

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA  
SECRETARIA DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

ANALISIS Y VALORACION DE LAS TECNICAS GEOFISICAS  
APLICADAS A LA  
INVESTIGACION GEOTERMICA

ANALISIS Y VALORACION DE LAS TECNICAS GEOFISICAS  
APLICADAS A LA INVESTIGACION GEOTERMICA



01291

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Abril 1985

01291

ANALISIS Y VALORACION DE LAS TECNICAS GEOFISICAS  
APLICADAS A LA  
INVESTIGACION GEOTERMICA

1020 6

01291

# I N D I C E

	<u>Pág.</u>
I. RESUMEN GENERAL	1
II. INTRODUCCION	3
III. ENCUADRE GEOLOGICO DE LOS RECURSOS GEOTERMICOS	5
III.1 <u>Revisión de los Procesos Geológicos</u>	6
III.2 <u>Tipos de Recursos Geotérmicos</u>	16
III.2.1 Recursos Hidrotermales	19
III.2.2 Cuencas Sedimentarias	24
III.2.3 Recursos Geopresurizados	26
III.2.4 Recursos Geotérmicos Radiogénicos	27
III.2.5 Recursos Asociados a Rocas Calientes	
Secas	27
III.2.6 Recursos Asociados a Rocas Fundidas	29
III.3 <u>Fluidos Hidrotermales</u>	29
III.4 <u>Conclusiones</u>	30
IV. RECURSOS GEOTERMICOS DE ESPAÑA	31
IV.1 <u>Cuencas Sedimentarias</u>	31
IV.2 <u>Zonas Igneas</u>	32
IV.3 <u>Zonas Volcánicas</u>	32
V. PROPIEDADES FISICAS ASOCIADAS A LOS SISTEMAS GEOTERMICOS	36
V.1 <u>Densidad</u>	37
V.2 <u>Susceptibilidad Magnética</u>	38
V.3 <u>Propiedades Eléctricas</u>	41
V.3.1 Resistividad Eléctrica	41
V.4 <u>Temperatura y Conductividad Térmica</u>	45
V.5 <u>Velocidad Sísmica</u>	47
V.6 <u>Otras Propiedades</u>	48

VI.	METODOS GEOFISICOS APLICADOS A LA EXPLORACION GEOTERMICA	49
VI.1	<u>Introducción</u>	49
VI.2	<u>Interpretación de los Datos Geofísicos</u>	49
	VI.2.1 Modelos Geofísicos	50
VI.3	<u>Indeterminaciones en la Investigación Geofísica</u>	53
VI.4	<u>Ruidos en Exploración Geofísica</u>	55
	VI.4.1 Ruido Geológico	55
	VI.4.2 Ruidos Propios al Método de Exploración	55
	VI.4.3 Ruidos Producidos por Actividades Humanas	56
	VI.4.4 Ruido Ambiental	56
	VI.4.5 Ruido del Campo Natural	56
	VI.4.6 Ruido Topográfico	57
VI.5	<u>Métodos Térmicos</u>	57
	VI.5.1 Gradiente Térmico y Flujo de Calor	57
	VI.5.2 Extrapolación de Perfiles de Temperatura	59
	VI.5.3 Datos de Reconocimiento Superficiales	60
	VI.5.4 Exploración de Detalle	61
	VI.5.5 Limitaciones y Costo	62
	VI.5.5.1 <u>Costo por Punto de Exploración</u>	62
	VI.5.5.2 <u>Problemas Hidrogeológicos</u>	63
	VI.5.5.3 <u>Falta de Equilibrio Térmico</u>	63
VI.6	<u>Métodos Eléctricos</u>	63
	VI.6.1 Resistividad Eléctrica Galvánica	66
	VI.6.2 Configuración Dipolo-Dipolo	70
	VI.6.3 Polarización Inducida	71
	VI.6.4 Magnetotelúrico y Audiomagnetotelúrico	71
	VI.6.5 Electromagnético de Fuente Controlada (CSEM)	77

VI.6.6	Algunos Inconvenientes de los Métodos de Resistividad y Polarización Inducida	78
VI.6.7	Potencial Espontáneo (PE)	79
VI.7	<u>Métodos de Sísmica Pasiva</u>	83
VI.8	<u>Métodos de Sísmica Activa</u>	85
VI.8.1	Sísmica de Refracción	85
VI.8.2	Sísmica de Reflexión	86
VI.9	<u>Métodos Magnéticos</u>	87
VI.10	<u>Métodos Gravimétricos</u>	93
VI.11	<u>Testificación Geofísica de Sondeos</u>	97
VI.12	<u>Técnicas Superficie - Sondeo</u>	108
VII.	ESTRATEGIA DE EXPLORACION PARA LOS RECURSOS ESPAÑOLES	112
VII.1	<u>Introducción</u>	112
VII.2	<u>Importancia de las Distintas Disciplinas en la Investigación Geotérmica</u>	112
VII.2.1	Geología	114
VII.2.2	Geoquímica	115
VII.2.3	Geofísica	116
VII.2.4	Hidrogeología	116
VII.3	<u>Exploración Geotérmica. Consideraciones Generales</u>	117
VII.4	<u>Estrategia de Exploración Genérica Básica</u>	120
VII.4.1	Información Básica Disponible	120
VII.4.2	Interpretación Integrada (3)	122
VII.4.3	Modelo Conceptual (4)	122
VII.4.4	Técnicas de Exploración y Diseño de la Investigación (7)	123
VII.4.5	Interpretación Integrada (9)	124
VII.4.6	Revisión del Modelo (11)	125
VII.4.7	Perforación (13)	125

VII.4.8	Toma de Datos del Subsuelo (14)	126
VII.4.9	Interpretación Integrada (15)	126
VII.5	<u>Elaboración del Modelo Geológico Conceptual</u>	126
VII.6	<u>Estrategia de Exploración Recomendada para las Cuencas Sedimentarias</u>	129
VII.7	<u>Estrategia de Exploración Recomendada para Rocas Igneas/Fallas</u>	134
VII.8	<u>Estrategia de Exploración Recomendada para Zonas Volcánicas</u>	137
VIII.	REFERENCIAS	140

## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
FIGURA 1.	Relación Temperatura/Profundidad en la Tierra .. 6
2.	Esquema del Interior de la Tierra ..... 8
3.	Recursos Geotérmicos y Tectónica de Placas ..... 9
4.	Concepto de Tectónica de Placas ..... 12
5.	Intrusión Cortical ..... 12
6.	Temperaturas Geotérmicas ..... 17
7.	Sistema Hidrotermal - Fase Vapor Dominante ..... 20
8.	Sistema Hidrotermal - Fase Agua Dominante ..... 22
9.	Sistema Geotérmico "Imperial Valley". Ca ..... 23
10.	Modelo de Sistema Hidrotermal de Circulación Pro funda ..... 24
11A.	Sistemas Hidrotermales, Cuencas Sedimentarias .. 25
11B.	Sistemas Hidrotermales, Cuencas Sedimentarias .. 25
12.	Sistemas Geotérmicos Geopresurizados ..... 26
13.	Sistema Geotérmico Radiogénico ..... 27
14.	Sistema Geotérmico en Rocas Calientes Secas .... 28
15.	Gráfico de Resistividad para Soluciones de Cl Na 44
16.	Modelos Físicos del Subsuelo ..... 51
17.	Indeterminaciones en la Interpretación de Datos Gravimétricos ..... 54
18.	Geometría de las Configuraciones Electródicas Co munes ..... 68
19A.	Configuración Electródica Bipolo-Dipolo, para Es tudios de Reconocimiento ..... 69
19B.	Configuración Electródica Dipolo-Dipolo, para Es tudios de Detalle ..... 69
20.	Espectro del Campo Electromagnético ..... 72
21.	Registros Típicos de Señales MT-AMT ..... 74
22.	Sondeo Geotérmico 52 21. Estado de Utah ..... 107
23.	Desarrollo Geotérmico Industrial ..... 113
24.	Secuencia de Exploración y Evaluación ..... 118
25.	Estrategia de Exploración Genérica Básica ..... 121
26.	Desarrollo del Modelo Geotérmico ..... 127
27.	Estrategia de Exploración. Cuencas Sedimentarias 130
28.	Estrategia de Exploración. Rocas Igneas/Fallas . 135
29.	Estrategia de Exploración. Areas Volcánicas .... 138

LISTA DE TABLAS

	<u>Pág.</u>
TABLA 1 - Clasificación de los Recursos Geotérmicos .....	18
TABLA 2 - Características Geológicas de Recursos Geotérmicos Identificados por el IGME .....	34
TABLA 3 - Susceptibilidad Magnética de las Rocas y Minerales más Corrientes .....	40
TABLA 4 - Variación de la Resistividad Global de la Roca.	43
TABLA 5 - Sondas de Testificación Geofísica de Sondeos ..	100
TABLA 6 - Sondas Geofísicas para Testificación de Sondeos	101



## LISTA DE APENDICES

### APENDICE I.      INVESTIGACION BIBLIOGRAFIA DE LOS METODOS GEOFISICOS EN EXPLORACION GEOTERMICA

	<u>Pág.</u>
* INTRODUCCION .....	I.1
* PRINCIPALES FUENTES DE BIBLIOGRAFIA CONSULTADA .....	I.1
* RESULTADOS OBTENIDOS .....	I.3
* DISCUSION Y CRITICA .....	I.5
* CONCLUSIONES .....	I.12
* LISTA DE TABLAS	
I. Principales Fuentes de Bibliografía Consultada .....	I.15
II. Métodos Geofísicos Aplicados en Exploración Geotérmica .....	I.16
III. Métodos Geofísicos Empleados en Exploración Geotérmica a Nivel Mundial .....	I.18
IV. Utilización de Métodos Geofísicos según el Contexto Geológico y la Temperatura del Yacimiento .....	I.24
V. Porcentaje de Utilización de Métodos Geofísicos según el Contexto Geológico y Temperatura del Yacimiento .....	I.25
VI. Sistemas del Porcentaje de Utilización de Métodos Geofísicos según el Contexto Geológico y Temperatura del Yacimiento .	I.26
VII. Relación del Número de Publicaciones por Países .....	I.27
VIII. Relación de los Siete Países con más Referencias Bibliográficas .....	I.28
* REFERENCIAS .....	I-29

APENDICE II. PROPIEDADES FISICAS DE LOS SISTEMAS GEOTERMICOS

- II-A. Moskowitz, B., and Norton, D., 1977, A preliminary analysis of intrinsic fluid and rock resistivity in active hydrothermal systems: Jour. Geophysical Research, v. 82, p. 5787-5795.
- II-B. Ward, S.H., and Sill, V.R., 1984, Resistivity, induced polarization, and self-potential methods in geothermal exploration: Univ. Utah Res. Inst., Earth Sci. Lab., Rept. DOE/ID/12079-90, ESL-108 (Chapter III - Electrical Properties of Earth Materials).
- II-C. Sill, William R., Electromagnetic properties of rocks, unpublished manuscript.

APENDICE III. INFORMES SOBRE EXPLORACION GEOTERMICA DEL UURI/ESL Y UUGG (Documentación Auxiliar no Incluida en el Cuerpo del Informe)

1. Resistivity, Induced Polarization, and Self-Potential Methods in Geothermal Exploration, by S.H. Ward and W.R. Sill (ESL-108).
2. Detection of Conductive Bodies in a Layered Earth Using the Magnetotelluric Method: Application to Silicic Magma Bodies, by G.A. Newman, P.E. Wannamaker, and G.W. Hohmann (ESL-113).
3. Controlled Source Electromagnetic Methods in Geothermal Exploration, by S.H. Ward (ESL-114).
4. Results of a Detailed Gravity Survey in the Alamosa Area, Alamosa County, Colorado, by C.E. Mackelprang (ESL-126).
5. A Thermal Resistance Method for Computing Surface Heat and Subsurface Temperatures with Application

to the Uinta Basin of Northeastern Utah, by D.S. Chapman and T. Kehe (DOE/ID/12079-79).

6. Controlled-Source Audiomagnetotellurics in Geothermal Exploration, by S.K. Sandberg and G.W. Hohmann (DOE/ID/12079-5).
7. Interpretation of a Dipole-Dipole Electrical Resistivity Survey, Colado Geothermal Area, Pershing County, Nevada, by C.E. Mackelprang (ESL-41).
8. Thermal Studies at Roosevelt Hot Springs, Utah (and two accompanying heat flow studies), by W.R. Wilson and D.S. Chapman (DOE/ID/12079-19).
9. Geophysical Investigations of the Baltazor Hot Springs, Known Geothermal Resource Area and the Painted Hills Thermal Area, Humboldt County, Nevada, by R.K. Edquist (ESL-54).
10. Two-Dimensional Modeling Results of Telluric-Magnetotelluric Data from the Tuscarora Area, Elko County, Nevada, by C.E. Mackelprang (ESL-63).
11. The Cove Fort-Sulphurdale KGRA - A Geologic and Geophysical Case Study, by H.P. Ross, J.N. Moore, and O.D. Christensen (ESL-90).
12. The Effects of Regional Groundwater Flow on the Thermal Regime of a Basin, by L. Smith and D.S. Chapman (DOE/ID/12079-65).
13. Self-Potential Effects Due to Hydrothermal Convection-Velocity Crosscoupling, by W.R. Sill (DOE/ID/12079-68).

14. Documentation and Analysis of the Schlumberger Interactive 1-D Inversion Program SLUMB, by S. Samberg (ET/27002-2).
15. Bipole-Dipole Interpretation with Three-Dimensional Models (Including a Field Study of Las Alturas, New Mexico) by G.W. Hohmann and G.R. Jiracek (ESL-20).
16. Geophysical Study of the Monroe-Red Hill Geothermal System, by C.W. Mase, D.S. Chapman, and S.H. Ward (IDO/76-1601-77-17).
17. Roosevelt Hot Springs Geothermal System, Utah - Case Study, by H.P. Ross, D.L. Nielson, and J.N. Moore (Bull. AAPG reprint).
18. Exploration Strategy for High-Temperature Hydrothermal Systems in Basin and Range Province, by S.H. Ward, H.P. Ross, D.L. Nielson (Bull. AAPG reprint).

APENDICE IV. PROGRAMAS DE COMPUTADOR DEL UURI/ESL (Documentación Auxiliar no Incluida en el Cuerpo del Informe)

1. Interactive Dipole-Dipole Resistivity and IP Modeling of Arbitrary Two-Dimensional Structures (IP2D Users Guide and Documentation), by J.J. Killpack and C.W. Hohmann (ESL-15).
2. GRAV2D: An Interactive 2-1/2 Dimensional Gravity Modeling Program (User's Guide and Documentation for Rev. 1), by C. Nutter (ESL-42).
3. GM3D: Interactive Three-Dimensional Gravity and Magnetic Modeling Program (GM3D Rev. 1 User's Guide), by J. Maurer and J. Atwood (ESL-44).

ANEXO. BIBLIOGRAFIA GENERAL

## I. RESUMEN GENERAL

La extensa investigación bibliográfica realizada refleja que para la exploración de los recursos geotérmicos se utilizan una gran variedad de métodos geofísicos, como eléctricos, térmicos, potencial del campo, electromagnéticos y sísmicos. La revisión de la bibliografía técnica consultada proporciona una buena definición de la aplicabilidad de los distintos métodos, aunque en campañas de exploración bien planificadas, con una buena relación rendimiento/coste, se observa una tendencia al uso de un número restringido de métodos. El éxito de las exploraciones geofísicas radica en la correlación entre los conocimientos sobre la geología y características del campo geotérmico, y la planificación del tipo y metodología de las técnicas geofísicas a emplear.

En los estudios preliminares o de reconocimiento se emplean a menudo los métodos gravimétricos, magnéticos y eléctricos (de resistividad, SEV). Los métodos de gradiente térmico y/o flujo calorífico se utilizan tanto en las fases preliminares de exploración como durante las etapas de evaluación del yacimiento geotérmico. Los métodos de auto-potencial, magnetotelúricos y resistividad eléctrica se utilizan frecuentemente en los programas de exploración de detalle de un posible sistema geotérmico. El uso relativamente poco frecuente de los métodos sísmicos, activos y pasivos, puede reflejar su alto costo y la escasez de información básica sobre las características geológicas de zonas (por ejemplo en cuencas sedimentarias) donde su empleo pudiera dar resultados positivos.

La propiedad física más importante asociada a los campos geotérmicos, aparte de la temperatura, parece ser la baja resistividad eléctrica resultante de la elevada temperatura de los fluidos, el incremento, en general en la concentración de iones disueltos, y el aumento de la conductividad de la roca encajante asociado con procesos de alteración. La baja resistividad asociada a muchos campos geotérmicos proporciona un objetivo muy favorable para el empleo de métodos eléctricos de superficie.

Muchos de los recursos geotérmicos ya identificados por el ICME están localizados en ambientes geológicos complejos con gran

variedad de litologías. La mayoría de dichos recursos están asociados a grandes fallas o zonas de fallas. Solamente algunos de los campos identificados parece que pudieran tener el potencial para alojar recursos de alta entalpía que permitiera su explotación como fuente generadora de energía eléctrica. El volumen del yacimiento geotérmico y/o su permeabilidad puede limitar la posibilidad de su detección por procedimientos geofísicos y, en algunos casos, su evaluación.

En este informe se presenta una estrategia generalizada de exploración para tres tipos de recursos geotérmicos asociados a ambientes: volcánicos, ígneos y cuencas sedimentarias. La complejidad de la geología local hace recomendable una esmerada integración entre la cartografía geológica, los estudios geoquímicos y los métodos de prospección geofísica seleccionados para definir la estrategia de exploración mas rentable en cada una de las áreas de investigación. Es imperativo resaltar que las estrategias de exploración que minimizan el coste, maximizando las posibilidades de éxito, no se pueden diseñar a la ligera, de la misma manera que una determinada estrategia no se puede aplicar a ciegas en cualquier zona. Cada zona de investigación es un caso particular, y las técnicas de exploración que funcionan en una zona pueden no ser efectivas en otras zonas.

Para que una estrategia de exploración sea eficiente debe ser diseñada conjuntamente por los geólogos, geoquímicos, geofísicos e hidrogeólogos familiarizados con la zona de exploración; ellos son los que están en mejor posición para determinar el potencial de contribución y los costos probables de aplicación de cada técnica específica, así como de sopesar las ventajas relativas del amplio espectro de técnicas disponibles.

## II. INTRODUCCION

EL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME) contrató en Noviembre de 1984 a un equipo de trabajo formado por Law Engineering Ibérica, S.A., el Laboratorio de Ciencias de la Tierra/Instituto de Investigación de la Universidad de Utah (EE.UU.), y un grupo de científicos españoles colaboradores, para la realización de un estudio de la evaluación de la aplicación de métodos geofísicos a la prospección geotérmica, y el diseño de unas estrategias generales de exploración geofísica aplicables a los sistemas geotérmicos conocidos en la actualidad en el territorio nacional. Este trabajo se realizó en un plazo de unos cuatro meses. Entre los aspectos más importantes de este estudio hay que destacar:

- Una investigación bibliográfica para establecer y documentar el uso y la relación rendimiento/coste de una variedad de métodos geofísicos utilizados a escala mundial para evaluar los recursos geotérmicos.
- Una tabulación estadística en la que se representa la frecuencia de uso de varios métodos, información disponible sobre costos, y su aplicabilidad en varias regiones geológicas.
- La evaluación de la resolución espacial, ambigüedad, limitaciones, y efectividad en general de varios métodos geofísicos, apoyada en discusiones técnicas, con referencias a la documentación publicada.
- Un análisis detallado de los efectos de la temperatura, presión y contenido en fluidos sobre la resistividad de las rocas.
- El estudio crítico de una selección de investigaciones geofísicas realizada por el IGME en España.
- Una estrategia de exploración para tres modelos diferentes de recursos geotérmicos asociados a: cuencas sedimentarias, áreas volcánicas, y zonas graníticas.

En el APENDICE I se presentan los detalles de la investigación bibliográfica con un resumen detallado de los resultados y el listado de la bibliografía. El resto de los aspectos del estudio se presentan en el cuerpo de este informe.

En el APENDICE II se presentan tres publicaciones técnicas relevantes (una de ellas inédita a la hora de elaborar este informe) sobre las propiedades físicas de los sistemas geotérmicos.

El APENDICE III consiste en 18 informes geofísicos de exploración geotérmica realizados por el ESL/UURI y UUGG en los Estados Unidos.

En el APENDICE IV se incluyen tres programas de cálculo, desarrollados por el ESL, de interés en el análisis y evaluación de prospecciones geofísicas en campos geotérmicos.

Aunque con ciertas limitaciones de tiempo, el equipo de trabajo ha realizado un notable esfuerzo para la realización de este estudio en el cual se ha considerado la amplia experiencia de dicho equipo y valiosas aportaciones de la literatura científica revisada, consiguiendo así elaborar un amplio resumen del estado actual de los conocimientos sobre la aplicación de los métodos geofísicos a la exploración de recursos geotérmicos.



### III. ENCUADRE GEOLOGICO DE LOS RECURSOS GEOTERMICOS

La energía geotérmica es energía calorífica que se genera en el interior de la Tierra. En condiciones favorables una pequeña proporción de esta energía puede ser extraída y utilizada por el hombre. La capacidad de la Tierra para producir calor es tan grande que muchos de los procesos geológicos responsables de la configuración actual de la superficie del planeta han tenido su origen en la redistribución del calor interno mediante su flujo desde zonas profundas, más calientes, a zonas superficiales con menor temperatura. Fenómenos tan aparentemente distintos, tales como el movimiento de las placas corticales, volcanismo, terremotos y geisers, deben su origen al transporte de la energía térmica desde el interior de la Tierra.

En los EE.UU. de América y en otros muchos países, como Italia, Turquía, Hungría, Islandia, Francia, etc, la energía geotérmica se usa tanto para la generación de energía eléctrica como para aplicaciones directas tales como calefacción y energía de apoyo a procesos industriales. Aunque la viabilidad técnica de aplicación de la energía geotérmica para tales usos se ha conocido desde hace muchos años, la cantidad total de su aplicación, hoy en día, es muy pequeña comparado con su potencial. La disponibilidad de recursos energéticos relativamente baratos tales como petróleo, gas y carbón, ha puesto en un segundo plano el uso de los recursos geotérmicos. En el momento actual la aplicación de los recursos geotérmicos es económica solamente en algunos de los campos de mayor entalpía. Para poder hacer económicamente rentable la gran cantidad de recursos existentes de baja y media entalpía, es preciso desarrollar nuevas técnicas y equipos que permitan disminuir los costos de exploración, perforación, evaluación de los potenciales de los campos y la extracción de dicha energía.

El objetivo de este capítulo es presentar una visión general de la exploración encaminada a la explotación de los recursos geotérmicos. Los principios geológicos que a continuación se discuten tienen una aplicación mundial. Los recursos geotérmicos de alta temperatura están principalmente localizados en zonas donde un número de procesos geológicos muy específicos están actualmente

teniendo lugar. Los recursos geotérmicos de baja temperatura tienen una distribución mucho más amplia por toda la superficie del planeta. A continuación se presenta una clasificación de los distintos tipos de campos geotérmicos con una breve descripción de la geología típica de cada uno de dichos campos.

### III.1 Revisión de los Procesos Geológicos

La distribución en profundidad de propiedades tales como la densidad, presión y otros parámetros físicos es bien conocida, sin embargo, el conocimiento de la variación de la temperatura en profundidad es bastante impreciso. En general, sabemos que la temperatura aumenta con la profundidad (Figura 1), al menos durante las primeras decenas de kilómetros, y a partir de ahí establecemos la hipótesis de un incremento continuo de la temperatura hacia el interior de la Tierra. Se postula que a profundidades de unos 100 km existen rocas plásticas o parcialmente fundidas con temperaturas que oscilan entre los 700 y los 1200°C, y que la temperatura del centro de la Tierra, a una profundidad próxima a los 6400 kilómetros, puede ser superior a 4000°C.

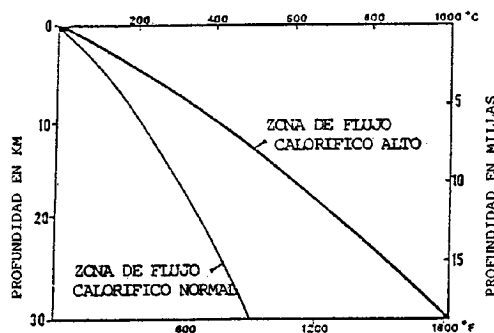


FIGURA 1. RELACION TEMPERATURA/PROFUNDIDAD EN LA TIERRA

El calor del interior de la Tierra fluye de una forma continua hacia el exterior a través de toda su superficie, con una pérdida constante por radiación hacia el espacio. El valor medio de este flujo calorífico de la superficie para todo el planeta es de aproximadamente  $60 \times 10^{-3}$  Vatios/m<sup>2</sup> (White and Williams 1975) y dado que la superficie media de la Tierra es de aproximadamente  $5,1 \times$

$10^{14} \text{ m}^2$ , el porcentaje de pérdida de calor es de aproximadamente  $32 \times 10^{12}$  Vatios, o aproximadamente  $2,4 \times 10^{20}$  calorías/año, lo cual es sin duda una cantidad muy importante. En la actualidad, solamente una muy pequeña porción de este calor, fundamentalmente la concentrada en lo que llamamos campos geotérmicos, puede ser aprovechada en beneficio del hombre. El flujo medio de calor de la superficie,  $60 \text{ milivatios/m}^2$ , es aproximadamente 20000 veces mas pequeño que el calor que llega desde el Sol cuando se encuentra directamente sobre nosotros, de tal forma que la temperatura de la superficie de la Tierra es controlada por el Sol y no por el calor que se emana desde el interior (Goguel, 1976).

Dos fuentes de calor proveniente del interior de la Tierra parecen ser las mas importantes entre todos los numerosos procesos que contribuyen a dicho calor: 1) el calor liberado por procesos radioactivos que han actuado durante los 4.500 millones de años de historia de la Tierra; y 2) el calor liberado durante la formación de la Tierra por los procesos gravitacionales y durante los subsecuentes periodos de redistribución de masas, durante los cuales la mayoría de los materiales más pesados se hundieron para formar el núcleo del planeta (Figura 2). El porcentaje de contribución de estos dos mecanismos al flujo de calor observado a través de la superficie de la Tierra no se conoce aún. Algunos modelos teóricos indican que el calor producido por las desintegraciones radioactivas puede que sea el responsable de prácticamente todo el flujo calorífico hacia el exterior de la tierra (MacDonald, 1965). Otros estudios (Davis, 1980) postulan que si el interior de la Tierra se formó por el hundimiento de elementos metálicos más pesados en una Tierra originalmente homogénea, el calor liberado por este proceso gravitacional podría haber sido suficiente para elevar la temperatura de toda la Tierra unos  $2000^{\circ}\text{C}$  aproximadamente. Una fracción apreciable del flujo observado actualmente podría corresponder a tal proceso. Sin embargo, no se conoce bien ni la distribución de los elementos radioactivos dentro de la Tierra ni su proceso de formación, que tuvo lugar hace aproximadamente 4000 millones de años. Conocemos, sin embargo, que la conductividad térmica de las rocas corticales es muy pequeña, de tal suerte que el calor escapa a través de la superficie de una forma muy lenta.

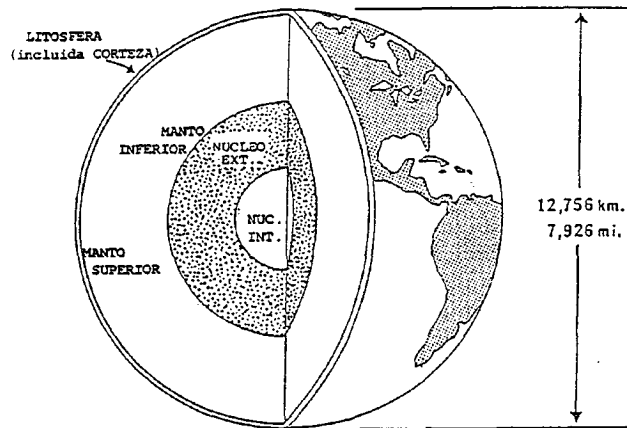


FIGURA 2. ESQUEMA DEL INTERIOR DE LA TIERRA

Las regiones profundas del planeta todavía retienen una parte importante de su calor original, cualquiera que fuera su origen, y tendrán que pasar billones de años antes que la Tierra se enfrie lo suficiente como para detener los procesos geológicos activos que a continuación discutiremos. Este hecho permite orientar la exploración de los recursos geotérmicos una vez que los procesos geológicos son bien conocidos. En el momento actual el conocimiento de tales procesos es relativamente superficial, pero, con el rápido incremento de la necesidad del uso de recursos geotérmicos como una fuente alternativa de energía, nuestra velocidad de aprendizaje está aumentando considerablemente.

En la Figura 3 se muestran las principales áreas del mundo con recursos geotérmicos conocidos. Igualmente se muestran en dicha figura zonas con volcanismo recientes y estructuras geológicas activas. De la observación del mapa se deduce que gran cantidad de los recursos geotérmicos se encuentran en áreas en las que hay, o ha habido en fechas no muy lejanas, actividad volcánica o geológica de otro tipo. Para entender el por qué de esta situación debemos considerar algunos de los procesos geológicos que están actualmente teniendo lugar en el interior de la Tierra.

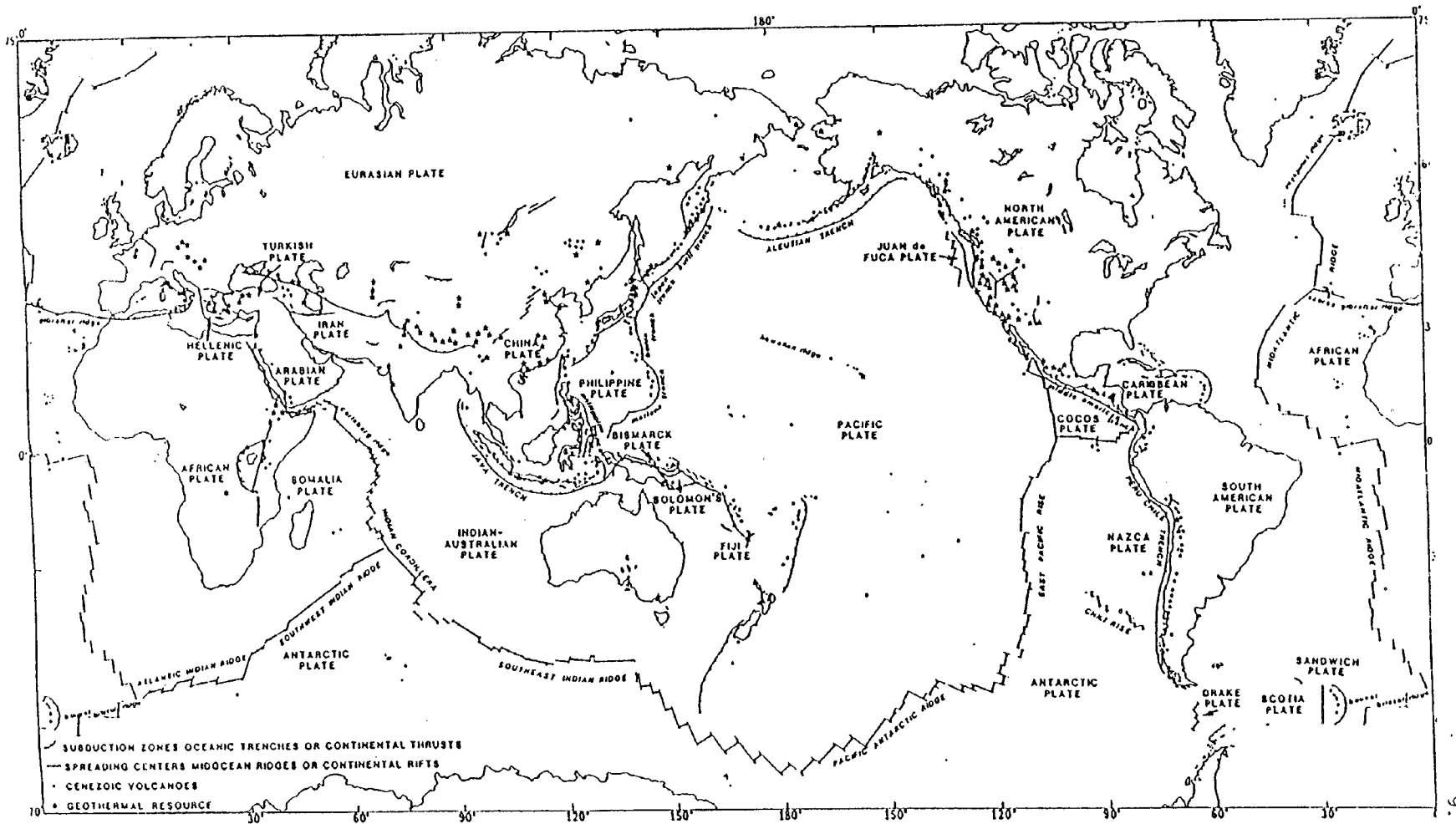


FIGURA 3. RECURSOS GEOTERMICOS Y TECTONICA DE PLACAS

En la Figura 2 se muestra un corte esquemático del interior de la Tierra. Una capa sólida denominada litosfera se extiende desde la superficie hasta una profundidad de aproximadamente 100 kilómetros. La litosfera se compone de una capa superior denominada corteza y de las partes más altas del manto el cual yace inmediatamente por debajo de la corteza. Los materiales de manto por debajo de la litosfera son menos sólidos que los correspondientes a la litosfera y por tanto ésta puede fluir de forma lenta bajo ciertas condiciones de esfuerzo. La corteza y el manto se componen de minerales cuyo componente principal es la sílice ( $\text{SiO}_2$ ). La parte exterior del núcleo es una región en donde el material es mucho más denso que el componente del manto; se cree que está compuesto de una mezcla líquida de hierro-níquel-cobre. El interior del núcleo se cree que está compuesto de una mezcla sólida metálica.

Un grupo importante de procesos geológicos que dan lugar a los fenómenos geotérmicos es conocido como "tectónica de placas" (Wyllie, 1971). Este proceso se ilustra esquemáticamente en la Figura 4. Se establece como hipótesis que el flujo hacia el exterior del calor de las zonas profundas de la Tierra es el responsable de la formación de células de convección en el manto, según el cual material más caliente de las zonas profundas del manto fluye lentamente hacia la superficie, se distribuye hacia fuera paralelamente a la superficie por debajo de la litosfera sólida mientras que se enfría, y una vez frío desciende de nuevo. Las porciones de litosfera por encima de estas zonas de afloramiento de manto debido al proceso de convección se fracturan y se mueven separándose unas de otras a lo largo de zonas lineales o arqueadas denominadas "spreading centers" las cuales tienen generalmente una extensión de miles de kilómetros y coinciden, en la mayoría de los casos, con las dorsales oceánicas o sistemas montañosos (Figuras 3 y 4). Las placas corticales se mueven a velocidades de aproximadamente unos centímetros por año, y material fundido del manto asciende por las fisuras y se solidifica dando lugar a la formación de nueva corteza. Las placas litosféricas oceánicas al moverse lateralmente chocan y empujan a las placas adyacentes, algunas de las cuales contienen las masas continentales; y en la mayoría de los casos las placas oceánicas se sumergen por debajo de las placas continentales. Estas

zonas denominadas de subducción, vienen a coincidir con las fosas oceánicas mas profundas que resultan de la inmersión de la corteza al ser arrastrada por las placas oceánicas en su movimiento de descenso. Estas placas descienden a regiones mas calientes del manto siendo calentadas por el material circundante y por el proceso de fricción al ser arrastradas hacia el interior. En el borde superior de las placas descendentes las temperaturas se elevan lo suficiente para dar lugar a una fusión parcial. El grado de fusión depende de la cantidad de agua contenida en las rocas así como de la temperatura y presión y del hecho de que las partes superiores de las placas descendentes contienen a menudo sedimentos oceánicos ricos en agua. Las rocas fundidas, o parcialmente fundidas, que resultan del proceso anteriormente descrito ascienden entonces por "flotación" a través de la corteza, probablemente a lo largo de líneas estructurales de debilidad (Figura 5) arrastrando con ellas su calor intrínseco hasta profundidades de 1,5 a 15 km de la superficie. Estos magmas originan volcanes si parte de dicho material fundido escapa a la superficie a través de fallas y fracturas existentes en la parte superior de la corteza.

En la Figura 3 se muestra donde están actualmente teniendo lugar estos procesos de separación cortical, formación de nueva corteza oceánica a favor del ascenso de materiales del manto, subducción de las placas oceánicas por debajo de las placas adyacentes, etc. La formación de nuevo material cortical en los fondos oceánicos ocurre en prácticamente todos los océanos principales. La fosa oceánica del este del Pacífico, la dorsal del Atlántico y las dorsales del Océano Indico son algunos de estos ejemplos. Estas dorsales están a menudo falladas y desplazadas por grandes fallas transformantes que deben su origen a las variaciones de la velocidad de desplazamiento de las placas de un lugar a otro a lo largo de dicha dorsal. El material cortical oceánico desaparece por subducción o es consumido en estas áreas de fosa. La mayoría de los terremotos en las principales zonas sísmicas del mundo ocurren como resultado de estos procesos geofísicos de gran escala, y se sitúan preferentemente bien en los centros de separación de placas, a lo largo de las fallas transformantes o en las zonas de subducción (planos de Benioff). Vemos de esta manera que estos procesos tan activos de la tectónica de placas dan lugar a fenómenos diversos, entre los

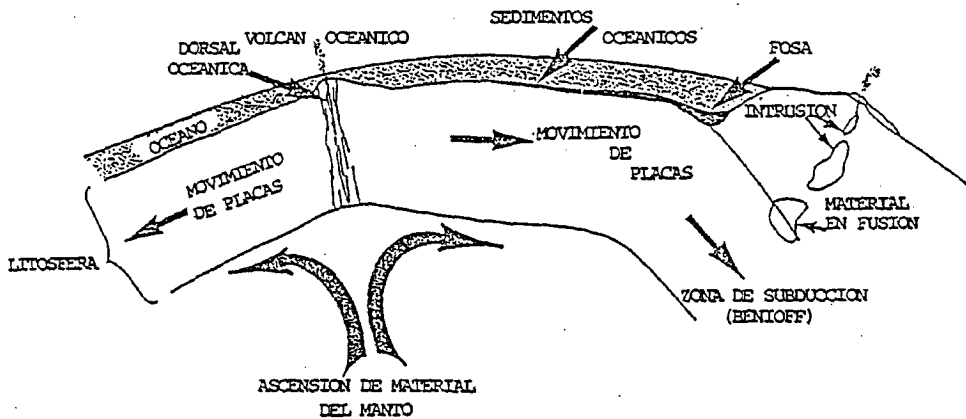


FIGURA 4. CONCEPTO DE TECTONICA DE PLACAS

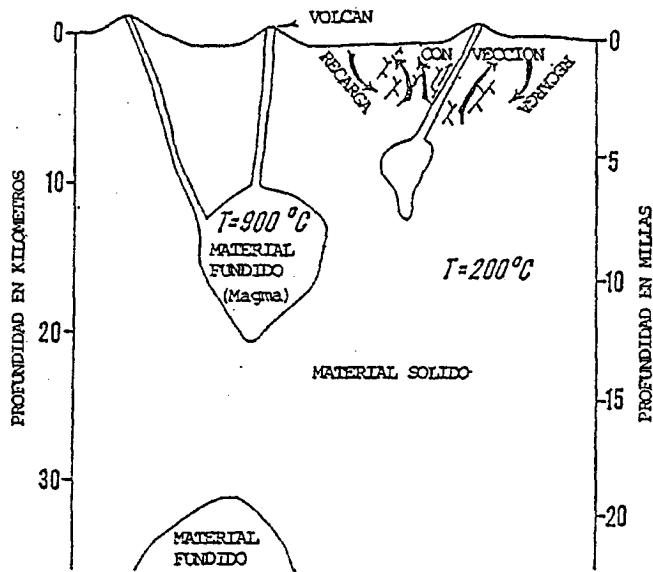


FIGURA 5. INTRUSION CORTICAL



cuales están la generación de roca fundida a profundidades relativamente pequeñas dentro de la corteza tanto en las zonas de separación de placas como por encima de las zonas de subducción. Estos cuerpos de roca fundida a escasa profundidad generan el calor de la mayoría de los recursos geotérmicos del mundo.

En la Figura 5 se describe gráficamente el proceso de intrusión en la corteza de uno de estos cuerpos de roca fundida. Un cuerpo de roca fundida ascendente puede cesar en su ascenso a cualquier profundidad dentro de la corteza terrestre y por tanto puede que extruya, o no, a la superficie en forma de volcanes. La intrusión de magmas fundidos dentro de las partes superiores de la corteza terrestre ha tenido lugar a lo largo de toda la historia geológica. Evidencias que confirman lo anteriormente expuesto son la aparición de rocas volcánicas de todas las edades así como en la existencia en ciertas áreas de rocas cristalinas de dimensiones variables, que son el resultado de magmas que se han enfriado lentamente en profundidad.

Las rocas volcánicas que han extruido a la superficie y las rocas cristalinas que se han enfriado en profundidad reciben el nombre colectivo de "rocas ígneas". La variación en la composición química y mineralógica de dichas rocas es muy grande. Por una parte hay rocas relativamente pobres en sílice ( $\text{SiO}_2$  aproximadamente el 50%) y relativamente ricas en hierro ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  aproximadamente 8%) y magnesio ( $\text{MgO}$  aproximadamente 7%). La variedad volcánica de este tipo de roca es el basalto. La variedad plutónica se conoce como gabro. Por otra parte, hay rocas que son relativamente ricas en sílice ( $\text{SiO}_2$  aproximadamente 64%) y pobres en hierro ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  aproximadamente 5%) y magnesio ( $\text{MgO}$  aproximadamente 2%). La variedad volcánica de este tipo de roca es la riolita. La variedad plutónica de este tipo de roca es el granito, aunque el término granítico se emplea a veces para designar a cualquier tipo de roca ígnea cristalina. Los magmas que dan lugar a basaltos o gabros se denominan "básicos", mientras que los magmas que dan lugar a riolitas o granitos se denominan "ácidos"; sin embargo estos términos son confusos dado que no tienen nada que ver con el pH del magma.

