



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“TEORÍA E INTERPRETACIÓN DE
REGISTROS GEOFÍSICOS EN POZOS
GEOTÉRMICOS”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERA GEOFÍSICA

P R E S E N T A:

FABIOLA CARBAJAL VÁZQUEZ



DIRECTOR DE TESIS:

ING. HECTOR RICARDO CASTREJÓN PINEDA



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

En mi largo recorrido de la vida me enfrenté a innumerables acontecimientos que representaron obstáculos para lograr ser ingeniera, pero a pesar de cualquier adversidad con ayuda de Dios siempre me levante con la frente en alto para dar el siguiente paso, así que inicialmente le doy gracias a Dios por otorgarme la oportunidad de formar parte de este mundo.

En segundo lugar, agradezco a mi madre Isabel, una mujer incansable e imparable y mi ejemplo a seguir. Así también quien fungió como mi segunda madre, mi abuela Soledad, quien desde inicios de mi existencia ha estado cercana a mí brindándome su apoyo incondicional. Otra mujer tan grande como las anteriores es mi tía Laura, quien siempre procuró guiarme y otorgarme sus mejores palabras de aliento.

Sé que cuando ya no somos parte de esta vida, nos encontramos cerca de los que amamos y siempre he sentido la presencia de mi padre José, que desde donde quiera que se encuentre me brindo la experiencia y la sabiduría para poder dar el paso siguiente.

A mi hermano Álvaro quien gracias a su existencia me dio la pauta a dar el máximo y demostrar mis capacidades. A mis hijos Ernesto y Mauricio, quienes son el motor de mi vida y la razón de mi existencia, por quienes tomé la decisión de ser ingeniera.

A Ernesto Merino Godínez, quien fue el pilar de mi vida durante mi papel de estudiante, quien me apoyo en el cuidado de nuestros hijos y quien aportaba fuerza a mi decisión por ser ingeniera. A mi segundo padre don Ernesto, quien siempre apoyo incondicionalmente todas y cada una de mis decisiones, al igual que su esposa la Sra. Celia, quien me ha apoyado en el cuidado de mis hijos.

También debo mencionar a todos mis primos: Luis David, Alberto, Jorge, Edgar, Luis Alejandro y Rodrigo, quienes siempre aportaron sabiduría y aliento con sus comentarios.

A mis mejores amigas: Ángeles Granados, quien siempre estuvo conmigo en las buenas y en las malas y a quien le debo muchísimo; Hilda, Laura, Georgina, Cristina y Fanny, quienes también me apoyaron en todo. A Lidia Amalia, Ana Joyce Vargas y Tania Campos, quienes compartieron conmigo grandes momentos y sobretodo por conservar nuestra amistad a lo largo de 15 años.

A todos mis profesores y amigos de la Facultad de Ingeniería, quienes me otorgaron su conocimiento y con paciencia apoyaron a lograr uno de mis más grandes sueños. A mi tutor

el Ing. Héctor Ricardo Castrejón Pineda, quien desde el momento de tomar la decisión de ser ingeniería me oriento y me apoyo incondicionalmente.

En particular debo mencionar a todos aquellos amigos y compañeros de la Facultad de Ingeniería, seres a quienes considero mis hermanos: Luis Clemente, Alberto Bello, Adriana, Aidaly, Oscar, Rafael Salcedo, Mayra Cuellar, Enrique Huerta, Adriana González, Miriam Zarza, Miguel Ángel Rodríguez, Arianna Vega, Diana Acevedo, Diana Yael, Joel Angulo, Marlene Calderón, Nancy Morales, Rosse Vulpes, Itzel Flores, Rocío Zúñiga, Aura Zepeda, Hermes, Diana Flores, Julián Zapotitla, Jesús Sánchez, Pablo Reyes, Nidia Hilario, Adrián Huerta, Mariam Betancourt, Nancy Avendaño, Ricardo Adrián, Carlos Ortiz, Mildred Zepeda, Mónica Rodríguez, Mónica Pérez, Manuel Becerril, quienes siempre me apoyaron incondicionalmente y a quienes agradezco el hecho de compartir un salón de clases y sobretodo las buenas experiencias.

Al llegar el momento de concluir mi vida estudiantil, recibí innumerables consejos de amigos y compañeros de trabajo: Ing. Raciél Amós Martínez Huerta, quien me oriento en la elección de mi tema de tesis y me apoyo con sus excelentes consejos y con quien compartí una bonita amistad. Al Ing. Carlos Ortiz Pacheco quien ha sido un gran amigo y me ha otorgado toda su confianza; al M. en C. Juan Márquez Cruz, quien también aportó con su conocimiento para darle seguimiento a este tema de tesis. Al Ing. Germán Ricardi Mar por compartir una linda amistad.

A mis amigas la Lic. Wendy Laura Cerino y la Lic. Rosalba Balboa, quienes aportaron a mi desarrollo como persona durante mi estancia en Villahermosa, Tabasco.

Una mención muy especial al Ing. Leonardo Briceño Rodríguez, quien gracias a sus conocimientos, asesoría y orientación me apoyo enteramente en la terminación de este proyecto de Tesis.

Al Ing. José Luis Ortiz López y al Msc. Oscar J. Gutiérrez Belloso, quienes me apoyaron con la autorización y asesoramiento de la herramienta Techlog.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	[ii]
ÍNDICE	[iv]
ABSTRACT	[1]
RESUMEN	[2]
Capítulo I. INTRODUCCIÓN	[5]
Capítulo II. ASPECTOS GEOLÓGICOS DE LOS YACIMIENTOS GEOTÉRMICOS	
2.1 Generalidades de los Yacimientos Geotérmicos	[8]
2.2 Campos Geotérmicos de México	[10]
2.2.1 Cerro Prieto	[10]
2.2.2 Los Azufres	[11]
2.2.3 Los Humeros	[12]
2.2.4 Las Tres Vírgenes	[14]
2.2.5 Cerritos Colorados	[15]
2.3 Aspectos litológicos de los Yacimientos Geotérmicos	[16]
2.4 Clasificación de las Rocas Ígneas	[17]
2.4.1 Clasificación de la IUGS	[17]
2.4.1.1. Clasificación de las rocas plutónicas o intrusivas	[18]
2.4.1.2. Clasificación de las rocas volcánicas o extrusivas	[19]
2.4.1.3. Texturas de las rocas ígneas	[21]
2.4.1.3.1. Textura Fanerítica	[21]
2.4.1.3.2. Textura Afanítica	[23]
2.4.1.3.3. Textura Porfídica	[24]
2.4.1.3.4. Textura Vítreo	[24]
2.4.1.3.5. Textura Vesicular	[25]
2.4.1.3.6. Textura Fragmentada	[25]
2.4.2. Minerales de las Rocas Ígneas	[26]
2.4.2.1. Plagioclasa	[26]
2.4.2.2. Cuarzo	[27]
2.4.2.3. Feldespato potásico	[27]
2.4.2.4. Moscovita	[28]
2.4.2.5. Biotita	[28]
2.4.2.6. Anfíbol	[29]
2.4.2.7. Piroxeno	[30]
2.4.2.8. Olivino	[30]

2.5 Clasificación de las rocas metamórficas	[31]
2.5.1. Tipos de metamorfismo	[33]
2.5.2. Rocas metamórficas más comunes	[33]
2.5.2.1. Pizarra	[34]
2.5.2.2. Esquisto	[34]
2.5.2.3. Gneis	[35]
2.5.2.4. Mármol	[35]
2.5.2.5. Cuarcita	[35]
2.6. Propiedades básicas de las rocas	[36]
2.6.1. Porosidad	[37]
2.6.2. Permeabilidad	[43]
Capítulo III. MÉTODOS DE EXPLORACIÓN EN YACIMIENTOS GEOTÉRMICOS	
3.1. Exploración Geológica	[48]
3.2. Exploración Geofísica Indirecta	[51]
3.2.1. Métodos eléctricos y electromagnéticos	
3.2.1.1. Potencial espontáneo	[52]
3.2.1.2. Sondeos eléctricos verticales (SEV)	[53]
3.2.1.3. Sondeos dipolo-dipolo	[54]
3.2.1.4. Sondeos transitorios electromagnéticos (TEM)	[55]
3.2.1.5. Sondeos audiomagnetotéluricos (AMT) y magnetotéluricos (MT)	[56]
3.2.1.6. Tomografía eléctrica	[57]
3.2.2. Métodos gravimétricos	[58]
3.2.3. Métodos magnetométricos	[60]
3.2.4. Métodos sismológicos	[62]
3.2.4.1. Microsísmica pasiva	[63]
3.2.4.2. Tomografía sísmica	[64]
3.3. Exploración Geoquímica	[65]
3.3.1. Detección de elementos traza y gases del suelo	[65]
3.3.2. Muestreo y análisis químico de agua y gases	[66]
3.3.3. Muestreo y análisis isotópico de agua y gases	[67]
3.3.4. Interpretación de los resultados y diagramas geoquímicos	[69]
3.3.5. Geotermometría química e isotópica	[72]
3.4 Mediciones Termométricas	[77]

3.4.1. Mediciones sub-superficiales de temperatura	[77]
3.4.2. Medición de gradiente y flujo térmico en pozos	[78]
3.4.3. Determinación de la descarga natural de calor	[79]
3.5 Nuevas Tecnologías de Exploración	[80]
3.6 Programa General de Exploración Geotérmica	[84]
Capítulo IV. REGISTROS GEOFÍSICOS EN POZOS GEOTÉRMICOS	[87]
4.1. Antecedentes	[88]
4.2. Objetivos de los registros Geofísicos	[90]
4.3. Operación de los Registros Geofísicos	[92]
4.4. Registros Geofísicos aplicados a los Yacimientos Geotérmicos	[92]
4.4.1. Registro de diámetro del pozo	[94]
4.4.2. Registro rayos gamma naturales	[95]
4.4.2.1. La radioactividad natural de las rocas	[95]
4.4.2.2. El registro de rayos gamma	[96]
4.4.2.3. Aplicaciones del registro de rayos gamma	[98]
4.4.3. Registro porosidad neutrón – neutrón	[99]
4.4.3.1. Dispersión de los neutrones en las formaciones rocosas	[99]
4.4.3.2. El registro de porosidad neutrón	[100]
4.4.4. Registro de resistividad normal	[104]
4.4.4.1. Resistividad de la formación	[104]
4.4.4.2. Registros de resistividad	[106]
4.4.4.3. Aplicaciones de los registros de resistividad	[108]
4.4.5. Registro de video de pozo	[109]
4.4.5.1 El televiewer de pozo	[110]
4.4.6. Registro de imágenes micro-resistivas de formación de pozo completo	[111]
4.4.6.1. Aplicaciones del registro FMI	[115]
4.4.6.2. Ventajas del registro FMI	[116]
4.4.6.3. Interpretación del registro FMI	[116]
Capítulo V. INTERPRETACION DE LOS REGISTROS GEOFISICOS EN POZOS GEOTERMICOS	
5.1. Información obtenida de los Sistemas Geotermiales	[117]
5.2. Problemas de Interpretación de los Registros en la Exploración Geotérmica	[118]

5.3. Registros utilizados en Interpretación de pozos Geotérmicos	[120]
5.4. Aplicación en el Campo Geotérmico de Los Humeros	[122]
5.4.1. Geología de Los Humeros	[123]
5.4.2. Petrología primaria (litología) de Los Humeros	[125]
5.4.3. Mineralogía Hidrotermal	[127]
5.5. Interpretación de los Resultados	[127]
5.5.1. Teoría ELAN	[127]
5.5.2. Ecuación de respuesta de los Registros Geofísicos	[128]
5.5.3. Pesos e incertidumbres en ecuaciones de respuesta de los Registros Geofísicos	[130]
Capítulo VI. CONCLUSIONES	[135]
BIBLIOGRAFÍA	[140]

ABSTRACT

More than three quarters (83.3%) of electricity for public service in Mexico in 2008 was generated by power plants with fossil fuels, only 9.3% was produced by hydroelectric plants, 4.3% from nuclear power plants, 3% from geothermal plants, and 0.1% in wind power plants. The electricity generated by the public service in Mexico in 2003 was 200,939 GWh (CFE, 2011).

According to this information is disturbing the low percentage of the utilization of geothermal energy, this energy being renewable, less polluting and mostly available in much of the territory of our country.

Geophysical well logs are techniques that are used to determine, almost directly, properties and physical parameters of rocks.

The aim and purpose of this paper is to propose an effective methodology for the interpretation of geophysical logs in geothermal wells. This investigation is described and comparison made between petroleum and geothermal logging. Logging parameters in geothermal studies are listed and the principles for some logging equipment described such as: caliper, neutron-neutron, gamma ray, photoelectric factor, bulk density, resistivity and micro-resistivity imager. Practical application of well logging in geothermal drilling operation is emphasized and an example shown of this application.

The geological wire line logs discussed are the electrical resistivity log of normal configuration, neutron porosity log and the natural gamma ray log. These logs give valuable information on the lithological interpretation of the wells, the boundaries and thicknesses of the rock units and complement the drill cutting analyses.

RESUMEN

La energía geotérmica existe desde que la Tierra ha existido, "geos" significa Tierra y "thermos" significa calor, así, geotermia significa calor de la Tierra.

El planeta Tierra es un geoide ensanchado por el ecuador y achatado por los polos. Por acuerdo de la comunidad científica, su forma ideal se conoce como "GEOIDE ITRF92" y es la referencia obligada para todo tipo de levantamientos geofísicos y cartográficos.

Su parte más interna es el núcleo que, a su vez, se divide en núcleo interior y exterior. El primero tiene un radio promedio de 1,216 km, es sólido y extremadamente denso y está compuesto exclusivamente de Hierro y Níquel. La parte externa tiene un espesor de 2,210 km, que también está constituida por Hierro y Níquel comportándose como fluido. En esta región de metal se producen corrientes eléctricas que dan origen al 90% de la intensidad del campo magnético terrestre. A continuación se localiza el manto, con un espesor de 2,855 km; éste se compone de rocas ricas en olivinos, piroxenos y ciertos silicatos. Por último, la capa más externa se conoce como la corteza terrestre. La zona de transición entre la corteza y el manto se llama la Discontinuidad de Mohorovicic.

En los continentes la corteza terrestre tiene un espesor promedio de 35 km, aunque puede alcanzar valores de hasta 100 km; se compone básicamente de rocas graníticas. La corteza oceánica es más delgada, del orden de 10 km de espesor, y se compone de basaltos y gabros. Por debajo de la corteza terrestre, en la capa superior del manto se genera una roca fundida a alta temperatura llamada magma. Cuando el magma rompe la superficie de la tierra a través de un volcán, se denomina lava.

El calor es una forma de energía que fluye de un cuerpo a otro, o de una porción de materia a otra. De manera natural fluye del cuerpo con mayor temperatura al de menor temperatura. Los cuerpos poseen energía interna o entalpía e intercambian calor con otros cuerpos.

Los registros geofísicos de pozos son técnicas que se utilizan para determinar, casi de manera directa, propiedades y parámetros físicos de las rocas. Tradicionalmente se les ha definido como “la representación digital o analógica de una propiedad o parámetro físico que se mide contra profundidad” (Arroyo C., 1996).

Son una herramienta indispensable para interpretar la Geología del subsuelo, determinar el contenido de hidrocarburos, agua, minerales, y la competencia de las rocas que están sujetas a diferentes esfuerzos mecánicos. El uso de los registros ha ayudado a comprender mejor las características del subsuelo.

El presente texto se divide en cinco capítulos y conclusiones.

En el primer capítulo se desarrolla el “estado del arte” de las investigaciones realizadas con registros geofísicos en pozos geotérmicos.

El capítulo dos presenta de manera general los aspectos geológicos y las características particulares de las rocas comúnmente localizadas dentro de los yacimientos geotérmicos, mencionando las localizaciones de los cinco campos geotérmicos principales de México.

El capítulo tres integra los métodos de exploración comúnmente utilizados en la localización y explotación de los campos geotérmicos. Se realiza una descripción general de aquellos procedimientos geofísicos eficaces en la exploración geotérmica, como son los métodos gravimétrico, magnetométrico y sísmico, entre otros.

En el capítulo cuatro se desarrolla la técnica de registros geofísicos de pozos, así como la descripción más detallada de aquellas herramientas que resultan pertinentes en la caracterización de los pozos geotérmicos, se menciona el principio físico o químico de medición y se detalla el equipo superficial. Los principales registros que se toman son los registros de geometría de pozo, temperatura, conductividad y potencial eléctricos, velocidad sísmica, rayos gamma, densidad, neutrón e imágenes de paredes de pozo, que resultan útiles para determinar las propiedades de las rocas que se encuentran a lo largo del

pozo, lo que en forma indirecta ayuda a inferir la porosidad, permeabilidad y saturación de fluidos de las rocas; así como determinar la variación de la temperatura con la profundidad.

El capítulo cinco conjunta las técnicas de interpretación de registros geofísicos más conocidas o aplicadas en pozos geotérmicos y se realiza la interpretación de un caso de aplicación de los registros geofísicos en pozos geotérmicos. Y por último en el capítulo seis se mencionan las conclusiones pertinentes.

El propósito principal de este trabajo se enfoca en plantear una teoría de interpretación de los registros geofísicos de pozos geotérmicos, ya que la metodología de interpretación de registros de pozos está desarrollada para yacimientos petroleros en rocas sedimentarias. El objetivo es determinar la respuesta de los registros en rocas ígneas y metamórficas, en base a sus propiedades físicas y químicas, y mostrar la metodología de interpretación de algunos registros geofísicos empleados en la exploración de pozos geotérmicos.

CAPÍTULO I.

INTRODUCCIÓN.

El surgimiento de las energías alternas renovables es indispensable para lograr sustituir aquellas que dañan al medio ambiente en un grado muy elevado. En la actualidad es de importancia relevante la investigación, la exploración, la explotación y sobretodo la reutilización de este tipo de energías, llamadas limpias por su origen menos contaminante.

A partir de la interpretación de los registros geofísicos más usuales en pozos geotérmicos se logra establecer información sobre el desempeño y el diseño del pozo (problemas específicos durante la perforación), así como información sobre la estructura geológica, propiedades físicas y el rendimiento del sistema geotérmico penetrado por el pozo.

Esta información se correlaciona con los estudios previos de Geología, Geoquímica y Geofísica (indirecta, de superficie), permitiendo conocer la orientación de las fallas y fracturas de la región para localizar fácilmente la zona sello de alta temperatura, que generalmente es la más importante en los yacimientos geotérmicos.

El propósito fundamental de este trabajo es mostrar las diferencias que existen entre las respuestas obtenidas a partir de los registros geofísicos tomados en los pozos petroleros y en los pozos geotérmicos, así como sus limitantes. También se requiere determinar cuáles son los rangos de variación de las propiedades físicas y químicas de las rocas asociadas a yacimientos geotérmicos, principalmente rocas ígneas y metamórficas. Por lo cual se propone una metodología que logre facilitar la interpretación de los registros geofísicos más usuales en el desarrollo de pozos geotérmicos, como son registros de: presión, temperatura, caliper, neutrón-neutrón, rayos gamma, resistividad y registro de imágenes de pozo.

Mientras que los registros geofísicos en pozos petroleros se emplean desde 1927, el desarrollo de herramientas de registros en pozos geotérmicos se inició en 1974. En la

primera etapa (1976-1979) el límite de temperatura máxima soportada de las herramientas de registro fue de hasta 275 °C, estas herramientas fueron probadas en yacimientos geotérmicos y se obtuvieron buenos resultados. En la segunda etapa (1980) la temperatura objetivo fue fijada a 350 °C. (Stefánsson, Streingrímsson, 1980)

Para el año de 1980 el desarrollo geotérmico apenas había comenzado y era la única limitante para estimular el desarrollo de servicios especializados de mediciones en pozo dentro de la industria geotérmica. Sin embargo, mediante el desarrollo de los conocimientos necesarios para interpretar las características de los yacimientos geotérmicos a partir de las respuestas que se obtienen de los registros de pozos, el beneficio de la industria geotérmica y el desarrollo de recursos geotérmicos se han acelerado.

El autor Rigby (1980) menciona que los registros de pozos se desarrollaron inicialmente dentro de la industria petrolera entre los años 1927 y 1930, cuando existía una demanda creciente de servicios. Estas herramientas eran inadecuadas para las condiciones de alta temperatura que se presentan durante la perforación de pozos geotérmicos, en parte porque los tipos de respuesta que se obtienen son diferentes a la respuesta que se hay dentro de la industria petrolera, y por otro lado debido a las distintas condiciones geológicas de los yacimientos geotérmicos.

En el reporte realizado por Sanyal et al (1977), se muestra que en la práctica las herramientas y las técnicas de interpretación de registros en pozos geotérmicos, son las mismas que se utilizan en pozos petroleros. Sin embargo, se ha demostrado que son inadecuadas e ineficaces en la mayoría de las áreas geotérmicas.

Las herramientas de registros se han desarrollado rápidamente a lo largo de décadas. De acuerdo con Hirakawa y Yamaguchi (1981) las herramientas de registros geofísicos de alta temperatura deben desarrollarse para la evaluación del potencial geotérmico.

En el estudio presentado por B. Steingrímsson (2011) para pozos geotérmicos, se describe a los registros geofísicos de pozo como una técnica muy avanzada en electrónica

compleja, utilizando sensores colocados dentro de una sonda de registro que se mueve hacia arriba o hacia abajo a lo largo del pozo. La sonda se corre mediante un cable a lo largo de un pozo, para hacer mediciones de forma continua o en intervalos discretos a profundidad.

Los Registros Geofísicos de pozos se han utilizado sistemáticamente en Islandia desde 1976 para estudiar y explorar los pozos geotérmicos, no sólo los registros típicos de temperatura y presión, que la industria geotérmica utiliza ampliamente, sino también las herramientas de registros que se utilizan para estudiar la geometría, el estado del pozo y las propiedades petrofísicas de las rocas.

En los yacimientos geotérmicos el objetivo de los registros a menudo se divide en tres categorías. La primera contiene a los registros que se relacionan con el pozo propio, es decir, el diseño, la perforación, la geometría y la terminación del pozo. La segunda categoría incluye a los registros que se utilizan para estudiar las propiedades petrofísicas de las formaciones rocosas que rodean al pozo y la intersección de fracturas por el pozo. Por último se cuenta con registros que miden la temperatura en el pozo, la presión del fluido en los poros y la ubicación de las zonas de interés que intersectan al pozo.

CAPÍTULO II.

ASPECTOS GEOLÓGICOS DE LOS YACIMIENTOS GEOTÉRMICOS

Es posible encontrar yacimientos geotérmicos manifestándose de distintas formas en la naturaleza, como son: los yacimientos de vapor, yacimientos de agua caliente, sistemas geopresurizados y en formaciones compuestas por roca seca muy caliente. Los yacimientos de vapor ofrecen las mejores condiciones para su explotación y generación de Energía Eléctrica. En México la energía eléctrica de origen geotérmico sólo representa el 3% de la electricidad que se consume, sin embargo, localmente la geotermia puede satisfacer más de la mitad de la demanda, como ocurre en el campo de Cerro Prieto localizado en Mexicali, Baja California. (Gutiérrez-Negrín, 2002).

2.1 Generalidades de los Yacimientos Geotérmicos.

Generalmente los yacimientos Geotérmicos se localizan en zonas de vulcanismo y eventos de sismicidad recientes, actualmente en México existen cinco campos geotérmicos, cuatro de estos se encuentran en explotación con 958 MW de capacidad geotermoeléctrica instalada. México ocupa el cuarto lugar mundial en capacidad geotermoeléctrica instalada. Cerro Prieto es el campo geotérmico en operación más grande y más antiguo de México.

Un yacimiento geotérmico típico se compone de una fuente de calor, un acuífero y en ocasiones una de capa sello. La fuente de calor es generalmente una cámara magmática en proceso de enfriamiento, en donde el magma es atrapado a profundidad en su ascenso hacia la superficie, pero con temperaturas todavía elevadas (de alrededor de 500°C). El acuífero es cualquier formación litológica con la porosidad primaria o secundaria suficiente, para alojar agua meteórica filtrada desde la superficie o desde acuíferos menos profundos. La capa sello es otra formación, o parte de ella, con una permeabilidad menor que la del

acuífero, y cuya función es impedir que los fluidos geotérmicos se disipen totalmente en la superficie. (Gutiérrez-Negrín, 2002).

Las cámaras magmáticas, y por tanto los yacimientos geotérmicos, están relacionados con fenómenos volcánicos y sísmicos, los que a su vez se asocian a los límites entre las placas tectónicas.

A lo largo de toda la costa Pacífica de América, desde la parte central de México hasta la Tierra del Fuego, ha venido ocurriendo un proceso de subducción, en el que las placas de Cocos y de Nazca se deslizan debajo de las de Norteamérica y de Sudamérica, respectivamente. Un fenómeno parecido ocurre con la Placa del Caribe en el área de las Antillas Menores. Por lo tanto, el potencial geotérmico de los países ubicados en esas áreas es elevado. (Gutiérrez-Negrín, 2002).

En la mayoría de los campos geotérmicos las altas temperaturas se localizan a poca profundidad, esto puede ser debido a:

- La intrusión de una roca fundida o magma que proviene de grandes profundidades y se traslada a la superficie de la Tierra.
- Flujo de calor superficial más alto que el promedio, con tendencia a aumentar el gradiente de temperatura con la profundidad, es decir, gradientes geotérmicos anómalos. Se sabe que el gradiente geotérmico es el incremento de la temperatura con respecto a la profundidad, su manifestación superficial puede detectarse de dos formas: zonas de anomalía termal superficial (zonas calientes, fuentes termales, etc.) y alteración hidrotermal (zonas de silicificación, de propilitización, precipitación de carbonatos, etc.).
- Ascenso de agua subterránea que ha estado circulando a profundidades de dos a cinco kilómetros, como el caso de los géiser. (Torres et al, 1993).
- Calentamiento anómalo de rocas poco profundas por decaimiento de elementos radiactivos.
- Transferencia de calor por movimiento de placas tectónicas.

- Calentamiento producido por el movimiento de bloques, en el caso de fallas activas, ya sean inversas, normales o laterales. (Torres et al, 1993).

