comportan pozos tales como H-1, H-8, H-11 etc. De acuerdo con su composición química el CO₂ representa arriba del 85% en volumen de los gases totales presentes. El contenido de H₂S es de 5.7 % en volumen base seca.

4. Se puede concluir que el estado de equilibrio soluto-mineral se encuentra en la etapa de reequilibración y actualmente el agua producida por pozos se encuentra en la zona de desequilibrio químico. Solamente el pozo H-37 se ubica en la línea de equilibrio total. Las temperaturas a las cuales se está efectuando la interacción agua-roca oscilan entre 280°C y 320°C. La totalidad de los manantiales se ubican en la zona de aguas de origen somero. La temperatura a la cual se está efectuando la interacción agua-roca para los manantiales es inferior a los 100°C. Lo que reafirma que se trata de agua de origen meteórico. La composición química del agua de los manantiales es producto de la lixiviación de la roca con la que está en contacto.

5. La mayoría de los gases producidos por pozos se encuentran en equilibrio con la fase líquida a temperaturas entre 280°C y 320°C. Solamente el H-12 se desplaza ligeramente hacia la fase vapor.

6. Con respecto al estado de equilibrio de cationes y especies disueltas, la mejor correlación la presentaron el $\log \sqrt{a\text{Ca}^{2+}/a\text{H}^+}$, $\sqrt{a\text{Mg}^{2+}/a\text{H}^+}$ y $\log a\text{K}^+/a\text{H}^+$. Sin embargo, en el $\log a\text{Na}^+/a\text{H}^+$ presentó mayor dispersión, lo cual podría deberse a la gran sensibilidad de las actividades del ion hidrógeno a procesos de ebullición y desgasificación los cuales tienen un gran efecto sobre las razones catión/protón. Por tanto, puede decirse que el equilibrio entre el fluido y las respectivas especies se ha logrado. Las especies ácidas que presentaron buena correlación fueron el $\log \text{H}_2\text{CO}_3$, $\log \text{H}_2\text{S}$ y $\log \text{H}_2\text{SO}_4$. Por tanto, se puede concluir que las especies H_2CO_3 , H_2S y H_2SO_4 gobiernan el contenido de carbonatos y sulfatos en el agua. El $\log \text{H}_4\text{SiO}_4$ presentó una mayor dispersión lo cual podría deberse al grado de desequilibrio presente en agua con respecto al cuarzo.

7. El estado de saturación del agua con respecto a la calcita, anhidrita, calcedonia y cuarzo se concluye lo siguiente: En relación a la calcita los pozos H-6, H-7, H-18 y H-37 están en equilibrio, mientras que los pozos H-1, H-3, H-8, H-13 y H-34 presentan sobresaturación con respecto a ella. Por tanto, debido a su estado sobresaturado puede presentarse depositación de calcita en la zona de producción de estos pozos. Los pozos H-15, H-23, H-24 y H-27 se encuentran en un estado insaturado con respecto a la calcita. Esto indica que es probable que no se presente incrustación de calcita en estos pozos.

Los pozos H-1, H-7, H-8, H-13, H-23 y H-37 están en equilibrio con la anhidrita. Mientras que los pozos H-3, H-6, H-15, H-18, H-24 y H-27 presentaron un estado insaturado. Esto sugiere que no habrá depositación de sulfato de calcio en la zona de producción. Con referencia al cuarzo se determinó que los pozos H-3 y H-8 se ubican en la línea equilibrio y los pozos H-1 y H-13 se ubican en la región de sobresaturación. El resto de los pozos se ubicaron en la región de insaturación. El comportamiento detectado con respecto a la calcedonia fue el siguiente. Los pozos H-1, H-8 y H-13 se ubicaron en la línea de equilibrio y el resto presentaron un estado insaturado. Se puede esperar que en los pozos H-1 y H-13 haya depositación de sílice por presentar un estado de sobresaturación.

8. A partir del índice de saturación de varios minerales de alteración para el agua del pozo H-1 se pudo observar que el cuarzo, microclina y la anhidrita están en equilibrio a una temperatura de 340°C , mientras que la epidota tiende a equilibrarse a una temperatura de

250°C. La magnetita y pirrotita están en equilibrio a 200°C. En el caso de la calcita presenta sobresaturación arriba de 100°C, debido a esto algunos pozos de Los Humeros presentan un estado sobresaturado con respecto a la calcita. La temperatura estabilizada para este pozo es de 204°C. La albita, wairakita y clorita no presentan ninguna tendencia a equilibrarse. Por tanto, puede concluirse que el agua de este pozo está en desequilibrio con respecto a estos minerales.

9. Las fases mineralógicas que controlan la composición química de los fluidos del yacimiento son: K-feldespatos, albita, mica-potásica (muscovita), Mg-Clorita, talco, diópsida, tremolita, crisotilo, clinozoisita, prehnita y wollastonita. Estas fases gobiernan la concentración de elementos tales como los metales alcalinos (Na^+ , K^+), Mg^{2+} , Ca^{2+} y Si en el agua de los pozos.

10. La composición en la descarga total es muy similar a condiciones de yacimiento para el pozo H-1. Esto indica que este pozo está produciendo en una zona de líquido dominante, con una fracción de vapor coexistiendo muy pequeño. El resto de los pozos están produciendo en una zona de dos fases (H6, H7, H8 etc.) y a otros no se les puede corregir su composición química debido a que presentan entalpías superiores o iguales a 2660 kJ/kg tales como H30, H31 y H32.

11. Los procesos físicos que con mayor frecuencia se presentan en el caso de Humeros son: ebullición, evaporación debido al calor conductivo de la roca, ganancia de vapor y condensación. Se puede concluir que estos procesos son normales en un yacimiento geotérmico.

12. Con respecto a los geotermómetros de fase líquida solamente los de SiO_2 propuestos por Arnorsson (1985) y Fournier y Potter (1979) dan temperaturas similares a las medidas. No se recomienda usar los geotermómetros de Na/K debido a que subestiman las temperaturas de yacimiento. El geotermómetro H_2/Ar y $\text{CH}_4\text{-CO}_2$ de gases propuestos por

Giggenbach (1991) presentan mejor correlación con los geotermómetros de SiO_2 y las temperaturas medidas.

13. Los fluidos de los pozos presentan un corrimiento de oxígeno-18 característico de fluidos geotérmicos. El enriquecimiento de $\delta^{18}\text{O}$ se debe a que la interacción agua-roca se llevó a cabo a altas temperaturas. La composición isotópica de los fluidos del yacimiento es el producto de la mezcla entre fluidos magmáticos y agua meteórica. Las norias de Artesiano y S.N. Pizarro y la laguna de Alchichica presentan una composición isotópica característica de aguas de lagos modificadas por procesos de evaporación a temperatura ambiente. La totalidad de los manantiales se ubican en la línea de agua meteórica. Esto confirma que se trata de aguas bicarbonatadas-sódicas de reciente infiltración (someras), que no presentan ninguna interacción con fluidos geotérmicos.

14. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 varían de -22.9 (H17) a -27.0 (H7). Mientras que el contenido de $\delta^{13}\text{C}$ en CO_2 varía de -3.2 (H30) a -6.6 (H-12). Los pozos localizados cerca del alto estructural de las calizas, tales como, H1, H7, H8, H11, H30 (-3.2 a -3.7) podrían presentar un ligero aporte de carbón de origen sedimentario. Estos pozos están ubicados en la parte noroeste del campo. Los pozos H6, H12 y H18 los cuales están ubicados en la zona sur del campo, presentan valores más negativos de $\delta^{13}\text{C}$ lo cual refleja que no hay aporte de $\delta^{13}\text{C}$ de origen sedimentario pero predomina el $\delta^{13}\text{C}$ de origen magmático. Al utilizar los datos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ y $\delta\text{D}_{\text{CH}_4}$ se puede concluir que el CH_4 proveniente de los pozos cercanos al cráter de Maztaloya se desplaza hacia el metano de origen magmático. En cambio, nuevamente se ve que pozos cercanos al alto estructural de las calizas presentan mayor aporte de CH_4 de origen termogénico.

5.3. CASO III: YACIMIENTO GEOTÉRMICO DE LAS TRES VÍRGENES, B.C.S.

La aplicación de técnicas geoquímicas ha llegado a ser parte integral de cualquier investigación relacionada con la exploración y explotación de los recursos geotérmicos. La geoquímica juega un papel importante en la comprensión del comportamiento de sistemas naturales, especialmente en ambientes hidrotermales, ya que provee información relevante, utilizada como criterio en los programas de exploración y explotación de los recursos.

En 1982 el proyecto se inició con estudios de prefactibilidad (Ballina y Herrera, 1984; Lira et al., 1984; Quijano, 1984). Los resultados soportaron la idea de perforar el primer pozo exploratorio en 1988 (López, 1998). Estudios geológicos y geoquímicos subsecuentes (Tello, 1988; Vargas y Garduño, 1988; Bigurra, 1989; López et al., 1989) ayudaron a comprender mejor este sistema y alentaron a redoblar esfuerzos hacia la exploración profunda del reservorio.

En una segunda etapa, estudios de geología estructural del sistema hidrotermal fueron llevados a cabo para optimizar la localización de nuevos pozos para perforar (Tovar, 1989; Gutiérrez, 1990; Viggiano, 1992; López et al., 1993; Bigurra, 1998; García y González, 1998). Actualmente 6 pozos productores y tres inyectores han sido perforados en este campo. Durante los últimos años, varios investigadores han realizado estudios geoquímicos con el fin de caracterizar los fluidos producidos por pozos geotérmicos y manantiales termales localizados dentro y en la periferia del campo (Tello, 1996; 1998; González et al., 2001; Portugal et al., 1998).

En diciembre de 1999 se sincronizó la primera planta de ciclo binario de 300 Kw., en este campo, la cual utiliza la salmuera del pozo Lv-1 y como fluido de trabajo el pentano, además, en junio del 2001 se instalaron dos plantas de 5 MW a contrapresión. Actualmente la CFE realiza un monitoreo continuo de los fluidos producidos, por los pozos productores del campo de Las Tres Vírgenes, además de los manantiales aledaños al campo.

5.3.1. OBTENCIÓN Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Generalmente la composición química e isotópica de los fluidos junto con datos físicos se emplea para inferir procesos que ocurren en el yacimiento o durante el ascenso de los fluidos a la superficie. Algunas de estas evidencias son: el origen del fluido, procesos de mezcla de fluidos con temperatura diferente, origen de las especies químicas, estado de saturación de minerales de alteración, temperaturas de equilibrio químico e isotópico, procesos de ebullición, condensación, etc.

Actualmente se cuenta con información química de agua separada y gases de los pozos Lv-1, Lv-2, Lv-3, Lv-4 Y Lv-5. Con la información anterior se realizó el modelo geoquímico preliminar del campo (Tello, 1996) y se actualizó durante la investigación en 1997 con la información isotópica de agua de los manantiales y vapor condensado de los pozos geotérmicos Tello (1998), Portugal et al., (1998).

La composición química del agua separada producida por pozos geotérmicos de Las Tres Vírgenes está referida en la tabla 5.21. Se trata de una salmuera geotérmica cuya conductividad eléctrica es del orden de 24 820 $\mu\text{mhos/cm}$ y 14 338 ppm de sólidos totales disueltos.

Tabla 5.21 Composición química de agua separada del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S.

Pozo No	Fecha D/M/A	Pc kg/cm^2	Entalpia KJ/kg	C.E. $\mu\text{mhos/cm}$	pH	Na	B	K	Ca	Mg	HCO_3	Cl	SO_4	SiO_2	STD
Las concentraciones están dadas en ppm.															
Lv-1	27/01/96	5.25	930	24820	7.6	4525	190	736	241	0.36	97	8051	77	395	14338
Lv-2	25/01/88	-	-	513	7.5	46	5.9	9	56	0.50	140	49	15	25	347
Lv-3	3/05/96	6.24	1298	22100	7.5	4110	194	693	92	0.10	96	7335	69	560	13073
Lv-4	26/05/97	7.51	1391	26900	7.2	5333	380	923	197	0.10	68	9601	42	740	17120
Lv-5	21/03/97	2.57	828	22800	7.3	4917	185	778	319	0.27	114	8554	99	162	15156
Lv-8	10/10/98	2.5	1156	16300	8.0	3344	45.2	378	303	0.27	1	5360	52	582	10071

Nota: C.E. Es la conductividad eléctrica y STD: Son los sólidos totales disueltos en ppm.

Con respecto a los manantiales se utilizó la composición química de las 21 captaciones que se monitorearon durante la etapa de exploración y que actualmente sirven como puntos de control ambiental de las aguas subterráneas someras, que pudieran ser modificadas por los

efectos de la explotación del recurso geotérmico o la inyección de salmueras al yacimiento. En la tabla 5.22 está referida la composición química de los manantiales termales usados en la interpretación.

Tabla 5.22 Composición química del agua de manantiales del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S.

No	LUGAR	C.E. µmhos/cm	PH	Ts °C	Na	K	Ca	Mg	HCO ₃	Cl	SO ₄	SiO ₂	B	Li	A.T. meq/l
Las concentraciones están dadas en ppm															
1	El Azufre	6000	2.1	97	19.4	6.8	30	5.0	0.0	6.0	2444	384	3.2	0.00	N.D.
2	A. Caliente	2180	8.4	53	290	16.4	68	26.0	333	17.0	454	118	0.6	0.10	6.36
3	Agua Agria	1980	2.9	97	12	14.0	30	3.2	0	13.6	850	280	0.1	0.00	N.D.
4	El Yaqui	1990	7.9	26	270	4.0	30	9.5	350	100	340	85	0.4	0.10	6.24
5	SanAlberto	3220	7.6	24	278	15.0	240	156	344	100	1439	161	0.8	0.20	6.20
6	San Regis	721	8.0	24	56	5.9	54	4.8	230	76.8	23.0	81.6	0.0	<0.01	4.13
7	El Mezquital	603	7.8	23	81.5	4.9	36	18.8	273	42.3	14.8	59	0.2	<0.01	4.80
8	La Cueva	604	7.8	24	46	3.6	54	35.6	283	42.3	11.6	79	0.7	<0.01	5.00
9	La Cúevita	708	7.8	24	67	3.4	54	28.6	253	92.2	21.2	83	1.3	<0.01	4.60
10	El Carrizo	3420	8.0	31	513	9.3	224	31.6	249	192	1477	94	1.4	0.22	4.60
11	El Palmito	834	7.9	23	120	1.6	38	21.4	224	119	28.5	60	0.2	<0.01	4.00
12	La Palma	2150	7.8	31	234	22.9	187	10.4	287	131	734	125	1.2	0.16	5.10
13	El Tule	1993	7.9	24	202	10.4	103	88.6	361	405	81.6	62	0.4	0.04	6.30
14	Santa Ana	3290	8.1	24	459	24.9	159	11.6	256	507	757	91	1.1	0.17	4.60
15	Golfo de California	51400	8.1	22	11000	350	417	860	131	18380	2987	5.0	4.7	0.16	2.61
16	El Álamo	1040	8.7	30	216	6.0	21	1.6	309	137	57.9	89	0.5	<0.01	6.10
17	El Mezquite	2780	9.0	30	606	18.4	160	13.4	200	453	199	99	1.9	0.17	13.30
18	La Reforma	4220	7.9	24	768	29.9	145	7.8	462	642	816	103	1.0	0.19	8.00
19	Palmita II	2500	7.7	18	393	16.9	158	1.3	340	311	584	105	0.5	0.11	5.90
20	San Ignacio	955	7.9	24	98	5.0	67	5.2	358	115	22.4	90	0.8	0.03	6.20
21	Santa Lucía	955	8.7	26	140	10.2	41	5.8	335	111	31.5	64	0.6	0.01	6.50

Donde Ts es la temperatura superficial, C.E. es la conductividad eléctrica y A.T. es la alcalinidad total.

Con el fin de caracterizar los gases producidos por los pozos y fumarolas del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, se tomaron en cuenta los análisis químicos de gases referidos en la tabla 5.23.

Se realizaron muestreos de gases de las fumarolas de Agua Agria y El Azufre por Quijano (1984) y Tello (1996) volvió a muestrear la fumarola de El Azufre. El CO₂ es el gas predominante (>92% en volumen). El contenido total de gases presentes en este campo es de 1.37 % volumen como promedio. El H₂ y H₂S son otros gases detectados en cantidades significativas. Esta composición química puede considerarse como típica de sistemas geotérmicos hipergeotérmicos.

Tabla 5.23 Composición química de gases de pozos y fumarolas de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Datos tomados de (*) Quijano (1984), (**) Tello (1996).

Las concentraciones están dadas en % volumen base seca.

Fumarola	Cg	CO ₂	H ₂ S	NH ₃	He	H ₂	Ar	N ₂	CH ₄
El Azufre *	-	96.7	0.905	0.030	-	2.00	0.0003	0.175	0.173
A. Agria *	-	86.7	3.06	0.234	-	9.60	0.0052	0.314	-
El Azufre**	-	93.0	4.77	0.001	0.0012	0.509	0.0128	1.361	0.145

Pozo	Cg	CO ₂	H ₂ S	NH ₃	He	H ₂	Ar	N ₂	CH ₄
Lv-1	0.49	95.0	2.56	0.415	0.00	0.728	0.019	1.20	0.049
Lv-2	1.81	96.6	1.551	1.298	0.0075	0.215	0.0054	0.232	0.054
Lv-3	1.15	93.8	1.195	0.26	0.00	1.752	0.041	3.755	0.120
Lv-4	1.92	96.9	0.225	0.874	0.00	0.380	0.018	1.904	0.116
Lv-5	1.48	92.4	0.327	0.057	0.00	0.85	0.063	6.064	0.27

Para efectuar la caracterización isotópica de los fluidos producidos por los pozos del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes se realizó como parte de la investigación un muestreo intensivo de pozos y manantiales del campo. Dicha campaña de muestreo y análisis se llevó a cabo en junio de 1997. Los análisis isotópicos fueron realizados en el Instituto de Investigaciones Eléctricas (Portugal et al., 1998). Las condiciones de muestreo, lugar y las técnicas isotópicas utilizadas en el análisis son las mismas para los tres campos estudiados y ya fueron descritas. A partir de los análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD en el líquido y vapor separado se corrigió la composición isotópica a condiciones de descarga total de los pozos. Para realizar estos cálculos se utilizó el procedimiento III y los datos están referidos en la tabla 5.24 (Barragán et al., 1998). El procedimiento está descrito en el **Anexo II**.

Tabla 5.24 Composición isotópica del vapor separado de los pozos del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S.

POZO No	FECHA Dd/mm/aa	Ho Kj/kg	T separación del vapor (°C)	$\delta^{18}\text{O}$ en el vapor ‰ SMOW	δD en el vapor ‰ SMOW	Descarga total Procedimiento III	
						$\delta^{18}\text{O}$	δD
Lv-1	13/06/97	930	138	-5.36	-58	-3.9	-56.5
Lv-4	13/06/97	1391	166	-6.00	-74	-3.5	-62.9
Lv-5	12/03/98	828	134	-7.00	-69	-3.2	-50.2
Lv-8	12/06/98	1156		-9.9	-72		

El contenido de δD y $\delta^{18}O$ para los manantiales está referido en la Tabla 5.25. Los análisis isotópicos fueron realizados en el Instituto de Investigaciones Eléctricas (Portugal et al., 1998).

Tabla 5.25 Composición isotópica de agua de captaciones de Las Tres Vírgenes, B.C.S.

No	LUGAR	FECHA	Ts °C	C.E. µmhos/cm	pH	Cl ppm	$\delta^{18}O$ SMOW	δD SMOW
1	El Azufres	13/06/97	98	5020	1.4	13.0	0.0	-24
2	A. Caliente	13/06/97	44	1877	8.2	24.0	-4.4	-47
3	Agua Agria	13/06/97	-	-	-	-	-	-
4	El Yaqui	13/06/97	32	1384	7.7	144.0	-8.7	-62
5	SanAlberto	14/06/97	34	2320	7.7	200.0	-8.9	-70
6	San Regis	12/06/97	28	752	7.2	88.0	-9.3	-68
7	El Mezquital	12/06/97	31	626	7.3	46.0	-10.1	-73
8	La Cueva	12/06/97	30	623	6.9	42.0	-8.7	-63
9	La Cueva	-	-	-	-	-	-	-
10	El Carrizo	-	-	-	-	-	-	-
11	El Palmito	13/06/97	29	868	7.4	119.0	-8.8	-64
12	La Palma	11/06/97	29	2260	7.2	131.0	-9.0	-69
13	El Tule	-	-	-	-	-	-	-
15	Golfo de California	14/06/97	22	51400	8.1	18,380	0.0	0.0
16	El Alamo	10/06/97	34	1064	8.4	137.0	-10.1	-70
17	El Mezquite	10/06/97	32	2730	8.2	192.0	-8.6	-66
18	La Reforma	10/06/97	29	4040	7.2	642.0	-10.6	-74
19	Palmita II	11/06/97	26	1470	7.0	131.0	-9.2	-67
20	San Ignacio	12/06/97	31	1179	7.4	146.9	-8.8	-69
21	Santa Lucía	12/06/97	30	949	8.3	99.6	-5.8	-57
22	R. Las Vírgenes	12/06/97	32	1378	7.5	228.2	-10.1	-78
23	Rancho Bonfil	12/06/97	31	1049	7.2	91.8	-8.3	-59

5.3.2. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOQUÍMICAS

La actividad hidrotermal de la zona está asociada principalmente a las fallas de orientación NW-SE y N-S. Las cuales permiten el ascenso de fluidos geotérmicos, manifestándose en superficie a través de zonas de alteración, suelos calientes, manantiales termales y fumarolas. Las manifestaciones de mayor temperatura superficial son las fumarolas de El Azufre y Agua Agria con una temperatura superficial de 97°C las cuales están asociadas a la falla El Azufre de orientación NW-SE, mientras que la temperatura mínima se registró en el manantial de La Palmita (M26) (Figura 65).

Al clasificar los tipos de agua que producen las diferentes captaciones de la zona se identificaron tres grupos de aguas (Figura 65a). A) a este grupo pertenecen los manantiales de Agua Agria (M3) y El Azufre (M1) los cuales presentan un carácter sulfatado-ácido, característico de zonas geotérmicas donde ocurre absorción de vapor y oxidación de H_2S por aguas subterráneas someras. Además presentan un contenido significativo de boro y un alto contenido de sílice, lo que sugiere la presencia de un reservorio geotérmico a profundidad (Quijano, 1984). El agua proveniente de las captaciones de El Yaqui (M4), El Carrizo (M10), La Palma (M12), Santa Ana (M14), La Reforma (M18), y La Palmita (M19) presentan un carácter sulfatado-sódico, aunque con un pH ligeramente alcalino 7.7 a 8.1 (Tabla 5.22). Este carácter al igual que las muestras de Agua Agria y El Azufre se debe a la interacción con fluidos de origen geotérmico. Debido a que estos manantiales presentan las más altas concentraciones de boro y litio, lo que confirma que esta agua circuló profundamente a través de la corteza. Además la concentración de SiO_2 es alta con respecto a las demás y las concentraciones de magnesio en esta agua son bajas, lo que indica que la interacción agua-roca se está efectuando a profundidad y a altas temperaturas.

B) Al tercer grupo pertenecen las muestras provenientes del Golfo de California (M15), El Tule (M13) y El Mezquite (M17) cuyo carácter geoquímico es clorurado-sódico. El carácter clorurado-sódico de la muestra (M15) es característico del agua marina. Las muestras (M13) y (M17) obtienen este carácter probablemente por circular profundamente. Debido a que los elementos de circulación profunda, tales como el boro y el litio están presentes en cantidades significativas (Tabla 5.22). Tales concentraciones varían de 0.4 y 1.9 ppm de boro para El Tule y El Mezquite respectivamente. Las demás captaciones presentan un carácter geoquímico bicarbonatado-sódico (Grupo C) típico de aguas de origen meteórico, que han circulado someramente a través de roca de origen volcánico (Figura 65). Dichas manifestaciones termales actualmente sirven como puntos de control ambiental de las aguas subterráneas someras, que pudieran ser modificadas por los efectos de la explotación del recurso geotérmico o la inyección de salmueras al yacimiento.

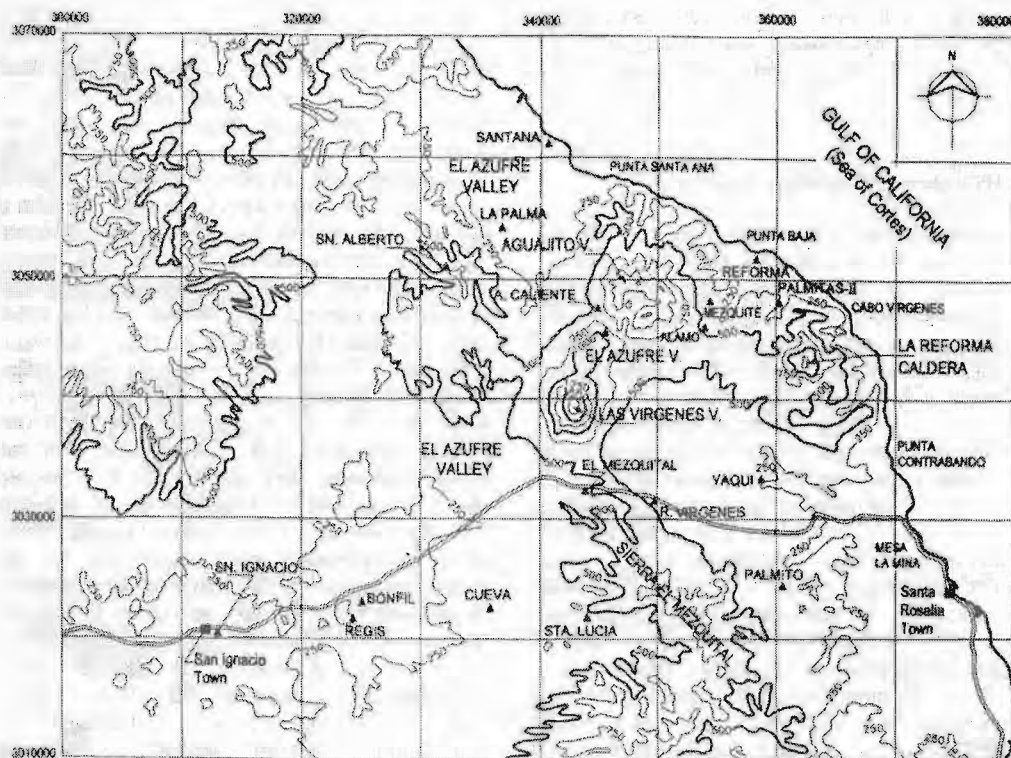


Fig. 65. Localización de manifestaciones termales del campo geotérmico de Las Tres Virgenes, B.C.S.