Se piensa que las partes superiores del manto son de composición basáltica. La gran extrusión de basaltos en algunos lugares tales como las islas de Hawaii, Sicilia y Hakore, y en los platós volcánicos de Columbia y el Snake River en el Noroeste de los Estados Unidos, parecen indicar una conexión más o menos directa entre la parte superior del manto y la corteza en dichos lugares. El origen de los granitos está sometido a algunas controversias. Se puede demostrar que algunos magmas graníticos pueden ser derivados por segregación diferencial de magmas basálticos. Sin embargo, la composición química de los granitos se parece mucho más en promedio a la composición de la corteza continental, y algunos granitos probablemente son el resultado de la fusión de rocas corticales por la ascensión de magmas basálticos mientras que otros deben su origen probablemente a la diferenciación de un magma basáltico. En cualquier caso, los magmas basálticos funden a unas temperaturas muy superiores a la que lo hacen los magmas graníticos (Figura 6) y, aún más importante para nuestra discusión, son menos viscosos. La aparición de rocas volcánicas riolíticas de edad reciente (menos de un millón de años y en ocasiones menos de cincuenta mil años) se toma generalmente como un buen indicador del potencial geotérmico en una zona, dado que presumiblemente un cuerpo de magma viscoso puede existir en profundidad y actuar como fuente de calor. Por otra parte, la aparición de magma basáltico joven no es un signo favorable dado que el basalto, al ser relativamente fluído, puede simplemente ascender desde el manto hasta la superficie a lo largo de estrechas fracturas sin necesitar de una cámara magmática a poca profundidad que pudiera dar lugar a una fuente de calor. En muchas zonas se encuentran presentes a la vez tanto rocas volcánicas basálticas como riolíticas y a menudo las erupciones recientes son mas riolíticas, indicando posiblemente una diferenciación progresiva de un magma basáltico en una cámara como la que se ilustra en la Figura 5.

Una segunda fuente importante de rocas volcánicas es el resultado de, hasta el presente en fase de hipótesis, puntos generadores de calor en el manto, en contraste con las grandes células de convección discutidas anteriormente. Se ha establecido la hipótesis que la parte superior del manto contiene zonas muy localizadas de subida de material caliente denominado penachos ("plumes"); hay

otras hipótesis para explicar el origen de estas concentraciones de calor. A medida que las placas corticales se mueven por encima de estos puntos caloríficos, se originan una serie de volcanes alineados a lo largo de una recta como es el caso de la península de Kamchatka o una línea curva. Las rocas volcánicas más jóvenes aparecen en un extremo de esta cadena de volcanes mientras que las más antiguas aparecen en el otro extremo. La cadena volcánica que configura las islas de Hawaii es un ejemplo excelente de este fenómeno. Las rocas volcánicas de la Isla de Hawaii y las del borde noroeste de la cadena se han datado por procedimientos radioactivos con una edad de aproximadamente 6 millones de años, mientras que los volcanes Maunaloa y Maunakea en el borde sureste de la cadena, están en casi continua actividad, teniendo en el momento actual un intervalo entre erupciones de solamente 11 meses. Además de lo anteriormente mencionado, los geólogos especulan que el Parque Nacional de Yellowstone, en Wyoming, el cual corresponde a una de las áreas geotérmicas mayores del mundo, está situado encima de uno de los susodichos puntos calientes y que las rocas volcánicas más antiguas del este y oeste de la llanura del Snake River en Idaho son los indicios superficiales que este punto caliente del manto dejó en la historia geológica pasada.

No todos los recursos geotérmicos han sido originados por intrusiones próximas a la superficie de cuerpos de rocas fundidas. En ciertas áreas se detecta un incremento de temperatura en profundidad mayor que el gradiente normal sin la presencia de un magma en profundidad. En la mayor parte del oeste de los Estados Unidos y sur y sureste de Europa hay zonas que tienen un promedio de flujo calorífico anómalamente alto ( $100 \text{ megavatios/m}^2$ ) así como un gradiente geotérmico anómalamente alto ( $50^{\circ}\text{C}-40^{\circ}\text{C/kilómetro}$ ). Tanto los datos geofísicos como los geológicos indican que la corteza de la Tierra en estas zonas es más delgada que lo normal y que las isothermas tienen una inflexión hacia arriba en estas zonas. La mayor parte del oeste de los Estados Unidos, el sur y sureste de Europa y el extremo oriental de la placa Euroasiática son geológicamente activas, como queda manifestado por la intensa actividad sísmica o la reciente actividad volcánica. Los procesos de fracturación asociados a los terremotos ayudan a mantener los sistemas de fracturas abiertos y esto permite la circulación de agua a

profundidades de 2 km o quizás hasta 5 km. En esos puntos el agua se calienta y vuelve a subir a lo largo de otras fracturas para formar fuentes geotérmicas cercanas a la superficie. La mayoría de las fuentes y pozos termales de estas regiones deben su origen a este tipo de procesos.

### III.2 Tipos de Recursos Geotérmicos

Todos los recursos geotérmicos tienen tres componentes comunes:

1. Una fuente de calor
2. La permeabilidad en la roca, y
3. Un fluido que transfiere calor.

En los párrafos anteriores hemos considerado algunas de las posibles fuentes de calor. Consideraremos ahora la segunda componente, la permeabilidad.

La permeabilidad es una medida de la facilidad de los fluidos a circular a través de las rocas como resultado de unas diferencias de presión. Los fluidos fluyen a través de espacios abiertos entre los granos minerales y fracturas. Las rocas en muchas, pero no en todas, las áreas geotérmicas son rígidas y compactas, y tienen muy poca o ninguna porosidad intergranular. En tales rocas los únicos caminos para el paso del flujo son los que proporcionan las fracturas. Para que un pozo geotérmico produzca fluidos en cantidad suficiente debe intersectar una o más de dichas fracturas; las cuales son generalmente muy difíciles o imposibles de localizar con precisión mediante procedimientos de exploración desde la superficie. Las fracturas no necesitan tener un espesor superior a unos pocos milímetros para hacer que un pozo sea buen productor, pero deben estar conectadas a la red general de fracturación de la roca de forma que sean capaces de transmitir grandes volúmenes de fluido.

Los fluidos actúan como transmisores del calor de las rocas en profundidad llevándolo hasta la superficie. El fluido que transfiere el calor es bien agua (algunas veces salina) o vapor. El agua tiene una gran capacidad calorífica y un alto grado de calor de vaporiza-

ción. De esta forma el agua, la cual naturalmente invade las fracturas y otros espacios abiertos en las rocas, es un fluido ideal para transferir calor, dado que una cierta cantidad de agua o vapor puede transportar una gran cantidad de calor a la superficie donde puede ser fácilmente intercambiado.

Las temperaturas de los recursos geotérmicos oscilan desde la temperatura media anual del ambiente (corrientemente de 10 a 30°C) a más de 350°C. En la Figura 6 se muestra la variación de temperaturas de interés en investigación geotérmica.

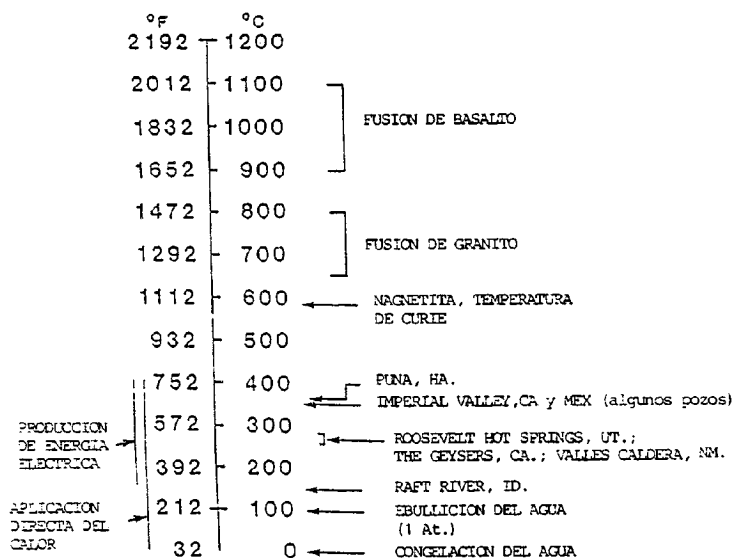


FIGURA 6. TEMPERATURAS GEOTERMICAS

Las clasificaciones de los distintos tipos de recursos geotérmicos que se muestran en la Tabla 1 se ha preparado a partir de la proporcionada por White y Williams (1975). En adelante describiremos brevemente cada uno de los distintos tipos, simplificando en la medida de lo posible los modelos geológicos. No todos los modelos son necesariamente aceptados por la comunidad científica, especialmente en el estado tan primitivo de conocimientos sobre los recursos geotérmicos en el que nos encontramos en la actualidad.

TABLA 1

## CLASIFICACION DE LOS RECURSOS GEOTERMICOS

(Según White and Williams, 1975)

<u>TIPO DE RECURSO</u>	<u>TEMPERATURAS CARACTERISTICAS</u>
1. <u>Recursos de convección Hidrotermal</u> (calor llevado a superficie mediante convección de agua o vapor).	
a. Vapor dominante	Alrededor de 240°C
b. Agua caliente dominante	
i) Alta Temperatura	De 150°C a 350°C
ii) Intermedia	De 90°C a 150°C
iii) Baja Temperatura	Menos de 90°C
2. <u>Recursos asociados a rocas calientes</u> (roca intruida en estado fundido)	
a. Parte de la masa rocosa aún en estado fundido	Superior a 600°C
b. Roca ya solidificada (Roca seca caliente)	De 90°C a 650°C
3. <u>Otros recursos</u>	
a. Cuencas Sedimentarias (Fluido caliente en rocas sedimentarias)	De 30°C a aprox. 150°C
b. Geopresurizadas (Fluido caliente a altas presiones)	De 150°C a aprox. 200°C
c. Radiogénicos (Calor generado por procesos radioactivos)	

### III.2.1 Recursos Hidrotermales

Los recursos hidrotermales de convección son recursos geotérmicos en los cuales el calor de la Tierra es llevado hacia arriba por la circulación convectiva de agua caliente de origen natural o su fase gaseosa, el vapor. Por debajo de algunos de los recursos hidrotermales de más alta temperatura se supone la existencia de un cuerpo de roca todavía fundida o recientemente solidificada a alta temperatura (300 a 1100<sup>o</sup> C). Otros tipos de recursos hidrotermales son el resultado de la circulación de agua, a lo largo de fallas y fracturas o dentro de un acuífero permeable, a profundidades donde la temperatura de la roca es elevada, su calentamiento y subsecuente transporte por convección a la superficie o cerca de la superficie. El hecho de que exista en la actualidad vapor en un yacimiento hidrotermal depende, entre otros factores de menor importancia, de las condiciones de presión y temperatura existentes en profundidad.

La Figura 7 (White et al 1971) muestra un modelo conceptual de un sistema hidrotermal con fase vapor, el denominado "Sistema Hidrotermal-Fase Vapor Dominante" (1.a de la Tabla 1). La convección de aguas salinas profundas transporta gran cantidad de calor hacia niveles menos profundos donde la ebullición puede tener lugar bajo ciertas condiciones de presión y temperatura. El vapor se mueve hacia la superficie a través de las fracturas de las rocas, siendo posiblemente recalentado por las rocas encajantes que atraviesa. El vapor pierde su calor transfiriéndolo a las rocas más frías próximas a la superficie, dando lugar a procesos de condensación; parte del agua condensada se mueve de nuevo hacia abajo para ser de nuevo vaporizada. Dentro de la zona del sistema donde predomina la fase vapor, la temperatura es prácticamente uniforme debido a la rapidez del flujo convectivo. Este sistema convectivo puede ser cerrado, de tal suerte que los fluidos circulen sin pérdida, pero si una fractura abierta se extiende hasta la superficie, el vapor puede escapar. En este caso, el agua perdida por el sistema puede ser reemplazada mediante recarga, la cual generalmente sucede por infiltración de aguas subterráneas desde los márgenes hacia el interior del sistema de convección. La presión dentro del yacimiento lleno de vapor aumenta mucho más lentamente en

profundidad que lo que aumentaría en el caso de que el yacimiento estuviera lleno con agua bajo condiciones de presión hidrostática. Dado que las rocas que circundan el yacimiento generalmente contienen aguas subterráneas bajo presión hidrostática, debe de existir una diferencia de presión horizontal bastante grande entre el vapor en el yacimiento y el agua en las rocas adyacentes, y esto da lugar a una importante pregunta, por qué el agua de las rocas circundantes al yacimiento no penetra en él inundándolo. Se postula que la permeabilidad de la roca en los bordes del yacimiento, y también probablemente por encima del mismo, es inicialmente baja, y/o ha sido disminuída por la precipitación de minerales provenientes de los fluidos hidrotermales en las fracturas y poros, formando una zona autosellada alrededor del yacimiento. Estas zonas autoselladas se conocen en ambos tipos de recursos, tanto los de fase vapor dominante, como los de fase agua dominante.

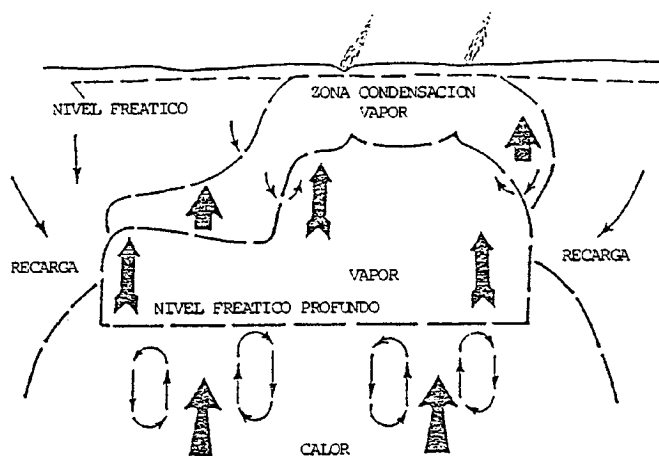


FIGURA 7. SISTEMA HIDROTHERMAL- FASE VAPOR DOMINANTE

Un pozo perforado dentro de un yacimiento de fase vapor puede producir vapor sobrecalentado. El sistema geotérmico The Geysers, California es un ejemplo de este tipo de recurso. El vapor se extrae de pozos, cuyas profundidades oscilan de 1,5 a 3 kilómetros, y se utiliza para alimentar turbinas generadoras de electricidad. La



capacidad generadora actual de The Geysers es 1454 Megavatios. La producción mundial actual total de todos los recursos geotérmicos es de 3790 Megavatios.

Otros recursos geotérmicos de fase vapor dominante actualmente en explotación son los de Larderello y Monte Amiata en Italia y el de Matsukawa, en Japón. El famoso Parque Nacional de Yellowstone en Wyoming contiene muchos geisers, fumarolas, charcas de agua caliente y fuentes termales, y la zona de los Volcanes de Barro (Mud Volcanoes) se supone que yacen encima de un campo de vapor seco.

Se conocen relativamente pocos recursos de fase vapor dominante en el mundo, dado que se requieren unas condiciones geológicas muy especiales para su formación (White et al 1971). Sin embargo, este tipo de recursos son prospectados con gran interés ya que son generalmente más sencillos y menos caros de beneficiar que los sistemas de fase agua dominante, que son más frecuentes.

En la Figura 8 se muestra esquemáticamente un sistema hidrotermal de alta temperatura de fase de agua dominante [1 b(i) de la Tabla 1]. La fuente de calor por debajo de muchos de estos sistemas es probablemente roca fundida o roca que ha solidificado durante las últimas decenas de miles de años, a profundidades de quizás 3 a 10 kilómetros. Agua subterránea circula a través de fracturas abiertas en las rocas calientes profundas y removiliza el calor por convección. La temperatura de los fluidos es uniforme a lo largo de grandes extensiones de este tipo de yacimientos porque la convección es rápida. Los procesos de recarga tienen lugar desde los márgenes del sistema mediante circulación por descenso a favor de fracturas. El escape de fluidos calientes a la superficie es frecuentemente minimizado por una zona sellada cercana a la superficie, denominada "roca tapón" ("cap rock"), formada por la precipitación, en las fracturas y poros de las rocas, de minerales provenientes de los fluidos hidrotermales. Las manifestaciones en superficie de este tipo de sistemas geotérmicos son fuentes termales, fumarolas, geisers, depósitos minerales de fuentes termales, rocas con alteración química. Ocasionalmente puede no haber ninguna manifestación superficial de la existencia en profundidad de dichos

sistemas. Si no existen indicios superficiales, el descubrimiento de este tipo de recursos es mucho más difícil y requiere una investigación geofísica, geológica, geoquímica e hidrogeológica altamente sofisticada. Un pozo perforado en un yacimiento geotérmico de fase agua dominante, si es productivo encontrará rocas calientes compactas, con agua fluyendo desde la roca al pozo a favor de fracturas abiertas. Las zonas donde se entrecruzan varios sistemas de fracturas son especialmente favorables para la producción de grandes cantidades de fluido hidrotermal. Parte del agua caliente que produce el pozo se pasa a vapor, bien dentro del pozo o en unidades de superficie a medida que se reduce la presión, el cual se utiliza para mover las turbinas.

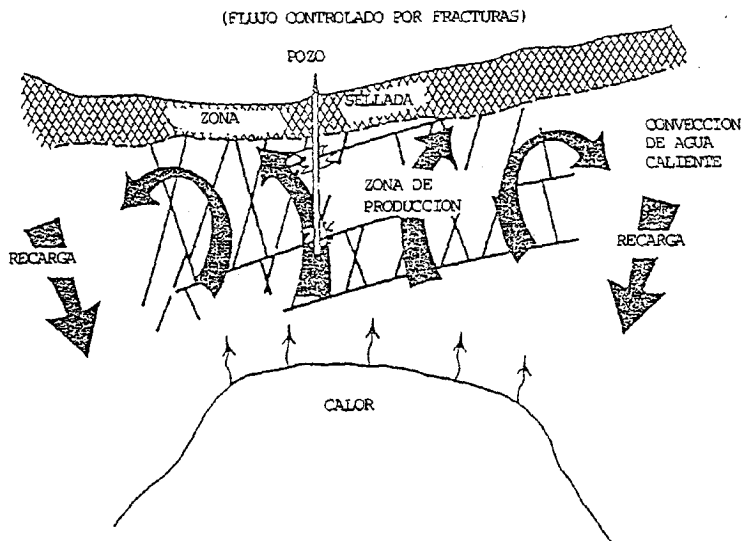


FIGURA 8. SISTEMA HIDROTHERMAL - FASE AGUA DOMINANTE

Un segundo tipo de sistema geotérmico de fase agua caliente dominante se muestra en la Figura 9. En este sistema las rocas del yacimiento son sedimentarias con una permeabilidad intragranular y de fractura. En este tipo de yacimientos se pueden a veces producir fluidos hidrotermales sin la necesidad de intersectar fracturas abiertas. Ejemplos de este tipo de yacimientos hidrotermales son el Imperial Valley de California y México. En esta región la dorsal del este del Pacífico, un centro de separación de placas, choca con el

continente americano. La Figura 3 muestra que la dorsal tiene una orientación hacia el norte a lo largo del Golfo de California y está formada por pequeños segmentos los cuales están sucesivamente desplazados hacia el norte por fallas transformantes. Aunque su situación por debajo del continente no puede ser demarcada con precisión, se cree que realmente existe y siendo responsable de la existencia de los recursos geotérmicos del Imperial Valley. La fuente de calor tiene su origen en la ascensión de material de manto consistente en roca plástica o fundida a altas temperaturas. Esta roca caliente eleva la temperatura de las rocas sedimentarias suprayacente y de los fluidos en ella contenidos, habiendo dado también lugar, ocasionalmente, a la formación de volcanes. La localización de recursos específicos está controlada por la existencia de fracturas que permiten la circulación de fluidos profundos, que transportan hacia arriba el calor de los yacimientos.

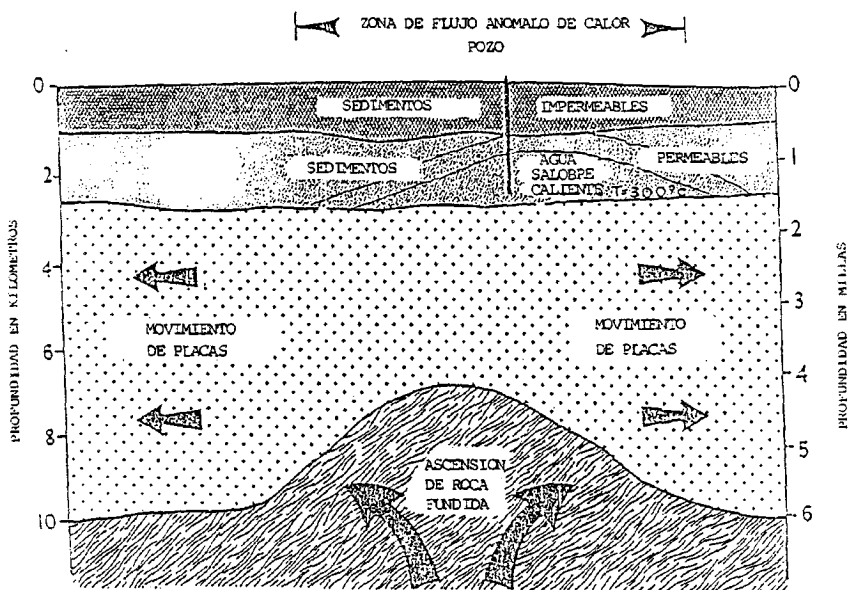


FIGURA 9. SISTEMA GEOTERMICO "IMPERIAL VALLEY", CA.

La áreas marginales de alta temperatura en sistemas hidrotermales de fases vapor y agua dominantes a menudo producen agua con temperaturas baja y media [1 b(ii) y 1 b(iii) de la Tabla 1], como es el caso de la Fosa del Vallés. Estos fluidos de baja y media tem-

peratura son adecuados para aplicaciones directas de calor pero no para la producción de energía eléctrica. Las aguas con temperaturas bajas y medias pueden también ser el resultado de la circulación profunda de aguas en zonas donde la conducción de calor y el gradiente geotérmico son los promedios, como se ha discutido anteriormente. Las aguas que circulan a profundidades de 1 a 5 kilómetros se calientan, con un gradiente geotérmico normal, y vuelven a la superficie o cerca de la superficie a lo largo de fracturas abiertas debido a su disminución de densidad (Figura 10). En este tipo de zonas no se necesita un aumento anómalo del gradiente geotérmico o la existencia de una fuente magmática caliente. Cuando estas aguas afloran dan lugar a fuentes templadas, pero si las aguas templadas no llegan a la superficie, estos recursos son generalmente muy difíciles de localizar.

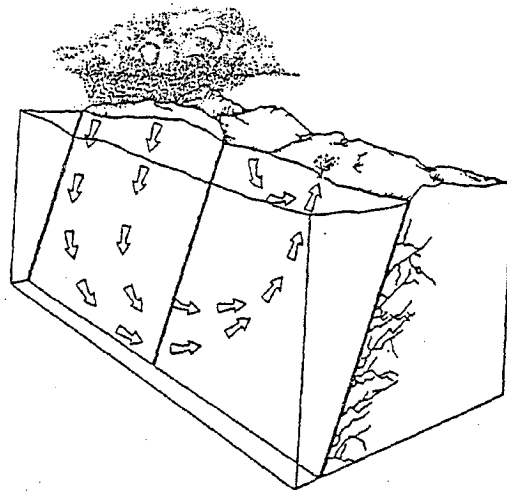


FIGURA 10. MODELO DE SISTEMA HIDROTHERMAL DE CIRCULACION PROFUNDA

### III.2.2 Cuencas Sedimentarias

Algunas cuencas sedimentarias, alcanzan potencias hasta de 3 kilómetros o más de rocas, las cuales tienen una permeabilidad intergranular y de espacios abiertos. En algunas de estas cuencas sedimentarias la circulación de las aguas subterráneas puede ser muy profunda. El agua se puede calentar por la existencia de un gradiente geotérmico normal o anómalo y volver a/o cerca de la superficie o permanecer almacenadas en profundidad (3a de la Tabla 1).

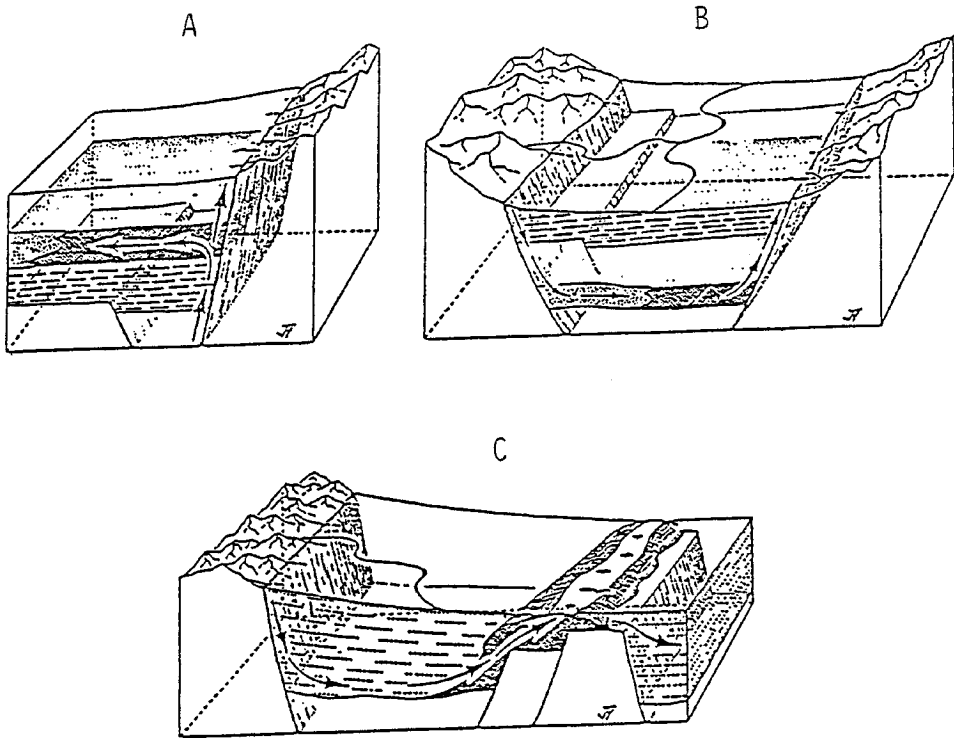


FIGURA 11A. SISTEMAS HIDROTERMALES. CUENCAS SEDIMENTARIAS

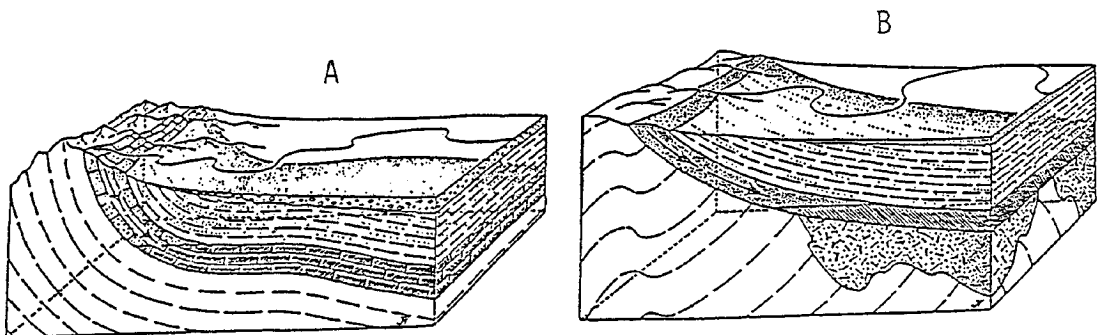


FIGURA 11B. SISTEMAS HIDROTERMALES. CUENCAS SEDIMENTARIAS

Las Figuras 11A. y 11B. esquematizan estos tipos de recursos. En Francia se están beneficiando este tipo de recursos, existentes en la cuenca de París, para el calentamiento de espacios. Este tipo de recursos existen también en Hungría y Bulgaria, así como en otras partes del mundo.

### III.2.3 Recursos Geopresurizados

Los recursos geopresurizados (3b de la Tabla 1) consisten en flúidos almacenados a grandes profundidades, en rocas sedimentarias permeables que han sido calentadas por el gradiente geotérmico normal o anómalo. Estos flúidos están confinados por rocas encajantes impermeables y de esta forma tienen una presión que mucho mayor que la hidrostática, es decir el flúido está a una presión que es debida al peso de la columna de roca suprayacente, más el peso de la columna de agua. En la Figura 12 (Papadopoulos, 1975) se muestran algunos de los parámetros de estos recursos geopresurizados y se ilustra el origen de la presión anormal del flúido. Estos fluidos geopresurizados pueden contener metano en disolución; por lo tanto, de este tipo de recursos se pueden obtener tres tipos de energía:

1. calor,
2. energía mecánica debida a la gran presión que estos fluidos liberan al salir de su confinamiento, y
3. la recuperación del metano.

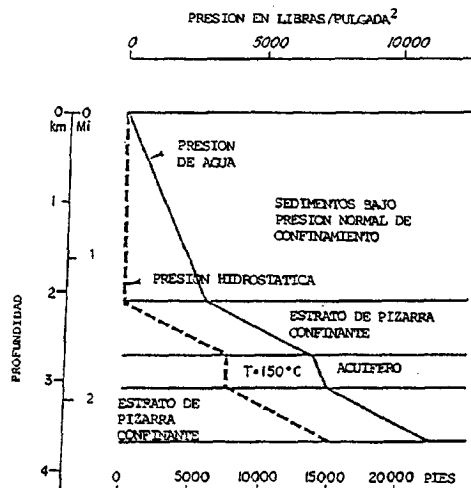


FIGURA 12. SISTEMAS GEOTERMICOS GEOPRESURIZADOS

### III.2.4 Recursos Geotérmicos Radiogénicos

Los recursos geotérmicos radiogénicos se encuentran en emplazamientos tales como los existentes al este de los Estados Unidos (3d de la Tabla 1). La denominada "llanura costera" está cubierta por una capa de sedimentos que actúan como aislante térmico. Por debajo de estos sedimentos se localizan, en algunas partes, intrusiones con gran producción de calor, el cual se cree debido a un contenido elevado en elementos radioactivos (uranio, torio y potasio). Se han desarrollado métodos geofísicos y geológicos para la localización de rocas radiogénicas subyacentes a una cobertura sedimentaria y actualmente se está completando la testificación mediante sondeos de este objetivo geotérmico (Figura 13). Lo más probable es que se obtengan aguas geotérmicas de baja a media temperatura útiles para el calentamiento de espacios y procesos industriales.

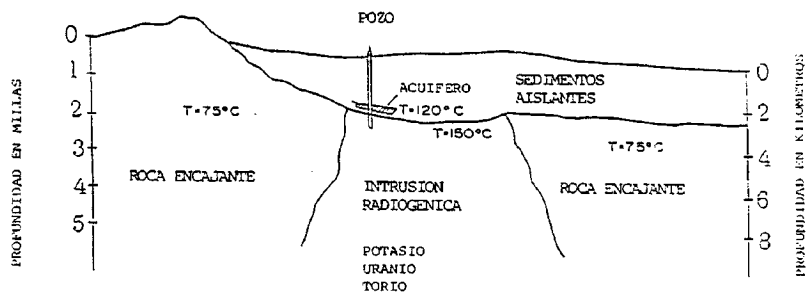


FIGURA 13. SISTEMA GEOTERMICO RADIOGENICO

### III.2.5 Recursos Asociados a Rocas Calientes Secas

Los recursos asociados a rocas calientes secas (2b de la Tabla 1) se definen como calor almacenado en rocas, a aproximadamente 10 kilómetros de profundidad, de las cuales no se puede extraer económicamente la energía por vapor o agua caliente natural. Las rocas calientes tienen pocos poros o fracturas y por tanto contienen muy poca agua. La viabilidad técnica y económica de extracción de calor, para generación de energía eléctrica y usos directos, de las rocas calientes secas está siendo actualmente investigada por el Departamento de Energía de los EE.UU. a través del Laboratorio Nacional Los Alamos en Nuevo México (Smith et al 1976; Tester y Albright, 1979) y en los Centros de Investigación

de Recursos de Moscú y Leningrado. Las investigaciones de los autores citados indican que es técnicamente viable inducir un sistema de fracturas artificiales en rocas cristalinas compactas calientes a profundidades de aproximadamente 3 kilómetros mediante procesos de fracturación hidráulica masiva. A través de un sondeo se inyecta un fluido a presión suficientemente alta para fracturar la roca y dar lugar a un sistema de fracturas que habitualmente consiste en una o más fracturas verticales planas. Una vez que se ha formado el sistema de fracturas, su orientación y extensión se cartografía mediante el empleo de técnicas geofísicas. Un segundo sondeo más profundo se perfora de tal manera que intersecte este sistema de fracturas. De esta forma se puede hacer circular el agua por el sondeo profundo, a través del sistema de fracturas donde es calentada, y de nuevo extraerla por el sondeo superficial (Figura 14). En el emplazamiento experimental de Fenton Hill cerca del Valle de las Calderas en Nuevo México, se han producido mediante este sistema fluidos con temperaturas que oscilan desde 150 a los 200 °C. En cualquier caso es necesario un mayor desarrollo tecnológico antes de que esta técnica sea económicamente viable.

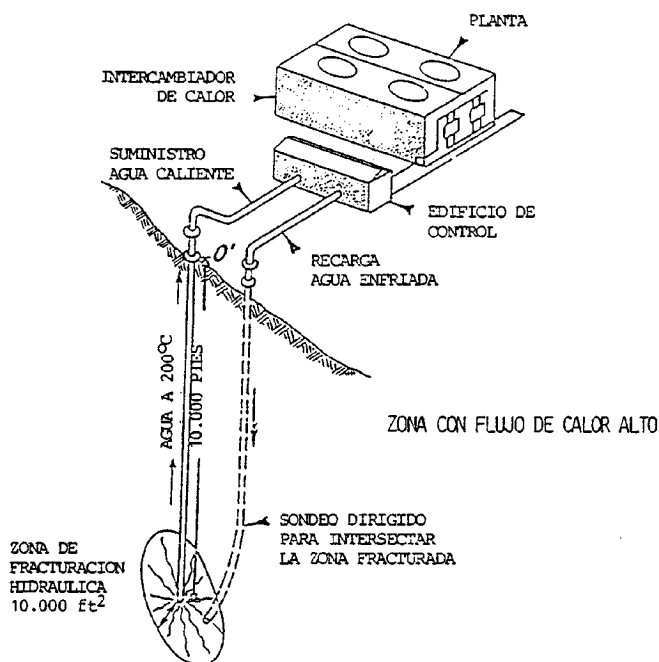


FIGURA 14. SISTEMA GEOTERMICO EN ROCAS CALIENTES SECAS



### III.2.6 Recursos Asociados a Rocas Fundidas

En Albuquerque, Nuevo México, el Sandia National Laboratory del Departamento de Energía de los Estados Unidos está realizando experimentos para intentar identificar un método de extracción de calor directamente de rocas fundidas (2a de la Tabla 1). Dichos experimentos no han indicado de momento una viabilidad económica para este tipo de modelo. Aún tienen que desarrollarse las técnicas de perforación dentro de roca fundida e intercambiadores de calor o convertidores directos de electricidad.

### III.3 Fluídos Hidrotermales

Los procesos que dan lugar a la mayoría de los recursos geotérmicos de alta temperatura, hoy en día conocidos, consisten en la convección de soluciones acuosas alrededor de una intrusión en proceso de enfriamiento. Estos mismos procesos han sido la génesis de la mayor parte de los yacimientos minerales actualmente en explotación, aunque los procesos de formación de depósitos minerales difieren en algunos aspectos de los procesos de convección hidrotermal según se entienden en la actualidad. Los fluidos geotérmicos son químicamente muy complejos y a menudo contienen elementos que causan encostramientos y corrosión en el equipo, o que pueden tener un impacto negativo al medio ambiental si se les libera.

Los fluidos geotérmicos contienen una amplia variedad y concentración de constituyentes disueltos. Los parámetros químicos que a menudo se usan para caracterizar los fluidos geotérmicos son el contenido total de sólidos disueltos (tsd) en partes por millón (ppm) o miligramos por litro (mg/l) y el pH. Los valores de tsd oscilan desde unos cuantos cientos a más de 300.000 mg/l. Muchos de los recursos geotérmicos de los estados de Utah, Nevada y Nuevo México contienen aproximadamente 6.000 mg/l tsd, mientras que algunos recursos del Imperial Valley en California tienen un tsd próximo a los 300.000 mg/l. Los valores típicos del pH oscilan desde moderadamente alcalinos (8,5) a moderadamente ácido (5,5). Los sólidos disueltos son principalmente compuestos de Na, Ca, K, Cl, SiO<sub>2</sub>, SO<sub>4</sub>, y COH<sub>3</sub>. Existe una amplia variedad de consti-

tuyentes menores tales como Hg, F, B, y algunos otros de interés ambiental. Los gases disueltos habitualmente son  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_4$ , y  $\text{SH}_2$ , el último de los cuales es pernicioso al medio. Han sido y están todavía siendo desarrollados algunos procedimientos para solucionar los problemas de encostramiento, corrosión y ambientales causados por la alta concentración de constituyentes disueltos y gases en los fluidos geotérmicos.

#### III.4 Conclusiones

Aunque existen muchos tipos de recursos geotérmicos, solo algunos de ellos son de valor económico en la actualidad. Los recursos con fases vapor y agua dominantes (tipo I) y los recursos asociados a cuencas sedimentarias (tipo IIIa) son actualmente los más atractivos bajo el punto de vista de su explotación; mientras que los recursos asociados a rocas calientes secas, magmas, y los recursos geopresurizados y radiogénicos están muy lejos de un desarrollo comercial.

#### IV. RECURSOS GEOTERMICOS DE ESPAÑA

La geología de la Península Ibérica es extremadamente compleja, y refleja todas las variaciones litológicas y tectónicas corrientemente asociadas a la colisión de placas continentales, importantes procesos de cabalgamiento y apertura oceánica. La actividad tectónica se ha continuado hasta el presente con indicios de vulcanismo cuaternario en la península y en las Islas Canarias. Este complejo contexto geológico es favorable para la existencia de recursos geotérmicos de varios tipos, los cuales han sido identificados por el IGME y están actualmente en fase de exploración.

El IGME ha identificado tres tipos básicos de recursos geotérmicos y persigue la determinación de estrategias de exploración sistemática para estos tipos de recursos:

- I. Cuencas sedimentarias
- II. Areas ígneas
- III. Areas volcánicas

La lectura del inventario general de manifestaciones geotérmicas en el territorio nacional proporciona un conocimiento básico sobre los tipos de recursos geotérmicos. Muchos de estos recursos tienen las características de zonas de circulación profunda a lo largo de estructuras, con independencia del tipo de roca encajante.

En la Tabla 2 se muestran los elementos claves de los recursos geotérmicos identificados y descritos en la publicación del IGME anteriormente mencionada. La variedad de litologías y estilos tectónicos en algunas de las áreas geotérmicas, hace que una clasificación simple de dichos recursos sea difícil, y a la par complica la exploración de tales recursos.

##### IV.1 Cuencas Sedimentarias

Pueden localizarse recursos geotérmicos en las unidades detríticas basales (de 1000 a 3000 m de potencia) o en las dolomías y calizas infrayacentes. La permeabilidad de estos yacimientos está generalmente favorecida por la presencia de fracturas asociadas a bordes

de cuenca. Gradientes térmicos de 3 a 5 °C cada 100 metros han sido documentados en varias de las cuencas más favorables, indicando temperaturas probables del orden de los 60 a 100 °C. En las regiones de Ciudad Real y Olot (Gerona) se ha asociado la presencia de vulcanismo cuaternario a fallas de borde en los márgenes de las cuencas existentes en dichas zonas. Yacimientos geotérmicos con volúmenes importantes de fluidos geotérmicos son posibles en las cuencas sedimentarias.

#### IV.2 Zonas Igneas

Tanto la permeabilidad como el volumen del yacimiento están casi exclusivamente condicionadas a la fracturación en los complejos ígneos (y metamórficos de Galicia, y en la Cordillera Central, Región de Extremadura, y Pirineos). En algunas áreas la fracturación es relativamente poco importante y puede que no se extienda a gran profundidad, por tanto, solamente sistemas de baja entalpía son factibles en dichas zonas. La circulación profunda a lo largo de fallas puede existir en otras zonas.

#### IV.3 Zonas Volcánicas

La región volcánica principal y de mayor interés por su actividad son las Islas Canarias. Yacimientos geotérmicos de gran tamaño pueden estar asociados a las lavas basálticas, aunque en algunas islas (Fuerteventura, Gomera y La Palma) están presentes los complejos basales compuestos por materiales de tipo plutónico como dioritas y gabros. Pueden estimarse la existencia de temperaturas superiores a los 100 °C a profundidades moderadas, e incluso 300°C a profundidades de 2 a 5 m. y 600°C a 12 m. en sondeos (Díez et al 1984 - en prensa). Como ya se ha mencionado anteriormente, también existe vulcanismo cuaternario en Ciudad Real y en la región de Olot (Gerona). En estas áreas, el vulcanismo sugiere la posibilidad de fuentes termales a profundidades pequeñas, pero los yacimientos estarían más lógicamente relacionados con los sedimentos de las cuencas.

La complejidad geológica de la mayoría de las áreas con indicios de recursos geotérmicos requiere una cuidadosa preparación en el

desarrollo de la estrategia de exploración. Una estrategia de exploración de tipo general para los tres tipos de sistemas arriba mencionados se presenta y se discute en el capítulo VIII.

La gran cantidad de publicaciones y estudios realizados hasta el presente en nuestro país, sobre el tema del que tratamos, así como los proyectos que el IGME ha llevado a cabo sobre el particular, todos ellos recogidos en la relación bibliográfica de este trabajo, hace aconsejable la brevedad del capítulo, remitiendo al estudioso del tema a las extensas referencias bibliográficas aquí recogidas.

TABLA 2

CARACTERÍSTICAS GEOLOGICAS DE RECURSOS GEOTERMICOS  
IDENTIFICADOS POR EL IGME.

<u>CONTEXTO GEOLOGICO</u>	<u>CARACTERÍSTICAS GEOLOGICAS</u>							
	<u>Cuencas Sedimentarias</u>	<u>Zonas Igneas</u>	<u>Zonas Volcánicas</u>	<u>Volcanismo Cuaternario</u>	<u>Intrusiones Precámbr./Paleoz.</u>	<u>Paleoz.-Triásico-Jurásico Yacimientos en Rocas Carbonatadas</u>	<u>Cuencas Cretácicas Terciarias Cuaternarias</u>	<u>Zona de Cabalgamiento</u>
<b>I. REGION DEL MACIZO CENTRAL O IBERICO.</b>								
Galicia		X						
Ciudad Real	X		0	X			X	
Región Astur Leonesa	0	0				X		X
Cordillera Central y Extremadura		X			X			
<b>II. CORDILLERAS CIRCUNDANTES Y CUENCAS ANEXAS.</b>								
Cordilleras Cantábrica y Vascocantábrica	X					X	X	X
Cordillera Ibérica	X					X	X	X
Cuencas del Duero y del Tago	X					0	X	
<b>III. DEPRESIONES EXTERNAS</b>								
del Ebro y del Guadalquivir	X					X	X	X
<b>IV. CORDILLERAS PERIFERICAS</b>								
Pirineos	0	X			X	X	0	X
Cordillera Costero-Catalana y Región Olot-Gerona	X	0	0	X	X		X	
Cordilleras Béticas y Baleares						X		X
<b>V. ISLAS CANARIAS</b>								
		0	X	X				

X = Máxima Importancia; 0 = Menor Importancia

TABLA 2 (Cont.)