2.2 Campos Geotérmicos de México.

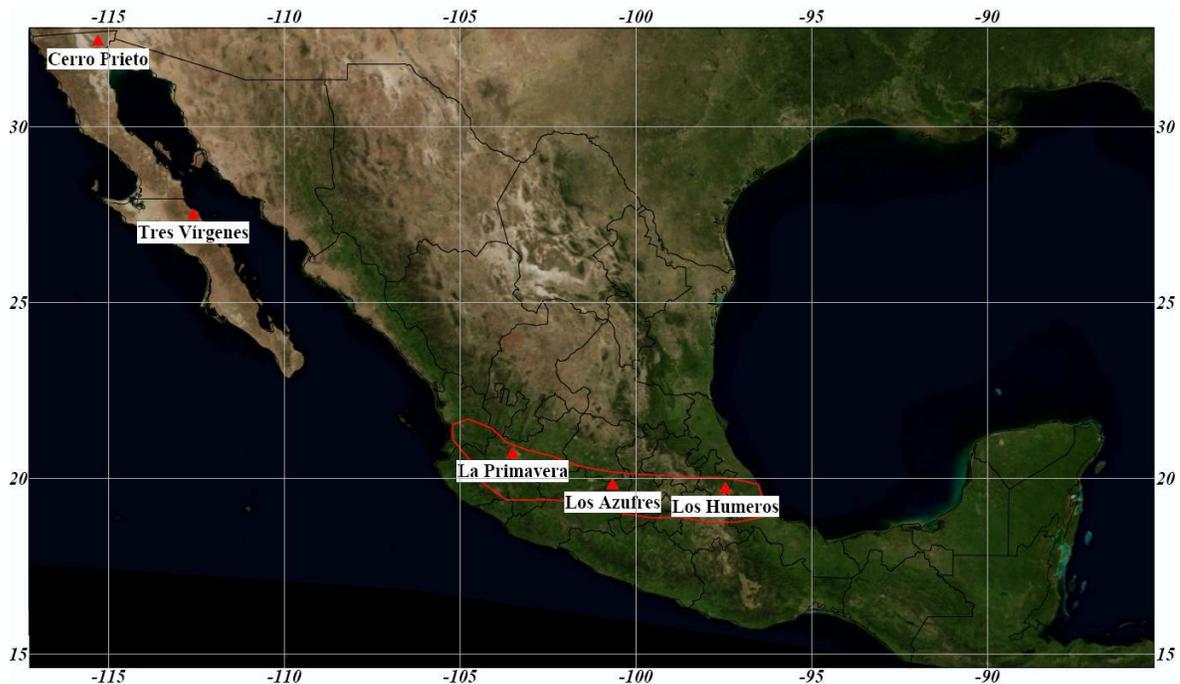


Fig. 1. Los campos geotérmicos en explotación de México.

2.2.1 Cerro Prieto.

El campo de Cerro Prieto se localiza en la porción norte de México, muy cerca de la frontera con Estados Unidos, a unos 30 kilómetros al sureste de la ciudad de Mexicali, capital del estado de Baja California. Es el segundo campo más grande del mundo, sólo inferior al de The Geysers localizado al norte de San Francisco, California y está prácticamente al nivel del mar.

Es un campo de tipo sedimentario con una cima de lutita gris, en el cual los fluidos geotérmicos están alojados en rocas areniscas. La fuente de calor es una anomalía térmica formada por el adelgazamiento de la corteza que ocurre en la cuenca transtensional en la

que se ha formado el yacimiento, asociado a la prolongación sur del sistema de fallas activas de San Andrés.

2.2.2 Los Azufres.

El campo geotérmico de Los Azufres, fue descubierto en 1972, está localizado en la parte central de México, en el Estado de Michoacán, a unos 250 kilómetros al occidente de la Ciudad de México, en un complejo volcánico que forma la Sierra de los Azufres, a 2,800 m de altitud. Se ubica casi en el centro de la Faja Volcánica Mexicana, que es una franja de volcanes y productos volcánicos cuaternarios que atraviesa a México de costa a costa y en la cual se encuentran varios volcanes en actividad actual.

A diferencia de Cerro Prieto, Los Azufres es un campo de tipo volcánico cuyos fluidos geotérmicos están contenidos en rocas de tipo andesítico, las rocas más antiguas que afloran están constituidas por un paquete de más de 2,000 m de derrames andesíticos, con intercalaciones de paleosuelos, aglomerados y coladas basálticas. La edad de las rocas más antiguas que afloran es de 18 Ma. Sobre las rocas anteriores se depositó discordantemente un ciclo volcánico de composición ácida formado por ignimbritas, tobas y cenizas de edad de 1.05 a 0.84 Ma. Encima de esta secuencia se formaron depósitos lacustres del Pleistoceno asociados al colapso de la caldera de Los Azufres de edad Cuaternaria. La Dacita San Andrés representa una fase volcánica importante, cuya edad es de 0.3 Ma, y es seguida de depósitos ignimbríticos de 0.28 Ma, e inyecciones riolíticas que forman estructuras dómicas de 0.14 Ma. La última etapa volcánica de la región, es de composición básica con afloramientos de derrames al este y oeste del campo, y cineritas en los alrededores. Esta zona se ubica casi en el centro de la Faja Volcánica Mexicana (González, 2000).

También se tiene como característica de esta zona una intensa caolinización superficial que se manifiesta en la Riolita Agua Fría, que constituye un yacimiento en explotación (González, 2000). El predominio de azufre nativo en las manifestaciones geotérmicas con algo de sulfatos y la caolinita, definen una alteración hidrotermal de tipo argilización

avanzada y es una respuesta a la interacción de roca-gases-acuífero, ubicado en los niveles someros del yacimiento.

En Los Azufres el depósito hidrotermal se encuentra a profundidades cercanas a los 3,500 m, la roca encajonante de los fluidos es principalmente andesítica, la alteración hidrotermal profunda es de carácter propilitico y presenta características de un yacimiento de baja sulfidación, ya que los fluidos iniciales son neutros y de baja salinidad. El yacimiento es de alta entalpía con temperaturas del orden de los 330°C y presiones de 170 a 180 bares al fondo de yacimiento (González, 2000).

En Los Azufres se han perforado más de 80 pozos con profundidades de entre 600 y 3,544 m y se han registrado valores de temperatura máxima de fondo de 358°C. En esta zona, el flujo de calor promedio es de 0.22W/m², lo cual corresponde a un gradiente local de 117°C/km, que es casi cuatro veces mayor que el normal.

La Comisión Federal de Electricidad (CFE) opera en este campo una capacidad total de 188 MW mediante una unidad a condensación de 50 MW, cuatro unidades de condensación de 25MW, siete unidades a contrapresión de 5 MW cada una y dos unidades de ciclo binario de 1.5 MW. Estas últimas son las únicas unidades en su tipo que funcionan en América Latina. (CFE, 2011).

2.2.3 Los Humeros.

Los Humeros es otro campo volcánico, ubicado en la parte oriental de la Faja Volcánica Mexicana (fig. 1) en los límites de los estados de Puebla y Veracruz, en el interior de una caldera volcánica cuaternaria cuyas últimas erupciones ocurrieron hace 20 mil años. El campo está a unos 2,600 m sobre el nivel del mar. Aquí también son rocas andesíticas las que alojan a los fluidos geotérmicos, los cuales tienen temperaturas medidas de hasta 400°C.

Es el segundo sistema geotérmico mexicano que genera electricidad a partir de fluidos contenidos en rocas volcánicas, está en explotación desde 1991. Es el tercer campo

geotérmico en importancia en la República Mexicana, después de Cerro Prieto y Los Azufres (López, 2006).

La geología del campo Geotérmico de Los Humeros ha sido descrita por diversos autores (Pérez, 1987; Yáñez et al, 1979; Gutiérrez, 1982; Viggiano y Robles, 1988; Cedillo, 2000). El basamento de este campo está constituido por esquistos y rocas graníticas del Pérmico Tardío al Jurásico Temprano. Cubriendo a estas rocas de manera discordante, aparecen rocas sedimentarias del Triásico-Jurásico, cubiertas a su vez por una secuencia marina del Jurásico Superior al Cretácico Superior, con algunos afloramientos al oeste, este y sur de la caldera de Los Humeros. Sobreyaciendo al basamento descansa una secuencia de andesitas e ignimbritas del Terciario.

La primera acumulación de rocas volcánicas ocurrió hace aproximadamente 11 millones de años y está constituida por derrames de andesita de hornblenda, cubiertos parcialmente por derrames de andesitas de augita que procederían de los volcanes Cofre de Perote y Pico de Orizaba (5 Ma) (Lermo et al, 2008).

El vulcanismo mas reciente está representado por coladas de lavas ácidas, básicas y rocas piroclásticas que se observan al centro de la caldera de Los Humeros. El siguiente evento debió ser de tipo explosivo por la gran cantidad de material volcánico expulsado, ocasionando probablemente el vaciado parcial de la cámara magmática y el colapso del techo de la misma, originándose así la caldera de Los Humeros (Lermo et al, 2008).

Posteriormente sucedieron una serie de derrames de andesita basáltica y la emisión de grandes cantidades de pómez que cubrieron a la región (0.08 a 0.04 Ma). La fase final de la actividad volcánica del área está representada por derrames de composición basáltica que muestra una estrecha relación con el origen de la caldera Xalapasco (Lermo et al, 2008).

Tectónicamente, el Campo Geotérmico de Los Humeros presenta tres estructuras caldéricas, Los Humeros, Los Potreros y el Xalapasco, formadas en los diferentes eventos volcánicos. La falla Los Humeros es la única que puede ser observada en superficie, a

través de ella ascienden fluidos de alta temperatura hasta la superficie para dar lugar a las manifestaciones termales. Así mismo, los análisis estructurales realizados en dicha falla muestran un movimiento de tipo normal con echado hacia el este (Lermo et al, 2008).

La perforación de los pozos en este campo, han permitido la identificación de 9 unidades estratigráficas del subsuelo, así como la definición de dos probables yacimientos geotérmicos, uno superior formado por andesitas e ignimbritas y otro inferior compuesto andesitas y basaltos que están separados por una capa confinante de toba vítrea (Lermo et al, 2008).

La central geotermoeléctrica de Los Humeros está constituida por ocho unidades turbogeneradoras a contrapresión de 5 MW cada una (40 MW en total). En 2010 hubo una generación de 325 GWh, y fueron alimentadas por casi 4.9 millones de toneladas de vapor, producidas por 23 pozos productores y 3 inyectores integrados al sistema (CFE, 2011). Estos pozos producen una cantidad menor de salmuera que los pozos de los otros campos. Durante 2001 la salmuera producida fue de 870 mil toneladas, la que se inyectó al yacimiento a través de dos pozos inyectores (Gutiérrez-Negrín, 2002).

2.2.4 Las Tres Vírgenes.

El campo geotérmico de Las Tres Vírgenes es también un campo volcánico, pero ubicado en la parte media de la península de Baja California, fuera de la Faja Volcánica Mexicana (fig. 1), en el Estado de Baja California Sur. El campo está dentro de un complejo de tres volcanes cuaternarios alineados de norte a sur, y la fuente de calor parece estar relacionada con la cámara magmática del volcán más reciente denominado La Virgen. En esta porción de México el vulcanismo es un producto de los movimientos tectónicos que están separando a la península de Baja California del resto del continente, a razón de unos 5 cm por año, a lo largo de una zona de fallas de transformación que constituyen la prolongación sur del sistema de San Andrés. Los fluidos geotérmicos del yacimiento están alojados en rocas de tipo intrusivo (granodioritas), sobreyacidas por rocas vulcano-sedimentarias y volcánicas (Gutiérrez-Negrín, 2002).

En el contexto regional, el Sistema Geotérmico de Las Tres Vírgenes se localiza en la depresión Plio-Cuaternaria de dirección NW-SE en la cuenca de Santa Rosalía, que constituye el límite de una zona de deformación relacionada con la apertura del Golfo de California

La CFE ha perforado en el campo varios pozos, cuatro de los cuales son productores y dos inyectores. A mediados de 2001 empezaron a operar las primeras dos unidades turbogeneradoras a condensación de 5 MW cada una (10 MW en total), constituyendo así la central geotermoeléctrica de Las Tres Vírgenes. En 2010 el campo produjo 600,000 toneladas de vapor, generando 47 GWh.

2.2.5 Cerritos Colorados.

Un quinto campo geotérmico identificado en México es el campo de La Primavera (Cerritos Colorados), ubicado en la porción central del país al occidente de la Faja Volcánica Mexicana (fig. 1) y prácticamente en la periferia de la ciudad de Guadalajara, Jal. El campo se ubica dentro de una caldera volcánica de unos 12 km de diámetro formada hace 120 mil años, la caldera La Primavera, cuya última actividad formó un domo riolítico de 20 mil años de antigüedad extruido en el borde oriental de la caldera. La fuente de calor es la cámara magmática productora del vulcanismo, que se localiza en el subsuelo hacia la porción centro-sur de la caldera. Los fluidos geotérmicos están contenidos en rocas andesíticas Plio-Cuaternarias a profundidades del orden de los 2,100 m, sobreyacidas por ignimbritas y sedimentos lacustres y subyacidos por rocas intrusivas que constituyen el basamento.

La CFE ha perforado en ese campo 13 pozos exploratorios, seis de los cuales son pozos productores. Aunque se ha evaluado un potencial inicial suficiente para instalar 75 MW, por ejemplo con tres unidades a condensación de 25 MW cada una. Hasta la fecha el campo no ha podido ser aprovechado por carecerse de los permisos y licencias en materia ambiental. (Gutiérrez-Negrín, 2002).

2.3 Aspectos Litológicos de los Yacimientos Geotérmicos.

El reconocimiento de la litología que conforma a los yacimientos geotérmicos es fundamental para detectar las propiedades petrofísicas que poseen a través del uso de los registros geofísicos de pozos; como ya se sabe, las respuestas que se adquieren de dichas herramientas dependen de las propiedades físicas de las rocas localizadas en el yacimiento.

Litológicamente, los yacimientos geotérmicos se encuentran en rocas de tipo ígneo, sedimentario y metamórfico, pero la interpretación de los registros geofísicos se ha desarrollado únicamente para las propiedades físicas de las rocas sedimentarias en la industria petrolera. Esto complica la detección de ciertas propiedades de las rocas ígneas cristalinas, rocas volcánicas vesiculares, rocas volcánicas cristalinas, rocas metamórficas, cenizas volcánicas, depósitos hidrotermales y productos de alteración hidrotermal que se encuentran formando la mayoría de los yacimientos geotérmicos; de hecho los yacimientos geotérmicos del tipo sedimentario exhiben intrusiones de roca ígnea y metamórfica.

Por tanto este tipo de litologías se consideran desconocidas porque no se conoce su respuesta en los registros, ya que la calibración normal de la mayor parte de los registros geofísicos de pozos es inadecuada para estas, al encontrarse calibrados y probados para litologías sedimentarias conocidas y comunes en los yacimientos petroleros.

Cuando se encuentra un tipo de roca que no sea común, la respuesta de los registros puede parecer extraña, es entonces cuando se procede a realizar algunas correcciones a tal respuesta del registro, sin embargo, por más desconocida que sea la litología, tales correcciones no pueden ser estimadas.

Durante la corrida de un registro en una litología poco común y en la interpretación posterior del mismo, se pueden presentar problemas que pueden permanecer sin detectar. Las propiedades de la matriz, como son la densidad volumétrica, tiempo de tránsito sísmico, porosidad neutrón de la matriz y captura de neutrones de una sección transversal en rocas ígneas y metamórficas, no pueden ser evaluadas por los registros geofísicos de pozos

recomendados y solamente unos pocos minerales que componen las rocas ígneas y metamórficas pueden ser identificados.

Es por esto que se deben tomar en cuenta todas aquellas propiedades y características petrofísicas de las rocas ígneas y metamórficas, para lograr implementar una calibración adecuada para los yacimientos geotérmicos.

La clasificación de los yacimientos geotérmicos de acuerdo a su litología es la siguiente:

- A. Sedimentaria.
- B. Metamórfica.
- C. Ígneas (cristalina y vidriosa).
- D. Ceniza volcánica y toba.
- E. Brecha.
- F. Alterada hidrotermalmente.

2.4 Clasificación de las Rocas Ígneas.

Las rocas ígneas se forman por el enfriamiento y la solidificación de materia rocosa fundida, el magma. Según las condiciones bajo las cuales el magma se enfría, las rocas que resultan pueden tener granulado grueso o fino.

En la última década la mayoría de los geólogos han aceptado la clasificación de las IUGS (*International Union of the Geological Sciences*) como el estándar. A continuación se va a presentar y a discutir una clasificación mucho más simple, que permita identificar con facilidad las rocas ígneas más comunes.

2.4.1. Clasificación de la IUGS.

Las rocas ígneas se clasifican sobre la base de la mineralogía, la química y la textura.

De acuerdo a su textura, las rocas ígneas se subdividen en dos grandes grupos:

- I. Las rocas plutónicas o intrusivas fueron formadas a partir de un enfriamiento lento y en profundidad del magma. Las rocas se enfriaron muy despacio, permitiendo así el

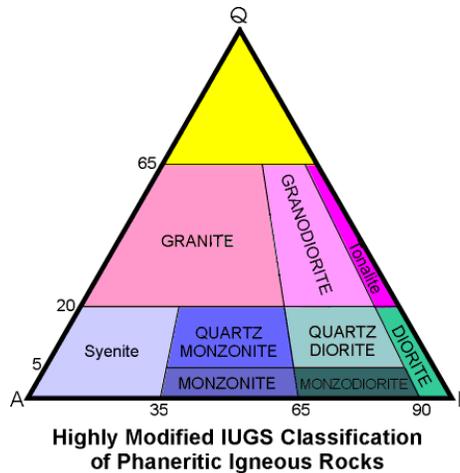
crecimiento de cristales minerales puros con tamaños de grano que son visibles a simple vista. Ejemplos: granito y sienita.

- II. Las rocas volcánicas o extrusivas se forman por el enfriamiento rápido y en superficie, o cercano a esta. Se formaron al ascender el magma fundido desde las profundidades llenando las grietas próximas a la superficie, o al emerger el magma a través de los volcanes. El enfriamiento y la solidificación posteriores fueron muy rápidos, dando como resultado la formación de minerales con grano fino o de rocas parecidas al vidrio, en las cuales los tamaños de los granos suelen ser demasiado finos o vidriosos por su composición mineral y para ser observados se debe hacer uso de un microscopio petrográfico. Ejemplos: basalto y riolita.

Esto es en gran medida una clasificación genética basada en la profundidad del origen de la roca (volcánica en la superficie o cerca de esta, y plutónicas en profundidad). Recuerde que las rocas porfídicas han pasado tiempo en ambos ambientes.

2.4.1.1. Clasificación de las rocas plutónicas o intrusivas.

Una roca plutónica se puede clasificar mineralógicamente basándose en la proporción real de los distintos minerales que la componen. En cualquier esquema de clasificación, las fronteras entre clases se establecen arbitrariamente. La IUGS a través de la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas en 1973 sugirió el uso de la composición modal para todas las rocas ígneas plutónicas con un índice de color de menos de 90 (fig. 2). Un segundo esquema fue propuesto para las rocas plutónicas ultramáficas con un índice de color mayor que 90.



*Fig. 2. Clasificación de las rocas ígneas plutónicas o intrusivas faneríticas (grano visible).
(Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/igclass.htm>, agosto 2011).*

Los tres componentes, Q (cuarzo) + A (alcalinos (Na-K) feldespatos potásicos) + P (plagioclasa), son recalculados a partir del modelo, para que la suma sea 100 por ciento. Cada componente está representado por las esquinas del triángulo equilátero, la longitud de sus lados se dividen en 100 partes iguales. En la esquina de la gráfica, la composición representa el 100 por ciento de los componentes correspondientes. Cualquier punto en los lados del triángulo representa un modo integrado de los dos componentes ubicados en la esquina adyacente. Por ejemplo, una roca con un 60 por ciento y 40 por ciento de Q y A, se representará en la parte de control de calidad en un lugar del 60 por ciento de la distancia entre A y Q. Una roca que contiene los tres componentes se trazará dentro del triángulo.

2.4.1.2. Clasificación de las rocas volcánicas o extrusivas.

La división principal de las rocas volcánicas se basa en el contenido de alcalinos (Sodio + Potasio) y Sílice, que se dividen en dos grupos, las rocas subalcalinas y alcalinas. Por otra parte, las rocas subalcalinas se clasifican en dos divisiones basadas principalmente en el contenido de Hierro, el grupo rico en Hierro llamado serie toleítica y el grupo deficiente en hierro llamado calco-alcalinos.

El primer grupo de rocas subalcalinas se encuentra más comúnmente a lo largo de las dorsales oceánicas y en el fondo del océano y generalmente se limita a las rocas ígneas máficas, como el basalto y gabro; el segundo grupo de rocas alcalinas es característico de las regiones volcánicas de los márgenes continentales.

Químicamente las rocas subalcalinas están saturadas de Sílice. Esto se observa en el modelo de las rocas máficas que contienen dos piroxenos, hiperstena y augita [Ca (Mg, Fe) Si₂O₆], y tal vez de cuarzo. La plagioclasa se presenta comúnmente en fenocristales, pero también se puede presentar en la matriz, junto con los piroxenos. Además de las diferencias en el contenido de Hierro entre las series toleítica y calco-alcalina, este último tiene un alto contenido de Aluminio (16 a 20 por ciento), y el rango del contenido de Sílice es mayor (48 a 75 por ciento, comparado con el 45 al 63 por ciento para el primero). Los fenocristales de hornblenda y biotita son comunes en las rocas calco-alcalinas, andesitas y dacitas. Las dacitas y riolitas generalmente tienen fenocristales de feldespato alcalino, plagioclasa, y cuarzo en una matriz vítrea (fig. 3).

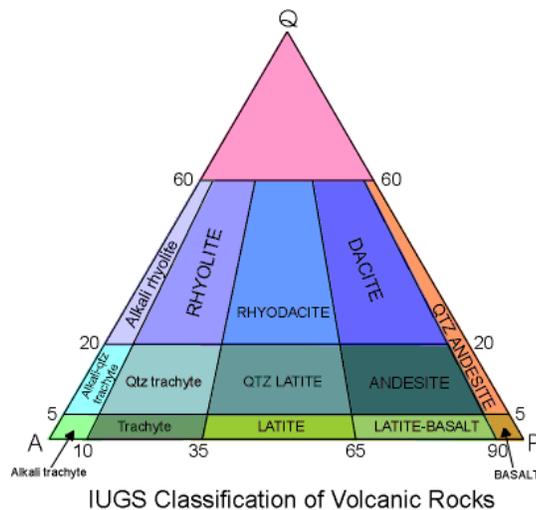


Fig. 3. Clasificación de las rocas ígneas volcánicas o extrusivas. (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/igclass.htm>, agosto 2011).

Las rocas alcalinas normalmente son químicamente bajo saturadas con respecto al Sílice, por lo que sólo tienen un piroxeno, la augita (rica en Calcio) y carecen de cuarzo, pero a menudo contienen un mineral feldespatóide, nefelina. El examen microscópico de los basaltos de olivino alcalinos (la roca alcalina más común), por lo general revela fenocristales de olivino, piroxeno (augita), plagioclasa y quizás nefelina.

2.4.1.3. Texturas de las rocas ígneas.

	Felsic (light color)	Intermediate	Mafic (dark color)	Ultramafic	
Texture	Coarse	Granite	Diorite	Gabbro	Peridotite
	Fine	Rhyolite	Andesite	Basalt	
	Vesicular	Pumice		Scoria	
	Glassy	Obsidian			
Minerals Present					
	QUARTZ K-FELDSPAR NA-PLAG	NA-CA PLAG AMPHIBOLE	CA PLAG PYROXENE	PYROXENE OLIVINE	

Fig. 4. Clasificación de acuerdo a la textura de las rocas ígneas. (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/igclass.htm>, agosto 2011).

2.4.1.3.1. Textura fanerítica.

Las rocas de textura fanerítica se componen de cristales de gran tamaño que son claramente visibles para el ojo, con o sin una lupa o un microscopio binocular. Toda la roca se compone de cristales grandes, que por lo general miden desde 1/2 mm a varios centímetros de tamaño, sin que el material de la matriz fina este presente. Esta es la textura que se forma a partir de un enfriamiento lento del magma a gran profundidad en el ambiente plutónico (figs. 5, 6 y 7).

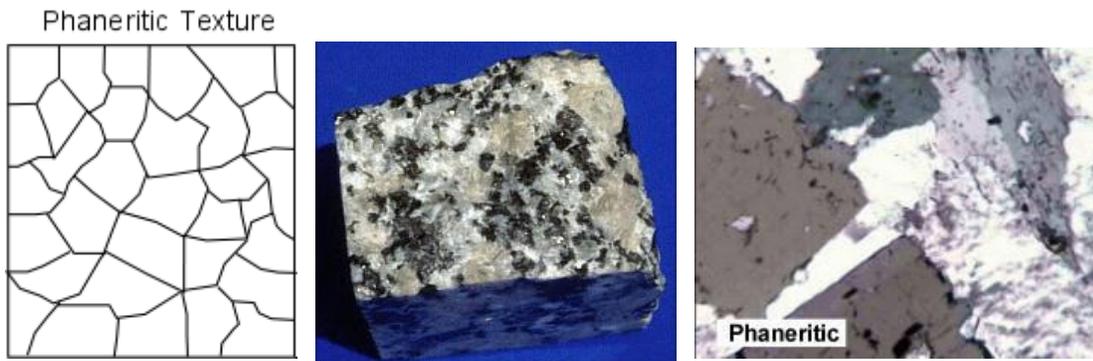


Fig. 5, 6 y 7. Textura fanerítica de las rocas ígneas, en diagrama, muestra de mano y lámina delgada, respectivamente. (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/texture.htm>, agosto 2011)

Para las rocas faneríticas (fig. 8) y algunas afaníticas se deben determinar la mineralogía. A menudo, sólo es necesario para identificar uno o dos minerales esenciales, no todos los minerales de la roca. Por ejemplo cuarzo y feldespato potásico (K-feldespato) se limitan a los granitos y riolitas. El anfíbol es sólo abundante en diorita o andesita, aunque puede estar presente en el granito en pequeñas cantidades.



Fig. 8. Ejemplos de rocas faneríticas. (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/texture.htm>, agosto 2011)

2.4.1.3.2. *Textura afanítica.*

La roca entera se compone de pequeños cristales, que son generalmente menores de 1/2 mm de tamaño. Esto da lugar a esta textura a partir de un enfriamiento rápido en la superficie volcánica o en ambientes hipabisales (subsuelo poco profundo) (figs. 9, 10 y 11).