En cambio el agua profunda extraída por pozos presenta una composición química muy homogénea. El agua separada de los pozos LV-1, LV-3, LV-4, LV-5 y Lv-8 se ubica en la región de agua clorurada-sódica, totalmente equilibrada, característica de una salmuera de origen geotérmico (Figura 65a). La relación molar Cl/B es del orden de 12. Una razón Cl/B y concentraciones bajas de magnesio indican que la interacción agua-roca se está efectuando a alta temperatura. Esto debido a que la clorita de la cual depende el magnesio presenta una solubilidad inversa, esto es, su solubilidad disminuye conforme aumenta la temperatura (Tello, 1996).

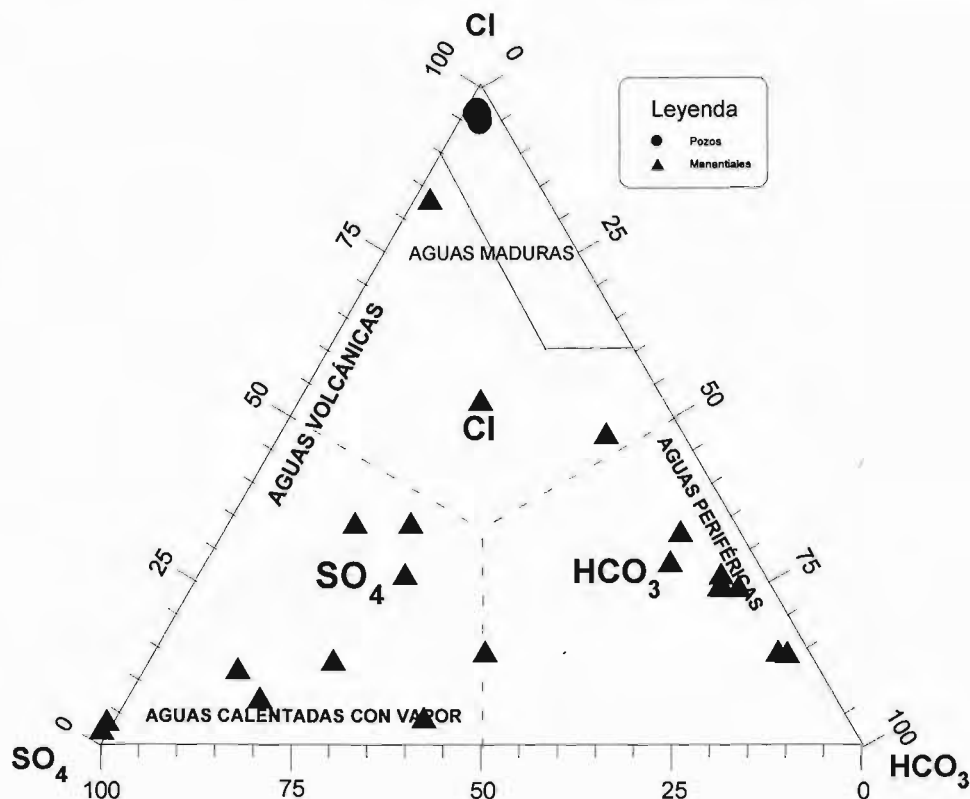


Fig. 65a. Contenido relativo de Cl, SO₄ y HCO₃ de pozos y manantiales del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Gráfico propuesto por Giggenbach (1991).

La figura 66 muestra la génesis de los gases descargados por pozos y fumarolas del campo. Los pozos productores, se ubican casi todos en la región que indica una mezcla entre gases de origen magmático y agua saturada con aire. Sin embargo, el pozo Lv-2 que es el pozo más somero su composición química se desplaza hacia la zona de fluidos de circulación profunda en la corteza terrestre. En este caso se debe más bien a una mayor permanencia de los fluidos en la corteza. En el pozo (Lv-2) fue el único donde se detectó He. El contenido de gases representa el 1.37 % en peso. Esto indica que por cada 100 toneladas de vapor, una tonelada es de gases. Siendo el CO₂ el gas predominante con un 98% en peso base seca. El H₂ y H₂S son otros gases detectados en cantidades significativas. Esta composición química puede considerarse como típica de sistemas geotérmicos hipergeotérmicos.

Con respecto a las fumarolas se realizaron dos campañas de muestreo de gases de las fumarolas de Agua Agria y El Azufre (Quijano, 1984; Tello, 1996). La muestra de El

Azufre tomada por Quijano (1984), cae en la región dominada por gases de origen magmático, mientras que la muestra tomada en 1996 por Tello (1996) se desplaza hacia la región de fluidos de circulación profunda (Figura 66). En otras palabras se supone que el aporte de gases magmáticos es menor en esta muestra. Esto podría deberse a los movimientos del magma durante las diferentes etapas de muestreo. El manantial de Agua Agria presenta una mezcla entre agua saturada de aire y gas magmático.

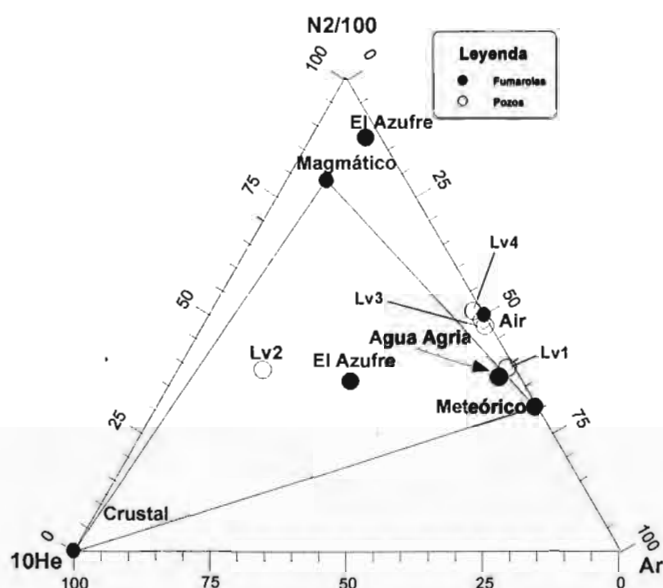


Fig. 66. Contenido relativo de gases de pozos y fumarolas del campo de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Relación molar N_2 , He y Ar. Gráfico propuesto por Giggenbach (1991).

5.3.3. EQUILIBRIO SOLUTO-MINERAL Y GAS-LÍQUIDO

Los manantiales cuyo carácter geoquímico es clorurado-sódico del grupo (B) se desplazan hacia la región de aguas equilibradas parcialmente. Los manantiales de los grupos A y C se agrupan hacia la esquina del magnesio en la zona de aguas someras. Las temperaturas menores de 100°C por el geotermómetro de K/Mg reafirman que se trata de aguas de circulación somera que están interaccionando con la roca a bajas temperaturas (Figura 67).

El agua producida por los pozos se ubica en la región de equilibrio total. La temperatura de equilibrio es del orden de 280°C (Figura 67).

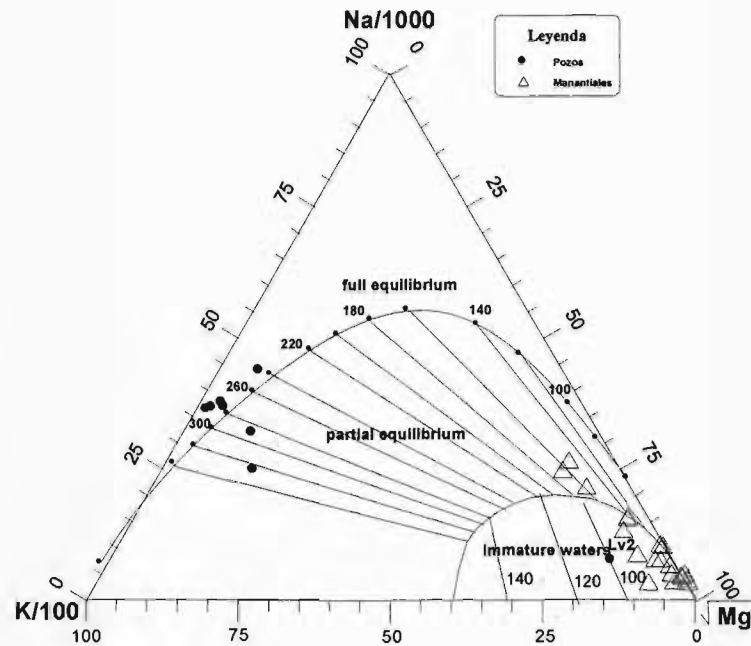


Fig. 67. Evaluación de temperaturas y estado de equilibrio para Las Tres Vírgenes, B.C.S. Gráfico propuesto por Giggenbach (1991).

Para determinar el estado de equilibrio agua-roca en términos de dos procesos extremos. Se utilizó el método propuesto por Giggenbach, (1988). El procedimiento supone disolución inicial de la roca y equilibrio total con la roca (Figura 68). Todos los manantiales se encuentran entre ambos procesos y las temperaturas de interacción son diversas y bajas relativamente ($< 120^{\circ}\text{C}$). En cambio los pozos geotérmicos se ubican en el proceso final, esto es, en la zona de equilibrio total con la roca. Dicho equilibrio se está efectuando a temperaturas entre 260°C y 290°C y son semejantes en orden de magnitud con las estimadas con el diagrama 67.

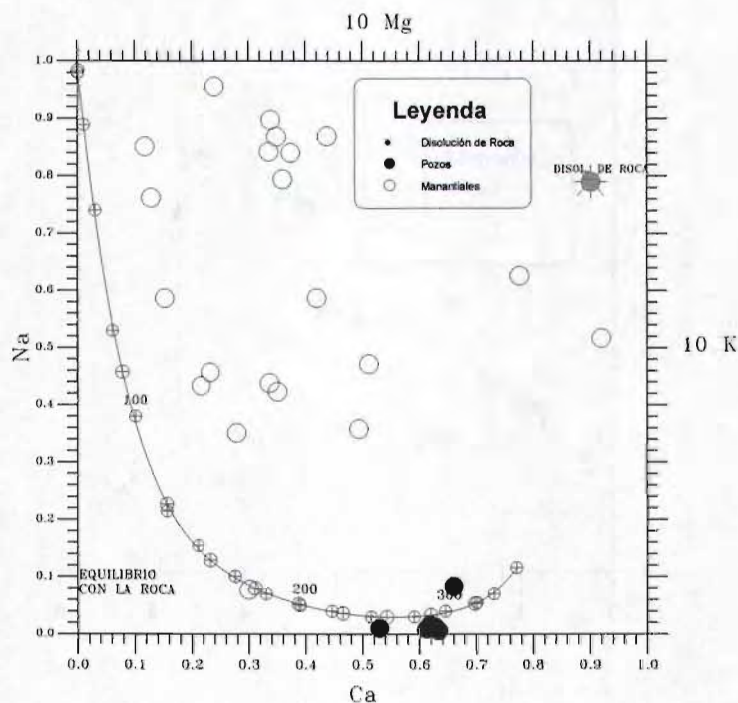


Fig. 68. Estado de interacción soluto-mineral en términos de dos procesos. (Disolución Inicial- Equilibrio final) para Las Tres Vírgenes, B.C.S. Gráfico propuesto por Giggenbach (1988).

Para estimar el estado de equilibrio gas-líquido seleccioné los pozos Lv-1, Lv-3 y Lv-4 y grafiqué el $\log H_2/Ar$ contra el $\log CO_2/Ar$ de estos pozos (Figura 69). Todos los gases de los pozos se ubican en la línea de equilibrio con la fase líquida y las temperaturas a las cuales se está efectuando el equilibrio gas-líquido coinciden con las temperaturas de equilibrio agua-roca ($\sim 280^\circ C$) estimadas por los dos métodos anteriores representados en las figuras 67 y 68. Esto confirma que los gases del sistema de Las Tres Vírgenes a profundidad se encuentran en equilibrio con la fase líquida. De acuerdo con los tres métodos anteriores, se puede establecer que se trata de un sistema geotérmico en el cual el equilibrio entre el fluido y los minerales se ha logrado totalmente y que la interacción se está efectuando entre 260° y $290^\circ C$.

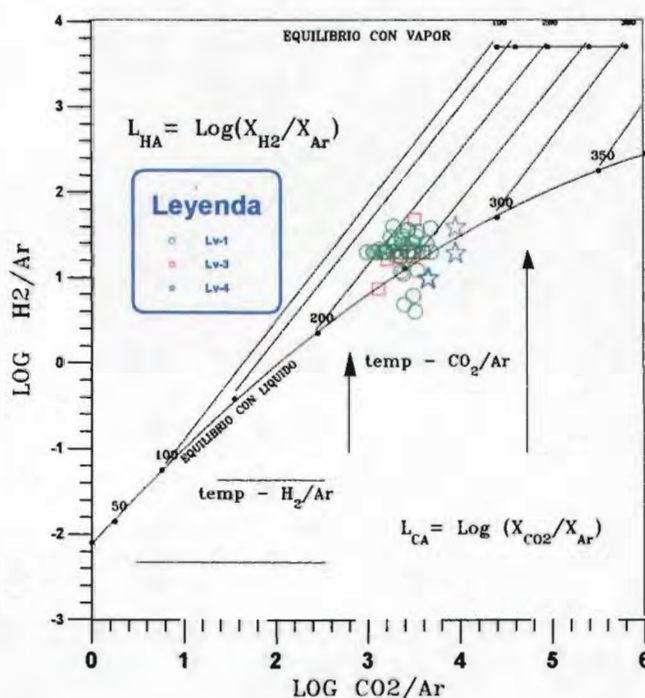


Fig. 69. Evaluación de condiciones de equilibrio $\text{H}_2/\text{Ar}-\text{CO}_2/\text{Ar}$ para el campo de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Gráfico propuesto por Giggenbach (1991).

5.3.4. TEMPERATURAS DE YACIMIENTO

La tabla 5.26 presenta las temperaturas calculadas a través de varios geotermómetros catiónicos. Las temperaturas calculadas excepto el LV-1 son similares con las temperaturas medidas. La ecuación de Na/K propuesta por Fournier (1979) estima valores de temperatura entre 227°C (LV-8) y 269°C (LV-4) y el promedio fue de 257°C. A partir del geotermómetro de NaKCa se calcularon temperaturas que oscilaron entre 228°C (LV-8) y 265°C (LV-4) y el promedio fue de 253°C (Fournier y Truesdell, 1973). Una temperatura máxima de 291°C fue calculada con el geotermómetro de SiO_2 (Fournier, 1977).

Los geotermómetros catiónicos aplicados concuerdan con las temperaturas medidas, para el caso de los pozos Lv-3 y Lv-8. Los geotermómetros de Na/K de Fournier (1979) y el de Na, K, Ca propuesto por Fournier y Truesdell (1973) estiman para los demás pozos temperaturas mas altas que las medidas. No se graficaron los geotermómetros con respecto al tiempo, debido a que los pozos han estado cerrados mucho tiempo y la explotación del campo se acaba de iniciar (2002) en forma comercial.

Tabla 5.26 Geotermometría de fase líquida para el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Las temperaturas están dadas en °C.

Pozo	Na/K Fournier (1979)	Na:K:Ca Fournier y Truesdell, (1973)	SiO ₂ Fournier(1977)	Temperatura medida °C
LV-1	263	257	232	220
Lv-3	263	259	270	266
Lv-4	269	264	291	250
Lv-5	263	256	215	223
Lv-8	227	228	-	225
Promedio	257	253	252	237

Con respecto a la geotermometría de fase gaseosa debido al fraccionamiento que sufren los gases al ascender hacia la superficie, es difícil obtener las temperaturas a las cuales se efectúa el equilibrio a profundidad, principalmente en manantiales termales y fumarolas. Sin embargo, en pozos geotérmicos se pueden obtener las temperaturas de fondo con buena exactitud. Se aplicaron los geotermómetros de H₂/Ar, CO₂/Ar propuestos por Giggenbach (1991) y los de CO₂-H₂ y H₂S-H₂ propuestos por Arnorsson (1991) (Tabla 5.27).

Con respecto a las temperaturas medidas los geotermómetros de gases estiman temperaturas 26°C más altas que las registradas con Kuster (254°C). Lo que indica que la interacción entre la fase líquida y los gases se está efectuando a mayor profundidad y a mayor temperatura. De acuerdo con modelos de equilibrio químico y geotermometría aplicados a los fluidos de este campo, se puede decir que el yacimiento conocido actualmente es un sistema totalmente equilibrado a 280°C.

Tabla 5.27 Geotermometría de fase gaseosa para el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Las temperaturas están dadas en °C.

POZO No	H ₂ /Ar Giggenbach (1991)	CO ₂ /Ar Giggenbach (1991)	CO ₂ /H ₂ Arnorsson (1991)	H ₂ S/H ₂ Arnorsson (1991)	Promedio de los geotermómetros	Temperatura medida °C
Lv-1	285	268	283	283	280	220
Lv-2	287	293	268	270	279	266
Lv-3	289	250	294	310	285	250
Lv-4	267	268	272	323	282	223
Lv-5	254	243	285	320	275	225
Promedio	276	264	280	301	280	237

Con referencia a geotermómetros catiónicos los geotermómetros de gases dieron temperaturas ligeramente más altas. Se puede concluir que la temperatura del yacimiento

de Las Tres Vírgenes obtenidas a partir de la geotermometría química es del orden de $280^{\circ}\text{C} \pm 20$. La temperatura medida más alta se registró en el pozo Lv-13 (275°C). Los geotermómetros que reportan temperaturas más estables y más parecidas a las obtenidas por geotermómetros de fase líquida fueron los de H_2/Ar y CO_2/H_2 .

5.3.5. ESTADO DE EQUILIBRIO DE CATIONES Y ESPECIES DISUELTAS

En relación con los cationes la mejor correlación se presenta en el $\log \sqrt{a\text{Ca}^{2+}/a\text{H}^+}$ y $\log a\text{K}^+/a\text{H}^+$. Sin embargo, el $\log a\text{Na}^+/a\text{H}^+$ y $\sqrt{a\text{Mg}^{2+}/a\text{H}^+}$ existe mayor dispersión, lo cual podría deberse a la gran sensibilidad de las actividades del ion hidrógeno a procesos de ebullición y desgasificación que tienen un gran efecto sobre las razones catión/protón. Por tanto, puede decirse que el equilibrio entre el fluido y las dos primeras especies se ha logrado (Figura 70).

Las especies disueltas de los pozos de Las Tres Vírgenes, B.C.S presentan buena correlación con respecto a $\log \text{H}_2\text{CO}_3$, $\log \text{H}_2\text{S}$ y $\log \text{H}_2\text{SO}_4$. Esto indica que las especies H_2CO_3 , H_2S y H_2SO_4 gobiernan el contenido de carbonatos y sulfatos en el agua. El $\log \text{H}_4\text{SiO}_4$ presenta una mayor dispersión lo cual podría deberse al grado de desequilibrio presente en agua con respecto al cuarzo y/o a los resultados analíticos (Figura 71).

5.3.6. ESTADO DE SATURACIÓN DE MINERALES SELECTOS

Como se ha demostrado ampliamente el estudio del equilibrio soluto/mineral es de gran ayuda para hacer una evaluación completa de un sistema geotérmico. Lo que está basado en el hecho de que la química de los fluidos es primeramente gobernada por la solubilidad de los minerales, que es importante para poder entender los factores termodinámicos que afectan su equilibrio.

Debido a la gran importancia que esto implica para el mejor entendimiento del estado termodinámico del yacimiento de Las Tres Vírgenes se han realizado otros estudios con este enfoque (Tello, 1996; 1998). Tello (1996) estableció por primera vez que el pozo LV-1

presentaba un estado sobresaturado con respecto a la calcita y que lo más probable era que estuviera incrustado por carbonato de calcio.

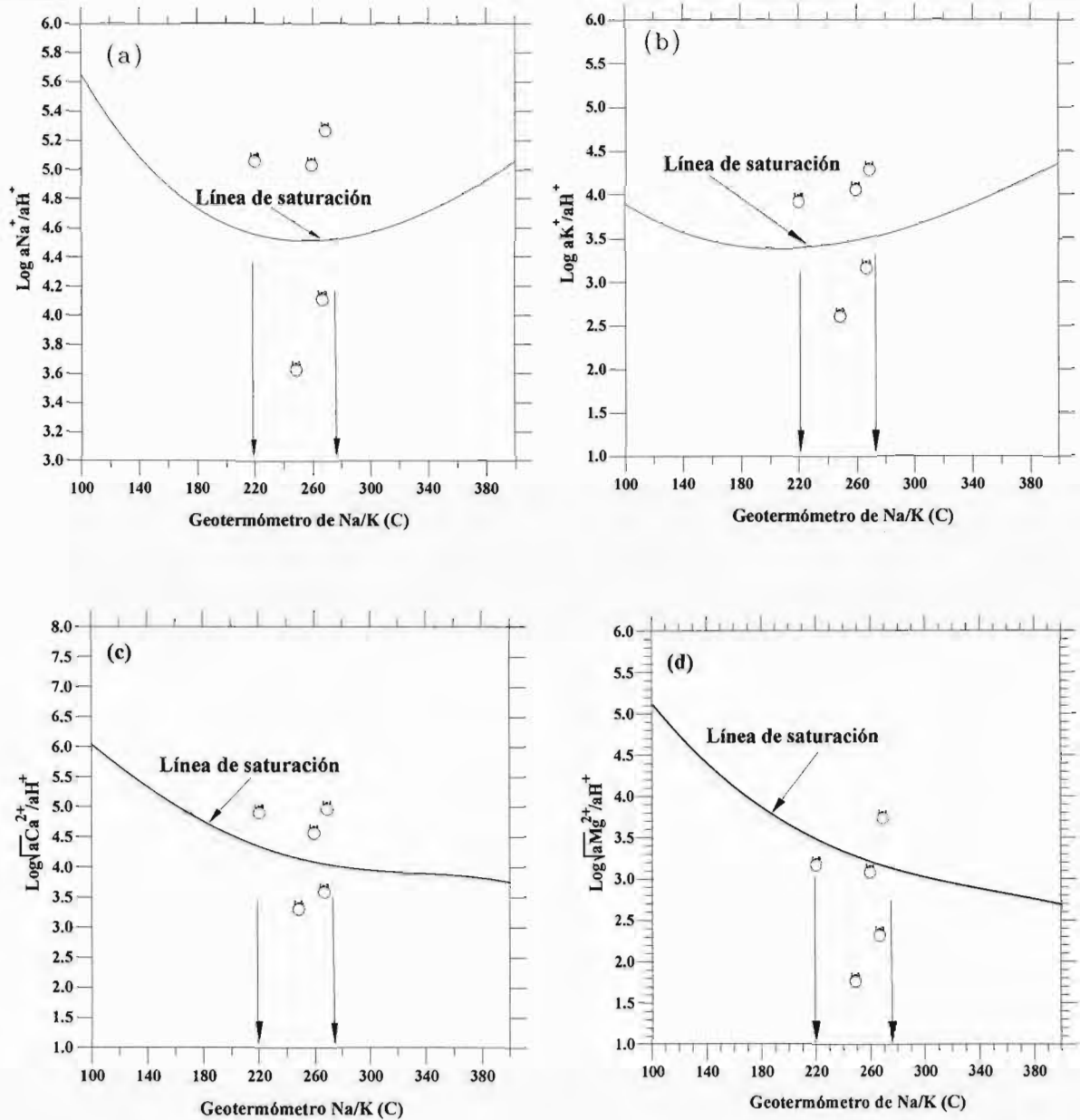


Fig. 70. Logaritmo de las razones catión/protón contra la temperatura del geotermómetro Na/K. (a) $\log a\text{Na}^+ / a\text{H}^+$, (b) $\log a\text{K}^+ / a\text{H}^+$, (c) $\log \sqrt{a\text{Ca}^{2+}} / a\text{H}^+$, (d) $\log \sqrt{a\text{Mg}^{2+}} / a\text{H}^+$. Las Tres Virgenes, B.C.S.

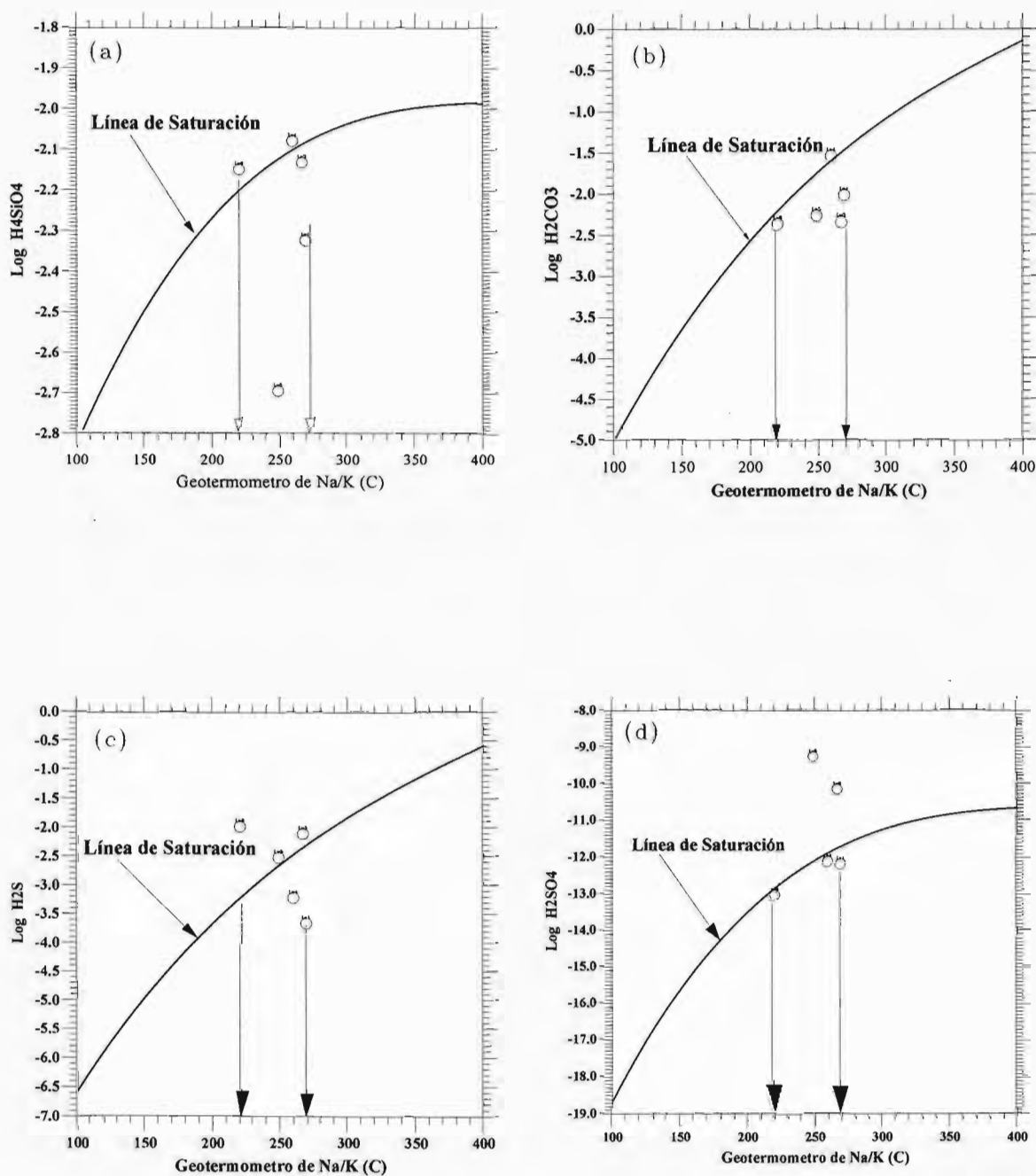


Fig. 71. Logaritmo de especies disueltas contra la temperatura del geotermómetro de Na/K. (a) $\text{Log H}_4\text{SiO}_4$ contra Na/K, (b) $\text{Log H}_2\text{CO}_3$ contra Na/K, (c) $\text{Log H}_2\text{S}$ contra Na/K, (d) $\text{Log H}_2\text{SO}_4$ contra Na/K. Las Tres Vírgenes, B.C.S.