CARACTERISTICAS GEOLOGICAS DE RECURSOS GEOTERMICOS IDENTIFICADOS POR EL IGME.

	<u>CONTEXTO GEOLOGICO</u>		<u>CARACTERISTICAS GEOLOGICAS</u>					<u>Rocas Metamórficas</u>
	<u>Circulación Profunda por Fallas</u>	<u>Tectónica de Rift</u>	<u>Permeab. dominante por Fract.</u>	<u>Gran Capac. Alta Yacim.</u>	<u>Entalpía</u>	<u>Yacim. Profundo &gt;2000 m.</u>	<u>Yacimiento Superficial &lt;2000 m.</u>	
I. REGION DEL MACIZO CENTRAL O HESPERICO.								
Galicia	0		X				X	X
Ciudad Real			X				X	X
Región Astur Leonesa	0		X				X	X
Cordillera Central y Extremadura	X		X				X	
II. CORDILLERAS CIRCUNDANTES Y CUENCAS ANEXAS.								
Cordilleras Cantábrica y Vascocantábrica	X		X	0			X	
Cordillera Ibérica	X	X		X	0	X		
Cuencas del Duero y del Tago	X			X	0	X		
III. DEPRESIONES EXTERNAS								
del Ebro y del Guadalquivir	X	X	0	X	0	X	X	
IV. CORDILLERAS PERIFERICAS								
Pirineos	X	X	X	?			X	
Cordillera Costero Catalana y Región de Olot-Gerona	X	X	X	?	X	X	X	
Cordilleras Béticas y Baleares			X	X	0	X	X	
ISLAS CANARIAS			0	X	X	0	X	

X = Máxima Importancia; 0 = Menor Importancia

## V. PROPIEDADES FISICAS ASOCIADAS A LOS SISTEMAS GEOTERMICOS

Los métodos de exploración geofísica miden las propiedades físicas, o los cambios en las propiedades físicas, del subsuelo. Tomándolo como todo uno, el subsuelo incluye las rocas y los fluidos en ellas contenidos. En esta sección se presta especial atención a los cambios en las propiedades físicas de las rocas resultantes de la presencia de fluidos termales. Estos cambios se derivan fundamentalmente del calor mismo y de las alteraciones en el quimismo de las rocas asociadas a los fluidos termales.

En general, se cumple que cuanto mayor sea la temperatura de los fluidos termales, mayores serán los cambios que pueden ocurrir en las propiedades físicas. Los fluidos de más alta temperatura calientan las rocas en mayor extensión y, lo que es más importante, son en general más reactivos químicamente. Por el contrario, los fluidos termales con temperaturas inferiores son mucho más similares a las aguas subterráneas normales, y producen o pueden producir solamente pequeños cambios en las propiedades físicas del subsuelo. Por esta razón, en igualdad de condiciones, los fluidos geotermales de baja temperatura (menos que 100 °C), son en general más difíciles de detectar desde la superficie mediante el empleo de técnicas geofísicas, que los de alta temperatura, aunque dicha dificultad también está influenciada por la extensión y características específicas del sistema.

Como ya hemos indicado, la presencia o el paso de fluidos geotermales a través de o dentro de la matriz de una roca, puede dar lugar a cambios en las propiedades físicas o químicas de la roca como un todo uno, ya bien sea como resultado de las propiedades de los fluidos en sí, o como resultado de la interacción fluido-roca. Los procesos de interacción química, son a menudo denominados "alteración de la roca encajante" o "alteración hidrotermal", y pueden dar como resultado una modificación importante de las propiedades iniciales de la roca. Para que se produzcan cambios lo suficientemente importantes para afectar a las medidas geofísicas de superficie, se requiere generalmente fluidos de alta entalpía, una matriz rocosa reactiva, y un período de tiempo lo



suficientemente largo para que dé lugar a la interacción fluido-roca.

### V.1 Densidad

La densidad de la roca depende de su composición mineralógica, el grado de litificación, la porosidad, y la compresividad. Tablas de densidades típicas de las rocas se pueden encontrar en cualquier libro de geofísica (Dobring, 1976). Las pizarras tienen una marcada variación de densidad con relación a la profundidad debido a su relativamente alto grado de compresividad. Por norma general, las rocas sedimentarias son más densas cuanto mayor sea su edad de formación. La mayoría de las rocas plutónicas y metamórficas presentan menores cambios en densidad que las rocas volcánicas y sedimentarias. Las rocas ígneas ácidas son en general menos densas que las rocas ígneas básicas. Las rocas volcánicas a menudo presentan importantes variaciones en densidad debido a los cambios de porosidad de unos puntos a otros de las rocas. Cambios en densidad mayores que el 25% de la densidad promedio cortical,  $2.67 \text{ gm/cm}^3$ , son raros en las rocas próximas a las superficies. Esta observación está en fuerte contraste con las propiedades magnéticas y eléctricas de las rocas, las cuales pueden sufrir variaciones de más de varios órdenes de magnitud.

Varios autores han descrito la existencia de precipitaciones de minerales silíceos y carbonatados en los sedimentos suprayacentes a sistemas hidrotermales de temperaturas medias y altas. Como resultado de esta deposición parcial en un sedimento, con una porosidad inicial del orden del 30%, la densidad puede verse incrementada de 0.2 a  $0.4 \text{ g/cm}^3$ . Biehler (1971) ha descrito la existencia de anomalías gravimétricas positivas en el Imperial Valley de California, las cuales son sin duda debidas a la deposición de sílice y carbonatos y a transformaciones metamórficas de los minerales iniciales hacia formas más densas por encima y dentro de los sistemas geotérmicos. En los ambientes ígneos, hay en general menos posibilidad para un aumento o descenso de la densidad total de la roca debido a la interacción fluido-roca y a la porosidad del medio. Además de lo anteriormente expuesto, la presencia de una fracturación compleja o cambios litológicos puede dar lugar a un campo

gravitatorio complejo el cual podría dominar u oscurecer la anomalía resultante de los cambios de densidad debido a la deposición de minerales secundarios. La diferencia en densidades entre una intrusión o un complejo intrusivo en profundidad, el cual puede ser una fuente de calor, y la roca encajante puede a veces facilitar la cartografía de dicha intrusión mediante la utilización de técnicas gravimétricas de exploración.

## V.2 Susceptibilidad Magnética

Para discutir el origen de la magnetización de los materiales rocosos hay que llegar a consideraciones de nivel atómico y molecular lo cual está fuera del alcance de este estudio. En cualquier caso el magnetismo rocoso es un fenómeno complejo todavía en estudio. Strangway (1967 a y b; 1970) y Doell y Cox (1967) presentan en sus artículos discusiones interesantes relacionadas con los fenómenos de la magnetización de las rocas. El magnetismo rocoso ha sido también discutido en detalle por Nagata (1961).

Para el objeto de este proyecto tres son los principales puntos de interés a discutir en relación con el magnetismo de las rocas. Primero, las rocas y minerales magnéticos tienen una componente de magnetización, a menudo la principal, directamente inducida por el campo magnético de la Tierra. Esta componente es la respuesta de los minerales magnéticos al campo de la Tierra, y es proporcional en intensidad a la fuerza del campo terrestre; su dirección es paralela a la dirección del campo terrestre. La constante de proporcionalidad se denomina susceptibilidad magnética. Una segunda forma de magnetización denominada remanente o permanente, está a menudo presente y se superpone a la magnetización inducida. La magnetización remanente puede ser el resultado de varios procesos como el enfriamiento de una masa rocosa ígnea, metamorfismo, cambios químicos, o ser debida a otras causas. La componente remanente de la magnetización puede ser más débil o más fuerte que la componente inducida, y no necesariamente tiene siempre la misma dirección que aquélla. La componente remanente del campo magnético dificulta la interpretación. Las rocas con minerales de grano fino tienen en general una componente remanente mayor que las rocas de mayor tamaño de grano, dado que la estabilidad de la

magnetización remanente está relacionada con el tamaño de grano. Tercero, por encima de la temperatura de Curie, el campo magnético cambia y, a efectos de exploración, las rocas dejan de ser magnéticas. La temperatura de Curie para la magnetita pura es 580 °C, pero la presencia de impurezas puede cambiar este valor estando el margen de variación entre 400°C-600°C. Esta temperatura se consigue en la corteza terrestre a una profundidad teórica de 25 kilómetros, aunque la isoterma del punto de Curie se piensa que es mucho menos profunda en algunas zonas tales como en áreas de gran flujo de calor y extensa actividad geotérmica. La mayoría de las anomalías aparecen en los mapas magnéticos como el resultado de fuentes dentro de la corteza terrestre (fuentes internas o bordes) dado que las rocas más profundas están por encima de la temperatura de Curie y por tanto generan campos secundarios al campo magnético terrestre (fenómenos de radiación dipolar, etc.)

Solamente unos pocos minerales son lo suficientemente magnéticos como para dar lugar a cambios medibles en el campo magnético de la Tierra. En la Tabla 3 se presentan los minerales y rocas más comunes con su susceptibilidad magnética y su rango de variación. La magnetita es corrientemente el mineral magnético que se considera a efectos de exploración.

La magnetita es un elemento ampliamente distribuido como mineral accesorio y con un alto poder magnético. Se han establecido relaciones empíricas entre el contenido de magnetita de las rocas y su susceptibilidad magnéticas (Mooney y Bleifuss, 1953). Una regla práctica normalmente utilizada es que un porcentaje del 1% en volumen de contenido de magnetita da lugar a una susceptibilidad magnética de aproximadamente  $3.000 \times 10^{-6}$  cgs; sin embargo esta proporción puede ser altamente variable. Si existe y no se ha reconocido una magnetización remanente, la susceptibilidad magnética, y por tanto el contenido en magnetita, se puede interpretar como anómalamente alto o bajo.

TABLA 3  
SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA DE LAS ROCAS Y MINERALES  
MAS CORRIENTES

<u>ROCAS Y MINERALES</u>	<u>SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA</u>	
	<u>(X10<sup>-6</sup> cgs)</u>	
	<u>Promedio Aproximado</u>	<u>Promedio Típico</u>
Rocas Sedimentarias	0-2,000	200
Rocas Igneas Acidas	600-6,000	2,500
Rocas Igneas Básicas	1,000-20,000	5,000
Magnetita	300,000-800,000	500,000
Pirrotina	---	125,000

La mayoría de los mapas magnéticos de la rocas de la corteza muestran variaciones laterales de la susceptibilidad magnética. Los geólogos familiarizados con el significado de la distribución de la magnetita en áreas concretas pueden de una forma precisa colaborar con el geofísico con la interpretación de dichos mapas.

Como ya se ha indicado, la magnetización de la mayoría de las rocas proviene de la susceptibilidad magnética de la magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) aunque la magnetización remanente y la susceptibilidad de otros minerales puede ocasionalmente ser más importante en ciertas rocas volcánicas y sedimentarias. La alteración hidrotermal asociada a los fluidos geotérmicos, particularmente a aquellos fluidos que transportan cantidades importantes de  $\text{S H}_2$ , puede reemplazar a la magnetita y otros minerales de hierro por una nueva paragénesis de minerales fundamentalmente constituida por pirita la cual tiene un poder magnético bajo. De esta forma, el magnetismo original de un cierto volumen de roca puede ser alterado o destruido por la interacción de dichas rocas con fluidos hidrotermales.

En las rocas sedimentarias cuya susceptibilidad magnética inicial es baja, por ejemplo 0 a  $50 \times 10^{-6}$  cgs, los efectos de alteración de la magnetita, aunque se hayan realizado en su totalidad pueden ser detectable por exploraciones aéreas o de superficie.

Las rocas metamórficas e ígneas (intrusivas y volcánicas) a menudo tienen susceptibilidades magnéticas que oscilan desde los 1000 a los  $5000 \times 10^{-6}$  cgs, y la destrucción de dicha magnetización (inducida y permanente) por la alteración hidrotermal puede ser total. Cuando los fluidos reactantes se desplazan a lo largo de una fractura aislada en una roca compacta tal como el granito, los efectos de alteración y destrucción magnética pueden quedar limitados a una zona de aproximadamente de 1 m de ancho, lo cual se puede registrar como un mínimo, "anomalía magnética negativa", en un perfil de magnetometría, si el yacimiento geotérmico consiste en una amplia zona de fracturación cerca de la intersección de fracturas de primer orden, se pueden producir grandes volúmenes de roca que han sufrido procesos de alteración, este es el caso observado en varios yacimientos del suroeste de los Estados Unidos (tipo porphyry copper). El sistema geotérmico de California "The Coso" se ha tipificado como un gran mínimo magnético en registros aeromagnéticos a bajo nivel (Fox, 1978); esta anomalía coincide con extensas alteraciones de la roca encajante así como complejos cambios de facies en la granodiorita que conforma la roca de caja (Hulen, 1978).

La producción de amplias zonas de roca alterada y la consiguiente destrucción de la magnetita está probablemente restringida a sistemas geotérmicos de alta entalpía que han sido activos durante miles de años lo cual parece no ser el caso en la mayoría de las áreas geotérmicas de España.

### V.3 Propiedades Eléctricas

#### V.3.1 Resistividad Eléctrica

El cambio más importante en las propiedades físicas de las rocas, debido a la presencia de un sistema geotérmico, aparte de la temperatura y el flujo de calor en si mismo, quizás sea el cambio en la resistividad eléctrica del conjunto roca-fluido. La conductividad eléctrica de las rocas de la corteza se realiza principalmente a través del movimiento de los iones contenidos en el agua de los poros, aunque la semiconducción en minerales como los sulfuros y el grafito también contribuye en algunos casos de forma importante. La

conducción iónica en las rocas aumenta proporcionalmente al incremento de la porosidad, incremento de la salinidad, o incremento en las cantidades de minerales con potencial de intercambiar cationes. Un aumento de temperatura incrementa la movilidad iónica hasta cierto punto, y por tanto incrementa la conductividad. Varios procedimientos geofísicos de investigación, los cuales tienen como fundamento el conocimiento de la resistividad eléctrica de la Tierra se usan de forma rutinaria y con buenos resultados en la exploración geotérmica. Dichas técnicas se utilizan para cartografiar regiones con soluciones termales y/o alteración de rocas encajantes resultantes de la interacción de fluidos hidrotermales con las rocas del sistema.

A profundidades por debajo de los 5 a 10 Km, predomina la semi-conducción mineral sobre la conducción electrolítica acuosa (Ward y Sill, 1984); igualmente el magma y las rocas parcialmente fundidas son mucho más conductivas que la roca encajante. El método magnetoteléurico posibilita la detección de rocas parcialmente fundidas a esas profundidades y puede, por tanto, conducir al descubrimiento de áreas con gradiente térmico anómalo y por tanto de sistemas geotérmicos ocultos; tal es el caso de Lanzarote (A. García, 1983), Campos Flegreos (R. Ortiz et al, 1984) y Djibonti (P. Van Ngor, 1980).

En varias publicaciones se discute en detalle la resistividad de los fluidos y las rocas en las zonas geotérmicas. Moskowitz y Norton (1977) plantean una discusión físico-química muy valiosa sobre dicho tema y los resultados de modelos numéricos. Una publicación reciente de Ward y Sill (1984) presenta un buen resumen sobre este tema. En el APENDICE II de este informe se incluyen ambas publicaciones.

Los efectos de la temperatura y el contenido de iones disueltos (en relación con el contenido total de sólidos disueltos, tsd) sobre la resistividad del fluido se ven muy claramente en el diagrama de interpretación de diagraffa Schiumberger (1960) de la Figura 15. De dicha Figura podemos resumir los siguientes valores de resistividad de fluido, los cuales se presentan en la Tabla 4. Si supo-

nemos una porosidad conocida, se pueden calcular las resistividades aparentes de la Tierra con la fórmula de Archie,

$$F = \frac{\rho_r}{\rho_w} = \phi^{-m}$$

donde F, es el factor de formación,  $\rho_r$  es la resistividad de la roca,  $\rho_w$  es la resistividad del electrolito saturante,  $\phi$  es la porosidad y m es el factor de cementación, el cual corrientemente varia entre 1,5 y 3.

TABLA 4  
VARIACION DE LA RESISTIVIDAD GLOBAL DE LA ROCA  
(20% de Porosidad)

<u>T (°C)</u>	<u>tsd ClNa (ppm)</u>	<u>(ohm-m)</u>	<u>(%)</u>	<u>(ohm-m)</u>
200	500	13	20	325
200	2000	2.9	20	72
700	1000	2.7	20	68
600	3000	1.1	20	28
1000	1000	1.8	20	45
1000	5000	0.48	20	12
1000	10,000	0.20	20	5

En la Tabla 4 se presentan las variaciones de la resistividad promedio de la roca,  $\rho_r$ , para una porosidad estimada del 20% y un factor de cementación  $m = 2$ . El primer caso,  $T = 200^\circ\text{C}$ ,  $\text{tsd} = 500$  ppm corresponde a un agua de buena calidad a temperatura ambiente y predice una resistividad de la roca de 325 ohm-m. A  $1000^\circ\text{C}$ , 10.000 ppm se predice una resistividad  $\rho_r$  de 5 ohm-m. El caso anterior es muy próximo a la resistividad in-situ de una masa de más de  $2 \text{ Km}^3$  de Tierra observada en Cowe Fort-Sulphurdale, Utah (Ross et al, 1982) y también a la observada en otras áreas de alta temperatura en el oeste de los EE.UU. La Tabla 4 predice como probable una variación de las resistividades de los yacimientos en España de 70 a 100 ohm-m, 5 a 10 veces más pequeña que la resistividad probable del terreno. El volumen neto de roca que pueda tener un porcentaje de porosidad del 20% es naturalmente, función de la geología local.

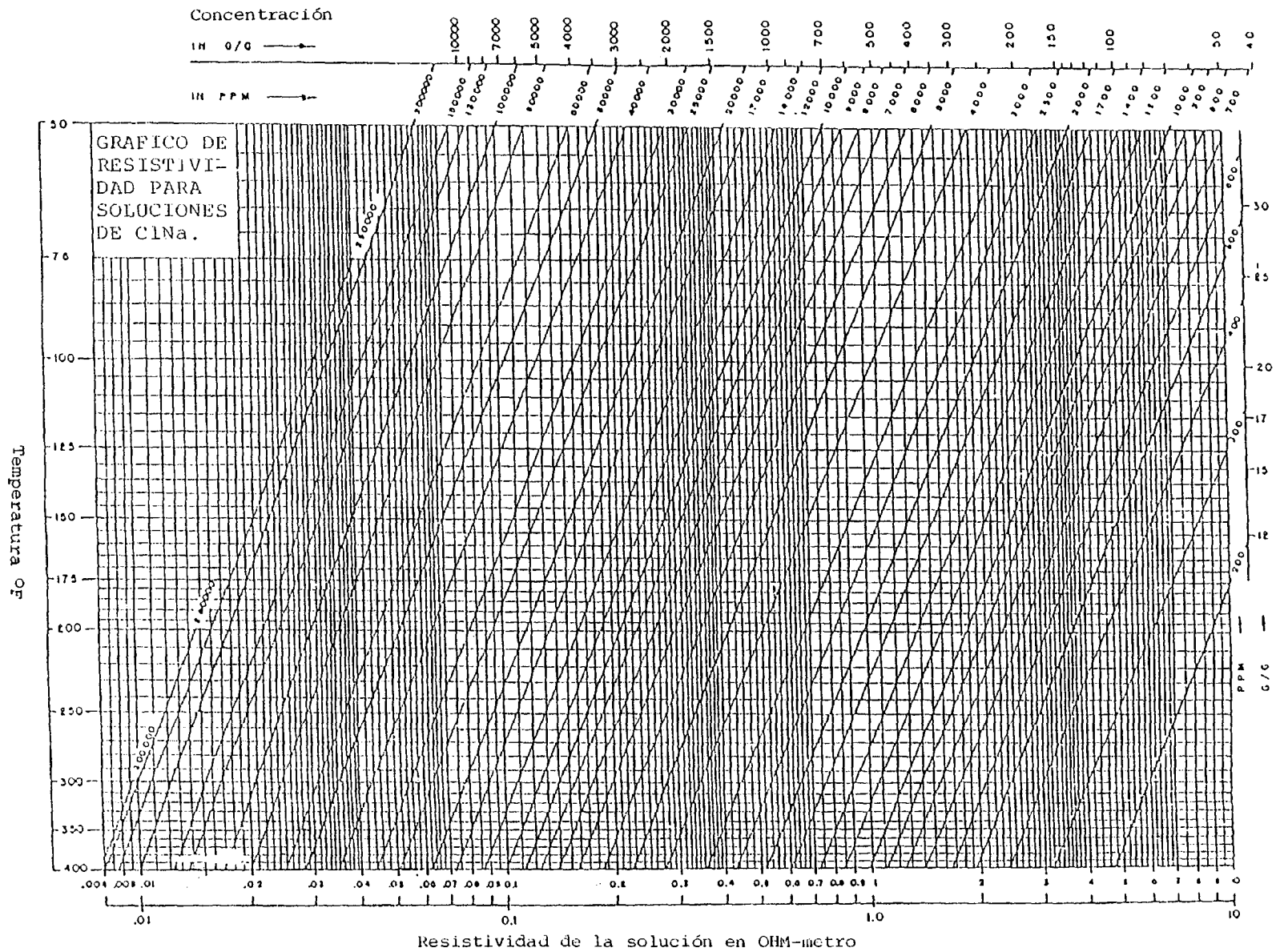


FIGURA 15. GRAFICO DE RESISTIVIDAD PARA SOLUCIONES DE C1Na



En las zonas donde haya tenido lugar una alteración hidrotermal importante, minerales de zeolita y arcilla pueden revestir las fracturas utilizadas por los fluidos como guías de flujo; dichos minerales tienen una tendencia a incrementar la resistividad de las rocas, y en tales áreas no se puede aplicar la ley de Archie. La resistividad promedio de la roca será más pequeña y definitivamente puede ser muy inferior a la que se podría predecir utilizando la ley de Archie.

Cuando la conductividad de las rocas se debe a su contenido en agua, se produce una disminución de su resistividad como resultado del aumento de la movilidad de los iones con la temperatura. Por encima de cierta temperatura, puede suponerse que el agua ha desaparecido por evaporación, a menos que la roca esté sometida a presiones muy elevadas. Estos fenómenos, es decir, el comportamiento eléctrico de las rocas impregnadas de agua por encima de temperaturas de 200°C no están muy bien estudiados.

El aumento de conductividad de rocas secas por crecimiento de la temperatura se debe a los minerales dieléctricos que las componen. Parece que a temperaturas relativamente bajas, y hasta unos 700°C predomina la conducción por impurezas; por encima de esta temperatura la conducción es de tipo semi conductor.

#### V.4 Temperatura y Conductividad Térmica

La temperatura es la propiedad fundamental explorada en los recursos geotérmicos y su medida es relativamente sencilla. La interpretación de las medidas de la temperatura y la evaluación del potencial de un yacimiento en base a dichas medidas, puede sin embargo ser compleja. La interpretación de la temperatura, el gradiente térmico y el flujo de calor, ha sido discutida en detalle por varios autores (Lachenbruch, 1978; Sass et al, 1971; Chapman y Pollack, 1977; Sass et al, 1981; Ryback y Muffler, 1981). Cathles (1977) analiza el enfriamiento de intrusiones mediante la convección con agua subterránea. En su modelo sugiere que a unos pocos kilómetros del borde de cuerpos intrusivos de tamaño medio, y unos 200.000 años después de su emplazamiento, pueden existir masas de roca con temperaturas elevadas (mayor de 100°C).

En general la conductividad térmica de las rocas varía muy poco más que un grado de magnitud. Las rocas se clasifican en relación con sus características estructurales y mineralógicas. Dentro de un tipo particular de roca, puede darse una variación suficiente de estas características, como para que se produzcan diferencias importantes en las propiedades térmicas; por ejemplo, en el granito, el valor de la conductividad térmica depende, en gran manera, de su contenido en cuarzo, pero, sin embargo, otros factores pueden tener también gran influencia, produciendo una desviación importante de la variación lineal cuando se representa el contenido en cuarzo con respecto a la conductividad térmica.

En las rocas porosas, la conductividad térmica puede depender, en gran manera, de la conductividad del fluido existente en los poros; puede en ocasiones ser necesario calcular la conductividad térmica a partir del conocimiento de la matriz de la roca, su porosidad, y la naturaleza de los fluidos en los poros (Roy et al, 1981).

Entre los distintos parámetros que influyen sobre las propiedades térmicas de las rocas, quizás la porosidad sea el más importante. Por esto, gran parte de la literatura original ha sido rechazada, dado que se presentan los valores de conductividad sin relacionarlos con la porosidad de las rocas. Roy et al (1981) presentan evidencias que muestran que la conductividad térmica disminuye al menos un factor de 2,5 cuando la porosidad aumenta del 6 al 32% para algunas muestras seleccionadas de roca. Conductividades térmicas típicas son 2.0 a 3.4 W/m<sup>2</sup>k para las dioritas, 2.0 a 4.6 W/m<sup>2</sup>k para granitos (con un promedio de alrededor de 3.0), las calizas presentan valores similares a los dados para el granito, y en el caso de las cuarcitas, se puede llevar hasta 7.5 W/m<sup>2</sup>k. Los efectos de la alteración hidrotermal, sobre la conductividad térmica están muy mal documentados, pero posiblemente se producen cambios inversos en la porosidad por este proceso. La densificación de las rocas debida a la deposición de minerales, debería producir un incremento de la conductividad térmica.

## V.5 Velocidad Sísmica

El efecto de la presión sobre la velocidad de propagación de ondas sísmicas en detalle, se ha estudiado y se conoce bien. En rocas con baja porosidad, las fisuras que están abiertas a presiones confinantes bajas, se cierran con la presión dando lugar a incrementos en  $V_P$  y  $V_S$ , estos incrementos son anómalos con respecto a los incrementos que se derivan exclusivamente de los constituyentes minerales.

En las rocas porosas, el colapso de poros y el cierre de las fracturas producen los mismos efectos, aunque generalmente el efecto del colapso de poros tiene lugar a un rango de presiones mucho más amplio (Wyllie et al, 1958; King, 1966), dado que los poros son en general más fuertes que las fracturas (Walsh, 1965). Se han realizado gran cantidad de estudios para definir específicamente el efecto de la porosidad sobre la velocidad sísmica (Wyllie et al, 1958; Warren, 1969).

El efecto de la temperatura en la velocidad sísmica de las rocas, es mucho más variable y se conoce peor. En general, la velocidad disminuye con el aumento de temperatura, probablemente debido a la expansión de las fracturas existentes y a la propagación de nuevas fracturas debido a esfuerzos térmicos. Se han hecho muy pocas medidas bajo condiciones controladas, pero se ha podido demostrar que los ciclos y gradientes térmicos son elementos productores de fracturas en rocas (Rychter y Simmons, 1974).

No son muy abundantes los datos válidos sobre la atenuación sísmica, principalmente debido a la dificultad inherente en realizar dichas medidas. Los valores dependen no solamente de los parámetros ambientales (presión, temperatura, etc) sino también en general en los parámetros de las medidas tales como la amplitud y frecuencia de la excitación. Gregory (1977); Tokşoz et al, (1979); Winkler (1979); Winkler y Nurr (1979, 1982) y Tittmann et al, (1979) presentan los datos más recientes y de mayor interés.

La velocidad sísmica de cuerpos fundidos es apreciablemente inferior que la de las rocas sólidas, y, naturalmente, las ondas S no

se propagan a través de los cuerpos fundidos. Estos factores han sido utilizados por el U.S. Geological Survey para detectar la presencia de magma, por debajo de los Geysers, en California.

#### V.6 Otras Propiedades

Otras propiedades indicativas de la presencia de un sistema geotérmico son por ejemplo, la sismicidad natural (ruido sísmico y emisiones sísmicas, microsismos), cambios en la propagación de las ondas sísmicas, y el flujo de fluido. Estas propiedades no están bien definidas y no juegan un papel importante en las campañas de exploración de los recursos geotérmicos. Los estudios de microsismicidad y ruido sísmico son poco frecuentes y aunque, como ya se ha comentado, las zonas geotérmicas suelen ser sísmicamente activas, la sismicidad se estudia como fenómeno asociado del que se pueden obtener datos sobre la evolución del sistema geotérmico. En el capítulo de técnicas se presenta una breve discusión en relación a estas técnicas geofísicas.

## VI. METODOS GEOFISICOS APLICADOS A LA EXPLORACION GEOTERMICA

### VI.1 Introducción

El papel de la geofísica en la exploración geotérmica, como en la exploración para petróleos o cuerpos mineralizados, es fundamentalmente ayudar a seleccionar partiendo de una región amplia, zonas más pequeñas con potencial para la presencia de dichos recursos. Las exploraciones geofísicas de detalle, dentro de estas zonas más pequeñas, pretenden definir objetivos óptimos para su testificación mediante sondeos, procedimiento más costoso pero necesario y más apropiado para evaluar el potencial del recurso. La aplicación de la mayoría de los métodos geofísicos ha evolucionado, con relativamente pocos cambios, con respecto a las industrias de la minería y el petróleo, pero también se utilizan algunos métodos nuevos, como los térmicos y sismicidad pasiva, y quizás se presta más énfasis a la utilización de otros métodos (magnetoteléurico; resistividad eléctrica; autopotencial).

Los métodos geofísicos se pueden clasificar en regionales y de detalle, pudiendo tener el papel de cartografía geológica del subsuelo o de detección directa (o indirecta) de recursos geotérmicos. Otras consideraciones básicas para la utilización de una determinada técnica son la configuración geológica y/o el tipo de recurso, así como la profundidad de enterramiento del yacimiento. Estas consideraciones son inherentes a nuestra discusión y crítica de los métodos que se realiza en esta sección.

### VI.2 Interpretación de los Datos Geofísicos

La interpretación de cualquier tipo de información geofísica consiste esencialmente en un proceso de dos fases. La primera fase consiste en la estimación de los parámetros de los modelos simplificados, por ejemplo el uso de los datos observados para componer una imagen de las variaciones en la vertical y en dirección de las propiedades físicas que se van a medir en el subsuelo. En esta fase, el geofísico utiliza varias ayudas en su interpretación tales como gráficos o análisis numéricos que le permiten construir un modelo sobre las

variaciones de dichas propiedades físicas. La segunda fase de la interpretación de los datos geofísicos es el proceso mismo de interpretación del modelo geofísico del subsuelo, desarrollado en la fase primera con relación a la geología e hidrogeología -variaciones del tipo de roca, localización de fallas, profundidad del agua, localización de aguas termales, etc-. En esta fase el geofísico y el geólogo, deben trabajar conjuntamente para asegurar de esta forma la obtención de un modelo del subsuelo lo más preciso posible.

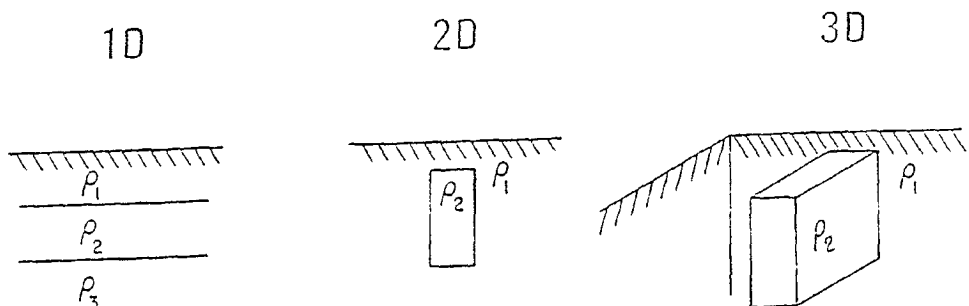
#### VI.2.1 Modelos Geofísicos

Para el éxito de este objetivo son fundamentales:

1. Un geofísico con experiencia en la interpretación de los diferentes tipos de datos geofísicos obtenidos, y
2. La disponibilidad de elementos auxiliares a la interpretación del método que está siendo usado. Elementos auxiliares a la interpretación son por ejemplo catálogos de varios modelos del subsuelo y programas de computador para el análisis particular del modelo que se desee ensayar.

La Tierra es demasiado compleja para que sus respuestas geofísicas se puedan evaluar con exactitud, pero un modelo simplificado si está suficientemente cercano a la realidad, puede ser de considerable ayuda en la interpretación de los datos geofísicos. En el proceso de discusión de los posibles tipos de estructura física del subsuelo, el geofísico habitualmente emplea los términos modelos uni-dimensional (1-D), bi-dimensional (2-D), tri-dimensional (3-D), o una combinación de alguno de ellos. Tal es el caso para el análisis de la gravimetría, magnetismo, sismicidad, flujo de calor, resistividad, etc. Los conceptos que se incluyen en los distintos modelos del subsuelo se presentan en la figura 16. Cuando la resistividad varía solamente con respecto a la profundidad  $Z$ , y es uniforme en la horizontal a una cierta profundidad, la Tierra se considera como "estratificada" o "uni-dimensional". Hablamos entonces de un modelo del terreno estratificado o 1-D para este tipo de estructura. Ejemplos de zonas en donde tales modelos pueden ser apropiados, son las cuencas sedimentarias donde el petróleo y los

yacimientos geotérmicos pueden estar presentes. En estas zonas, las unidades rocosas son a menudo horizontales, continuas y uniformes durante varios kilómetros, pero sin embargo el tipo de roca (y por tanto la resistividad) varía con la profundidad.



El parámetro " $\rho$ ", da los valores de las propiedades físicas de interés en exploración, tales como densidad, susceptibilidad magnética, velocidad sísmica o resistividad eléctrica.

FIGURA 16. MODELOS FISICOS DEL SUBSUELO

En el caso de una estructura bi-dimensional, las propiedades físicas varían en profundidad y también en una dirección en la horizontal, pero son uniformes en la otra dirección horizontal. Tales tipos de estructuras se ven algunas veces, por ejemplo, en la provincia geológica Basin & Range del oeste de Norteamérica, donde valles continuos elongados están separados por largas cadenas montañosas de dirección Norte-Sur. A efectos de la interpretación geofísica un modelo 2-D del subsuelo puede ser el adecuado, si se cumplen ciertos criterios. Por ejemplo, si la longitud del cuerpo es mayor de 8 a 10 veces su profundidad de enterramiento, el uso de un modelo 2-D para calcular la anomalía, es apropiado para la interpretación de estudios de resistividad desde la superficie. Todos los tipos de investigaciones geofísicas tienen relaciones similares.

En un modelo tri-dimensional, las propiedades físicas que se estudian, varían en profundidad y en ambas direcciones en la horizontal. Estos modelos son los más generales en términos de aplicabilidad para la exploración geotérmica y la definición de yacimientos, dado que los sistemas geotérmicos son generalmente tri-dimensionales.

Las ilustraciones de modelos geofísicos 1-D, 2-D y 3-D, son solamente para entender el concepto. En la práctica, un modelo 2-D ó 3-D generalmente se construye a partir de un número de bloques 2-D ó 3-D que asemejan el tamaño y la forma del modelo cuya respuesta está siendo calculada. Dado que la mayoría de las zonas geotérmicas son geológicamente complejas, el modelo 3-D es generalmente el que se aplica en mayor grado. Sin embargo, los modelos 3-D son más difíciles de implementar en un computador, y por tanto más difíciles de usar, de aquí que se intente solucionar el problema mediante la utilización, en la medida de lo posible, de modelos 2-D.

Los métodos de interpretación geofísica se pueden dividir en cuatro clases: 1) reglas de uso práctico, 2) encaje con curvas características, 3) modelo de extrapolación y 4) modelo por inversión. Los progresos en el desarrollo de las técnicas en cada uno de los tipos han dado lugar a una mejor interpretación, especialmente desde el desarrollo de los procesos de digitalización. Las reglas de uso práctico se puede usar para obtener una visión preliminar de la localización y profundidad de los cuerpos anómalos antes de pasar al empleo de técnicas más sofisticadas. Se dispone de gran cantidad de técnicas de encaje de curvas, generalmente para la interpretación de modelos o cuerpos específicos (Grant y West, 1965). Estas técnicas se utilizan cuando no se dispone de modelos numéricos o si hay que interpretar solamente unos cuantos perfiles o anomalías.

En situaciones más complejas, es recomendable la utilización de las técnicas de extrapolación por computador. En las técnicas por extrapolación se comienza por crear un modelo estimativo preliminar (por ejemplo, un modelo de la configuración del subsuelo con propiedades físicas anómalas, quizás mediante la aplicación de reglas de uso práctico). A continuación se calculan a partir de dicho modelo las anomalías que se pretende obtener. Los cálculos resultantes se comparan con las anomalías observadas, y de esta forma se modifica el modelo empezando el ciclo de nuevo. Este proceso iterativo se continua hasta que se obtiene un buen encaje entre los datos computados y los resultados observados. La información geológica disponible se utiliza como control para enmarcar el modelo de tal forma que los resultados, siempre que no sean ambiguos



(ver el capítulo que a continuación se presenta sobre indeterminaciones), sean geológicamente aceptables. Este método de interpretación se agiliza en gran manera mediante el uso de programas para la realización de gráficos por computador y la iteración. En el momento actual, se dispone de programas 2-D y 3-D para la mayor parte de las técnicas geofísicas comunes.

En el análisis por inversión, se emplean técnicas matemáticas sofisticadas para calcular un modelo directamente a partir de los datos. La inversión no da lugar sin embargo a un modelo único. La ventaja que ofrece esta técnica consiste en la interpretación rápida y relativamente barata de gran cantidad de datos mediante el empleo de un computador. La dificultad estriba en asegurar los encuadres apropiados del modelo y permitir que los datos geológicos que se suministran, sean los que den como resultado una respuesta geológicamente razonable. Las técnicas de inversión 2-D para datos magnéticos se han desarrollado bastante y han sido aplicadas con éxito por Hartman et al. (1971) y por O'Brien (1971-1972). Asimismo existen nuevas técnicas de inversión para datos magnetotélúricos (Larsen, J.C, 1981) y modelos de simulación diferencial para campos telúricos (Hermance, J.F, 1983). Este tipo de modelos está en la actualidad a la cabeza de la tecnología punta. Estas técnicas son tanto más fiables cuanto más sencillas sean las condiciones geológicas tales como para estudios de basamento para la exploración petrolífera. La interpretación en ambientes geológicos más complejos todavía descansa en gran parte sobre la experiencia, a pesar de los continuos avances en elementos auxiliares a la interpretación.

### VI.3 Indeterminaciones en la Investigación Geofísica

No hay una interpretación única para datos geofísicos sin apoyo de otra información. Generalmente, se pueden elaborar varios modelos del subsuelo para explicar con igual validez una cierta información geofísica. Esta afirmación se explica gráficamente en la figura 17 para el caso de una información gravimétrica. En dicha figura se muestra un perfil gravimétrico presumiblemente causado por la topografía de contacto entre rocas menos densas en superficie con rocas más densas en profundidad. Se puede demostrar que cada

uno de los perfiles del basamento, del 1 al 7, explican la anomalía observada con igual grado de validez. No hay nada en la información geofísica, cuando es tratada aisladamente, que permita seleccionar uno de los perfiles del basamento entre los demás. Naturalmente, si se dispone de otra información sobre el subsuelo, la elección del perfil de basamento se puede limitar, eliminando aquellos que no sean razonables geológicamente. De hecho, "la clave para reducir las indeterminaciones en la interpretación geofísica consiste en una interpretación integrada de todos los datos de la zona" -información geológica, información geoquímica, otra información geofísica, e información hidrogeológica-. Si se comprueba que una interpretación está de acuerdo con todos los datos disponibles de la mejor manera posible, entonces dicha interpretación se considera corrientemente como la idónea.

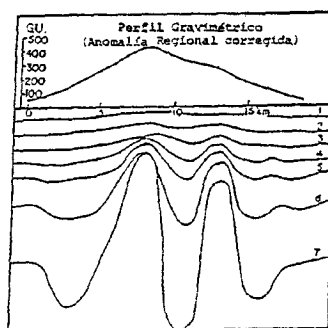


FIGURA 17. INDETERMINACIONES EN LA INTERPRETACION DE DATOS GRAVIMÉTRICOS.

Es importante hacer notar que las ambigüedades en la interpretación geofísica no provienen como resultado de problemas con las proyecciones o las técnicas de interpretación. Incluso si se dispone de una información geofísica perfecta, habrá ambigüedades a la hora de su interpretación. El problema no se eliminará ni siquiera ampliando la investigación con nuevas técnicas, dado que básicamente el problema proviene del hecho de que hay muchas más variables desconocidas en la forma en que varían las propiedades físicas en la tierra, de las que se pueden determinar a partir de unos datos geofísicos aislados, por ejemplo hay más incógnitas que relaciones entre ellas. Este es un problema inherente a la investigación que no se puede eliminar, de ahí que se tienda a la resolución de modelos matemáticos complejos en los que es menos probable esta indeterminación.

## VI.4 Ruidos en Exploración Geofísica

Todas las exploraciones geofísicas están expuestas a una gran variedad de fuentes de ruido, cada una de las cuales tiende a degradar la calidad de los datos y la de la interpretación resultante en un grado mayor o menor. Es importante para el geofísico conocer las distintas fuentes de ruidos existentes en una zona particular y para la técnica concreta que se esté usando, para poder así minimizar, en la medida de lo posible, dichas fuentes de ruido. Las fuentes de ruido pueden de una forma amplia clasificarse en: 1) ruido geológico, 2) ruidos instrumentales, 3) ruidos producidos por actividades humanas, 4) ruido ambiental, 5) ruido del campo natural y 6) ruido topográfico.

### VI.4.1 Ruido Geológico

Este término hace referencia a respuestas geofísicas provenientes de cuerpos o zonas que no son de interés y que sin embargo interfieren con la respuesta de nuestro objetivo. Por ejemplo, la existencia a poca profundidad de un estrato con una variación alta en resistividad introducirá una mayor variación en los valores de los datos, incluso para sondeos de resistividad profundos, que si el estrato de resistividad variable no estuviera presente. Un segundo ejemplo puede ser una zona de baja resistividad en profundidad debida a la presencia de pizarras y que enmascara una respuesta de baja resistividad proveniente de un sistema geotérmico cercano.

### VI.4.2 Ruidos Propios al Método de Exploración

No hay ninguna medida que sea totalmente precisa -todas tienen cierto nivel de precisión establecido por el mismo sistema de medida-. Por ejemplo, aunque los gravímetros modernos pueden detectar fácilmente variaciones del orden de 0,001 mgals, los resultados de las investigaciones raramente alcanzan dicha precisión, dado que las variaciones en el manejo del instrumento, por ejemplo prisas en la lectura, impiden establecer bases adecuadas para poder tener en cuenta y con propiedad las variaciones de deriva y mareas, falta de precisión en la determinación de las

cotas, y otras causas. El geofísico debe considerar separadamente cada uno de los componentes del sistema de medida para intentar minimizar este tipo de ruido.