Fig. 9, 10 y 11. Textura afanítica de las rocas ígneas, en diagrama, muestra de mano y lámina delgada, respectivamente. (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/texture.htm>, agosto 2011)

Las rocas afaníticas (fig. 12) se caracterizan porque contienen granos de minerales que no son visibles a simple vista por lo que generalmente se ven como una hoja en blanco. Por supuesto, esto representado en un ambiente ideal. La mayoría de las rocas afaníticas contiene por lo menos pocos fenocristales (los granos más grandes).



Fig. 12. Ejemplos de rocas afaníticas. (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/texture.htm>, agosto 2011)

2.4.1.3.3. *Textura porfídica.*

Las rocas porfídicas se componen de al menos dos minerales que presentan diferencias en el tamaño de grano. Los granos más grandes se denominan fenocristales y los granos más finos como matriz o masa basal (figs. 13, 14 y 15). Se cree que las rocas porfídicas han sido objeto de dos etapas de enfriamiento, primero a una profundidad donde son formados los fenocristales y una segunda, en o cerca de la superficie donde los granos de la matriz se cristalizan.

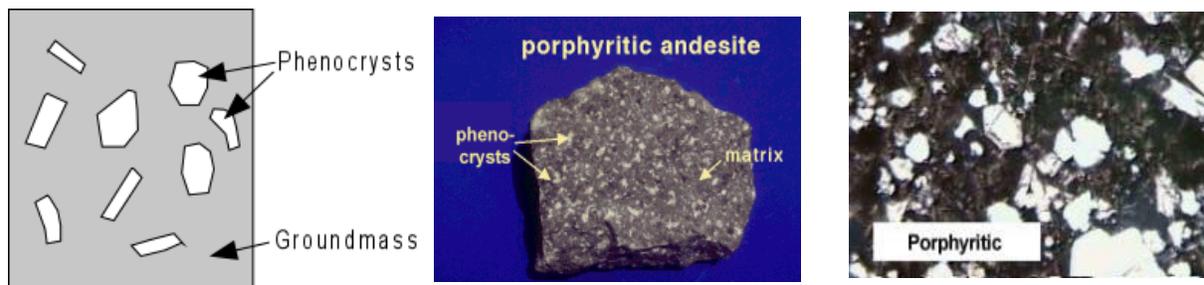


Fig. 13, 14 y 15. Textura porfídica de las rocas ígneas, en diagrama, muestra de mano y lámina delgada, respectivamente. (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/texture.htm>, agosto 2011).

2.4.1.3.4. *Textura vítrea.*

La textura vítrea de las rocas ígneas es no cristalina, es decir, la roca no contiene granos de minerales como resultado de un enfriamiento muy rápido, los minerales no tienen la oportunidad de cristalizar. Esto puede suceder cuando el magma o la lava entran en contacto muy rápidamente con materiales más fríos que se encuentran en la superficie de la Tierra. El vidrio volcánico puro es conocido como roca obsidiana (fig. 16).



Fig. 16. Roca obsidiana. (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/texture.htm>, agosto 2011).

2.4.1.3.5. Textura vesicular.

Este término se refiere a las vesículas (agujeros, poros o cavidades) dentro de la roca ígnea. Las vesículas son el resultado de la expansión del gas (burbujas), que a menudo se produce durante las erupciones volcánicas. Pómez y escoria son los tipos comunes de rocas vesiculares. La fig. 17, muestra un basalto con vesículas, de ahí el nombre de "basalto vesicular".

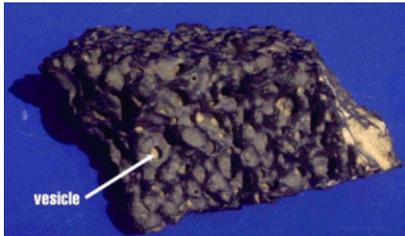


Fig. 17. Basalto vesicular. (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/texture.htm>, Agosto 2011).

2.4.1.3.6. Textura fragmentada.

Las rocas con esta textura se componen de numerosos granos o fragmentos que se han fundido entre sí por el calor de una erupción volcánica. También se pueden detectar fragmentos de vidrio incrustados en la roca. La mayoría de este tipo de roca se identifica simplemente como "toba" (fig. 18).



Fig. 18. Toba. (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/texture.htm>, agosto 2011).

2.4.2. *Minerales de las rocas ígneas.*

Para clasificar correctamente a muchas de las rocas ígneas, primero es necesario identificar los minerales constituyentes de la roca (fig. 19).

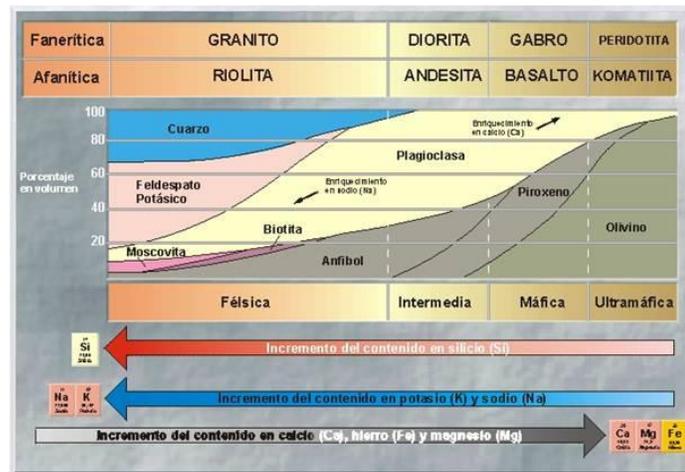


Fig. 19. Mineralogía de las rocas ígneas. (Albouin et. al. 1981).

2.4.2.1. *Plagioclasa.*

La plagioclasa es el mineral más común en las rocas ígneas. El aspecto calcáreo es el resultado de la erosión de plagioclasa a la arcilla (fig. 20) y esto a menudo se puede utilizar para ayudar en la identificación. La mayoría de plagioclasa se observa blanca a gris-blanca en las rocas ígneas, pero en un gabro se puede ver de color gris oscuro a azul-gris. La mayoría de plagioclasa se encuentra en rocas ígneas faneríticas y a menudo como fenocristales en las rocas afaníticas.



Fig. 20. Plagioclase es el grano blanco o tiza (feldespato común). (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/igmin.htm>, agosto 2011)

2.4.2.2. Cuarzo.

El cuarzo es también un mineral muy común en algunas rocas ígneas, a menudo es claro a gris oscuro y tiene una forma más bien amorfa. Se puede encontrar cuarzo en el granito de manera abundante y como fenocristales en la riolita volcánica (fig. 21).



Fig. 21. Cuarzo, se observa el grano gris oscuro y vidrioso. (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/igmin.htm>, agosto 2011)

2.4.2.3. Feldespato potásico.

La fig. 22 muestra varios granos grandes de feldespato potásico (ortoclasa), de color rosado. Como es un feldespato, la ortoclasa, también presenta el corte característico escalonado de los feldespatos. Pero no todos los feldespatos potásicos son de color rosa, la microclina es generalmente de color blanco y difícilmente se puede distinguir de la plagioclase, a veces las estrías en las caras de división permiten diferenciarlos. La plagioclase tiene estriaciones y el feldespato potásico no. Se puede encontrar ortoclasa como un componente común en el granito y como material de la matriz en la riolita.



Fig. 22. Ortoclasa, los granos ligeramente rosados son de feldespato potásico. (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/igmin.htm>, agosto 2011).

2.4.2.4. Moscovita.

La moscovita no es un mineral común en las rocas ígneas, se produce en pequeñas cantidades como mica. Es brillante y plateado, pero se oxida a un aspecto casi de oro. La moscovita tiene una excelente segmentación y se raya con facilidad. Se produce en algunos granitos y de vez en cuando en dioritas. A diferencia, de la biotita, rara vez se presenta como fenocristales en rocas volcánicas (fig. 23).

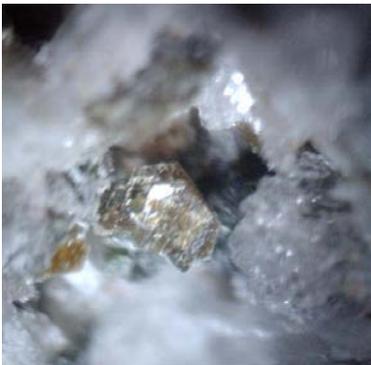


Fig. 23. Moscovita.

2.4.2.5. Biotita.

La biotita es una mica que se presenta en pequeñas cantidades en la mayoría de las rocas ígneas. Es de color negro brillante y con frecuencia se produce en forma hexagonal (6 caras). A menudo se confunde con anfíbol y piroxeno. Al igual que la moscovita, es suave y se desprende con facilidad. La biotita se diferencia de los anfíboles por la forma de los cristales (hexagonal-biotita y alargado-anfíbol) y por la dureza (biotita es suave, anfíbol es

duro). Se diferencia de piroxeno por la dureza, el color (biotita es de color negro y el piroxeno es verde oscuro) y la aparición (biotita se encuentra en rocas ígneas de color claro como granitos, dioritas y riolitas, mientras que el piroxeno se presenta en rocas de color oscuro como el gabro y basalto). Se puede encontrar biotita comúnmente en el granito, y en algunos fenocristales riolitas (fig. 24).



Fig. 24. Diorita con alto contenido de biotita. (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/igmin.htm>, agosto 2011).

2.4.2.6. Anfíbol.

Anfíbol es un mineral muy común en todas las rocas ígneas, sin embargo, sólo es abundante en las rocas ígneas intermedias. Se presenta como delgados cristales aciculares (fig. 25). Tiene una buena división en 2 direcciones y por lo tanto tiene un aspecto escalonado con un microscopio binocular. Se confunde a menudo con biotita y piroxeno. Biotita es más suave y los cristales en forma de aguja diferenciarla de piroxeno. Biotita y anfíbol se presentan juntos en las rocas ígneas, pero la asociación no es tan común. El anfíbol es muy común en diorita y en menor medida en el granito o el gabro.



Fig. 25. Granos negros y alargados de anfíbol.

(<http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/igmin.htm>, agosto 2011).

2.4.2.7. Piroxeno.

El Piroxeno es común solamente en las rocas ígneas máficas. Se presenta como cristales gruesos de color verde oscuro (Fig. 26). Por lo general se limita a las rocas de color oscuro (Fig. 27) como gabro o basalto.

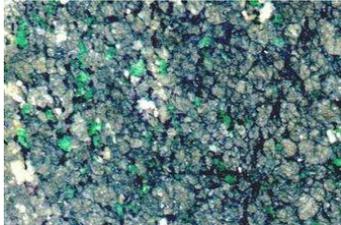


Fig. 26
Peridotita



Fig. 27
Gabro.

(Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/igmin.htm>, agosto 2011).

2.4.2.8. Olivino.

El olivino es común sólo en las rocas ígneas ultramáficas como dunita y peridotita. Que se presenta como pequeños cristales de color verde y cristalino (fig. 24 y fig. 26). No tiene ninguna división. La textura de olivino en las rocas ígneas a menudo se denomina azúcar. A pesar de olivino se produce en el gabro y el basalto, es muy común en la peridotita (fig. 26) y dunita (fig. 28). Por el color verde claro y textura azucarada que rara vez se confunde con otros minerales.



Fig. 28. Dunita, constituida por olivino en un 90%. (Tomada de <http://faculty.chemeketa.edu/afrank1/rocks/igneous/igmin.htm>, agosto 2011).

2.5 Clasificación de las Rocas Metamórficas.

El metamorfismo implica la alteración de las rocas existentes ya sea por exceso de calor y presión, o por la acción química de los fluidos. Esta alteración puede causar cambios químicos o modificación estructural de los minerales que componen la roca. La modificación estructural puede implicar la simple reorganización de los minerales en capas o la agregación de los minerales en áreas específicas dentro de la roca.

Gran parte de la Tierra, la corteza terrestre se compone de rocas ígneas y metamórficas. Juntos, estos dos tipos de rocas forman el basamento. Recubriendo este basamento se encuentran grandes espesores de rocas sedimentarias. En algunas regiones, esta roca base está expuesta en la superficie, a lo que se conoce como escudos. En el Escudo Canadiense podemos encontrar algunas de las rocas más antiguas encontradas en el planeta. Estas rocas muy antiguas son principalmente metamórficas. Las rocas metamórficas son también del tipo de roca encontrado en el centro de montañas en diferentes partes del mundo.

El calor es un agente importante en la modificación de las rocas metamórficas. Las rocas comienzan a cambiar químicamente a temperaturas superiores a 200°C. A estas temperaturas, la estructura cristalina de los minerales en las rocas se descompone y se transforman utilizando diferentes combinaciones de la disposición de elementos y compuestos. Como resultado, nuevos minerales son creados. El proceso metamórfico se detiene cuando las temperaturas se tornan lo suficientemente altas (600 a 1200° C) para provocar la fusión completa de la roca. Si las rocas se calientan hasta el punto donde se convierten en magma, este al enfriarse, genera nuevas rocas ígneas. Por lo tanto, el metamorfismo sólo se refiere a la alteración de la roca que se lleva a cabo justo antes de la fusión completa.

El calor puede ser aplicado a la roca a través de dos procesos: la subducción tectónica y la intrusión de magma. Algunas rocas que se forman en la superficie posteriormente son transportadas a profundidad de la corteza y el manto superior en zonas tectónicas de

subducción. Las temperaturas por debajo de la superficie de la Tierra, aumentan con la profundidad a una velocidad de unos 25° C o más por kilómetro. Los científicos estiman que la temperatura en la base de la corteza es de unos 800 a 1200°C. Este calor se genera de la descomposición de materiales radiactivos, principalmente en la corteza, y por calor liberado desde el núcleo de la Tierra.

El magma a veces puede migrar a través de la corteza formando una intrusión ígnea. Esto es cierto a lo largo de los límites continentales, como en la parte occidental de América del Norte, donde la subducción se está llevando a cabo. El metamorfismo tiene lugar en la roca que rodea el cuerpo de magma, debido a la disipación del calor. A causa de la naturaleza del proceso de disipación, el nivel de alteración de la roca metamórfica disminuye con la distancia que se presenta hacia la intrusión ígnea.

Las rocas sepultadas están sometidas a presión debido al peso de los materiales que hay por encima de estas. La presión también puede ser ejercida sobre las rocas por las fuerzas que participan en una variedad de procesos tectónicos. El efecto más evidente de la presión en las rocas es la reorientación de los cristales minerales. Bajo los niveles de extrema presión, las rocas se vuelven plásticas formando estructuras de flujo en su estructura cristalina. La presión casi nunca actúa de forma aislada, ya que las temperaturas mayores se observan al aumentar la profundidad debajo de la superficie de la Tierra.

El agua y el dióxido de carbono se encuentran a menudo en pequeñas cantidades en el perímetro, entre los cristales minerales o en los poros de las rocas. Cuando se mezcla el líquido resultante mejora la metamorfosis mediante la disolución de los iones y provocando reacciones químicas. Normalmente, el producto final de este proceso es la creación de nuevos minerales por sustitución, eliminación o adición de iones químicos. A veces, los líquidos también pueden penetrar en la roca de magma adyacente.

2.5.1. Tipos de metamorfismo.

Los geólogos sugieren que el metamorfismo puede ocurrir por medio de los siguientes tres procesos:

- Metamorfismo térmico, consiste en el sobrecalentamiento y la alteración estructural y química de las rocas a través de los procesos asociados con la tectónica de placas. Este tipo de metamorfismo tiene dos sub-categorías:
 - a) Metamorfismo regional, es el calentamiento a gran escala y la modificación de la roca existente mediante la creación de plutones en zonas tectónicas de subducción. Involucra grandes superficies y grandes volúmenes de roca.
 - b) Metamorfismo de contacto, es el calentamiento a pequeña escala y la alteración de la roca a través de una intrusión ígnea localizada (por ejemplo, diques volcánicos).
- Metamorfismo dinámico, es causa únicamente la alteración estructural de la roca mediante la presión. Los minerales en las rocas alteradas no cambian químicamente. Las presiones extremas asociadas con la formación de las montañas pueden causar este tipo de metamorfismo.
- Metamorfismo metasomático, implica la sustitución de elementos químicos en minerales de la roca cuando los gases y los líquidos penetran en la roca.

2.5.2. Rocas metamórficas más comunes.

Las rocas metamórficas han sido modificadas por el proceso de calor, presión y sustancias químicas, mientras que por lo general se encuentran debajo de la superficie de la Tierra. La exposición a estas condiciones extremas ha alterado la composición de la mineralogía, la textura y la química de las rocas.

Hay dos tipos básicos de rocas metamórficas:

- 1) Foliadas , como gneis, filita, esquisto y pizarra, que tienen un aspecto en capas o bandas que se produce por la exposición a calor y presión dirigida, y,
- 2) No foliada como el mármol y cuarcita, que no tienen un aspecto en capas o bandas.

A continuación algunos ejemplos de tipos de rocas metamórficas son:

2.5.2.1. Pizarra.

Es una roca metamórfica de grano fino. Es formada por el metamorfismo de menor importancia de lutitas mudstone. Esta roca se caracteriza por la foliación de los granos de su mineral que hace que tenga una división que es paralela (fig. 29).



Fig. 29. Pizarra

2.5.2.2. Esquisto.

Es una roca foliada de grano medio a grueso. La foliación es el resultado de la reorganización de la mica, clorita, talco, y los granos de mineral de hematita en estructuras paralelas. Cuando se compara a la pizarra, los esquistos son el resultado de un metamorfismo más intenso (fig. 30).



Fig. 30. Esquisto.

2.5.2.3. *Gneis.*

El gneis es una roca ígnea de grano grueso metamorfizada. Esta roca, se obtiene de la recristalización y foliación de cuarzo, feldespatos, micas y anfíboles en bandas alternas de colores claros y oscuros (fig. 31).



Fig. 31. Gneis.

2.5.2.4. *Mármol.*

El mármol es una roca no foliada metamorfizada de caliza o dolomía (fig. 32).



Fig. 32. Mármol.

2.5.2.5. *Cuarcita.*

La cuarcita es una de las formas recristalizadas del sílice, se encuentra en la arenisca (fig. 33).



Fig. 33. Cuarcita.

2.6. Propiedades básicas de las rocas.

Como se mencionó en la sección anterior, las rocas ígneas (rocas formadas a partir del enfriamiento del magma) se componen de cristales entrelazados, principalmente de silicatos minerales como el cuarzo, feldespato y anfíbol que tienden a ser relativamente insolubles. En la mayoría de los casos los espacios entre cristales son muy pequeños, por lo que la porosidad primaria es prácticamente nula. En las rocas ígneas intrusivas estos cristales pueden ser muy grandes (> 1 mm), mientras que en las volcánicas tienden a ser mucho menores. Algunas rocas volcánicas tienen textura vesicular, en ocasiones generada por existencia de gas. La mayoría de las rocas ígneas intrusivas, (por ejemplo, rocas graníticas) son muy duras y resistentes, y tienen menos probabilidades de fracturarse. Por otro lado, muchas rocas volcánicas son fracturadas fácilmente porque su enfriamiento fue relativamente rápido o violento durante la formación, originándose porosidad secundaria.

En cuanto a las rocas sedimentarias podemos mencionar que se forman cerca de la superficie de la tierra a bajas temperaturas y a bajas presiones, relativamente. Las rocas sedimentarias clásticas se componen de fragmentos de rocas y minerales intemperizados y transportados. Dependiendo del tipo de clastos, grado de redondez y de acuerdo a la separación a la que se encuentran cementados, las rocas sedimentarias clásticas pueden ser muy porosas. Algunas rocas sedimentarias clásticas son también relativamente blandas y poco duras, y son susceptibles a fracturarse fácilmente. La mayoría de las rocas sedimentarias se presentan con algún tipo de estratificación característica, lo que puede aumentar la porosidad.

Así también, las rocas sedimentarias químicas se componen de minerales compuestos por material derivado originalmente de otras rocas, pero transportado en solución (tales como el Ca^{2+} y HCO_3^- que se combinan para formar calcita) y al depositarse presentan baja porosidad primaria. Por otro lado, algunas de estas rocas, tales como las calizas y las dolomías, pueden desarrollar porosidad secundaria muy significativa debido a la solubilidad que presentan.

Así pues, las rocas metamórficas se forman a partir de las rocas sedimentarias o ígneas, ya que estas llegan a sufrir algún calentamiento y debido a este los minerales existentes en la roca comienzan a cristalizarse formando nuevos minerales. Casi siempre esto lleva al desarrollo de texturas con porosidades primarias mínimas. La mayoría de las rocas metamórficas están constituidas por silicatos minerales que son relativamente insolubles.

2.6.1. Porosidad

La porosidad de una roca es una medida de la cantidad de los espacios internos que son capaces de almacenar fluidos. Se define también como la relación que existe entre los espacios en rocas llenos con algún fluido y el volumen total de ésta. (Arroyo Carrasco, A., 1996).

$$\varphi = \frac{\text{Volumen de Espacios de roca ocupados por alg n fluido}}{\text{Volumen total de la roca}} \quad \text{Ec. 2.1}$$

Suponiendo que el peso específico del agua es igual a la unidad, la porosidad total, expresada como porcentaje, en base a cuatro criterios comunes, se puede expresar como

$$n = \frac{V_i}{V} = \frac{V_w}{V} = \frac{V - V_m}{V} = 1 - \frac{V_m}{V} [\times 100\%] \quad \text{Ec. 2.2}$$

donde n es la porosidad en porcentaje por volumen, V es el volumen total, V_i es el volumen de todos los intersticios (huecos con fluido), V_m es el volumen total de partículas minerales (sólido), y V_w es el volumen de agua en una muestra saturada.

Entonces la porosidad también puede ser expresada como:

$$n = \frac{\rho_m - \rho_d}{\rho_m} = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_m} [\times 100\%] \quad \text{Ec. 2.3}$$

Donde ρ_m es la densidad media de las partículas minerales (densidad de los granos) o densidad de la matriz menos la densidad del fluido y ρ_d es la densidad de la muestra seca (densidad aparente) o densidad medida menos densidad del fluido.

La porosidad es la propiedad más importante de las rocas que permite el almacenamiento y el movimiento del agua en el subsuelo. Esta tiene influencia directamente en la permeabilidad y la conductividad hidráulica de las rocas. En general, la permeabilidad de la roca y la velocidad de las aguas subterráneas dependen de la forma, cantidad, distribución e interconexión de los espacios ocupados por fluidos. Estos espacios, por el contrario, dependen del mecanismo de depositación de las rocas sedimentarias no consolidadas y consolidadas, y de otros varios procesos geológicos que afectan a todas las rocas durante y después de su formación.

Así, la porosidad se clasifica a partir del modo en el que se origina:

Porosidad primaria u original: es aquella porosidad que se desarrolla en el momento de la depositación de los sedimentos o del origen de las rocas, está representada por la porosidad intergranular en areniscas, por la intercrystalina y oolítica en algunas rocas calizas (fig. 34).

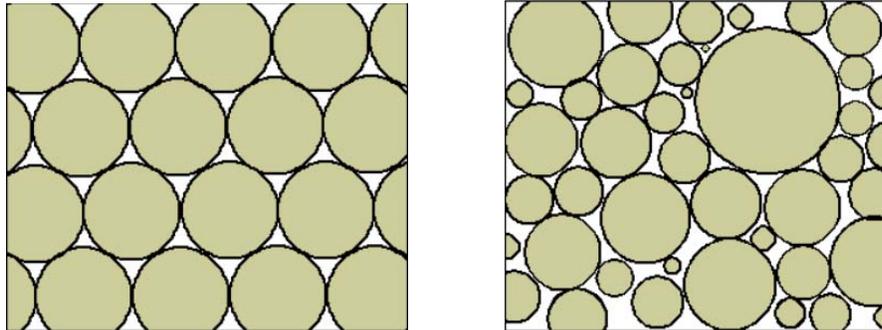


Fig. 34. Esquema representativo de la porosidad primaria intergranular.

Porosidad Secundaria o Inducida: es aquella que se generó por procesos geológicos subsecuentes (puede ser dolomitización). Está representada por fracturas, comúnmente en lutitas y calizas, y por vesículas o cavidades de disolución.

Porosidad Total: es la relación que existe entre el volumen de espacios ocupados por fluidos y el volumen total de la roca, así mismo, puede considerarse como la suma de la porosidad primaria y secundaria.

Porosidad Efectiva: es la relación de espacios con fluidos interconectados entre el volumen total de la roca.

Le explicación realizada por Meinzer (1923) y la figura 35 es probablemente una de las más citadas para la porosidad en las rocas y difícilmente podemos añadirle más información:

“La porosidad de un depósito sedimentario depende principalmente de

- 1) la forma y el arreglo de las partículas constituyentes,
- 2) el grado de clasificación de los clastos,
- 3) la cementación y compactación a la que ha sido sometido desde su depositación,
- 4) la eliminación de cristales minerales a través de la disolución por filtración,
- 5) la fractura de la roca, como resultado en las fallas y otras aberturas.

Los depósitos bien clasificados de grava no cementada, arenas o limos poseen una porosidad alta, independientemente de estar formados por granos grandes o pequeños. Sin embargo, si el material es mal clasificado las partículas más pequeñas ocupan los espacios entre los clastos más grandes, así, los que son aún más pequeños llegan a ocupar aquellos espacios entre estas pequeñas partículas, y así sucesivamente, de modo que la porosidad se reduce considerablemente (fig. 35 a y b).

Una roca arcillosa es una mezcla no clasificada de partículas de gran variedad de tamaño las cuales puede tener una porosidad muy baja, mientras que la grava y la arena aluvial que se derivan de la misma fuente pero son clasificadas por la corriente de agua, pueden ser muy porosas. Un depósito de gravas bien clasificadas y no cementadas pueden estar compuestas por guijarros porosos, por lo que dicho depósito presenta una muy alta porosidad (fig. 35c). Grava porosa, arena o limo bien clasificados, poco a poco pueden tener sus intersticios llenos de minerales depositados por disolución durante la filtración del agua, y en condiciones extremas se puede formar un conglomerado prácticamente impermeable o una cuarcita de muy baja porosidad (fig. 35d).

Por otro lado, una roca relativamente soluble, como una roca caliza que originalmente es densa, puede llegar a ser muy cavernosa como consecuencia de la disolución de la sustancia que la compones, a través de la acción disolvente del agua que se infiltra (fig. 35f).