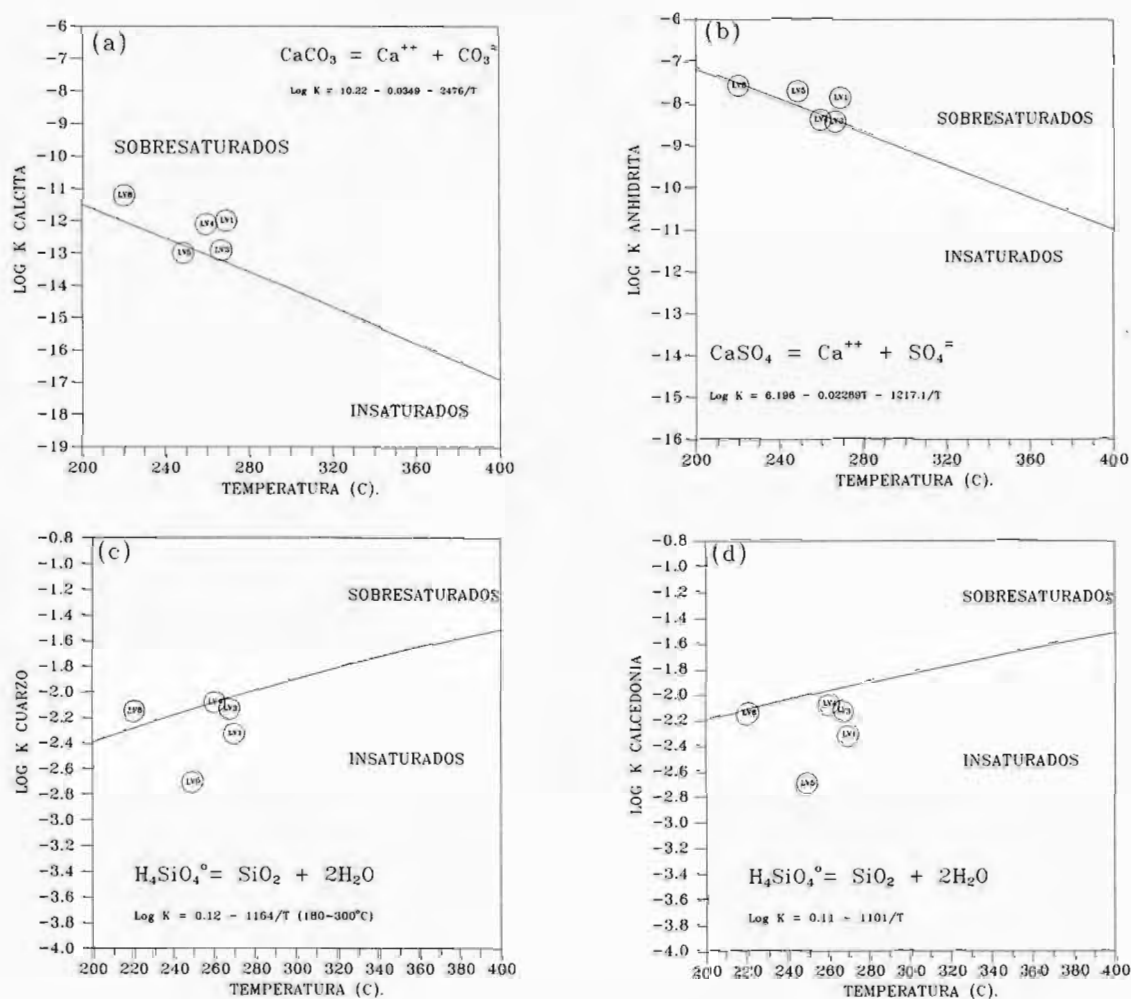


Fig. 72. Saturación de carbonatos, calcio, sulfatos y sílice en aguas del campo geotérmico de Las Tres Virgenes, B.C.S., con respecto a la solubilidad de calcita, anhidrita, cuarzo y calcedonia.

Aunado a esto, los pozos del campo presentan bajas presiones de cabezal, lo que hace necesario abrirlos a descarga total, favoreciendo ampliamente la sobresaturación de la calcita. Ese mismo año (1996) se logró comprobar que efectivamente la disminución en la producción del pozo LV-1 se debió precisamente a carbonato de calcio con una pureza del 57%.

Tabla 5.30 Composición química de incrustación del pozo LV-1 del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Los datos están dados en % peso. Tello (1996).

No de Muestra	H ₂ O humedad	SiO ₂	CaCO ₃	MgO	FeS ₂	Al ₂ O ₃	NaO ₂	K ₂ O	TiO ₂	MnO	SUMA
1	1.68	19.8	56.5	5.67	9.12	0.56	0.11	0.06	0.00	2.73	96.26
2	1.67	19.8	56.8	5.68	9.11	0.56	0.11	0.06	0.00	2.73	96.54
Promedio	1.67	19.8	56.7	5.67	9.11	0.56	0.11	0.06	0.00	2.73	96.40

Con respecto a la calcita se encontró que el pozo Lv-5 está en equilibrio, mientras que los pozos Lv-1, Lv-3, Lv-4 y Lv-8 presentan sobresaturación con respecto a este mineral. Esto indica que habrá depositación de calcita en la zona de producción de estos pozos (Figura 72a). El estado de sobresaturación con respecto a la calcita de los pozos de Las Tres Vírgenes ha representado un serio problema en el desarrollo de este campo. Debido a que en el pozo Lv-3 también se logró comprobar por medio de análisis químicos que las incrustaciones que se formaron en la zona de flasheo a 1200 m de profundidad se debían a carbonatos de calcio (Tabla 5.31). Las bajas presiones de cabezal que presentan estos pozos, y abrirlos a descarga total, favorece la liberación de CO₂ y el incremento del pH y por consecuencia la precipitación de carbonatos de calcio.

Debido a lo anterior se considera indispensable instalar sistemas de inhibición de carbonatos en los pozos que presenten un estado sobresaturado con respecto a la calcita. En el caso de este campo se puede concluir que los pozos actuales requieren del sistema y que muy probablemente los pozos que se perforen en el futuro requerirán también de un sistema de inhibición de carbonatos.

Tabla 5.31 Composición química de incrustación del pozo LV-3 del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Los datos están dados en % peso. Tello (1998).

No de Muestra	H ₂ O humedad	SiO ₂	CaCO ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	NaO ₂	K ₂ O	TiO ₂	MnO	SUMA
1	0.05	1.87	69.5	0.02	0.02	0.07	0.28	0.02	0.00	0.01	71.8
2	0.04	1.87	63.5	0.02	0.02	0.07	0.26	0.02	0.00	0.01	65.8
3	0.05	1.87	67.5	0.02	0.02	0.07	0.28	0.02	0.00	0.01	69.8
Promedio	0.05	1.87	66.8	0.02	0.02	0.07	0.27	0.02	0.00	0.01	69.1

En relación a la anhidrita el agua de los pozos Lv-1 y Lv-5 presentó un estado ligeramente saturado. Esto sugiere que lo más probable es que haya depositación de sulfato de calcio en la zona de producción. La fase líquida de los pozos Lv-3, Lv-4 y Lv-8 se encuentra en equilibrio con referencia a este mineral (Figura 72b).

La figura 72c presenta el estado de saturación de la sílice (cuarzo). Con respecto a este mineral se encontró en un estado ligeramente saturado al pozo Lv-8 y en equilibrio al pozo Lv-4, los demás presentaron una insaturación con respecto a este mineral. Con referencia a la calcedonia el agua de todos los pozos presentó una insaturación (Figura 72d).

5.3.7. ESTIMACIÓN DEL EQUILIBRIO MINERAL MÚLTIPLE

Para el campo de Las Tres Vírgenes se calcularon los índices de saturación de varios minerales que se han identificado en el yacimiento, tales como cuarzo, anhidrita, albita, microclina, epidota, calcita, wairakita, mg-clorita, magnetita, piritita y pirrotita. Esto a partir de los análisis químicos de agua separada del pozo Lv-1 en un rango de temperaturas de 100 a 373°C (Figura 73).

La anhidrita, cuarzo, albita, clorita y microclina están en equilibrio a una temperatura que oscila entre 220°C y 275°C, mientras que la epidota tiende a equilibrarse a una temperatura de 260°C. La wairakita presenta su estado más cercano al equilibrio a una temperatura de 250°C. En el caso de la calcita presenta sobresaturación arriba de 100°C, debido a esto la mayoría de los pozos de Las Tres Vírgenes presentan un estado sobresaturado con respecto a la calcita. La temperatura estabilizada para este pozo es de 220°C. Por tanto, puede concluirse que el agua del yacimiento penetrado por el pozo Lv-1 de Las Tres Vírgenes está en equilibrio con respecto a los minerales mencionados a una temperatura de 250°C. Aunque de acuerdo con la geotermometría de gases y catiónica las temperaturas de equilibrio son del orden de 280°C, que es congruente con la temperatura máxima medida en el pozo Lv-13 (275°C).

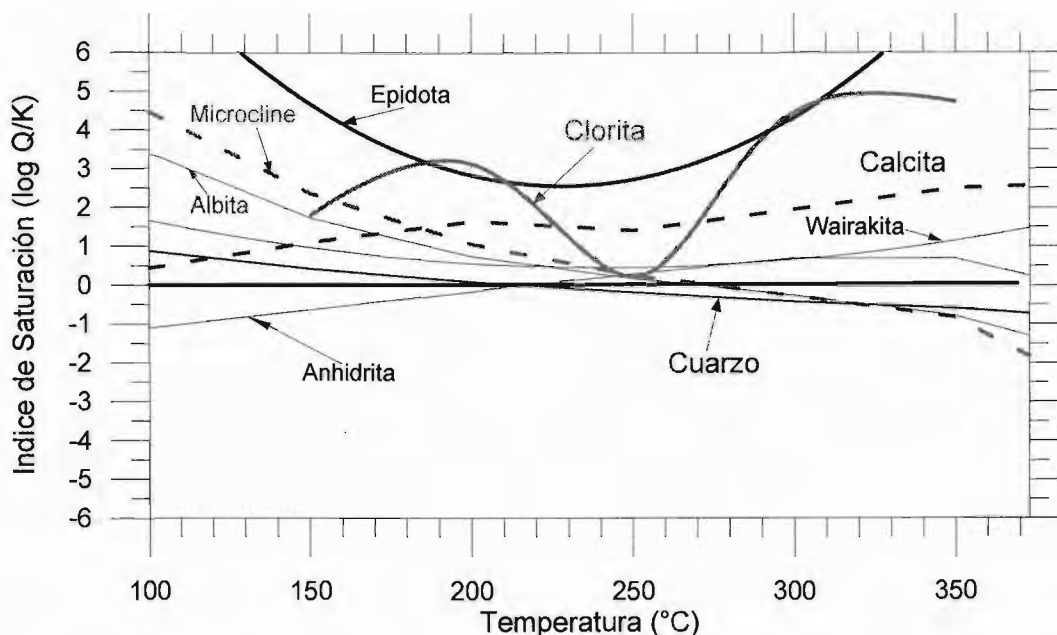


Fig. 73. Diagrama de saturación mineral para el pozo Lv-1 del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S.

5.3.8. DIAGRAMA DE FASES

Para fines prácticos se recalculó la especiación química a una temperatura de 250°C y 280°C con el objeto de estimar las fases mineralógicas que controlan la composición química de los fluidos geotérmicos de Las Tres Vírgenes. Se usó el Watch (Arnorsson, 1982) para calcular los coeficientes de actividad y actividades, los diagramas de actividad utilizados fueron los propuestos por Helgeson (1969).

Los coeficientes de actividad fueron procesados usando el modelo de Debye-Huckel debido a que la fuerza iónica de los fluidos geotérmicos de Las Tres Vírgenes es 0.243 molal como promedio, para la cual este modelo es aplicable. Los contenidos de fierro y aluminio fueron supuestos e ingresados al programa y fueron de 0.1 ppm respectivamente para todos los pozos estudiados. De acuerdo con Nicholson (1993) un valor de 0.1 ppm de Fe y Al^{3+} es muy común en otros campos geotérmicos. Se supuso además que no había ebullición de tipo adiabático ni enfriamiento de tipo conductivo, debido a que estos procesos son los que originan que los minerales se desvíen de su estado de equilibrio original. Los diagramas de actividad fueron calculados para las características químicas de los fluidos de Las Tres

Vírgenes, bajo condiciones de exceso de cuarzo a 250°C y 280°C, ésta última puede ser considerada como la temperatura de reservorio de la mayoría de los pozos estudiados (Tabla 5.28).

Los diagramas de actividad representan el estado de equilibrio químico entre minerales y la solución acuosa. Tales diagramas facilitan la interpretación y predicción del ambiente químico en el cual los minerales se forman debido a procesos geoquímicos. Además permiten a la geoquímica experimental definir experimentos críticos e interpretar los resultados en términos de la composición de la fase acuosa. Diagramas de esta clase existen para una gran variedad de ambientes geológicos y a temperaturas de 0 hasta 300°C (Helgeson et al., 1969). Los diagramas de actividad utilizados fueron propuestos por Helgeson et al., (1969) y Henley et al., (1984).

Tabla 5.28 Actividades y parámetros químicos a condiciones de yacimiento para pozos selectos de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Los cálculos se realizaron a 250°C.

Pozo	(Fracción Vapor) _{dt}	pH _y	Cl _y	SiO _{2 y}	Log (aNa ⁺ /aH ⁺)	Log aCa ²⁺ /a(H ⁺) ²	Log (aK ⁺ /aH ⁺)	Log aMg ⁺² /(aH ⁺) ²
Lv-1	0.22	6.35	6241	306	5.33	9.914	4.320	7.353
Lv-3	0.29	6.75	5925	452	5.70	10.375	4.714	7.590
Lv-4	0.36	6.79	7452	574	5.83	10.743	4.855	7.655
Lv-5	0.27	6.55	6468	122	5.56	10.451	4.538	7.615

En la figura 74 se representó el sistema CaO-Al₂O₃-K₂O-H₂O a 250°C el cual representa una asociación mineral cálcico-potásica en presencia de cuarzo. Los datos de los pozos Lv-1, Lv-3, Lv-4 y Lv-5 están en equilibrio con zoisita Ca₂Al₃Si₃O₁₂ (OH). La zoisita es una epidota no férrica. Este tipo de alteración puede ocurrir por remplazamiento en aguas estancadas y/o de lenta circulación y concentradas en calcio (Viggiano, 1998). Esto debido a que la permeabilidad primaria en el granito es muy baja a excepción de las zonas de falla donde se presenta el fracturamiento y los porcentajes mas elevados de depositación. En el

pozo Lv-11 se detectó por petrografía a 1920 m veta de zoisita como alteración hidrotermal (Viggiano, 2001).

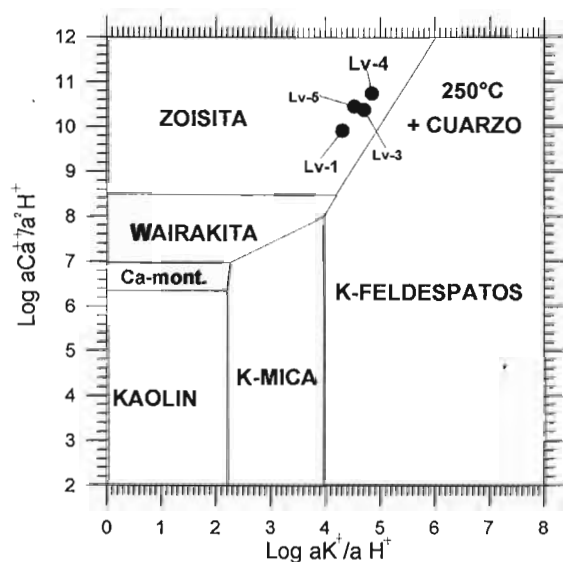


Fig. 74. Diagrama de actividad para las fases minerales más importantes del sistema $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. Las Tres Vírgenes, B.C.S.

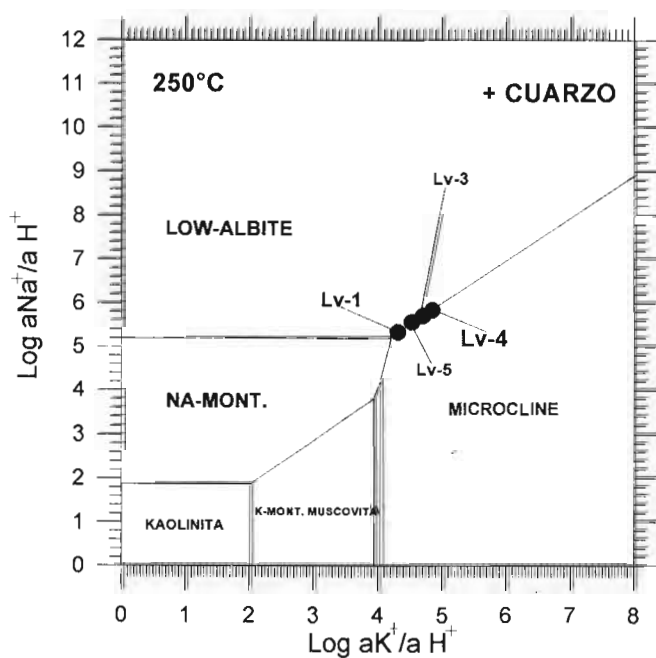


Fig. 75. Diagrama de actividad para las fases minerales más importantes del sistema $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-Na}_2\text{O-SiO}_2$. Las Tres Vírgenes, B.C.S.

Las principales fases que controlan las actividades de los metales alcalinos (Na^+ y K^+) a 250°C son: Na-montmorillonita, albita y microclino. Esto es consistente con observaciones petrográficas hechas por Viggiano (2001) en el pozo Lv-11 y sustenta la aplicación de geotermómetros de intercambio catiónico (Figura 75). La buena correlación que presentan los resultados se puede interpretar como los efectos de disolución de microclino primario en el reservorio con una condición de equilibrio entre albita y microcline y puede representar un estado metaestable. La disolución de K^+ se incrementa con la temperatura y al disminuir el pH del yacimiento.

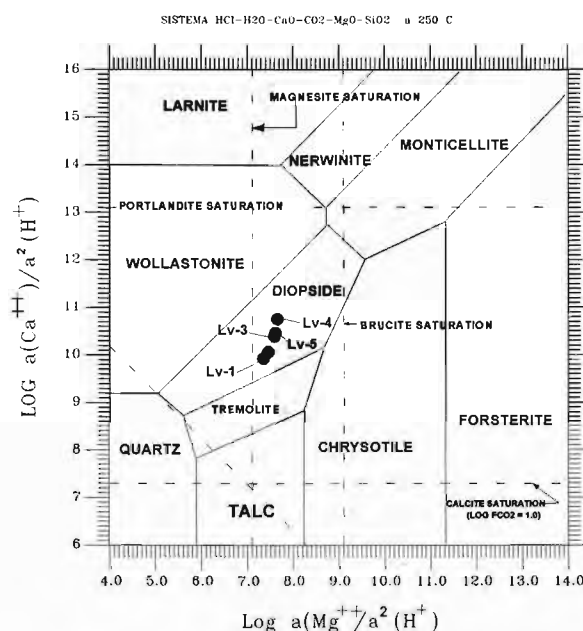


Fig. 76. Diagrama de actividad para las fases minerales más importantes del sistema HCl-H₂O-CaO-CO₂-MgO-SiO₂. Las Tres Vírgenes, B.C.S. Las razones de actividad graficadas están referidas en la tabla 5.28.

Al parecer la diópsida controla la actividad del calcio en los pozos de Las Tres Vírgenes. Esto debido a que todos los pozos considerados se encuentran en equilibrio con éste mineral. Esto es congruente con la literatura debido a que los piroxenos son raros en los granitos calcialcalinos y la mayoría son reliquias de núcleos de augita diopsídica encerrados en la reacción de hornblenda. Esto no es consistente con observaciones petrográficas hechas en el campo de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Aunque es importante mencionar que en este estudio se está observando el estado de equilibrio actual de los fluidos de los pozos, esto debido a que algunos minerales no fueron identificados por petrografía en su etapa

inicial. Por ejemplo, la diópsida $\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$ con la cual están en equilibrio todos los pozos considerados (Figura 76).

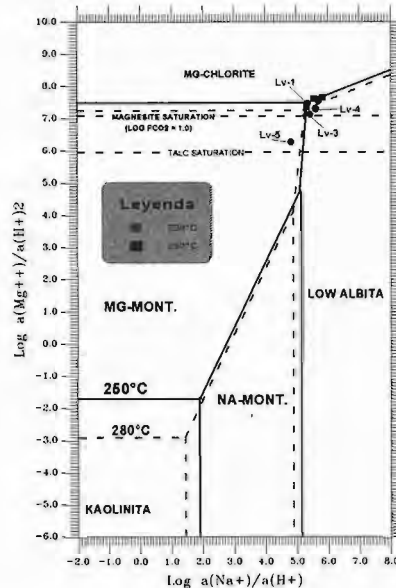


Fig. 77. Diagramas de actividad para asociaciones de minerales de $(\text{Mg}^{++}, \text{Na}^+)$ a 250°C y 280°C. Las Tres Vírgenes, B.C.S. Las razones de actividad graficadas están referidas en la tabla 5.28.

En la figura 77 se representó gráficamente el sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CO}_2-\text{MgO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, el cual incluye minerales de Mg^{2+} y Na^+ en términos de su relación entre las actividades iónicas a 250°C y 280°C. Nuevamente los pozos estudiados presentan buena correlación entre ellos. Las fases que controlan la concentración de Mg^{2+} y Na^+ son las mismas a 250°C y 280°C. En ambos casos los pozos se ubican en el punto triple entre clorita, albite y Mg-montmorillonita. La buena correlación que presentan las actividades se puede interpretar como los efectos de disolución de Low-albite primaria en el reservorio con una condición de equilibrio entre clorita y albite y puede representar un estado metaestable. La actividad del Mg^{2+} en los fluidos de los pozos Lv-1, Lv-3 y Lv-4 a ambas temperaturas es gobernada por Mg-clorita, mientras que para el pozo Lv-5 es controlada por Mg-montmorillonita.

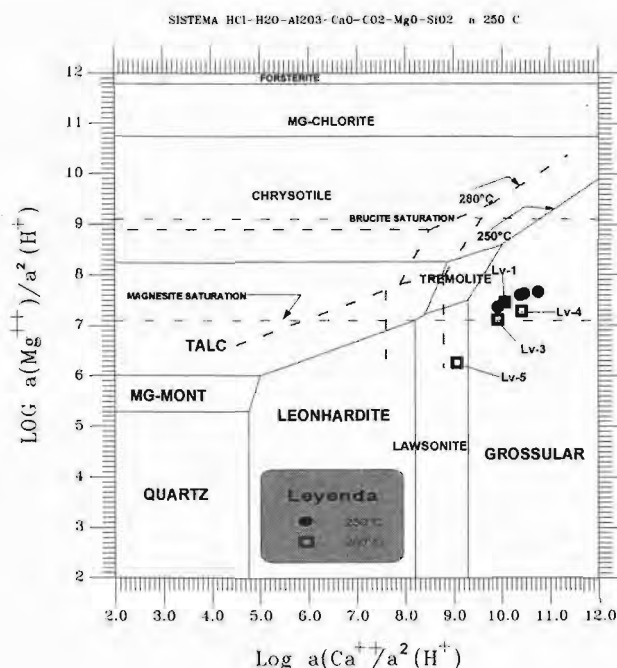


Fig. 78. Diagramas de actividad para asociaciones de minerales de (Mg^{++} , Ca^{++}) a 250°C y 280°C. Las Tres Vírgenes, B.C.S. Las razones de actividad graficadas están referidas en la tabla 5.28.

Para el equilibrio que involucra la presencia de minerales de granate, lawsonita y tremolita está representado en la figura 78 como una función de las actividades de $a\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$. El granate es el que controla la actividad del Ca^{2+} en el agua de todos los pozos con el cual están en equilibrio. A mayor temperatura la lawsonita influye sobre la actividad del Ca^{2+} en el pozo Lv-5. Es importante mencionar que no existe congruencia con las observaciones petrográficas hechas inicialmente. Sin embargo, el granate puede ser un constituyente pirogénico de algunos granitos (Williams et al., 1979).

Diagramas de actividad y la composición química de los fluidos geotérmicos, paralelamente con relaciones químicas y texturales de los minerales hidrotermales, muestran que en Las Tres Vírgenes existe un equilibrio total entre las rocas del reservorio y los fluidos hidrotermales que circulan a través del yacimiento. La geotermometría de fase

líquida y gaseosa indica que las temperaturas a las cuales se está efectuando la interacción soluto-mineral son de $280^{\circ}\text{C} \pm 20$.