#### VI.4.3 Ruidos Producidos por Actividades Humanas

Este término se refiere a las imprecisiones de los estudios debidas a la interferencia originada por actividades humanas. Por ejemplo, no sería razonable realizar una investigación de resistividad en la mitad de una ciudad, dado que los ruidos eléctricos introducidos en el terreno por objetos tales como líneas de alumbrado o fuerza, líneas telefónicas, vallas, tuberías de distribución de agua, etc, redistribuyen el flujo de corriente en el terreno y dan lugar a lecturas de resistividad falsas. Un segundo ejemplo podría ser el ruido sísmico generado por una carretera o una ciudad, el cual puede impedir el uso de técnicas sísmicas, activas o pasivas, en las inmediaciones de una ciudad. Sin embargo, a veces la existencia de una fuente de campo electromagnético que genera una ciudad, cuya distancia de la zona de estudio supere en varios órdenes de magnitud la longitud de onda del campo, puede servir como fuente de señal, resultando válida la aproximación de campo lejano (Caso Vallés).

#### VI.4.4 Ruido Ambiental

Este término hace referencia a los efectos del viento o de la resaca del oleaje sobre geófonos o bobinas de MT para determinados rangos de frecuencia. La lluvia por ejemplo puede dar lugar a ruido en las investigaciones de auto-potencial.

#### VI.4.5 Ruido del Campo Natural

Los resultados de las investigaciones se puede también ver afectados por las variaciones en los campos naturales de la Tierra. Por ejemplo, las investigaciones magnéticas son muy difíciles o imposibles de realizar durante una tormenta magnética, y deberían interrumpirse. También, los campos electromagnéticos naturales que se usan como fuentes de señal en las prospecciones de MT y AMT son sin embargo fuentes de ruido para las investigaciones de resistividad y PS.

#### VI.4.6 Ruido Topográfico

La topografía puede también ser origen de efectos negativos en los resultados de las investigaciones. En algunos casos, las correcciones topográficas son relativamente fáciles de hacer (por ejemplo, investigaciones de gravimetría), mientras que en otros casos la corrección puede ser muy difícil o imposible (investigaciones de MT). Se debe por lo menos estar alertado contra los efectos adversos de la topografía y por tanto diseñar la exploración de forma que se minimicen dichos efectos en la medida de lo posible.

#### VI.5 Métodos Térmicos

Hay una variedad de métodos térmicos que responden directamente a la temperatura de la roca o el fluido, los cuales son la indicación más directa de la existencia de un recurso geotérmico. Entre estos métodos los hay que miden el flujo de calor, gradiente térmico, investigaciones de las temperatura superficiales, nieve fundida, y teledetección térmica de infrarrojos. Estos métodos se discuten a continuación en esta sección.

##### VI.5.1 Gradiente Térmico y Flujo de Calor

Las investigaciones del gradiente térmico y del flujo de calor proporcionan datos básicos sobre las temperaturas del subsuelo. Sass et al. (1981) y Wilson y Chapman (1980), discuten en detalle esta tecnología. Los sondeos deben ser lo suficientemente profundos para penetrar el acuífero próximo a la superficie que está recargado por agua meteórica y agua fría de drenaje. En las áreas de precipitación elevada, esta zona puede tener una potencia superior a los 700 m. En algunas cuencas sedimentarias y en zonas de roca cristalina, profundidades de 30 a 100 m son generalmente suficientes. La mayoría de los programas de exploraciones geotérmicas sistemáticas del mundo utilizan varios sondeos superficiales y unos cuantos profundos para determinar el gradiente térmico.

El flujo de calor (vertical) viene dado por la expresión:

$$q = k(z) \frac{dT}{dz} \text{ (miliwatios/m}^2 \text{ ó cal/cm}^2\text{-seg),}$$

donde:  $k$  = conductividad térmica (W/m°C) ó (m cal/cm-seg-°C)  
 $T$  = temperatura (°C), y  
 $z$  = profundidad en metros

El gradiente térmico viene naturalmente dado por  $dT/dz$ , y en la práctica se obtiene midiendo la temperatura a lo largo de un sondeo y estableciendo promedios según la expresión:

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = \frac{T_{z_2} - T_{z_1}}{z_2 - z_1}$$

para varios intervalos de profundidad. Un valor típico para el gradiente geotérmico es de 30°C/Km, ó 0.03°C/m. Los instrumentos para medir el gradiente geotérmico corrientemente consisten en un termómetro capaz de medir diferencias de temperatura de aproximadamente 0.01°C con varios cientos a varios miles de metros de cable. Existen unidades portátiles para medidas en sondeos poco profundos mientras que los aparatos más sofisticados para medir a profundidades importantes van, generalmente, montados sobre camión. El registro de temperatura de un sondeo es en general rápido de realizar y relativamente barato.

La conductividad térmica,  $K$ , se debe medir en el laboratorio sobre muestras de roca, dado que no hay sondas adecuadas para realizar dicha medición directamente en sondeos. Se puede demostrar que siendo:

$$K = kpc,$$

donde:  $k$  = difusividad térmica  
 $p$  = densidad  
 $c$  = calor específico.

Aunque se han construido sondas para medir la difusividad térmica,  $K$ , en sondeos, hay una variación importante tanto en la densidad como en el calor específico en función de la composición de la roca, y por tanto se necesitan en cualquier caso, medidas

realizadas en el laboratorio para contrastar dichos valores. Esta necesidad de muestras de rocas del subsuelo se hace presente en la aplicación de técnicas geológicas, geoquímicas, geofísicas, y de ingeniería.

Este tipo de información tiene obviamente dos usos. Primero, la medida de la temperatura puede proporcionar una indicación directa de una anomalía calorífica y de la existencia, por tanto, de un recurso geotérmico. Segundo, si el flujo de calor es anómalo, hay una indicación de la posibilidad de existencia de actividad geotérmica.

#### VI.5.2 Extrapolación de Perfiles de Temperatura

Hay una tendencia hacia la extrapolación lineal del perfil de temperatura obtenido en un sondeo más allá de la profundidad alcanzada por dicho sondeo. Esta práctica es obviamente peligrosa. En primer lugar, el flujo de calor es la cantidad de calor que permanece constante en profundidad, suponiendo que no hay fuentes o depresiones de calor en las rocas, lo cual es normalmente equivalente a suponer que el flujo del agua subterránea no distorsiona el modelo del flujo calorífico. Por tanto, el gradiente térmico variará inversamente con la conductividad térmica. Si por debajo de la profundidad alcanzada por un sondeo se puede determinar los valores de la conductividad térmica para todos los tipos de roca, entonces se puede realizar una extrapolación razonable de la temperatura en profundidad. Naturalmente dicha extrapolación puede no ser todavía fiable.

Los perfiles de temperatura/profundidad que indican un máximo de temperatura y a continuación un negativo o gradiente inverso con temperaturas inferiores, son muy frecuentes en las zonas geotérmicas, especialmente en los bordes de los yacimientos donde las aguas termales pueden lateralmente desplazarse largas distancias, a ciertas profundidades. Se debe hacer constar, también, que curvas de temperaturas por encima del punto de ebullición con respecto a la profundidad, no se observan frecuentemente, y este efecto da lugar a que el gradiente de temperatura disminuya con la profundidad en zonas con recursos de alta temperatura.

### VI.5.3 Datos de Reconocimiento Superficiales

Además de datos básicos, geológicos y geoquímicos, los valores del flujo de calor regional pueden proporcionar una indicación sobre el potencial y grado del recurso geotérmico. Durante la elaboración de un programa inicial de exploración o de evaluación regional, se utilizan los datos base sobre el gradiente o flujo térmico existentes que hayan sido recopilados por agencias del gobierno o entidades académicas a lo largo de los años. Es a menudo rentable suplementar esta recopilación con un programa sobre el gradiente térmico a escala regional el cual incluye medidas de temperatura en todos los pozos existentes a los cuales se pueda tener acceso. Varias publicaciones y textos describen los detalles de los métodos y los resultados de los estudios regionales o detallados sobre el flujo calorífico (Lachenbruch, 1978; Sass et al. 1971; Chapman y Pollack, 1977; Sass et al. 1981; Ryback y Muffler, 1981).

La fotografía de nieve fundida y las imágenes térmicas de infrarrojo son otros dos métodos sensibles para detectar cambios de temperatura, los cuales, aunque no son generalmente considerados como geofísicos, han sido usados en la exploración geotérmica a nivel de reconocimiento. La fotografía de nieve fundida se ha empleado en el Coso Hot Springs, California y en el Parque Nacional Yellowstone, para indicar áreas de temperatura ligeramente elevada a bajo costo de exploración. En dichas áreas se tomaron fotos aéreas en color, horas e incluso días, después de nevadas ligeras o moderadas. Dado que la nieve se fundía más deprisa sobre estas áreas que sobre otras no térmicas, las áreas con anomalías térmicas eran fácilmente reconocibles en dichas fotos. Para que la fotografía de nieve fundida se pueda usar con éxito es preciso disponer de una extremada flexibilidad en la organización de la investigación y de un clima templado. Las fotos se deben tomar en un tiempo muy preciso después de la nevada.

Las investigaciones de infrarrojos térmicos han sido empleadas para cartografiar la existencia de terrenos cálidos y fuentes calientes en tierra (Kenia), de fuentes termales a lo largo de la línea de costa de las islas volcánicas (Hawai), en España se ha realizado una termografía de la fosa de Olot (Diez et al. 1982) y una serie de vue-



los IRT sobre zonas geotérmicas de origen volcánico (I. Canarias) (Espejo et al. 1984). Con este método se pueden cartografiar áreas bastante extensas a precios razonables, pero la movilización para este tipo de técnica puede ser un apartado costoso.

Este método es de poca aplicación excepto en áreas donde el acceso es difícil o la cobertura es muy espesa. No se usa generalmente excepto de forma experimental en la mayoría de los programas de exploración, dado que no tiene la sensibilidad que sería necesaria para localizar elementos térmicos de superficie, excepto los más obvios. La temperatura de la superficie viene afectada en mayor grado por variables tales como la exposición al sol, los ángulos y direcciones de los taludes, la naturaleza de las rocas y suelos de superficie, la cantidad y naturaleza de vegetación y la hidrología, que lo es por el flujo calorífico del subsuelo. La metodología que se están desarrollando en España desde la realización del primer vuelo en 1978, ha tenido en cuenta todas estas consideraciones, consiguiendo eliminar en algunos casos y minimizar en el resto estas perturbaciones. La obtención y tratamiento de datos específicos para cada problema estudiado avala su fiabilidad y resolución.

#### VI.5.4 Exploración de Detalle

Las limitaciones en el uso de los métodos térmicos vienen generalmente impuestas por los programas de perforación. El principal factor es el costo de la perforación, pero restricciones ambientales, control del terreno, permisos, y el tiempo de ejecución son también consideraciones importantes. Uno de los métodos de menor costo para determinar las temperaturas próximas a la superficie es la exploración de la temperatura superficial. Con una perforadora a mano o una pequeña perforadora helicoidal montada sobre camión, se pueden realizar un gran número de sondeos, con profundidades que oscilan de 1 a 2 m (LeShack, 1977; Olmsted, 1977). En estos sondeos se introduce un tubo de PVC, el sondeo se rellena y se realizan medidas de temperatura una vez que la temperatura del sondeo se ha estabilizado. La ventaja de este método es que se pueden perforar un gran número de sondeos para cubrir una zona relativamente grande a un coste bajo o moderado.

El uso de investigaciones de temperaturas superficiales se ha visto limitado por la incertidumbre al relacionar estas temperaturas con la distribución de la temperatura en profundidad. Las principales incógnitas y/o factores mal definidos son la hidrología de la superficie, las propiedades térmicas del suelo, las correcciones de inclinación y topográficas, y las variaciones a corto plazo de la temperatura del aire. En las localidades Long Valley y Coso Hot Springs en California y Soda Lakes en Nevada, sin embargo, las medidas de temperaturas superficiales (Olmstead, 1977; LeShack y Lewis, 1983) parecen delimitar una zona anómala de flujo calorífico de una manera muy económica. En ausencia de manifestaciones termales superficiales importantes y sin un flujo obvio de agua fría cercano a la superficie, una investigación de temperatura superficial puede representar la mejor base sobre la que planificar un programa de gradiente térmico superficial (de 30 a 200 m). En los EE.UU. la industria no parece muy inclinada a aceptar este tipo de técnica (Ward y otros, 1981). En España, sin embargo, se sigue recurriendo a esta técnica, quizá debido a su bajo precio con relación a la prospección.

#### VI.5.5 Limitaciones y Costo

Aunque los métodos térmicos son los únicos métodos directos para detectar recursos geotérmicos, estos métodos tienen algunas limitaciones. Entre dichas limitaciones se pueden citar:

VI.5.5.1 Coste por Punto de Exploración. Dado que la perforación es cara, la aplicación de cualquiera de los métodos térmicos que requiera la existencia de sondeos se hace cara. No es posible dar costes específicos del gradiente geotérmico o flujo de calor debido a la gran variabilidad en el coste de perforación. En los EE.UU. los sondeos de gradiente de temperatura de 4 a 8 pulgadas de diámetro se realizan a menudo por sistemas de rotación hasta profundidades de 100 a 300 m a unos costos que oscilan entre los 30 y los 80 dólares por m. El registro de temperatura se puede realizar en dichos sondeos superficiales usando un sistema autoportable cuya sensibilidad es de 0.01°C y su coste es del orden de los 5.000 dólares. Si se necesitan sondeos más profundos para determinar el

gradiente térmico por debajo de las zonas de actividad de circulación del agua subterránea, los costes puede aumentar rápidamente.

VI.5.5.2 Problemas Hidrogeológicos. Quizás el mayor problema que surge a la hora de aplicar los métodos térmicos se deriva del movimiento lateral del agua subterránea en acuíferos superficiales. En algunas zonas, acuíferos superficiales a profundidades de decenas a centenares de metros pueden transportar grandes cantidades de agua meteórica, la cual enmascara cualquier anomalía térmica proveniente de zonas más profundas y oblitera completamente el flujo de calor o el modelo de gradiente térmico sobre el recurso. Es imperativo entender la hidrogeología de la zona en exploración para poder usar de una forma razonable los métodos térmicos.

VI.5.5.3 Falta de Equilibrio Térmico. Los procesos de perforación perturban el equilibrio térmico en las inmediaciones del sondeo. Se debe esperar un periodo de días a meses para que el sondeo pueda recuperar su equilibrio térmico. Consideraciones a este respecto han sido discutidas por Lachenbruch (1978) y por Jaeger (1965) entre otros.

## VI.6 Métodos Eléctricos

La mayoría de los métodos geofísicos eléctricos se basan en la medida de la conductividad eléctrica del terreno (o su inversa, la resistividad). Las medidas realizadas desde la superficie se pueden interpretar en términos de variaciones en la vertical o en la horizontal de la resistividad del subsuelo, y bajo condiciones apropiadas los recursos geotérmicos y/o las estructuras a las cuales se encuentran asociadas, pueden ser detectados.

Las aguas térmicas se hacen muy conductivas cuando aumenta de forma significativa la salinidad (sólidos disueltos) así como con el incremento de temperatura hasta los 300°C, por encima de dicha temperatura la conductividad disminuye. Además, la interacción durante largo tiempo entre los fluidos termales y las rocas del sistema da lugar a extensas alteraciones rocosas (Moskowitz y Norton, 1977). La alteración produce reajustes minerales los cuales son conductivos tales como arcillas y puede también dar lugar a un

aumento de la porosidad. Este ambiente de baja resistividad en los fluidos de los poros y conductividad mineral es a menudo un buen objetivo para las técnicas de exploración eléctrica.

Todos los métodos geofísicos eléctricos incluyen la medida de impedancia, con la subsiguiente interpretación en término de las propiedades eléctricas del subsuelo y, por tanto, de su geología. Básicamente una impedancia es la relación entre la respuesta (Output) a la excitación (Input). En los métodos de resistividad, la excitación es una corriente introducida en el terreno entre dos electrodos, mientras que la respuesta es un voltaje medido entre otros dos electrodos. En electromagnetismo (EM) la excitación puede ser una corriente que pasa a través de una bobina y la respuesta es el voltaje inducido en otra bobina.

En las medidas de impedancia de dominio de frecuencia, la corriente de excitación (Input) es una onda sinusoidal con una frecuencia determinada. La respuesta (Output) también es una onda sinusoidal cuya amplitud (A) y fase ( $\phi$ ) dependen de las propiedades eléctricas de la tierra. La frecuencia (f) de la onda sinusoidal es el inverso del período (T). A menudo es conveniente descomponer la onda de respuesta en dos componentes: la real (en fase) y la imaginaria (en cuadratura). La preponderancia de una componente sobre la otra depende de las condiciones físicas del subsuelo.

La impedancia se puede también medir en el dominio de tiempo, en cuyo caso la corriente se introduce en el terreno de forma intermitente. La respuesta es el voltaje medido a intervalos de tiempo cuando el transmisor de corriente está apagado. Observar que el Input es periódico, porque las mediciones se deben hacer para cada uno de los distintos periodos y entonces añadirlas, o almacenarlas, para poder así eliminar el ruido. Las medidas realizadas con dominio de tiempo y de frecuencia están directamente relacionadas a través de la transformada de Fourier, y en este sentido, son equivalentes. Sin embargo, en la práctica, cada sistema tiene sus ventajas y sus inconvenientes.

Hay tres modelos básicos de ejecución para cualquier método eléctrico: 1) sondeos, 2) perfiles, 3) perfiles de sondeos. En la técnica de sondeos la separación entre el transmisor y el receptor se cambia, o se cambia la frecuencia, y los resultados se interpretan como un modelo de terreno estratificado, por ejemplo se pueden determinar las profundidades y resistividades de distintas capas. Si geológicamente el terreno es verdaderamente estratificado, este método se puede aplicar, pero dado que el terreno puede no estar necesariamente estratificado, en las zonas geotérmicas el procedimiento de sondeos eléctricos verticales se debe usar con precaución. Cuando se cruza un contacto entre dos rocas con distintas resistividades, como los electrodos están separados, los datos vienen afectados por estos cambios de resistividades y por tanto no hay en general una interpretación fiable. Es decir, los sondeos eléctricos verticales no discriminan inhomogeneidades laterales. En el método de perfiles el transmisor, el receptor, o ambos, se mueven a lo largo del terreno para detectar anomalías laterales. Sin embargo, en el procedimiento de perfiles no se genera información sobre la profundidad de los cuerpos anómalos, y la variación de los espesores de las capas se puede interpretar incorrectamente como bordes laterales.

El método más útil es la combinación de ambos sondeos y perfiles, el cual delinea las estructuras con variaciones tanto en la vertical como en la horizontal. Como ejemplos de lo anteriormente expuesto, la configuración Schlumberger se usa a menudo para los sondeos eléctricos verticales (SEV). Este método se debe emplear solamente en aquellas áreas en las que se conoce que la estructura resistiva está estratificada. Una configuración mejor para uso general es la dipolo-dipolo, dado que en su metodología habitual de desarrollo en el campo, se obtienen ambos sondeos y perfiles y por tanto las variaciones en las dos dimensiones de la resistividad pueden ser observadas, de tal manera que se pueda obtener fácilmente una interpretación.

Los métodos eléctricos se han vuelto a utilizar más en los últimos años gracias a los avances tanto de la instrumentación como de la interpretación. Los instrumentos actuales de campo se basan en microcomputadores. El procesamiento digital de las señales incre-

menta en gran manera la precisión y ha hecho posible la realización de nuevos tipos de medidas. Además, el análisis de los datos en el campo da lugar a que los resultados sean fiables y a que las campañas de prospección sean más rentables económicamente.

Hohmann y Ward (1981) han realizado recientemente una revisión sobre la aplicación de los métodos eléctricos en la prospección minera; muchos de los puntos discutidos en dicho artículo son también aplicables a la exploración geotérmica. Hay un gran número de métodos eléctricos los cuales agruparemos para su discusión en tres grandes grupos: técnicas galvánicas, técnicas electromagnéticas, y otras técnicas.

#### VI.6.1 Resistividad Eléctrica Galvánica

Los métodos galvánicos usan electrodos para introducir corrientes eléctricas directamente dentro del terreno y medir el voltaje resultante. Los datos de resistividad eléctrica se obtienen de forma rutinaria en la exploración geotérmica a la escala de un estudio de detalle en un emplazamiento específico, y con menos frecuencia en las exploraciones regionales o de reconocimiento.

Los métodos de resistividad y polarización inducida (discutidos más adelante) se basan en la respuesta de los materiales al flujo de la corriente a bajas frecuencias. Estrictamente hablando el método de resistividad se basa en la teoría potencial la cual requiere una corriente continua, por ejemplo frecuencia cero, pero el ruido y los problemas de medida han llevado rápidamente hacia el uso de corrientes alternas a baja frecuencia. El método de polarización inducida, por otra parte, requiere el uso de corriente alterna, dado que se basa en los cambios en la resistividad como función de la frecuencia. Cuando la frecuencia aumenta hasta ciertos valores críticos, ( $f_c$ ) determinada por la resistividad ( $\rho$ ) de los materiales y el tamaño de la escala  $L$  de la medida el acoplamiento electromagnético entre los circuitos del transmisor y del receptor va en contra de la teoría potencial, de tal manera que se precisa la teoría electromagnética.

Para bajas frecuencias dónde es aplicable la teoría del potencial el voltaje (V) producido por una fuente puntual de corriente (I) en un semi-espacio homogéneo de resistividad viene definido por:

$$V = \frac{\rho I}{2 \pi r}$$

dónde r es la distancia medida a partir del punto de fuente de corriente. Para un determinado voltaje y una corriente medida, esta ecuación se puede resolver para determinar la resistividad. En la práctica, la corriente se introduce a través de un par de electrodos, y la diferencia de potencial ( $\Delta V$ ) se mide en otro par de electrodos. Para un terreno homogéneo la resistividad viene dada por:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I}$$

donde K es el factor geométrico, el cual depende de la configuración de los electrodos. Cuando el terreno no es homogéneo, el voltaje y los datos de corriente aún se resuelven utilizando la ecuación anterior, pero la resistividad es llamada aparente  $\rho_a$ .

Cuando hay presentes materiales polarizables, el voltaje tendrá una componente en cuadratura con la corriente del transmisor. La resistividad aparente es entonces bastante complicada y puede representarse por su componente real o en fase, y su imaginaria o cuadratura, o por su ángulo de fase y su magnitud.

Los sondeos Schlumberger (sondeos eléctricos verticales-SEV) se utilizan a menudo de forma dispersa dentro de una región amplia, y de los datos obtenidos se contornea la profundidad de un horizonte conductor determinado. Aunque el método es eficiente para la obtención de datos regionales, su interpretación frecuentemente presupone la existencia de un modelo de terreno estratificado, lo cual puede o no ser verdad. Esta suposición de un terreno uni-dimensional puede ser evaluada, particularmente cuando los electrodos de corriente y potencial se amplían a lo largo de las estructuras u otros contrastes de resistividad laterales en ambientes geológicos complejos. Los resultados son generalmente válidos

para la exploración en cuencas sedimentarias pero pueden ser erróneos o dar lugar a confusiones cuando se usan para la evaluación regional en terrenos geológicos complejos y con modelos no estratificados. En la Figura 18 se compara la geometría básica de la configuración Schlumberger con otras configuraciones típicas.

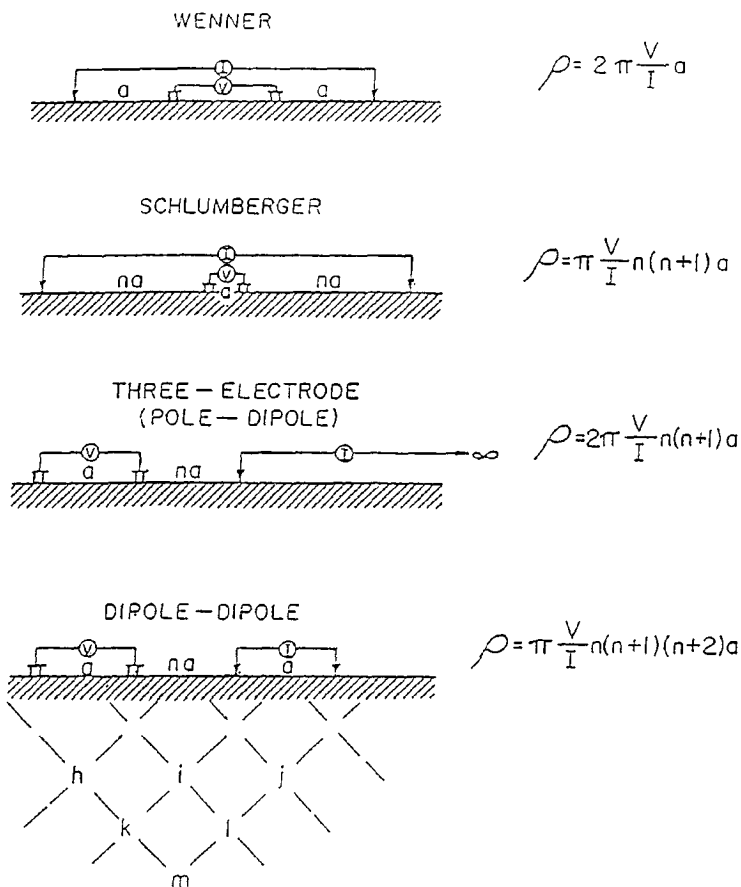


FIGURA 18. GEOMETRIA DE LAS CONFIGURACIONES ELECTRICAS COMUNES

Otra técnica de resistividad para reconocimiento usa la configuración bipolo-dipolo, la cual permite mayor flexibilidad en el despliegue de los dipolos de transmisión (y por tanto los electrodos) y en la selección de los emplazamientos para los receptores. El método bipolo-dipolo permite una cartografía rápida a expensas del poder resolutivo. Se ha empleado ampliamente en exploración geotérmica (Keller et al. 1975; Stanley et al. 1976) aunque los mapas de



resistividad aparente son complicado y difíciles de interpretar. Keller et al. (1977), usaron este método con éxito en la exploración de reconocimiento de los recursos East Riff Zone del volcán Kilauea en la Isla de Hawaii.

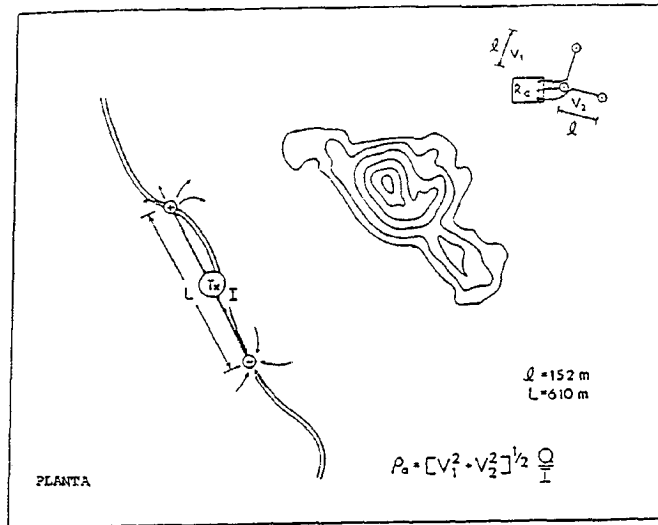


FIGURA 19A. CONFIGURACION ELECTRODICA BIPOLO-DIPOLO, PARA ESTUDIOS DE RECONOCIMIENTO.

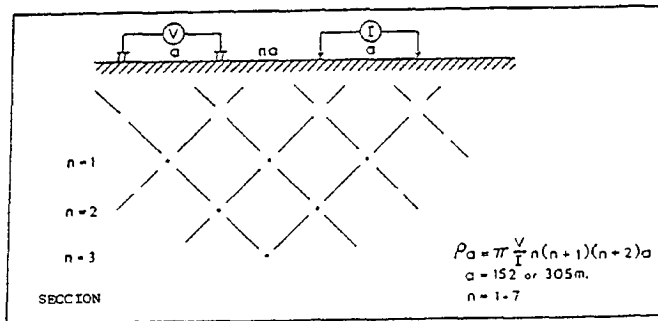


FIGURA 19B. CONFIGURACION ELECTRODICA DIPOLO-DIPOLO, PARA ESTUDIOS DE DETALLE.

En la Figura 19A se muestra la configuración bipolo-dipolo y los parámetros que se utilizan en las campañas de investigación realizadas por el UURI. Un dipolo transmisor de 610 m de longitud se utiliza corrientemente para proporcionar una penetración adecuada de la corriente hasta profundidades que oscilan de 600 a 1200 m con receptores localizados de 600 a 3000 m de distancia de este dipolo. Los voltajes resultantes se miden con dos dipolos ortogona-

les a 152 m. La resistividad aparente del campo total se formula a partir de la expresión:

$$\rho_a = \{(V_1^2 + V_2^2)\}^{\frac{1}{2}} \cdot \frac{Q}{I}$$

donde  $V_1$  y  $V_2$  son los voltajes observados,  $I$  es la corriente transmitida, y  $Q$  es el factor geométrico, para las longitudes estándar del dipolo y las distintas posiciones del transmisor-receptor (Hohmann y Jiradek, 1979; Frangos y Ward, 1980). Para los estudios de reconocimiento a escala regional, la corriente se introduce a través de un dipolo transmisor más largo (de 1 a 2 Km) y las caídas de potencial se miden en dos dipolos receptores ortogonales cortos (0,2 a 0,5 Km los cuales están separados de 2 a 10 Km de distancia). Con los valores de resistividad obtenidos se realiza un mapa de contornos el cual representa las variaciones de resistividad a gran escala y a una profundidad importante (de 1 a 5 Km). Aunque esta generalización es a menudo válida, los valores de resistividad obtenidos dependen en gran manera de la distribución local de las resistividades en las proximidades de los dipolos emisores (Frangos y Ward, 1980). Esta información puede ser difícil de interpretar con precisión y es, en general, más apropiada para interpretaciones a escala regional.

#### VI.6.2 Configuración Dipolo-Dipolo

La configuración dipolo-dipolo, se ha convertido en la más usada para la exploración geotérmica de detalle. Se ha empleado con gran profusión en los EE.UU., Kenia, Etiopía, Filipinas, España y muchos otros países; muy frecuentemente se realiza a continuación de los estudios del campo total de Schlumberger para obtener información de más detalle. La geometría y el esquema de desarrollo de esta configuración se muestran en la Figura 19B. Todos los electrodos se sitúan en línea a una distancia de separación uniforme. La configuración dipolo-dipolo, se usa ampliamente en la exploración de petróleo, minera, y geotérmica porque es un procedimiento eficaz para obtener gran número de puntos de información los cuales están influenciados por la distribución de la resistividad y características de las capas, tanto en dirección como en profun-

didad. Se pueden usar programas numéricos de cálculo en la preparación de modelos o para los estudios iterativos a fin de determinar la distribución de las resistividades y los valores de resistividad intrínseca. Otra gran variedad de modelos de resistividad pueden ser utilizados, pero no parece que ofrezcan ninguna ventaja sobre la aplicación de las distribuciones de Schlumberger, bipolo-dipolo o dipolo-dipolo para su empleo en los objetivos aquí descritos.

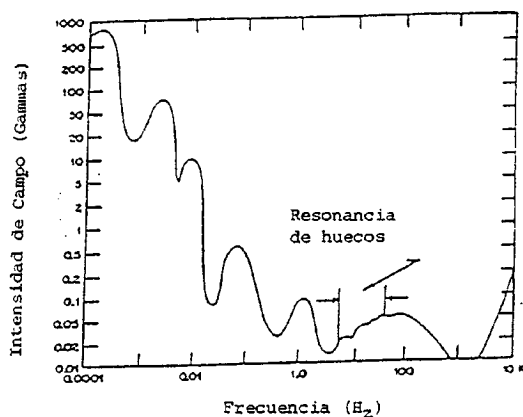
#### VI.6.3 Polarización Inducida

La polarización eléctrica inducida (PI) es muy usada en exploración minera debido a los grandes efectos de polarización de los sulfuros metálicos. El origen de este fenómeno proviene fundamentalmente del gradiente de la concentración química creada por el flujo de corriente en la tierra. Las anomalías PI pueden provenir de la distribución de arcilla y piritita presente como productos de alteración en las zonas geotérmicas. Las medidas se pueden hacer con una distribución dipolo-dipolo o bipolo-dipolo con un costo adicional pequeño de las medidas de resistividad. Ward y Sill (1984) han revisado recientemente las principales técnicas y los procedimientos de medida para este método cuando se aplica a la exploración geotérmica. En la práctica, solamente unas pocas medidas de polarización inducida se han realizado en áreas geotérmicas, y de éstas las que se han examinado indican una amplitud baja de anomalía sin una relación definida con el sistema geotérmico.

#### VI.6.4 Magnetotelúrico y Audio-Magnetotelúrico

El método magnetotelúrico (MT) se usa de forma rutinaria tanto en las fases de reconocimiento como en los estudios detallados de exploración geotérmica. A través de medidas precisas de los componentes del campo magnético y eléctrico en relación a la frecuencia hechas en la superficie de la tierra, se puede obtener información relacionada con la distribución de impedancia (por ejemplo, resistividad eléctrica) a profundidades mayores de 100 Km dentro de la corteza terrestre, aunque raramente se consiguen interpretaciones fiables a estas profundidades en investigaciones rutinarias.

El método MT/AMT utiliza los campos magnéticos y eléctricos naturales de la Tierra para inferir la resistividad eléctrica del subsuelo. La Figura 20 representa el espectro de amplitud del campo magnético natural generalizado, tomado a partir de Campbell (1967). Hay naturalmente un espectro del campo eléctrico correspondiente, relacionado a través de las ecuaciones de Maxwell.



Por encima de 1Hz se debe fundamentalmente a la actividad eléctrica atmosférica, mientras que por debajo de 1 Hz es debido a la compleja interacción del viento solar con el campo magnético de la Tierra e Ionosfera.

FIGURA 20. ESPECTRO DEL CAMPO ELECTROMAGNETICO

En general los campos por encima de un hertzio deben su origen a tormentas eléctricas, cuyos principales centros están en Suramérica, Africa y el suroeste del Pacífico. Dado que la ionosfera (que se extiende desde los 60 hasta los 300 Km por encima de la superficie de la tierra) es un conductor eléctrico (plasma) la energía descargada por los rayos, se propaga en forma de onda a través del espacio entre la tierra y la ionosfera. Las resonancias mostradas en la Figura 20 se deben al proceso de interferencia.

Los campos por debajo de un hertzio, llamados micropulsaciones, son frecuentemente debidos a la interacción compleja de las partículas, cargadas por el sol, con los campos magnéticos de la Tierra e ionosfera. Como muestra la Figura 20, la amplitud del campo electromagnético (EM) incrementa cuando disminuye la frecuencia por debajo de 0,1 Hz. Referencias importantes en los campos elec-

tromagnéticos naturales, vienen dadas por: Jacobs (1970), Matsushita y Campbell (1967) y Bleil (1964).

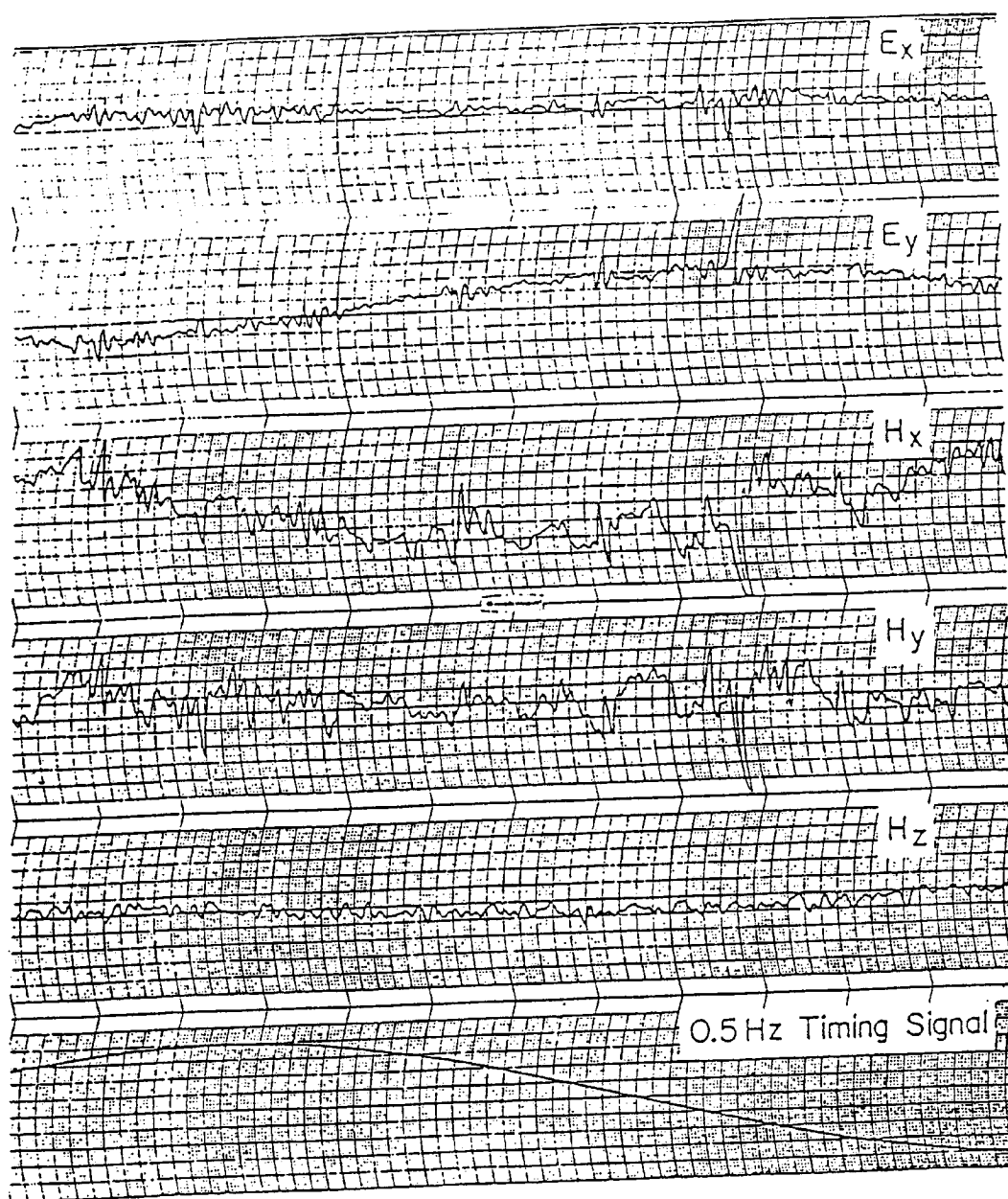
Estos campos electromagnéticos naturales representan ruidos para los métodos de fuente controlada (CSEM) de EM, pero sin embargo son los campos fuentes para los métodos MT/AMT. Dado que para penetraciones profundas se necesitan bajas frecuencias, es fácil demostrar a partir de la Figura 20, por qué el método MT se ha usado tan ampliamente para estudios de la corteza y exploraciones profundas: los campos fuente incrementan a baja frecuencia para MT, mientras que los ruidos a baja frecuencia incrementan para los métodos CSEM.

En la Figura 21 se muestran las señales típicas de MT/AMT según se obtienen en los registros de campo. Esta información se registra simultáneamente en cinta magnética y en forma digital.

En los métodos magnetotelúricos, la resistividad aparente,  $\rho_a$  se calcula a partir de las magnitudes del campo magnético y eléctrico para una cierta frecuencia de acuerdo con la relación,

$$\rho_a = \frac{1}{2\pi f \mu_0} \left( \frac{E_x}{H_y} \right)^2$$

donde  $E_x$  es la componente horizontal del campo eléctrico,  $H_y$  es la componente del campo magnético perpendicular, y  $\mu_0$  es la permeabilidad magnética (henrio/metro) del espacio libre. El estado actual de conocimiento generalmente requiere medidas del tensor completo, magnetómetros superconductivos, magnetómetros de referencia remota y registro en cinta magnética continua para todos los parámetros y registros de datos de campo. Una gama típica de frecuencias para las investigaciones de exploración puede ser de 0,0005 a 200 Hz, lo cual corresponde a profundidades de 0,2 a 20 Km. Vozoff (1972), Wannamaker et al. (1980) y Aiken et al. (1981) presentan una descripción muy buena así como ejemplos de los métodos de investigación MT. La publicación de Vozoff es especialmente de interés y solo válida para las cuencas sedimentarias. Su aplicación en el campo de la volcanología está dando excelentes resultados como muestra la bibliografía existente (Thayer et al. 1981; Nunziata y Rapolla, 1981; Van Ngoc et al. 1981).



Se muestran dos componentes horizontales del campo eléctrico ( $E_x$ ,  $E_y$ ) y tres componentes del campo magnético ( $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ) junto con la curva de la señal de 0,5 Hz.  $E_z$  siempre se considera como cero, dado que en la superficie, interfase Tierra-Aire, prácticamente no hay paso de corriente.

FIGURA 21. REGISTROS TÍPICOS DE SEÑALES MT-AMT (VOZOFF, 1972)

El método MT se ha empleado en la mayoría de los programas de exploración de recursos de alta temperatura (del oeste de los EE.UU.). Esto es atribuible a su amplio potencial de profundidad de exploración y a la creencia común de que este método es apto para detectar fuentes de roca caliente a profundidades del orden de decenas de kilómetros. Ninguno de estos dos atributos es necesariamente cierto. Solamente si se usa un modelo bi-dimensional o tri-dimensional cuidadosamente seleccionado de la configuración del subsuelo para la interpretación de los resultados de las investigaciones, se puede llegar a predecir con precisión la distribución de las resistividades a profundidades de varias decenas de kilómetros. Las predicciones de resistividades en profundidad vienen limitadas por la influencia de conductores superficiales tales como rellenos aluviales o zonas de alteración superficiales a menos que estén incluidas en el modelo (Wannamaker et al. 1980). Además de lo anteriormente expuesto, la conductividad de un magma a elevada temperatura depende en gran manera de la presión parcial del agua (Lebedev y Khitarov, 1964) y por tanto las rocas parcialmente fundidas, secas y calientes son más difíciles de detectar mediante el empleo del método MT que las rocas parcialmente fundidas, calientes y húmedas.