Las rocas más duras llegan a ser muy frágiles, tales como caliza, arenisca, o la mayoría de las rocas ígneas y metamórficas, ya que pueden adquirir grandes intersticios a través del fracturamiento que resulta de la contracción o la deformación de las mismas (fig. 35e). Los canales de disolución y las fracturas pueden ser grandes y de gran importancia práctica, pero rara vez son lo suficientemente abundantes como para dar una roca densa una alta porosidad”, aunque aumentan considerablemente la permeabilidad.

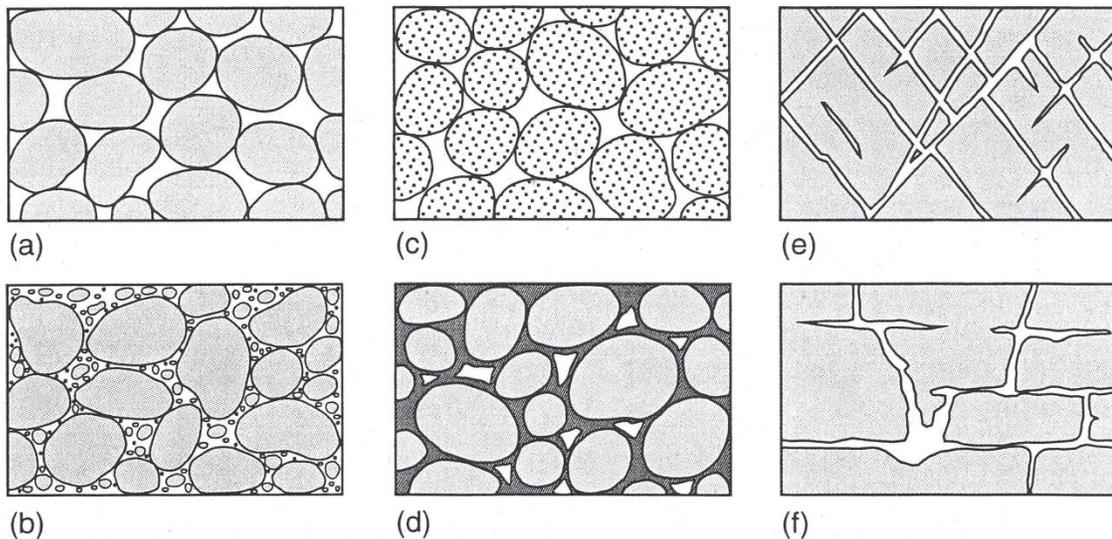


Fig. 35. Diagrama que muestra diferentes tipos de intersticios de roca y la relación que existe entre la textura de las rocas y la porosidad. (a) Depósito sedimentario bien clasificado de alta porosidad; (b) depósito pobremente clasificado de baja porosidad; (c) depósito sedimentario bien clasificado constituido por guijarros porosos, por lo que presenta muy alta porosidad; (d) depósito bien clasificado cuya porosidad es disminuida por la depositación de cristales minerales en sus intersticios; (e) roca porosa por fracturamiento; y (f) roca porosa por disolución. (modificado de Meinzer, 1923)

La porosidad de sedimentos no consolidados (gravas, arenas, limos y arcillas) frecuentemente es llamada *porosidad intergranular*, por encontrarse los granos sueltos. Cuando dichas rocas llegan a consolidarse, la porosidad intergranular ahora es llamada matriz porosa (fig. 36). En general el término matriz porosa se aplica a la porosidad primaria de todas las rocas consolidadas, tal como la porosidad que encontramos entre los granos de minerales en los granitos, gneis, pizarras y basaltos. Algunas rocas no consolidadas o consolidadas libremente pueden contener fisuras y fracturas, en cuyo caso la parte no fracturada del total de la porosidad es también llamada porosidad de la matriz (fig. 37).

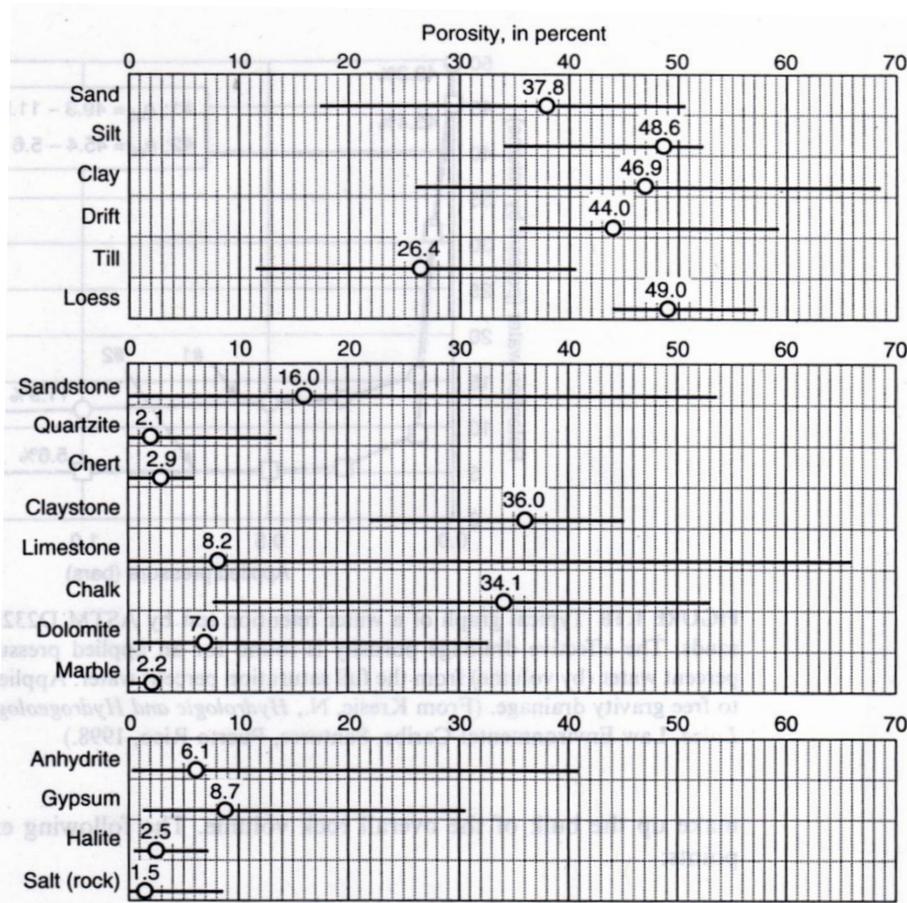


Fig. 36. Rangos de porosidad porcentual (barras horizontales) y porosidad promedio (círculos) de rocas sedimentarias consolidadas y no consolidadas.

Cuando estudiamos y observamos la porosidad desde la perspectiva hidrogeológica, es muy importante hacer la distinción entre la porosidad total y la porosidad efectiva de la roca. La porosidad efectiva suele asociarse al rendimiento específico del material poroso, o al volumen de agua contenida en el espacio poroso que puede ser libremente drenado por gravedad debido al cambio en la carga hidráulica. La porosidad efectiva también se define como el volumen de espacios porosos interconectados que permiten el libre flujo gravitatorio del agua subterránea. El volumen de agua retenida por el medio poroso, el cual no pudo ser drenado fácilmente por el efecto de la gravedad, se le llama retención específica.

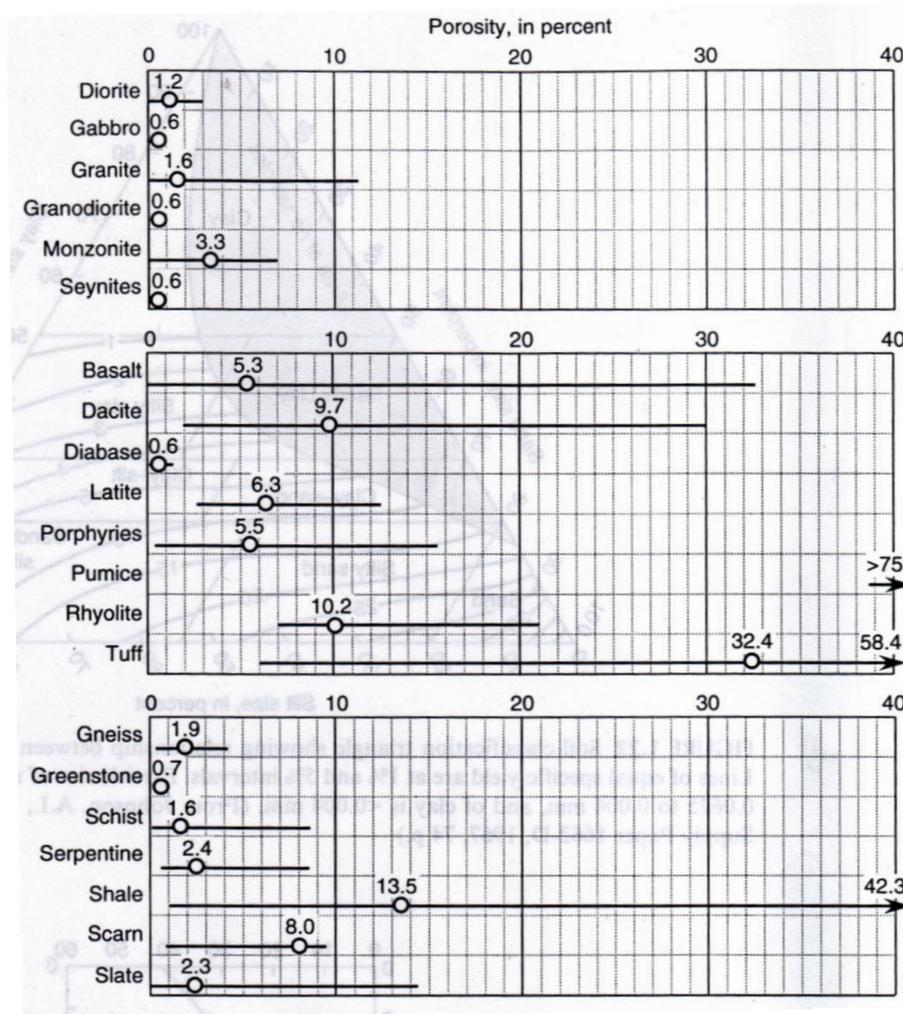


Fig. 37. Rangos de porosidad porcentual (barras horizontales) y porosidad promedio (círculos) de rocas ígneas y metamórficas.

Dado que el drenaje en el espacio poroso por efecto de gravedad puede tomar largos períodos de tiempo, especialmente cuando los sedimentos son de grano fino, los valores de rendimiento específico determinado por varios métodos de laboratorio y de campo durante un tiempo necesariamente limitado, es probablemente algo menor que el valor de la "verdadera" porosidad efectiva.

Una importante distinción entre los conceptos de rendimiento específico y porosidad efectiva es que el primero relaciona el volumen de agua que puede ser libremente extraído desde un acuífero, mientras que la segunda relaciona la velocidad del agua subterránea y el flujo a través del espacio poroso.

En conclusión, no hay dos porosidades efectivas diferentes, lo que se debe determinar mediante un análisis cuantitativo para calcular el flujo de agua subterránea, o para determinar el depósito y el transporte de contaminantes son dos valores: la porosidad efectiva y la porosidad total.

2.6.2. Permeabilidad.

Alejandro Arroyo en su libro explica que “donde quiera que exista un gradiente hidráulico de poros interconectados o rocas fracturadas, la migración de fluidos puede ocurrir.

En el código API (*American Petroleum Institute*) se establece que la permeabilidad (K) es una propiedad del medio poroso y también una medida, tanto de la capacidad del medio para transmitir fluidos como de la magnitud del flujo del fluido por unidad de gradiente hidráulico. La unidad es el miliDarcy.

Si se conoce la permeabilidad, puede predecirse la productividad de un acuífero o yacimiento en condiciones variantes de presión y flujo, utilizando los métodos de ingeniería de yacimientos. Debido a que la mayoría de los pozos son perforados para recuperar agua o hidrocarburos, la determinación de esta propiedad posee un significado económico de importancia.

La mayoría de los métodos de registros para medir la permeabilidad se basan en las consideraciones del espacio poroso, estructura del poro y la saturación del agua, o sea, que la permeabilidad está impuesta a partir de propiedades de las rocas en condiciones estáticas y no de flujo.

En trabajos experimentales se ha demostrado que a bajas relaciones de flujo en medios porosos, la relación volumétrica del flujo Q a través de un área A , normal a la dirección del flujo, la cual está en relación directa de la proporción de la carga hidráulica aplicada a lo largo de la dirección que sigue el flujo.

Así la ley de Darcy en un medio homogéneo, isotrópico y poroso, la v (velocidad aparente), está dada por:

$$v = \frac{Q}{A} = -K \nabla \left(\frac{P}{\rho g} - z \right) \quad \text{Ec. 2.4}$$

Donde z se toma positiva hacia abajo. El término gradiente ∇ es adimensional y se conoce como la carga hidráulica, y depende de la presión P , la densidad del fluido ρ , la atracción gravitacional g y la separación vertical z . K es la conductividad hidráulica, la cual es función de las propiedades del fluido y del medio poroso. Tiene dimensiones de velocidad y es conveniente para aplicaciones hidrológicas, donde las propiedades del agua a temperatura y a presión estándar se consideran constantes.

Para las condiciones a profundidad del yacimiento, las propiedades físicas de las rocas y del fluido se expresan por:

$$v = -\frac{k}{\mu} \nabla (P - \rho g z) \quad \text{Ec. 2.5}$$

Donde μ es la viscosidad dinámica del fluido.

En la ecuación 2.5 el término gradiente se refiere al gradiente hidráulico. La permeabilidad intrínseca o efectiva k refleja sólo las propiedades de las rocas.

Debido a que μ representa la relación del esfuerzo al gradiente de velocidad, se puede observar que en la ecuación 2.5, k posee dimensiones de longitud al cuadrado (m^2). Esto es de acuerdo con el concepto de que k debe ser proporcional al área efectiva presentada por el espacio poroso al flujo del fluido. De las ecuaciones 2.4 y 2.5, la conductividad hidráulica y la permeabilidad están relacionadas por:

$$K = \frac{\rho g k}{\mu} \quad \text{Ec. 2.6}$$

La ecuación 2.6 se satisface en cualquier sistema de unidades. Sin embargo, en usos hidrológicos y petroleros se utilizan unidades combinadas, de tal forma que se requieren factores de conversión. La unidad más común es el Darcy, que representa la permeabilidad de un medio poroso lleno con un fluido de una sola fase, con un centipoise de viscosidad fluyendo a una razón de un centímetro cubico por segundo por una sección transversal de un centímetro cuadrado, bajo un gradiente de una presión atmosférica por centímetro.

Un Darcy es igual a $0.9869 \times 10^{-12} m^2$, es decir, casi una micra cuadrada. Las conversiones entre K y k deben aplicarse con cuidado, porque tanto la densidad ρ como la viscosidad μ dependen de la presión y la temperatura. Los factores de conversión se dan para el agua a la temperatura y a la presión ambiental.

El término profundidad, z , en las ecuaciones 2.4 y 2.5, considera la presencia de una columna hidrostática continua. La presión P_f a la profundidad z_f es mayor que P_i a una profundidad menor z_i , pero no ocurre flujo porque la columna está en equilibrio hidrostático, de tal manera que $P_f - P_i = \rho g (z_f - z_i)$.

La permeabilidad de una roca porosa se determina en laboratorio, utilizando núcleos o pequeñas muestras cortadas de los núcleos. Los valores de k son generalmente altos o son modificados si hay gas. Los rangos de valores de magnitud de permeabilidad en las rocas y en depósitos no consolidados varían de acuerdo a la tabla 2.1.

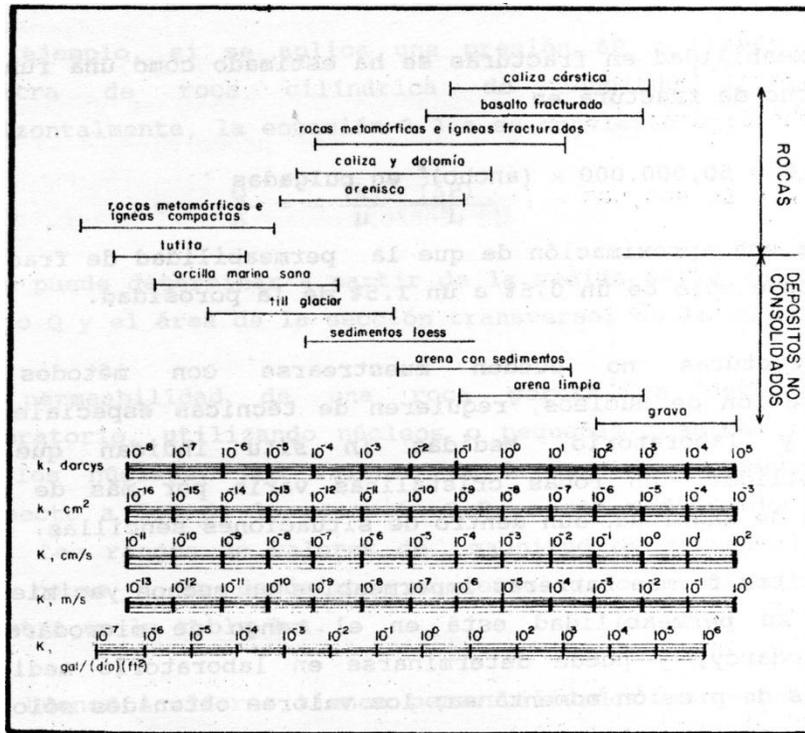


Tabla 2.1. Rangos de permeabilidad de las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas (Arroyo, 1996).

Los buenos acuíferos tienen permeabilidades que exceden $1\mu\text{m}^2$ (1 Darcy), mientras que en los yacimientos de petróleo son mayores de 1 miliDarcy, aunque en yacimientos con gas la permeabilidad puede ser mucho menor.

La permeabilidad de una roca está afectada por el tamaño y el número de poros por los que se transporta el fluido. En general la permeabilidad aumenta con la porosidad, pero esto no sucede siempre, ya que en muchos casos el tamaño de grano disminuye, mientras que la porosidad sigue siendo la misma.

La determinación de la permeabilidad en rocas no porosas es una situación especial, debido a que la permeabilidad de rocas ígneas, metamórficas y arcillosas están a menudo más controladas por las fracturas que por la matriz.

La permeabilidad en fracturas se ha estimado como una función del ancho de fractura en:

$$k = 50,000,000 X (\text{ancho})^2 \text{ en pulgadas}$$

Ec. 2.7

Esto da una aproximación de que la permeabilidad de fractura contribuye sólo de 0.5% a un 1.5% de la porosidad.

Las fracturas no pueden muestrearse con métodos de recuperación de núcleos, requieren de técnicas especiales de campo y laboratorio. Medidas in situ indican que la permeabilidad en rocas cristalinas varía por más de seis órdenes de magnitud, aún dentro de situaciones sencillas...”

“Los efectos de presión y de temperatura sobre la permeabilidad dependen del tipo de roca. En rocas porosas bien cementadas, las variaciones originadas por la presión y la temperatura no son muy grandes en comparación con la variación en la permeabilidad de muestra a muestra, aunque pueden ser de importancia para los cálculos en ingeniería de yacimientos, ya que pueden disminuir un 20% si la presión hidrostática aumenta de 0 a 40 MPa. Evidencias experimentales sugieren que ésta también disminuye con el incremento de la temperatura.

Sin embargo, es difícil distinguir los efectos del flujo originados por la expansión térmica a partir de efectos que dependen de la interacción roca-fluido. La roca depende de las reacciones químicas en la superficie de los granos, la disolución y la reprecipitación.” (Arroyo, 1996).

CAPÍTULO III.

MÉTODOS DE EXPLORACIÓN EN YACIMIENTOS GEOTÉRMICOS.

A continuación se mencionan los métodos de exploración que son utilizados para localizar los yacimientos geotérmicos durante las diferentes etapas de exploración:

- Exploración geológica.
- Exploración geofísica.
- Exploración geoquímica.
- Mediciones de temperatura, gradiente y flujo térmicos.

3.1. Exploración Geológica.

La exploración, ya sea regional o a detalle, debe iniciar con una buena cartografía de la zona. Esta cartografía incluye información de la secuencia litológica y vulcanológica, información estructural (fallas y fracturas, campo de esfuerzos), información topográfica, información hidrotermal (manifestaciones superficiales, áreas de alteración), información radiométrica (emisión de radiación térmica del suelo), mapeo de emisión de gases del suelo (CO₂, H₂S, Hg; Rd, B). Con base en la cartografía, se pueden elaborar modelos geológicos preliminares del subsuelo, que sirvan de guía en las subsecuentes etapas de la exploración.

Las herramientas disponibles en el mercado para llevar a cabo estas tareas incluyen lo siguiente:

- a. Imágenes de satélite y fotografías aéreas.

Las imágenes de satélite y las fotografías aéreas sirven para el mismo propósito. El uso de una u otra depende del área que se desee explorar y del costo. Una imagen de satélite es más barata y abarca grandes extensiones; mientras que la fotografía aérea es más cara, pero ofrece una mayor resolución y detalle. Estas imágenes, tanto satelitales, como de avión,

proporcionan información de la superficie de terreno. La resolución de una imagen tiene cuatro aspectos: espacial, espectral, radiométrica y temporal. La primera se refiere al tamaño de pixel de la imagen que representa al objeto o área mínima que puede ser observada; la segunda al rango de frecuencias discretas del espectro electromagnético que mide el sensor; la tercera, a los niveles de brillantez o escalas de grises que el sistema de detectores puede medir y por último, la cuarta se refiere a la periodicidad con que el satélite obtiene imágenes de un mismo sitio.

Los satélites que proporcionan estos servicios son: GeoEye, Digital Globe, Spot Image, EROS (Earth Resources Observation Satellites) y Landsat.

Las principales tecnologías de obtención de imágenes incluyen sensores multispectrales, hiperespectrales, pancromáticos, tecnología LIDAR (Light Detection And Ranging) y ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometers). Con estas tecnologías se obtienen imágenes en diferentes frecuencias del espectro electromagnético que combinadas entre sí, resaltan diferentes rasgos superficiales, como pueden ser fallas, alineamientos, zonas de alteración hidrotermal. Con esta información se pueden elaborar planos geológicos preliminares que sirvan de apoyo a la exploración sobre el terreno, así como modelos digitales de elevación. En particular la tecnología ASTER es útil para realizar mapeos de temperatura, emisividad y reflectancia. En algunas zonas se ha utilizado la tecnología hiperespectral (cobertura de un rango del espectro electromagnético con un número grande de bandas discretas) para detectar variaciones en la cobertura vegetal que pudieran relacionarse con sitios de descarga de gases de origen hidrotermal.

b. Sistemas de posicionamiento global (GPS)

Esta tecnología está ampliamente comercializada y su costo es muy accesible. Su utilidad estriba en posicionar de manera fácil y rápida los rasgos o sitios de interés, observados durante un levantamiento de terreno; así como elaborar planos topográficos de

gran resolución. Esta información puede usarse de inmediato en la elaboración de cartografía con Sistemas de Información Geográfica (GIS).

c. Modelos digitales de elevación del terreno (MDE)

Estos modelos son útiles para la elaboración de mapas, mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica. Los modelos se construyen a partir de fotogrametría o de técnicas de percepción remota como LIDAR o ISAR (Inverse Synthetic Aperture Radar). En México el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) es el principal proveedor.

En geología estructural, los mapas altimétricos y de relieve sombreado (o iluminación artificial) son muy útiles para identificar fallas, alineamientos y diferentes formas o rasgos geológicos.

d. Mapeadores térmicos

Dentro de la variedad de sensores remotos, existe un grupo que detecta frecuencias del infrarrojo que incluyen la radiación térmica de objetos a temperaturas ambientales. Esta tecnología puede usarse para identificar anomalías térmicas en la superficie del terreno que pudieran estar asociadas a descargas de acuíferos hidrotermales. La información que se obtiene de las imágenes tiene que ser validada con observaciones y mediciones en el terreno, pues siempre existe cierta ambigüedad en la información de las imágenes. Por ejemplo, los cuerpos de agua superficial, debido a su gran reflectancia, pueden confundirse con puntos de radiación asociada a una temperatura anómala.

Una empresa rusa, cuyo nombre comercial es Geo Vision, ofrece una tecnología de percepción remota que combina la detección radiométrica con detección de radiación gamma en el aire, para la identificación de zonas de interés geotérmico. La tecnología es novedosa, la empresa ofrece poca información del sustento científico de su tecnología; sin embargo puede ser una tecnología promisoría.

e. Detectores de gases

Esta tecnología se discutirá en el apartado de las tecnologías geoquímicas.

f. Modelado geológico

En el mercado existe una variedad de programas (software) destinados al modelado geológico. Uno de los más completos es la familia PETREL, comercializada por Schlumberger; aunque su precio es elevado. Otro paquete comercial es RockWorks, comercializado por Rockware, a un precio mucho más accesible.

g. Modelado geológico estructural

Para el análisis y modelado de datos estructurales existen dos paquetes; StereoNet y GeOrient; este último está más actualizado.

h. Sistemas de información geográfica

Estos sistemas son útiles para integrar una gran diversidad de información superficial referenciada, incluyendo fotografía aérea e imágenes de satélite. Con ellos se simplifica grandemente el trabajo cartográfico y el análisis geoestadístico. Es paquete comercial más utilizado es la familia de productos ESRI (ArcGIS).

i. Geomecánica

Es una disciplina relativamente nueva, tiene por objeto el responder de una manera cuantitativa los tópicos relacionados con la dirección e intensidad de los esfuerzos.

3.2. Exploración Geofísica Indirecta.

Como complemento y apoyo a la exploración geológica, se dispone de varias técnicas que miden alguna propiedad física del subsuelo, mediante estudios realizados en la superficie del terreno o levantamientos aéreos; con los datos de campo se elaboran modelos

multidimensionales (1D, 2D, 3D y 4D) de la distribución de dicha propiedad en el subsuelo. Posteriormente, se obtiene el modelo geológico de la interpretación geofísica.

Las propiedades físicas del subsuelo sujetas a estos estudios son las siguientes:

- Propiedades eléctricas (métodos resistivos) y electromagnéticas.
- Densidad de los cuerpos (gravimetría).
- Propiedades magnéticas (magnetometría).
- Propagación de ondas mecánicas (sísmica).