Aunque la temperatura juega un papel importante en el control de la estabilidad de las fases, otros procesos físicos, específicamente aquellos que controlan el pH y la composición de la fase gaseosa (por ejemplo, el contenido de CO_2 en el fluido) son importantes en el control del tipo de mineralogía hidrotermal formada. En Las Tres Vírgenes la explotación de los pozos a descarga total origina una ebullición intensiva en la zona productora. Esto acelera la pérdida de CO_2 , aumento en el pH y la sobresaturación con calcita en los pozos de este campo. Por tanto, la depositación de calcita en la zona de flasheo será un problema implícito en la explotación de este campo. Esto debido a que existe sobresaturación con respecto a este mineral desde 100°C hasta 373°C (Figura 73).

5.3.9. COMPOSICIÓN QUÍMICA EN LA DESCARGA TOTAL Y YACIMIENTO

Actualmente este campo cuenta con 4 pozos productores y tres inyectores. Dichos pozos productores han estado la mayor parte del tiempo cerrados debido a que, no se había explotado el campo en forma comercial. Por tanto, se corrigió la composición química a condiciones de descarga total y en el yacimiento. La entalpía de descarga para los pozos del campo de Las Tres Vírgenes varía de 828 kJ/kg (Lv-5) a 1,391 kJ/kg (Lv-4). La entalpía de mezcla del pozo Lv-4 corresponde a la de un líquido saturado a condiciones de yacimiento de 300°C , lo que es congruente con la temperatura del geotermómetro de sílice estimada para este pozo de 291°C (ver Tabla 5.26).

La composición química tanto en la descarga total como a condiciones de yacimiento es muy similar en los cuatro pozos analizados (Tabla 5.29). Esto indica que el yacimiento penetrado por estos pozos es un reservorio geotérmico de líquido dominante. Las concentraciones de los iones de Cl^- y Na^+ en el yacimiento son del orden de 5,800 y 3,280 ppm respectivamente. Los iones de Cl^- son 3.5 veces más altos que los detectados en Los Azufres a condiciones de yacimiento (1,636 ppm).

Tabla 5.29 Composición química del agua separada a descarga total y a condiciones de yacimiento. La entalpia esta dada en kJ/kg y la concentración en mg/l.

POZO No	FECHA dd/mm/aa	ENTALPIA kJ/kg	CONCENTRACIÓN EN LA DESCARGA TOTAL							
			Na	K	Ca	Mg	SiO ₂	Cl	B	T Na/K
Lv-1	27/01/96	930	3475	565	185	0.28	303	6183	146	263
Lv-3	30/05/96	1298	2602	426	108	0.12	368	4759	108	263
Lv-4	26/05/97	1391	3104	537	115	0.06	431	5588	108	269
Lv-5	21/03/97	828	3929	644	259	0.22	260	6734	178	263

POZO No	FECHA dd/mm/aa	ENTALPIA kJ/kg	CONCENTRACIÓN A CONDICIONES DE RESERVORIO							
			Na	K	Ca	Mg	SiO ₂	Cl	B	T Na/K
Lv-1	27/01/96	930	3475	565	185	0.28	303	6183	146	263
Lv-3	30/05/96	1298	2863	469	118	0.13	405	5235	119	263
Lv-4	26/05/97	1391	3484	603	129	0.07	484	6273	121	269
Lv-5	21/03/97	828	3929	644	259	0.22	260	6734	178	263

5.3.10. PROCESOS FÍSICOS EN EL YACIMIENTO

Para definir los procesos más importantes que están ocurriendo en el yacimiento se analizó el pozo Lv-3 durante el periodo de febrero a marzo de 1998. Durante este tiempo el pozo estuvo fluyendo por válvula regulada a una presión de cabezal de 4.94 bara. Los procesos que se presentan en el caso del pozo Lv-3 son: ebullición, ganancia de calor, dilución y condensación (Figura 79).

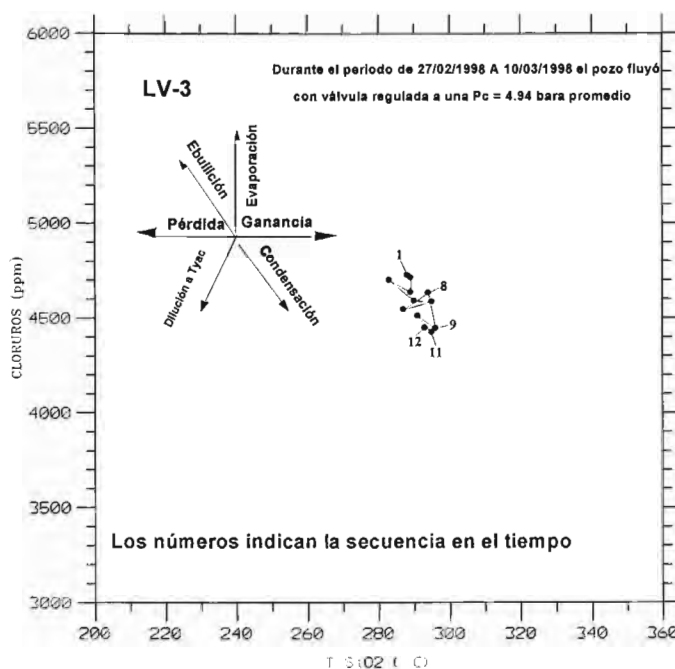


Fig. 79. Procesos físicos en el yacimiento del pozo LV-3. Para el periodo de 27/Feb/1998 a 10/marzo/1998.

5.3.11. CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS DE FASE LÍQUIDA

El conocimiento de la composición química e isotópica de la fase líquida en la descarga total y en el yacimiento es de gran importancia en la predicción de variaciones en la composición isotópica del fluido geotérmico. El cambio en $\delta^{18}\text{O}$ puede ser el resultado de la mezcla de agua meteórica y magmática. De tal forma que al detectar la variación en la composición isotópica de los fluidos geotérmicos, durante la explotación de un campo geotérmico permite inferir que procesos están ocurriendo en el yacimiento.

La gran mayoría de las captaciones se ubican cerca de la línea meteórica mundial (SMOW). Sin embargo, las muestras de Sta. Lucia (M-21), A. Caliente (M2) y El Azufre (M1) presentan una composición isotópica típica de agua que ha sido modificada por procesos de evaporación a temperaturas cercanas a 100°C y/o a temperatura ambiente. Al hacer la regresión lineal a estas muestras se obtiene la siguiente ecuación $\delta\text{D} = 4.74 \delta^{18}\text{O} - 25.82$. La pendiente 4.74 indica que el proceso efectivamente es el de evaporación (Figura 80). La composición isotópica de la precipitación se infiere a partir de esta ecuación que es -10.5 en $\delta^{18}\text{O}$ y -74 en δD . Portugal et al., (2000) calcularon la línea meteórica local. El ajuste de los datos por el método de mínimos cuadrados dio una pendiente con valor de 7.52, con ordenada de 5.57 y coeficiente de correlación (r^2) de 0.95. La ecuación de la línea es la siguiente: $\delta\text{D} = 7.52 \delta^{18}\text{O} + 5.57$

La composición isotópica de los pozos Lv-1, LV-4, y LV-5 presenta un enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ hacia valores más positivos producto de la interacción de los fluidos con la roca a altas temperaturas. Para estimar la composición isotópica del agua de recarga al yacimiento geotérmico se realizó la regresión lineal a las muestras de los pozos y la composición de agua andesítica obteniendo la siguiente ecuación $\delta\text{D} = 2.45\delta^{18}\text{O} - 48.19$. Esta pendiente indica (2.45) que la composición isotópica de los fluidos de los pozos es una mezcla entre agua meteórica y fluidos de origen magmático. La resolución del sistema de ecuaciones proporcionó una composición isotópica del agua de recarga al yacimiento de -10.54 en $\delta^{18}\text{O}$ y -74 en δD y es igual al obtenido por medio del proceso de evaporación de los manantiales de El Azufre, Agua Caliente y Santa Lucía.

Portugal et al., (1998) establecieron a partir de los datos de altitud de los sitios de muestreo, los cuales deben corresponder al espejo del agua, y valores promedio de $\delta^{18}\text{O}$, que la posible zona de recarga se encuentra a una altitud aproximada de 350 msnm.

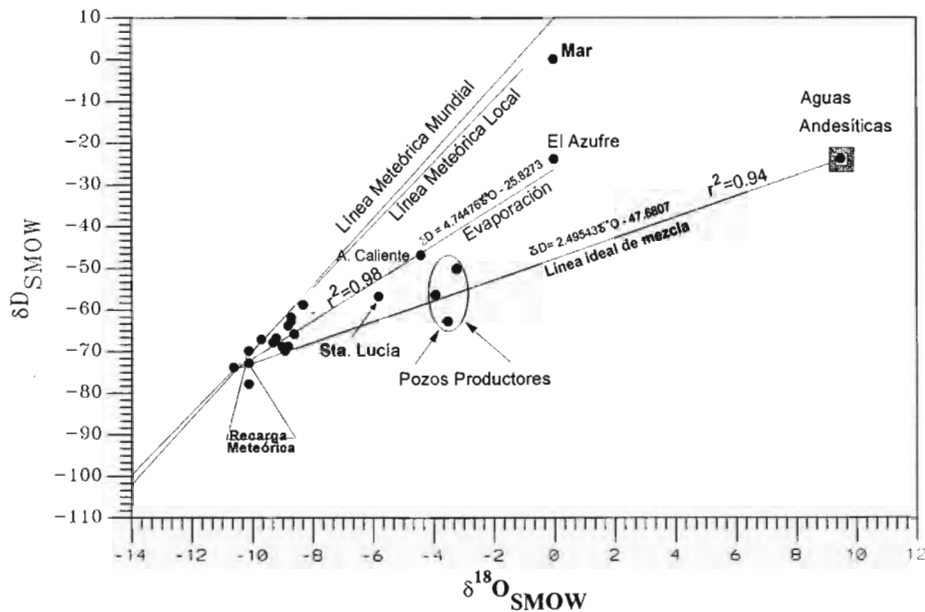


Fig. 80. δD contra $\delta^{18}\text{O}$ de captaciones y pozos geotérmicos del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S.

5.3.12. MODELO DE MEZCLA

La variación en la concentración de cloruros se debe a la dilución del probable fluido geotérmico por aguas subterráneas más someras. En forma natural se observa que no existe mezcla entre el agua de los manantiales con fluidos del yacimiento geotérmico (Figura 81). Esto debido a que al graficar el $\delta^{18}\text{O}$ contra los cloruros no se detecta buena correlación entre ellos que permita inferir algún proceso de mezcla de los fluidos geotérmicos en su ascenso hacia la superficie. Sin embargo, hay buena correlación ($r^2 = 0.94$) entre los fluidos del yacimiento y el agua andesítica. La composición isotópica del yacimiento está desplazada hacia la línea meteórica mundial (Figura 80). Esto sugiere que el agua que recarga al yacimiento está constituida principalmente por agua de origen meteórico y no existe aporte de agua de mar al yacimiento. La relación del agua del yacimiento de Las Tres

Vírgenes es de 1:3. Quiere decir que por cada 3 litros de agua meteórica que ingresa al yacimiento se mezcla con uno de agua andesítica.

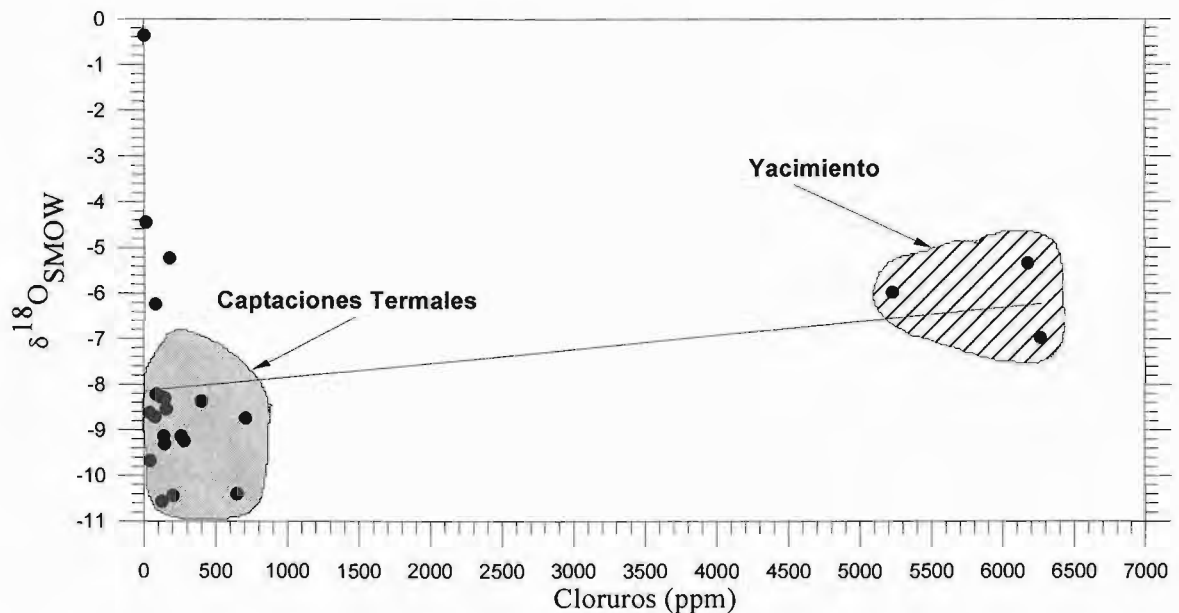


Fig. 81. Contenido de $\delta^{18}\text{O}$ contra cloruros para el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S.

5.3.13. CONCLUSIONES

De acuerdo con el estudio del estado de equilibrio agua-roca y saturación de minerales de alteración a partir de la composición química de los fluidos producidos por pozos geotérmicos y manifestaciones naturales del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes se concluyó lo siguiente:

1. Los datos químicos de manantiales termales del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes indican la existencia de tres zonas con diferente composición química del agua subterránea somera. Las aguas del grupo (A) del tipo sulfatado se localizan al NW de Las Tres Vírgenes y su origen puede explicarse por el ascenso de vapor geotérmico a través del sistema de fallas de orientación NW-SE y el subsecuente calentamiento del acuífero somero. A excepción de los manantiales de El Azufre y Agua Agria cuyo pH es ácido (2.1 – 2.9) los demás manantiales sulfatados presentan pH neutros o ligeramente alcalinos. Estos

valores de pH (7.9 – 9.0) son adquiridos por reacciones de neutralización de los fluidos durante su ascenso a la superficie. Las aguas del grupo (B) cloruradas-sódicas fueron encontradas en la parte NE y SE de la zona de estudio, a los alrededores de la Caldera Reforma. Se trata de fluidos que han circulado profundamente y que tienen interacción con fluidos geotérmicos. Lo cual podría ser el resultado de una mezcla de fluidos magmáticos ascendentes y agua meteórica en la zona del acuífero somero. Aguas bicarbonatadas (Grupo C) localizados en la parte sur del campo es una agua típica de origen meteórico que ha circulado someramente a través de la roca y no presentan ninguna influencia geotérmica.

2. Los fluidos geotérmicos, encontrados en los pozos productores de este campo están compuestos por una mezcla entre una porción menor de agua magmática y un componente mayor meteórico. El agua es del tipo clorurado-sódica típica de una salmuera geotérmica. Es agua totalmente equilibrada con la roca que la almacena y la interacción se está efectuando a una temperatura promedio de 280°C. La génesis de los gases indica mezcla entre aguas saturadas con aire y gases magmáticos y están en equilibrio con la fase líquida del yacimiento a una temperatura de 280°C. De acuerdo con los modelos de equilibrio y la geotermometría se encontró que los fluidos de este yacimiento están totalmente equilibrados a una temperatura de 280°C.

3. Con respecto a la calcita se encontró que el pozo Lv-5 está en equilibrio, mientras que los pozos Lv-1, Lv-3, Lv-4 y Lv-8 presentan sobresaturación con respecto a este mineral. Esto indica que habrá depositación de calcita en la zona de producción de estos pozos. En relación a la anhidrita el agua de los pozos Lv-1 y Lv-5 presentó un estado ligeramente saturado. Esto sugiere que lo más probable es que haya depositación de sulfato de calcio en la zona de producción. La fase líquida de los pozos Lv-3, Lv-4 y Lv-8 se encuentra en equilibrio con referencia a este mineral. Con respecto al cuarzo se encontró en un estado ligeramente saturado al pozo Lv-8 y en equilibrio al pozo Lv-4, los demás presentaron una insaturación con respecto a este mineral. Con referencia a la calcedonia el agua de todos los pozos presentó una subsaturación.

4. A partir del equilibrio mineral múltiple de los principales minerales detectados en Las Tres Vírgenes: La anhidrita, cuarzo, albita, clorita y microclina están en equilibrio a una temperatura que oscila entre 220°C y 275°C, mientras que la epidota tiende a equilibrarse a una temperatura de 260°C. La wairakita presenta su estado más cercano al equilibrio a una temperatura de 250°C. En el caso de la calcita presenta sobresaturación arriba de 100°C, debido a esto la mayoría de los pozos de Las Tres Vírgenes presentan un estado sobresaturado con respecto a la calcita.

5. Las fases mineralógicas que gobierna la composición química de los fluidos del yacimiento es la zoisita. Es una epidota no férrica que puede presentarse por remplazamiento en aguas estancadas y/o de lenta circulación (Viggiano, 1998). Las principales fases que controlan los metales alcalinos son Na-montmorillonita, albita y microclina. Esto es consistente con las observaciones petrográficas hechas en el pozo Lv-11 y sustenta la aplicación de geotermómetros de intercambio catiónico. La buena correlación que presentan los resultados puede ser debido a los efectos de disolución de microclina primaria en el reservorio con una condición de equilibrio entre albita y microclina, y puede representar un estado metaestable. La disolución de K^+ se incrementa conforme aumenta la temperatura y disminuye el pH. La diópsida y el granate controlan la actividad del Ca^{++} y la clorita la del Mg^{++} en la totalidad de las descargas de los pozos.

6. Los diagramas de actividad y la composición química de los fluidos geotérmicos, paralelamente con relaciones químicas y texturales de los minerales hidrotermales, muestran que en Las Tres Vírgenes hay un equilibrio entre las rocas del reservorio y los fluidos hidrotermales que circulan a través del yacimiento. Los modelos de equilibrio agua-roca y gas-líquido conjuntamente con la geotermometría de fase líquida y gaseosa indican que el equilibrio se está llevando a cabo a una temperatura de $280^{\circ}C \pm 20$. El Yacimiento es de líquido dominante y las concentraciones de Cl^- y Na^+ en el yacimiento son del orden de 5,800 ppm y 3,280 ppm respectivamente.

7. La composición de $\delta^{18}\text{O}$ y δD de la gran mayoría de las captaciones se ubican cerca de la composición isotópica del agua meteórica mundial (SMOW). Excepto Sta. Lucia (M-21), A. Caliente (M2) y El Azufre (M1) que presentan una composición isotópica típica de agua modificada por procesos de evaporación a temperaturas cercanas a 100°C y/o a temperatura ambiente. La composición isotópica de la precipitación se obtuvo a partir de la regresión lineal por mínimos cuadrados a la composición isotópica de los manantiales anteriores y es -10.5 en $\delta^{18}\text{O}$ y -74 en δD . La ecuación de la línea meteórica local que se obtuvo fue la siguiente: $\delta\text{D} = 7.52 \delta^{18}\text{O} + 5.57$

8. La composición isotópica de los pozos LV-1, LV-4, y LV-5 presenta un enriquecimiento hacia valores más positivos en $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a la línea meteórica mundial. Esto se debe a que los fluidos geotérmicos están interaccionando con la roca a altas temperaturas. Para estimar la composición isotópica del agua de recarga al yacimiento geotérmico se realizó la regresión lineal a las muestras de los pozos y la composición de agua andesítica obteniendo la siguiente ecuación $\delta\text{D} = 2.45\delta^{18}\text{O} - 48.19$. Esta pendiente indica (2.45) que la composición isotópica de los fluidos de los pozos es una mezcla entre agua meteórica y fluidos de origen magmático. La resolución del sistema de ecuaciones proporcionó una composición isotópica del agua de recarga al yacimiento de -10.54 en $\delta^{18}\text{O}$ y -74 en δD y es igual al obtenido por medio del proceso de evaporación de los manantiales de El Azufre, Agua Caliente y Santa Lucía.

9. La variación en la concentración de cloruros se debe a la dilución del probable fluido geotérmico por aguas subterráneas más someras. Al graficar el $\delta^{18}\text{O}$ contra los cloruros no se detectó buena correlación entre ellos que permita inferir algún proceso de mezcla de los fluidos geotérmicos en su ascenso hacia la superficie. Sin embargo, se encontró buena correlación entre los fluidos del yacimiento y el agua andesítica. La composición isotópica del yacimiento está desplazada hacia la línea meteórica mundial. Esto sugiere que el agua que recarga al yacimiento está constituida principalmente por agua de origen meteórico y no existe aporte de agua de mar al yacimiento.

Capítulo 6

Discusión de resultados

6.1. COMPARACIÓN DE ASPECTOS GEOQUÍMICOS

En el capítulo 5 se interpretó individualmente cada uno de los yacimientos de Los Azufres, Los Humeros y Las Tres Vírgenes. Determinándose la génesis de los fluidos, el estado de equilibrio agua-roca, temperaturas a las cuales se está efectuando dicho equilibrio, tipo de reservorio en el cual están produciendo los pozos, estado de saturación de ciertos minerales de alteración, composición química de los fluidos en la descarga total y en el yacimiento, procesos físicos predominantes que ocurren en el yacimiento, así como las características isotópicas de los fluidos.

Este capítulo trata de sintetizar los aspectos geoquímicos más relevantes de los yacimientos, en una tabla (Tabla 6.1) que permita distinguir visualmente una comparación relativa entre ellos. Por ejemplo, que muestre en forma concreta el estado de equilibrio soluto-mineral. Así como resaltar las características geoquímicas similares y contrastantes de los yacimientos.

Debido a que los sistemas geotérmicos se ubican en una gran variedad de ambientes geológicos, es de suponerse que los campos investigados no sean la excepción. Por ejemplo, los yacimientos de Los Humeros y Los Azufres se localizan en andesitas, mientras que, el yacimiento de Las Tres Vírgenes se ubica en un batolito de composición granodiorítica (López et al., 1993). Finalmente las implicaciones del equilibrio químico son las mismas. El estado de equilibrio y/o disequilibrio soluto-mineral depende del estado y/o etapa de formación en que se encuentre el sistema. Geológicamente los campos geotérmicos considerados presentan varios aspectos análogos y fueron presentados en un cuadro comparativo. Una analogía es que los tres yacimientos están asociados a un vulcanismo predominantemente andesítico o riolítico (Viggiano y Gutiérrez, 1995). Además se incluyeron características de producción de los yacimientos (Tabla 2.1). También geoquímicamente existen propiedades similares y contrastantes entre los sistemas geotérmicos. La tabla 6.1 muestra los aspectos geoquímicos más importantes de los tres yacimientos geotérmicos investigados.

Tabla 6.1 Parámetros geoquímicos comparativos para los tres sistemas geotérmicos estudiados.

Característica	Los Azufres	Los Humeros	Las Tres Vírgenes
Tipo de yacimiento	Líquido dominante	Líquido dominante	Líquido dominante
Tipo de agua	Clorurada-sódica	HCO ₃ >SO ₄ >Cl-Na	Clorurada-sódica
Sólidos Totales Disueltos (STD) en ppm.	7050	2498	13950
Cloruros en la descarga total.	1958	43	5816
Cloruros en el reservorio	2417	60	6106
Relación molar Cl/B	3.68	0.047	16.9
Estado de equilibrio agua-roca	Equilibrio total con la fase sólida	En desequilibrio con la fase sólida	Equilibrio total con la fase sólida
Estado de equilibrio gas-líquido	Equilibrio total entre las fases gas-líquido	Equilibrio total entre las fases gas-líquido	Equilibrio total entre las fases gas-líquido
Temperatura promedio Estabilizada	288°C	304°C	243°C
Temperatura a la cual se está efectuando el equilibrio agua-roca	300°C	300°C	280°C
Temperatura a la cual se está efectuando el equilibrio gas-líquido	300°C	300°C	280°C
Geotermómetro de SiO ₂ (Fournier y Potter, 1979)	311°C	299°C	252°C
Geotermómetro de Na/K (Fournier, 1979)	308°C	240°C	257°C
Geotermómetro de H ₂ /Ar (Giggenbach, 1991)	265°C	296°C	276°C
Geotermómetro de CO ₂ /H ₂ (Arnorsson, 1991)	344°C	404°C	280°C
Promedio de los geotermómetros de fase líquida.	298°C	264°C	254°C
Promedio de los geotermómetros de fase gaseosa.	317°C	327°C	280°C
Procesos físicos en el yacimiento. Producto de la explotación.	Evaporación intensiva, condensación, dilución con agua a altas temperaturas	Dilución por agua a temperatura del yacimiento, pérdida y ganancia de vapor, ebullición y evaporación.	Evaporación intensiva
Estado de saturación de la fase líquida con respecto a la calcita.	Sobresaturada	Sobresaturada en equilibrio e insaturada	En equilibrio y sobresaturada
Estado de saturación de la fase líquida con respecto a la anhidrita	Insaturada	Sobresaturada en equilibrio e insaturada	En equilibrio y sobresaturada
Estado de saturación de la fase líquida con respecto al cuarzo.	Insaturada	Sobresaturada en equilibrio e insaturada	En equilibrio e insaturada
Estado de saturación de la fase líquida con respecto al calcedonia.	Insaturada	En equilibrio e insaturada	En equilibrio e insaturada
Fases que controlan los metales alcalinos (Na ⁺ y K ⁺)	K-Feldespatos, muscovita, albita	K-Feldespatos, muscovita, albita	Na-mon., albita y microcline
Fases que controlan la actividad del Mg ²⁺	Mg-montmorilonita.	Clorita, tremolita	Clorita, Mg-mont.
Fases que controlan la actividad del Ca ²⁺	Diópsida, Tremolita	Wollastonita, prehnita y clinozoisita	Diópsida, Granate, lawsonita
Características Isotópicas de los fluidos	Corrimiento en $\delta^{18}\text{O}$ producto de la interacción agua roca a alta temperatura	Corrimiento en $\delta^{18}\text{O}$ producto de la interacción agua roca a alta temperatura	Corrimiento en $\delta^{18}\text{O}$ producto de la interacción agua-roca a alta temperatura
Origen del agua del yacimiento	Meteórico con una pequeña porción de agua magmática	Meteórico con una pequeña porción de agua magmática	Meteórico con una pequeña porción de agua magmática

6.1.1. ANALOGÍAS GEOQUÍMICAS ENTRE LOS YACIMIENTOS

La tabla 6.1 muestra un resumen de las propiedades geoquímicas más relevantes de los yacimientos. Existen algunas analogías entre ellos. En este estudio se concluyó que todos los pozos de Las Tres Vírgenes producen en zona de líquido dominante. En Los Azufres se determinó que los pozos producen en zonas de líquido dominante y dos fases y en Los Humeros solamente el pozo H-1 produce en zona de líquido dominante, mientras que, el resto producen en dos fases con vapor dominante. Arellano et al., (2004) indicaron la existencia de líquido comprimido, dos fases con líquido dominante y dos fases con vapor dominante en el yacimiento de Los Azufres. Determinaron a partir de las condiciones termodinámicas que la fase dominante depende de la profundidad de los pozos. Por tanto, se considera que los tres yacimientos son de líquido dominante. Sin embargo, Verma (2002) demostró que a partir de las características de PVT del agua, un sistema geotérmico puede ser clasificado como vapor o líquido dominante dependiendo de si el volumen específico es mayor o menor que el volumen crítico respectivamente. Debido a que ambos tipos de yacimientos pueden producir solo vapor en el cabezal del pozo. Entonces según Verma (2002) es incorrecto definir el tipo de yacimiento solamente por las características del fluido en el cabezal del pozo. Es necesario calcular el volumen específico a partir de las características del fluido en el cabezal para clasificar un sistema geotérmico.