Stanley (1981) describe una investigación regional de 97 estaciones de MT para la región de volcanes de Cascades. Además de generalizar la estructura de la resistividad desde 0 a 10 Km de profundidad, interpreta la existencia de un conductor en la corteza ( $< 5$  ohm-m) a profundidades de 10 a 22 Km, el cual considera que puede ser debido en parte a la presencia de roca parcialmente fundida asociada a los volcanes Cascade. Quizás la aplicación más importante del MT en la exploración geotérmica regional sea la detección en regiones profundas de la corteza o manto superior de roca parcialmente fundida (Wannamaker et al. 1980). En Lanzarote una investigación de 14 sondeos MT dió una profundidad de 15 Km para la transición corteza-manto y detectó la presencia de un cuerpo conductor ( $\rho \leq 1 \Omega \text{ m}$ ) a una profundidad de 4 Km que se ha asociado a una intrusión de sección pequeña ( $r \leq 0.5$  Km) a alta temperatura (900°C) (García, 1983).

Una prospección MT en las Cañadas del Teide reveló la existencia de una doble caldera y horizontes conductores a 1,5 Km y 4 Km, asociados a fluidos hidrotermales (Araña et al. 1985).

Los aspectos negativos del método MT son su logística, lo caro del equipo, y el largo tiempo de registro preciso, lo cual puede resultar en costes, que ascienden al orden de los 2.000 a 4.000 dólares por estación. A esos costes hay además que añadir los modelos numéricos y el sofisticado procesamiento de datos necesarios para la interpretación de este método. La profundidad de penetración de los campos electromagnéticos dentro de la tierra, se relaciona corrientemente con el parámetro  $\delta$ , que define la profundidad a la cual los campos han llegado a  $e^{-1}$  de su valor en la superficie. De esta forma,

$$\delta = 503 \sqrt{\rho/f} \text{ (metros)}$$

donde  $\rho$  es la resistividad de una tierra homogénea (ohm-m) y  $f$  es la frecuencia de la señal (hertzios).

El método audio-magnetotelúrico (AMT), en el cual las medidas del campo se restringen a los rangos de frecuencias elevadas (de 10 a 2.000 Hz), ha sido empleado en muchas áreas geotérmicas con un coste mucho más reducido y una cobertura mucho mayor. El uso de este método en áreas geotérmicas ha sido descrito por Hoover et al. (1978) entre otros muchos autores y parece ser el más efectivo, bajo el punto de vista de coste, en muchos contextos geológicos donde la profundidad de exploración es inferior a los 1.000 m.

Frecuentemente se plantean dos problemas en las investigaciones de AMT: 1) intensidades del campo natural, bajas o erráticas (intensidades próximas al mínimo del campo natural de la Tierra en función de la frecuencia) y 2) poca profundidad de penetración, debida a estas bajas intensidades del campo. Para solucionar estos problemas se puede usar una fuente controlada como por ejemplo un dipolo transmisor de gran longitud (Goldstein y Strangway, 1975; Sandberg y Hohmann, 1982). Este tipo de exploraciones (CSAMT) están siendo realizadas en los EE.UU., Méjico y Australia para rangos de frecuencia de 0,5 a 2.048 Hz (comunicación personal de



K. Zonge) a un coste de aproximadamente 1.000 dólares por estación.

La profundidad real de penetración del método CSAMT viene dada por la expresión

$$d = \delta / \sqrt{2} = 503 \sqrt{2\rho/f} = 356 \sqrt{\rho/f} \text{ (metros)}$$

El método CSAMT tiene potencial de profundidad de exploración que supera los 1.000 m en una tierra uniforme de 10 ohm-m, y ha sido ampliamente empleado en las exploraciones geotérmicas del oeste de los EE.UU.

Un método de exploración magnetotelúrico ampliamente usado en muchos recursos geotérmicos de Europa y Africa es el MT-5-Ex. Este método utiliza el análisis armónico de los datos registrados y una solución exponencial de las ecuaciones de Maxwell para llegar a obtener los valores de la conductancia longitudinal y la resistividad aparente vertical (Musé, 1973), aunque la compañía que realizó estas investigaciones provenía de los EE.UU. existe muy poca documentación en el uso de dicha técnica dentro de los EE.UU. y no hay ninguna publicación sobre el método en la literatura geofísica normal. Los parámetros analizados pueden ser estimaciones bastante deficientes de las características reales de la Tierra en ambientes complejos 2-D y 3-D.

#### VI.6.5 Electromagnético de Fuente Controlada (CSEM)

Este método ha sido empleado en algunas áreas geotérmicas como alternativa a los métodos de resistividad. Los métodos electromagnéticos de dominio de tiempo (TDEM) se pueden usar en áreas volcánicas de alta impedancia de superficie, tales como Hawaii (Kauahikaua, 1981) donde los estudios de resistividad sobre el terreno son muy lentos y costosos. Ward (1983) y Keller (1970) revisaron la aplicación de estos métodos a la exploración geotérmica. Wilt et al. (1981) describen en su publicación un sistema de alto poder resolutivo desarrollado fundamentalmente para la exploración geotérmica.

La principal limitación de estos métodos consiste en que las técnicas de interpretación han sido desarrolladas apropiadamente, solamente para los sistemas o modelos de terrenos estratificados 1-D. Si la distribución de resistividad en el subsuelo corresponde a un modelo 2-D ó 3-D, la interpretación usando la teoría de 1-D y por tanto las técnicas, pueden inducir a error; las interpretaciones usando el modelo 1-D y las técnicas de interpretación que se derivan de esta teoría pueden ser muy equívocas.

En nuestra opinión los métodos CSEM ofrecen muy pocas o ninguna ventaja con respecto a las investigaciones convencionales de resistividad y su interpretación es mucho menos satisfactoria. Sin embargo, estas técnicas se deben de seguir considerando porque se están realizando avances importantes en la instrumentación y en la interpretación, que pueden dar lugar a un método adecuado para su uso en exploraciones geotérmicas.

#### VI.6.6 Algunos Inconvenientes de los Métodos de Resistividad y Polarización Inducida

La presencia de un recubrimiento conductor, generalmente consistente en un aluvión poroso o roca meteorizada, impide en ocasiones una penetración efectiva de la corriente eléctrica hacia niveles más profundos de donde se precisa obtener información sobre la resistividad del terreno. Por esta razón, las estructuras resistivas profundas tienen una respuesta menor que si la capa conductora de recubrimiento no existiera. La presencia de un recubrimiento conductor presenta una limitación importante para la distribución en superficie de los electrodos. Sin embargo, una forma de combatir este efecto consiste en forzar la penetración de la corriente hasta el basamento rocoso mediante un electrodo en un sondeo.

El acoplamiento electromagnético (EM) representa un problema importante para las investigaciones de polarización inducida y resistividad, particularmente cuando hay una separación importante entre los electrodos en áreas de baja resistividad. Las corrientes electromagnéticas de Eddy existentes en el terreno, causadas por el flujo de corriente a través del circuito transmisor, varían con la

frecuencia, dando lugar a que los valores leídos de polarización inducida y resistividad sean incorrectos.

El primer paso para combatir el efecto de acoplamiento EM consiste en usar una distribución apropiada de electrodos. Las distribuciones de Schlumberger y Wenner, en las cuales las mediciones se hacen entre electrodos de corriente con amplia separación, dan lugar a un amplio acoplamiento electromagnético, y por tanto se deben usar con precaución. En el caso de que sea precisa la utilización de una línea larga de corriente para incrementar la señal, las medidas se pueden hacer perpendicular a la línea de corriente, cerca de uno de los electrodos, como es el caso de la configuración 3 ó la configuración polo-dipolo perpendicular. Si el terreno es homogéneo, no hay acoplamiento EM para el caso de una distribución perpendicular. Pero en el caso de cambios de resistividad en la vertical o laterales se puede producir un acoplamiento EM importante, y en algunas ocasiones negativo. La distribución de electrodos comúnmente usada dipolo-dipolo en línea, ofrece tanto un alto poder de resolución como un bajo acoplamiento EM, aunque los niveles de voltaje recibidos sean pequeños.

El acoplamiento EM es un problema mucho más importante en las investigaciones de polarización inducida (solamente aplicadas en raras ocasiones a la exploración geotérmica), que lo que son en los estudios de resistividad.

Las técnicas para evitar el acoplamiento EM, por encima de un amplio rango de frecuencias, y retener el carácter espectral de la polarización inducida, han sido propuestas por Wynn y Zonge (1975) y Pelton et al. (1978). Sin embargo, todavía queda por demostrar su validez.

#### VI.6.7 Potencial Espontáneo (PE)

El método de potencial espontáneo (PE) se basa en las medidas de las diferencias de potencial naturales generadas fundamentalmente por fuentes termoeléctricas, electrocinéticas, y electroquímicas. La multiplicidad de fuentes puede bien ser una ventaja o una desventaja. Por una parte, con esta técnica se pueden estudiar un gran

número de fenómenos pero, por otra parte, la posibilidad de existencia de un abundante número de fuentes, puede a veces ser motivo de confusión.

Recientemente ha habido un pequeño resurgir en el empleo del método PE para la exploración geotérmica (Corwin y Hoover, 1979), para el estudio de fenómenos relacionados con los sismos (Fitterman, 1978, 1979; Corwin y Morrison, 1977), y por último en aplicaciones a la ingeniería (Ogilvy et al. 1969; Bogoslovsky y Ogilvy, 1973). Las medidas de auto-potencial (PE) en las zonas geotérmicas han servido para demostrar la existencia de regiones anómalas asociadas con zonas termales próximas a la superficie, así como la existencia de fallas utilizadas como conducto por los fluidos (Zohdy y otros, 1973; Corwin, 1975; Anderson y Johnson, 1976; Zablocki, 1976; Combs y Wilt, 1976; Mabey y otros, 1978; Corwin y Hoover, 1979). Los tipos de anomalías registradas han sido tanto positivos como negativos.

Fuentes posibles de estos auto-potenciales son los efectos electrocinéticos (potenciales de corriente), los efectos termoeléctricos y las diferencias de potencial químico. Los efectos de potencial de corriente tienden a ser ligeramente favorables dado que la combinación del coeficiente del potencial de corriente típico y la fuerza (gradiente de presión) generalmente se combinan para producir efectos de mayor magnitud, provenientes de fuentes puntuales o esféricas, en profundidad (Corwin y Hoover, 1979). Sin embargo, los gradientes térmicos fuertes próximos a la superficie, son capaces de producir anomalías de auto-potencial fácilmente medibles.

Por definición, los fluidos se están moviendo en un sistema hidrotermal convectivo, el cual, habitualmente, contiene zonas con arcillas de alteración. Los minerales arcillosos, gracias a su gran capacidad para intercambiar cationes, colaboran en la generación de potenciales termoeléctricos y electrocinéticos. Sin embargo, porcentajes importantes de arcilla y la mayor conductividad de los fluidos hidrotermales, tenderían a reducir los efectos del potencial de corriente mediante la reducción de la permeabilidad y de la resistividad eléctrica. Las exploraciones PE se han realizado en

muchas zonas geotérmicas de alta temperatura en el oeste de los EE.UU. (Corwin y Hoover, 1979) y en Hawaii (Zablocki, 1977). Es muy relevante la asociación de fisuras con vapor y de lava fundida existente en Hawaii (Zablocki, 1976). Anomalías PE bastante pronunciadas, a menudo con forma dipolar, se han documentado en varios sistemas geotérmicos, los cuales están asociados a fracturas en cuencas del tipo Basin and Range en el oeste de los EE.UU. Sill (1981; 1982a,b,c) ha desarrollado el fundamento matemático para la modelación de estas anomalías debidas a la convección hidrotermal, principalmente derivadas de los efectos termoeléctricos y electrocinéticos. Las investigaciones PE se utilizan generalmente en las fases de exploración detallada, en su modalidad de perfiles transversales perpendiculares a las estructuras, que se consideran como las portadoras de los fluidos térmicos. Las investigaciones PE son generalmente rentables en cuanto a su costo, cuando los fluidos en movimiento están a profundidades inferiores a los 500 m.

Los errores de medida, por ejemplo el ruido, provienen de los electrodos, pequeñas variaciones en el campo potencial, y en mayor escala de las corrientes telúricas. Los errores producidos por los electrodos, algunas veces denominados "ruido de vasija", pueden ser debidos a cambios en temperatura, cambios en la concentración electrolítica de los electrodos y en los poros de la cerámica de las vasijas de los electrodos. Estos errores a menudo se reflejan como pequeñas variaciones en el potencial relativo sobre un periodo de horas, y se pueden compensar parcialmente comprobando las diferencias de potencial entre los electrodos, en un mismo punto, varias veces durante el curso de la exploración y utilizando esta información para preparar una corrección lineal de deriva. Se debe evitar humedecer las estaciones donde se instalan los electrodos, para reducir la resistencia del electrodo, dado que puede dar lugar a un potencial de corriente momentánea de 5 a 10 mv, que puede durar hasta una hora.

En el terreno existen diferencias de potencial de pequeña escala debidas a los cambios de humedad y tipo de suelo, así como a la actividad biológica de las plantas. Estas diferencias de potencial son típicamente del orden de 1 a 10 mv y se pueden compensar

parcialmente mediante la realización de un número determinado de lecturas, sobre una zona pequeña y promediando los resultados.

Las corrientes telúricas producen gradientes de potencial del orden de 1 a 10 mv/km. En las líneas largas, estos potenciales pueden dar origen a fuentes de error. Fluctuaciones relativamente rápidas (de 1 a 10 segundos), cuando se observan en el medidor, se pueden promediar, pero no es práctico para fluctuaciones de periodo más largo. Estas fluctuaciones podrían ser parcialmente compensadas, midiendo las variaciones de baja frecuencia en un dipolo fijo, pero es una práctica que habitualmente no se realiza.

Han sido observados los efectos debidos a ruidos humanos, como por ejemplo, líneas de corriente continua, tuberías, revestimiento de sondeos, caminos (cambios en las características del suelo) y campos cultivados (fertilizantes). También están presentes efectos topográficos, posiblemente debidos al movimiento del agua subálvea.

Una posible forma de evitar las fuentes de ruidos consiste en utilizar un método ("salto de rana") según el cual se intercambian los electrodos alternándolos, con lo cual se utilizan líneas más cortas, pero esta técnica puede dar lugar a que se aumente el llamado "ruido de vasija". Esta técnica combinada con una precisión elevada de las medidas, actúa como un filtro de alta, atenuando las fluctuaciones de las ondas de gran longitud y baja amplitud. Esta técnica es efectiva para reducir los efectos de las corrientes telúricas, pero también atenuará las anomalías de gran longitud de onda debidas a otras causas. El método de gran longitud de cable, tiene la ventaja del "ruido de vasija", dado que proviene solamente de un electrodo, pero en distancias importantes las variaciones de corriente telúrica, pueden dar origen a problemas.

La calidad de la información recogida se puede evaluar mediante la repetición de las medidas y la estimación de errores en circuitos cerrados. Si se es razonablemente cuidadoso en la toma de medidas, la repetición de las medidas muestra una variación típica de los valores de  $\pm 5$  a  $\pm 10$  mv y errores finales tan pequeños como solo unas decenas de mv.

## VI.7 Métodos de Sísmica Pasiva

Los datos sobre la sísmica pasiva, los cuales pueden contribuir a la evaluación geotérmica regional, incluye los registros históricos de actividad sísmica importante, así como las investigaciones microsísmicas. A escala regional, las áreas de alta sismicidad, detectadas por redes de sismógrafos, definen provincias de actividad tectónica, en las cuales están incluidas la mayor parte de las zonas con potencial geotérmico del oeste de los EE.UU. Desafortunadamente, la mayoría de las zonas sísmicas tienen poco potencial geotérmico, pero la mayoría de las zonas con interés geotérmico tienen sismicidad asociada.

Se han realizado varios tipos de investigaciones para la exploración geotérmica por el procedimiento de sísmica pasiva, bien a escala de prospección regional como a escala de emplazamiento. Las investigaciones de ruido sísmico y de emisión sísmica, tienen por objeto registrar y localizar actividad sísmica de muy baja amplitud la cual ha sido detectada en varias de las zonas térmicas de alta temperatura. Estas emisiones parecen tener su origen en el movimiento de los fluidos y gases con temperaturas elevadas, así como a las pequeñas y continuas deformaciones de las rocas.

Como resultado de nuestra revisión de la literatura técnica existente, se puede concluir que el mayor interés en los estudios de emisión sísmica ha sido desarrollado por organismos académicos o científicos en aquellas zonas donde las anomalías del ruido sísmico, tenían una buena correlación con recursos geotérmicos de alta temperatura, cercanos a la superficie o con indicios superficiales de algún tipo (Roosevelt Hot Springs; Yellowstone National Park; The Geysers; Italia; etc). Las investigaciones sobre el muestreo de ruido del terreno han detectado altos niveles de ruido en Taupo, Nueva Zelanda (Clacy, 1968), The Geysers (Lange y Westphal, 1969) en el Imperial Valley (Douze y Sorrells, 1972) y en Monte Amiata y Campos Flegreos, Italia (Del Pezzo et al. 1975). Sin embargo, se ha mencionado en varias ocasiones que estos elevados niveles de ruido, pueden tener otros orígenes (Liaw y McEvelly, 1979). Las compañías privadas involucradas en la exploración geotérmica han intentado utilizar esta técnica para la exploración

de recursos ocultos y profundos con muy poco, si algún, éxito documentado (Ward et al. 1981; Goforth et al. 1972). No consideramos que las emisiones sísmicas o los estudios de ruido, formen una parte integral de los programas de exploración, aunque si son válidos para estudios de evolución temporal de yacimientos.

La técnica de sísmica pasiva, actualmente en uso, es el método de microsísmica (MEQ). Esta técnica emplea una apretada distribución de detectores para cartografiar los hipocentros de microsismos, y de esta forma se han realizado numerosas investigaciones con distintos grados de éxito en muchos de los campos geotérmicos. Las investigaciones microsísmicas se han desarrollado de esta forma hasta formar una parte integral sistemática de los programas de exploración geotérmica. Esta técnica parece ser especialmente útil para la exploración de recursos controlados por la existencia de fracturas (Basin & Range, oeste de los EE.UU.) y recursos asociados a volcanes (Hawai, Cascade Province, Campos Flegreos).

Este tipo de investigaciones se ha desarrollado en varias áreas geotérmicas incluyendo East Mesa (Combs y Hadly, 1977; Coso (Combs y Rotstein, 1976) Wairakei (Hunt y Latter, 1982) por nombrar algunas de ellas. Algunas de las observaciones generales realizadas en estas zonas, pueden ser de aplicación para explicar el comportamiento sísmico de estos sistemas. La actividad sísmica es, generalmente, un fenómeno episódico más que continuo. Enjambres de terremotos, en algunas ocasiones de órdenes de magnitud de centenares en unos cuantos días, pueden ser típicos en estas zonas. Las magnitudes de los sismos son pequeñas, generalmente  $-0,5 < M < 2,0$ , con focos superficiales a profundidades generalmente inferiores a los 5 km. Los datos registrados se interpretan en función del retraso de las ondas P, la atenuación de las ondas S, y la posición y alineamiento de los epicentros.

Una investigación de exploración típica, usaría una red de 4 a 10 estaciones de registro de microsismos simultáneamente extendida sobre una zona de quizás 100 a 1.000 km<sup>2</sup>. Si la zona de investigación ha sido ya restringida mediante el uso de otro indicador geotérmico o por consideraciones económicas, las estaciones pueden estar en actividad continua por un periodo de 14 a 100 días,



dependiendo del nivel de sismicidad, el criterio sobre el comportamiento episódico del fenómeno y consideraciones económicas. A modo de reconocimiento, la mitad o más de esas estaciones se cambian de ubicación (procedimiento "salto de rana") cada 3 a 10 días, lo cual resulta en un mayor potencial para cubrir un área mayor, pero con menos densidad de datos.

Los resultados más fiables de una investigación microsísmica son: la determinación de la sismicidad relativa de la zona (pero solamente para el periodo de tiempo durante el cual se realiza el estudio), y la localización de los hipocentros. Una alineación de dichos hipocentros puede definir la localización de estructuras activas que, razonablemente, se encargarían de servir de cauces a los fluidos geotérmicos, como es el caso del yacimiento Roosevelt Hot Springs, Utah (Nielson y Zandt, 1984). La aparición de un enjambre de sismos en una zona concreta, serviría para considerar esa zona como prioritaria en cuanto a prospecciones futuras. En casos favorables, zonas del yacimiento con rocas fracturadas pueden venir indicadas por un retraso en la propagación de las ondas P y una atenuación de las ondas S (Goforth et al. 1972).

Las investigaciones microsísmicas pueden tener un papel muy importante en la exploración de sistemas geotérmicos profundos sin manifestaciones superficiales, donde los flujos de agua fría por encima del reservorio, enmascaran las características eléctricas y térmicas en las exploraciones próximas a la superficie, como es el caso del Snake River Plain y de Cascade Province en los EE.UU. Este tipo de investigaciones puede ser también muy interesante en la localización de las estructuras más importantes dentro, o al borde, de los recursos existentes en cuencas sedimentarias.

## VI.8 Métodos de Sísmica Activa

### VI.8.1 Sísmica de Refracción

Los perfiles de sísmica de refracción han sido realizados en The Geysers, Yellowstone National Park, Roosevelt Hot Springs, otras zonas geotérmicas en el oeste de los EE.UU. y una gran parte de los sistemas geotérmicos de sur y sureste de Europa. Estos estu-

dios son muy apropiados para investigaciones corticales o estructurales a escala regional (atenuación por la existencia de cámaras magmáticas, etc), pero no tienen sin embargo la resolución espacial o el potencial apropiado para promediar las señales que permitan delinear anomalías a escala de zona de prospección. Hill et al. (1982) han presentado recientemente en un perfil de 270 km de longitud desde Mount Hood a Crater Lake en Cascades los resultados que relacionan la estructura de la corteza en función de la velocidad. Esta información ha contribuido a un mejor conocimiento de la geología regional y ha sido indirectamente utilizada en la exploración geotérmica. El grupo español de perfiles sísmicos profundos ha realizado desde 1974 (proyecto Geodinámico Internacional), perfiles de refracción en gran parte de la Península y Canarias (Udias et al. 1977 y Banda et al. 1981).

#### VI.8.2 Sísmica de Reflexión

En cuencas sedimentarias profundas tipo Basin and Range y provincias geotérmicas volcánicas, se han empleado con frecuencia las investigaciones de sísmica de reflexión. La experiencia histórica es análoga a la obtenida en los proyectos de exploración para petróleo en los que esta técnica se ha empleado de una manera mucho más amplia. Cuando se detectan horizontes reflectores a la profundidad de interés, este método es probablemente el óptimo para cartografiar litología y estructuras. Por tanto, el método es adecuado, pero muy caro para la mayoría de las cuencas sedimentarias y provincias geológicas del tipo Basin and Range (Cuenca de París). La existencia próxima a la superficie de sedimentos poco consolidados y cuerpos de lavas volcánicas, puede producir una atenuación importante de la señal sísmica y por tanto precluir la obtención de información en algunas zonas, incluso cuando se presta especial atención a los procesos de obtención de datos y procesado de los mismos. El método de sísmica de reflexión ha sido de poco interés económico en terrenos volcánicos recientes y en cuencas con coladas basálticas del oeste de los EE.UU., incluso cuando se han planificado cuidadosamente los parámetros de investigación y los procesos de procesado de datos.

De todas las técnicas geofísicas de superficie, la sísmica de reflexión de alto poder resolutivo con modelos 2-D y 3-D es la que está recibiendo el mayor grado de atención. Mientras que la mayoría del trabajo no está necesariamente relacionado con la cartografía de fallas y fracturas hay muchos casos en donde tanto fallas subhorizontales como otras con gran buzamiento han sido detectadas y cartografiadas apropiadamente. Hasta que punto esta tecnología se puede aplicar a la investigación de recursos geotérmicos es una cuestión que queda por resolver. Dado que en los ambientes geotérmicos típicos es frecuente la asociación de rocas volcánicas-plutónicas y los efectos de alteración hidrotermal es discutible que la sísmica de reflexión tenga una posible aplicación para resolver problemas de cartografía en reservorios geotérmicos. Sin embargo, las pocas publicaciones hoy en día existentes sobre el empleo de esta técnica en esta industria son prometedoras. Denlinger y Kovach (1981) mostraron que las técnicas de sísmica de reflexión aplicadas al sistema de vapor Castle Rock Springs (The Geysers) fueron muy útiles para detectar sistemas de fracturas dentro del yacimiento, así como para obtener otra información estratigráfica-estructural. Beyer et al. (1976) informaron sobre la validez de los perfiles de sísmica de reflexión para cartografiar fallas normales ocultas, asociadas con el sistema geotérmico Leach Hot Spring, Grass Valley, Nevada. Blakeslee (1984) procesó información de sísmica de reflexión obtenida por la Comisión Federal de Electricidad en la zona del campo geotérmico Cerro Prieto y fue capaz de definir sistemas de fracturación y otra información de interés sobre los efectos de la velocidad sísmica asociada a ambientes hidrotermales. Majer et al. (1980) definieron los parámetros elásticos a partir de las variaciones de las velocidades de las ondas sísmicas en estos sistemas de fracturación.

#### VI.9 Métodos Magnéticos

El campo magnético de la Tierra se cree estar originado en el interior de la misma a gran profundidad, aunque una serie de perturbaciones de dicho campo, las cuales varían en el tiempo, tienen su origen fuera de la Tierra, principalmente en la ionosfera (Natural Electromagnetic Phenomena, 1964). Aunque se han expuesto muchas teorías para explicar el magnetismo terrestre, la más aceptada es la

que considera que dicho campo es una respuesta al movimiento de flúidos en el núcleo, eléctricamente conductor, de hierro-níquel de la Tierra, lo cual da origen a un efecto de dinamo que genera y mantiene dicho campo magnético. Los detalles sobre los movimientos de dichos flúidos y su mecanismo no han sido explicados nunca en profundidad, pero el concepto básico parece razonable.

El campo magnético de la Tierra se puede considerar como similar a una superficie dipolar, como sería el campo que una barra magnética ejercería si estuviera enterrada en el centro de la Tierra. Los ejes del dipolo no corresponden con los ejes de rotación de la Tierra sino que están ligeramente desplazados. De esta forma los polos magnéticos norte y sur, donde el campo es vertical, no corresponden con los polos geográficos.

El campo magnético de la Tierra varía en intensidad desde aproximadamente 25.000 gammas (un gamma = 1 nanotesla =  $10^5$  oersted) en el ecuador magnético hasta aproximadamente 70.000 gammas en los polos. En cuanto a su dirección, el campo magnético es horizontal en el ecuador y vertical en los polos. En la mayor parte de los Estados Unidos, al igual que sucede en España, el campo magnético tiene un buzamiento de aproximadamente 60 grados hacia el Norte.

Los magnetómetros de uso común miden variaciones en la intensidad del campo magnético de la Tierra de aproximadamente 1 gamma aunque hay instrumentos que pueden detectar variaciones del orden de 0,001 gammas. Las variaciones espaciales del campo magnético de la Tierra de interés en exploración son las debidas a las variaciones laterales en la magnetización de las rocas próximas a la superficie. Las variaciones verticales, es decir los cambios de magnetización en rocas estratificadas no se detectan en las investigaciones magnéticas.

La interpretación de los datos magnéticos es considerablemente más complicada que la interpretación de información gravimétrica, aunque ambas representan aplicaciones de la teoría del campo potencial. Uno de los factores que complica la interpretación de datos magnéticos es el debido a que la inclinación del campo magnético de

la Tierra varia desde la horizontal en el Ecuador magnético hasta la vertical en los polos magnéticos. Por tanto, la dirección de la magnetización inducida en los cuerpos de roca varía de la misma forma. En contraste, el campo gravitatorio es siempre vertical. El resultado es que la anomalía gravimétrica inducida por un cierto cuerpo, es la misma sin importar su latitud o su longitud en la Tierra, mientras que un cuerpo magnético presenta una anomalía que difiere mucho de los polos al Ecuador. En latitudes de bajo magnetismo, el cuerpo magnético no corresponde directamente con un máximo, ya que hay generalmente un mínimo que es tanto parte de la anomalía como lo es el máximo; esto necesita ser definido apropiadamente para poder interpretar correctamente la anomalía. Esta anomalía característica es el resultado de la presencia de ambos polos magnéticos positivo y negativo. De aquí, que la mayoría de los cuerpos magnéticos presenten una anomalía que tiene ambas componentes positiva y negativa. Por el contrario, los cuerpos con un contraste de densidad positivo, originan solamente anomalías gravimétricas positivas.

Otro factor que complica la interpretación magnética, es la posibilidad de existencia de magnetización remanente, la cual puede estar orientada en cualquier dirección. La componente remanente puede ser más fuerte o más débil que la componente de magnetización inducida. La localización precisa de cuerpos magnéticos y la determinación de su susceptibilidad magnética es difícil en presencia de una componente de magnetización remanente. Podemos concluir que se debe obtener un conocimiento directo sobre los efectos de la variación de la forma de los cuerpos, profundidad y contrastes entre las propiedades físicas, para la interpretación gravimétrica, y que a lo anterior se debe añadir el conocimiento de los efectos de dirección y buzamiento de los cuerpos, y de la inclinación relativa del campo magnético. Además, del campo total, pueden medirse en las investigaciones magnéticas las componentes verticales y horizontales del campo magnético. Las técnicas para la interpretación de anomalías magnéticas en cada uno de estos casos, deben ser bien conocidas por el analizador. Cualquier persona que desconozca estos hechos no debe intentar realizar la interpretación de una investigación magnética.

Hay una gran variedad de técnicas numéricas que pueden ser aplicadas a los datos magnéticos y gravimétricos antes de su interpretación en referencia con los contrastes de las propiedades físicas del subsuelo. Muchas de estas técnicas pueden ser clasificadas como "técnicas de filtro", en el sentido de que los datos son procesados, generalmente por computador, por un operador numérico cuyas características se pueden diseñar para conseguir propósitos específicos (Fuller, 1966; Bhattacharyya, 1965, 1978). Por ejemplo, la información se puede filtrar numéricamente, de manera que las anomalías de ciertas longitudes de ondas espaciales sean retenidas, mientras que otras de diferente longitud de ondas sean borradas. El filtrado de los datos se realiza mediante una transformación de Fourier, en forma de perfil o mapa, en un dominio de frecuencia donde las frecuencias son retenidas o borradas por simples operaciones matemáticas. Los datos filtrados son entonces transformados al dominio del espacio. De esta forma, el ruido magnético debido a la proximidad a la superficie de una cobertera volcánica puede, en ocasiones, ser parcialmente removido de forma que se aumenten las anomalías existentes por debajo de la cobertera.

Se pueden diseñar otros sistemas de tratamiento de datos para alcanzar otros objetivos. Los datos gravimétricos y magnéticos se pueden extender tanto hacia arriba o hacia abajo para determinar el mapa o los perfiles como si se observara a un nivel más elevado o más bajo. La continuación hacia arriba es sencilla y fiable, pero sin embargo se debe tener cuidado cuando se realiza la extrapolación en profundidad, porque pequeños errores que puedan existir en la información se amplifican. Los datos del potencial de campo se pueden continuar en profundidad solamente hasta la parte superior del primer cuerpo que origina la anomalía. Algunas de estas operaciones pueden ser de ayuda cuando se intentan correlacionar investigaciones aeromagnéticas realizadas a diferentes alturas (Bhattacharyya et al. 1979). En algunas ocasiones los datos magnéticos se reducen al polo; por ejemplo, se aplica un operador para transformar los datos de forma que parezcan como si la investigación hubiera sido realizada en el polo magnético donde la dirección del campo inducido es vertical (Baranov, 1957).

La información aeromagnética, puede jugar un papel muy importante en la evaluación regional de recursos geotérmicos. Dos áreas importantes en las cuales la información magnética tiene un papel relevante, son: la determinación de las isotermas del punto Curie y la interpretación de información geológica del subsuelo.

Interpretaciones sobre las isotermas del punto Curie han sido registradas en la literatura por Bhattacharyya y Leu (1975), Shuey et al. (1977), Aiken et al. (1981) y otros muchos autores. Estas interpretaciones dependen de muchas hipótesis y presentan muchas limitaciones. Se puede suponer que las anomalías negativas de larga longitud de onda, debidas a cambios litológicos, por ejemplo en las cuencas aluviales en el Basin & Range no perturban de forma importante la interpretación, y que la determinación final de la magnetización del bloque cortical es debida a las temperaturas por encima del punto de Curie más que al efecto de cambios litológicos de estructuras profundas. Otras muchas limitaciones son aplicables a los algoritmos de interpretación y a los datos mismos. En nuestra opinión:

- a. Las anomalías profundas del punto de Curie han sido determinadas con precisión desconocida en muchos casos,
- b. Los estudios del punto de Curie pueden ser una guía de exploración regional, especialmente en provincias volcánicas activas,
- c. Muchas de las anomalías positivas interpretadas del punto de Curie pueden, de hecho, ser solamente debidas a cambios litológicos en profundidad o laterales relacionados con cambios geológicos, y
- d. Dado que el fondo del prisma magnetizado no se puede determinar de forma precisa en base a los datos magnéticos, la determinación precisa del punto de Curie en profundidad, determinada mediante estas técnicas puede ser poco fiable.

Las exploraciones aeromagnéticas son ampliamente empleadas en la industria del petróleo y minera, con el objetivo de cartografiar estructuras y cambios litológicos en el subsuelo. El uso de estas

técnicas en la exploración geotérmica debe de seguir cauces muy próximos a las exploraciones minerales, dado que la mayoría de los recursos geotérmicos están localizados en ambientes tectónicos activos, caracterizados por la frecuente presencia de rocas intrusivas y volcánicas y a menudo por movimientos estructurales activos. La susceptibilidad magnética a menudo varía de forma importante en estos tipos de rocas, y proporciona cambios importantes en la magnetización, los cuales delimitan unidades geológicas. El tamaño de muchos de los sistemas geotérmicos es también muy similar al de las anomalías minerales del tipo porfídico.

La información aeromagnética regional es relativamente frecuente y disponible dado que se realiza como programas de exploración a nivel gubernamental. Esta información, como en el caso de Baltazor Hot Springs and Carson Sink en Nevada, a menudo muestra elementos estructurales importantes y colabora en la determinación y, en resumidas cuentas, la generación de modelos geológicos para estas zonas que de otra forma no serían disponibles. Esta información regional está generalmente demasiado espaciada y/o se ha realizado a demasiada altura para garantizar una interpretación detallada, cuantitativa del modelo.

La localización de fallas, zonas de fractura, cuerpos intrusivos, domos silicificados y posibles zonas de alteración importante, es aparente en la información que hemos examinado de los siguientes emplazamientos: Coso Hot Springs KGRA en California; Baltazor, Tuscarora, McCoy y Beowawe en Nevada; The Cove Fort-Sulphurdale y Roosevelt Hot Springs en Utah, y de la prospección de temperatura media próxima a Alamosa, Colorado a lo largo de la extensión norte del Rift de Río Grande. La Figura 6 muestra una porción del mapa aeromagnético de Utah (Zietz et al. 1976). El Monroe Hot Springs, Chief Joseph, Cove Fort-Sulphurdale y Roosevelt Hot Springs(KGRA) están localizados muy próximos a una discontinuidad magnética importante, de dirección este-oeste y que se extiende a lo largo de una distancia superior a los 150 km. Esta anomalía refleja el borde norte del metalotecto de Pioche-Beaver-Tushar, en el cual existen muchas rocas volcánicas e intrusivas hacia la parte sur, y finas capas de rocas volcánicas por encima de un espesor importante de sedi-



mentos que van desde el Paleozoico al Terciario, así como unas cuantas intrusiones hacia el norte de dicha cadena. La orientación magnética indica claramente un elemento tectónico-geológico importante para la localización de recursos geotérmicos.

Mabey et al (1978) describe el uso de información aeromagnética para el Raft River de la llanura del Snake River. Bacon (1981) interpreta una orientación estructural importante y zonas de fallas a partir de datos aeromagnéticos de la zona de las Cascade. Couch et al (1982a) reflejan en su informe una isoterma mínima del punto de Curie que van de 5 a 9 km para varias zonas dentro del área de las montañas Cascade. Costain et al. (1977; 1980) han utilizado información aeromagnética para investigar la existencia de rocas graníticas radiogénicas, por debajo de sedimentos en la llanura costera atlántica. El magnetismo es una técnica usada rutinariamente en Islandia para delinear diques, algunos de los cuales están bordeados por zonas de gran permeabilidad (Flovenz y Georgeson, 1982; Palmasson, 1976).

El Laboratorio de Ciencias de la Tierra/Instituto de Investigación de la Universidad de Utah (ESL/UURI) ha realizado en colaboración con la industria varios perfiles de baja altura (menos de 200 m sobre el terreno) y con un espaciado de aproximadamente 1 km, los cuales han sido de gran utilidad para cartografiar estructuras geológicas y litología en ambientes de rocas volcánicas e ígneas. La buena utilidad en general del modelo, la aplicabilidad de los datos al análisis numérico, el bajo costo unitario, todo en conjunto, favorece que los estudios aeromagnéticos sean de gran utilidad en las investigaciones de evaluación de recursos geotérmicos a escalas regional y de detalle.

#### VI.10 Métodos Gravimétricos

La fuerza de gravedad existente entre dos cuerpos cuyas masas son  $M_1$  y  $M_2$  viene dada por la ley de Newton según la expresión

$$F = G M_1 M_2 / r^2,$$

donde "G" es la constante de gravitación universal y "r" es la distancia de separación entre las masas. La fuerza es una atracción y es direccional a lo largo de la línea que conecta los cuerpos. En la prospección gravimétrica a menudo hablamos de la aceleración de la gravedad, la cual es la aceleración de caída libre de un cuerpo con respecto al campo gravitacional de la Tierra. Esta aceleración viene dada por  $G M_e / r_e^2$ , donde  $M_e$  y  $r_e$  son las masas y radios de la tierra respectivamente. Se ha demostrado instrumentalmente que la aceleración gravitatoria de la Tierra es de aproximadamente 983 gals ( $\text{cm/s}^2$ ) en los Polos y de aproximadamente 978 gals en el Ecuador. El gal y el miligal son las unidades comunes, nombradas a partir de Galileo que se usan en la prospección gravimétrica. La gravedad es menor en el Ecuador que en los polos, porque el radio ecuatorial es mayor que el radio polar y la variación con la latitud de la fuerza centrífuga debida a la rotación de la Tierra.

Los gravímetros modernos miden normalmente las variaciones espaciales en el campo gravitatorio de la Tierra hasta niveles de 0,01 miligals (una parte en  $10^8$ ) o incluso más en aplicaciones de campo, y la generación más reciente de instrumentos es capaz de medir  $\pm 0,002$  miligals bajo condiciones ideales de medidas en campo. Estas variaciones espaciales en la gravedad son o deben su origen a las variaciones laterales en la densidad de la roca cuando las medidas están restringidas a la superficie de la Tierra. La densidad promedio de la Tierra es de  $5,5 \text{ gm/cm}^3$  y la densidad promedio de las rocas de la corteza es de aproximadamente  $2,67 \text{ gm/cm}^3$ . Se puede concluir que la densidad debe incrementar con la profundidad. Tales cambios de densidad en la vertical no se detectan en las prospecciones de superficie; solamente se detectan los cambios de densidad laterales. Dado que las variaciones de densidad próximas a la superficie afectan al gravímetro más que las variaciones en profundidad, en relación inversamente proporcional al cuadrado de la distancia, de acuerdo con la ley de Newton, las variaciones gravitatorias más importantes de interés en la exploración geotérmica, son aquellas que resultan de los cambios laterales de densidad dentro de las rocas de la parte superficial de la corteza.

La técnica gravimétrica facilita la solución para una amplia variedad de problemas geológicos. Como en el caso de muchas otras técnicas

geofísicas, el éxito de su aplicación depende críticamente de la experiencia y entrenamiento de los geofísicos y técnicos que trabajan en estrecha colaboración con el geólogo durante la planificación de la investigación, el análisis de los datos, y la interpretación.

Dado que los gravímetros detectan variaciones laterales en la densidad de las rocas, debe existir un contraste de densidad entre el cuerpo rocoso bajo investigación y su roca encajante. Si el cuerpo bajo investigación tiene una densidad más pequeña que la roca encajante, diremos que hay un contraste de densidad negativo, y por tanto, esperamos que dicho cuerpo muestre un mínimo de densidad. Dado que la variación de densidad en las rocas es pequeña, los contrastes de densidad de interés en exploración son pequeños comparados con los contrastes en las propiedades físicas de las investigaciones magnéticas y eléctricas. Las variaciones de las investigaciones debidas a los cambios de latitud y elevación, a menudo serán mucho mayores que la anomalía misma en sí. Por esta razón se debe ser muy meticuloso en los procedimientos de exploración y en el análisis de los datos.

Los datos de gravimetría regional, con densidad de estaciones de una estación por  $\text{km}^2$  a una estación cada  $25 \text{ km}^2$ , son en muchas ocasiones estudios regionales realizados por universidades o agencias del gobierno y de fácil acceso en general. Esta información es a menudo útil para interpretaciones a escala regional y con frecuencia son los puntos de partida para la planificación de exploraciones de detalle, más que las bases para interpretación de detalle.

La contribución de los datos gravimétricos es muy parecida a la de los estudios aeromagnéticos, es decir, información sobre la litología y la estructura. La localización de fallas, espesor de rellenos sedimentarios y aluviales y espesores de cobertera volcánica son los problemas, generalmente solucionados por investigaciones de gravimetría, tanto para la industria de la minería como para la industria geotérmica. La delineación de cuerpos intrusivos silíceos de baja densidad, cámaras magmáticas o grandes zonas estructurales de la corteza, son otras aplicaciones típicas de este método. Los datos gravimétricos pueden también contribuir a la definición de cuencas sedimentarias profundas, que son recursos geotérmicos

de tipo distinto. Costain et al. (1977, 1980) han usado el sistema de gravimetría regional en profundidad para definir rocas graníticas radioactivas, generalmente representadas por anomalías negativas de Bouger, debajo de la planicie costera atlántica.

Datos gravimétricos de detalle, han servido para delimitar fracturas importantes que probablemente controlan el flujo de fluidos geotérmicos en Cove Fort-Sulphurdale, Utah (Ross et al 1982) en Alamosa, Colorado (Mackelprang, 1983) y en Baltazor Hot Springs en Nevada (Edquist, 1981). Estudios similares de carácter preliminar, han sido realizados por el ICME en la cuenca de Mula - Murcia (1976) y en la Fosa del Vallés - Barcelona (1977).