Para ello se cuenta con los estudios que se describen a continuación:

3.2.1. Métodos eléctricos y electromagnéticos.

3.2.1.1. Potencial espontáneo.

Vale la pena mencionar brevemente el método conocido como autopotencial, potencial espontáneo o polarización espontánea, que es un método pasivo, ya que registra una señal natural del terreno, no provocada deliberadamente. El trabajo de campo consiste en medir el potencial natural del terreno mediante un par de electrodos y un voltímetro. Aunque no existe una teoría satisfactoria que explique las variaciones naturales del potencial, éstas se atribuyen a fenómenos electroquímicos del subsuelo. La experiencia indica que los valores de potencial en zonas geotérmicas son relativamente grandes, debido, muy probablemente, al „halo“ de alteración de minerales arcillosos que sirve de capa al yacimiento geotérmico. Este método puede ser muy útil en las etapas tempranas de la exploración y prospección de campos geotérmicos, cuando se cuenta con recursos limitados de personal, dinero y equipo.

MEDICIÓN DE LA RESISTIVIDAD (O CONDUCTIVIDAD) DEL TERRENO

La resistividad de la parte más superficial de la corteza terrestre varía enormemente de un lugar a otro, en un rango de 10^5 ohm-m a 10^{-1} ohm-m. Las bajas resistividades están asociadas a la presencia de agua y de alteración hidrotermal y, en menor abundancia, a

yacimientos metalíferos. La conductividad es el valor inverso de la resistividad; sus unidades son S/m (Siemens sobre metro o también mho/m).

La experiencia indica que existen anomalías de baja resistividad asociadas a los yacimientos geotérmicos. Esto se debe al „halo“ de alteración de minerales arcillosos, que se produce en el techo de los yacimientos y en las zonas de descarga natural del fluido geotérmico.

Existen varias técnicas para medir la resistividad del subsuelo. Estas se pueden dividir en dos grandes grupos: métodos eléctricos y métodos electromagnéticos. En años recientes, estos últimos tienden a desplazar a los primeros, más tradicionales y menos desarrollados tecnológicamente. Los métodos electromagnéticos, a su vez, pueden ser activos o de fuente artificial (deliberadamente se introduce una perturbación en el terreno) y pasivos o de fuente natural (se miden y registran señales que ocurren espontáneamente en el terreno).

3.2.1.2. Sondeos eléctricos verticales (SEV).

Entre los métodos eléctricos que más se han usado en prospección geotérmica son los sondeos eléctricos verticales (SEV), también conocidos como sondeos tipo Schlumberger (o en arreglos electródicos Wenner o Lee). Se usa un par de electrodos (A y B) para introducir una señal de corriente eléctrica variable de muy baja frecuencia, lo que permite considerarla de hecho como una corriente directa y despreciar los fenómenos de inducción magnética; y otro par de electrodos (M y N) para medir las variaciones del voltaje producidas por la corriente. Esta señal de voltaje se traduce en una medición de la resistividad aparente del terreno, mediante el uso de las leyes de la electricidad. En el campo, normalmente se realizan series de sondeos a lo largo de líneas predeterminadas, en direcciones perpendiculares, abriendo sucesivamente el espacio entre los electrodos para ir logrando mayor penetración de la corriente en el subsuelo. Con los datos obtenidos se construyen curvas de resistividad aparente vs abertura de los electrodos. A continuación, mediante procedimientos matemáticos de inversión, se transforman en curvas de resistividad vs profundidad. Por lo general, una vez que se tiene la curva de resistividad

aparente del sondeo, se aplica la inversión de Occam, para obtener el perfil de resistividad en función de la profundidad. Este algoritmo de inversión se fundamenta en el criterio de obtener un modelo de capas que sea lo más simple y suave posible; sin que se introduzcan demasiadas capas o se pierdan rasgos importantes del sondeo. Además, no se requiere la propuesta de un modelo previo de capas para iniciar el algoritmo, como en otras técnicas, lo cual evita el introducir rasgos arbitrarios a la interpretación del sondeo. Con estas curvas se construyen secciones verticales de resistividad y planos de isovalores de resistividad a diferentes profundidades.

Después recurre a modelos bidimensionales o tridimensionales, mediante los cuales simula la resistividad real de las capas del subsuelo para obtener perfiles de resistividad aparente sintéticos, lo más similares posible a los obtenidos en campo. Este procesamiento de los datos de campo tiene dos limitantes: primero, el modelo de capas escogido debe ser un reflejo realista de la configuración del subsuelo; sin embargo, en las primeras etapas de la exploración normalmente no se tiene un conocimiento detallado del subsuelo, por carecer de perforaciones exploratorias. Segundo, aún teniendo un conocimiento razonable del subsuelo, existen múltiples „modelos“ que satisfacen el criterio de similitud con los datos obtenidos en campo, ya sea que se utilicen técnicas de inversión o modelado directo. Las técnicas de inversión consisten en establecer los parámetros de un modelo supuesto y, mediante un algoritmo, hacer variar sistemáticamente estos parámetros hasta obtener un buen ajuste entre los resultados del modelo y los datos observados, minimizando las diferencias o error. Por ello, es muy importante que la interpretación de los datos de resistividad vaya, todo el tiempo, de la mano del conocimiento que se tenga de la geología del subsuelo.

3.2.1.3. Sondeos dipolo-dipolo.

Otro arreglo usado con frecuencia es el dipolo-dipolo (o calicatas). Los electrodos de corriente y los electrodos de medición del voltaje mantienen una misma abertura entre ellos y lo que varía es la distancia entre ambos pares de electrodos, en múltiplos de la separación entre electrodos, a lo largo de la línea de sondeo. Este arreglo es especialmente

útil para detectar variaciones laterales de la resistividad. Además, la logística de campo es más sencilla, pues no se utilizan grandes longitudes de cable, como en los sondeos eléctricos verticales. El procesado de la información obtenida, es similar al del caso anterior.

3.2.1.4. Sondeos transitorios electromagnéticos (TEM).

El sondeo TEM se basa en las leyes de la inducción electromagnética. Conforme a estas leyes, una corriente eléctrica variable induce un campo magnético y, viceversa, un campo magnético variable, induce una corriente eléctrica. El arreglo de un sondeo TEM consiste en un cable que forma un „rizo“ (loop), que se tiende sobre el terreno, por el que se hace pasar corriente alterna, el cual genera un campo electromagnético primario. Al momento de interrumpir el pulso, se generan corrientes eléctricas de inducción secundarias en el subsuelo, junto con su campo magnético asociado. Mediante una bobina receptora, que previamente se instaló en medio o al lado del rizo, se detecta el decaimiento del campo magnético secundario. Las corrientes y campo magnético secundarios decaen en fracciones de segundo, debido su difusión a través de la formación. La tasa de difusión y, por ende, la curva de decaimiento contra el tiempo, dependen, entre otras cosas, de la resistividad de la formación. Con la curva de decaimiento del campo magnético vs el tiempo, aplicando las leyes de la inducción y técnicas matemáticas de inversión, se obtienen curvas de resistividad vs profundidad. A este procedimiento se le conoce como cambio del dominio del tiempo a dominio de la profundidad.

Las ventajas del sondeo TEM con respecto al sondeo eléctrico tradicional, son varias. Entre ellas:

- El operativo de campo es más sencillo. La amplitud del „rizo“ es mucho menor que la profundidad que se desea alcanzar.
- Por lo mismo, es posible tener una mejor resolución lateral de los cambios de resistividad; lo cual es importante en la prospección geotérmica.

- No se tienen problemas cuando la superficie del terreno es resistiva, ya que la corriente eléctrica a profundidad es inducida.
- De manera similar al caso de los sondeos eléctricos, con las curvas de resistividad vs profundidad se construyen secciones verticales de resistividad aparente. También se puede recurrir al modelado bidimensional y tridimensional.

3.2.1.5. Sondeos audiomagnetotelúricos (AMT) y magnetotelúricos (MT).

El método combinado audiomagnetotelúrico (AMT) y magnetotelúrico (MT) consiste en medir los campos electromagnéticos (EM) naturales, de frecuencias diferentes, en la superficie del terreno. Estos campos son generados por corrientes naturales que circulan por el subsuelo. El objeto de estos estudios es conocer la estructura eléctrica del subsuelo. Es un método pasivo, ya que las señales electromagnéticas no se inducen de manera deliberada. El espectro de frecuencias medidas va de 1×10^4 a 1×10^{-2} Hz. Las frecuencias mayores circulan cercanas a la superficie (< 2 km) y las menores a mayor profundidad (2 a 10 km o más).

En cada sondeo se miden las componentes horizontales (x, y) de los campos eléctrico y magnético, así como la componente vertical del campo magnético. El equipo de campo consiste de magnetómetros con el rango de frecuencia requerido por el estudio y pares de electrodos para registrar el campo eléctrico, colocados en el sitio con un arreglo adecuado, además de amplificadores y filtros de señal, registradores digitales y equipo de procesado. El registro de la señal en cada sondeo, debido a la baja intensidad de los campos EM y a la interferencia de ruido natural y antropogénico, es tedioso y requiere de 12 a 24 horas o más. El procesado se realiza en dominio de frecuencia y no de tiempo, porque la teoría es más sencilla en el primer caso.

Las variaciones de los campos eléctricos y magnéticos se relacionan mediante el tensor de impedancia. Este tensor constituye la respuesta del medio y de él se obtiene la resistividad de subsuelo y las diferencias de fase entre ambos campos, a diferentes frecuencias. Cuando la estructura eléctrica del subsuelo es simple (un medio estratificado),

el vector de impedancia se reduce a una sola componente; a mayor complejidad, por ejemplo un medio bidimensional (una estructura regional con orientación preferente, como una falla), el tensor tiene dos componentes. Con la ayuda de procedimientos matemáticos de inversión y modelos unidimensionales, bidimensionales y tridimensionales (aunque estos últimos por su complejidad son menos confiables), se obtiene la resistividad del subsuelo a diferentes profundidades. Estos modelos deben ser congruentes con el conocimiento que se tenga de la geología del subsuelo.

Adicionalmente, con la componente vertical del campo magnético se puede obtener otro parámetro independiente, conocido como “tipper”. La magnitud del tipper se relaciona con la complejidad de la estructura eléctrica del subsuelo. Cuando su valor es cero, estamos en presencia de un medio eléctrico unidimensional; mientras mayor sea su valor, mayor es la complejidad del medio.

Los métodos TEM y MT se utilizan con la misma finalidad de obtener la estructura eléctrica del subsuelo. Probablemente el MT sea preferible, por su capacidad de penetración, por la facilidad de la logística en lugares remotos y de difícil acceso y, sobre todo, si se desean mediciones tensoriales para un mejor y más detallado modelado. El método TEM debe elegirse cuando el costo del MT sea inaceptable, sobre todo en casos en que se desean mediciones escalares en una zona amplia; así como en el caso en que el ruido antropogénico haga imposible el registro de las señales MT.

3.2.1.6. Tomografía eléctrica.

Una tomografía eléctrica consiste en la obtención de imágenes detalladas de la distribución de la resistividad del subsuelo. Para ello, se utiliza un arreglo de electrodos en forma de dipolos, los cuales se tienden sobre el terreno o se introducen en pozos, y mediante los cuales se mide el potencial eléctrico. Los datos obtenidos se procesan mediante técnicas de inversión para obtener las imágenes deseadas. Para llegar a ello, se requiere una gran densidad de sondeos en el área que se desea prospectar.

3.2.2. Métodos gravimétricos.

La prospección gravimétrica se fundamenta en la observación experimental de que la intensidad del campo gravitacional de la superficie terrestre presenta variaciones pequeñas, que pueden ser detectadas con instrumentos de precisión. Estas „anomalías“ gravimétricas se originan por variaciones en la masa de la corteza terrestre, debidas a rasgos litológicos y estructurales. La intensidad promedio del campo gravitacional (en su componente vertical) de la tierra está dada por la expresión:

$$g = G \times \frac{M_t}{R_t^2} \quad \text{Ec. 3.1}$$

donde G es la constante de gravitación, M_t la masa de la Tierra y R_t , su radio. A nivel del mar, en el ecuador, tiene un valor de $9,780326771 \text{ m/s}^2$, según el World Geodetic System 1984 (WGS-84).

En la práctica, se utiliza el sistema cgs, debido a que las anomalías gravimétricas son pequeñas. Por definición un „gal“ es igual a una aceleración de 1 cm/s^2 . Las anomalías tienen, por lo general, valores del orden de miligales.

Para contar con una referencia universal con la cual comparar las mediciones de campo, es necesario definir una superficie equipotencial del campo gravitacional. Esta superficie se conoce como el „geoide“ y coincide, en cierta manera, con la superficie de los océanos y su prolongación virtual en los continentes. En el cálculo del geoide se considera, por una parte, el hecho de que la Tierra no es una esfera perfecta, sino un esferoide o elipsoide achatado por los polos; por otra parte, se toma en cuenta la fuerza centrífuga debida a la rotación. Esta fuerza depende de la latitud y actúa en sentido contrario a la fuerza gravitacional. El geoide de referencia aceptado oficialmente en México es el WGS-84, que incluye los parámetros que definen la forma del elipsoide, la velocidad angular, la masa del elipsoide y un modelo gravimétrico detallado. El marco de referencia WGS-84 es consistente con el International Terrestrial Reference Frame 1992 (ITRF-92), que se usa en los levantamientos topográficos.

Los estudios de detalle se llevan a cabo con gravímetros portátiles, haciendo lecturas en estaciones predeterminadas, a lo largo de ciertas trayectorias. En estos casos, es indispensable el realizar un levantamiento topográfico o con GPS de precisión de manera simultánea, para poder corregir los valores de gravedad leídos, a un mismo nivel de referencia. Cuando el estudio es de carácter regional, los levantamientos se hacen con equipo instalado en una aeronave, esto es posible realizarlo desde inicios de la década del año 2000. Los gravímetros miden la componente vertical de la intensidad del campo gravitacional.

Los datos de campo, para poder ser interpretados, deben corregirse de tal manera que los valores de gravedad tengan una referencia normalizada. De otra manera, alguno o varios de estos efectos pueden ser dominantes e impedir que las anomalías puedan ser observadas. Estas correcciones son: a) latitud, b) elevación: aire libre y c) efecto Bouger, d) topografía y e) mareas gravitacionales y en levantamientos aéreos el efecto de Eotvos. Una vez realizadas estas correcciones a los datos de campo, se elabora el plano de anomalía de Bouger, que es la base para el modelado e interpretaciones. Los procedimientos para estas correcciones y la elaboración del plano están bien establecidos y existen programas comerciales para estos procesados.

El modelado de las anomalías gravimétricas no tiene una solución única. Por ello, un buen modelado gravimétrico dependerá del conocimiento geológico que se tenga de la zona de estudio. El primer paso en el modelado es la obtención de la anomalía de Bouger residual. Las observaciones de campo indican que existe una cierta correlación directa entre la magnitud y la amplitud espacial de una anomalía gravimétrica. Esto implica que, si deseamos determinar la naturaleza de una anomalía local, es necesario primero restar el efecto de la anomalía regional en la que se encuentra inmersa. El procedimiento impone un reto al explorador, pues debe definir qué entiende por regional y qué, por local; es decir, la escala del problema. Aquí, también, un conocimiento adecuado de la geología es de gran importancia. Una vez conceptualizado el modelo, se pueden aplicar diversos métodos numéricos para restar la anomalía regional.

Como última etapa, se llevará a cabo el modelado numérico de la anomalía de interés, que consiste en proponer la geometría y localización del cuerpo geológico causante de la anomalía residual. Este puede realizarse con técnicas directas o inversas. Con la actual disponibilidad de equipo de cómputo y de algoritmos apropiados, las técnicas de inversión se han vuelto más accesibles.

Al final, lo que se obtiene del modelado es una imagen estructural del subsuelo, a saber, fallas, grandes plegamientos e intrusiones ígneas y salinas.

3.2.3. Métodos magnetométricos.

La Tierra posee un campo magnético estacionario, que en la superficie terrestre puede ser representado, con buena aproximación, por un campo magnético bipolar. Este campo se produce por varias fuentes; la más importante es el llamado „geodinamo magnético“, que se origina por la convección de minerales líquidos eléctricamente conductivos, en la porción externa del núcleo terrestre. Otras fuentes son la magnetización de la corteza terrestre y varias fuentes exteriores, como la ionósfera, la corriente de anillo y la magnetopausa.

La contribución de la corteza es importante en el contexto de la exploración de recursos naturales, como la energía geotérmica. Esta contribución debe a la presencia de concentraciones anómalas de minerales ferromagnéticos, y puede ser inducida o remanente. La magnetización inducida se debe a que, por la presencia del campo magnético primario, los minerales susceptibles de magnetización se alinean en el sentido del campo magnético principal. Dependiendo de la posición relativa del observador con respecto al campo principal, el pequeño dipolo inducido se añade o se sustrae a dicho campo principal. La magnetización remanente es similar a la anterior; se diferencian en que, una vez que el campo magnético principal desaparece, el remanente permanece mientras que la inducida también se desvanece. La magnetización remanente se origina por la presencia de minerales ferromagnesianos que dan lugar a dipolos permanentes, lo cuales se formaron al momento

en que la roca fundida en magma se cristalizaba; su orientación depende, desde luego, de la orientación del campo terrestre al momento de la cristalización.

El campo magnético de la Tierra varía con el tiempo. La escala de tiempo puede variar de un día a miles de años. Las variaciones diurnas son del orden de 30 nT (nano Tesla o gammas), pero pueden llegar a valores de 1000 nT, cuando los vientos solares son intensos. En esos casos, es necesario corregir estas variaciones diurnas en los valores observados durante un levantamiento.

Las variaciones del campo magnético terrestre en periodos de tiempo grandes se conocen como variaciones seculares. La polaridad del campo magnético también presenta inversiones, en periodos que varían de miles a millones de años. Actualmente el polo norte magnético casi coincide con el polo norte geográfico, con una desviación del orden de varios grados dependiendo de la ubicación geográfica en que se mida, conocida como declinación magnética.

En la prospección geofísica se mide el campo magnético total o sus componentes vectoriales en la superficie terrestre, ya sea mediante estaciones o mediante vuelos. Los levantamientos aéreos tiene la ventaja de reducir la influencia de las anomalías superficiales. Ahora bien, en el caso en que las anomalías magnéticas son pequeñas en comparación con el campo magnético de la Tierra, la intensidad total de la anomalía es casi igual a la componente de dicha anomalía en la dirección del campo terrestre.

En los levantamientos se utilizan magnetómetros; los actuales se basan en el fenómeno de la precesión protónica y en bombardeo óptico. La unidad del Sistema Internacional para medir la intensidad del campo magnético es el Tesla. Un magnetómetro tiene una sensibilidad del orden de 0.1 a 1 nanoTesla. En el pasado se usaba con frecuencia la unidad „gamma“ que es equivalente a una nanoTesla.

En los levantamientos terrestres es importante definir el intervalo entre estaciones, en función del detalle que se desea obtener. Por otra parte, tanto en los levantamientos

terrestres como en los aéreos, si la duración es larga, es necesario corregir la variación temporal del campo magnético debida al Sol. Lo más sencillo es mantener un magnetómetro fijo en una estación base que registre las variaciones temporales diurnas, las cuales se deberán sustraer a las registradas en las estaciones de observación. Si se dispone de un solo aparato, es necesario realizar mediciones periódicas en la estación base, en intervalos que sean congruentes con la magnitud de las anomalías que se desea observar y de las variaciones temporales.

Los campos magnéticos y gravimétricos se conocen como campos potenciales pues comparten ciertas propiedades físicas que los hacen conservadores. Gracias a esta semejanza, mediante ciertas técnicas matemáticas es posible reducir las anomalías magnéticas dipolares a monopolares; este procedimiento se conoce como reducción al polo. Así, las anomalías magnéticas se hacen semejantes a las anomalías gravimétricas y, se pueden utilizar las mismas herramientas matemáticas en ambos casos.

Una vez que se tiene el plano de intensidad de campo total, se pueden realizar una serie de tratamientos matemáticos, semejantes a los aplicados a la anomalía de Bouger. Finalmente, se procede al modelado numérico, con las mismas reservas que en el caso de la gravimetría.

El objetivo final de los estudios gravimétricos y magnetométricos es el poder conocer mejor la estructura bidimensional o tridimensional del subsuelo e identificar cuerpos cuyas características sean de importancia para el objeto de la prospección, por ejemplo, intrusivos o cuerpos mineralizados.

3.2.4. Métodos sismológicos.

La prospección sismológica se divide en dos grandes grupos: reflexión y refracción. La llamada sísmica de reflexión que se utiliza como herramienta básica en la prospección petrolera y que consiste en provocar artificialmente ondas sísmicas en el subsuelo, mediante explosivos o vibradores. Al medir y registrar la componente reflejada de estas ondas, se puede obtener información valiosa de la estructura del subsuelo. En Geotermia,

este tipo de prospección se ha usado poco, por su costo y porque en ambientes volcánicos no existen horizontes reflectores bien definidos. Sin embargo, en los últimos años se han mejorado las técnicas de interpretación en ambientes volcánicos.

El tipo de prospección que se utiliza en Geotermia es el registro de la microsismicidad natural del terreno, conocida como sismica pasiva.

3.2.4.1. Microsismica pasiva.

Los sismos se manifiestan por el paso de ondas elásticas a través de las rocas de la Tierra. Estas ondas se originan por la liberación repentina de energía en el subsuelo, ya sea por el esfuerzo de una deformación liberado súbitamente, por afallamiento, por una intrusión magmática, por colapso de una estructura geológica, etc.

Las ondas sísmicas se dividen en dos grupos: las que se propagan a través de las rocas en el interior de la corteza y las que viajan por la superficie. Estas últimas no son útiles en la prospección de recursos naturales; sin embargo, su estudio es importante pues son las causantes principales de las sacudidas de las estructuras construidas por el hombre.

Las ondas que viajan por el interior en la roca se dividen, a su vez, en ondas primarias (P) y secundarias (S). Las ondas P son ondas compresivas, similares a las ondas de sonido, en las que el movimiento oscilatorio de las partículas es en la misma dirección que la propagación de la onda. En las ondas S la dirección del movimiento oscilatorio de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación de la onda. Las ondas P viajan a mayor velocidad que las S y, en fluidos, las ondas S no se pueden propagar.

La velocidad de propagación de la onda sísmica depende principalmente de las propiedades mecánicas de la roca como, compresibilidad, rigidez, densidad, etc. Cuando la onda encuentra una interfase entre rocas con diferentes propiedades elásticas se refleja y refracta, de una manera que puede ser compleja. Una onda P incidente puede generar ondas P y S reflejadas y refractadas; las ondas S incidentes pueden dar lugar a fenómenos semejantes.

La actividad sísmica se registra mediante sismómetros y sismógrafos. Los equipos digitales de tres componentes (x, y, z) son los más adecuados para estudios exploratorios. Los sensores pueden medir la velocidad del movimiento del terreno o la aceleración. Estos últimos son mejores pues pueden registrar sismos en un rango grande de magnitudes sin que se saturen.

La actividad sísmica se mide en escalas de intensidad y de magnitud. Las escalas de intensidad se refieren a los daños causados por un sismo y no se basan en algoritmos cuantitativos. La más conocida es la de Mercalli. La magnitud, en cambio, es proporcional a la cantidad de energía liberada por un sismo. La escala más conocida es la de Richter, que consiste en una escala logarítmica que mide la máxima amplitud de onda registrada en un sismógrafo estándar a una cierta distancia del epicentro. Mediante fórmulas empíricas se corrige la amplitud medida a diferentes distancias de epicentro.

En los estudios de microsismicidad es necesario instalar una red local con, al menos, unas seis estaciones. Para ubicar un sismo con suficiente exactitud es necesario que se registre en, al menos, tres estaciones y que el epicentro se localice dentro del perímetro cubierto por la red.

Cuando se dispone de suficiente información de calidad, es posible interpretar el mecanismo focal que produjo el sismo e inferir la geometría del plano de falla, con base en la distribución de la dirección de llegada de las ondas P a la superficie del terreno.

3.2.4.2. Tomografía sísmica.

Cuando se cuenta con un historial de microsismos es posible obtener un modelo tridimensional detallado de distribución de velocidades de propagación de la onda en las rocas objeto del estudio. A su vez, este modelo de velocidades debe guardar cierta relación con la estructura geométrica de subsuelo y las propiedades físicas de las rocas. Este tipo de análisis se conoce como tomografía sísmica. Con esta técnica es posible conocer mejor la estructura tridimensional de un yacimiento geotérmico e, incluso, determinar los cambios producidos por la explotación. Existen pocos ejemplos de aplicación de esta técnica a casos

concretos pues, aunque la técnica no es cara, requiere de un gran número de sismos registrados y de gran calidad en los registros. Esto significa que se requiere un tiempo largo de medición, más de dos años, lo que puede resultar impráctico dentro de los programas de exploración.

En exploración, la tomografía sísmica se adquiere entre dos pozos, colocando la fuente en uno de ellos y los detectores en el otro, obteniendo la imagen de la distribución de velocidades en dos o más dimensiones.

3.3. Exploración Geoquímica.

Una vertiente de la exploración geoquímica es la identificación de estructuras activas por las que se emiten diferentes gases a la atmósfera, que pudieran indicar la presencia de actividad hidrotermal a profundidad. Otra vertiente es el uso de la composición química e isotópica de las manifestaciones termales para conocer el origen de los fluidos, inferir temperaturas a profundidad, determinar el potencial corrosivo o incrustante de los fluidos, establecer la relación de los fluidos hidrotermales con la hidrología y geohidrología de la zona. Las herramientas disponibles son las siguientes:

3.3.1. Detección de elementos traza y gases del suelo.

No existe consenso en cuanto a la utilidad de las mediciones de algún gas o elemento traza en el suelo. Estas técnicas de prospección se fundamentan en el supuesto de que, a través de fallas y fracturas, se descargan algunos elementos traza como el Hg y estos se fijan en el suelo; o pueden ser gases, como el ^{222}Rn , cuya vida media es de 3.824 días y emite partículas alfa al decaer. Otro tipo de gases que pueden monitorearse son el CO_2 , H_2S , B, CH_4 . Estas técnicas pueden ser útiles en las etapas tempranas de la exploración geotérmica, cuando se busca ubicar zonas específicas en una región relativamente grande (varias decenas o cientos de km^2). Existe equipo comercial para realizar estas mediciones.