Otra similitud de los yacimientos de Los Azufres y Las Tres Vírgenes es que los pozos producen una salmuera clorurada-sódica típica de una salmuera geotérmica. Ambos yacimientos presentan un estado de equilibrio total entre solutos-minerales y líquido-gas. En cuanto a la temperatura a la cual se está llevando a cabo la interacción entre los fluidos y la roca que los almacena Los Azufres y Los Humeros presentan la misma temperatura de yacimiento y es del orden de 300°C. González et al., (1991) a partir de mediciones micro termométricas definieron que el agua del yacimiento de Los Humeros es una paleo salmuera profunda poco salina y que las temperaturas de homogeneización con respecto a la profundidad se comportan convectivamente en un paquete andesítico. Estimaron a partir de inclusiones fluidas en cuatro pozos de Humeros temperaturas promedio de 316°C y son muy parecidas a las calculadas por medio de geotermómetros de fase líquida (311°C) y

gases (317°C) reportados en la tabla 6.1. Rodríguez et al., (1984) y Quijano et al., (1987) concluyeron que el yacimiento de Los Azufres era de líquido dominante y las temperaturas de yacimiento calculadas por ellos eran muy parecidas a las estimadas en este estudio. Tello (1997a) concluyó lo mismo con respecto a la geoquímica de la salmuera producida por los pozos de Los Azufres. De acuerdo con el exceso de entalpía determinó que los pozos producen en una zona de líquido dominante. Finalmente concluyó que el yacimiento de Los Azufres es un sistema en equilibrio total. Las temperaturas a las cuales se está efectuando el equilibrio agua-roca oscilan entre 280°C a 340°C. Torres (2002) a partir de la composición química de los fluidos de Los Azufres y graficada en diagramas de actividad confirmó que las fases mineralógicas están en cuasi-equilibrio para importantes reacciones que gobiernan la alteración hidrotermal. Para el caso de Las Tres Vírgenes Tello (1996; 1998) estableció por primera vez el carácter clorurado-sódico del agua producida por los pozos. También concluyó que el yacimiento de Las Tres Vírgenes es un sistema totalmente equilibrado. González et al., (2001) llegaron a las mismas conclusiones para el sistema de Tres Vírgenes. Las temperaturas a las cuales se está efectuando la interacción agua-roca son prácticamente las mismas (280°C) reportadas en este estudio y por Tello (1996 y 1998). González et al., (2005) recientemente reportaron la misma temperatura para el yacimiento de Tres Vírgenes pero calculadas por medio de inclusiones fluidas.

Se estableció aquí que el agua producida por pozos de los tres campos presenta un estado sobresaturado con respecto a la calcita. Para Los Humeros, Tello (1992) demostró que a excepción del pozo H-9 el resto de los pozos presentaban sobresaturación con respecto a la calcita. Sin embargo, en este estudio se registraron cambios en algunos pozos por ejemplo el pozo H-12 que estaba sobresaturado en 1992 actualmente presenta un estado insaturado con referencia a la calcita. Los pozos H-7 y H-8 ahora están en equilibrio y el pozo H-9 no produce agua actualmente. Esto se debe al régimen de explotación racional con que se explota este yacimiento. Con referencia a la calcedonia también se encontró que hay similitud entre los yacimientos y presentan un estado insaturado.

Las fases mineralógicas que controlan la actividad de los metales alcalinos y el Mg son las mismas para los tres yacimientos. Estos son: K-feldespatos, muscovita, albita y la clorita

respectivamente. Amaya (2003) recientemente concluyó que debido a la disminución del pH en algunos pozos de Los Azufres, tales como, Az-5, Az-9, Az-22 y Az-28 las fases minerales que controlaban inicialmente la actividad de Na^+ y K^+ cambió de las fases albita-feldespatos-muscovita hacia muscovita. Sin embargo, el pozo Az-5 que registró un cambio de pH en el yacimiento de 6.32 a 5.36 la fase que siempre ha controlado la composición química es la muscovita. En este estudio se observó más bien que, la actividad del K^+ es controlada por el pH del yacimiento. Por ejemplo, pozos con un pH de yacimiento menor de 6.0 el mineral que controla la actividad del K^+ es la muscovita y arriba de este pH (6.0) los pozos presentan buena correlación pero se desplazan hacia un estado metaestable entre los feldespatos y la albita. Torres (2002) demostró que las fases que gobiernan los metales alcalinos en el yacimiento de Los Azufres son los feldespatos y muscovita (principalmente en forma de sericita) y son congruentes con las conclusiones de este estudio. González et al., (1992) mostraron la distribución y condición de formación de los minerales de arcilla de Los Humeros. Concluyeron que las fases que controlan la actividad del Mg^{2+} y Na^+ son la Leonhardita y adularia respectivamente. Demostraron que asociaciones de minerales poco hidratadas y ricas en Ca^{2+} y/o K^+ se encuentran a profundidades moderadas. Los $\log a\text{Ca}^{2+}/(\text{aH}^+)^2$, $\log a\text{K}^+/\text{aH}^+$, $\log a\text{Na}^+/\text{aH}^+$ presentados inicialmente por González et al., (1992) son del mismo orden de magnitud que los calculados en este estudio. Esto permite reafirmar que en el caso de Humeros las fases que gobiernan la composición química de los fluidos no han variado significativamente. Para las Tres Vírgenes no hay estudios previos con este enfoque que permita comparar o discutir los resultados. Por tanto, las fases mineralógicas que controlan la actividad de las especies químicas de los fluidos y que se presentan aquí es una aportación original de este estudio.

Se demostró en esta investigación que los yacimientos presentan un corrimiento hacia valores más positivos en $\delta^{18}\text{O}$ producto de la interacción soluto-mineral a altas temperaturas. Otra analogía que muestran es que la recarga está constituida principalmente por agua meteórica y una pequeña aportación de agua magmática. Estas deducciones son congruentes con conclusiones anteriores y actuales presentadas por otros investigadores. Tal es el caso, para Los Azufres Rodríguez et al., (1984), Quijano et al., (1987) y recientemente González et al., (2005) concluyeron que el corrimiento en $\delta^{18}\text{O}$ se debía al

intercambio isotópico agua-roca y que la heterogeneidad de los fluidos podría indicar un proceso de mezcla de dos fases líquidas en el yacimiento. De acuerdo con González et al., (2005) los isótopos estables de la salmuera geotérmica de Los Azufres indica un proceso de mezcla entre agua meteórica y una pequeña porción de un componente magmático. Para Las Tres Vírgenes varios investigadores llegaron a resultados similares (Tello, 1996; 1998). Portugal et al., (2000) concluyeron que la recarga al yacimiento está constituida principalmente por agua meteórica y no detectaron la presencia de agua de mar en los fluidos del yacimiento.

6.1.2. DIFERENCIAS GEOQUÍMICAS ENTRE LOS YACIMIENTOS

A diferencia de Los Azufres y Las Tres Vírgenes los pozos de Los Humeros producen agua de baja salinidad con diferentes tipos geoquímicos, predominando el bicarbonatado-sódico y esto ya es un contraste. La cantidad de sólidos totales disueltos a presión atmosférica difieren en varios órdenes de magnitud en los tres campos. Las Tres Vírgenes presenta una salinidad 5.5 veces mayor que la de Los Humeros. A condiciones de descarga total y en el yacimiento las concentraciones de cloruros de Las Tres Vírgenes son 135 y 101 veces más altas que lo que se obtiene en el campo de Los Humeros a las mismas condiciones. Con respecto a Los Azufres las diferencias son de 2.5 órdenes de magnitud. En este sentido los tres campos presentan diferencias importantes entre sí. La relación Cl/B también es contrastante en los tres reservorios. Según Ellis y Mahon (1977) al incrementarse la temperatura causa que la relación Cl/B baje. En Los Humeros se detectó la relación Cl/B más baja y también donde se han medido las más altas temperaturas (Tabla 6.1). La diferencia en la composición química de los yacimientos se debe a la homogeneidad y heterogeneidad litológica de las rocas. La relativa homogeneidad litológica de las rocas de Los Azufres da como resultado un yacimiento geotérmico menos complicado. En contraste, la heterogeneidad química y baja permeabilidad de las rocas del yacimiento de Humeros no permite que los fluidos se separen fácilmente y el movimiento de las fases (vapor y líquido) se dificulta (Viggiano y Gutiérrez, 1995).

A diferencia de Los Azufres y Las Tres Vírgenes que presentan un equilibrio químico total. El yacimiento de Los Humeros se encuentra actualmente en un estado de desequilibrio químico con respecto a la fase roca. Al respecto se concluyó que el desequilibrio de los fluidos de Humeros se debe a la presencia de fluidos ácidos que no han sido neutralizados totalmente por la roca y la presencia de altas concentraciones de boro sugieren que se trata de un sistema hidrotermal joven. Esto es congruente con conclusiones anteriores presentadas por otros investigadores. Tello (1992) estableció por primera vez el estado de desequilibrio químico que presenta el agua del yacimiento de Los Humeros y fue confirmado por González et al., (2001). El origen de la acidez de los fluidos de Humeros fue discutido ampliamente por Verma et al., (1997), Verma et al., (1998), Truesdell (1997) y Tello et al., (2000). Ellos concluyeron que el estado de desequilibrio químico está asociado con un volcanismo reciente, con componentes magmáticos en los fluidos geotérmicos que no han sido neutralizados por la reacción con micas y feldespatos. Truesdell (1997) argumentó que el vapor sobrecalentado de origen magmático contiene HCl en forma gaseosa, el cual condensa o se mezcla a temperaturas debajo de la crítica ($< 373^{\circ}\text{C}$) para formar aguas ácidas. La producción de vapor de HCl en la parte profunda del yacimiento es el resultado de la interacción agua-roca a altas temperaturas y bajas cantidades de agua (Verma et al., 1997).

6.2. PROBLEMAS DERIVADOS POR EL ESTADO DE SATURACIÓN

En Las Tres Vírgenes y Los Humeros se han presentado problemas de incrustación y corrosión en pozos pero no en Los Azufres. La depositación de la calcita en pozos productores es quizás la más común de las dificultades asociadas con el flasheo en la zona de producción de pozos geotérmicos. La severidad del conflicto varía ampliamente, en algunos pozos de campos tales como Desert Peak, Nevada; los cuales fluyen durante un año y tienen que ser desincrustados (Faulder y Johnson, 1987) mientras que pozos de otros campos, tales como, Miravalles en Costa Rica pueden fluir solo unas pocas semanas (Vaca et al., 1989).

Un serio problema tanto de carácter tecnológico como ambiental es la incrustación de SiO_2 en equipos superficiales de una planta geotérmica. La depositación de SiO_2 amorfa en las líneas de conducción del agua geotérmica de desecho es un problema que debe atenderse durante la explotación de los recursos geotérmicos.

Iler (1979) mostró todo un tratado sobre las condiciones y mecanismos que influyen en la incrustación y depositación de SiO_2 . Concluyó que la depositación de la SiO_2 no depende únicamente del grado de súper saturación, sino que en algunos casos la depositación es controlada cinéticamente por la temperatura. Sin embargo, observaciones y experimentos de laboratorio mostraron que hay otros factores que afectan la cinética de la depositación y que deben ser considerados tales como pH, gasto másico, aireación (Brown, 2002).

Para la calcita el fenómeno que contribuye significativamente en la depositación de carbonato de calcio es la separación de CO_2 . Esto hace que el pH de la solución aumente y la fase acuosa se sobresature con respecto a este mineral. Los factores que afectan el transporte y depositación de carbonato en sistemas hidrotermales son el pH, P_{CO_2} , temperatura y la presencia de otros iones. La solubilidad de la calcita disminuye conforme la temperatura aumenta (Holland y Malinin, 1979; Ellis, 1963).

Los campos geotérmicos de Los Humeros, Los Azufres y Las Tres Vírgenes presentan depositación e incrustación principalmente de CaCO_3 y SiO_2 . Resultados de esta investigación indican que estos sistemas presentan y/o presentarán algunos problemas por el estado de saturación en que se encuentra la fase acuosa con respecto a la SiO_2 y calcita, tanto a condiciones de yacimiento como en superficie. Parte del objetivo de este trabajo fue predecir que mineral puede depositar y en donde. Por tanto, es importante identificar donde se puede presentar la depositación para realizar las acciones tendientes a evitar y/o minimizar que se formen incrustaciones.

En el capítulo 5 se realizó una interpretación detallada del estado de saturación de minerales tales como calcita, anhidrita, cuarzo y calcedonia. Se estableció que algunos pozos en los diferentes sistemas pueden presentar depositación de calcita en el yacimiento.

Como resultado se presenta un resumen del tipo de incrustación que se puede esperar en cada campo.

Tabla 6.2 Problemas derivados del estado de equilibrio agua-roca y saturación de la fase acuosa con respecto a la SiO_2 y calcita en tres campos geotérmicos de México.

Tipo de Problema	Los Humeros	Los Azufres.	Las Tres Vírgenes
Incrustación de CaCO_3 en el yacimiento	Se presenta	No se presenta	Se presenta
Incrustación de CaCO_3 en superficie	No se presenta	No se presenta	No se presenta
Incrustación de SiO_2 en el yacimiento	Se presenta	No se presenta	No se presenta
Incrustación de SiO_2 en superficie	No se presenta	Se presenta	Se presenta
Acidez de los fluidos geotérmicos	Se presenta	No se presenta	No se presenta
Corrosión en pozos e instalaciones superficiales	Se presenta	No se presenta	No se presenta

6.3. ALTERNATIVAS PARA EVITAR LA FORMACIÓN DE INCRUSTACIONES

Para problemas de incrustación de CaCO_3 y SiO_2 identificados en los sistemas estudiados se presentan algunas opciones para evitar y/o minimizar la depositación ya sea en la zona de flasheo o en superficie.

6.3.1. CAMPO DE LOS AZUFRES, MICH.

En las tablas 6.1 y 6.2 está referido el estado de saturación que presenta el agua con respecto a la calcita, anhidrita, calcedonia y cuarzo para este campo. Se encontró que el agua a condiciones de yacimiento presenta sobresaturación con respecto a la calcita y una insaturación con respecto al cuarzo, anhidrita y la calcedonia. Es importante mencionar que en este campo no se ha presentado incrustación de calcita, ni SiO_2 en la zona de producción. Esto se debe a que la concentración de Ca^{2+} es baja en el yacimiento, también puede deberse a que el flasheo se está efectuando en la formación. Esto último es factible debido a que los pozos están abiertos con orificios grandes, lo que origina que la zona de flasheo se desplace hacia el yacimiento. A condiciones de yacimiento la SiO_2 en sus dos formas cuarzo y calcedonia y la anhidrita están insaturados en la fase acuosa. Por tanto, no se espera que haya incrustación en la zona de producción del yacimiento de Los Azufres. Sin embargo, a condiciones superficiales se ha detectado la depositación de SiO_2 en forma de sílice amorfa.

Incrustaciones de SiO_2 en las tuberías de polietileno que transportan la salmuera, producto de la separación del fluido geotérmico, a los pozos inyectoros representa un serio problema en la explotación de este campo. Debido a que el costo de mantenimiento en estas líneas es muy alto, además requiere de personal especializado para ésta actividad porque el mantenimiento se realiza frecuentemente (7 veces al año) en 60 km de tuberías de polietileno de diferentes diámetros, principalmente en la zona sur del campo (Reyes et al., 2001).

Para evitar la formación de depósitos de SiO_2 existen alternativas que permiten mantener la sílice disuelta. La primera es mantener la temperatura de la salmuera igual a la presión de separación (170°C) para evitar la precipitación de sílice por pérdida de energía y como consecuencia sobresaturación de la salmuera con respecto a los diversos minerales que contiene, entre ellos la sílice. Sin embargo, esta opción resulta costosa para mantener dicha temperatura. Por tanto, la segunda opción es factible y consiste en mantener la salmuera a un pH ácido. A partir de pruebas de corrosión e incrustación y experiencia en éste campo se ha comprobado que a pHs entre 4 y 5 la sílice se mantiene disuelta por más tiempo y la velocidad de corrosión es mínima en la tubería del pozo inyector (Moreno, 1992).

Reyes, et al., (2001) estudiaron ampliamente la incrustación de sílice en las líneas de polietileno de la zona sur y presentaron varias alternativas. La primera consistió en agregar ácidos comerciales a la salmuera con el fin de bajar el pH entre 2 y 4 de la misma y mantener en estado ionizado la sílice. Los ácidos comerciales que probaron para inhibir la depositación de sílice fueron el HF y HCl. La segunda opción fue conducir el agua ácida de la Laguna Verde y llevarla a la presa del pozo Az-026 y de ahí distribuirla por gravedad. La última alternativa analizada por Reyes et al., (2001) fue la acidificación del agua separada por medio de vapor geotérmico y favorecer el crecimiento de bacterias. Concluyeron que la tercera opción es la más viable. Lo único que se debe hacer es utilizar vapor de excedencia del pozo e inyectarlo en la presa y bajar la temperatura del agua separada a 37°C . A esta temperatura se favorece el crecimiento de bacterias del género *Thiobacillus* de la especie *Thiooxidans*.

Este tipo de bacterias pueden bajar a un pH de 2 durante su crecimiento en azufre, tienen una movilidad de flagelos en un polo y se adhieren a superficies por medio de glicocalix. Estas bacterias oxidan compuestos de azufre y pueden comenzar con thiosulfatos, oxidándolos a azufre y a su vez a ácido sulfúrico, característica que da acidez al medio. Cabe mencionar que lo único que existe al respecto es el estudio experimental realizado por Reyes et al., (2001). Sin embargo, las posibilidades de resolver el problema de incrustación por sílice en la zona sur del campo utilizando este método son técnica y económicamente factibles. Generalmente, la capacidad de la reinyección es mantenida a través del mantenimiento químico y mecánico de las líneas de inyección y el pozo mismo. Esos procedimientos normalmente son caros y tediosos.

Otra alternativa para minimizar el mantenimiento en tuberías y equipos superficiales es a través del uso de inhibidores químicos para evitar o abatir la depositación de sílice. Los inhibidores, en general son sustancias que, cuando están presentes en niveles de ppm (partes por millón) retardan el crecimiento de incrustación o la formación de un precipitado (Philippe et al., 1980).

Se recomienda usar el Geogard SX, el cual es un inhibidor que ha sido desarrollado primeramente para el control de incrustación de sílice en sistemas geotérmicos. Este producto es una solución acuosa basada sobre un copolímero ácido de fosfino carboxílico. Análisis termogravimétricos han mostrado que el Geogard SX es térmicamente estable a temperaturas arriba de 250°C. Cuenta además con un dispersante para controlar la depositación de sílice coloidal y un secuestrante de óxido de fierro hidratado para prevenir la depositación de sílice monomérica. Geogard SX ha sido utilizado exitosamente en campos geotérmicos de Filipinas de alta entalpia y con altas concentraciones de SiO₂ en la prevención de la depositación de sílice amorfa y es factible que funcione en el campo de Los Azufres, Michoacán.

Con el uso de Geogard SX en Filipinas se han ahorrado inversiones de hasta 4.5 millones de dólares por año al evitar, la construcción de equipo nuevo o en la reparación y mantenimiento del equipo superficial (Baltasar et al., 1997). Pruebas experimentales en el

sector de Botong en el campo de Bacman en Filipinas han mostrado que tratando la salmuera con 10 ppm de Geogard SX fue suficiente para inhibir la depositación de sílice a lo largo de la tubería (Mejorada et al., 2000). El mecanismo de inhibición del Geogard SX es presentado en la figura 82. Sílice coloidal la cual consiste finalmente de partículas esféricas de varios tamaños pero menores de 0.1 micras (10 nm) de diámetro tienden a aglomerarse para formar partículas más grandes (Iler, 1979). Esta aglomeración se evita por medio del polímero dispersante mostrado como polímero A, el cual es absorbido por la superficie de la sílice coloidal para formar barreras electrostáticas. La dispersión ocurre debido a las fuerzas repulsivas entre las partículas coloidales.

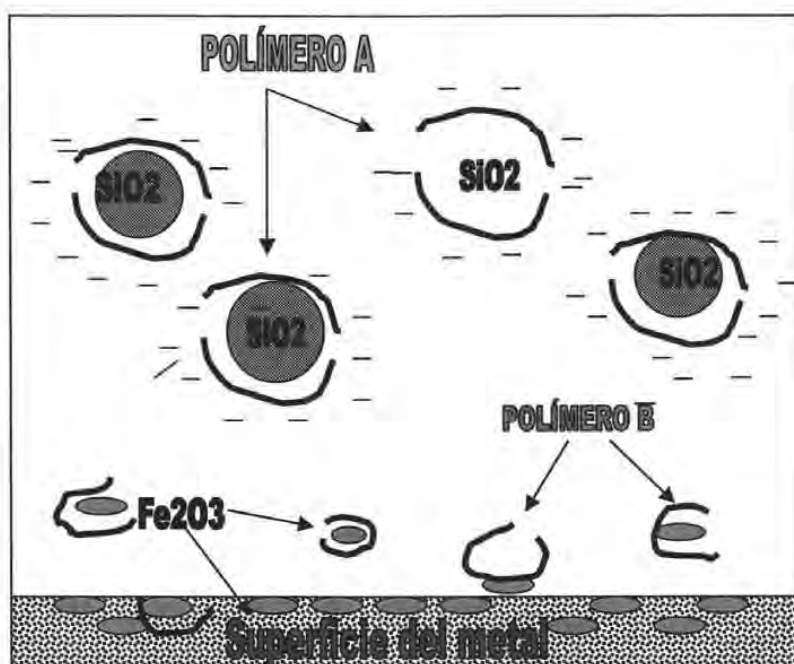


Fig. 82. Mecanismo de inhibición del Geogard SX (Mejorada et al., 2000).

6.3.2. CAMPO DE LOS HUMEROS, PUEBLA.

Debido al estado de desequilibrio agua-roca que presenta este sistema es más complicada la explotación de este yacimiento. Se encontró que el agua a condiciones de yacimiento presenta variados estados, esto es, con respecto a la calcita, anhidrita y cuarzo hay pozos en equilibrio, otros sobresaturados y algunos están insaturados. Mientras que con respecto a la

calcedonia hay pozos en equilibrio y otros están insaturados (Tabla 6.1). Pozos sobresaturados con respecto a la calcita es probable que presenten depositación de carbonatos.

Incrustación de calcita en la zona de flasheo de pozos productores es la que más común se presenta. Para resolver este problema se han usado ampliamente anti-incrustantes con el fin de inhibir la formación de incrustación por CaCO_3 en campos como Dixie Valley, Utah., Desert Peak, Nevada., Roosevelt Hot Springs, Utah., Steamboat Springs, Nevada todos en USA (Kellogg, 1991) y en Miravalles, Costa Rica.

En Dixie Valley y basados en años de experiencia el costo total anual asignado para reparar daños causados por la incrustación de calcita es de \$1.8 millones (US). Esto incluye cerca de \$ 800,000 (US) por concepto de limpiezas mecánicas a costos actuales de perforación y un millón en pérdidas de producción durante las limpiezas. Esto sin considerar los costos por disminución de producción mientras el pozo se está incrustando. En el campo de Dixie para 6 y 8 pozos productores se requieren hasta 20 limpiezas mecánicas por año a un costo promedio de \$ 40 ,000 (US) (Benoit, 1990).

En Los Humeros el problema por incrustación de calcita no es tan severo. Sin embargo, el pozo H-1 se tuvo que profundizar debido a que se incrustó por calcita. La disminución en la producción de este pozo fue lenta lo que hace atractivo el uso de inhibidores de incrustación para minimizar la pérdida de presión y producción por la depositación de calcita en la zona de flasheo. Por tanto, se recomienda realizar la factibilidad para el uso de inhibidores en pozos, tales como H-1, H-3, H-8 y H-34 que son factibles que presenten incrustación de calcita. Operar los pozos con diámetro pequeño hace más lenta la depositación, sin embargo, no evita su formación. El ahorro por pérdidas de producción mientras los pozos se están incrustando y nulo mantenimiento por limpiezas mecánicas justifica ampliamente el uso de inhibidores de calcita.

Los inhibidores de carbonatos que han probado buena eficiencia en evitar su formación son sustancias compuestas de polímeros de poliacrilato, fosfonato y anhídridos polimaleícos,

los cuales son compuestos químicos con peso molecular alto del orden de 2500 mol/gr. Algunos de los que se han probado se refieren a continuación.

Tabla 6.3. Inhibidores de carbonato de calcio utilizados en el campo geotérmico de Dixie Valley, Nevada, USA. (Benoit, 1990).

NOMBRE COMERCIAL DEL PRODUCTO	CONTENIDO QUÍMICO	GRAVEDAD ESPECÍFICA	DOSIFICACIÓN ÓPTIMA PARA UNA TOTAL INHIBICIÓN
GCP-188	poliacrilato y fosfonato	1.053 a 70°F	4 ppm
DG-1357	ácido fosfónico	1.059 a 70°C	3-4 ppm
MILSPERSE 802	anhídrido polimaleico	1.04 a 77°C	5 ppm
DREWSPERSE 747B	copolímero acrílico	1.02-1.05 a 77°C	3-4 ppm
NALCO 1340	copolímero poliacrilato	1.22 a 50°C	2 ppm
NALCO 1382	poliacrilato y poliacrilato sulfonatado	1.16 a 68°C	2 ppm

En Dixie Valley se utilizaron los productos de Nalco 1340 y 1382 que son copolímeros de poliacrilato con peso molecular de 2500 y 1382 mol/g respectivamente. Pruebas de campo demostraron que una mezcla de una molécula de poliacrilato sulfonatado con dos de poliacrilato se obtiene total inhibición con una dosificación de 2 mg/l. Dichos productos fueron consistentes en pruebas posteriores demostrando su efectividad en la inhibición de carbonatos de calcio (Benoit, 1990).