Los estudios de gravimetría regional y su interpretación juegan un papel muy importante en el conocimiento del encuadre tectónico de los sistemas geotérmicos en la Cascade Range. Bacon (1981) menciona un importante mínimo gravimétrico al oeste de High Cascade en la parte central de Oregon y hace notar que dicha anomalía define una estructura importante y delinea zonas de fallas, las cuales pueden ser responsables del movimiento de fluidos geotérmicos. La zona de baja gravedad coincide con 1) un decrecimiento abrupto de dirección este-oeste en el flujo calorífico desde valores de 100 a 40  $\text{mW/m}^2$  en High Cascade, y 2) un incremento importante de este a oeste en profundidad hacia el conductor cortical más profundo, definido por sondeos magnetotelúricos. Couch et al. (1982b) mencionan interpretaciones similares. Williams y Finn (1982) han descrito problemas complejos en el análisis de datos gravimétricos de especial importancia en la provincia Cascade. Estos autores hacen mención a que los volcanes silíceos de gran magnitud, con calderas que superan los 10 km de diámetro, producen mínimos en gravimetría, cuando se usan densidades de 2,15 a 2,35  $\text{g/cm}^3$  para la reducción de Bouguer. Todos los demás volcanes dan lugar a máximos gravimétricos como resultado de los complejos intrusivos subvolcánicos de mayor densidad, dado que el volcanismo es un factor que reequilibra las zonas con fuertes anomalías isostáticas (Miranov, 1977).

Plouff y Pakiser (1972) describen un buen ejemplo del uso de los datos gravimétricos para realizar un modelo geométrico de un com-

plejo intrusivo de grandes dimensiones en el suroeste de Colorado. La presencia de una anomalía gravimétrica negativa se postula como el resultado de un batolito encajado que yace bajo una compleja caldera en San Juan Mountains. En 1972 se realizó una gravimetría en la Isla Lanzarote y de forma detallada en el área de Montaña de Fuego (Sevilla y Parra 1975), que dió como resultado una fuerte anomalía gravimétrica (200 mgal) a nivel regional. El área de volcanismo reciente, presenta un mínimo zonal que aparece muy perturbado por la dificultad de la corrección topográfica superficial (conos, túneles, etc.) y la debida a la imposibilidad de investigar el Malpaís. Recientemente ENADMISA y el IGN han repetido el estudio con idénticos resultados. El análisis de los datos es compatible con la presencia de una cámara magnética a alta temperatura. El ajuste de un modelo viene muy afectado por la amplitud de la dispersión, habiéndose propuesto la existencia de un cuerpo de densidad  $3.1 \text{ gr/cm}^3$  a 6 Km. de profundidad (Arana et al, 1975). Hay que citar la existencia del mapa de anomalías gravimétricas de aire libre y Bouger, de las islas de Lanzarote y Fuerteventura que pone de manifiesto una gran semejanza entre las 2 islas, desde el punto de vista gravimétrico.

Parece poder concluirse de todo lo anteriormente expuesto que los datos de gravimetría pueden contribuir tanto a los programas de exploración regional como detallada, en la mayor parte de los ambientes geotérmicos.

#### VI.11 Testificación Geofísica de Sondeos

La testificación geofísica de los sondeos son medidas realizadas, dentro de un sondeo sobre las propiedades físicas y químicas del sondeo mismo y de las rocas de su alrededor, mediante el uso de distintos tipos de sondas. Aunque la testificación geofísica de sondeos se aplica de forma rutinaria en la exploración de gas y petróleo, y es también muy útil en la investigación de recursos minerales, es todavía, hasta cierto punto, experimental cuando se utiliza en la exploración geotérmica. Todavía es preciso realizar muchas investigaciones para entender en su totalidad las respuestas de varias de las diagráffas en los yacimientos geotérmicos, así como en sus rocas encajantes, comúnmente ígneas y metamórficas,

las cuales están típicamente fracturadas y alteradas. A pesar de la relativa falta de conocimiento sobre la respuesta de las diagraffas en los sistemas geotérmicos, se han usado con éxito varios tipos de testificación, o la combinación de varios tipos para investigar propiedades tales como la litología, alteración, fracturación, densidad, porosidad, flujo de fluido y contenido en sulfuros, todos los cuales pueden ser críticos en la decisión de cómo y en qué intervalo completar, revestir, cementar, etc, el pozo.

Muchas de las técnicas de testificación usadas en las industrias de la minería y el petróleo, han sido adoptadas o modificadas para su uso en la exploración geotérmica y los programas de desarrollo industrial de un campo geotérmico. Las mayores diferencias en el uso de los distintos tipos de diagraffas están relacionadas con la necesidad de utilización de instrumentos que resistan altas temperaturas y la diferencia de interpretación requerida para rocas volcánicas e ígneas. Otras diferencias son aquellas como las derivadas de un mayor énfasis en la identificación de fracturas y los efectos de alteración hidrotermal sobre ciertas respuestas a observar en las diagraffas. Varias publicaciones han discutido estos temas (Glenn et al. 1982), siendo muy numerosas las interpretaciones de diagraffas de varias áreas geotérmicas (Glenn y Hulen, 1979 a y b; Glenn y Ross, 1982).

La testificación geofísica de sondeos se realiza de forma rutinaria durante el proceso de perforación y se planifica a intervalos de profundidad y definitivamente cuando se va a proceder a entubar los sondeos. La presencia de entubación en un sondeo dificulta la posibilidad de utilización de prácticamente todos los tipos de diagraffas para detectar cambios en la roca de caja, y ciertos registros, tales como los eléctricos, son impracticables en sondeos entubados. Es extremadamente importante disponer de una gama adecuada de registros para aquellos tramos del sondeo que van a ser entubados, dado que dicha asociación de registros proporcionará la única información disponible sobre zonas permeables, puesto que naturalmente no se pueden realizar ensayos de inyección y producción en las tramos de sondeo que hayan sido revestidos. Es una práctica común el no repetir las diagraffas en aquellos tramos de sondeo que hayan sido previamente testificadas pero, sin

embargo, es recomendable realizar un solapamiento adecuado con los tramos previamente testificados, para facilitar de esta forma la interpretación de las diagrfías, sobre todo si en los distintos tramos se utilizan distintos tipos de instrumentos y distintos tipos de calibrado.

Hay muy pocas compañías de sondeos que ofrezcan servicios de testificación geofísica de sondeos; la testificación geofísica de los sondeos es en general, casi siempre, un aspecto aislado de los estudios realizados por un grupo independiente. En la Tabla 5 se presenta un resumen de las diagrfías aplicadas hasta el presente en la testificación geofísica de sondeos geotérmicos, así como una breve descripción de las mismas. En la Tabla 6 se enumeran los servicios de testificación geofísica de sondeos, disponibles a nivel comercial, junto con las limitaciones de los distintos instrumentos en cuanto a los parámetros de presión y temperatura.

El calibrador de sondeo (Caliper Log) es un instrumento que mide el diámetro del sondeo; se emplea entre otras aplicaciones para localizar las zonas de fractura y las zonas litológicas pobremente consolidadas que dan lugar a desprendimientos en el sondeo. Es un instrumento crítico para la corrección de otros instrumentos de medida, los cuales son sensibles con respecto al diámetro de la perforación. Generalmente todos los instrumentos de diagrfía múltiples incluyen como uno de ellos el calibrado del sondeo, y las correcciones de calibrado de otras diagrfías se pueden hacer de una forma automática durante los procesos de testificación. Instrumentos con calibradores de 3 ó 4 brazos pueden emplearse para determinar la forma del sondeo, al igual que su tamaño.

La testificación de la temperatura ayuda en la localización de zonas de fracturación y de flujo de fluidos dentro de un sondeo, si el flujo de agua es más caliente o más frío que la roca. Las zonas abiertas a través de las cuales existe un flujo de fluidos, se pueden detectar mediante la comparación de las diagrfías de temperatura hechas durante la perforación con aquellas otras realizadas en el sondeo, una vez que dicho sondeo ha alcanzado su equilibrio térmico, lo cual ocurre generalmente varios meses después de que se haya terminado el proceso de perforación.

TABLA 5

SONDAS DE TESTIFICACION GEOFISICA DE SONDEOS  
(Glenn y. Hohmann, 1981)

<u>Sondeos</u>	<u>Propiedad Medida</u>	<u>Aplicación</u>
Caliper	Diámetro y forma del sondeo	Construcción de pozo, fracturas, litología, corrección de otras diagraffas.
Temperatura	Temperatura	Fracturación, flujo de fluidos, oxidación, litología, corrección de otras diagraffas.
Resistividad/PI	Resistividad	Identificación litológica, contenido en sulfuros y arcilla, correlación.
Polarización espontánea	Corriente natural de la tierra	Litología, mineralización, oxidación-reducción.
Gamma natural	Radiación de Gamma natural, contagio o espectro	Litología, correlación, $^{238}\text{U}$ , $^{40}\text{K}$ .
Gamma-Gamma	Dispersión de rayos Gamma	Densidad total, porosidad, litología.
Neutrón	Captura de rayos Gamma; termal, epitermal, o fusión de neutrones	Porosidad, agua intraformacional, litología.
Acústico	Velocidad acústica	Litología, Fracturación, alteración.
Spinner	Flujo de fluidos dentro del sondeo	Zonas de producción, zonas de entrada de fluido.



TABLA 6  
SONDAS GEOFISICAS PARA TESTIFICACION DE SONDEOS

Tool Type	Wellbore	O.D. (in)	Max. Press (ksi)	Max. Temp. °F/°C
<u>Schlumberger (Schlumberger Services Catalog, 1978)</u>				
<u>Resistivity</u>				
Induction	Open	2-3/4, 3-7/8	20	350/175
Electrical	Open	3-3/8	25	500/260
Induction-Spherically Focused	Open	3-1/2	20	350/175
Dual Induction Laterolog	Open	3-3/8, 3-7/8	20	350/175
Ultralong Spaced Electrical	Open	3-5/8	20	350/175
<u>Porosity</u>				
Formation density	Open	2-3/4	25	500/260
	Open	3-3/8	20	400/205
Compensated Sonic	Open	1-11/16	16.5	350/150
	Open	3-3/8, 3-5/8	20	350/175
	Open	2-3/4, 3-3/8	25	500/260
Long Space Sonic	Open	3-5/8	20	350/175
Compensated Neutron	Open	2-3/4	25	500/260
Natural Gamma	Open	3-5/8	20	350/175
<u>Temperature</u>				
Temperature	Open	1-11/16	15	350/175
Flowmeter-Temperature	Open	1-11/16	20	500/260
<u>Drill String</u>				
Electrical	Through	1-1/2	20	350-500/175-200
Induction	Drill Stem	2-3/4	20	350-400/175-205
Sonic	Drill Stem	1-11/16	16	300/150
Neutron	Drill Stem	2-3/4	25	500/260
Formation Density	Drill Stem	2-3/4	25	500/260
Gamma Ray	Drill Stem	2-5/8	25	500/160
Thermal Decay	Drill Stem	1-11/16	16.5	300/150
<u>Production Logging</u>				
Continuous Flowmeter	Cased	1-11/16	15	350-600/175-315
Gradiometer	Cased	1-11/16	15	350/175
High Resolution Thermometer	Cased	1-11/16	15	350/175
Fluid Sampler (650 & 836 cc)	Cased	1-11/16, 2-1/2	10	350/175
Radioactive Tracer	Cased	1-11/16	20	275/135

TABLA 6 (Cont.)

Tool Type	Wellbore	O.O. (in)	Max. Press (ksi)	Max. Temp. °F/°C
<u>Logging in Casing</u>				
Gamma Ray	Cased	1-11/16, 2, 2-3/8, 3-3/8	20	350-500/175-260
Neutron	Cased	1-11/16, 2, 2-3/8, 3-3/8	12-25	350-500/175-260
Thermal Neutron Decay	Cased	-11/16	16.5	300/150
-----				
<u>Dresser Atlas</u>				
<u>Electrical</u>				
Induction-Electrolog	Open	2.0	17	350/175
Dual Induction Focused	Open	3-5/8	18	350/175
		3-3/8	25	400/204
Dual Laterlog	Open	3-5/8	20	400/204
<u>Radioactive</u>				
Compensated Neutron	Open	2-3/4, 3-5/8	20	300/150
Gamma-Neutron	Open	1-11/16, 3-3/8 2-3/4, 3-3/8	17	300/150
Compensated Densilog	Open	3	20	300/150
Epithermal Neutron	Open	3	20	300/150
Gamma Spectra	Open	3-5/8	20	400/204
<u>Acoustic</u>				
Acoustilog	Open	2-3/4 3-3/8, 3-7/8	20 20	450/ 350/175
<u>Production Logging</u>				
Nuclear Floglog	Cased	1-1/2	12	350/175
Tracerlog	Cased	1-1/2	12	350/175
Fluid Density	Open or Cased	1-3/4	15	400/204
Temperature	Open or Cased	1-11/16	17	400/204
Flowmeter	Open or Cased	1-11/16, 1-1/8	18	300/150
Fluid Sampler	Open	1-11/16	10	300/150

Las zonas permeables, que han absorbido fluidos de perforación, a menudo vienen reflejadas como puntos singulares en los registros de temperatura de las primeras diagráfias realizadas, los cuales desaparecen una vez que se realiza la testificación de temperatura en el estado de equilibrio del sondeo.

La información sobre la temperatura a lo largo de los sondeos es precisa también para la corrección de otras diagráfias, fundamentalmente en las de resistividad. Por esta razón la diagráfia de temperatura es generalmente una de las que se incluye dentro de la gama completa de mediciones realizadas durante la testificación geofísica de sondeos. Sin embargo, los requisitos en cuanto a sensibilidad y precisión de las diagráfias de temperaturas realizadas solamente para procesos de corrección, no son suficientes cuando el objetivo es la testificación detallada para detectar zonas de flujo de fluido. Cuando el objetivo que se persigue es el anteriormente descrito se necesita un instrumento calibrado con una sensibilidad de  $\pm 0,01^{\circ}\text{C}$ .

Los registros convencionales eléctricos (resistividad) de sondeos, incluyendo tanto los de largo-corto recorrido y laterales, se han usado con bastante éxito en las investigaciones petrolíferas para la caracterización de la secuencia sedimentaria del terreno. Estos registros, sin embargo, son mucho más difíciles de interpretar en ambientes de rocas metamórficas e ígneas, debido no solamente a la falta de experiencia, sino también a la falta de adecuación de las medidas, así como la calibración de los instrumentos, originalmente diseñados para rocas sedimentarias (Keys, 1979). Sin embargo, los registros de resistividad, cuando se evalúan adecuadamente, pueden dar lugar a una información muy valiosa sobre ciertos aspectos de un yacimiento, que pueden influir en los estudios de evaluación de producción de fluido, conocimiento general de la litología, fracturación y contenido en arcillas. Por ejemplo, la resistividad de la mayoría de las rocas no alteradas es del orden de varios cientos de ohm-m (Keys, 1979), pero si la roca está atravesada por fracturas con sulfuros, si ha sido alterada a arcilla o fracturada y saturada con fluidos conductores, entonces se transforma en un elemento muy conductor.

La diagrafía de potencial espontáneo (PE), mide el potencial natural entre un electrodo introducido en el sondeo, con respecto a un electrodo en la superficie. En rocas sedimentarias las diagraffas PE se utilizan principalmente para detectar y correlacionar capas permeables (habitualmente areniscas) y para evaluar cualitativamente la salinidad de las capas o estratos. En las rocas ígneas y metamórficas las diagraffas PE son actualmente muy difíciles de interpretar, aunque ocasionalmente se han utilizado con éxito en la determinación de zonas de entrada de agua, en las cuales se origina un potencial de corriente como se ha discutido anteriormente (Keys, 1979).

Los métodos radioactivos de testificación geofísica de sondeos pueden también ser muy útiles para la caracterización de ambientes geotérmicos. Algunos de estos logs son sensitivos a las variaciones litológicas aún cuando los sondeos hayan sido revestidos; otros métodos son muy útiles en la localización de fracturas. Se han desarrollado técnicas de diagrafía por métodos radiactivos, tanto activas como pasivas. Los métodos pasivos miden la radiactividad natural de las rocas mediante la detección de los rayos Gamma. Los métodos activos usan radiación natural o inducida proveniente de la sonda para observar distintas formas de dispersión de la radiación.

La diagrafía Gamma natural es una técnica pasiva muy útil para la identificación de diferentes tipos litológicos, para la detección y evaluación de depósitos minerales radiactivos (tales como potasas y uranio) y, en algunos casos, para la identificación de fracturas. En las estructuras sedimentarias, esta diagrafía habitualmente detecta el contenido en pizarras, dado que los elementos radiactivos tienden a concentrarse en los minerales arcillosos. Las rocas ricas en potasio, tales como el granito y la riolita son fácilmente detectables con diagraffas de Gamma natural, en las cuales se registra la desintegración de  $K^{40}$  a  $Ar^{40}$ . En las publicaciones de Keys (1979) se muestra que las fracturas en rocas alteradas pueden tener un enriquecimiento local en elementos radiactivos, y por tanto ser fácilmente detectables con diagraffas de Gamma natural.

La sonda de Gamma natural mide o la cuenta total por encima de un umbral de nivel de energía o, el conteo en ventanas de energía

previamente seleccionadas, o conteos en canales de 1.000 a 4.000 cuentas u otros. El conteo total sirve como indicador cualitativo de la abundancia de varios elementos radioactivos naturales. El conteo en ventanas de energía ha sido específicamente diseñada para la detección de torio, uranio y potasio. Los elementos naturales radioactivos primarios, proporcionan un información más útil para la interpretación en términos de la variación a lo largo de un sondeo, particularmente si las medidas son corregidas en conteo a "tiempo muerto", tamaño de la perforación, composición del fluido, humedad de la roca y revestimiento.

Las diagrfías densidad/Gamma es una técnica activa en la cual se mide el número de colisiones Compton entre los rayos Gamma de la fuente emisora y los electrones de formación. Este número varía directamente con respecto a la densidad del electrón de formación, lo cual es una medida directa de la densidad global de la roca. Si no se dispone de un sistema muy preciso de calibración, la testificación de sondeos por el procedimiento anteriormente descrito puede no ser tan útil en ambientes metamórficos e ígneos como en terrenos sedimentarios. Las densidades de ciertas rocas ígneas y metamórficas, por ejemplo, pueden exceder en mucho el rango de calibración de los instrumentos de testificación comercialmente disponibles. Además, los registros de densidad/Gamma, son extremadamente sensibles al tamaño de la perforación, en terrenos altamente fracturados o que tienen desprendimientos, por lo que su utilidad se limita en gran manera.

Otra técnica radiactiva activa es la testificación de neutrones, la cual ha sido diseñada principalmente para determinar la variación de la porosidad de las rocas, una variable crítica en los sistemas geotérmicos. En esta técnica, neutrones altamente activados son emitidos por una fuente existente dentro de la sonda, dichos neutrones chocan con los núcleos de los elementos de las rocas, perdiendo energía en una cantidad que alcanza su máximo cuando los neutrones emitidos y los núcleos de la formación, con los cuales chocan, tienen una masa equivalente. De esta forma, los núcleos de hidrógeno causan el máximo de pérdida de energía. La sucesión de choques desacelera los neutrones hasta velocidades térmicas, correspondientes a energías de aproximadamente 0,025 electrón-volt;

los neutrones son entonces fácilmente capturados por varios elementos de la roca. Bien los neutrones térmicos o los rayos Gamma emitidos, cuando son capturados, se pueden medir para determinar el contenido en hidrógeno relativo de la formación.

La aplicación típica de la diagráfia de neutrones es la determinación de la porosidad, suponiendo que el hidrógeno está restringido al agua libre confinada en los poros de la formación. En muchas rocas, sin embargo, particularmente en ciertas variedades de rocas hidrotermalmente alteradas y ricas en elementos máficos, muchos de los hidrógenos están presentes en el agua intraformacional de la estructura de los minerales -por ejemplo biotita, hornblenda, sericita y montmorillonita-. En tales casos, la respuesta neutrónica refleja el tipo de roca o la intensidad de alteración más que la porosidad (Nelson y Glenn, 1975). Además, las sondas neutrónicas están calibradas, en general, para los efectos de matriz solamente en rocas sedimentarias, y por tanto no se puede esperar que proporcionen medidas precisas de la porosidad en rocas metamórficas e ígneas.

Las diagráfias acústicas proporcionan una información muy valiosa sobre la roca encajante, fracturación y porosidad de un depósito y sus inmediaciones. Los registros acústicos estándar, miden el tiempo necesario (intervalo de tiempo de tránsito) para que una onda compresiva viaje a través de una formación una determinada distancia. El intervalo de tiempo de tránsito puede ser empíricamente relacionado con la porosidad de ciertos tipos de roca (Wyllie et al. 1956). Se puede también correlacionar con la calidad del macizo rocoso o la intensidad de fracturación (Nelson y Glenn, 1975). También se pueden localizar las fracturas mediante el análisis de la forma de la onda total de la señal de velocidad acústica recibida (Myung y Helander, 1972).

El teleobservador acústico, también conocido como teleobservador de sondeo u observador sísmico, proporciona, a través de una compleja instrumentación descrita por Heard (1980), una imagen acústica orientada de la pared de una perforación. A partir de esta imagen, se pueden determinar la intersección de fracturas con el sondeo, su grado de apertura y en general las características e

irregularidades de la perforación. Estos parámetros de las fracturas son cruciales a la hora de determinar la naturaleza de la permeabilidad de un depósito oculto que va a ser lixiviado o explotado por procesos de disolución.

Los perfiles transversales (Cross Plots) de un sondeo a otro, pueden en gran manera facilitar la interpretación de información, particularmente para sondeos en terrenos complejos de rocas metamórficas (Ritch, 1975; Glenn y Hulen, 1979a,b). Como un ejemplo de la utilidad de este método, se representa en la Figura 22 la densidad global con respecto a la porosidad neutrónica para demostrar el efecto falso que rocas con minerales máficos densos, tiene en este tipo de diagráfia. Los datos representados en la figura indican que, en contra a lo que se debería de esperar, la densidad global incrementa en relación directa al incremento de la porosidad neutrónica. El incremento de densidad se conoce que es debido al incremento en el conteo de los minerales relativamente densos, máficos, tales como la hornblenda y biotita (Glenn y Hulen, 1979a,b).

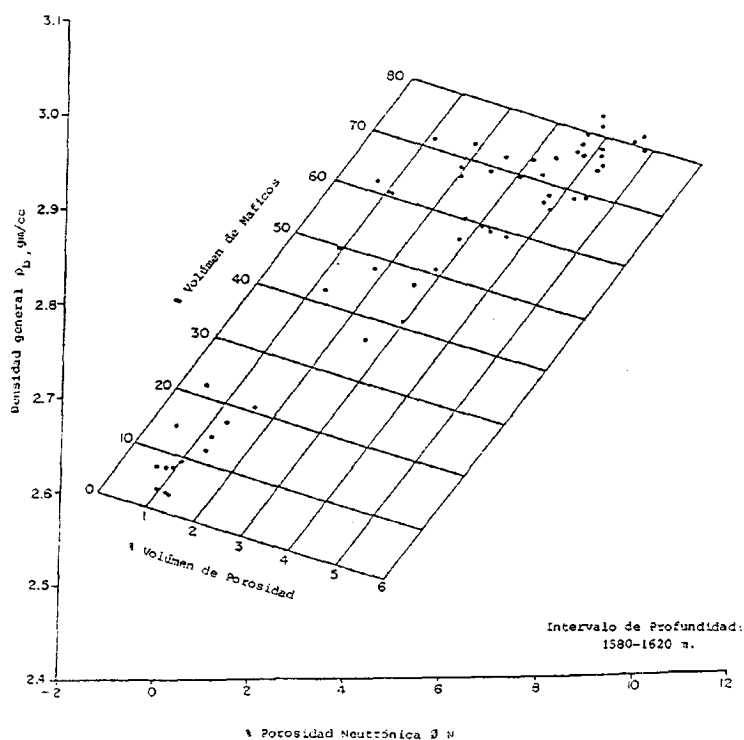


FIGURA 22. SONDEO GEOTERMICO 52-21. ESTADO DE UTAH

Estos minerales máficos contienen abundantes enlaces de agua, a los cuales, como se ha discutido anteriormente, responde rápidamente el testificador de la porosidad neutrónica. Por tanto, el incremento de porosidad aparente es erróneo. En el perfil se ha superpuesto una malla (con el origen desplazado hasta -2 para compensar la calibración por caliza del registro de neutrones), lo cual permite ajustar estos valores falsos de porosidad. La malla indica, por ejemplo, que una roca en el sondeo, con una densidad global de 2,71 y una porosidad neutrónica del 1%, contiene aproximadamente 27% de minerales máficos hidratados y tiene solamente un 0,2% de porosidad; otra roca de densidad similar y con una porosidad neutrónica del 3%, contiene aproximadamente un 32% de minerales máficos y tiene una porosidad real ligeramente inferior al 2%.

#### VI.12 Técnicas Superficie-Sondeo

El tipo de técnicas que denominamos superficie-sondeo requiere una combinación de receptores y/o transmisores en superficie y en el interior de un sondeo. De todas ellas la menos experimental es los perfiles sísmicos verticales (PSV) que usan tanto ondas P como S producidas por fuentes en la superficie (generalmente vibradores mecánicos) dispuestos de una forma circular alrededor del sondeo. Las ondas reflejadas y directas se detectan mediante rosarios de geófonos introducidos en el sondeo, pegados a la pared, o hidrófonos. La técnica PSV ha sido utilizada principalmente para determinar el punto de origen de fenómenos sísmicos observados en la superficie y para obtener unas mejores estimaciones de las propiedades acústicas de la secuencia estratigráfica (Balch et al. 1982). Gal'Perin (1973) ha presentado una revisión de la investigación realizada en la URSS sobre la técnica PSV incluyendo resultados recientes de PSV de tres componentes (fuentes de ondas P y S con detectores de tres componentes), para estimar los porcentajes de velocidad de propagación de las ondas P-S y los módulos de Poisson. Mientras que el principal interés de la técnica PSV se centra en mejorar la interpretación estratigráfica, particularmente en áreas conflictivas en donde las técnicas convencionales de reflexión superficie-superficie no proporcionan resultados satisfactorios, las investigaciones de PSV realizadas usando fuentes múltiples de ondas P y S alrededor de un sondeo, tienen el potencial de resol-



ver los problemas creados por discontinuidades estructurales próximas al sondeo. En vista de lo anteriormente expuesto, la técnica PSV puede considerarse como experimental. Como continuación de una operación de hidrofracturación, realizada a 750 m de profundidad, se detectó una zona de "sombra" de ondas S (Fehler et al. 1982). En base a la información de tres puntos de disparo, se preparó un modelo diferencial finito el cual, demostró que la sombra era correlacionable con la información obtenida a través de la hidrofracturación. Sin embargo, debido a la baja frecuencia de la fuente de ondas S, y a la larga longitud de onda de las ondas S (65 m) en el medio, es aparente que la región fracturada debería tener unas dimensiones mayores (de unas cuantas longitudes de ondas) para que se pueda dar este efecto "sombra".

Una fuente de ruido en las investigaciones de PSV son las ondas Stonley, ondas de gran amplitud que viajan a lo largo de los tubos de revestimiento. Aunque estas ondas son principalmente originadas por la excitación producida por las ondas Rayleigh ("ground roll") que cruzan por la cabeza del sondeo (son particularmente perjudiciales si la fuente de dichas ondas está próxima al sondeo), las ondas Stonley pueden también ser excitadas por cuerpos de ondas que invaden fracturas que intersectan la perforación. Consecuentemente, hay cierto interés en desarrollar metodologías que permitan obtener información sobre la permeabilidad de fractura a partir de dichas ondas (Paillet, 1980). Recientemente, Crampin (1978 y 1984) y otros autores, han argumentado que la investigación con el método PSV, realizado con geófonos de tres componentes, puede proporcionar información extremadamente útil para la cartografía sobre las condiciones de fracturación de las rocas, si se puede extraer datos sobre la anisotropía sísmica a partir del efecto de dispersión de las ondas cortantes o de cizalla (S).

El método EM superficie-sondeo, en el cual se sitúa un transmisor en coaxial con el sondeo y un detector en profundidad dentro del sondeo, puede proporcionar información valiosa para la localización de fracturas conductoras que intersecten el sondeo. El hecho de que esta técnica funcione en sondeos entubados y que se pueda distinguir una fractura "anómala" dentro de una capa estratigráfica conductora, son temas actualmente en estudio.

Los métodos de resistividad sondeo-sondeo y sondeo-superficie, también parece que sean aplicables a la exploración geotérmica. Yang y Ward (1985) han presentado resultados teóricos relacionados con la detección de cuerpos esferoides obloides delgados y elipsoides. En este estudio, los efectos de la superficie del terreno han sido desechados y se supone que el cuerpo está incluido dentro de una masa homogénea infinita. La superficie del cuerpo se divide en una serie de superficies, y se aplica una ecuación integral de Fredholm para la solución numérica. Una vez que se ha determinado una solución para la distribución de carga de la superficie, se puede especificar el potencial para cualquier punto por medio de la ley de Coulomb. Los resultados del modelo teórico indican que las medidas de resistividad del perfil entre sondeos son más efectivas que las medidas realizadas en un simple sondeo para delimitar las anomalías de resistividad en las proximidades del sondeo.

Beasley y War (1985) han obtenido resultados muy representativos en sus estudios de puesta-en-masa. En su estudio se varían tanto el buzamiento del cuerpo, como la localización del electrodo emisor; el resultado final de estos análisis, es la producción de planos y perfiles de resistividad aparente. La máxima profundidad a la que se puede localizar un cuerpo con esta técnica, depende de la profundidad a la que se puede situar el electrodo emisor y del contraste de resistividad entre el cuerpo y la roca encajante. Se ha podido demostrar que situar electrodos inmediatamente fuera del cuerpo no altera de forma importante los resultados con respecto a los que se obtienen cuando el electrodo está dentro del cuerpo bajo estudio.

De lo anteriormente expuesto se deduce lo siguiente:

1. El método "Perfiles entre Sondeos" produce mayores anomalías que las producidas por el método de diagráfia en un sondeo aislado,
2. Las anomalías de los perfiles entre sondeos, usando una distribución polo-polo, son más pequeñas que aquellas que utilizan una distribución dipolo-dipolo,

3. El método de "puesta-en-masa perfil entre sondeos", produce anomalías mayores que los métodos de perfil entre sondeos, y
4. Las anomalías debidas a láminas delgadas son generalmente mucho menores que aquellas producidas por una esfera, como era de esperar (Dobecki, 1980).

## VII. ESTRATEGIA DE EXPLORACION PARA LOS RECURSOS ESPAÑÓLES

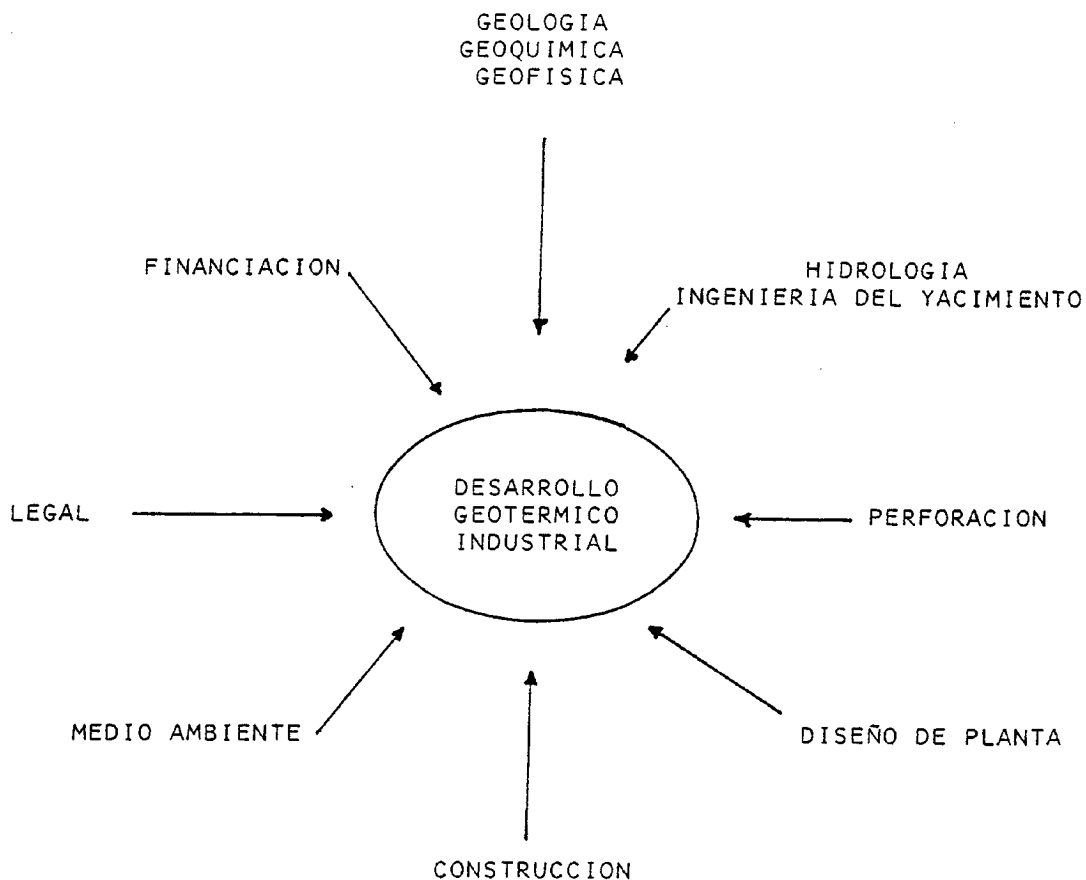
### VII.1 Introducción

El desarrollo geotérmico es un esfuerzo interdisciplinario. En la Figura 23 se muestran algunos de los componentes del equipo que deben trabajar conjuntamente para conseguir llegar a desarrollar un yacimiento. Dado que los recursos geotérmicos son fenómenos geológicos, la información sobre las ciencias de la tierra se necesita para todas las fases del desarrollo. Esta participación de los científicos de Ciencias de la Tierra, es similar a la que se requiere para el desarrollo de reservas petrolíferas o minerales.

A lo largo de los años las industrias minera y del petróleo han desarrollado instrumentos y técnicas encaminadas a resolver de una forma óptima sus problemas particulares de exploración, y estos esfuerzos han requerido el gasto de literalmente cientos de miles de millones de dólares en investigación. En contraste con lo anterior, relativamente poco dinero ha sido gastado en el desarrollo de instrumentos científicos y técnicas especiales para resolver problemas en ambientes geotérmicos. Dado que la industria geotérmica es aún muy joven, es, en su mayor parte, incapaz de financiar la investigación y los desarrollos tecnológicos necesarios. Las agencias o entidades privadas involucradas en el desarrollo de la energía geotérmica han tenido que utilizar, o ingeniárselas para aplicar, los instrumentos de trabajo existentes desarrollados para otros campos, los cuales no necesariamente son los óptimos para la aplicación a la investigación geotérmica. En algunos casos, estos instrumentos o técnicas son solamente útiles para solucionar algunos problemas particulares. Las limitaciones de las técnicas geofísicas comunes ya se han discutido en partes previas de este informe.

### VII.2 Importancia de las Distintas Disciplinas en la Investigación Geotérmica

En esta Sección consideraremos brevemente los distintos tipos de información que son habitualmente utilizados para resolver problemas de exploración en campos geotérmicos.



DADO QUE LOS CAMPOS GEOTERMICOS SON FENOMENOS GEOLOGICOS,  
 LA INFORMACION SOBRE CIENCIAS DE LA TIERRA ES  
 NECESARIA EN TODAS LAS FASES DEL DESARROLLO DEL CAMPO

FIGURA 25 DESARROLLO GEOTERMICO INDUSTRIAL

### VII.2.1 Geología

La obtención de datos geológicos mediante la cartografía geológica de superficie y la testificación geológica de sondeos bien sea testigos continuos o los detritus de los sondeos, proporciona información básica necesaria para la interpretación de la información obtenida por otros medios de exploración. La cartografía geológica de superficie, o evaluación en campo de los mapas geológicos existentes, debe ser el primer paso que se tome para resolver cualquier tipo de problema de exploración geotérmico. El geólogo de campo: (1) identifica las distintas unidades de rocas; (2) cartografía las estructuras existentes dentro y entre las distintas formaciones rocosas (fallas, fracturas, pliegues, contactos litológicos); (3) estudia las relaciones de edad entre las distintas unidades rocosas según vienen definidas por las relaciones espaciales entre dichas unidades; (4) investiga la evidencia de actividad subterránea geotérmica, dicha evidencia puede variar desde fuentes termales a la vista, geisers y fumarolas a indicadores casi imperceptibles tales como alteración hidrotermal de las rocas o depósitos de fuentes termales, como son los depósitos silíceos de geisers, fumarolas, etc. ( $\text{SiO}_2$ ) o travertinos ( $\text{CO}_3\text{Ca}$ ); (5) estudia las relaciones geológicas entre la zona que se está prospectando y la geología regional; (6) recoge muestras de rocas y minerales para su estudio al microscopio, datación, análisis geoquímicos o caracterización geofísica; y (7) toma muestras de fluidos de pozos y fuentes para estudios geoquímicos. Todo este trabajo ayuda a proporcionar las primeras respuestas a muchas de las preguntas sobre la posibilidad geotérmica de una zona tales como: (1) hay o no una evidencia de actividad geotérmica en la zona, (2) hay o existen rocas volcánicas jóvenes (de menos de por ejemplo 3 millones de años) en la zona que pudieran indicar la existencia de una masa rocosa caliente subyacente, la cual pudiera proporcionar una fuente de calor, (3) existen unidades rocosas porosas y permeables o existen fallas activas o abiertas en las rocas que puedan constituir un sistema con posibilidad de circulación de fluidos, y bajo un punto de vista general, (4) presenta esa zona particular una prospección geotérmica viable, y en caso afirmativo, qué técnicas de exploración son las que se deben utilizar a continuación.

## VII.2.2 Geoquímica

Un sistema geotérmico es un sistema químico natural altamente complejo y a gran escala. Los fluidos geotérmicos son soluciones salinas complejas, de composición, concentración, acidez (pH), potencial de oxidación (Eh), temperaturas y presión muy variables. Durante el movimiento de estos fluidos a través de las rocas, producido por la convección hidrotermal y/o por los gradientes de presión inducidos hidrogeológicamente, estos fluidos interactúan químicamente con las rocas del yacimiento, las cuales a su vez pueden ser químicamente complejas. Ciertos minerales de las rocas del yacimiento pueden ser disueltos de una forma selectiva por los fluidos, mientras que otros minerales pueden precipitarse de la solución, o ciertos elementos químicos de los fluidos pueden sustituirse por otros elementos existente en los minerales que conforman las rocas. Estos cambios mineralógicos/químicos que se producen en las rocas del yacimiento pueden o no dar lugar a cambios de volumen, pero, obviamente, si el volumen de la roca incrementa debe ser a expensas de los espacios abiertos existentes en la roca, lo cual da lugar a un descenso de la permeabilidad. En algunas zonas donde la presión y temperatura o el quimismo de la roca cambia en pequeños espacios, se pueden precipitar minerales dentro de los espacios abiertos de este sistema, dando lugar a la obstrucción de los mismos.

Este sistema químico tan complejo es dinámico en el tiempo, esto es para un cierto volumen de elemento en el yacimiento, la composición del fluido varía lentamente a lo largo del tiempo, dando también lugar a una variación en la composición de la roca, su porosidad y su permeabilidad. Sin embargo, dado que el régimen de circulación del fluido es quizás solamente de unos cuantos centímetros por año, en la mayoría de los sistemas geotérmicos, parece existir un estado de equilibrio químico o casi equilibrio químico entre el fluido y las rocas del yacimiento. La falta de dicho equilibrio estaría evidenciada por el movimiento rápido del fluido a través del yacimiento.

Un importante número de incógnitas sobre la producción de un yacimiento y su exploración se pueden resolver gracias a estudios

del quimismo de los fluidos geotérmicos y de las rocas del yacimiento, y por esto la geoquímica juega un papel relativamente más importante en la exploración geotérmica que el que hace, por ejemplo, en la exploración petrolífera.

Los métodos químicos pueden ser empleados para estimar la temperatura del yacimiento. Esta información es obviamente de interés antes de que se obtenga la información directa mediante la perforación, pero es también muy importante durante los procesos de perforación dado que (1) en un pozo no se pueden hacer medidas precisas de la temperatura hasta que se hayan disipado los efectos térmicos de los procesos de perforación, y (2) los fluidos encontrados durante la perforación pueden indicar la existencia de temperaturas más elevadas en otros puntos.

#### VII.2.3 Geofísica

El uso de la geofísica en la exploración de recursos geotérmicos es en sí mismo el objetivo de este informe y, por tanto, no elaboraremos más sobre él en este apartado. En términos generales, las exploraciones geofísicas ayudarán a cartografiar e interpretar las propiedades físicas de las rocas y su distribución en profundidad. Cuando dicha información se integra con los datos básicos hidrogeológicos, geológicos y geoquímicos, todo ello contribuye al desarrollo del modelo conceptual y a identificar de una manera eficiente, en cuanto al coste, aquellas partes del subsuelo que son más apropiadas para la realización de perforaciones. La solución de qué métodos se deben aplicar depende de la geología local y de lo que se anticipe sobre los contrastes en las propiedades físicas de las rocas.

#### VII.2.4 Hidrogeología

En la exploración geotérmica es absolutamente preciso un perfecto conocimiento de la hidrogeología local y regional de la zona en prospección. La primera pregunta que se le hace al hidrogeólogo es la naturaleza de la porosidad y permeabilidad que se prevee exista en profundidad. Otra pregunta es si esa permeabilidad estará controlada por fracturas y fallas, o si se supone que va a tener una



naturaleza intergranular, y donde es más razonable que existan las mayores permeabilidades. Si en una zona se están extrayendo fluidos geotérmicos, otra pregunta para el hidrogeólogo es si el yacimiento se recargará o si disminuirá la reserva de fluido. Para contestar todas estas preguntas y otras muchas similares la hidrogeología y la geología tienen que desarrollarse en estrecha y paralela colaboración.

### VII.3 Exploración Geotérmica. Consideraciones Generales

Las ciencias de la tierra tienen dos aplicaciones fundamentales en el desarrollo de la geotermia:

1. Exploración para localizar sistemas geotérmicos, y
2. Exploración de los sistemas geotérmicos.

En la Figura 24 se presenta de forma esquemática los pasos a seguir para este tipo de exploración.

La fase inicial de reconocimiento está diseñada para identificar zonas a prospectar y cualificar dichas zonas para una segunda fase de exploración detallada. Esta fase se refiere al punto 1 anterior, es decir, exploración para la búsqueda de sistemas geotérmicos. Una vez que el sistema geotérmico ha sido localizado, comienza la fase de exploración más detallada dentro del sistema. El objetivo fundamental de ambas fases exploratorias es la selección de emplazamientos para perforar -emplazamientos de sondeos para localizar una zona con recursos, confirmar la presencia del recurso, y entonces obtener una producción de fluidos para su utilización en planta y la reinyección en el sistema de los fluidos ya utilizados-. Dado que la perforación de pozos geotérmicos es extremadamente costosa, es muy importante definir con mucha precisión las técnicas de exploración que permitan a su vez reducir los costos del desarrollo del recurso evitando la perforación de sondeos no necesarios.