3.3.2. Muestreo y análisis químico de agua y gases.

El trabajo del geoquímico consiste en tomar muestras de agua, de vapor y del material de alteración, para su análisis en laboratorio y posterior interpretación. Las muestras se usarán para análisis químicos de elementos mayores y menores, así como de isótopos ambientales. A las muestras de material de alteración se le practican análisis químicos y mineralógicos (difracción de rayos x).

PROCEDIMIENTO PARA EL MUESTREO DE MANANTIALES Y POZOS DE AGUA:

1. DESCRIPCIÓN DEL SITIO DE MUESTREO.

- a) Nombre del manantial o pozo y un número de identificación.
- b) Coordenadas geográficas.
- c) Fecha del muestreo.
- d) Tipo de suelo o roca en el que emerge el manantial; mencionar si hay presencia de alteración o depósitos hidrotermales.
- e) Medir temperatura, conductividad eléctrica, pH y alcalinidad en sitio.
- f) Estimar el caudal.

2. TOMA DE LAS MUESTRAS.

Las botellas para el muestreo deben ser de polietileno de alta densidad con tapa y contratapa. En cada sitio llenar 4 botellas de 250 ml cada una; y una botella de 100 ml para SiO₂. Etiquetar cada botella con su número de identificación, la fecha e indicar para qué tipo de análisis se usará.

Dos botellas de 250 ml acidificarlas con unas pocas gotas de ácido nítrico puro concentrado para determinación de cationes. Las otras dos no llevan ningún aditivo y son para la determinación de aniones y los otros parámetros, excepto SiO₂.

Enjuagar las botellas de 250 ml y de 50 ml con el agua del manantial o pozos y después llenarlas hasta el tope. Cerrarlas con tapa y contratapa.

La botella de 100 ml para SiO₂ debe ser una muestra diluida: tomar 80 ml de agua deionizada y 20 ml de agua del manantial o pozo. Antes, enjuagar también la botella con agua del manantial.

DETERMINACIONES OBLIGATORIAS DE LABORATORIO:

CATIONES: Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺.

ANIONES: Cl⁻, SO₄²⁻, HCO³⁻ (y CO₃²⁻ si procede)

SiO₂

OTROS: pH, conductividad eléctrica (CE) de laboratorio

DETERMINACIONES RECOMENDABLES:

CATIONES: Li⁺, Rb⁺, Cs⁺, As (total), NH⁴⁺

ANIONES: F⁻

B, H₂S

PROCEDIMIENTO PARA EL MUESTREO DE GASES EN FUMAROLAS Y MANANTIALES HIRVIENTES:

El muestreo de gases requiere de dispositivos especiales y una cierta experiencia.

En la prospección de recursos geotérmicos no es necesario el muestreo de fumarolas de origen volcánico, cuyas temperaturas exceden los 120°C, y que son más complicadas de muestrear.

3.3.3. Muestreo y análisis isotópico de agua y gases.

El muestreo de agua y gases para análisis isotópico es muy similar al muestreo para análisis químicos. Los detalles de los procedimientos se pueden consultar en: Sampling

Procedures for Isotope Hydrology, Isotope Hydrology Section, International Atomic Energy Agency, Vienna. (www.iaea.org; ih@iaea.org).

Los isótopos son átomos de un mismo elemento químico, por lo que tienen igual número de protones (número atómico). Sin embargo, el número de neutrones es distinto, por lo que la masa atómica, igual a la suma de protones y neutrones, es diferente. Por ejemplo, el Hidrógeno tiene tres isótopos, los cuales se representan con el símbolo químico respectivo (H) y un índice superior izquierdo que indica la masa: ^1H , ^2H y ^3H . El Hidrógeno uno (Hidronio), el más abundante, consta de un protón; el Hidrógeno dos (Deuterio), de un protón y un neutrón y el Hidrógeno tres (Tritio), de un protón y dos neutrones.

Algunos de los isótopos de los elementos ligeros, es decir con números atómicos pequeños, son estables, por lo que siempre permanecen con la configuración atómica que les es propia. Tal es el caso del ^1H y del ^2H ; este último conocido también como Deuterio (D). Otros, como el ^3H , conocido también como Tritio (T), son inestables. Esto significa que su configuración atómica no puede permanecer y decaen, transformándose en otra configuración distinta. Al hacerlo, emiten radiación, que puede ser de tres tipos diferentes: partículas alfa (dos protones y dos neutrones, es decir núcleos de Helio), beta (un electrón o un positrón) o gama (un fotón). Por ejemplo el T emite una partícula beta negativa y se transforma en ^3He . Nosotros trataremos aquí únicamente de ciertos isótopos estables: del Hidrógeno (^1H , D), Helio (^3He , ^4He), Oxígeno (^{16}O , ^{18}O), Carbono (^{12}C , ^{13}C) y Azufre (^{32}S , ^{34}S).

Estos isótopos comparten ciertas propiedades, entre otras: son elementos ligeros, abundan en la naturaleza y su movilidad es grande, pues participan en muchas reacciones y cambios de fase. Esto los hace muy útiles como trazadores de los procesos naturales.

Las propiedades fisicoquímicas de los isótopos de un mismo elemento son muy semejantes, ya que la configuración electrónica de las moléculas es la misma. Sin embargo, debido a la diferencia de masa atómica, la energía vibracional de las moléculas es un poco diferente para cada isótopo, siendo ligeramente mayor para el isótopo de menor masa, por

ejemplo, el ^{16}O posee una energía vibracional mayor que el ^{18}O . Como consecuencia, las propiedades fisicoquímicas varían ligeramente entre los isótopos de un mismo elemento. Así, la presión de vapor del D y del ^{18}O es algo menor que la del ^1H y del ^{16}O ; por lo que, durante el proceso de evaporación, los isótopos ligeros (^1H y ^{16}O) cambian a la fase vapor con una tasa proporcionalmente mayor que la de los isótopos pesados (D y ^{18}O), dando por resultado que, en la fase vapor, habrá una proporción mayor de isótopos ligeros que en la fase líquida remanente. A este fenómeno se le conoce como „fraccionamiento isotópico“.

Los cambios de fase, las reacciones de precipitación y disolución (que son reacciones de intercambio molecular) y las de oxidación y reducción, son los principales procesos naturales en los que ocurre el fraccionamiento isotópico. Esto es, la proporción original de isótopos ligeros y pesados de un mismo elemento varía en los productos resultantes del proceso, ya sea que se incremente la proporción de isótopo pesado o la del ligero.

Debido al fraccionamiento isotópico, la abundancia natural de los isótopos estables ligeros varía en los materiales de la corteza terrestre, en el agua y en el aire.

La composición isotópica de una muestra se expresa en unidades “delta por mil” ($\delta\%$), que representa el mayor o menor contenido del isótopo pesado con respecto a un patrón universal de referencia.

La composición isotópica del agua nos da información acerca de su origen y de su historia en el ciclo hidrológico. Las aguas geotérmicas asociadas a cuerpos magmáticos poseen una composición isotópica que las caracteriza.

3.3.4. Interpretación de los resultados y diagramas geoquímicos.

Generalmente los yacimientos geotérmicos no son sistemas cerrados, por lo que existen descargas superficiales en forma de manantiales, fumarolas, pozas ácidas o suelos vaporizantes.

Se suele catalogar a los manantiales como: templados, calientes e hirvientes.

Los manantiales templados son aquellos cuya temperatura no excede de 45°C. La concentración de sales es baja y el tipo es bicarbonatado. Estos manantiales están asociados a sistemas termales de temperaturas bajas o moderadas y que no están relacionados con intrusiones magmáticas.

Los manantiales calientes presentan temperaturas superiores 45°C e inferiores al punto de ebullición correspondiente al lugar. La salinidad y la composición química de estos manantiales son muy variables y dependen del tipo de sistema hidrotermal al que están asociados.

Los manantiales hirvientes, en la mayoría de los casos, están asociados a sistemas hidrotermales magmáticos de alta temperatura. Estos manantiales son, por regla general, del tipo clorurado sódico, con concentraciones altas de Potasio, bajas concentraciones de Calcio y muy bajas de Magnesio. El pH es neutro o ligeramente alcalino. Estos manantiales son descargas líquidas de los yacimientos y, por ello, se localizan en las partes bajas de los campos geotérmicos.

Los géiseres son un caso peculiar de manantiales hirvientes. Se caracterizan por lanzar un chorro de agua y vapor a intervalos regulares. La altura del chorro varía de unos decímetros a decenas de metros y el intervalo puede ser de unos minutos a varias horas.

Las fumarolas son descargas de vapor saturado o ligeramente sobrecalentado. Se localizan en las partes altas de los campos geotérmicos. Estas descargas tienen una presión algo mayor que la atmosférica, de tal forma que emiten un “chiflido” y lanzan un chorro de vapor apreciable, aunque sea pequeño. Las fumarolas volcánicas, en comparación con las geotérmicas, presentan temperaturas más altas y presencia de SO₂, HCl y HF.

En ocasiones, las fumarolas descargan a través de suelo saturado de agua, dando lugar a la formación de pozas ácidas con lodo. Esto se debe a que parte del H₂S se disuelve en el agua y, mediante la acción catalizadora de bacterias, se oxida como H₂SO₄, que es un ácido fuerte. Al reaccionar este fluido ácido con la roca, la altera y se obtiene caolinita y otras

arcillas similares, que dan la apariencia lodosa a estas charcas. Como resultado de la disociación del ácido sulfúrico, el pH es muy bajo, lo que significa una alta concentración de H^+ y, por otra parte, el anión predominante es el SO_4^{2-} .

Cuando una fumarola es rica en H_2S y, como consecuencia, se deposita azufre elemental en su alrededor, se le conoce como „solfatará“. Si abunda en CO_2 , se le llama „mofeta“.

Los suelos vaporizantes, que no deben confundirse con las fumarolas, son descargas difusas de vapor, sin presión y en áreas amplias. Por lo general, se trata de descargas secundarias de un reservorio geotérmico. El calor de éste se transporta, de manera conductiva, hacia el suelo saturado de humedad, produciendo la vaporización.

La alteración hidrotermal de tipo argilítico, que es la característica en las zonas de descarga de vapor geotérmico, puede representarse de manera general por la siguiente reacción:

Roca (base) + fluido geotérmico (ácido) \leftrightarrow sales disueltas + sílice disuelta + minerales argilíticos de alteración (caolinita).

La información que se obtiene de los datos de laboratorio se procesa e interpreta, utilizando diversos diagramas. Una amplia descripción de estos diagramas se encuentra en: Arnórsson, Stefán, 2000. Existen dos hojas de cálculo en formato Excel, una para agua y otra para gases, muy útiles para el procesado de la información y la elaboración de estos diagramas. Los autores las distribuyen gratuitamente. (Tom Powell: tom.powell@mightyriver.co.nz).

En la interpretación de los datos geoquímicos es muy importante contar con un modelo conceptual de la geohidrología de la zona, aunque sea preliminar. De otra manera, los datos de cada manifestación individual quedan como información puntual y no relacionada entre sí.

3.3.5. Geotermometría química e isotópica.

La composición química de los manantiales termales puede ser útil para estimar la temperatura del reservorio del que son descarga. La temperatura se calcula con fórmulas, llamadas geotermómetros, que en parte son empíricas, y en parte se basan en la teoría del equilibrio químico. El principio general en que se basan los geotermómetros es el supuesto de que, en las condiciones de temperatura del yacimiento, los solutos que intervienen en la fórmula están en equilibrio químico entre sí. Una vez que el agua del reservorio escapa y asciende a la superficie, va enfriándose paulatinamente, ya sea por dilución, por conducción o por ebullición. Conforme baja la temperatura la cinética del reequilibrio se hace cada vez más lenta y, por ende, el agua del manantial mantiene la señal química de la temperatura original del reservorio o con una modificación pequeña. Para que un geotermómetro funcione, se requiere que el tiempo de reequilibrio sea, por lo menos, un orden de magnitud menor que el tiempo de ascenso del agua.

Ahora bien, es importante saber en qué condiciones se puede hacer uso de estos geotermómetros. La primera condición es que se apliquen a manantiales del tipo clorurado sódico y de alta temperatura (mayor a 80 °C, aunque esto no debe tomarse como una regla inflexible), de tal manera que el manantial realmente represente una descarga de la fase líquida del yacimiento y que no se haya diluido mucho en su ascenso a la superficie. Con menos confiabilidad, pueden aplicarse a manantiales clorurado sulfatados, teniendo en cuenta las condiciones geohidrológicas del manantial. Nunca debe aplicarse a manantiales bicarbonatados o a charcas ácidas, pues las temperaturas que se obtengan serán números sin ningún significado real.

A continuación, se muestran los geotermómetros más comúnmente usados en la etapa de exploración.

Geotermómetros basados en la sílice disuelta.

En todas estas fórmulas, c representa la concentración de Sílice disuelta en mg/l. Las fórmulas varían en función de la fase sólida de la Sílice que controla la solubilidad. La fórmula con pérdida máxima de vapor se debe aplicar en los casos de manantiales hirvientes. Todas estas fórmulas han probado ser confiables y útiles. Cabe aclarar que estos geotermómetros son sensibles a los efectos de dilución, ya que el cálculo se basa en la concentración de una sola especie.

$$\text{Calcedonia (Fournier): } t(C) = \frac{1032}{4.69 - \log c} - 273 \quad \text{Ec. 3.2}$$

$$\text{Cuarzo (Fournier): } t(C) = \frac{1309}{5.19 - \log c} - 273 \quad \text{Ec. 3.3}$$

$$\text{Cuarzo con pérdida máxima de vapor (Fournier): } t(C) = \frac{1522}{5.75 - \log c} - 273 \quad \text{Ec. 3.4}$$

$$\text{Calcedonia-Cuarzo (Giggenbach): } t(C) = \frac{1000}{4.55 - \log c} - 273 \quad \text{Ec. 3.5}$$

Geotermómetros de cationes.

Existe también una familia de geotermómetros basados en la concentración de los cationes principales (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+}). En estos casos se emplea la razón de dos de éstos cationes, por lo que son menos sensibles a los efectos de dilución. En todos los casos la concentración está dada en mg/l. El geotermómetro que incluye al Calcio es un poco más complicado, por causa del parámetro β que adquiere dos valores distintos; ésta fórmula es útil en casos en que el Calcio es relativamente alto, digamos que más de un 25% de la concentración de Potasio.

$$\text{Potasio-Magnesio (Giggenbach): } t(C) = \frac{4410}{13.95 - \log \frac{K^2}{Mg}} - 273 \quad \text{Ec. 3.6}$$

$$\text{Potasio-Sodio (Giggenbach): } t(C) = \frac{1390}{1.75 - \log \frac{K}{Na}} - 273 \quad \text{Ec. 3.7}$$

$$\text{Sodio-Potasio (Fournier): } t(C) = \frac{1217}{\log \frac{Na}{K} + 1.483} - 273 \quad \text{Ec. 3.8}$$

$$\text{Sodio-Potasio-Calcio: } t(C) = \frac{1647}{\log \frac{Na}{K} + \beta [\log \frac{\sqrt{Ca}}{Na} + 2.06] + 2.47} - 273 \quad \text{Ec. 3.9}$$

donde:

$$\beta = \frac{4}{3} \quad \text{si} \quad [\log \frac{\sqrt{Ca}}{Na} + 2.06] \geq 0 \quad \text{y} \quad t(C) \leq 100$$

$$\beta = \frac{1}{3} \quad \text{si} \quad [\log \frac{\sqrt{Ca}}{Na} + 2.06] < 0 \quad \text{o} \quad \text{si} \quad t(\frac{4}{3}) > 100$$

Existe un diagrama triangular, propuesto por Giggenbach, que combina los geotermómetros de K/Na y de K/Mg, que permite clasificar las aguas y extrapolar la probable temperatura del yacimiento, de una manera sencilla y directa.

Geotermómetros de gases.

La composición química de los gases también puede ser útil para estimar la temperatura del probable yacimiento. El equilibrio químico de los gases depende no solo de la temperatura, sino también de su distribución entre las fases líquida y gaseosa, por lo que es necesario conocer la saturación de vapor en el yacimiento. Esto hace de la geotermometría

de gases una técnica más compleja. Existen varios diagramas mediante los cuales se estima la temperatura y la saturación del yacimiento.

Existen algunos geotermómetros de gases que, mediante ciertas consideraciones y ajustes empíricos, suprimen la necesidad de conocer la saturación de vapor. A continuación se muestran algunas fórmulas de estos geotermómetros.

D'Amore y Panichi:

$$t(C) = \frac{24775}{\alpha + \beta + 36.05} - 273 \quad \text{Ec. 3.10}$$

donde:

$$\alpha = 2 \log \frac{CH_4}{CO_2} - 6 \log \frac{H_2}{CO_2} - 3 \log \frac{H_2S}{CO_2} \quad \text{y} \quad \beta = 7 \log P_{CO_2}$$

donde $\log P_{CO_2} = -1$ si $CO_2 < 75\%$; 0 si $CO_2 > 75\%$; 1 si $CO_2 > 75\%$ y $CH_4 > 2H_2$ y $H_2S > 2H_2$. (Este es un ajuste empírico, basado en datos de pozos del campo de Larderello, Italia).

Giggenbach.

Este geotermómetro utiliza las concentraciones de 2H y Ar, bajo el supuesto de que la fugacidad del 2H depende fuertemente de la temperatura y de que la concentración de Ar en los yacimientos geotérmicos corresponde a la de agua saturada con aire, ya que el Ar geotérmico es de origen atmosférico. La fórmula es la siguiente:

$$t(C) = 70 \left(2.5 + \log \left(\frac{H_2}{Ar} \right) \right) \quad \text{Ec. 3.11}$$

donde la concentración de los gases está dada en porcentaje molar. Este geotermómetro es particularmente útil en la etapa exploratoria.

Geotermómetros isotópicos.

El factor de fraccionamiento isotópico depende de la temperatura. Por tanto, si dos sustancias o dos fases de una misma sustancia están en equilibrio isotópico, es posible determinar el valor del fraccionamiento isotópico y, por ende, la temperatura del último equilibrio.

Existe un gran número de posibles geotermómetros. Sin embargo, solo unos pocos pueden usarse en la práctica exploratoria, ya sea por el costo del análisis o porque la información que arrojan es difícil de interpretar. Estos son los siguientes:

- Fraccionamiento del Oxígeno 18 entre los sulfatos disueltos en agua y el agua misma.
- Fraccionamiento del Deuterio entre el Hidrógeno gas y el vapor de agua.

El geotermómetro del Oxígeno 18 en sulfatos y agua es muy útil en la etapa de exploración, cuando existen manantiales clorurados sódicos de alta temperatura o hirvientes, que son descarga directa de los yacimientos. El reequilibrio de este geotermómetro a menores temperaturas es muy lento, por lo que el manantial conserva la temperatura de equilibrio en el yacimiento. Primero se establece el valor del fraccionamiento isotópico de las muestras del manantial, que es igual a la diferencia de los valores delta de los sulfatos y de agua, conforme a la ecuación siguiente:

$$10^3 \ln \alpha = \delta^{18}O_{\text{sulfatos}} \text{‰} - \delta^{18}O_{\text{agua}} \text{‰} \quad \text{Ec. 3.12}$$

Una vez calculado el valor de $10^3 \ln \alpha$ se puede conocer la temperatura correspondiente, recurriendo las tablas correspondientes.

Por último, en el caso de manantiales clorurados hirvientes con desprendimiento vigoroso de vapor y gases, se puede utilizar el geotermómetro del Deuterio en el vapor de agua y en el gas Hidrógeno, conforme a la siguiente relación:

$$10^3 \ln \alpha = \delta D_{H_2O_{vapor}} \text{‰} - \delta D_{H_2gas} \text{‰}$$

Ec. 3.13

3.4. Mediciones Termométricas.

Estas técnicas son las únicas que miden directamente las anomalías térmicas, que es el objetivo final de una exploración geotérmica. Se dividen en tres tipos básicamente:

- Medición de la distribución de temperatura superficial y sub-superficial.
- Medición de gradiente y flujo térmicos en pozos.
- Determinación de la descarga superficial natural de calor.

Actualmente se cuenta con un gran número de mediciones de temperatura y flujo de calor en pozos en todo el mundo. En zonas al interior de las placas tectónicas, es decir, geológicamente estables, el gradiente térmico es del orden de 0.01 a 0.03°C/m de profundidad. Según Polak, el flujo de calor promedio de la corteza oceánica es de 101 mW/m², el de los continentes de 65 mW/m² y el promedio global de 87 mW/m². Con estos datos se obtiene que el flujo de calor total de la superficie del globo terráqueo sea de 44,2 TW.

Los gradientes anómalos asociados a acuíferos hidrotermales pueden llegar ser 10 o más veces mayores; aunque un valor mayor de 3 es ya significativo. A continuación se describen estas técnicas:

3.4.1. Mediciones sub-superficiales de temperatura.

Esta técnica consiste en “hincar” en el terreno sondas del orden de 2 m de profundidad, para medir la temperatura. Se considera que a una profundidad mayor de 1 m, las variaciones diarias de la temperatura debidas a la radiación solar, dejan de ser significativas; aunque no es el caso de las variaciones estacionales. La Universidad de

Nevada en Estados Unidos ha desarrollado un equipo ligero para realizar estas mediciones. En una hora aproximadamente se puede obtener una medición.

Mediante esta técnica se puede cubrir una zona extensa a un costo razonable. El inconveniente es que la información es muy somera y puede dejar sin detectar una anomalía hidrotermal profunda; por ejemplo, en el caso de que exista un acuífero potente que enmascare la anomalía.

3.4.2. Medición de gradiente y flujo térmico en pozos.

Esta técnica consiste en perforar pozos de 300 a 500 m de profundidad. Estos valores son típicos y pueden variar en más o en menos, dependiendo de las condiciones geohidrológicas de la zona de interés. Como se requiere hacer perforaciones, el costo de estos estudios es significativamente mayor que el de las otras técnicas geofísicas. Precisamente en este punto reside el diseño de una prospección que dé resultados y sea viable económicamente. Las dos variables de problema son: el número de pozos y la profundidad. Lamentablemente existe un conflicto entre ambas que es difícil de resolver. Podemos optar por realizar más perforaciones poco profundas y cubrir, así, un área grande de estudio; pero con el riesgo de obtener resultados pobres, que no ayuden realmente en la ubicación y diseño de los pozos exploratorios profundos. Como alternativa, podemos perforar pocos pozos más profundos, cubriendo así menos área, y con el riesgo de pasar por alto las anomalías que buscamos.

Los criterios de diseño de los pozos de gradiente de temperatura son los siguientes. El diámetro final de pozo debe ser lo más pequeño posible, típicamente del orden de 5 cm, cuidando que la sonda de medición pueda pasar libremente. El pozo debe estar aislado hidráulicamente de la formación en toda su longitud. Para ello hay que introducir un tubo de unos 5 cm de diámetro, ciego y cerrado en la parte inferior; el espacio anular entre el tubo y la formación debe rellenarse con lodo pesado o con cemento aguado. Estas dos condiciones tienen por objeto evitar la convección en el interior del pozo y en el espacio anular, que afectaría a una correcta medición del gradiente. La presencia de acuíferos

potentes puede alterar significativamente el patrón de flujo vertical de calor; ya que estos transportan lateralmente grandes cantidades de calor, en la dirección del flujo subterráneo. En estos casos, para obtener resultados confiables, es preciso que los pozos se perforen por debajo de los acuíferos. El tubo se llena de agua hasta el brocal.

Se debe dejar reposar al pozo por un lapso de tiempo para que la columna de agua al interior de este alcance el equilibrio térmico con la formación. Esto puede durar horas o días. En la práctica, lo que hay que hacer es correr registros de temperatura de manera periódica, hasta observar que no existan variaciones. Otra posibilidad es extrapolar los resultados de un registro a condiciones de equilibrio, mediante algoritmos más o menos complicados. El más usado es el conocido como método de Horner.

Los perfiles de temperatura muestran típicamente intervalos donde el gradiente es positivo, zonas donde es pequeño o nulo y, ocasionalmente, zonas donde se vuelve negativo. Las zonas de gradiente pequeño o nulo corresponden a estrato saturados de agua, donde la convección vertical del fluido en tiempos geológicos hace que la temperatura sea uniforme. Las inversiones pueden deberse a la presencia de acuíferos potentes o al hecho de que se ha pasado por un pico de temperatura debido a un flujo de descarga lateral de un acuífero termal y, después, se regresa al gradiente normal de la formación.

Si, además de la medición del gradiente térmico, se desea determinar el flujo de calor, es necesario conocer la conductividad térmica de la formación en el intervalo de interés. Esto se puede hacer de dos maneras: primero, recurriendo a los datos disponibles en la literatura y usar el que más convenga al caso; segundo, obtener un núcleo de la formación durante la perforación y medir su conductividad en el laboratorio, en condiciones similares a las reales. Obviamente el segundo método es mejor, pero mucho más caro. Por ello, se recomienda que en una prospección normal, cuya finalidad sea el descubrimiento de yacimientos geotérmicos, se utilicen valores convencionales obtenidos de datos publicados. Lo segundo se justifica sólo en caso de estudios de carácter científico.

3.4.3. Determinación de la descarga natural de calor.

Si se cuenta con información de temperaturas superficiales, con medición de temperatura y aforo de fumarolas y manantiales e información radiométrica es posible calcular la descarga natural de calor de una zona, en sus tres componentes, convectiva, conductiva y de radiación. Este valor da una idea del tamaño del sistema hidrotermal y puede ser útil para calibrar el modelo numérico, que en un momento dado se haga, del yacimiento.

3.5. Nuevas Tecnologías de Exploración.

En este apartado se hace énfasis en las tecnologías de reciente creación y uso, algunas de las cuales todavía están a prueba.

En la etapa de exploración geológica, se cuenta con los sistemas de información geográfica, que son una herramienta muy útil en la elaboración de la cartografía, la integración de información referenciada de procedencia diversa: imágenes de satélite, modelos digitales de altura, levantamientos geofísicos, etc. Una vez integrada, la información puede procesarse con una gran variedad de criterios y procedimientos con objeto de tener un mejor conocimiento de las condiciones superficiales y del subsuelo.

Con ayuda de la tecnología, ya es posible realizar visualizaciones en 3D en superposición de capas, ello ayuda a realizar un análisis a detalle de cada punto de interés (fig. 38).

Los estudios isotópicos, tanto de isótopos estables como de radiactivos (dataciones), y de tierras raras son útiles para un estudio detallado de la evolución magmática de una zona.