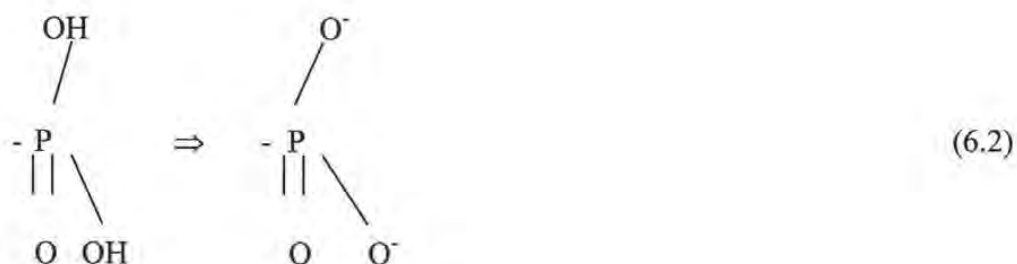
La química de los inhibidores más comunes usados actualmente en aplicaciones geotérmicas incluye polimaleatos y poliacrilatos así como copolímeros de fosfonatos (Tabla 6.4). Las características deseables de los anti-incrustantes de carbonatos para fluidos geotérmicos son: 1) Que los inhibidores presenten buena estabilidad térmica debido a que serán expuestos a temperaturas de 250°C o mayores por varias horas, y deben ser estables con el objeto de que trabajen adecuadamente en la inhibición de carbonatos de calcio. 2) No debe contener ninguna fracción del inhibidor productos corrosivos para los aceros. 3) Los polímeros que actúan como inhibidores de incrustación están restringidos a un peso molecular (usualmente menor de 10 000 mol/g). Si un polímero de peso molecular substancialmente alto es usado, éste puede iniciar a actuar como agente de refuerzo en vez de agente dispersante. Esto podría agravar el problema de depositación.

El mecanismo de formación de incrustaciones de carbonatos de calcio fue descrito en la sección 3.2.3. Ahora bien, el mecanismo general de inhibición de carbonatos de calcio se presenta a continuación:

Todos los inhibidores despliegan similares características. Todos tienen un grupo activo el cual ioniza cuando es disuelto en agua. Y son mostrados con las fórmulas condensadas (Ec., 6.3, 6.4, 6.5, 6.6). En el caso de los poliacrilatos y polimaleatos el grupo activo es un carboxilato (Monette, 1991). En agua, el grupo que sufre ionización de acuerdo a la siguiente:



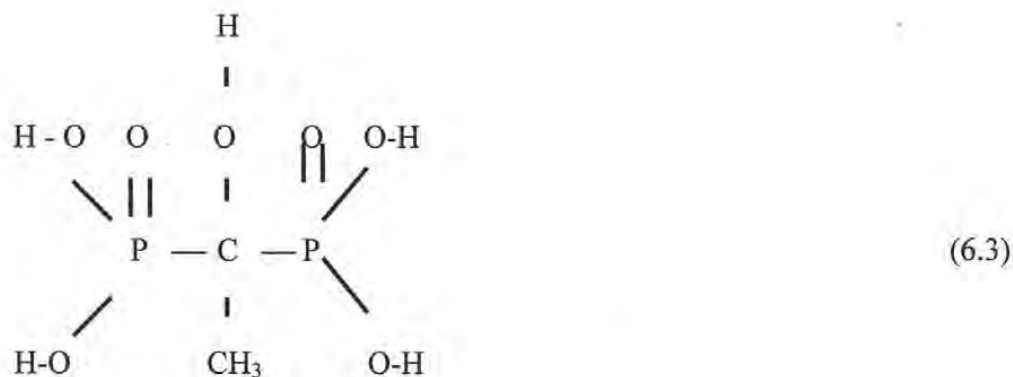
Fosfonatos también sufren ionización de acuerdo con la siguiente ecuación:



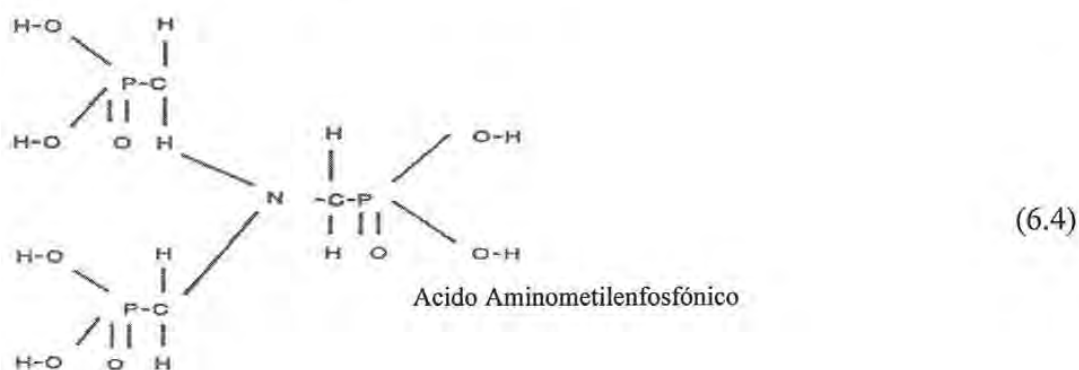
Las cargas negativas resultantes son los sitios activos que están involucrados en el mecanismo de la inhibición.

Fosfonatos: Estos ácidos y sus sales son considerados excelentes durante el inicio de la inhibición pero pobres en la distorsión de la celda del cristal y en la dispersión. Aunque hay algunos inconvenientes con respecto a los fosfonatos. a) Algunos pueden precipitar con calcio bajo ciertas condiciones, b) otros fosfatos tienen pobre estabilidad hidrolítica y pueden volver a su estado original como orto-fosfatos. Este último reacciona fácilmente con calcio para formar una sal insoluble. c) determinados fosfonatos pueden exhibir tendencias corrosivas para los aceros (Monette, 1991).

Las siguientes ecuaciones muestran la estructura típica de los fosfonatos:

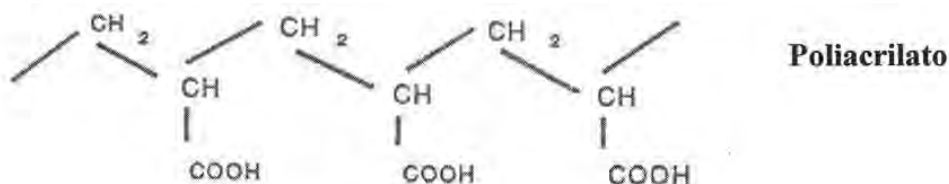


Ácido 1-hidroxietilidina-1,1-di-fosfónico



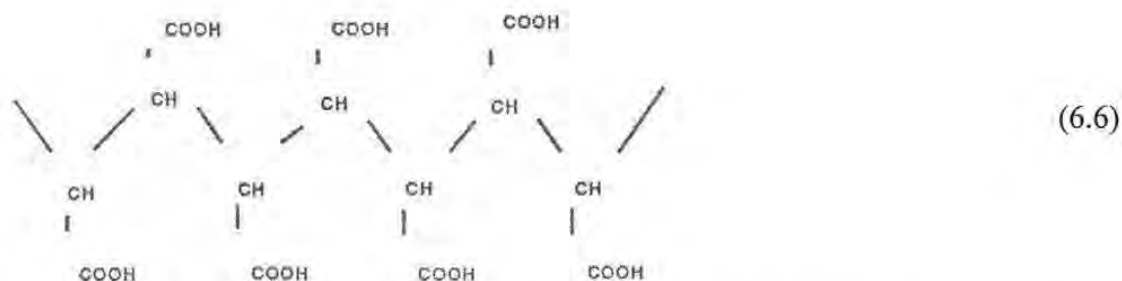
Poliacrilatos.- El mecanismo para inhibir la incrustación de los ácidos poliacrílicos y sus sales es como dispersante. Mientras que ellos pueden ser considerados excelentes dispersantes, su acción en la distorsión de la celda del cristal e inicio de la inhibición solamente se considera como buena.

La ecuación 6.5 muestra la estructura típica de una molécula de poliacrilato, la cual muestra la presencia de un radical carboxilato sobre cada carbón. Su peso molecular es de 1500 mol/g y existen de mayor peso disponibles. Algunos poliacrilatos pueden presentar tendencia a reaccionar con calcio para formar sales insolubles de un polímero.



Polimaleatos.- Los polímeros ácidos polimaleícos y sus sales son considerados excelentes en la distorsión de la celda del cristal y como dispersantes pero solamente buenos para el inicio de la inhibición (Monette, 1991).

La ecuación 6.6 muestra la presencia de un grupo carboxilato sobre cada molécula de carbón a lo largo de la cadena. El peso molecular de los polimaleatos oscila entre 700 y 1000 mol/g. Este arreglo provee una molécula mas compacta con un gran peso específico. También, la presencia de grupos cargados negativamente sobre cada átomo de carbón es



probable que eviten la distorsión de la cadena. Este tipo de rigidez podrían activar todos los sitios activos que estén disponibles para la inhibición. Los polimaleatos presentan excelente estabilidad térmica y no muestran tendencias a formar sales de calcio insoluble.

Problemas de acidez y corrosión también se han presentado en este campo. Hay varias hipótesis sobre el origen de la acidez en Los Humeros (Tello et al., 2000). 1) de acuerdo con el estado de equilibrio agua-roca el reservorio de Los Humeros se encuentra en un estado de desequilibrio químico. Ocurre normalmente en sistemas asociados a un volcanismo reciente como Los Humeros donde los fluidos de origen magmático no han

sido completamente neutralizados por los feldespatos y las micas (roca primaria) (Tello, 1992). Vapor súper calentado conteniendo HCl cuando éste condensa o se mezcla con líquido a temperaturas moderadas ($< 300^{\circ}\text{C}$) ocasiona corrosión dando origen a hidróxidos de metal los cuales sirven de puente para que deposite sílice sobre sílice (Tello, 1989). Esto es congruente en el caso de Los Humeros, debido a que altas concentraciones de HCl y HF fueron detectadas en la fase vapor. Además las altas concentraciones de boro y arsénico en el agua separada indican que Los Humeros es un sistema volcánico reciente (Tello, 1994).

2) Según Cedillo (1997) el yacimiento geotérmico de Los Humeros se ha considerado que geológicamente está formado por 2 reservorios. El cambio en la pendiente de la presión de distribución a 900 msnm sugiere que los dos yacimientos están separados por una capa de toba vítrea. Arellano et al., (2000) concluyeron que en Los Humeros por lo menos dos yacimientos existen. El mas somero se localiza entre 1025 y 1600 msnm y mostró un buen alineamiento con el perfil de presiones hidrostáticas y es definido como de líquido dominante. El yacimiento profundo se localiza entre 850 msnm y 100 msnm y es considerado un yacimiento con baja saturación de agua. Según Truesdell (1997) la parte somera del yacimiento contiene vapor y líquido mientras que en la zona profunda coexiste solamente vapor sobrecalentado a temperaturas altas ($>300^{\circ}\text{C}$). La producción de vapor de HCl en la parte profunda del yacimiento es el resultado de la interacción agua-roca a altas temperaturas y baja cantidad de agua (Verma et al., 1997). La alta corrosividad e incrustación en los pozos debido a los fluidos profundos ha limitado la explotación exclusivamente a la parte somera del yacimiento.

La presencia de fluidos ácidos en un sistema geotérmico reduce el tamaño del reservorio potencialmente explotable. Las propiedades ácidas de esos fluidos limitan su utilización para la generación de energía eléctrica. Sin embargo, el éxito obtenido en recientes experimentos en la inyección de NaOH a profundidad para neutralizar sus propiedades corrosivas en campos de Costa Rica y en Filipinas hacen posible su utilización (Rivera et al., 2000).

Las investigaciones para optimizar el uso de NaOH para neutralizar los fluidos ácidos continúan en estos campos, principalmente para resolver los siguientes parámetros:

- 1) Identificar la relación de concentración entre el pH y NaOH, equilibrio agua-roca y las propiedades físicas del gas, temperatura y presión necesarios para la inyección a la temperatura y profundidad seleccionada (Sánchez et al., 2001) y consecuentemente,
- 2) Identificar las partes críticas en la operación como son:
 - a) Diseño y arreglo del sistema de inyección
 - b) Especificaciones de la bomba y materiales del sistema de inyección
 - c) Factibilidad y costo de operación
 - d) Establecer el pH adecuado para producir un vapor comercialmente viable. El cual es de 4.5 de acuerdo con (Sanada et al., 1998).

Para la explotación de la parte profunda del yacimiento de Los Humeros y evitar los fluidos ácidos se propone como alternativa la neutralización inyectando NaOH a profundidad. Por supuesto no es el objetivo de esta investigación hacer una propuesta detallada. Sin embargo, existe la experiencia y literatura de otros campos donde ha funcionado exitosamente y no hay porqué suponer que no funcione en el reservorio de Los Humeros, Puebla.

6.3.3. CAMPO DE LAS TRES VÍRGENES, B.C.S.

Según el estado de equilibrio agua-roca este yacimiento se encuentra en equilibrio actualmente. El estado de saturación de los minerales de alteración fue descrito en párrafos anteriores. Los problemas que se presentan en este campo son por incrustaciones de calcita en la zona de flasheo y por SiO_2 en las líneas de inyección de salmuera en superficie. Pozos sobresaturados con respecto a la calcita tales como, Lv-1, Lv-3, Lv-4 y Lv-8 presentan problemas de depositación de carbonatos de calcio en la zona de flasheo. Análisis químicos de incrustaciones en los pozos Lv-1 y Lv-3 han corroborado predicciones hechas por geoquímica. Tello (1996) detectó en una incrustación del pozo Lv-1 que el 57% era carbonato de calcio, mientras que para el Lv-3 se cuantificó un 69% de CaCO_3 (Tello, 1998). Esto es cierto debido a que el pozo LV-3 registra mayores temperaturas de fondo y

debido a la solubilidad inversa que presenta la calcita a mayor temperatura disminuye la solubilidad y se favorece la depositación de carbonato de calcio. Para eliminar la incrustación de calcita formada en estos pozos se les hizo limpieza mecánica de abril a agosto de 1998, con un costo aproximado de 8.8 millones de pesos cada uno.

La incrustación de calcita en pozos productores de Las Tres Vírgenes es un problema que se tiene que resolver. Esto debido a que los pozos se abren a descarga total y al igual que pozos de Desert Park en Nevada fluyen un año o menos y tienen que ser desincrustados. Para resolver esta cuestión se han usado ampliamente anti-incrustantes con el fin de inhibir la formación de incrustación por CaCO_3 en campos como Dixie Valley, Utah., Desert Peak, Nevada., Roosevelt Hot Springs, Utah., Steamboat Springs, Nevada todos en USA (Kellogg, 1991) y en Miravalles, Costa Rica.

Por medio de acidificaciones en los pozos Lv-11 y Lv-13 se recuperó la producción del pozo Lv-11 hasta en un 200%. Por ejemplo, el pozo Lv-11 después de la acidificación con una mezcla de HCl al 10% y HF al 5% incrementó su producción de mezcla de 62 t/h a 176 t/h y la presión de cabezal de 5.6 bara a 7.6 bara. El factor de recuperación de la inversión beneficio/costo salta a la vista y es de 5 veces el costo de esta operación (Waldo, 2003). Esto significa que se generó un beneficio por venta de energía menos los gastos por los trabajos igual a 35.3 millones, dividido entre el costo de la acidificación que fue de 7.43 millones. Sin embargo, las condiciones naturales del yacimiento, indican que la fase líquida se encuentra en un estado de sobresaturación con respecto a la calcita de la totalidad de los pozos productores de este campo y es de suponerse que los que se perforen en un futuro también presentarán las mismas características. Por tanto, es importante plantear alternativas que permitan resolver el problema definitivamente.

De acuerdo con la experiencia en el manejo de este campo los pozos productores en menos de un año tienen que ser desincrustados. Esto cuando fluyen en forma continúa. El proceso de incrustación se acelera debido a que los pozos se explotan por orificios grandes. Ocasionando que a condiciones de yacimiento los procesos de ebullición y desgasificación se incrementen y por consecuencia se origina la depositación de calcita. De continuar con

esta estrategia se tendrá que presupuestar por lo menos una acidificación por cada pozo productor al año lo que hace un total de 42 millones de pesos a un costo de 7 millones por acidificación. Esto sin contar las pérdidas que se tendrán por disminución de la producción mientras los pozos se incrustan más lo que se deja de producir mientras los pozos se reparan.

Es importante mencionar que las acidificaciones en este campo han dado resultados satisfactorios, sin embargo, para tener un mejor control de las incrustaciones de carbonatos después de una acidificación se recomienda la instalación de un sistema de inhibición.

Para la inhibición de carbonatos de calcio se deben hacer las pruebas necesarias con el objeto de definir el mejor inhibidor (reactivo) y la dosis óptima del mismo. Pruebas de campo en Dixie Valley demostraron que una mezcla de una molécula de poliacrilato sulfonatado con dos de poliacrilato se obtiene total inhibición de calcita con una dosificación de 2 mg/l. Dichos productos han mostrado consistencia en otros campos demostrando su efectividad en la inhibición de carbonatos de calcio (Benoit, 1990).

Para la incrustación de SiO_2 en las líneas de inyección en el campo de Las Tres Vírgenes se recomienda el uso del inhibidor Geogard SX, cuya efectividad en la inhibición de incrustaciones de SiO_2 fue ampliamente mostrada en campos de Filipinas. El mecanismo de inhibición del Geogard SX fue mostrado en párrafos anteriores.

Capítulo 7

Conclusiones y Recomendaciones

7.1. CONCLUSIONES

Del estudio realizado sobre el estado de equilibrio soluto-mineral y saturación de minerales de alteración de los fluidos de los yacimientos de Los Azufres, Los Humeros y Las Tres Vírgenes se concluyó lo siguiente:

De acuerdo con diagramas de actividad y la composición química de los fluidos geotérmicos, paralelamente con relaciones químicas y texturales de los minerales hidrotermales muestran que en los yacimientos de Los Azufres y Las Tres Vírgenes hay una tendencia hacia el equilibrio total entre las rocas del yacimiento y los fluidos hidrotermales que circulan a través del reservorio. También el equilibrio liquido-gas se ha logrado completamente y según los modelos de equilibrio y la geotermometría las temperaturas a las cuales se está efectuando dicho equilibrio son de 300°C y 280°C respectivamente. Para Los Humeros el equilibrio soluto-mineral no se ha completado por lo que el sistema está en desequilibrio químico. Sin embargo, los gases están en equilibrio con la fase líquida a una temperatura promedio de 300°C.

Los tres campos presentan sobresaturación con respecto a la calcita. Aunque solamente en los campos de Las Tres Vírgenes y Los Humeros se ha presentado depositación de CaCO_3 en el liner ranurado debido a que el flasheo se lleva a cabo dentro del pozo. En Los Azufres no se ha presentado este fenómeno probablemente por las bajas concentraciones de calcio a condiciones de yacimiento y/o a que el flasheo se está efectuando en el yacimiento. En relación a la anhidrita el agua de Los Azufres se encuentra en un estado insaturado y no se espera que haya incrustación de este mineral. El yacimiento de Los Humeros presenta pozos que se ubican en las tres etapas. Los que están insaturados se espera no presenten problemas por depositación. En cambio los que están en equilibrio y sobresaturados tales como el H7, H8 y H13 es posible presenten incrustación de CaSO_4 . Todos los pozos de Las Tres Vírgenes pueden presentar problemas por depósitos de CaSO_4 debido al estado de equilibrio y sobresaturado que presenta el agua de los pozos Lv1, Lv3, Lv4, Lv5 y Lv8. Con respecto a la calcedonia el agua de los tres campos se encuentra insaturada. Referente al cuarzo solamente los pozos H1 y H13 de Los Humeros y el Lv8 de Las Tres Vírgenes se

encuentran sobresaturados. En cambio el agua de la totalidad de los pozos de Los Azufres está insaturada con respecto a este mineral.

Las fases mineralógicas que controlan la composición química de los fluidos fueron principalmente: albita, moscovita, K-feldespatos y clinocloro para los Azufres. En Los Humeros las fases que gobiernan son: albita, moscovita, K-feldespatos, clorita, montmorillonita, tremolita, diópsida, prehnita, granate y wollastonita. Con respecto a Las Tres Vírgenes los minerales preponderantes son: zoisita, albita, clorita, adularia, diópsida, lawsonita y granate.

Se identificaron los principales procesos físicos que ocurren en los yacimientos de los campos estudiados. Este resultado es de gran importancia para planear las estrategias de una explotación sustentable del recurso geotérmico en el futuro. Debido a los fuertes fenómenos de ebullición detectados en los campos de Los Azufres y Las Tres Vírgenes provocados por el régimen de explotación debe considerarse la reinyección de agua separada en las zonas donde se detectan estos procesos. En cambio la política de extracción de los fluidos del yacimiento de Humeros permite identificar procesos físicos normales producto de una explotación hasta ahora racional de los fluidos geotérmicos. Esto debido a que actualmente se explota la parte somera del yacimiento. Sin embargo, se debe considerar la explotación de la parte mas profunda del yacimiento.

Otra importante contribución de esta investigación fue que se establecieron las características isotópicas de los fluidos de los diferentes yacimientos. Se pudo concluir que existe un corrimiento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ de los fluidos geotérmicos de los tres yacimientos, producto de la interacción agua-roca a altas temperaturas. La mayoría de los manantiales termales de los tres campos se ubican en la línea de aguas de origen meteórico. Solamente las lagunas y manantiales calentados por vapor (Los Azufres) presentan enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ y δD y su composición isotópica es modificada por procesos de evaporación a temperaturas ambientales y/o a 100°C . En los tres sistemas se encontró que existe muy buena correlación entre el agua de yacimiento y agua de origen magmático. Sin embargo, el agua de recarga a los diferentes yacimientos se pudo demostrar que es preferencialmente de

origen meteorito. En el caso de Las Tres Vírgenes no se notó influencia de agua de mar como recarga al yacimiento.

La utilidad de aplicar el estudio en tres yacimientos diferentes permitió establecer el estado de equilibrio en que se encuentran actualmente como resultado de la explotación. Se determinaron las diferencias geológicas, geoquímicas y mineralógicas así como, las analogías que existen entre ellos. Sin embargo, faltó realizar configuraciones en planta que permitan identificar en el espacio la zona afectada por procesos físicos producto de la explotación o por la reinyección. Aquí solo se presentó la caracterización isotópica de los fluidos en función de su contenido de δD y $\delta^{18}O$ faltó integrar al estudio más información isotópica. Las principales limitantes por las cuales no se integraron estos datos al estudio fueron que no se cuenta con esta información. Sin embargo, si se incluyeran más datos isotópicos y su interpretación concerniente al estado de equilibrio agua-roca daría mayor certidumbre al estudio. En el caso del yacimiento de Los Humeros cuenta con mayor información isotópica y fue integrada en este estudio.

7.2. RECOMENDACIONES

Se recomienda hacer un muestreo de los fluidos (agua y gases) de pozos productores, inyectoros y manifestaciones termales de los tres sistemas y hacer un análisis isotópico completo. Por ejemplo, analizar $\delta^{13}C$ en CH_4 , CO_2 y HCO_3 , $\delta^{34}S$ en SO_4 y H_2S , isotopía de gases raros tales como He, Ar, radioactividad de Rn e interpretar el estado de equilibrio agua-roca en función de la isotopía y correlacionarla con datos químicos. Estos datos servirán para complementar las investigaciones realizadas.

Para evitar la depositación de calcita en pozos de Las Tres Vírgenes se propone instalar sistemas de inhibición de incrustaciones por $CaCO_3$. En Los Humeros la depositación de calcita en la zona de producción de los pozos someros tales como, el H1, es más lenta que en Las Tres Vírgenes pero si se presenta, por tanto, es factible utilizar la acidificación (con HCl) para remover la incrustación de calcita y recuperar la producción. En líneas superficiales que conducen agua separada de los campos de Los Azufres y Las Tres

Virgenes se sugiere utilizar el Geogard-SX para evitar la formación de depósitos de SiO₂. Para la explotación de la parte mas profunda del yacimiento de Los Humeros existe la alternativa de neutralizar los fluidos ácidos con NaOH y/o agua.

7.3. DIFUSIÓN DEL CONOCIMIENTO

Otra importante contribución de este proyecto de tesis doctoral fue que en forma colateral se fueron difundiendo los resultados obtenidos durante las investigaciones individuales de cada campo. Dichas divulgaciones fueron publicadas y presentadas ante la comunidad científica dedicada esencialmente en el desarrollo de la ciencia y tecnología geotérmica. Los resultados publicados fueron sujetos a cuestionamientos y arbitrajes exhaustivos por expertos en la materia. Las discrepancias o sugerencias fueron usadas para mejorar la calidad en la interpretación y/o el estilo. A continuación enlisto los artículos publicados más relevantes derivados de este proyecto.

LISTA DE PUBLICACIONES GENERADAS COMO PARTE DE LA TESIS

Los Azufres

- Tello, H. E.** (1997) Geochemical Model Update of the Los Azufres, Mexico, geothermal Reservoir. Geothermal Resources Council Transactions, Vol. 21, pp. 441-448.
- González, P.E., **Tello, H.E.** y Verma, M.P. (2000) Análisis geoquímico e isotópico de aguas geotérmicas y manantiales para definir el estado de equilibrio agua-roca del reservorio de Los Azufres, Michoacán, México. Ingeniería Hidráulica en México. Vol. XV, No.3, pp. 89-99.
- Verma, M.P., **Tello, H.E.**, Suárez, M.C. y González, P.E. (2002) Variation of gaseous species concentration in the Los Azufres geothermal wells as a tool to study the reinjection effect. Geofísica Internacional. Vol. 41, Num. 3. pp. 295-302.
- González, P.E., **Tello, H.E.** y Verma, M.P. (2005) Hydro-geochemical and isotopic fluid evolution of the Los Azufres geothermal field, central México. Proceedings World Geothermal Congress 2005. En Prensa.
- Suárez, A.M.C., Samaniego, F., y **Tello, H.E.** (2003) Evolution of helium and argon at a volcanic geothermal reservoir. Proceedings Twenty-eighth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford University. Stanford, Calif.