La estrategia de exploración que se presenta en la Figura 24 es la más básica dentro de un concepto general de investigación geotérmica. Antes de que dicha estrategia pueda resultar realmente útil

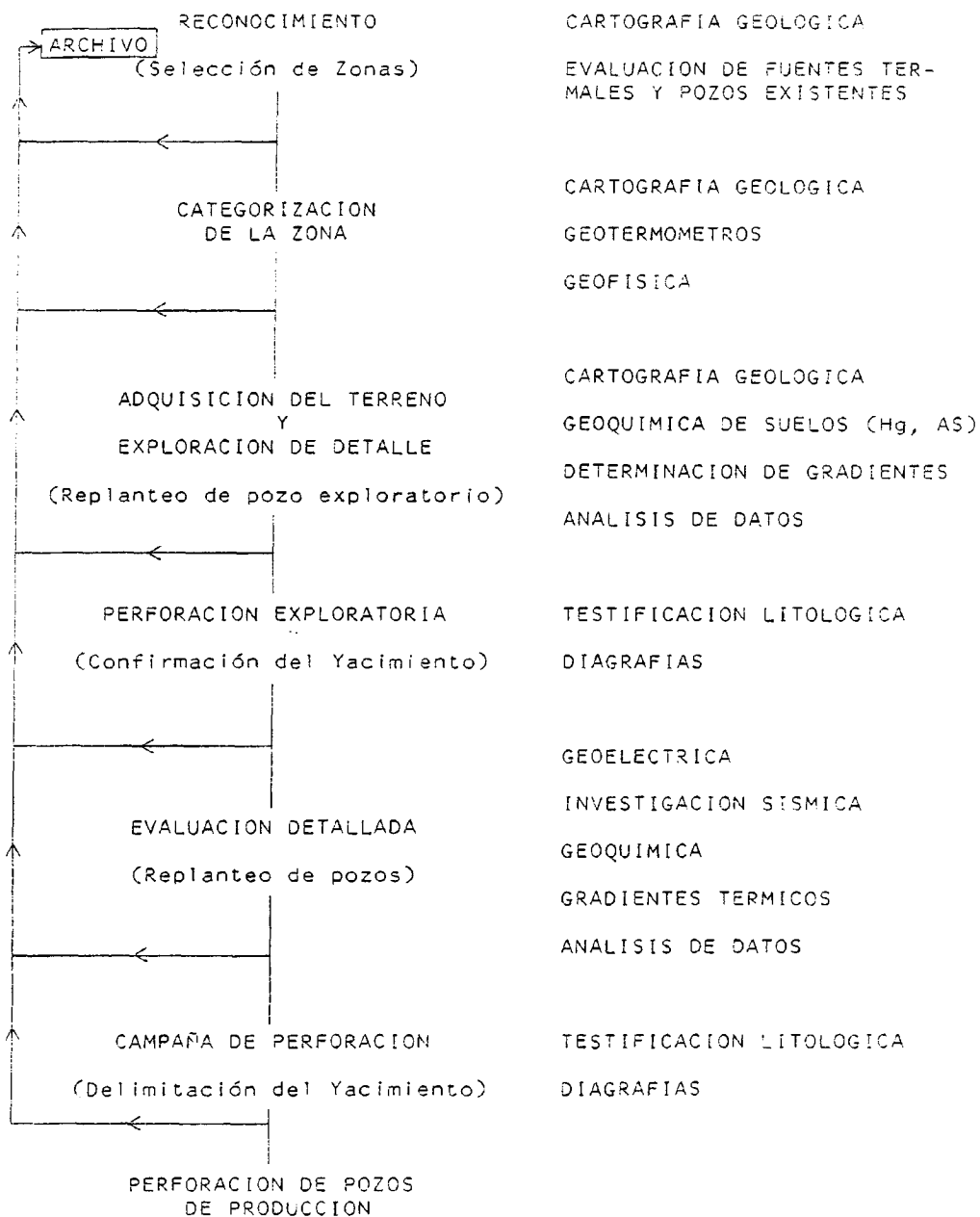


FIGURA 24: SECUENCIA DE EXPLORACION Y EVALUACION

es preciso añadirle muchos más detalles a cada uno de los pasos en ella reseñados. En este capítulo iniciaremos la estrategia básica como un encuadre para el desarrollo de estrategias más complejas. Varios de los aspectos que se presentan en la Figura 24 merecen una discusión más detallada. Primero, la exploración se inicia considerando grandes áreas, quizás del orden de  $10.000 \text{ km}^2$  durante la fase de reconocimiento, para pasar al desarrollo de una lista de prioridades con respecto a áreas más pequeñas dentro de la región prospectada en primera fase y a continuación a testificar cada una de esas áreas mediante una exploración detallada y perforación. En síntesis, la exploración va desde la consideración de una zona a nivel regional, por un proceso de eliminación de la mayor parte de esa zona, por ser de poca o ninguna importancia, hasta estudios de detalle de unas cuantas zonas más pequeñas. Durante este proceso, es recomendable usar técnicas de exploración de bajo costo unitario durante las fases iniciales del programa y reservar las técnicas más costosas para ser usadas más adelante cuando la zona de interés se haya reducido. Otro de los elementos de la estrategia de exploración es el hecho de que hay un cierto número de puntos de decisión a lo largo de todo el proceso, y al final de cada fase, durante los cuales se puede llegar a la conclusión de finalizar el proyecto. Considerando todos los aspectos del proyecto y evaluando los pros y los contras del éxito en cada punto de decisión, y entonces comparando el proyecto con otros u otros usos de los presupuestos y personal, se optimizan los resultados de exploración y se minimizan los riesgos y costos.

Partimos de la hipótesis que a medida que la exploración progresa en una zona se van identificando varias áreas favorables. La prioridad de zonas seleccionadas para realizar exploraciones futuras, deben siempre ser consideradas analizando si el programa de exploración seleccionado es el más efectivo con relación al coste. A continuación entraremos en la discusión de las diferentes estrategias de exploración aplicadas principalmente a un proyecto aislado, pero debemos siempre considerar que pueden existir varios proyectos en diferentes etapas de exploración y que por tanto siempre debemos valorar el esfuerzo entre los distintos proyectos de tal forma que los recursos económicos y humanos sean utilizados de la mejor manera posible.

Cuando se consideran las limitaciones de las estrategias de exploración es muy importante entender que, dado que los recursos geotérmicos son tan variados en cuanto a su detalle (incluso dentro de los recursos de un mismo tipo), no es posible especificar una determinada secuencia de técnicas de exploración que funcione de forma efectiva económicamente para todos los campos en todas las circunstancias. O lo que es lo mismo, no existe una estrategia de exploración única que se pueda aplicar con esperanzas de éxito en cualquier tipo de sistema. La estrategia de exploración a realizar en una zona concreta debe ser planificada específicamente para ser aplicada en aquella zona, y por los científicos que están realizando la toma e interpretación de los datos.

#### VII.4 Estrategia de Exploración Genérica Básica

En la Figura 25 se muestra la estrategia de exploración básica, la cual es genérica en el sentido de que es aplicable a todas las exploraciones geotérmicas. Es posible formular este tipo de estrategia genérica precisamente porque no contiene detalles con respecto a los tipos de investigación a realizar, método de interpretación, etc. Los distintos elementos de esta estrategia se discuten a continuación de forma individual. Los números que en los párrafos siguientes aparecen entre paréntesis hacen referencia a los elementos de la estrategia de exploración representados en la Figura 25.

##### VII.4.1 Información Básica Disponible

(1) En primer lugar se debe obtener toda la información regional y local disponible sobre la geología, geoquímica, geofísica e hidrogeología de la zona de exploración y su entorno inmediato. Una vez que esta información ha sido recopilada, especialistas de cada una de las distintas disciplinas deben evaluar dicha información en una fase preliminar para determinar su calidad e identificar cualquier posible omisión (2) de información. A menudo puede que no sea disponible la información geológica básica, y se debe obtener en este punto mediante la cartografía geológica. Es muy importante tener un conocimiento básico profundo de la geología al inicio de cualquier proyecto de exploración dado que la interpretación del resto de los datos que se van a obtener dependerá en gran manera del conocimiento de la geología, y, por descontado dicha interpretación deberá estar de acuerdo con la geología.

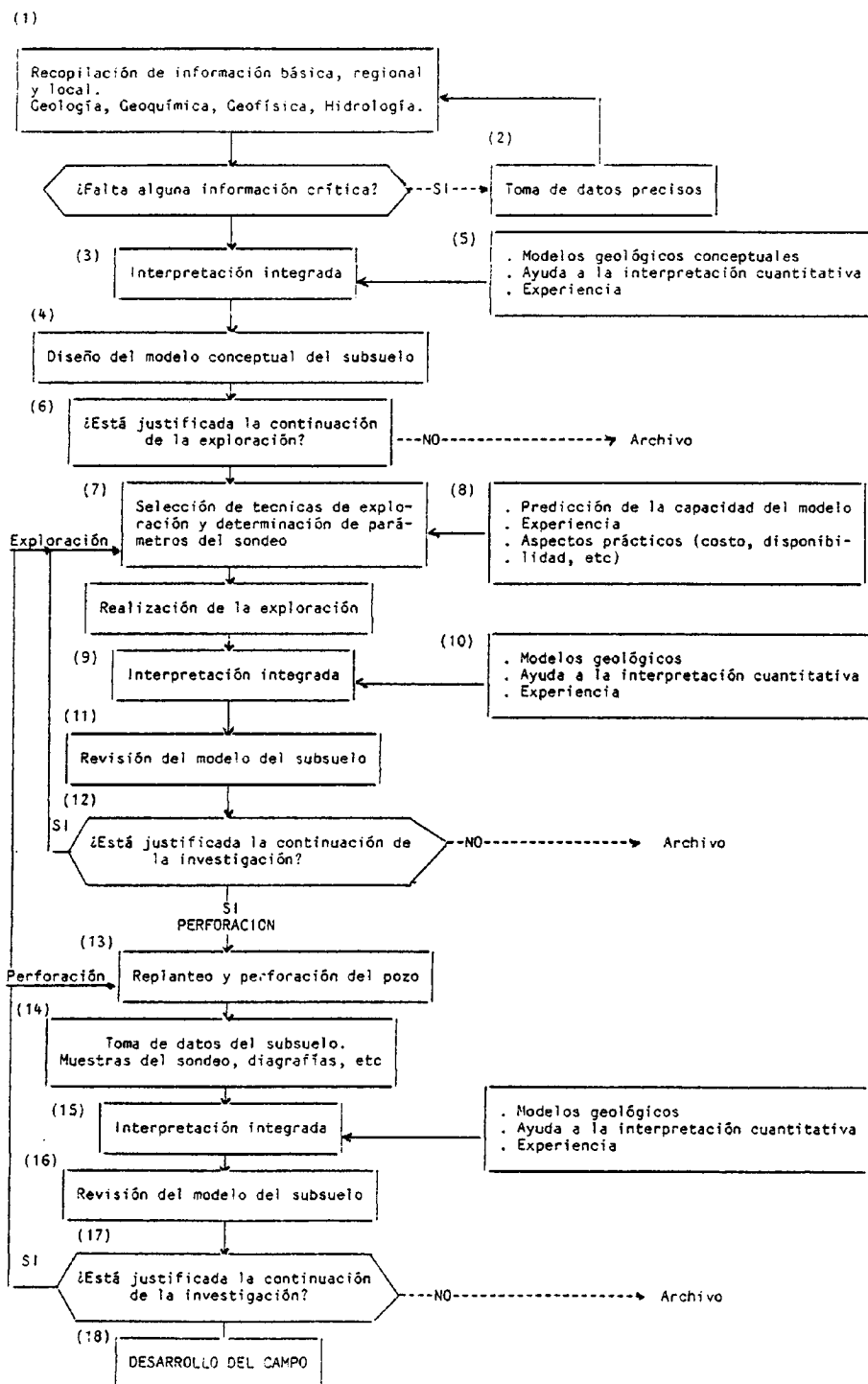


FIGURA 25. ESTRATEGIA DE EXPLORACION GENERICA BASICA

#### VII.4.2 Interpretación Integrada (3)

Una vez que se ha considerado como suficiente y precisa la información obtenida, debe ser interpretada por especialistas. El término "interpretación integrada" hace referencia a la necesidad de que los distintos especialistas involucrados en la prospección trabajen conjunta y coordinadamente en el proceso de interpretación de los datos. El objetivo de esta interpretación integrada es la formulación de un modelo geológico conceptual del subsuelo (4) para la zona de exploración que esté de acuerdo con toda la información disponible. Naturalmente, el modelo debe concentrarse específicamente en aquellos hechos que son pertinentes para definir la potencialidad de existencia de un recurso geotérmico en la zona.

Con objeto de realizar este paso de interpretación, se debe disponer de una serie de elementos (5). Entre estos elementos hay que distinguir: (a) el conocimiento de modelos geológicos de recursos geotérmicos en otras áreas como base para conceptualizar la zona en estudio; (b) elementos auxiliares a la interpretación de los datos tales como capacidad informática para preparar modelos y curvas tipo para los datos geoquímicos y geofísicos; y en la medida de lo posible, (c) experiencia en exploración geotérmica para el tipo general de recurso sujeto de la exploración.

#### VII.4.3 Modelo Conceptual (4)

Una vez que se haya formulado un modelo, se usa para responder a un determinado número de preguntas. La primera pregunta que se formula es "si el modelo revela algún dato que indique la posibilidad de no existencia de un recurso en la zona", por ejemplo hay algún tipo de información negativa (6) que precluya la existencia de un yacimiento geotérmico. En dicho caso, la calidad de dicha información y su impacto debe ser evaluada, para poder decidir, en ese punto, el suspender la exploración en dicha zona.

Si se decide proceder con la investigación, entonces el modelo es muy útil para formular preguntas que ayuden a definir la presencia o ausencia del recurso. Ejemplos que explican lo anteriormente expuesto pueden ser: la existencia de un recurso geotérmico en

algún lugar de la zona explorada debe dar lugar a una disminución de la resistividad eléctrica, o, si existe un recurso geotérmico en profundidad se debe sospechar la posibilidad de encontrar fuentes termales o pozos en alguna región. Si dichos elementos se encuentran, estas fuentes termales o pozos ayudarán a reconfirmar el modelo.

#### VII.4.4 Técnicas de Exploración y Diseño de la Investigación (7)

Hay varios aspectos importantes para la selección de técnicas de exploración que deben ser considerados. Primero, si se está considerando la utilización de exploraciones geofísicas, debe de haber alguna razón para creer que el sistema geotérmico, o fracturación asociada con un sistema geotérmico, producirá cambios en una o más de las propiedades físicas básicas que se pueden medir por procedimientos geofísicos, por ejemplo, densidad, susceptibilidad magnética, resistividad eléctrica, polarización inducida, velocidad sónica, etc. Dicha aseveración resulta del proceso de razonamiento deductivo a partir del modelo conceptual preliminar del sistema. Dicho modelo contiene lo que se conoce sobre la zona en exploración y la mejor estimación en ese momento sobre la configuración del subsuelo. En este punto se debe hacer la siguiente reflexión, "si en la zona de exploración existe un sistema geotérmico, cuál será el efecto de dicho sistema sobre las propiedades físicas de la zona que puedan medirse por procedimientos geofísicos". Una vez que se hayan identificado los cambios en las propiedades físicas se debe hacer una estimación de la geometría de la región en la que se espera encontrar una variación de dicha propiedad física. Se puede postular por ejemplo, que si en una determinada zona existe un sistema geotérmico lo suficientemente grande como para que tenga interés en cuanto al desarrollo del mismo, dicho sistema debería producir una reducción en la resistividad eléctrica de aproximadamente un factor de 10 para un volumen de 1 kilómetro por 1 kilómetro por medio kilómetro a una profundidad de enterramiento de medio kilómetro. El modelo geológico desarrollado para la zona ayuda a emplazar el yacimiento geotérmico dentro de la zona anómala, a la par que se consideran los efectos de los fluidos geotérmicos sobre las propiedades físicas permitiendo estimar el efecto de dichos fluidos sobre la resistividad. Suponiendo entonces

que se va a tener una disminución de la resistividad se puede pasar a programas de modelado por computador o curvas tipo (8) para ayudar a decidir: (a) si el cuerpo anómalo puede o no ser detectado mediante una investigación geoelectrica de superficie, (b) que configuración electródica se debe emplear para dicha prospección, (c) espaciado de los electrodos, (d) configuración óptima de los perfiles de prospección, y cualquier otro tipo de cuestiones que se puedan tener para planificar la campaña de prospección. Los mismos elementos auxiliares empleados para el modelado son los que se usan en la fase final de interpretación de los datos de la campaña y los que se usan también en esta fase de predicción del modelo durante los procesos de selección de los tipos de investigación a realizar. Este proceso ayuda a asegurar que la investigación servirá para medir respuestas interpretables provenientes de un sistema geotérmico si dicho sistema existe y por tanto ayudará en la localización de las aguas calientes. Por otra parte, si no se detectara dicha anomalía de resistividad, se deberá modificar el modelo del subsuelo.

#### VII.4.5 Interpretación Integrada (9)

Una vez completadas las exploraciones, de nuevo se necesita realizar una interpretación integrada de toda la acumulación de datos obtenidos, poniendo énfasis en la incorporación de los datos geofísicos recientemente adquiridos. El geofísico debe interpretar los datos en base a las variaciones del subsuelo en relación con las propiedades físicas que han sido medidas, como se discutió en la Sección VI de este informe. Esta interpretación contendrá naturalmente algunas ambigüedades, pero mediante discusiones con los geólogos, geoquímicos e hidrogeólogos que trabajen en el proyecto, se deberá determinar la validez geológica de la interpretación geofísica realizada, y modificar dicha interpretación tanto como sea preciso para llegar a una interpretación geológica lo más acorde posible. Para poder realizar este objetivo de interpretación el geofísico debe tener acceso a instrumentos de ayuda a la interpretación, tales como programas de computador, curvas tipo, etc. (10).



#### VII.4.6 Revisión del Modelo (11)

El resultado de la interpretación integrada deberá ser un modelo geológico del subsuelo actualizado y naturalmente mejorado. Dicho modelo, basado en las investigaciones realizadas, debe representar las condiciones del subsuelo con un grado de precisión cuantitativamente mayor que el preliminar.

Con el modelo revisado, se está en la posición de decidir cuales son los pasos siguientes a tomar (12). En este punto tienen que considerarse las siguientes reflexiones: a) los resultados de las investigaciones han sido negativos, b) dichos resultados permiten establecer con una certeza razonable que no existe un recurso geotérmico. Si esto es así la prospección deberá ser abandonada. Otra cuestión a considerar es si existe otro tipo de prospección que se deba realizar. O quizás los resultados hasta el momento han sido positivos, cuantitativamente razonables y prometedores. En este caso se debe pasar a perforar la zona para testificarla en profundidad.

#### VII.4.7 Perforación (13)

La fase de perforación se puede realizar mediante sondeos superficiales (menores de 300 metros) para medir el gradiente térmico y el flujo de calor, o se puede tomar la decisión de perforar hasta interceptar el objetivo perseguido. Se deben considerar cuidadosamente las constantes o los parámetros de la perforación tales como el diámetro, localización de la entubación, etc. al igual que tomar precauciones y disponer de equipo para prevención de explosiones.

#### VII.4.8 Toma de Datos del Subsuelo (14)

Dado que la perforación es cara se debe realizar de forma que se obtengan el mayor número de datos y resultados. En el caso de realizar perforación sin recuperación de testigo se deben tomar muestras cada 3 a 10 metros, las cuales deberán ser cuidadosamente etiquetadas y conservadas en envases adecuados. Dichas muestras servirán para definir la litología, petrología, alteración hidrotermal y para medir las propiedades físicas. Igualmente se

deben realizar testificaciones geofísicas convencionales del sondeo con un mínimo de instrumentación, probablemente consistente en temperatura, calibrado, resistividad y PE. Si el pozo es fluyente o si hay análisis del vapor de formación, se deberán tomar cuidadosamente muestras de los fluidos y preservarlas para su análisis posterior. Si se desea que los resultados sean fiables se deberán seguir los procedimientos específicamente diseñados para el muestreo de fluidos geotérmicos y la preservación de dichos fluidos. A menudo se pueden detectar, mediante análisis químicos, componentes hidrotermales en las muestras de los fluidos extraídos, que justifican la realización de exploraciones adicionales. A partir de dichos análisis se pueden realizar cálculos sobre los geotermómetros químicos, que son la determinación del potencial de temperatura del recurso.

#### VII.4.9 Interpretación Integrada (15)

De nuevo todos los datos generados hasta el momento se reinterpretan en función de la información existente, y de los modelos preparados para definir el recurso; esta revisión permite modificar el modelo geológico conceptual (16). El modelo así revisado permite definir cual es el siguiente paso a seguir (17). Se puede decidir continuar con exploraciones de superficie (7), perforar un segundo pozo de muestreo (13), perforar un pozo de producción (18), o abandonar el proyecto (19).

#### VII.5 Elaboración del Modelo Geológico Conceptual

Hemos visto hasta un presente que el proceso de exploración consiste esencialmente en una serie de pasos encaminados a mejorar progresivamente el modelo geológico conceptual del recurso (Figura 26). La información para la elaboración de este modelo proviene de los campos de la geología, geoquímica, geofísica e hidrogeología. En la medida de lo posible es preferible que la información sea lo suficientemente detallada como para que se pueda establecer como una función de las tres coordenadas del espacio y el tiempo  $(x,y,z,t)$ . El modelo conceptual del recurso es, de hecho, utilizado para efectuar predicciones que se usen en fases sucesivas de la exploración y, si se descubre un recurso, para desarrollar la ingeniería del

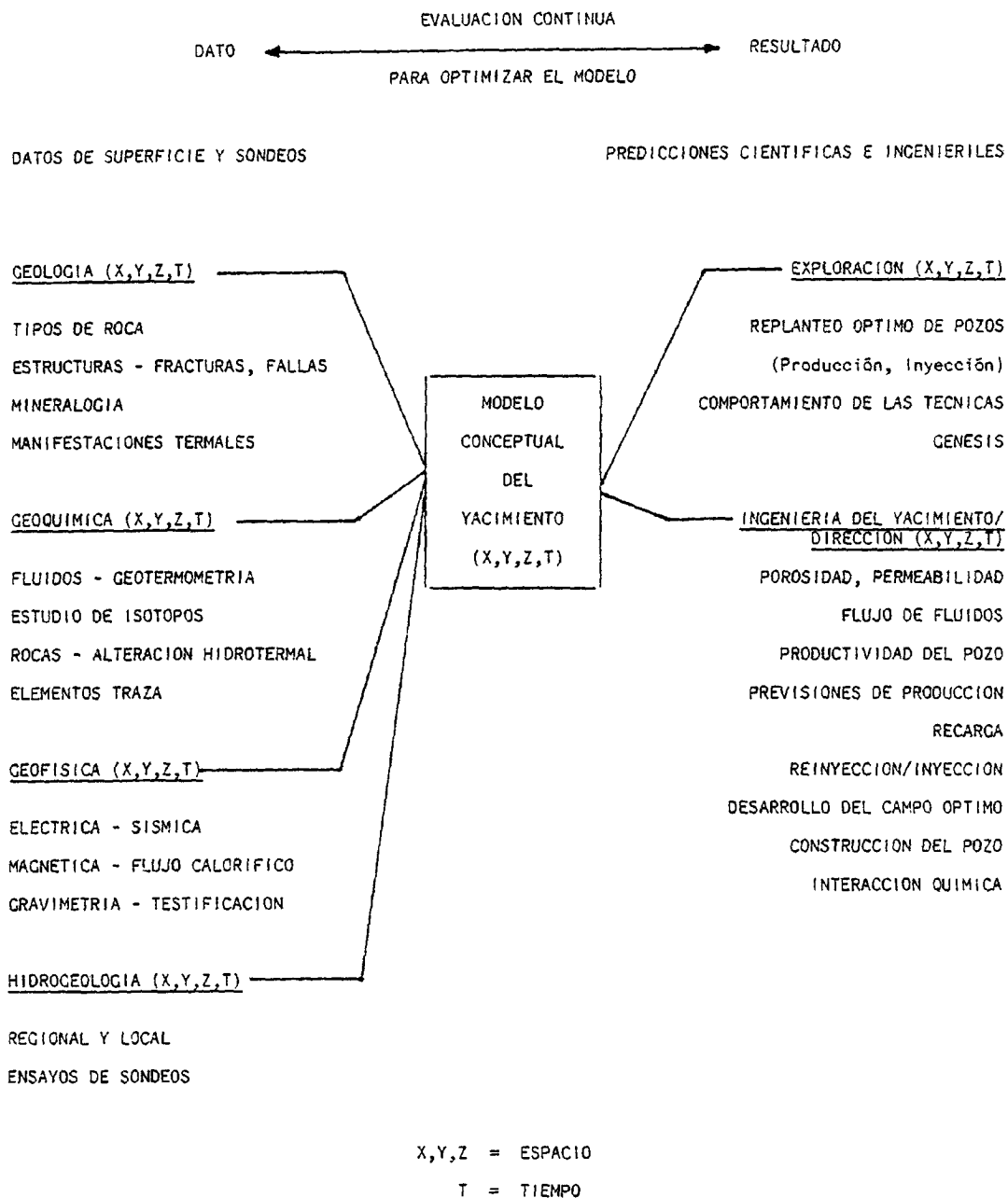


FIGURA 26. DESARROLLO DEL MODELO GEOTERMICO

mismo. Estas predicciones se comprueban a medida que aumenta el bagaje de información, de forma que el modelo conceptual está en continua revisión para obtener un acuerdo máximo entre los datos que se van disponiendo.

Los detalles que se utilizan para la elaboración del modelo conceptual del recurso pueden en ocasiones ser difíciles de documentar. Estos detalles se encuentran en los mapas y cortes geológicos, en los modelos obtenidos por medios informáticos o en los bancos de datos y en las descripciones de los informes. Básicamente la versión más útil y mejor del modelo es la que existe en la mente de los científicos e ingenieros que elaboran el proyecto.

Se ha discutido en profusión con anterioridad que no hay un modelo geológico único que pueda ser aplicado a todos los recursos geotérmicos. Es por tanto imperativo un perfecto conocimiento y entendimiento de la geología regional y local para tener la oportunidad de descubrir y evaluar un yacimiento geotérmico. No todos los sistemas geotérmicos tienen manifestaciones superficiales lo suficientemente obvias como para permitir su fácil descubrimiento. Es por tanto el trabajo del equipo de investigación observar, medir e interpretar correctamente todos los indicios geológicos, geoquímicos, geofísicos y/o hidrogeológicos del yacimiento geotérmico en profundidad y ayudar a elaborar un programa de perforación y testificación que conduzca al descubrimiento de dicho yacimiento.

El replanteo de un programa de pozos geotérmicos es bastante complicado. Incluso dentro de una zona geotérmica bien conocida como pudiera ser el caso de The Geysers, California, donde se dispone de aproximadamente 700 sondeos perforados, las posibilidades de éxito de localizar un pozo de producción son solamente del 80%. El porcentaje de éxito en la ejecución de un pozo en una zona relativamente poco conocida es mucho menor (aproximadamente el 15% para la zona del Basin and Range Province del oeste de los Estados Unidos). El bajo porcentaje de éxito no se refiere tanto a encontrar calor como a encontrar fluidos en cantidades que permitan una producción suficiente para su utilización industrial y por tanto para poder amortizar la perforación del pozo, su testificación y su mantenimiento. En muchos yacimientos geotérmicos, lo ante-

riormente expuesto implica la perforación en una o varias fracturas que están a su vez conectadas con otras fracturas y horizontes permeables dentro del yacimiento e íntimamente conectadas con la fuente de los fluidos geotérmicos. Existe suficiente experiencia publicada en diversos artículos para atestiguar que fracturas con una abertura del orden de unos pocos milímetros permiten un flujo de fluidos suficiente para hacer productivo un pozo que en otras condiciones no lo sería. A pesar de que prácticamente todas las rocas de la naturaleza están atravesadas por fracturas y fallas, las cuales varían en su espaciado desde unos pocos centímetros a decenas de metros, la mayoría de estas fracturas no se prolongan lo suficiente como para estar conectadas con los orígenes o las fuentes de los fluidos, y por tanto no forman por sí mismas, parte del yacimiento aunque puedan encontrarse llenas de fluidos calientes. Dado que no hay una forma conocida directa para detectar desde la superficie las pequeñas fracturas que transportan los fluidos geotérmicos hasta profundidades de cientos a miles de metros, las técnicas de exploración son indirectas y habitualmente solo proporcionan una evidencia circunstancial de la existencia y localización del yacimiento.

#### VII.6 Estrategia de Exploración Recomendada para las Cuencas Sedimentarias

La estrategia de exploración que a continuación se presenta se ha diseñado de una forma generalizada para que pueda ser utilizada como base a todas las cuencas sedimentarias. Solamente el conocimiento geológico detallado de una cuenca en particular permitiría afinar con mayor precisión la estrategia específica a utilizar en dicha cuenca. En la Figura 27 se presenta la estrategia de exploración aquí recomendada la cual enfoca su énfasis en la utilización de ciencias geológicas y supone la localización próxima al yacimiento de instalaciones donde se puedan emplear los recursos de temperatura media (no suficiente para la generación de energía eléctrica). Aunque la estrategia de exploración indica claramente un esfuerzo de exploración interdisciplinario, este informe está especialmente orientado hacia la metodología geofísica.

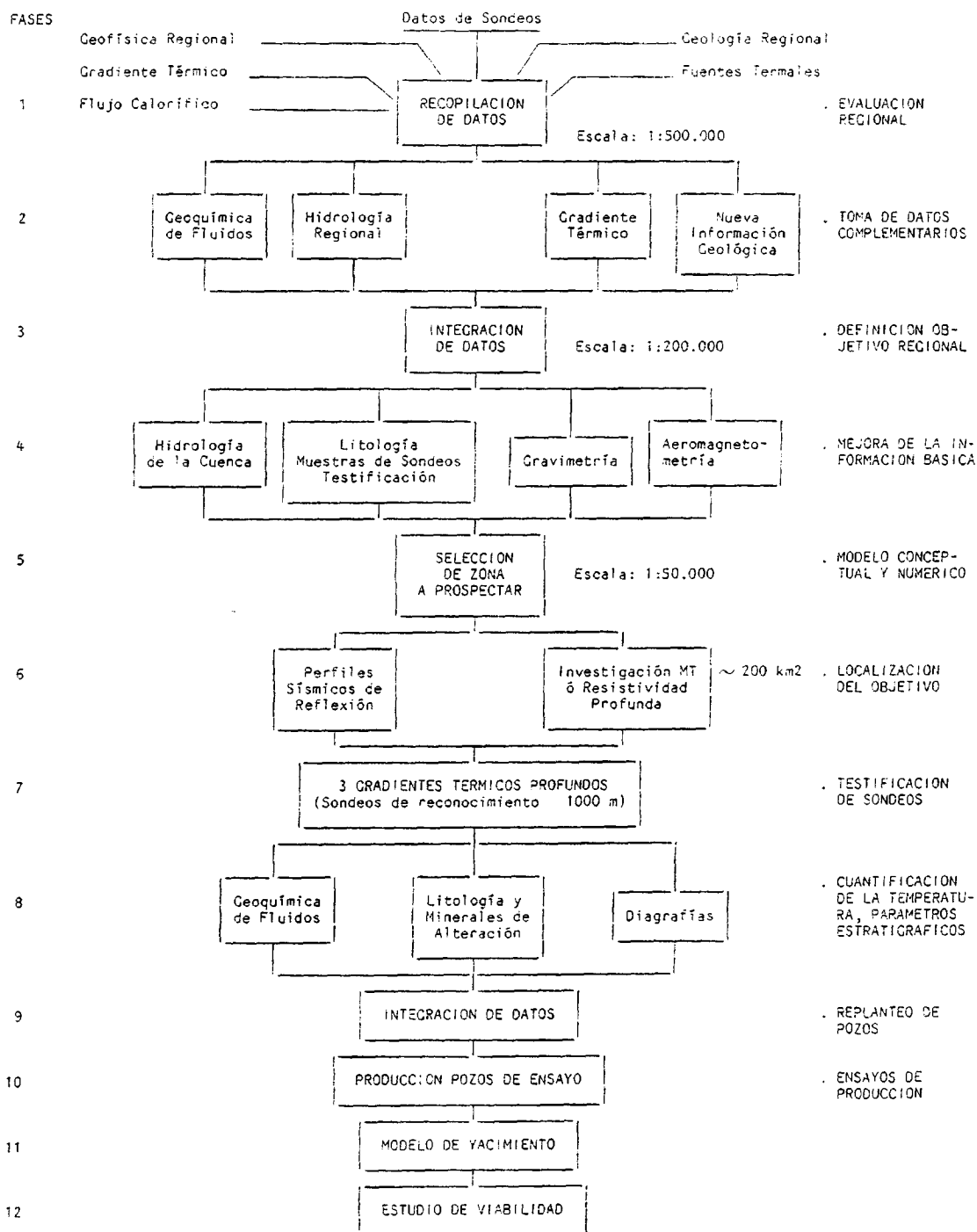


FIGURA 27: ESTRATEGIA DE EXPLORACION. CUENCAS SEDIMENTARIAS

Para la evaluación inicial a escala regional de un posible recurso es esencial la recopilación de información sobre la geología regional, geofísica, gradiente térmico, fuentes termales, así como la información de pozos de agua/petróleo. A la hora de elaborar este informe esta fase inicial de la exploración ha sido reconocida por el IGME y completada para prácticamente todo el territorio español. Siguiendo la identificación de los probables tipos de recursos y sus zonas de aparición, es preciso identificar aquellos elementos que pueden estar probablemente ausentes en la información básica a escala regional (2). En este momento de la exploración, se consideran todavía grandes cuencas y es importante disponer de un buen conocimiento sobre la hidrogeología de las cuencas, la geoquímica de sus fluidos y su estratigrafía. En la medida de lo posible se deben utilizar sondeos existentes para obtener gradientes térmicos, e información estratigráfica, hidrogeológica y geoquímica. En esta etapa no se deben incluir exploraciones geofísicas nuevas.

La etapa siguiente (3) consiste en un periodo de estudio e integración de toda la información básica existente. El resultado de esta etapa es la selección de zonas más pequeñas, más prometedoras, dentro de la cuenca, y de la identificación de nueva información necesaria para seguir adelante (4).

Para el reconocimiento del contexto general de la cuenca se pueden utilizar, de forma muy efectiva, métodos geofísicos de reconocimientos. La aeromagnetometría y gravimetría se deben considerar como las técnicas más idóneas para cartografiar los bordes de la cuenca, y localizar estructuras que puedan ser importantes como posibles conductos para los fluidos geotérmicos. La información magnética puede también ayudar en la cartografía de coladas de lavas, diques y cuerpos intrusivos a lo largo de los bordes de las cuencas. La evaluación de las unidades del posible sistema geotérmico se incrementará por estudios litológicos y de alteración basados en los datos de los sondeos existentes y de los registros geofísicos de dichos sondeos. La interpretación de la información magnética y gravimétrica se puede mejorar, de forma sustancial, mediante la utilización de procesado numérico de dichos datos y su correlación con la información geológica. Las técnicas de modelado

por procedimientos informáticos deben utilizarse siempre que sean posible.

La integración e interpretación de la información nueva obtenida (5) durante la fase anterior conducirá a la selección de zonas de prospección más definidas, apropiadas para el estudio a una escala mayor, quizás del orden de 1:50.000. En este momento es apropiado considerar la eficiencia en el costo del empleo de métodos geofísicos específicos más costosos. La sísmica de reflexión es el método más preciso para la cartografía de horizontes estratigráficos y fallas dentro de una cuenca sedimentaria. El coste típico de esta investigación oscila entre los 5000 y los 10.000 dólares por milla; dicho coste puede ser inconsistente con el desarrollo de un yacimiento de baja a media temperatura para uso directo como fuente de calor. La economía de la utilización final del yacimiento debe ser considerada en este momento para determinar si dicho gasto está o no justificado. Por otra parte la localización óptima de sondeos profundos para determinar el gradiente térmico (preciso para toda exploración) puede que garantice el costo anteriormente mencionado. No es preciso insistir en que para el replanteo de pozos, cuyo objetivo sea interceptar fracturas, es preciso disponer de una definición mucho más específica que la necesaria para simplemente interceptar horizontes estratigráficos. El método magnetotelúrico (MT) o cualquier otra técnica de cartografía profunda de horizontes resistivos (SEV, bipolo-dipolo, TDEM) puede ser adecuada si se espera encontrar fluidos térmicos de baja resistividad y si la estratigrafía de la cuenca (como se haya podido indicar por las muestras y registros geofísicos de los sondeos), indica que el contraste en las propiedades físicas es el adecuado. Antes de proceder al empleo de estas técnicas geofísicas se debe realizar un análisis numérico para determinar la magnitud de la anomalía que se prevee detectar. La interpretación detallada de los datos de la fase anterior (6) se debe orientar hacia el replanteo de sondeos de exploración estratigráficos y de gradiente térmico.

La perforación de más sondeos para determinar el gradiente térmico/flujo de calor y obtener información estratigráfica ha sido pospuesta hasta este momento, en nuestra estrategia de exploración, es virtud del alto costo de la perforación. Es importante



reconocer que, en un ambiente sedimentario complejo, un sondeo puede solamente servir para testificar una zona muy pequeña y por tanto puede que no de una idea adecuada del potencial del recurso. Por tanto, proponemos un programa para determinar el gradiente térmico en profundidad incluyendo un mínimo de tres sondeos de diámetro pequeño a profundidades consistentes con el objetivo geológico y la hidrogeología de la cuenca, quizás del orden de mil metros de profundidad.

La fase siguiente (8) intenta optimizar la información geológica disponible como resultado del programa de perforación para determinar el gradiente térmico. La química de los fluidos, la litología, la mineralogía de alteración, y la testificación geofísica de los sondeos ayudará a cuantificar la estratigrafía, y el potencial del recurso térmico. Los pasos siguientes en la estrategia de exploración son la reevaluación de toda la información básica existente a la vista de los resultados obtenidos en los sondeos de la campaña anterior. La información obtenida de la testificación geológica de dichos sondeos puede mejorar la interpretación sísmica o eléctrica realizada en fases anteriores. En este momento se debe realizar una evaluación integral del potencial del recurso y de la probabilidad de éxito (temperatura, calidad y cantidad de fluidos) y dicha evaluación ser contrastada con el costo preciso para realizar un programa de exploración y desarrollo del recurso. Si dicha evaluación es favorable se deberá replantear la perforación de un pozo de producción en función de los datos disponibles.

El trabajo geofísico adicional incluye la testificación geofísica de sondeos y su interpretación con vistas a los test de producción del pozo. En el supuesto de que se estuviera contemplando el desarrollo de un yacimiento geotérmico importante puede estar indicados estudios detallados de sísmica de reflexión aún a expensas de su elevado coste. La relación coste/eficiencia del trabajo adicional encaminado a determinar el desarrollo industrial del yacimiento, debe ser evaluado por expertos con experiencia en cada una de las áreas específicas.

La estrategia de exploración presentada en este capítulo está simplificada e idealizada. Se han identificado los principales métodos

geofísicos, pero dichos métodos puede que no sean siempre efectivos en cuanto al coste. Se han ignorado algunas de las técnicas de exploración dado que según nuestro criterio carecen de resolución espacial, contraste entre las propiedades físicas, o no tienen la relación coste/efectividad que sería de desear para los ambientes típicos de las cuencas sedimentarias. Entre dichas técnicas no incluidas en nuestra estrategia están la microsísmica, las emisiones sísmicas, el autopotencial, y los métodos de resistividad superficial de detalle. En condiciones aisladas puede que, en función de las características geológicas particulares, alguno de dichos métodos fuera útil. Las variaciones a la estrategia de exploración aquí recomendada deben ser realizadas por científicos familiarizados con la geología local, el tipo de recurso que se espera encontrar, y la utilización prevista de dicho recurso.

#### VII.7 Estrategia de Exploración Recomendada para Rocas Igneas/ Fallas

En la Figura 28 se presenta la estrategia de exploración generalizada recomendada para las áreas ígneas (graníticas). Muchos de los elementos de esta estrategia son comunes a los que se han definido en la estrategia de exploración para las cuencas sedimentarias, especialmente aquellos diseñados en las fases iniciales de la evaluación (1 a 3). El IGME ha completado ya muchos de los aspectos referenciados en esta estrategia en algunas de las zonas geotérmicas españolas. Esta estrategia de exploración está específicamente diseñada para grandes zonas graníticas u otras rocas metamórficas y cristalinas en donde se han identificado fuentes termales asociadas con fallas y fracturas, siendo la porosidad y permeabilidad intersticial muy pequeña o inexistente.