En levantamientos magnetotélúricos, los equipos de medición y las técnicas de procesado han mejorado notablemente en los últimos años, de tal manera que en MT de amplio espectro es actualmente la tecnología preferida para estudios de resistividad del subsuelo.

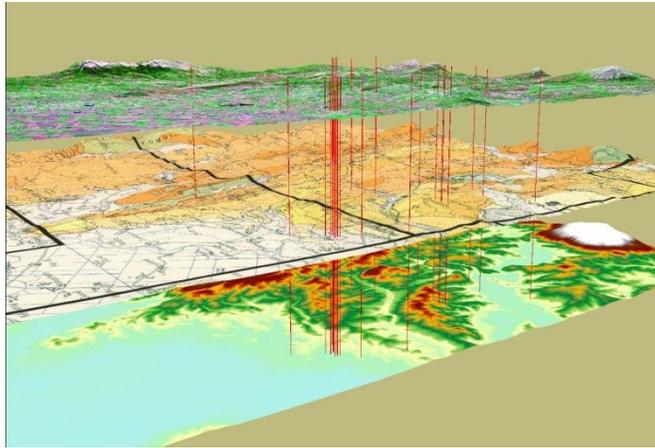


Fig. 38. Modelado en 3D.

En algunos campos geotérmicos se ha comenzado a usar la sismica de reflexión, en particular en Italia. Esta tecnología, una vez que llegue a ser adaptada a ambientes de rocas volcánicas, puede convertirse en la técnica geofísica por excelencia para conocer la estructura del subsuelo a detalle. Aunado a que ya existe diferente software y métodos de análisis de resultados que permiten correlacionar otros métodos con la sismica de reflexión.

El uso de sensores remotos para estudios de radiometría y la formación de imágenes térmicas de la superficie del terreno es una tecnología todavía en desarrollo, pero que puede ser una herramienta útil en las etapas tempranas de prospección, en las que se desea cubrir una zona extensa a un costo razonable. La empresa Geo Vision ofrece una tecnología que combina las mediciones radiométricas con mediciones de radiación gamma en el aire, mediante sensores remotos; según estos expertos, la tecnología es muy efectiva para identificar anomalías térmicas en zonas extensas.



Fig. 39. Levantamiento aéreo TEM.

Los levantamientos aéreos TEM son una técnica probada para ciertas aplicaciones. Sin embargo, para la industria geotérmica esto es insuficiente, pues se requiere de mayor penetración en el subsuelo y mayor calidad de los datos, así como lidiar con el problema de la topografía cambiante (fig. 39).

La tomografía sísmica y eléctrica son también tecnologías en desarrollo que pueden ser muy útiles en el conocimiento detallado de la estructura del subsuelo. Actualmente comienzan a surgir métodos en los cuales ya es posible tomar la medición en las tres direcciones, generando datos y resultados en 3D. Sin embargo, estas formas de adquisición aún no han sido corroboradas para el campo de estudio Geotérmico.

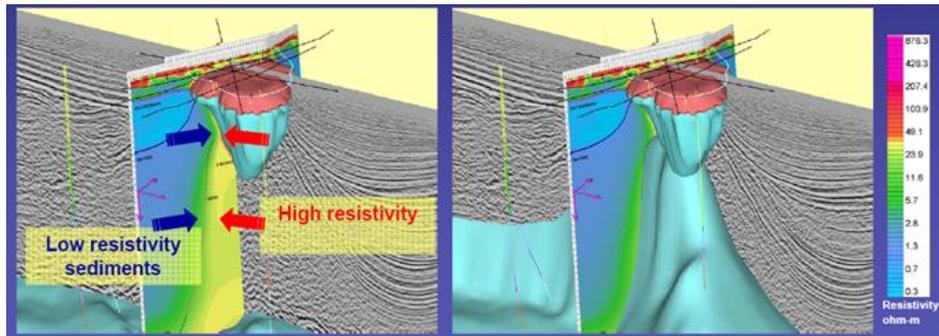


Fig. 40. Tomografía sísmica y eléctrica.

La Geomecánica es la ciencia que estudia el comportamiento mecánico de las masas de roca que se encuentran sujetas a esfuerzos y deformaciones. Esta disciplina puede llegar a ser una herramienta indispensable para entender cómo y dónde se crea fallamiento y fracturamiento en las rocas, que generen permeabilidad.

El desarrollo de software para elaborar modelos tridimensionales y multidisciplinarios es indispensable para una mejor y más rápida integración de los datos, que facilite la interpretación. Las formas de visualización, análisis e interpretación presentan una gran tendencia de usos en 3 y 4 dimensiones, en los diferentes métodos, por ejemplificar algunos se tiene los que a continuación se mencionan:

- GEOSOFT. Oasis Montaj. El cual permite relacionar las diferentes disciplinas en conjunto de todos los métodos geofísicos en una sola base de datos. El procesamiento de información puede ser llevado a cabo en el mismo, al igual que la visualización 2D, 3D.

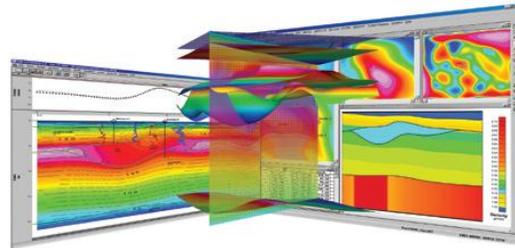


Fig. 41. Modelo elaborado con software Oasis Montaj.

- LEAPFROG. Sus gráficos son considerados como los mejores de la industria. Combina mapas, secciones transversales, polilíneas, puntos, perforaciones, y ahora los datos GIS en un entorno gráfico superior para crear una interpretación 3D realistas, coherentes y fiables de su sitio. Combinando esto con herramientas como la opción flexible de corte y la transparencia real de Leapfrog lo hace una valiosa herramienta para la creación rápida de un buen conocimiento de la Geología.

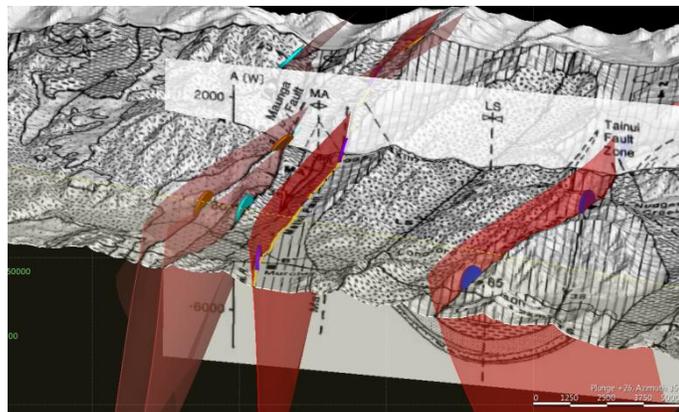


Fig. 42. Modelo elaborado con software LEAPFROG.

- VULCANO. Tiene la capacidad para la visualización de los datos de diseño y la cartografía, la información de sondajes geológicos, modelos reticulares, superficies y sólidos triangulados, modelos de bloques, estructurales y geotécnicos. Las herramientas de la investigación se incluyen en la revisión de las mediciones y los atributos asociados a los datos gráficos.

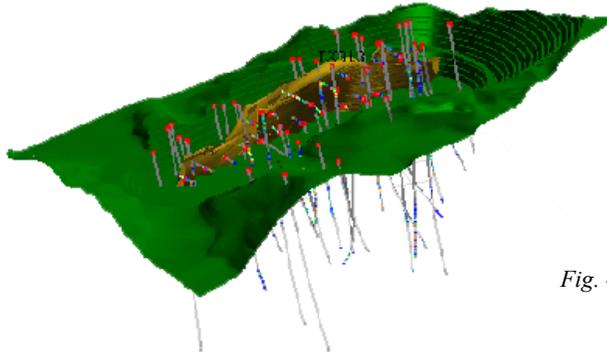


Fig. 43. Modelo elaborado con software VULCANO.

3.6. Programa General de Exploración Geotérmica.

No obstante que es difícil diseñar un programa de exploración general para cualquier proyecto geotérmico, debido a que cada caso tiene sus particularidades, vale la pena presentar este programa a manera de guía y sugerencia.

Los pasos a seguir son:

1. Elaboración de la cartografía geológica básica: modelo topográfico, plano litológico, vulcanológico y estructural. Como herramientas se deben utilizar imágenes de satélite o aéreas, modelos digitales de elevación y prospección de campo.
2. Si el área de estudio es grande y no se tienen zonas específicas identificadas, es conveniente realizar mediciones de emanación de gases del suelo, de temperatura sub-superficial o estudios radiométricos con percepción remota.

3. Identificación y muestreo de manifestaciones termales y zonas de alteración hidrotermal. Análisis químicos e isotópicos de las muestras. Procesado de los datos.
4. Estimación de la descarga natural de calor.
5. Estudio de gravimetría. Antes de llevar a cabo mediciones de campo, investigar si existe información disponible. Si el área a investigar es grande, se recomienda realizar un estudio aerogravimétrico; de lo contrario se llevan a cabo mediciones sobre el terreno. En este último caso, es muy importante realizar un levantamiento topográfico de precisión simultáneo.
6. Los estudios magnetométricos se levantan en conjunto con los gravimétricos. En zonas volcánicas, la magnetometría proporciona información de las unidades litológicas más someras e intrusivos ígneos. Sirve para definir la profundidad y forma del basamento ígneo. Está muy influenciada por los cambios topográficos abruptos, en este caso pueden hacerse levantamientos aeromagnéticos
7. Estudio de resistividad del subsuelo. Si no se han podido definir zonas específicas, se inicia con un estudio de carácter regional, con sondeos cada 2 km. Una alternativa, en esta etapa regional, es utilizar la técnica del potencial espontáneo, que es barata y rápida. Una vez identificadas las zonas de interés, se debe llevar a cabo una campaña con mayor densidad de sondeos. La técnica más recomendada es una combinación de sondeos AMT y MT. Si esto no es posible, se recomiendan sondeos TEM.
8. Perforación de pozos de gradiente de 300 a 500 m de profundidad. Medición del gradiente y flujo térmicos. Obtención de registros geofísicos de pozos e interpretación de porosidad, saturación de agua y permeabilidad.

9. Integración de un modelo conceptual del yacimiento y evaluación preliminar de su potencial, mediante modelos sencillos de estimación del calor almacenado en la roca y el fluido o de descompresión progresiva.

10. Localización de perforación de pozos profundos productores de vapor y posiblemente pozos inyectoros de agua.

Este sería un programa mínimo típico, al que habría que hacerle los ajustes pertinentes a cada caso. Se recomienda hacer exploración sísmica de reflexión.

CAPÍTULO IV.

REGISTROS GEOFÍSICOS EN POZOS GEOTÉRMICOS.

La exploración a profundidad con fines de explotación de energía geotérmica se enfoca en localizar roca con alta temperatura, mayor a 180 °C y de ser posible asociada a depósitos de agua caliente o vapor de agua en un ambiente de alta temperatura y altamente permeable. El ambiente de alta temperatura, especialmente el ambiente volcánico, representa un reto para los registros geofísicos de pozos, que han sido desarrollados para la industria petrolera.

El objetivo principal de la aplicación de los métodos geofísicos de exploración es obtener información cuantitativa del subsuelo, para esto es necesario efectuar una inversión de los datos crudos a un modelo geofísico estimado, para proporcionar una descripción de las condiciones subterráneas a partir de los datos observados. Las interpretaciones petrofísicas se utilizan para relacionar las mediciones geofísicas con las propiedades hidráulicas e hidrotermales. El primer paso es obtener modelos geofísicos confiables los cuales permitan trasladar las propiedades geofísicas en parámetros hidráulicos.

El almacenamiento y producción de fluidos, tales como agua, hidrocarburos o energía geotérmica se encuentran en cualquier tipo de roca, ya sean sedimentarias, ígneas o metamórficas, siempre y cuando desarrollen las características físicas adecuadas que permitan el almacenamiento y la movilidad de fluidos.

Un registro geofísico de pozo es toda aquella representación gráfica de una característica de las formaciones atravesadas por un pozo en función de la profundidad (R. Desbrandes). En Geofísica esta palabra es comúnmente relacionada con mediciones continuas que se llevan a cabo dentro de los pozos. Para efectuar dichas mediciones se utiliza una sonda que se mueve a una velocidad constante a lo largo del pozo, desde el fondo hasta la superficie del pozo. La señal proviene de la sonda localizada en el fondo del pozo, que esta conectada por un cable al equipo de superficie, en donde dicha señal es

registrada. Este registro mostrará los parámetros físicos medidos que van cambiando en función a la roca atravesada por el pozo.

4.1. Antecedentes.

El autor Rigby (1980) menciona que los registros geofísicos de pozos se desarrollaron inicialmente dentro de la industria petrolera entre los años 1927 y 1930, cuando existía una demanda creciente de servicios.

Las herramientas de registros geofísicos utilizadas en el área de exploración con fines petroleros, se han desarrollado a lo largo de décadas. Estas herramientas son inadecuadas para las condiciones ambientales que se observan durante el desarrollo de pozos geotérmicos, en parte porque los tipos de respuesta que se obtienen en rocas principalmente ígneas y metamórficas son distintos a las respuestas que se hayan dentro de la industria petrolera en rocas sedimentarias, y por otro lado debido a las distintas condiciones de yacimiento que poseen los pozos geotérmicos, sobre todo la alta temperatura mayor.

De acuerdo con Hirakawa y Yamaguchi (1981), las herramientas de registros geofísicos de alta temperatura deben desarrollarse para la evaluación del potencial geotérmico.

El desarrollo de herramientas de registros geofísicos en pozos geotérmicos se inició en 1974. Durante la primera etapa de este desarrollo (1976-1979) el límite de temperatura máxima alcanzado por las herramientas de registro fue de 275 °C, estas herramientas fueron probadas en yacimientos geotérmicos y se obtuvieron buenos resultados. En la segunda etapa (1980) la temperatura objetivo fue fijada a 350 °C.

Para 1979, ocho herramientas básicas de registro ya se habían desarrollado. Estas son:

- (1) Registro Eléctrico Multi-Espaciamento.
- (2) Registro Acústico P-S / Registro Caliper
- (3) Registro Microesférico Enfocado / Registro Caliper
- (4) Registro de Temperatura

- (5) Registro de Presión
- (6) Medidor de Flujo
- (7) Muestreador de Fondo de Pozo
- (8) Video de Pozo.

Para el año de 1980 el desarrollo geotérmico apenas había comenzado y era la única limitante para estimular el desarrollo de servicios especializados de mediciones en pozo dentro de la industria geotérmica. Sin embargo, mediante el desarrollo de los conocimientos necesarios para interpretar las características de los yacimientos geotérmicos a partir de las respuestas que se obtienen de los registros de pozos, el beneficio a la industria geotérmica y el desarrollo de los recursos geotérmicos se han acelerado.

En el reporte realizado por Sanyal et. al. (1977), se muestra que en la práctica las herramientas y las técnicas de interpretación de registros en pozos geotérmicos, son las mismas que se utilizan en pozos petroleros. Sin embargo, este enfoque ha demostrado que son inadecuadas e ineficaces en la mayoría de las áreas geotérmicas.

Los problemas aquí son de dos tipos:

- (1) Los asociados a los equipos de registro y operación, y
- (2) Los relacionados con las técnicas de interpretación de registros.

Las temperaturas que se encuentran en los pozos geotérmicos son normalmente más altas que en los pozos petroleros (a más de 175 °C ó 350 °F). En muchos pozos geotérmicos, algunos de los estándares de los registros no pueden ser adquiridos debido a la temperatura que se presenta, ya que es más alta que la temperatura máxima para la cual las herramientas de registro han sido diseñadas.

Las Compañías de servicios de Registros Geofísicos están empezando a desarrollar nuevas herramientas y nuevas técnicas de interpretación de registros de pozos geotérmicos. Como ejemplo se tiene a Schlumberger Wells Services, la cual ofrece una versión geotérmica de “SARABAND”, que es un software de interpretación para los pozos de

energía geotérmica empleada en el “Imperial Valley” en California y en el “Valle de Mexicali” en México. Dresser Atlas Corporation ha desarrollado recientemente un sistema de interpretación de registros para el campo de géiseres de vapor seco basado en los registros de rayos gamma, neutrones, densidad compensada, caliper y los de temperatura. Ambas compañías, además de otras que prestan los mismos servicios, también están comprometidas en el desarrollo de nuevas herramientas de registros geofísicos en pozos geotérmicos. Sin embargo, tanto el desarrollo de nuevas herramientas y nuevas técnicas de interpretación de registros geofísicos ha sido insuficiente, en comparación con las necesidades de la industria geotérmica.

Dentro de la industria petrolera, los registros geofísicos de pozos, son una tecnología que ha madurado y que se ha venido desarrollando a lo largo de las ocho últimas décadas. Comparado con esto, los registros geofísicos en Geotermia son apenas muy recientes.

4.2. Objetivos de los Registros Geofísicos.

Dentro de la industria geotérmica no se han desarrollado suficientes herramientas de registros geofísicos que se puedan aplicar a las condiciones ambientales de esos yacimientos, lo cual resulta ser una limitante para la caracterización de los yacimientos geotérmicos.

En general los registros geofísicos son rentables por dos razones, en primera porque proveen información del pozo, por lo que son muy importantes durante la perforación. En esta etapa los registros pueden ser evaluados y tomados en cuenta para la toma de decisiones y así evitar problemas específicos, para así lograr una perforación exitosa. En segundo lugar, pero no menos importante, los registros nos dan información sobre la estructura geológica, propiedades petrofísicas y rendimiento del sistema geotérmico penetrado por un pozo exploratorio.

El objetivo más importante de los registros geofísicos en pozos petroleros, es la determinación de la porosidad, permeabilidad y saturación de hidrocarburos. Por esta razón,

la mayoría de la actividad de investigación en esta área dentro de la industria petrolera se ha limitado al desarrollo de nuevas y mejores herramientas, así como técnicas de interpretación para la medición de la porosidad y la saturación de hidrocarburos.

Las diferencias fundamentales en los objetivos de las dos industrias de energía surgen a partir del hecho de que las rocas en donde se localizan los yacimientos petroleros presentan en su mayoría porosidad del tipo intergranular (primaria) y son relativamente suaves, estas rocas se encuentran a temperaturas inferiores a los 150°C (300°F) y los intervalos de interés presentan saturación de agua menor al 100 por ciento, mientras que los depósitos geotérmicos son generalmente del tipo de porosidad secundaria (por fracturamiento) que ocurre principalmente en rocas duras, como ígneas y metamórficas, y se encuentran a temperaturas superiores a los 150°C (300°F) y con una saturación de agua del 100 por ciento (y rara vez, de vapor).

Las evaluaciones de la litología, mineralogía y permeabilidad de un yacimiento son esfuerzos comunes para ambas industrias. Aquí también se producen diferencias básicas. La mayoría de los reservorios de petróleo se encuentran en rocas sedimentarias, al igual que pocos reservorios geotérmicos, que se producen en rocas sedimentarias como el Imperial Valley en California. La permeabilidad de los yacimientos geotérmicos es en gran parte controlada por fallas y fracturas. El predominio de las fracturas en yacimientos geotérmicos se debe a la misma naturaleza de las rocas ígneas y metamórficas, las cuales son duras, y a la actividad tectónica reciente en las áreas geotérmicas. Incluso un depósito geotérmico de tipo sedimentario a menudo sufre la intrusión ígnea profusa, metamorfismo de contacto y de alteración hidrotermal que resulta en un estado frágil y fracturado.

Algunos otros objetivos importantes de los registros geofísicos en pozos geotérmicos, tales como la evaluación de la calidad del agua, la temperatura de equilibrio de formación, las propiedades térmicas y elásticas de la formación, etc., han llamado relativamente poca la atención dentro de la industria del petróleo a causa de las diferencias fundamentales en los objetivos de ambas industrias.

4.3. Operación de los Registros Geofísicos.

El tiempo de vida de las herramientas de registro de uso común en la industria geotérmica se ha visto reducido considerablemente a causa de las altas temperaturas y la corrosión de los fluidos geotérmicos, aunque la herramienta sea adecuada para dicha temperatura. Las herramientas de los registros estándar más utilizados dentro de la industria petrolera son capaces de trabajar a temperaturas entre los 150°C y 180°C, actualmente los cables de registro de alta temperatura se encuentran disponibles, pero la mayoría de las herramientas aun no están disponibles para trabajar a dichas temperaturas.

La U. S. Geological Survey ha desarrollado algunas herramientas de registro de alta temperatura, de los cuales el registro Televiwer ha sido probado con éxito en muchos campos geotérmicos. Sin embargo la mayoría de estas herramientas de registro de alta temperatura todavía no están comercialmente disponibles y no han sido probadas ampliamente. Por lo tanto, estas herramientas de registro no están calibradas lo suficiente bajo estas condiciones tan extremas. Las averías y la pérdida de las herramientas son más frecuentes al efectuarse las operaciones de exploración geotérmica; los riesgos durante la perforación en agujero abierto altamente caliente y el costo de tiempo de equipo, a menudo conducen a una operación de registro apresurada, que a su vez, puede provocar problemas de funcionamiento, tales como una herramienta atascada o una mala calidad de datos de adquisición.

El progreso en el desarrollo de las herramientas de registro para altas temperaturas se ha realizado desde décadas pasadas. Sin embargo, la mayoría de estas se encuentran en la etapa de prototipo. Las mediciones en pozos a una temperatura mayor de 170°C se llevan a cabo con registros Amerada y Kuster.

4.4. Registros Geofísicos Aplicados a los Yacimientos Geotérmicos.

Cuando se realiza una perforación en la corteza terrestre es posible introducir las herramientas de registro en estos obteniendo „in situ“ las mediciones de las propiedades

físicas de las rocas localizadas a lo largo del pozo, así como, la temperatura y la presión contenida en este.

El propósito de los registros en pozos geotérmicos es comúnmente clasificado en tres categorías:

- i. El primer tipo contiene registros relacionados con las características del pozo, por ejemplo, el diseño, geometría y terminación del pozo.
- ii. La segunda categoría contiene los registros que son utilizados en el estudio de las formaciones rocosas y las fracturas que son atravesadas por el pozo.
- iii. Por último los registros que determinan la temperatura del pozo en el momento de efectuar la medición, la presión de los fluidos y la ubicación de los horizontes de interés que atraviesa el pozo.

Los registros geofísicos en pozos geotérmicos de mayor relevancia son los registros de temperatura, presión y molinete. La aplicación de estos registros es aún relativamente limitado en la exploración geotérmica en la mayoría de los países, excepto en Islandia que por encontrarse en un *rift* en donde las placas tectónicas se están separando, a partir de 1976 se ha llevado a cabo una investigación sistemática de los pozos geotérmicos. Los registros geofísicos más relevantes que se llevan a cabo durante las operaciones de perforación son: el de temperatura, caliper y los registros de CBL.

Los registros geofísicos mediante cable, suelen correrse en agujero descubierto en cada cambio de diámetro de barrena, cuando la etapa de producción se ha completado y cuando la profundidad final se ha alcanzado. También podrían utilizarse registros durante la perforación (LWD).

Algunos de los registros más importantes y que son frecuentemente utilizados en la actualidad durante las investigaciones en un yacimiento geotérmico son:

- El registro de temperatura, localiza las zonas y los puntos de interés para evaluar la tasa de incremento de temperatura del pozo después de terminada la circulación.

- El registro Caliper, ubica las zonas de cavernas y estima el volumen de cementación necesario para rellenar el espacio entre la tubería de revestimiento y la formación.
- Registros de resistividad (arreglo normal 16" y 64"), registro de porosidad neutrón-neutrón, y registro de rayos gamma natural, que son necesarios para evaluar las formaciones geológicas.

4.4.1. Registro de diámetro del pozo.

El registro de diámetro del pozo o registro caliper, es importante en el análisis de registros de pozos. Existen varios tipos de sondas de medición. El tipo ordinario es un calibrador de dos brazos, pero hay herramientas de hasta 60 dedos disponibles. Los brazos en todos los casos son motorizados, es decir, un motor eléctrico está presente dentro de la herramienta y es posible controlarlo, abrir o cerrar los brazos en la demanda que se requiera. Los brazos centralizan la herramienta en el pozo, y la posición de los brazos se detecta a través de una resistencia variable. Un registro caliper mide de forma continua desde abajo hacia arriba (Stefánsson y Steingrímsson, 1980).

Debido a que el cable posee un funcionamiento eléctrico y las sondas un funcionamiento electrónico en el fondo del pozo, en pozos de alta temperatura, la herramienta caliper sólo se puede usar después de haber enfriado el pozo con agua fría. En las actividades de perforación geotérmica, los registros caliper (fig. 44) se utilizan principalmente para:

- a. Detección de cavidades en el pozo. Y dirección de esfuerzos con ovalización.
- b. Medición del volumen del pozo con el fin de obtener una estimación del volumen de cemento necesario. Y determinación de espesor de enjarre para permeabilidad.
- c. Determinación de la colocación de la tubería de revestimiento del pozo.
- d. Inspección de daños en la pared del pozo ya sea durante la perforación o más adelante durante la vida útil de un pozo.
- e. Establecimiento de un fondo de referencia para la calibración de la profundidad de los registros litológicos, es decir, densidad - neutrón y rayos gamma.

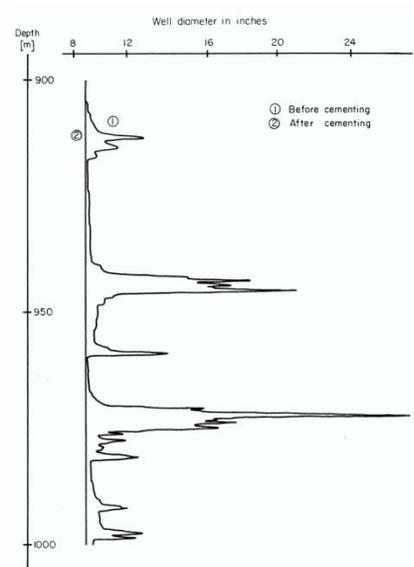


Fig. 44. Registro Caliper del pozo No. LN-12 localizado en Laugaland, Iceland. La curva 1 muestra las cavidades que presenta el pozo y la curva 2 muestra el diámetro del pozo entubado (Stefánsson & Steingrímsson, 1980).