Los Humeros

Tello, H.E., Verma, M.P., González, P.E. (2000) Origin of acidity in the Los Humeros, México, geothermal reservoir. Proceedings World Geothermal Congress 2000. Kyushu-Tohoku, Japan. May 28-June 10, 2000. pp. 2959-

González, P.E., **Tello, H.E.** y Verma, M.P. (2001) Interacción agua geotérmica-manantiales en el campo geotérmico de Los Humeros, "Puebla, México. Ingeniería Hidráulica en México. Vol. XVI, No.2, pp. 185-194.

Las Tres Vírgenes

Tello, H.E., Verma, M.P. González, P.E. (2005) Geochemical characteristics of reservoir fluids in the Las Tres Vírgenes, B.C.S. Proceedings World Geothermal Congress 2005. En Prensa.

González, P.E., **Tello, H.E.** y Verma, M.P. (2001) Características geoquímicas de las aguas del reservorio del sistema hidrotermal actual de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Ingeniería Hidráulica en México. Vol. XVI, No.1, pp. 47-56.

Portugal, M.E., Barragán, R.M., Arellano, G.V.M., **Tello, H.E.** y García C. (1998) Estudio químico-isotópico de fluidos de pozos productores y manantiales del sistema Las Tres Vírgenes, B.C.S., México. Geotermia. Rev. Mex. Geoenergía. Vol. 14, No. 3, pp. 125-139.

Portugal, M.E., Birkle, P., Barragán, R.M., Arellano, G.V.M., **Tello, H.E.** y Tello, M. (2000) Hydrochemical–isotopic and hydrogeological conceptual model of the Las Tres Vírgenes geothermal field, B.C.S., México. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 101, pp. 223-244.

Referencias Bibliográficas

- Amaya, C.S.I. (2003) Estudio termodinámico del fluido del yacimiento de Los Azufres, Michoacán. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Tamaulipas. Unidad Académica Multidisciplinaria. Reynosa-Aztlán. México. 117 p.
- Arellano, G.V.M., García, A., Barragán, R.R.M., Izquierdo, G., Pizano, A. (2000) A Conceptual model of the Los Humeros, (Mexico), geothermal reservoir in its natural state. Proceedings World Geothermal Congress. Kyushu-Tohoku, Japan, may 28-june 10, 2000. pp. 2503-2509.
- Arellano, G.V.M., Torres, R.M.A., Barragán, R.R.M., Sandoval, M.F. (2004) Respuesta a la explotación (198-2003) del yacimiento geotérmico de Los Azufres, Mich. (México) Parte I: Zona norte. Geotermia, Rev. Mex. Geoenergía, Vol. 17, No. 1, pp. 10-19.
- Arnold, M. y Gonzalez, P. E. (1986a) Capacites Oxidantes de un Fluide Hydrothermale en Ebullition. Academea des Sciences de París, N. 303-II, pp. 817-821.
- Arnold, M. y Gonzalez, P. E. (1986b) Le systeme Sulfate-Sulfure; Prouves de un Equilibre Chimique a 300°C: Consequences Geoquimiques. Academea des Sciences de París, N. 303-12, pp. 1097-1099.
- Arnold, M. y Gonzalez, P. E. (1987) Le systeme hydrothermal actual de Los Humeros (Mexique): Etat du systeme $\text{SO}_4\text{-H}_2\text{S}$ a 300°C, origine du soufre et phenomenes de oxydation associes a la ebullition du fluide ascendant. Mineralium Deposita, Vol. 22, pp. 90-98.
- Arnorsson, S. (1975) Application of silica geothermometer in low-temperature hydrothermal areas in Iceland. Am. J.Sci., Vol. 275, pp. 763-784.
- Arnorsson, S. (1978) Precipitation of calcite from flashed geothermal water in Iceland. Contrib. Mineral. Petrol. Vol. 66, pp. 21-28.
- Arnorsson, S. (1982) The chemistry of geothermal waters in Iceland III. Chemical geothermometry in geothermal investigation. Science Institute, University Of Iceland.
- Arnorsson, S. (1985) The use of mixing models and chemical geothermometer for estimating underground temperatures in geothermal systems. J. Volc. Geothermal. Res., Vol. 23, pp. 299-335.
- Arnorsson, S. (1991) Geochemistry and geothermal resources in Iceland. Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development. UNITAR. Printed in Rome, pp. 145-196.

- Arnorsson, S. (2000) Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Sampling methods, data handling, Interpretation. International Atomic Energy Agency. Vienna, Austria. 351 p.
- Arnorsson, S. y Gunnlaugsson, E. (1985) New gas geothermometers for geothermal exploration. –Calibration and Application. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, pp. 1307-1325.
- Arnorsson, S., y Sigurdsson, S. (1982) The chemistry of geothermal waters in Iceland I. Calculation of speciation from 0° to 370°C. Science Institute, University of Iceland, Dunhagiz, Reykjavik.
- Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E. y Suavarsson, H. (1983) The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal Investigations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, pp 567-577.
- Ballina, L.H.R. y Herrera, F. (1984) Estudio geofísico en la zona geotérmica de Tres Vírgenes, B.C.S. Comisión Federal de Electricidad CFE. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Informe Interno 20/84, 28 p.
- Baltazar, A. D., Garcia, S.E., Solis, R.P., Jordan, O.T. Cabel, A.C. y Fragata, J.J. (1997) Silica Scale Inhibition Experiments: Geogard SX Application On geothermal Brine With Ultra High Concentration of SiO₂. *Geothermal Resources Council Transaction*, Vol. 21, pp. 43-48.
- Banwell, C.J. (1970) *Geothermics* (Special Issue 2) Vol. 1, pp. 32-36.
- Barragán, R.M. y Nieva, D. (1989) EQQYAC: Program for determining geothermal reservoir chemical equilibrium. *Computers & Geosciences* Vol. 15, No. 8, pp. 1221-1240.
- Barragán, R.R.M., Portugal, M. E. y Martínez, B. J. (1998) Estudio isotópico de fluidos de pozos productores y de reinyección del campo geotérmico de Los Humeros, Pue. CFE. GPG. Informe bajo Contrato entre GPG y IIE No GPG/CPS/156/97. Morelia, Mich. 40 p.
- Barragán, R.M., Nieva, D., Santoyo, E., González, P., Verma, P.M. y López, M. (1991) Geoquímica de fluidos del campo geotérmico de Los Humeros (México). *Geotermia*. Vol. 7, pp. 23-47.
- Barragán, R.R.M., Portugal, M. E. y Martínez, B. J. (2000) Estudio isotópico de fluidos de pozos productores, de reinyección y manantiales del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. CFE. GPG. Informe bajo Contrato entre GPG y IIE No CLS-GPG-4001/00. Morelia, Mich. 33 p.
- Benoit, W. R. (1990) Development of a carbonate scale inhibition program at Dixie Valley, Nevada. *Geothermal Resources Council Transactions*. Vol. 14, pp. 1567-1573.

- Berman, R.G. (1988) Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Journal Petrol.* Vol. 29, pp. 445-522.
- Bigurra, P.E. (1989) Integración de Estudios. Tres Vírgenes, B.C.S. Comisión Federal de Electricidad CFE. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Informe Interno 8/89, 27 p.
- Bigurra, P.E. (1998) Análisis geoelectrico de la zona geotérmica de Las Tres Vírgenes, B.C.S. *Geotermia Revista mexicana Geoenergía*, No 14, Vol. 1, pp. 33-41.
- Bodvarsson, G. y Palmason, G. (1961) Exploration of subsurface temperatures in Iceland. U.N. conference on New Sources of Energy, Rome, 1960, paper G/24.
- Botinga, Y. (1973) Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor. *Geochim. Cosmochim. Acta* 3, Vol. 33, pp. 49-50.
- Bower, S.T.S., Jackson, K.J. y Helgeson, H.C. (1984) Equilibrium activity diagrams for coexisting minerals and aqueous solutions at Pressures and Temperatures to 5 Kb and 600°C. Springer- Verlag, New York, 397 p.
- Brown, K.L. (2002) Silica Scaling. Apuntes del curso sobre inhibidores. Los Azufres, Michoacán. 50 p.
- Cathelineau, M., Oliver, R., Garfias, A. y Nieva, D. (1985) Mineralogy and distribution of hydrothermal mineral zones in the Los Azufres (México) geothermal field. *Geothermics* 14, pp. 49-57.
- Campos, E. J.O. y Arredondo, F.J.J. (1992) Gravity study of Los Humeros Caldera complex México: Structure and Associated geothermal system. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* , 51, pp. 199-215.
- Cedillo, F. (1997) Geología del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Pue. Reporte Interno HU/RE/03/97. CFE. GPG. Residencia de Los Humeros, Puebla. 30 p.
- CFE (1992) Manifestación general de Impacto Ambiental para la instalación de centrales de 20 MW, a boca de pozo y ciclo binario en el campo geotérmico de Los Azufres, Mich. (Proyecto Marítaro). CFE. GPG. (Febrero, 1992). 250 p.
- CFE (1998) Manifestación de impacto ambiental para la instalación de 10 MW, a boca de pozo en el campo de Las Tres Vírgenes, B.C.S. CFE. Subgerencia de Exploración y Desarrollo. Depto. De Protección Ambiental. 200 p.

- Coletta, B. y Angelier, J. (1981) Faulting evolution of Santa Rosalía Basin, Baja California Sur, Mexico. In: Ortlieb, L., Roldan, J. (Eds.), *Field Guides and Papers: Geology of Northwestern and Southern Arizona*, pp. 265-274.
- Craig, H. (1963) The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. *Nuclear Geology on geothermal areas* (Tongiorgi, E. Es) CNR, Pisa, Italy.
- D'Amore, F. y Panichi, C. (1980) Evaluation of deep temperatures in hydrothermal systems by a new gas geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, pp. 549-556.
- Ellis, A.J. (1959) The solubility of calcite in carbon dioxide solutions: *American Journal of Science*, Vol. 257, pp. 354-365.
- Ellis, A.J. (1963) Solubility of calcite in sodium chloride solutions: *American Journal of Science*, Vol. 261, pp. 259-267.
- Ellis, A.J. (1976) The IAGC interlaboratory water analysis comparison programme. *Geochimica et Cosmochimica. Acta* 40, pp. 1359-1374.
- Ellis, A.J., y Golding, R.M. (1963) The solubility of carbon dioxide above 100°C in water and in sodium chloride solutions: *American Journal of Science*, Vol. 261, pp. 47-60.
- Ellis, A.J., y Mahon, W.A.J. (1977) *Chemistry and geothermal systems*. Academic Press, New York. 392 p.
- Ellis, A.J. y Wilson, S.H. (1960) The geochemistry of alkali metal ions in the Wairakei hydrothermal system. *New Zeal. Jour. Geol. Geophys.*, Vol. 3, pp. 393-617.
- Epstein, S. y Mayeda, T. (1953) Variations of water from natural sources. *Geochimica Cosmochimica. Acta* 4, pp. 213-224.
- Facca, G. (1983) The future of geothermal energy. *Geothermal Energy*. Vol.1, No 3, pp. 30-33.
- Faulder, D.D. y Johnson, S. D. (1987) Desert Peak geothermal field performance. *Geothermal Resources Council Trans.* Vol. 11, pp. 527-533.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pascuaré, G., y Tibaldi, A. (1991) Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 47, pp. 129-148.
- Ferriz, H. (1984) Geological and preliminary reservoir data on the Los Hornos geothermal system. Puebla, México. *Proceeding, Eight Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford University, Cal, pp. 19-24.

- Ferriz, H. y Mahood, G.A.(1984) Eruption rates and compositional trends at The Humeros Volcanic Center, Puebla, Mexico. *J. Geophys. Res.*, Vol. 89, pp. 8511-8524.
- Fouillac, C. y Michard, G. (1981) Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoir. *Geothermics*, Vol. 10, pp. 55-70.
- Fournier, R.O. (1973) Silica in thermal waters: Laboratory and field investigations. *Proceeding, Intl. Symp. On Hydrogeochemistry and biochemistry*, Japan. The clark Co., Washington D.C., 1, pp. 122-139.
- Fournier, R.O. (1977) Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, Vol. 5, pp. 41-50.
- Fournier, R.O. (1979) A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resource Council Trans.*, Vol. 3, pp. 221-224.
- Fournier, R.O. y Potter, R.W. (1979) Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, pp. 1543-1550.
- Fournier, R.O., Rowe, J.J. (1966) Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *Am. J.Sci.*, Vol. 264, pp. 685-697.
- Fournier, R.O. y Truesdell, A.H. (1973) An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, pp. 1255-1275.
- Friedman, I. (1953) Deuterium content of natural waters and other substances. *Geochim. And Cosmochim. Acta* 4, pp. 89-95.
- García, E. G. (2000) Modelo del estado térmico inicial del campo geotérmico de los Azufres, Michoacán, México. Tesis Doctoral. UNAM. DEPFI. México, D.F. 189 p.
- García, E.G. y Gonzalez, L.M. (1998) Síntesis de los estudios de gravimetría , magnetometría en la zona geotérmica de Las Tres Vírgenes, B.C.S., México. *Geotermia, Revista mexicana de geoenergía* No. 14, Vol. 1, pp. 15-32.
- Garduño, M.V.H. (1985) Análisis estructural de la zona norte del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. CFE.GPG. Departamento de Exploración. Informe 19/85. Inédito. 15 p.
- Garduño, M.V.H. y López, H.A. (1988) Estudio geológico-geotérmico de la caldera del Aguajito, B.C.S. Actualización. CFE.GPG. Departamento de Exploración. Informe 26/88. 23 p.
- Garrels, R.M., y Christ, C.L. (1965) *Solutions, Minerals, and Equilibria*: Harper and Row, N.Y., 450 pp.

- Giggenbach, W.F. (1975) A simple method for the collection and analysis of volcanic gas samples. *Bull. Volcanol.* 39, pp. 132-145.
- Giggenbach, W.F. (1980) Geothermal gas equilibria. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, pp. 2021-2037.
- Giggenbach, W.F. (1981) Geothermal mineral equilibria. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, pp. 393-410.
- Giggenbach, W.F. (1986) Graphical techniques for the evaluation of water/rock equilibration conditions by use of Na, K, Mg and Ca contents of discharge waters: Proceedings of the 8th New Zealand geothermal Workshop, pp. 37-44
- Giggenbach, W.F. (1987) Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharges from White Island. *Appl. Geochem.*, Vol. 2, pp. 143-161.
- Giggenbach, W.F. (1988) Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Ca-Mg geothermometers. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, pp. 2749-2765.
- Giggenbach, W.F. (1991) Chemical technique in geothermal exploration. UNITAR/UNDP centre on small Energy Resources. Rome- Italy. pp. 119-144.
- Giggenbach, W.F. y Goguel, R.L. (1989) Collection and Analysis of Geothermal and Volcanic Water and gas Discharges. Report No. CD 2401, Department of Scientific and industrial Research, Petone, New Zealand. 81 pp.
- Giggenbach, W.F., Goguel, R.L. y Humphries, W.A. (1992) IAEA Interlaboratory Comparative Geothermal Water Analysis Program. Geothermal Investigations with Isotope and Geothermal Techniques in Latin America. IAEA-TECDOC-641, pp. 439-456.
- González, P.E. (1998) Estudios petrográficos y microtermométricos de inclusiones fluidas de los pozos Lv-8, Lv-7 y Lv-4 de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Contrato CFE-III.
- González, P. E. (1999) Comportamiento de fluidos en un sistema hidrotermal actual: Caso Los Azufres, Mich. México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 16, No 2, pp. 208-216.
- González, P. E. (2000) Evidencias de evolución de un fluido básico a ácido a partir del análisis de la alteración hidrotermal del campo geotérmico de Los Azufres Mich. Su relación con los yacimientos de baja sulfidación fósiles. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 17, No 1, pp. 76-82.

- González, P.E. (2001) Especies sulfurosas del sistema hidrotermal actual del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán: Distribución y comportamiento isotópico. *Revista mexicana de Ciencias geológicas*. Vol. 18, No. 1, pp. 103-110.
- González, P.E., Barragán, R.R.M. y Nieva, D. (1989) Caracterización mineralógica de 10 pozos del campo geotérmico de Los Azufres. CFE. México. Reporte interno. 15 pp.
- González, P.E., Barragán, R.R.M., Nieva, D., Quijano, L.J.L., López, M.J.M., Gutiérrez, P.H. (1991) Estudio de inclusiones fluidas en cuatro pozos del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. *Geotermia. Rev. Mex. Geoenergía*, Vol. 7, No. 2, pp. 185-199.
- González, P.E., Barragán, R.R.M. y Vázquez, E. R. (1992) Distribución y condiciones de formación de los minerales de arcilla en un campo geotérmico - El caso de Los Humeros, Estado de Puebla. UNAM, Instituto de Geología. *Revista*, Vol. 10, No. 1, pp. 47-53.
- González, P.E., Birkle, P. y Torres, A.I.S. (2000) Evolution of the hydrothermal system at Los Azufres, México, based on petrologic, fluid inclusion and isotopic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 101, pp. 277-296.
- González, P. E., Carrillo, CH.A., Levresse, G., Tello, H.E., Venegas, S.S., Ramirez, S.G., Verma, P.M. Tritlla, J. y Camprubi, A. (2005) Hydro-Geochemical and isotopic fluid evolution of the Los Azufres geothermal field, Central Mexico.
- González, P. E., Levresse, G., Tritlla J., Camprubi A., Carrillo Ch. A., Venegas S. S. y Ramirez S. G., (2005). Petrology, Brine and fluid inclusion study of neoformation minerals from The Tres Vírgenes geothermal field, B.C.S., (México), Sometido a Memorias del Congreso mundial de geotermia de Aantalya Turquía, Abril del 2005. 10 pp.
- González, P.E., Tello, H.E. y Verma, M.P. (2000) Análisis geoquímico e isotópico de aguas geotérmicas y manantiales para definir el estado de equilibrio agua-roca del reservorio de Los Azufres, Michoacán, México. *Ingeniería Hidráulica en México*. Vol. XV, No.3, pp. 89-99.
- González, P.E., Tello, H.E. y Verma, M.P. (2001) Características geoquímicas de las aguas del reservorio del sistema hidrotermal actual de Las Tres Vírgenes, B.C.S. *Ingeniería Hidráulica en México*. Vol. XVI, No.1, pp. 47-56.
- González, P.E., Tello, H.E. y Verma, M.P. (2001) Interacción agua geotérmica-manantiales en el campo geotérmico de Los Humeros, "Puebla, México. *Ingeniería Hidráulica en México*. Vol. XVI, No.2, pp. 185-194.
- Gutiérrez, N.L.C.A. (1990) Litología mineralógica y geotermometría del pozo Lv-2, Las Tres Vírgenes, B.C.S. *Geotermia, Rev. Mex. Geoenergía*, Vol. 8, No 3, pp. 373-394.

- Helgeson, H.C. (1967) Solution chemistry and metamorphism: in *Researches in Geochemistry* (P.H. Abelson, ed.), Vol. II, Wiley, N.Y., pp. 362-404.
- Helgeson, H.C. (1968) Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions—I. Thermodynamic relations: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 32, pp. 853-877.
- Helgeson, H.C. (1969) Thermodynamic of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, Vol. 267, pp. 729-804.
- Helgeson, H.C. (1979) Mass Transfer among minerals and hidrothermal solutions. In: *Geochemistry of Hidrothermal Ore Deposits*. (Ed. H.L. Barnes), Second edn., pp. 568-610.
- Helgeson, H.C., Brown, T.H. y Leeper, R.H. (1969) *Handbook of Theoretical Activity Diagrams Depicting Chemical Equilibria in Geologic Systems Involving an Aqueous Phase at One Atm and 0° to 300°C*. Freeman, Cooper & Company. 150 p.
- Helgeson, H.C., Delany, J.M., Nesbitt, H.W. y Bird, D.K. (1978) Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals. *Am. J. Sci.*, Vol.278^a, pp. 229-235.
- Helgeson, H.C., Kirkham, D.H. y Flowers, G.C. (1981) Theoretical prediction of the behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients, and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 kb: *American Journal of Science*, Vol. 281, pp. 1249-1516.
- Henley, R.W. (1983) pH and silica scaling control in geothermal field development. *Geothermics*, Vol. 12, pp. 307-321.
- Henley, R.W., Truesdell, A.H. y Barton, P.D. (1984) Fluid mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*. Volume 1. Society of Economic Geologist. 267 p.
- Holland, H.D. y Malinin, S.D. (1979) On the solubility and ocurrence of non-ore minerals; in Barnes, H.L. (ed). *Geochemistry of hidrothermal ore deposits* (2d ed). John Wiley and Sons, New York, pp. 461-508.
- Horita, J. y Wesolowski, D. J. (1994) liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the critical temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, pp. 3425-3437.
- Hulston, J.R. y McCabe, E.J. (1962) Mass spectrometer measurements in the thermal areas of New Zealand, II. Carbon isotope ratio: *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 26, pp. 399-410.

- Iler, R.K. (1979) *The Chemistry of Silica*. John Wiley and Son, New York. 450 p.
- Kellog, N. (1991) Chemical inhibition of calcium carbonate in geothermal wells and power plants. Case Histories from Roosevelt Hot Springs, Beowawe, Desert Peak and Steamboat Springs. Drew Industrial Division. Ashland Chemical Company. 17 p.
- Kendall, C. y Coplen, T.B. (1985) Multisample conversion of water to hydrogen by zinc for stable isotope determination. *Analytical Chemistry*, Vol. 57, pp. 1437-1440.
- Kharaka, Y.K. y Mariner, R.H. (1988) Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. In: Naeser, N.D. and McCollin, T.H. (eds.) *Thermal History of sedimentary basins*, Springer-Verlag, New York, pp. 99-117.
- Lira, H.H., Ramírez, S.G., Herrera, F.J. y Vargas, L.H. (1984) Estudio geológico de la zona geotérmica de Las Tres Vírgenes, B.C.S., México. *Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area*, a Symposium, INQUA-UNAM. 30 p.
- López, H.A. (1991a) Geología de Los Azufres. *Geotermia. Rev. Mex. de Geoenergía*. Vol. 7-3, pp. 50-57.
- López, H.A. (1991b) Análisis estructural del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. Interpretación de datos superficiales y del subsuelo. Informe 11/91. CFE.GPG. Depto. de Exploración. 35 p.
- López, H.A. (1998) Síntesis geológica de la zona geotérmica de Las Tres Vírgenes, B.C.S., México. *Geotermia. Revista Mexicana de Geoenergía*. Vol. 14. No. 1, pp. 3-14.
- López, H.A., Casarrubias U.Z. y Leal, H.R. (1993) Estudio geológico de la zona geotérmica de Tres Vírgenes. Informe OGLBC/002/93. CFE: 39 p.
- López, H.A., Robin, C., Cantagiel, J.M. y Vincent, P. (1989) Estudio geoquímico mineralógico y edades radiométricas de la zona de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Implicaciones de equilibrio. CFE.GPG. Reporte interno 5/89, 50 p.
- Mahon, W.A.J. (1966) Silica in hot water discharged from drillholes of Wairakei. *New Zeal. J. Sci.*, Vol. 264, pp. 685-697.
- Martínez, S.R.G. (1993) Caracterization mineralogique géochimique et isotopique du champ geothermique de Los Humeros, Mexique. Interactions fluide-roche dans un systeme a fluide mixte (eau-vapeur). These l'INPL, Nancy, France, 232 p.
- Martínez, S.R.G. y Alibert, Ch. (1994) Características geoquímicas de las rocas volcánicas del sistema geotérmico Los Humeros, Puebla y su relación con la mineralogía de alteración. *Geofísica Internacional*. Vol. 33. No. 4, pp. 585-605.

- Martínez, S.R., Jacquier, B. y Arnold, M. (1996) The $\delta^{34}\text{S}$ composition of sulfates and sulfides at the Los Hornos geothermal system, México and their applications to physicochemical fluid evolution. *Journal Volcanology and geothermal Research*, pp. 99-118.
- Mazor, E. (1977) Geothermal Tracing with Atmospheric and Radiogenic Noble Gases. *Geothermics*, Vol. 5, pp. 21-36.
- McNitt, J. (1970) *Geothermics (Special Issue 2)* Vol. 1, pp. 24-29.
- Mejorada, A.V., Garcia, S.E., Jordan, O.T., Reyes, R.L., Barroca, G.B., Pamatian, P.I. y Lim, P.G. (2000) A silica Scale Inhibitor, Geogard SX, Testing at the Southern Negros Geothermal Production Field. *Geothermal Resources Council Transaction*, Vol. 24, pp. 503-507.
- Mercado, S., Fernández, V., Barragán, D., Hurtado, M.C., Nieva, D., Iglesias, E., Barroso, G., Fernández, M. (1982) Diagnósticos y pronósticos sobre aspectos científicos y tecnológicos de la geotermia como fuente de energía en México. Informe final IIE/FE-G37/1767/02. Vol.1, pp. 315-384.
- Mizutani, Y., Tokiwa, M. y Satake, H. (1989) Hydrogen and carbon isotopic composition of methane in N_2 and CO_2 -rich gases from central Japan. *Geochemical Journal*. Vol. 23, pp. 65-73.
- Monette, J.C. (1991) Mechanism of formation and prevention of calcium carbonate scale in geothermal applications. Drew Industrial. Post Course of GRC. October 10, 1991.
- Moreno, O.J. (1992) Estudio sobre la velocidad de corrosión de los aceros C-75, L-80, y L-80L expuestos a salmuera geotérmica de la zona norte del campo de Los azufres. CFE. GPG. Informe PAQ/1/92. Morelia, Mich., México. 20 p.
- Negendank, J.F.W., Emmerman, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H. y Wehrle, D. (1985) Geological and geochemical investigations on the eastern Transmexican Volcanic Belt. *Geofis. Internacional.*, 24, 4, pp. 477-575.
- Nicholson, K. (1993) *Geothermal fluids. Chemistry and exploration techniques*: Berlin, Germany, Springer-Verlag, 263 p.
- Nieva, D. y Nieva, R. (1987) Developments in geothermal energy in Mexico, Part 12. A cationic geothermometer for prospecting of geothermal resources. *Heat Recovery Systems & CHP*. Vol. 7, pp. 243-258.
- Nieva, D. y Quijano, L.J.L. (1991) Applications of geochemistry to the study of geothermal resources in Mexico: Case study of Los Azufres field. UNITAR. Rome 1991, pp. 299-316.