La fase cuatro de esta estrategia (4) se refiere a la obtención de datos geofísicos y geológicos adicionales a escala de reconocimiento. La información aeromagnética debe ser considerada como quizás la más efectiva bajo el punto de vista de costo para identificar las diferentes unidades intrusivas o metamórficas y las estructuras geológicas que las atraviesan. Se debe considerar la utilización de gravimetría, pero dicho método no se incluye de una forma rutinaria debido a la necesidad de correcciones de terreno muy precisas

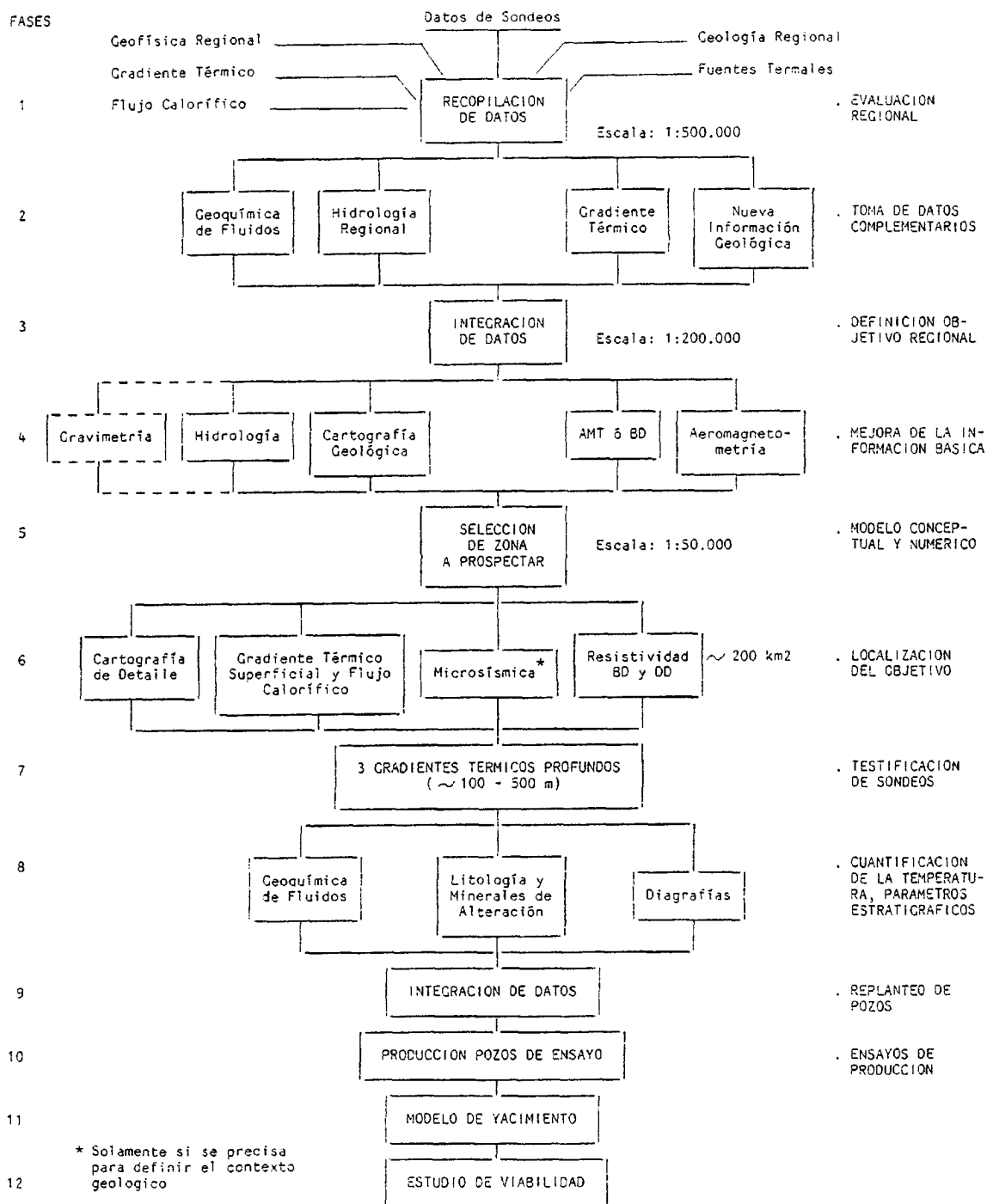


FIGURA 28: ESTRATEGIA DE EXPLORACION. ROCAS IGNEAS/FALLAS

y control topográfico, así como al probablemente bajo contraste de densidad. Las investigaciones eléctricas de reconocimiento tales como AMT o bipolo-dipolo podrían quizás recomendarse para la localización de algunas áreas de alteración hidrotermal así como de zonas con un contenido importante de fluido relacionadas con las principales zonas de fallas. Una alternativa posible a la cartografía eléctrica utilizando métodos de resistividad sería la realización de perfiles electromagnéticos perpendiculares a zonas de fracturas previamente identificadas.

El trabajo geofísico adicional se realizaría en el estado de exploración del yacimiento para áreas de un tamaño de alrededor de varios cientos de kilómetros cuadrados. Estos métodos ayudarán a completar y extender el esfuerzo de la cartografía geológica. Una investigación microsísmica puede ser recomendada para la identificación de estructuras activas. La sismicidad en muchas de las zonas es episódica y por tanto se precisaría un periodo de reconocimiento de aproximadamente 6 meses con una malla de 4 a 12 sismógrafos. El empleo de esta metodología de una forma que no cubriera los mínimos anteriormente descritos podría llevar a interpretaciones equívocas y contraproducentes. Las investigaciones de resistividad eléctrica detallada pueden dar buen resultado en este tipo de ambientes geológicos, pero su relación coste/efectividad debe ser evaluada a la vista de la información geológica local disponible. Para la determinación de áreas de alteración y zonas de fracturas se deben considerar las distribuciones electrodos bipolo-dipolo o dipolo-dipolo. Estos elementos pueden también ser detectados a profundidades que oscilan desde los 100 a 500 metros, mediante la realización de perfiles electromagnéticos de bobina vertical.

En este tipo de ambientes, con un gradiente de conductividad dominante, es recomendable la realización de un programa de perforación para determinar a profundidades superficiales el gradiente térmico/flujo calorífico. En muchos de los ambientes ígneos es insuficiente una campaña de 10 a 20 sondeos, con profundidades que oscilen entre los 30 y los 100 metros.

La integración e interpretación de la información obtenida a esta escala de prospección será, en general, adecuada para la selección de un programa de investigación profunda del gradiente térmico.

El programa de perforación para la determinación del gradiente térmico en profundidad (7), es recomendable para comprobar la validez de la mayoría de los gradientes superficiales positivos en áreas consideradas como favorables durante el análisis de toda la información disponible. La profundidad de dichos sondeos dependerá de la hidrología local, así como del tipo de recurso en prospección.

Otros aspectos geofísicos de esta estrategia son paralelos a aquellos definidos en la estrategia de las cuencas sedimentarias, modificados en función de los resultados de la campaña de perforación y de las diferencias en el contexto geológico.

#### VII.8 Estrategia de Exploración Recomendada para Zonas Volcánicas

En la figura 29 se presenta la estrategia de exploración generalizada que recomendamos para recursos geotérmicos asociados a zonas volcánicas. El protagonismo de la geofísica en este tipo de ambientes geológicos es similar al descrito para los recursos geotérmicos asociados a rocas ígneas/fallas.

En la fase cuatro (4) se indica el uso probable de reconocimientos aeromagnéticos y de exploraciones de resistividad para la delimitación de unidades rocosas, estructuras geológicas y la posibilidad de detección de fluidos de baja resistividad y/o zonas de alteración. Se debe considerar el método gravimétrico, aún reconociendo la necesidad de disponer de un control topográfico muy preciso para la realización de las correcciones de terreno. La asociación de un recurso térmico profundo con un cuerpo intrusivo reciente de baja densidad, puede indicar la necesidad de utilizar métodos gravimétricos. Sin este tipo de incentivo, las investigaciones gravimétricas pueden no ser efectivas en ambientes volcánicos.

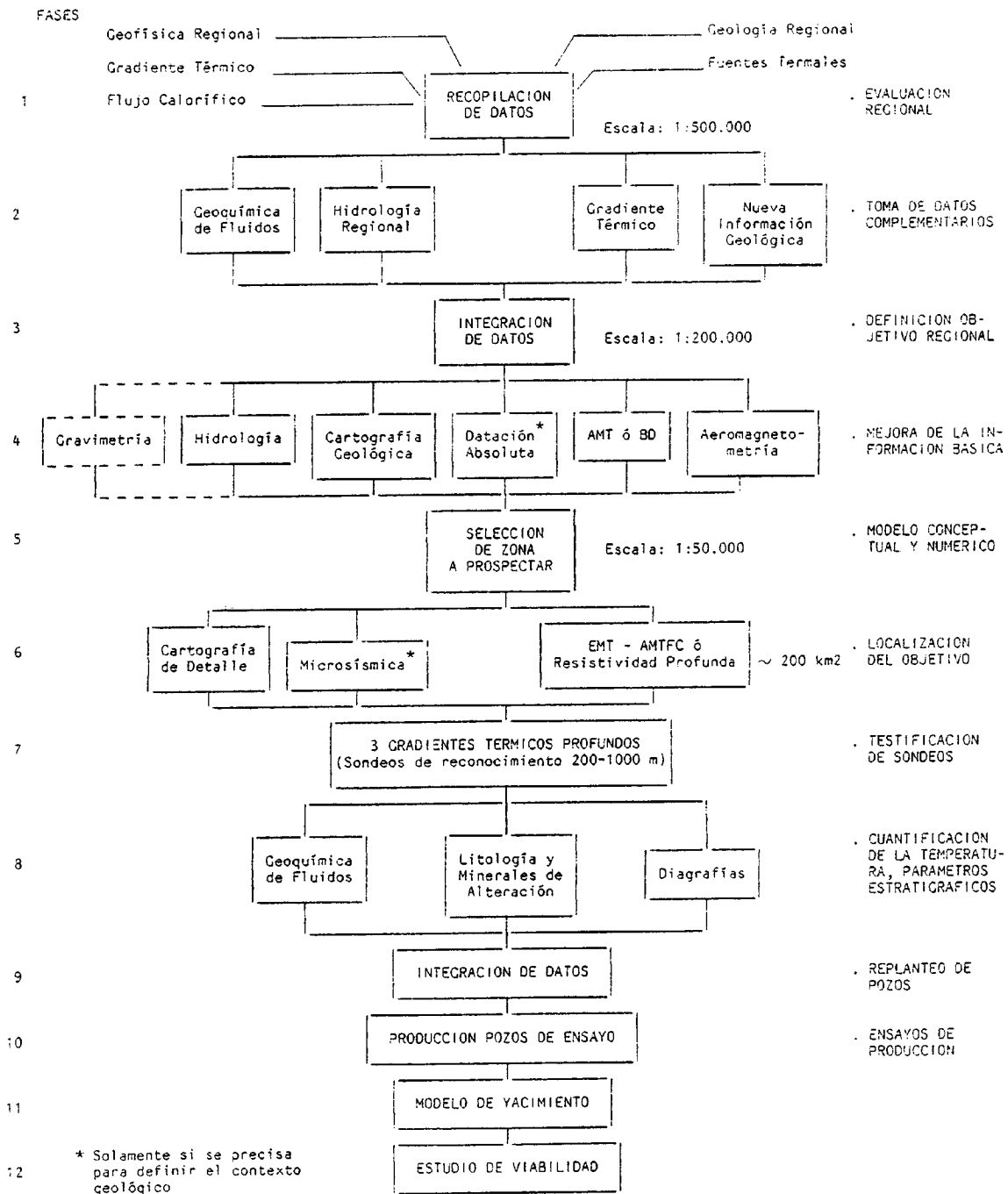


FIGURA 29: ESTRATEGIA DE EXPLORACION. AREAS VOLCANICAS

La exploración geofísica a escala de prospección (6) puede variar de la expuesta para cuencas sedimentarias. Los métodos electromagnéticos de dominio de tiempo (TDEM) o de fuente controlada AMT (CSAMT) pueden representar alternativas eficientes con relación al coste respecto de la resistividad galvánica en áreas en las que haya una gran impedancia de superficie. Las investigaciones microsísmicas se deben considerar, pero no se utilizarán de forma rutinaria en la exploración de yacimientos geotérmicos asociados a zonas volcánicas. Los datos sobre el gradiente térmico superficial generalmente estarán alterados por el régimen hidrológico próximo a la superficie y, en general, deben ser desestimados en favor de un programa de determinación del gradiente térmico más profundo.

Los sondeos para determinar el gradiente térmico deberán perforarse a profundidades suficientes para penetrar el nivel freático y el régimen hidrológico próximo a la superficie. Dichos sondeos deberán proporcionar información considerable sobre el potencial de la porosidad del yacimiento y su litología.

Hay de nuevo que hacer incapié en la naturaleza específica de las estrategias de exploración. Las estrategias geofísicas de exploración aquí recomendadas son, en el mejor de los casos, una generalización de las que se recomendarían en una zona específica, las cuales serían consideradas y evaluadas para cada uno de los tipos de recursos a investigar. Para la determinación de un programa efectivo de exploración de un recurso, es absolutamente preciso una cuidadosa integración de todos los conocimientos geológicos, geofísicos, y geoquímicos.

## VIII. REFERENCIAS

- Aiken, C.L.V., Ander, M.E., 1981. A regional strategy for Geothermal exploration with emphasis on gravity and Magnetotellurics J. Volcanol. and Geotherm. Res. 9, 1-27.
- Aiken, C.L.V., Hong, M.R., and Peeples, W.J., 1981. Aeromagnetic anomaly inversion and analysis of the depth-to-Curie isotherm: abs., 51st Annual International Meeting, Soc. Expl. Geophys., October 11-15, 1981, in Los Angeles.
- Anderson, L.A., and Johnson, C.R., 1976, Application of the self-potential method to geothermal exploration in Long Valley, California: J. Geophys. R., 81, p. 1527.
- Araña, V., Herman, F. y Ortiz, R. 1975. Deep Structure of Timanfaya Volcano (Lanzarote, Canary Islands), XVI General Assambly International Union of Geodesy and Geophysics (Interdisciplinary Symposium). Grenoble.
- Bacon, C.R., 1981, Geology and geophysics of the Cascade Range: abs., 51st. Annual International Meeting, Soc. Expl. Geophys., October 11-15, 1981 in Los Angeles.
- Balch, A.H., Lee, M.W., Miller, J.J., and Ryder, R.T., 1982. The use of vertical seismic profiles in seismic investigation of the earth: Geophysics, v.47, p. 906-918.
- Banda, E., Dañobeitia, J.J., Suriñach, E., Ansoberbe, J. 1981. Features of Crustal Structure Under the Canary Islands, Earth Planet, Sci. Let., 55.
- Baranov, V., 1957. A new method of interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies: Geophysics, v. 22, p. 359-383.
- Beasley, C.W., and Ward, S.H., 1985. Theoretical borehole-to-borehole and borehole-to-surface resistivity anomalies of geothermal fracture zones: to be submitted to Geophysics.
- Beyer, H., and six others, 1976. Geological and geophysical studies in Grass Valley, Nevada: Lawrence Berkeley Laboratory Technical Report LBL-5262, 144 p.
- Bhattacharyya, B.K., 1965. Two-dimensional harmonic analyses as a tool for magnetic interpretation: Geophysics, v. 30, p. 829-857.
- \_\_\_\_\_, 1978, Computer modeling in gravity and magnetic interpretation: Geophysics, v. 43, p. 912-929.
- Bhattacharyya, B.K., and Leu, L.K., 1975, Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie-point isothermal surface for geothermal reconnaissance: J. Geophys. Res., v. 80, p. 4461-4465.



- Bhattacharyya, B.K., Sweeney, R.E., and Godson, R.H. 1979. Integration of data acquired at different times with varying elevations and line spacings: *Geophysics*, v. 44, p. 742-752.
- Biehler, S., 1971. Gravity studies in the Imperial Valley, in Cooperative geological-geophysical-geochemical investigations of geothermal resources in the Imperial Valley area of California: Univ. California, Riverside, Education Research Service, p. 29-41.
- Blakeslee, S., 1984. Seismic discrimination of a geothermal field: Cerro Prieto: Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-17859, 6 p.
- Bleil, D.F., 1964. Natural electromagnetic phenomena below 30 Kcs: New York, Plenum Press.
- Bogoslovsky, V.V., and Ogilvy, A.A., 1973. Deformations of natural electric fields near drainage structures: *Geophys. Prosp.*, v. 21, no. 4, p. 716-723.
- Campbell, W.H., 1967. Geomagnetic pulsations, in S. Matsushita and W.H. Campbell, eds., *Physics of geomagnetic phenomena*: New York, Academic Press, p. 822-909.
- Cathles, L.M., 1977. An analysis of the cooling of intrusives by ground water convection which includes boiling: *Econ. Geol.*, v. 72, p. 804-826.
- Chapman, D.S., and Pollack, H.N., 1977. Regional geotherms and lithospheric thickness: *Geology*, v. 5, p. 265-268.
- Clacy, G.R.T., 1968. Geothermal ground noise amplitude and frequency spectra in the New Zealand volcanic region: *J. Geophys. Res.*, v. 73, p. 5377-5383.
- Combs, J., and Hadley, D., 1977. Microearthquake investigation of the Mesa geothermal anomaly, Imperial Valley, California: *Geophysics*, v. 42, p. 17-33.
- Combs, J., and Rotstein, Y., 1976. Microearthquake studies at the Coso geothermal field, China Lake, California: *Proc. 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, v. 2, p. 909-916.
- Combs, J., and Wilt, M., 1976. Telluric mapping, telluric profiling and self-potential surveys of the Dunes geothermal anomaly: *Proceedings, Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, v. 2, p. 917.
- Compañía General de Sondeos, 1979a. Estudio magnetoteléurico y audio-MT de las anomalías geotérmicas de Caldes de Montbui y la Garriga: Rept. to Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, November, 88 p.

- Compañía General de Sondeos, 1979b. Estudio mediante "Dipole Mapping" de las anomalías geotérmicas de Caldes de Montbui y la Garriga: Rept. to Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, November, 51 p.
- Compañía General de Sondeos, 1979c. Estudio microsísmico y de ruido sísmico de la fosa del Valles (Barcelona): Rept. to Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, December, 40 p.
- Corwin, R.F., 1975. Use of the self-potential method for geothermal exploration: Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-3235, UC-11, TID-450-R62.
- Corwin, R.F., and Hoover, D.B., 1979. The self-potential method in geothermal exploration: *Geophysics*, v. 44, p. 226-245.
- Corwin, R.F., and Morrison, H.F., 1977. Self-potential variations preceding earthquakes in central California: *Geophys. Res. Lett.*, v. 4, p. 171.
- Couch, R.W., Gemperle, M., Connard, G., and Pitts, G.S., 1982a. Structural and thermal implications of gravity and aeromagnetic measurements made in the Cascade volcanic area: abs., *Geophysics*, v. 47, no. 4, p. 424.
- Couch, R.W., Pitts, G.S., Gemperle, M., Braman, D.E., and Veen, C.A., 1982b. Gravity anomalies in the Cascade Range in Oregon: Structural and thermal implications: Ore. Dept. Geol. Min. Ind. Open File Rept. 0-82-9, 66p.
- Costain, J.K., Glover, L. III, and Sinha, A.K., 1980. Low temperature geothermal resources in the Eastern United States: *EOS*, v. 61, n. 1., p. 1-13.
- Costain, J.K., Glover L. III, and Sinha, A.K., 1977. Evaluation and targeting of teothermal energy resources in the southeastern United States, progress reports: VPI & SU-5648, contract ET-78-C-05-5648, Dept. of Energy, Washington, D.C.
- Crampin, S., 1978. Seismic wave propagation through a cracked solid: Polarization as a possible dilatancy diagnostic: *Geophys. J.*, v. 53, p. 467-496.
- Crampin, S., 1984. Anisotropy in exploration seismics: *First Break*, v. 2, n. 3, p. 19-21.
- Davis, G.F., 1980. Exploratory models of the earth's thermal regime during segregation of the core: *Jour. Geophys. Research*, v. 85, no. 812, pp. 7108-7114.
- Del Pezzo, E., Guerra, I., Luongo, G., Scarpa, R. 1975. Seismic Noise Measurements in the Mt. Amiata Geothermal Area, Italy. *Geothermics*, v.4, no. 1-4, 40-44.
- Denlinger, R.P., and Kovach, R.L., 1981. Seismic-reflection investigations at Castle Rock Springs in The Geysers geothermal area in McLaughlin, R. J., and Donnelly-Nolan, J.M., eds., *Research in The Geysers-Clear Lake Geothermal Area. Northern California: U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 1141*, p. 117-128.

- Diez, J.L., García, A. y Ortiz, R. Estudio de Anomalías Geotérmicas por medio de Sensores Remotos en Infrarrojo. Anales de Física (en prensa).
- Dobecki, T.L., 1980. Borehole resistivity curves near spheroidal masses: *Geophysics*, v. 45, p. 1513-1522.
- Dobrin, M.B., 1976. *Introduction to Geophysical Prospecting*: McGraw-Hill, Inc. 630 p.
- Doell, R., and Cox, A., 1967. Magnetization of rocks: *In Mining Geophysics*, v. II, Theory: Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, p. 446-453.
- Douze, E.J., and Sorrells, G.G., 1972. Geothermal ground noise surveys: *Geophysics*, v. 37, p. 813-824.
- Edquist, R.K., 1981. Geophysical investigation of the Baltazor Hot Springs Known Geothermal Resource Area and the Painted Hills Thermal Area, Humboldt County, Nevada: ESL/UURI Tech, Rept. ESL-54.
- Fehler, M., Turpening, R., Blackway, C., and Mellen, M., 1982, Detection of a hydrofrac with shear wave vertical seismic profiles (extended abs.): *Technical Program Abstracts and Biographies, Soc. Expl. Geophys.*, 52nd Annual International Meeting and Exposition, Dallas, TX, p. 159-161.
- Fitterman, D.V., 1978. Electrokinetic and magnetic anomalies associated with dilatant regions in a layered earth: *J. Geophys. Res.*, v. 84, p. 6031-6040.
- Fitterman, D.V., 1979. Calculations of self-potential anomalies near vertical contacts: *Geophysics*, v. 44, p. 195-205.
- Flovenz, O.G., and Georgsson, L.S., 1982. Prospecting for near vertical aquifers in low-temperature geothermal areas in Iceland: *Geoth. Res. Council, Trans.*, v. 6, p. 19-22.
- Fox, R.C., 1978. Low-altitude aeromagnetic survey of a portion of the Coso Hot Springs KGRA, Inyo County, California: Univ. of Utah Res. Inst., Earth Sci. Lab., Report IDO/77.5.7. DOE Contract EY-76-S-07-1601, 19 p.
- Frangos, W., and Ward, S.H., 1980. Bipole-dipole survey at Roosevelt Hot Springs thermal area, Beaver County, Utah: Univ. of Utah Res. Inst./Earth Science Laboratory, Report DOE/ID/12079-15, 41 p.
- Fuller, B.D., 1966. Two-dimensional frequency analysis and design of grid operators: *In Mining Geophysics*, v. II, Theory: Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, p. 658-708.
- Gal'perin, E.I., 1973. Vertical seismic profiling: *Soc. Expl. Geophys. Spec. Publ.* 12, Tulsa, 170 p.

- García, A., Ortíz, R. y Araña, V. 1983. Estudio por VLF del Area Volcánica de Montaña de Fuego (Lanzarote). *Anales de Física*, 78 nº 3.
- Glenn, W.E., and Hulen, J.B., 1979a. Interpretation of well log data from four drill holes at Roosevelt Hot Springs, KGRA: DOE/DGE contract EG-78-C-07-1701, Univ. of Utah Res. Inst., Earth Sci. Lab. Rept. 28.74 p.
- Glenn, W.E., and Hulen, J.B., 1979b. A study of well logs from Roosevelt Hot Springs KGRA, Utah: SPWLA 20th Ann. Logging Symp. Trans., v. II.
- Glenn, W.E., and Hohmann, G.W., 1981. Well logging and borehole geophysics in mineral exploration: *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, p. 850-862.
- Glenn, W.E., and Ross, H.P., 1982. A study of well logs from Cove Fort-Sulphurdale KGRA, Utah: Univ. Utah Res. Inst., Earth Sci. Lab., rept. 75,51 p.
- Glenn, W.E., Ross, H.P., and Atwood, J.W., 1982. Review of well logging in the Basin and Range Geothermal Resource Areas: *Jour. Petroleum Petrology*, p. 1104-1118, May.
- Goforth, T.T., Douze, E.J., Sorrels, G.G. 1972. Seismic noise measurements in a Geothermal area, geophysical prospecting, v. 20, 76-82.
- Goguel, J., 1976. *Geothermics*: McGraw-Hill Book Co., 200 p.
- Goldstein, M.A., and Strangway, D.W., 1975. Audiofrequency magnetotellurics with a grounded electric dipole source: *Geophysics*, v. 40, p. 669-683.
- Grant, F.S., and West, G.F., 1965. *Interpretation theory in applied geophysics*: McGraw-Hill Book Company, New York, 583 p.
- Gregory, A.R., 1977, *in* A.A.P.G. Memoir 26, *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration* (Payton, C.E. Editor), American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, 15-46.
- Hartman, R.R., Tesky, D.J., and Frieberg, J.L., 1971. A system for rapid digital aeromagnetic interpretation: *Geophysics*, v. 36, p. 891-918.
- Heard, H.C., 1980. Thermal expansion and inferred permeability of Climax quartz monzonite to 300°C and 27.6 MP<sub>a</sub>: *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 17, 289-296.
- Hernance, J.F. 1983. DC telluric fields in three dimensions: A refined finite difference simulation using local integral forms. *Geophysics*, v. 48, nº 3, 331-340.

- Hill, D.P., Mooney, W.D., Fuis, G.S., and Healy, J.H., 1982. Evidence on the structure and tectonic environment of the volcanoes in the Cascade Range, Oregon and Washington, from seismic refraction/reflection measurements: *abs.*, *Geophysics*, v. 47, n. 4, p. 424.
- Hohmann, G.W., and Jiracek, G.R., 1979. Bipole-dipole interpretation with three-dimensional models: Univ. of Utah Res. Inst./Earth Science Laboratory, Report DOE/ET/28392-29, 20 p.
- Hohmann, G.W., and Ward, S.H., 1981. Electrical methods in mining geophysics: *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, p. 806-828.
- Hoover, D.B., Long, C.L., and Senterfit, R.M., 1978. Audiomagnetotelluric investigations in geothermal areas: *Geophysics*, v. 43, p. 1501-1514.
- Hulen, J.B., 1978. Geology and alteration of the Coso geothermal area, Inyo County, California: IDO/78-1701.b.4.1; ESL-3, 28 p.
- Hunt, T.M., and Latter, J.H., 1982. A survey of seismic activity near Wairakei geothermal field, New Zealand: *J. Volcan. and Geoth. Res.*, v. 14, p. 319-334.
- Instituto Geológico y Minero de España, 1980. Inventario general de manifestaciones geotérmicas en el territorio nacional, Madrid, 338 p.
- Jacobs, J.A., 1970. Geomagnetic micropulsations: Berlin, Springer-Verlag, 179 p.
- Jaeger, J.C., 1965. Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements: *In* *Terrestrial Heat Flow*, ed. Lee, W.H.K., Geophysical Monograph Series, No. 8, Amer. Geophys. Union.
- Kauakikaua, J., 1981. Interpretation of time-domain electromagnetic soundings in the east rift geothermal area of Kilauea volcano, Hawaii: USGS open-file report 81-979.
- Keller, G.V., 1970. Induction methods in prospecting for hot water: *Geothermics*, Special Issue 2, p. 318-332.
- Keller, G.V., Furgerson, R., Lee, C.Y., Harthill, N., Jacobson, J.J., 1975. The dipole mapping method: *Geophysics*, v. 40 p. 451-472.
- Keller, G.V., Skokan, C.V., Skokan, J.J., Daniels, J., Kauahikaua, J.P., Klein, D.P., and Zablocki, C.J., 1977. Geo-electric studies on the east rift, Kilauea Volcano, Hawaii Island: HIG report HIG-77-15, 195 p.
- Keys, W.S., 1979. Borehole geophysics in igneous and metamorphic rocks: *Proc. SPWLA 20th Annual Logging Symposium, Tulsa, Paper 00.*

- King, M.S., 1966. Wave velocities as a function of changes overburden pressure and pore fluid saturants: *Geophysics*, v. 31, 50-73.
- Lachenbruch, A.H., 1978. Heat flow in the Basin and Range Province and thermal effects of tectonic extension: *Pure and Appl. Geophys.*, v. 117, p. 34-50.
- Lange, A.L., and Westphal, W.H., 1969. Microearthquakes near The Geysers, Sonoma County, California: *J. Geophys. Res.*, v. 74, p. 4377-4378.
- Lebedev, E.B., and Khitarov, N.I., 1964. Dependence on the beginning of melting of granite and the electrical conductivity of its melt on high water vapor pressure: *Geokhimiya*, 3, p. 195-201.
- LeShack, L.A., 1977. Rapid reconnaissance of geothermal prospects using shallow temperature surveys: Development and Resources Transportation Co., Rept. DOE contract EG-77-C-01-4021, Silver Springs, MD.
- LeShack, L.A., and Lewis, J.E., 1983. Geothermal prospecting with Shallow-Temp. surveys: *Geophysics*, v. 48, n. 7, p. 975-996.
- Liaw, A.L., and McEvelly, T.V., 1979. Microseisms in geothermal exploration -- Studies in Grass Valley, Nevada: *Geophysics*, v. 44, p. 1097-1115.
- Mabey, D.R., Hoover, D.B., O'Donnell, J.E., and Wilson, C.W., 1978. Reconnaissance geophysical studies of the geothermal system in southern Raft River Valley, Idaho: *Geophys.*, v. 43, no. 7, p. 1470-1484.
- MacDonald, G.A., 1965, Geophysical deductions from observations of heat flow: In *Terrestrial Heat Flow*; *Geophys. Monograph No. 8*: Amer. Geophy. Union, W.H.K. Lee, ed., 276 p.
- Mackelprang, C.E., 1983. Results of a detailed gravity survey in the Alamosa area, Alamosa County, Colorado: University of Utah Research Institute, Earth Science Laboratory Report, ESL-126.
- Matsushita, S., and Campbell, W.H., eds., 1967. *Geophysics and geomagnetic phenomena*: New York, Academic Press, 1398 p.
- Mironov, V.S. 1977. *Curso de Prospección Gravimétrica*. Ed. Reverté, S.A.
- Mooney, H.M., and Bleifuss, F., 1953. Magnetic susceptibility measurements in Minnesota, Part II, analyses of field results: *Geophysics*, v. IX, p. 383-393.
- Moskowitz, B., and Norton, D., 1977. A preliminary analysis of intrinsic fluid and rock resistivity in active hydrothermal systems: *Jour. Geophys. Res.*, v. 82, no. 36, p. 5787-5795.

- Muse, L., 1973. A five-component magnetotelluric method in geothermal exploration: The M.T.-5-E.X.: Geothermics, v.2, n.2, p. 41-50.
- Myung, J., and Helander, D., 1972. Correlation of elastic moduli dynamically measured by in-situ and laboratory techniques: 13th Ann. Logging Symp. of SPWLA, May 7-10, 1972.
- Nagata, T., 1961, Rock Magnetism, 2nd Ed: Maruzan Press. Ltd., Tokyo.
- Natural Electromagnetic Phenomena. 1964. Ed. D.F. Bleil, Ph. D.U.S. Naval O. Laboratory. Plenum Press.
- Nelson, P.H. and Glenn, W.E. 1975. Influence of bound water on the neutron log in mineralized igneous rocks: SPWLA 16th Annual Logging Symp., M1-M9.
- Nielson, D.L., and Zandth, G., in preparation. Active seismicity at Roosevelt Hot Springs, Utah: Univ. of Utah Research Inst., Earth Science Lab. report.
- Nunziata, C., Rapolla, A. 1981. Interpretation of gravity and magnetic data in the Phlegraean fields Geothermal area, Naples, Italy. J. Volcano. Geotherm. Res. v. 10, n° 1-3, 209-225.
- Nutter, C., and Glenn, W.E., 1980. 2 1/2-D computer programs for gravity and magnetic interpretation: Univ. of Utah Research Inst., Earth Science Laboratory.
- O'Brien, D.P., 1971. An automated method for magnetic anomaly resolution and depth-to-source computations: Proc. Symp. on Treatment and Interpretation of Aeromagnetic Data, Berkeley, CA.
- \_\_\_\_\_, 1972, Compudepth: A new method for depth-to-basement computation: 42nd Ann. Mtg., Soc. Explor. Geophys., Anaheim, CA.
- Ogilvy, A.A., Ayed, M.A., and Bogoslovsky, V.A., 1969. Geophysical studies of water leakages from reservoirs: Geophys. Prosp., v. 22, no. 1, p. 36-62.
- Olmsted, F.H., 1977. Use of temperature surveys at a depth of 1 meter in geothermal exploration in Nevada: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 1044-B, 25 p.
- Ortiz, R., Yuguero, J. 1974: Desarrollo de un Modelo Analógico para el estudio de Procesos con Fluidos Geotérmicos. Anales de Física. 70
- Paillet, F.L., 1980. Acoustic propagation in the vicinity of fractures which intersect a fluid-filled borehole: Soc. Prof. Well Log Analysis, 21st Annual Logging Symp., Lafayette, LA, p. DD1-DD33.

- Palmasson, G., 1976. Geophysical methods in geothermal exploration: Proc. 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, 1975, v.2, p. 1175-1184.
- Papadopoulos, S.S., 1975. The energy potential of geopressured reservoirs: Hydrogeologic factors, in Proc. First Geopressured Geothermal Energy Conf., M.L. Dorfman and R.W., Deller, eds., Univ. of Texas, Austin.
- Pelton, W.H., Ward, S.H., Hallof, P.G., Sill, W.R., and Nelson, P.H., 1978, Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP: Geophysics, v. 43(3), p. 588-609.
- Plouff, D., and Pakiser, L.C., 1972, Gravity study of the San Juan Mountains, Colorado: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 800-B, p. B-183-190.
- Reed, M.J., ed., 1983, Assessment of low-temperature geothermal resources of the United States-1982: U.S. Geol. Surv., Circular 892, 73 p.
- Richter, D., and Simmons, G., 1974, Thermal expansion behavior of igneous rocks: Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 11, 403-511.
- Ritch, H.J., 1975, An open hole logging evaluation in metamorphic rock: SPWLA Sixteenth Annual Logging Symposium, New Orleans, Louisiana, June.
- Ross, H.P., 1979. Numerical modeling and interpretation of dipole-dipole resistivity and IP profiles, Cove Fort-Sulphurdale KGRA, Utah: Univ. Utah REs. Inst., Earth Sci. Lab., Rept. DOE/ET/28392-37, 39 p.
- Ross, H.P., Moore, J.N., and Christensen, O.D., 1982. The Cove Fort-Sulphurdale KGRA-a geologic and geophysical case study: Univ. Utah Res. Inst., Earth Science Laboratory Rept. DOE/ID/12079-64 (ESL-90). 29 p.
- Ross, H.P., Nielson, D.L., and Moore, J.N., 1982, Roosevelt Hot Springs geothermal system, Utah - Case Study: Bull. AAPG, vol. 66, no. 7, p. 879-902.
- Roy, R.F., Beck, A.E., and Touloukian, Y.S., 1981. Thermophysical properties of rocks: In Physical Properties of Rocks and Minerals, eds. Y.S. Touloukian, W.R. Judd and R.F. Roy, McGraw-Hill Book Company, New York.
- Rybach, L., and Muffler, L.J.P., eds., 1981. Geothermal Systems, Principles and Case Histories: New York, Wiley & Sons, 359 p.
- Sandberg, S.K., and Hohmann, G.W., 1982. Controlled-source audiomagneto-tellurics in geothermal exploration: Geophysics, v. 47, p., 100-116.
- Sass, J.H., Blackwell, D.D., Chapman, D.S., Costain, J.K., Decker, B.R., Lawver, L.A., and Swanberg, C.A., 1981, Heat flow from the crust of the Physical Properties of Rocks and Minerals: New York, McGraw-Hill, p. 503-548.



- Sass, J.H., Lachenbruch, A.H., Munroe, R.J., Greene, G.W., and Moses, T., H., Jr., 1971, Heat flow in the western United States: *J. Geophys. Res.*, v. 76, p. 6367-6413.
- Schlumberger Well Surveying Corporation, 1960, Log interpretation charts book: Schlumberger Tech Manual, Houston, TX, August.
- Schlumberger Well Surveying Corporation, 1978. Schlumberger Services Catalog, Houston.
- Sevilla, M.J. y Parra, R. 1975: Levantamiento Gravimétrico de Lanzarote. Seminario de Astronomía y Geodesia. Publicación 86, Revista de la Real Academia de Ciencia, Madrid.
- Shuey, R.T., Schellinger, D.K., Tripp, A.C., and Alley, L.B., 1977. Curie depth determination from aeromagnetic data: *Royal Astronomical Society Geophys. Jour.*, v. 50, p. 75-101.
- Sill, W.R., 1981. Self potential modeling from primary flows: Univ. of Utah, Dept. Geol. and Geophys., Report DOE/ID/12079-42, 28 p.
- Sill, W.R., 1982a, Self-potential effects due to hydrothermal convection, velocity cross-coupling: Univ. of Utah, Dept. of Geol. and Geophys., DOE/DGR Report No. DOE/ID/12079-68.
- Sill, W.R., 1982b, Diffusion Coupled (Electrochemical) Self-potential Effects in Geothermal Areas: Univ. of Utah, Dept. of Geol. and Geophys., DOE/DGR Report No. 12-79-73.
- Sill, W.R., 1982c, A model for the cross-coupling parameters of rocks: Univ. of Utah, Dept. of Geol. and Geophys., DOE/DGR Report No. DOE/ID/12079-69.
- Smith, M.C., Aamodt, R.L., Potter, R.M., and Brown, D.W., 1976. Man-made geothermal reservoirs: Proceedings, Second United Nations Geothermal Energy Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, CA, May, 1975, v. 3, p. 1781-1788.
- Snow, J.H., 1978, Study of structural and tectonic patterns in south-central Utah as interpreted from gravity and aeromagnetic data: M.S. Thesis, Univ. of Utah, Dept. of Geol. and Geophys.
- Société de Prospection et d'Etudes Géothermiques, 1981. Estudio geotérmico de las Montañas Del Fuego (Lanzarote) por métodos magnetotélúricos y electromagnéticos: Tech. rept. to Instituto Geológico y Minero de España, May, 36 p.
- Stanley, W.D., 1981. Magnetotelluric survey of the Cascade volcanoes region, Pacific Northwest: abs., 51st Annual International Meeting, Soc. Expl. Geophys., October 11-15, 1981, in Los Angeles.

- Stanley, W.D., Jackson, D.B., Zohdy, A.A.R., 1976. Deep electrical investigations in the Long Valley geothermal area, California: *J. Geophys. Res.*, v. 81, p. 810-820.
- Strangway, D.W., 1967a, Mineral magnetism: *In Mining Geophysics*, v. II, Theory: Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, p. 437-445.
- \_\_\_\_\_, 1967b, Magnetic characteristics of rocks: *In Mining Geophysics*, v. II, Theory: Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, p. 454-473.
- \_\_\_\_\_, 1970. History of the Earth's Magnetic Field: McGraw-Hill Book Co., 168 p.
- Tester, J.W., and Albright, J.N., 1979. Hot dry rock energy extraction field test: 75 days of operation of a prototype reservoir at Fenton Hill, Segment 2, Phase I: Los Alamos Scientific Laboratory Rept. LA-7771-MS.
- Tittmann, B.R., Nadler, H., Ahlberg, L., and Cohen, E.R., 1979, *in* High Pressure Science Technology AIRAPT Conf., (Timmerhaus, K.D., and Barber, M.S., Editors), Vol. 2, Plenum Press, New York, NY, 255-262.
- Toksöz M.N., Johnston, D.H., and Timer, A., 1979, Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks, Parts I and II: *Geophysics*, v. 44, p. 681-711.
- Udias, A. 1977. Perfiles Sísmicos Profundos en España, 1974-1975. Comisión Española del Proyecto Geodinámico. I.G.N. Madrid.
- Van NGOC, P., Boyer, D., Le Movel, J.L., Courtillot, V. 1981. Identification of a Magma Chamber in the Ghoubbet-Asal Rifts (Djibouti) from a Magnetotelluric Experiment. *Earth and Planetary Science Letters*, 52.
- Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of a sedimentary basins: *Geophysics*, v. 37, no. 1, p. 98-141.
- Walsh, J.B., 1965. The effect of cracks on the compressibility of rock: *J. Geophys. Res.*, v. 70, 381-389.
- Wannamaker, P.E., Ward, S.H., Hohmann, G.W., and Sill, W.R., 1980. Magnetotelluric models of the Roosevelt Hot Springs Thermal Area, Utah: Dept. Geol. and Geophy., Univ. Utah, Rep. DOE/ET/27002-8, 213 p.
- Ward, S.H., 1983. Controlled source electromagnetic methods in geothermal exploration: Univ. Utah Research Inst./Earth Science Lab. rept. DOE/ID/12079-97 (ESL-114), 46 p.
- Ward, S.H., Ross, H.P., and Nielson, D.L., 1981. Exploration strategy for high-temperature hydrothermal systems in the Basin and Range Province: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 65/1, p. 86-102.

- Ward, S.H., and Sill, W.R., 1984, Resistivity, induced polarization and self-potential methods in geothermal exploration: Univ. Utah Research Inst./ Earth Science Lab. rept. DOE/ID/12079-90 (ESL-108), 100 p.
- Warren, N., 1969. Elastic constants versus porosity for a highly porous ceramic, perlite: J. Geophys. Res., v. 74, p. 713-719.
- West, R.C., and Ross, H.P., 1985. Geophysical methods in geothermal exploration Bibliographic Search: Univ. Utah Research Inst. Report to Law Engineering Ibérica, S.A., 32 p.
- White, D.E., Muffler, L.J.P., and Truesdell, A.H., 1971. Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems: Economic Geology, v. 66, no. 1, p. 75-97.
- White, D.E., and Williams, D.L., 1975. Assessment of geothermal resources of the United States - 1975: U.S. Geol. Survey Circ. 726, 155 p.
- Williams, D.L., and Finn, C., 1982. Evidence from gravity data on the location and size of subvolcanic intrusions: Preliminary results; abs., Geophysics, v. 47, n. 4, p. 425.
- Wilson, W.R., and Chapman, D.S., 1980. Thermal studies at Roosevelt Hot Springs, Utah: Univ. Utah, Dept. Geology and Geophysics Rept. DOE/ID/12079-19, 144 p.
- Wilt, M., Goldstein, N.E., Stark, M., Haught, J.R., and Morrison, H.F., 1981. Experience with the EM-60 electromagnetic system for geothermal exploration in Nevada: LBL Report 12618.
- Wrinkler, K.W., 1979. The effects of pore fluids and frictional sliding on seismic attenuation: Ph.D. Thesis, Stanford Univ., Stanford.
- Wrinkler, K., and Nur, A., 1979. Pore fluids and seismic attenuation in rocks: Geophys. Res. Lett., v. 6, p. 1-4.
- Wrinkler, K.W., and Nur, A., 1982. Seismic attenuation: Effects of pore fluids and frictional sliding: Geophysics, v. 47, p. 1-15.
- Whyllie, M.R.J., Gregory, A.R., and Gardner, G.H.F., 1958. An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media: Geophysics, v. 23, p. 459-93.
- Wyllie, P.J., 1971. The Dynamic Earth: Textbook in Geosciences: John Wiley & Sons, Inc., 416 p.
- Wynn, J.C., and Zonge, K.L., 1975. EM coupling, its intrinsic value, its removal and the cultural coupling problem: Geophysics, v. 40(5), p. 831-850.

- Yang, F.W., and Ward, S.H., 1985. Single-and cross-borehole resistivity anomalies of thin ellipsoids and spheroids: In press, *Geophysics*, v. 50, April.
- Zablocki, C.J., 1976. Mapping thermal anomalies on an active volcano by the self-potential method, Kilauea, Hawaii: Proceedings, 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, CA, May 1975, v. 2, pp. 1299-1309.
- Zablocki, C.J., 1977. Self-potential studies in East Puna, Hawaii: HIG-77-15, p. 175-195.
- Zietz, I., Shuey, R., and Kirby, J.R., Jr., 1976. Aeromagnetic map of Utah: U.S. Geological Survey Map GO-907.
- Zohdy, A.A.R., Anderson, L.A., and Muffler, L.J.P., 1973. Resistivity, self-potential and induced polarization surveys of a vapor-dominated geothermal system: *Geophysics*, v. 38, p. 1130.