- Nordstrom, D.K. y Ball, J.W. (1985) *Geochemical thermodynamics*. Blackwell Scientific Publications., 477 p.
- Nordstrom, D.K. y Ball, J.W. (1989) Mineral saturation states in natural waters and their sensitivity to thermodynamic and analytic errors. *Sci. Geol. Bull.*, Vol. 42, pp. 269-280.
- Panichi, C. y Tongiorgi, E. (1976) Carbon isotope composition of CO₂ from springs, fumaroles, mofettes and travertines of central and southern Italy: A preliminary prospection methods of geothermal areas. *Proc. 2nd. N.U. Symp. Develop. Use of Geothermal Resource*, san Francisco. Vol. 1, pp. 815-825.
- Pérez, E.H. y Gómez, L.J.G. (1994) Excursión geológica al campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. CFE.GPG. 6 p.
- Philippe, S.L., Mathus, A.K. y Garrison, W. (1980) Treatment Methods for Geothermal brines. *Geothermal Scaling and Corrosion ASTM STP 717*, pp. 207-224.
- Portugal, M.E. (1993) Modelación de sistemas hidrotermales mediante la geoquímica isotópica del ¹³C y Deuterio en el sistema CO₄-H₂-CH₄. Tesis de Maestría. UAEM. Facultad de Ciencias Químicas e Industriales. Cuernavaca, Morelos. 107 p.
- Portugal, M.E., Verma, P.M., Barragán, R.M. y Mañón, A. (1994) Geoquímica isotópica de ¹³C, D y ¹⁸O de fluidos del sistema geotérmico de Los Hornos, Puebla (México). *Geofísica Internacional*. Vol. 33, No. 4, pp. 607-618.
- Portugal, M.E., Barragán, R.M., Arellano, G.V.M., Tello, H.E. y García C. (1998) Estudio químico-isotópico de fluidos de pozos productores y manantiales del sistema Las Tres Vírgenes, B.C.S., México. *Geotermia. Rev. Mex. Geoenergía*. Vol. 14, No. 3, pp. 125-139.
- Portugal, M.E., Birkle, P., Barragán, R.M., Arellano, G.V.M., Tello, H.E. y Tello, M. (2000) Hydrochemical –isotopic and hydrogeological conceptual model of the Las Tres Vírgenes geothermal field, B.C.S., México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 101, pp. 223-244.
- Prol, L.R.M. (1990) Recent cooling in the Los Hornos geothermal field (México), inferred from clay minerals distribution. *Geothermal Resource Trans.* 14. Part II: pp. 959-964.
- Quijano, L.J.L. (1984) Geoquímica de gases de la zona geotérmica de Las Tres Vírgenes, B.C.S. CFE. GPG. Depto. De Exploración. Informe 2-84, 15 p.
- Quijano, L.J.L. (1987) Modelo geoquímico de los fluidos del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. Segunda versión. CFE.GPG. Informe 6-87. 20 p.

- Ragnarsdottir, K.V. y Walther, J.V. (1983) Pressure sensitive "silica geothermometer" determined from quartz solubility experiments at 250°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, pp. 941-946.
- Ramírez, D.E., Verma, M.P., Nieva, D. (1988) Ebullición y mezcla en procesos de formación de fuentes termales en Los Azufres, Michoacán: *Geotermia, Revista Mexicana de geoenergía*, Vol. 4, pp. 59-77.
- Reed, M.H. y Spycher, N. (1984) Calculation of pH and minerals equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution: *Geochimica et Cosmochimica acta*, Vol. 48, pp. 1479-1492.
- Reyes, D.L. y Rodriguez, P.C. (2001) Tratamiento de la salmuera geotérmica de Los Azufres, Michoacán para inhibir la depositación de sílice en tuberías de inyección. Tesis de Licenciatura. UMSNH. Facultad de Ingeniería Química. Morelia, Michoacán, México. 133 p.
- Rivera, S.E., Sequeira, H. y Vallejos, R.O. (2000) Commercial production of acid wells at the Miravalles Geothermal field, Costa Rica. *Proc. World Geothermal Congress 2000*. Pp. 1629-1634.
- Robie, R., Hemingway, B.S. y Fisher, J.R. (1979) Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15°K and 1 bar (10^5 Pascal's) Pressure and at higher temperatures. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1452, 456 p.
- Rodríguez, C. (1984) Modelo geoquímico de Los Azufres, Mich., CFE. GPG. Residencia de Los Azufres, Mich. 35 p.
- Robles C.J., Izquierdo, M.G. y Oliver, H.R. (1987) Alteración hidrotermal en el módulo Marítaro. Los Azufres, Michoacán. *Geotermia*. Vol. 3, pp. 131-143.
- Sanada, N., Kurata, Y., Nanjo, H., Ikeuchi, J. y Kimura, S. (1998) Corrosion in Acidic Geothermal Flows with High Velocity. *Proceedings 20th New Zealand Geothermal Workshop*, pp. 121-126.
- Sanchez, R.D., Herras, E.B., Siega, F.L., Salonga, N.D., Nogara, B.J. y Sambrano, G.B. (2001) Evaluation of NaOH injection into acid wells of Leyte geothermal production field and Mindanao 1 geothermal project: The case of MG9D and KN2D wells. PNOC Energy Development Corporation, Merritt Road, Fort Bonifacio, Makati City 1201, Phillippines.
- Santoyo, E., Verma, S.P., Nieva, D. y Portugal, E. (1991) Variability in the gas phase composition of fluids discharged from Los Azufres geothermal field, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 47, pp. 161-181.

- Shock, E.L. y Helgeson, H.C. (1988) Calculation of the thermodynamic transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures: Correlation algorithms for ionic species and equation of state predictions to 5 Kb and 1000°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, pp. 2009-2036.
- Taran, Y. (1986) Gas geothermometers for hydrothermal systems. *Geochemistry*. pp. 111-126.
- Taran, Y., Fischer, T.P., Pokrovsky, B., Sano, Y., Armienta, M.A., Macias, J.L. (1998) Geochemistry of the volcano-hydrothermal system of El Chichón Volcano, Chiapas, México. *Bulletin of Volcanology* No 669, pp. 1-13.
- Tello, H.E. (1984) Química de los fluidos de descarga del pozo Humeros 1. CFE. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Informe 16-84. Morelia, Michoacán. 20 p.
- Tello, H.E. (1987) Características geoquímicas de las descargas de los pozos de Los Humeros, Puebla. CFE. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Informe 12-87. Morelia, Michoacán, México. 30 p.
- Tello H.E. (1988) Hidrogeoquímica de la zona geotérmica de Las Tres Vírgenes, B.C.S. C.F.E. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Informe 9-88. Morelia, Michoacán, México. 24 p.
- Tello, H.E. (1988) Características químicas e isotópicas del agua de manantiales aledaños al campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. CFE.GPG. Depto. de Exploración. Informe 22/88. Inédito. Morelia, Michoacán, México. 20 p.
- Tello, H.E. (1989a) Química de los fluidos de descarga del pozo Humeros 16. CFE.GPG. Depto. de Exploración. Informe 6/89. Inédito. Morelia, Mich., México. 25 p.
- Tello, H.E. (1989) Modelo geoquímico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. CFE. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Informe 07-89. Morelia, Michoacán. 33 p.
- Tello, H.E. (1991) Características geoquímicas de los fluidos de Los Azufres, Mich. CFE.GPG. Departamento de Exploración.
- Tello, H.E. (1992) Características químicas e isotópicas de los fluidos producidos por los pozos de Los Humeros, Puebla. IAEA. Viena, Austria A-1400, IAEA-Tecdoc-641, pp. 307-344.
- Tello, H.E. (1994) Caracterización geoquímica de agua y gases de Los Humeros, Pue., I: Implicaciones de equilibrio. CFE.GPG. Depto. De Exploración. Informe GQ-010-94. Inédito. Morelia, Michoacán, México. 35 p.

- Tello, H.E. (1995) Corrosión de aceros en ambiente geotérmico de Los Humeros, Puebla. Tesis de Maestría. Instituto Tecnológico de Morelia. Departamento Metal-Mecánica. Morelia, Michoacán, México. 70 p.
- Tello, H.E. (1996) Características químicas e isotópicas del pozo Az-22. Los Azufres, Mich., CFE.GPG. Depto. De Exploración. Morelia, Michoacán, México. 35 p.
- Tello, H.E. (1996) Modelo geoquímico preliminar del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Informe OIY-TV-10-96. CFE. 36 p. Reporte Inédito.
- Tello, H.E. (1996a) Modelo geoquímico del campo geotérmico de Los Azufres (3ª Versión) CFE. GPG. Informe OIY-Az-35/96. Morelia, Michoacán, México. 35 p.
- Tello, H.E. (1997) Estudio geoquímico e isotópico para definir la génesis del reservorio de Las Tres Vírgenes B.C.S. UNAM-DEPFI. Seminario Doctoral II. 40 p.
- Tello, H.E. (1997) Estudio geoquímico e isotópico para definir el origen de la acidez en el reservorio de Los Humeros, Puebla. UNAM-DEPFI. Seminario Doctoral I. 42 p.
- Tello, H.E. (1997a) Geochemical model update of the Los Azufres, México geothermal reservoir. Geothermal Resources Council Transaction, Vol. 21, pp. 441-448.
- Tello, H.E. (1998) Estudio geoquímico e isotópico para definir el estado de equilibrio agua-roca del yacimiento de Los Azufres, Mich. CFE.GPG. Depto. de Exploración. Informe No. DEX-Az-031-98. Morelia, Michoacán, México. 33 p.
- Tello, H.E. (1998) Estudios geoquímicos e isotópicos para definir la génesis del reservorio de Las Tres Vírgenes, B.C.S. UNAM. Facultad de Ingeniería, México. 36 p.
- Tello, H.E., Verma, P.M. y Tovar, A.R. (2000) Origin of acidity in the Los Humeros, geothermal reservoir. Proceedings World Geothermal Congress, 2000. Kyushu-Tohoku, Japan. May 28-June 10, 2000. Pp. 2959-2967.
- Tello, H.E., Sandoval, M. F., Cruz, G.I. y Tello, L.M. (2002) Resultados de una Intercalibración de multiestándares comerciales usados como muestras. CFE, GPG. Informe en preparación.
- Tello, L.M. (1997) Evolución de las características químicas de los pozos de Los Azufres, Mich. CFE. GPG. Informe DEX-Az-031/97. Morelia, Michoacán, México. 36 p.
- Tonani, F. (1980) Some remarks on the application of geochemical techniques in geothermal exploration. Proceedings, Adv. Eur. Geoth. Res., Second Symp., Strasbourg, pp. 428-443.

- Torres, A.I.S. (1996) Wasser/Gesteins-Wechselwirkung im geothermischen feld von Los Azufres, Mexiko: Mineralogische, thermochemische und isotopengeochemische Untersuchungen. Tuebinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe E, Nr. 2, 181 p.
- Torres, A.I.S. (2002) Chemical equilibrium in hydrothermal systems: The case of Los Azufres geothermal field, México. *International Geology Review*. Vol. 44, pp. 639-652.
- Torres, A.I.S. y Maldonado, P.L. (2001) Geochemical modeling of the hydrothermal alteration in Los Humeros geothermal field, Mexico, in Cidu, R., ed., *Water-rock interaction: Rotterdam, Netherlands, A.A. Balkena*, pp. 943-946.
- Tovar, A.R. (1989) Comentarios a los resultados del análisis químico de los fluidos producidos por el pozo Lv-2 de la zona geotérmica de Las tres Vírgenes, B.C.S. CFE. Reporte interno GQ-3-89, 4 p.
- Truesdell, A.H. (1975) Summary of section III-geochemical techniques in exploration. *Proceedings, second U.N. Symp. On the development and use of geothermal Resources, San Francisco*, 1, 1iii-1xiii.
- Truesdell, A.H. (1988) Comunicación personal. Datos isotópicos del contenido de $\delta^{13}\text{C}$ en el CO_2 y CH_4 para dos pozos de Los Humeros, Puebla. México.
- Truesdell, A.H. (1997) Report for project Mex/8/20. About Los Humeros, Puebla. Mexico. IAEA-CFE. 10 p.
- Truesdell, A.H. y Fournier, R.O. (1976) Calculation of deep temperatures in geothermal systems for the chemistry of boiling spring waters of mixed origin. In *second UN symp on the development and use of Geothermal Resources, San Francisco, 1976*, pp 837-844.
- Truesdell, A.H. y Jones, B.F. (1974) WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters: U.S. Geological Survey, *Journal of Research*. Vol.2, pp. 233-248.
- Truesdell, A.H. y Singers, W.A. (1971) Calculation of aquifer chemistry in hot-water geothermal systems: U.S. Geological Survey, *Journal of Research*. Vol 2, pp. 271-278.
- Vaca, L., Alvarado, A. y Corrales, R. (1989) Calcite deposition at miravalles geothermal field Costa rica. *Geothermics*. Vol. 18. No ½, pp. 305-312.
- Vargas, L.H. (1988) Estudio geohidrológico de Las Tres Vírgenes, B.C.S. CFE. GPG. Departamento de Exploración. Informe 14-88. Morelia, Michoacán, México. 36 p.

- Vargas, L.H. y Garduño, M.V.H. (1988) Estudio geológico-geotérmico del Aguajito, B.C.S. CFE. GPG. Departamento de Exploración. Informe 18-88. Morelia, Michoacán, México. 32 p.
- Verma, P.M. (1997) Thermodynamic classification of vapor and liquid dominated reservoir and fluid geochemical parameter calculations. *Geofísica internacional*. Vol. 36, 3, July-september, 1997. 12 p.
- Verma, P.M. (2002) Geochemical techniques in geothermal development. *Geothermal Energy Resources for Developing Countries*. Enn Chandrasckharam, D. Y Bundschuh, J. (eds.) A.A. Balkema Publishers, Tokio, pp 225-251.
- Verma, P.M. (2003) QtzGeother: A computer Program for the Quartz Solubility Geothermometer in moderately Saline Brines up to 370°C. *Geothermal Resources Council Transactions*, Vol. 27, pp. 341-345.
- Verma, P.M. y Santoyo, S. (1997) New improved equations for Na/K, Na/Li and SiO₂ geothermometers by outlier detection and rejection. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* Vol. 79, pp. 9-23.
- Verma, P.M. y Santoyo, S. (2002) An assessment of the results of the IAEA interlaboratory comparisons for geothermal water chemistry. *Proceeding Twenty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford, University, Stanford, California, pp. 436-443.
- Verma, P.M., Tello, H.E. y Nieva, D. (1997) Acid fluid in Los Humeros geothermal reservoir: IAEA-CRP on the use of Isotope Techniques. Vienna, Austria.
- Verma, P.M., Tello, H.E., Arellano, G.V. y Nieva, D. (1998) Acidic fluid in Los Humeros geothermal reservoir: A preliminary outlook, *Proc. Twenty-Third Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, University Of Stanford, enero 26-28.
- Verma, P.M., Tello, H.E., Sandoval, M.F., Tovar, A.R. y Martínez, J.L. (2002) An interlaboratory calibration of silica for geothermal water chemistry. *Geothermics* 31, pp 677-686.
- Verma, P.M., Verma, P.S. y Sanvicente, H. (1990) Temperature field simulation with stratification model of magma chamber under Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Geothermics*, Vol. 19, pp. 187-197.
- Verma, P.S. (1983) Magma genesis and chamber processes at Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: N dan Sr isotope data: *Nature*, Vol. 301, pp. 52-55.
- Verma, P.S. (1984) Álcali and alkaline earth element geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 20, pp. 21-40.

- Verma, P.S. (2000) Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Chemical Geology*, Vol. 164, pp. 35-60.
- Verma, P.S. y López, M.J.M. (1982) Geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Bulletin Volcanologique*, Vol. 45, pp. 63-79.
- Viggiano, G.J.C (1987) Régimen de flujo en base a mineralogía autigénica en el campo geotérmico de Los Azufres, Mich. *Geotermia. Rev. Mex. De Geoenergía*, Vol. 3, pp. 4-6.
- Viggiano, G.J.C. (1990) The Los Humeros, Pue. (MEX) geothermal field water-rock interaction and practical implications. *Proceedings of the 12th New Zealand Geothermal Workshop 1990*, pp. 297-300.
- Viggiano, G.J.C. (1992) El pozo desviado Lv-2A (Las Tres Vírgenes, B.C.S.): Petrología e interpretación. *Geotermia. Revista Mexicana de Geoenergía*. Vol. 8. No 3, pp. 373-394.
- Viggiano, G.J.C. (1998) Paragénesis de la mineralogía hidrotermal, C.G. Tres Vírgenes. B.C.S. CFE. GPG. Informe JP-LTV-012-98. Morelia, Michoacán, México. 32 p.
- Viggiano, G.J.C. (2001) Descripción Petrográfica de muestras de canal del pozo Lv-11, C.G. Tres Vírgenes. B.C.S. CFE. GPG. Depto. De Exploración. Comunicación de Geología 02/01. 11 p.
- Viggiano, G.J.C. y Gutiérrez, N.L.C.A. (1995) Comparison between two contrasting geothermal fields in México: Los Azufres and Los Humeros. *Proc. Of the World Geothermal Congress, 1995. Florence, Italy*, pp. 1575-1579.
- Viggiano, G.J.C. y Robles, J. (1988) Mineralogía hidrotermal en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. I: Sus usos como indicador de temperaturas y del régimen hidrológico. *Geotermia. Rev. Mex. de Geoenergía.*, Vol. 4, pp. 15-28.
- Viniegra, O.F. (1965) Geología del macizo de Teziutlán y la cuenca Cenozoica de Veracruz. *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros*. 17, No 7-12, pp. 100-135.
- Waldo, Z.R. (2003) Reporte de los resultados de la estimulación ácida en el pozo Lv-11 del campo geotérmico Las Tres Vírgenes, B.C.S., México. CFE.GPG. Depto. Ing. De Yacimientos. Informe DINYAC-02/03. 20 p.
- Willey, J. D. (1974) The effect of pressure on the solubility of amorphous silica in seawater. *Marine Chem*, Vol. 2, pp 239-250.
- Wolery, A.T. (1983) Calculation of chemical equilibrium between aqueous solutions and minerals; the EQ3/6 Software Package:UCRL-52658, Laurence Livermore Laboratory.

- Williams, H., Turner, F.J. y Gilbert, Ch. M. (1979) Petrografía. Introducción al estudio de las rocas en secciones delgadas. Compañía Editorial Continental, S.A. México, pp 143-163.
- Yañez, G.C. (1980) Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas. Estados de Puebla y Veracruz. Informe interno. CFE. GPG. 59 p.

ANEXO I

NOMENCLATURA Y UNIDADES

La siguiente es una lista de casi todos los términos claves y letras, números e índices que empleé en la escritura de esta tesis. Para evitar confusiones algunos términos similares no se incluyen, sino que se especifican en el contexto particular donde aparecen. Cada una de las ecuaciones y conceptos numéricos se definen además con claridad a lo largo del texto. En todas las ecuaciones el subíndice i representa un n componente del cual se habla posteriormente.

Alfabeto Latino

Término	Significado	Unidades
a_i	Actividad del componente i	Mol kg^{-1}
a_i	Diámetro atómico del componente i	cm
A	Coeficiente de la ecuación de Debye-Huckel	kg mol^{-1}
B	Coeficiente de la ecuación de Debye-Huckel	$\text{Kg mol}^{-1} \text{cm}^{-1}$
$^{\circ}\text{C}$	Grados Celsius	Número Puro
C	Número de componentes móviles	Número Puro
$C_{a(i)}$	Concentración analítica del componente i en la fase líquida	mg kg^{-1}
$C_{DT(i)}$	Concentración del componente i en la descarga total	mg kg^{-1}
C_i	Concentración del componente i	mg kg^{-1}
C_{R_i}	Concentración del componente i a condiciones de yacimiento	mg kg^{-1}
$C_{v(i)}$	Concentración analítica del componente i en la fase vapor	mg kg^{-1}
F	Grados de libertad	Número Puro
g	Constante de la aceleración de la gravedad	m s^{-2}
g_o	Aceleración de la gravedad medida en un punto de referencia	m s^{-2}
GFW_i	Peso molecular del compuesto i	g mol^{-1}
h	Altura sobre el nivel del mar	M
H_l	Entalpía específica de líquido saturado	kJ kg^{-1}
H_o	Entalpía específica de mezcla	kJ kg^{-1}
H_v	Entalpía específica de vapor	kJ kg^{-1}
I	Fuerza iónica	Moles kg^{-1}
$^{\circ}\text{K}$	Temperatura Kelvin	Número Puro
K	Constante de equilibrio	Unidad variable
$\ln$	Función del logaritmo natural	Número Puro
$\log$	Función del logaritmo en base 10	Número Puro
n_i	Número de moles del componente i	Número Puro
m_i	Concentración molar del componente i	Moles kg^{-1}
m	Molalidad	Moles kg^{-1}

Término	Significado	Unidades
M	Número de componentes móviles	Número Puro
MW	Megawatt, unidad de potencia geotérmica	10^6 watts
MW_e	Megawatt eléctrico, unidad básica de potencia geotermoeléctrica	10^6 watts
MW_t	Megawatt térmico, unidad básica de potencia geotérmica en usos directos.	10^6 watts
P	Es el número de fases	Número Puro
P_o	Presión de saturación al nivel del mar	Pascales
P_s	Presión de saturación a una altura de referencia (h)	Pascales
R	Constante general de los gases	Cal grmol ⁻¹ K ⁻¹
t	Temperatura relativa	°C o °F
T	Temperatura absoluta	°K o °R
T_o	Temperatura de saturación al nivel del mar	°C
T_s	Temperatura de saturación a una altura de referencia (h)	°C
X_l	Fracción de líquido en la descarga total	Adimensional
X_v	Fracción de vapor en la descarga total	Adimensional
X_v^R	Fracción de vapor a condiciones de reservorio	Adimensional
V	Volumen ocupado por n moles del componente i	cm ³
M	Masa	g
z	Carga iónica	Número Puro

Alfabeto Griego

α_{CO_2}	Coeficiente de fugacidad para el CO ₂	[]
ε	Constante dieléctrica	[]
λ	Calor molar de vaporización	Cal grmol ⁻¹
ρ	Densidad	g cm ⁻³
γ_i	Coeficiente de actividad del componente i	mol ⁻¹
δ_i	Composición isotópica comparada con el estándar SMOW	Número Puro
$10^3 \ln \alpha$	Coeficiente de partición	Número Puro

ANEXO II

CÁLCULO DE LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE LA DESCARGA TOTAL.

La reconstrucción de los datos isotópicos a condiciones de la descarga total se realizó mediante los procedimientos descritos por Barragán et al., (1998). La metodología es la siguiente:

Procedimiento I. Se utiliza el dato de composición isotópica en la fase líquida analizada $(\delta_i)_{ls}^{TSml}$. A partir de ésta se calcula la composición del vapor separado $(\delta_i)_{vs}^{TSml}$, utilizando los valores de los coeficientes de partición de las especies isotópicas en función de la temperatura documentados por Horita y Wesolowski (1994) y la ecuación 1:

$$(\delta_i)_{vs}^{TSml} = (\delta_i)_{ls}^{TSml} - 10^3 \ln(\alpha_i)^{TSml} \quad (1)$$

En la mayoría de los casos la muestra de líquido separado se tomó a la temperatura de saturación correspondiente a la presión atmosférica, mientras que la de vapor se colectó a una temperatura mayor, por lo que deben considerarse dos etapas de separación en la reconstrucción de la composición isotópica de la descarga total. Subsecuentemente se reconstruye la composición de la fase líquida separada a la temperatura de separación de la muestra de vapor, $(\delta_i)_{ls}^{TSmv}$, para esto, mediante un balance de entalpía entre el punto de muestreo de la muestra de vapor y el de líquido es posible estimar la fracción de vapor separado en la segunda separación (y') de acuerdo a la ecuación 2:

$$y' = \frac{H_{vs}^{TSmv} - H_{ls}^{TSml}}{H_{vs}^{TSml} - H_{ls}^{TSml}} \quad (2)$$

y utilizando la ecuación 3 se obtiene la composición de la fase líquida a la temperatura de separación de la muestra de vapor:

$$(\delta_i)_{ls}^{TSmv} = y' x (\delta_i)_{vs}^{TSml} + (1 - y') x (\delta_i)_{ls}^{TSml} \quad (3)$$

Una vez obtenida ésta, se calcula la composición isotópica de la fase vapor $(\delta_i)_{vs}^{TSmv}$ haciendo uso de los valores de los coeficientes de partición y de la ecuación 4:

$$(\delta_i)_{vs}^{TSmv} = (\delta_i)_{ls}^{TSmv} - 10^3 \ln(\alpha_i)^{TSmv} \quad (4)$$

La fracción de vapor "y" se obtiene efectuando un nuevo balance de entalpia entre las condiciones del cabezal y las de la primera separación, de acuerdo con la ecuación 5:

$$y = \frac{H_{dt} - H_{ls}^{TSmv}}{H_{vs}^{TSmv} - H_{ls}^{TSmv}} \quad (5)$$

para obtener la composición isotópica de la descarga total, de acuerdo a la ecuación 6:

$$(\delta_i)_{dt} = y x (\delta_i)_{vs}^{TSmv} + (1 - y) x (\delta_i)_{ls}^{TSmv} \quad (6)$$

PROCEDIMIENTO II. La composición isotópica de la descarga total se obtiene utilizando los dos valores analizados. El procedimiento anterior se sigue hasta antes de calcular la composición isotópica de la muestra de vapor (ecuación 4), en donde, en lugar de efectuar este cálculo se sustituye el dato analizado en la ecuación 6.

PROCEDIMIENTO III. Se utiliza únicamente el dato analizado para el vapor separado. A partir de él se calcula el dato para la fase líquida separada a la misma temperatura de separación de la muestra de vapor mediante los valores de los coeficientes de partición, de acuerdo a la ecuación 7:

$$(\delta_i)_{ls}^{TSmv} = (\delta_i)_{vs}^{TSmv} + 10^3 \ln(\alpha_i)^{TSmv} \quad (7)$$

utilizando el valor de fracción de vapor en la separación, se calcula la composición isotópica de la descarga total de acuerdo a la ecuación 6.

En los cálculos de los coeficientes de partición para las especies isotópicas se utilizó una subrutina de interpolación de Lagrange. De los tres métodos, el que se consideró más confiable es aquel, donde se utilizaron para el cálculo los dos datos analizados. Sin embargo, en los casos donde no se dispuso de alguna muestra o existía cierta duda en alguna de ellas, se tomaron los resultados obtenidos por alguno de los otros dos métodos descritos de acuerdo con el predominio de alguna de las fases, (procedimiento I) o de fase vapor, (procedimiento III).