4.4.2. Registro rayos gamma naturales.

4.4.2.1. La radioactividad natural de las rocas.

Las formaciones rocosas y los minerales contienen isótopos radiactivos que se desintegran continuamente emitiendo partículas radiactivas y radiación en el entorno. Estas son: partículas α y β , y radiaciones electromagnéticas (rayos γ). Los isótopos radiactivos que se encuentran principalmente en la corteza terrestre son el Potasio (^{40}K) y los que participan en la serie de desintegración del Uranio (^{238}U) y el Torio (^{232}Th). El isótopo ^{40}K emite rayos gamma de energía de 1.46 MeV a través de un proceso de desintegración, mientras que el Uranio y el Torio por desintegración en serie emiten las partículas α y β , y rayos γ en diferentes proporciones y con energías diferentes en cada etapa de la serie. El espectro de energía de rayos γ de todos los isótopos se muestra en la figura 45.

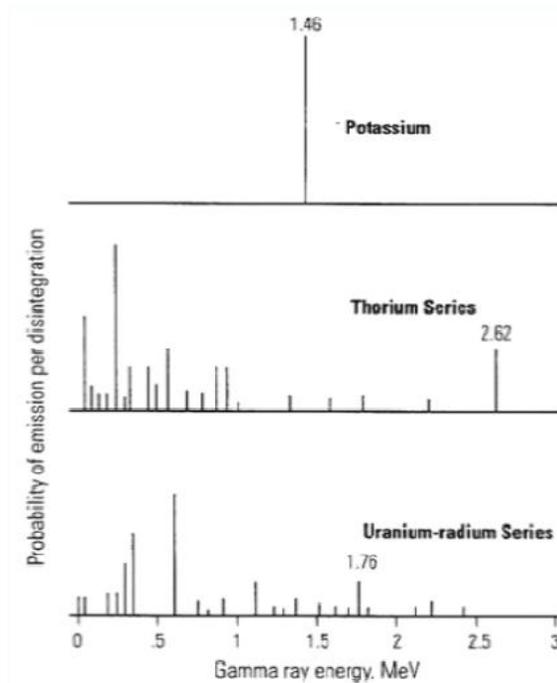


Fig. 45. La distribución de energía de rayos gamma de los tres isótopos naturales radiactivos, (Steingrímsson, 2011).

Los isótopos radiactivos se encuentran en cantidades muy pequeñas en la constitución de roca y sedimentos. Sus concentraciones varían mucho a lo largo de la corteza terrestre en varios órdenes de magnitud (Hearst y Nelson, 1985).

En las rocas sedimentarias las concentraciones relativas de los tres elementos es variable, pero la concentración total de los isótopos radiactivos son diferentes para los distintos sedimentos y por lo tanto también la radioactividad.

4.4.2.2. El registro de rayos gamma.

Aunque la concentración de isótopos radiactivos es muy baja, la radiactividad de rayos γ de las formaciones de roca es fácilmente detectable. Las partículas α y β tienen una longitud de penetración corta en fluidos y materiales sólidos, y este tipo de radiactividad no puede ser detectada en los pozos. La medición de la radiación γ en los pozos es realizada por el registro de rayos gamma naturales y se introdujo por primera vez en 1930 al perforar pozos petroleros y fue el primer registro geológico no eléctrico. El registro de

rayos gamma es una medida pasiva, donde un detector se baja dentro del pozo para registrar la radiación natural de las formaciones geológicas circundantes.

Investigaciones en Islandia muestran que la actividad de rayos gamma en la roca volcánica está relacionada con el contenido de SiO_2 de la roca (Mostaghel B., 1999). La evidencia Geoquímica apoya esta correlación como el aumento del contenido de isótopos radiactivos al pasar de rocas ígneas básicas a ácidas. Los cuatro tipos básicos de detectores utilizados desde el inicio de la radiación de registro son:

- a. Cámara de ionización;
- b. Detector Geiger – Müller (G-M);
- c. Contador proporcional, y
- d. Detector de centelleo

El detector G–M mide la intensidad de rayos gamma totales, y el contador de centelleo puede registrar el espectro de energía de la radiación gamma. Los sistemas de G-M se encuentran todavía en uso, pero los detectores de centelleo son más comunes (Wood et al., 1974). Aproximadamente el 90% de la medición de rayos gamma se observa dentro de las primeros seis pulgadas de profundidad de investigación de la formación. El efecto de la cubierta de cementación, reduce la cantidad total de rayos gamma disponibles para la medición, pero en general no deteriora la información útil proporcionada por esta medida.

La unidad API de rayos gamma ha sido adoptada en toda la industria como la unidad oficial de medición de rayos gamma del Instituto Americano del Petróleo de la Universidad de Houston. La unidad de rayos gamma de la API se define como 0.5% de la diferencia en la tasa del conteo registrado entre las zonas de baja y alta radiactividad en el pozo de prueba del API (fig. 46). Los registros de rayos gamma se calibran en campo en cada pozo, utilizando un calibrador radiactivo colocado a una distancia específica del detector. Esta fuente de prueba emite un número determinado de unidades de API de rayos gamma.

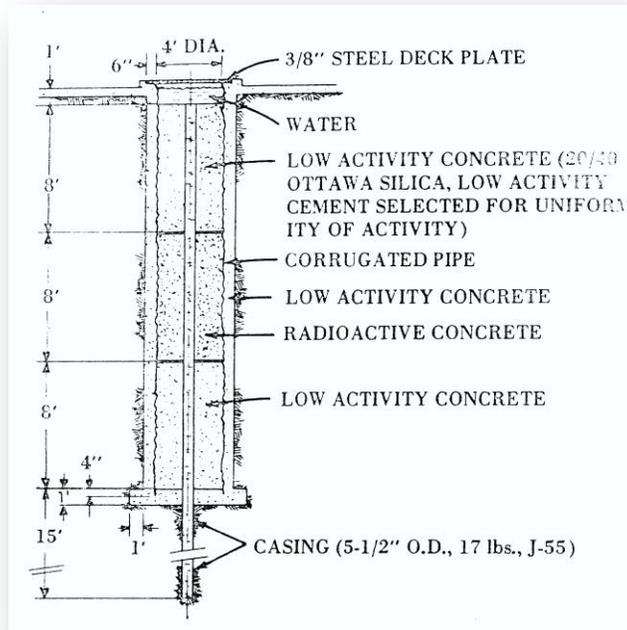


Fig. 46. Calibrador de rayos gamma propio del Instituto Americano del Petróleo (API), pozo localizado en la Universidad de Texas en Houston. (Stefánsson and Steingrímsson, 1990).

4.4.2.3. Aplicaciones del registro de rayos gamma.

El registro de rayos gamma es un método muy bueno para la identificación de las capas ácidas en el basamento y establece una correlación entre los pozos.

La aplicación de los registros de rayos gamma se basa en la variación de las concentraciones de isótopos radiactivos que se presenta de un tipo de roca a otro y también, que las rocas ácidas son más radiactivas que las rocas basálticas.

El análisis de los registros de rayos gamma que se lleva a cabo se puede dividir en los pasos siguientes:

- El registro de datos es revisado y se convierte en unidades API de rayos gamma, se usa la escala a profundidad de correlación con otros datos geológicos del pozo antes de que el registro se almacene en una base de datos.
- El registro de rayos gamma se traza en paralelo con otros registros geofísicos, el caliper y la sección geológica obtenida a través del análisis de los cortes de perforación. Las unidades de la formación que muestra la radiactividad elevada son identificados y se localizan los límites de los contactos y el espesor de las capas. Las unidades de radiactividad alta deberán coincidir con rocas ácidas (dioritas, andesitas, riolitas) en la sección geológica basada en los cortes de perforación, pero las variaciones de la radiactividad también puede estar relacionadas con altas concentraciones de isótopos radiactivos, en intercalaciones sedimentarias en un cúmulo de basalto o en una formación de intensa alteración hidrotermal.
- El registro de rayos gamma es corregido por los efectos de pozo y por las relaciones entre la radiactividad y la acidez de las rocas ígneas.

4.4.3. Registro porosidad neutrón – neutrón.

4.4.3.1. Dispersión de los neutrones en las formaciones rocosas.

El neutrón es una partícula elemental eléctricamente neutra de aproximadamente la misma masa que un protón. Los neutrones se encuentran en el núcleo de los elementos atómicos, se generan en la descomposición de los isótopos radiactivos. Los neutrones libres son partículas transitorias que interactúan con la materia a través de colisiones elásticas e inelásticas. Los neutrones golpean el núcleo y lentamente disminuyen su velocidad térmica antes de ser absorbido por un núcleo, que a su vez se convierte en radiactivo y se desintegra emitiendo una radiación gamma. El espesor al cual los neutrones rápidos se retrasan a velocidades térmicas depende de la composición química del medio a través del que viajan.

En las formaciones de roca, el proceso de desaceleración está dominado por las colisiones elásticas entre los neutrones y los núcleos de los alrededores, hasta que se

alcanza el estado térmico. Se sabe, por la teoría de la colisión, que la partícula entrante le cede energía cinética al chocar con una partícula de masa similar. El núcleo de masa cercana a la masa de los neutrones es el núcleo de Hidrógeno, que consta de un sólo protón. Los átomos de Hidrógeno en las formaciones se encuentran principalmente en las moléculas de agua. El proceso de desaceleración de los neutrones rápidos en las formaciones rocosas, por lo tanto, es controlado principalmente por la abundancia de agua en los alrededores, tanto en los poros como en fracturas de las formaciones rocosas o al agua ligada en minerales, es decir, minerales con alteración geotermal en el caso de la energía geotérmica. De ahí el término "registro de porosidad neutrón", que no es muy exacto y es más correcto referirse como un registro que mide el contenido de Hidrógeno total de la formación, como el agua por volumen. Este efecto del agua de la formación en la desaceleración de la rapidez de los neutrones, es el principio físico básico en el cual se basa la técnica de registro para evaluar la "porosidad" de las formaciones rocosas.

4.4.3.2. El registro de porosidad neutrón,

Una herramienta sencilla de registro de porosidad neutrón (fig. 47) consiste en una fuente de neutrones que emite neutrones de alta energía y un detector (a veces dos), sensible a los neutrones térmicos, que se encuentra en la sonda a una distancia apropiada de la fuente de neutrones (~ 30-40 cm). La herramienta de detector doble se llama herramienta de compensación de neutrones, donde el detector lejano está a 60 cm de la fuente.

El registro de neutrones es a menudo una contraparte estándar del registro de rayos gamma. Esta combinación proporciona información en cuanto a la litología y la porosidad de las rocas. El registro de neutrones se puede obtener tanto en pozos entubados y sin entubar, y registra al mismo tiempo que el GR.

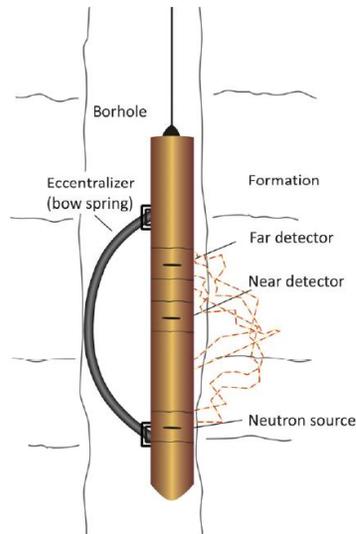


Fig. 47. Herramienta de registro de porosidad neutrón. (Steingrímsson, 2011).

El registro de porosidad neutrón-neutrón responde a la propiedad fundamental del índice de Hidrógeno de la formación. Si todo el contenido de Hidrógeno de la formación se encuentra en forma líquida, y si este líquido ocupa completamente el volumen total del poro, el contenido de Hidrógeno es un índice de porosidad. Por lo tanto, un registro de neutrones se puede utilizar para determinar la porosidad.

El registro de datos se calibra y se convierte a unidades de neutrones API. La escala de profundidad se correlaciona con otros registros y se almacena en una base de datos. El registro se traza en paralelo con otros registros del mismo pozo para determinar la estratigrafía de la sección litológica y la comparación con otros registros.

Cabe señalar, que los neutrones no distinguen entre los protones que forman parte del agua de la formación y el agua ligada contenida de minerales. Esto es de particular interés en los registros geotérmicos, pues la alteración hidrotermal es un proceso de formación de minerales con agua ligada. Además, el contenido de agua de los minerales secundarios que se forman con frecuencia en las fisuras de las rocas geotérmicas es a menudo elevado.

Una interpretación más profunda del registro de neutrones es un aumento de los efectos de pozo que influyen en la respuesta de registro. Se trata principalmente de los efectos

causados por el agua en el pozo. Este efecto se debe restar del registro para obtener la "verdadera" señal de la formación. Las curvas de calibración correspondientes a los registros de porosidad neutrón se han desarrollado en la industria del petróleo basándose en la medición de porosidad de los núcleos y los registros de neutrones, así como el registro de resistividad. Estos definen lo que se llama "la porosidad en calizas" y son bastante exactas para rocas sedimentarias de yacimientos petroleros.

Un ejemplo de estas curvas se muestra en la fig. 48; estas curvas se han utilizado en Islandia desde años atrás para estimar la porosidad de las formaciones rocosas de los registros de neutrones. Sin embargo, las formaciones en Islandia son de rocas ígneas y lo que no es obvio es que la calibración en calizas sea totalmente válida para rocas ígneas, donde el aporte de agua ligada a la "porosidad" puede ser muy diferente. Sin embargo, la comparación de los datos de los registros de neutrones en las rocas calizas e ígneas indican que la diferencia entre la porosidad de las calizas y la porosidad de las rocas ígneas no debe ser superior al 3% (Czubek, 1981).

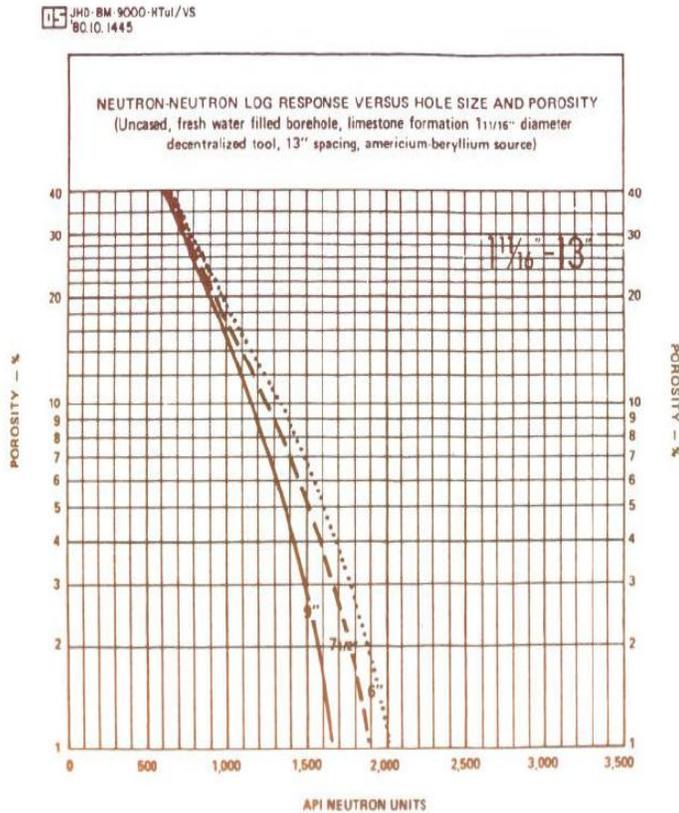


Fig. 48. Registros de porosidad neutrón-neutrón de roca caliza, ejemplo de curvas de calibración de pozos con diámetros de 6", 7.5" y 9". (Steingrímsson, 2011).

Un proceso convencional de neutrones sigue esta secuencia generalizada: Una fuente de neutrones química en el fondo del pozo (por lo general, las fuentes de neutrones son mezclas de Americio y ${}^9\text{Be}$ (Berilio) o rayos alfa que emiten los elementos radiactivos como el Radio (${}^{226}\text{Ra}$)) emite un flujo continuo de neutrones energéticos. Estos neutrones se reducen en energía a medida que migra esféricamente alejándose de la fuente, a través del pozo y en las rocas. En un nivel de energía muy bajo, finalmente, los neutrones son absorbidos por los núcleos de Hidrógeno de los componentes del pozo y la formación. Un sensor de radiación detecta los neutrones de baja energía o la radiación gamma resultante de la absorción de neutrones lentos. Por ejemplo, una cápsula de neutrones fuente de Radio-Berilio con 300 miliCuries (mCi) de actividad genera unos 4,5 millones de neutrones por segundo con las energías de 1 a 13 MeV, con un promedio de 4.5 MeV.

La colisión elástica de los neutrones con los núcleos en el pozo y las rocas circundantes conduce a una pérdida gradual de la energía. La pérdida de energía está en función de dos variables, el ángulo de colisión y la masa relativa del núcleo golpeado. Puesto que los átomos de Hidrógeno son relativamente abundantes y casi iguales en masa a los neutrones, son los principales responsables de la reducción de neutrones de alta energía a su estado térmico. Un neutrón en el nivel de energía térmica se encuentra en un estado de equilibrio con los átomos circundantes. En seguida, se someterá a las colisiones al azar hasta que finalmente es absorbida (capturado) por un núcleo de Hidrógeno golpeado, generándose rayos gamma que normalmente son emitidos por el núcleo absorbente. Si el detector es sensible a los rayos gamma capturados o a los neutrones lentos, la medida es un indicativo de la cantidad relativa de Hidrógeno en las rocas. Por lo tanto, la alta porosidad es indicada por una tasa baja de conteo de neutrones y viceversa.

Una API de la unidad de neutrones se define como 1/1000 de la diferencia entre el cero de la herramienta y la desviación del registro que es opuesto al 19 por ciento de la porosidad de la roca caliza Indiana en el pozo de calibración de la Universidad de Houston.

4.4.4. Registro de resistividad normal.

4.4.4.1. Resistividad de la formación.

El conocimiento de la resistividad de las rocas es de gran importancia dentro de la exploración Geotérmica. La actividad geotérmica llega a influenciar la resistividad de la formación por medio de la actividad hidrotermal de las rocas en donde la alteración mineral presenta diferentes valores de resistividad.

Los minerales conductores, por ejemplo esméctitas y la mezcla de diferentes capas de arcilla, son formadas a temperaturas de 50°C a 230°C. Los minerales que son formados en yacimientos de alta temperatura poseen valores de alta resistividad, ejem. clorita, epidota). Esto explica el porqué los sondeos electromagnéticos efectuados en la superficie (TEM y MT) son los principales métodos geofísicos de exploración somera,

La resistividad específica de las rocas del yacimiento es el resultado de dos diferentes contribuciones, la resistividad de la roca matriz y la resistividad del fluido de la formación. Una matriz de roca ígnea es generalmente un mal conductor eléctrico a temperaturas geotérmicas, con valores típicos de resistividad específica en el orden de 10^4 a $10^6 \Omega\text{m}$. Los fluidos geotérmicos, aún los de baja salinidad, generalmente son más conductivos que la roca matriz ($<10 \Omega\text{m}$), por lo tanto, la resistividad del fluido definirá así la resistividad de las formaciones del reservorio, excepto cuando presente muy baja porosidad en las rocas ($\ll 1\%$) o en rocas muy conductivas.

El valor de resistividad de la formación depende, por tanto, de la porosidad (contenido de agua), así como la salinidad y la temperatura del agua. Las observaciones de los diferentes tipos de rocas, conducen a una ley empírica con la fórmula:

$$R_o = F * R_w \quad \text{Ec. 4.1}$$

donde F es llamado el factor de formación, R_o y R_w son la resistividad de la formación saturada con agua, y la resistividad del fluido poral, respectivamente. La fórmula de Archie es una de las más conocidas:

$$F = a * \Phi^{-m} \quad \text{Ec. 4.2}$$

donde a es el factor de tortuosidad, Φ es la porosidad y m es el exponente de cementación que es una constante.

Las constantes a y m se obtienen de una aproximación a partir del mismo tipo de rocas que presentan porosidades similares (intergranular e intercrystalina). Para calizas, que es un tipo de roca común en los yacimientos de petróleo, los valores típicos para $a \sim 1$ y $m \sim 2$, tomando como base las mediciones de muestras de núcleos, registros de resistividad y los estudios empíricos. Las rocas ígneas fracturadas son el tipo de roca más común en los yacimientos geotérmicos. Las relaciones de resistividad-porosidad se han determinado a partir de formaciones basálticas fracturadas en Islandia. Se ha encontrado un exponente de cementación de $m \sim 1$ en la mayoría de los casos y en intercalaciones sedimentarias en

lavas basálticas se ha encontrado un factor de cementación de $m \sim 2$ (Stefansson et al, 1982). La constante “a” parece ser variable en las formaciones de rocas ígneas y los valores que se han reportado van de 1 a 15 (Stefansson et al, 1982, y Stefansson y Steingrímsson, 1980).

4.4.4.2. Registros de resistividad.

Las propiedades eléctricas del fluido definen la resistividad de la roca del yacimiento, ya que presentan una conductividad media del fluido de formación, como el agua termal de $1.10 \Omega\text{m}$. Este valor depende de la porosidad, así como la temperatura y la salinidad del agua.

Existen varias técnicas de medición utilizadas en la actualidad para medir la resistividad de las formaciones que son atravesadas por los pozos. Dos tipos de arreglos de electrodos son comunes en los sondeos resistivos, el dispositivo normal y dispositivo lateral. La configuración que se ha utilizado en Islandia, es la herramienta normal de registro de resistividad. Este es un arreglo de cuatro electrodos, de los cuales dos están fijos en la sonda de registro. El tercer electrodo se coloca en la superficie y la armadura del cable de registro se utiliza como el cuarto electrodo. La cabeza del cable y los primeros 20-25 m están aislados eléctricamente por la bridle, esta disposición de los electrodos se muestra en la fig. 49. El electrodo A y el electrodo M están en una sonda, que está suspendida en el extremo del cable de registro. Electrodo B y N se colocan lejos de A y M, y están en la superficie de la Tierra o en el cable a una distancia lejana de la sonda.

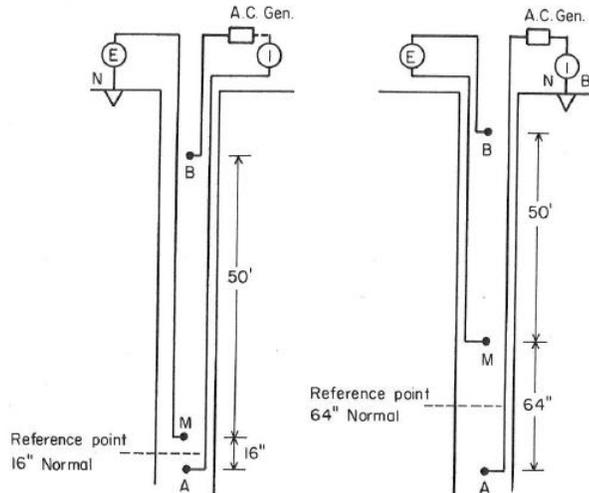


Fig. 49. Configuración del registro de resistividad normal corta y larga (Stefánsson & Steingrímsson, 1980).

La distancia AM es de distancia conocida. El punto de atribución de la medición es el punto medio entre A y M. La sonda de resistividad más usual se compone de dos dispositivos, normal con espaciamentos de 16" (normal corta) y de 64" (normal larga). En condiciones ideales, el radio de investigación está en el orden de el espaciamento. Suponiendo un medio infinito y homogéneo, la resistividad aparente ρ de la formación está dada por la siguiente ecuación:

$$\rho = 4\pi AM \frac{V}{I}$$

Ec. 4.3

donde: ρ es la resistividad aparente del medio infinito y homogéneo (en metros·ohm).

NOTA.- en la interpretación de registros de pozos, se utiliza R como resistividad y ρ para densidad.

AM es la distancia entre los dos electrodos A y M en la sonda de registro.

I es la corriente eléctrica que fluye entre los electrodos A y B

V es el potencial eléctrico medido en el electrodo M.

El medio que rodea a una sonda de registro en un pozo no es ni infinito ni homogéneo. El pozo atraviesa las formaciones rocosas que presentan cambios en pocos metros. La relación anterior no posee plena validez y la resistividad obtenida mediante la relación va a mostrar un valor promedio de resistencia dentro del radio de investigación que alcanza la herramienta de resistividad. Este valor se denomina resistividad aparente y el registro de resistividad normal aparente muestra las variaciones de dicha resistividad y no así la resistividad verdadera de la formación. Para obtener la resistividad verdadera se deben corregir los valores aparentes por efectos de pozo (resistividad de fluido y diámetro) y limitándola de acuerdo al espesor de las capas de las unidades litológicas adyacentes.

4.4.4.3. Aplicaciones de los registros de resistividad.

Los análisis y aplicaciones de los registros de resistividad se puede dividir en etapas. El primer paso incluye una observación cualitativa de los datos y la comparación con otros registros de información geológica. Para ello, el registro se grafica junto con otros registros, el caliper y con la sección geológica obtenida a través del análisis de cortes de perforación. El registro de datos se utiliza para definir y localizar con precisión el contacto entre las diferentes capas y para determinar los espesores. Los resultados ayudan en la correlación a profundidad de los recortes de perforación y a complementar la sección geológica. Los valores de resistividad aparente se comparan con la descripción geológica sobre la base de los recortes de perforación y se evalúa si el análisis geológico, tipos de rocas, es correcto. Una notable diferencia de resistividad se observa por ejemplo entre las lavas volcánicas y las unidades de intrusivos, lo que ayudará a los geólogos en la diferenciación entre estos tipos.

Una evaluación más profunda y cuantitativa de los registros de resistividad es eliminar los efectos de pozo mediante correcciones y para determinar la resistividad verdadera de la formación en forma gráfica o analítica, y después a través de la ecuación de Archie, calcular los valores de la porosidad de las diferentes unidades de formación.

Por último, la distribución general de la resistividad en una escala a mayor profundidad se compara con los resultados de los sondeos de resistividad superficial (TEM y MT), y se correlacionan en profundidad dichos modelos de resistividad.

La discusión sobre los registros de resistividad sólo se ha dado en el registro eléctrico normal. Este registro se ha aplicado cerca de cien años en el desarrollo del petróleo, en las aguas subterráneas y la exploración geotérmica. Varios registros eléctricos se han ido desarrollando en ese tiempo. En las herramientas como el laterolog la corriente eléctrica se enfoca en la formación, esto para minimizar los efectos de pozo que pueden afectar al registro normal resistivo cuando el fluido del pozo es muy conductor. Por otro lado, el registro laterolog posee un radio de investigación más grande sobre la formación donde la corriente eléctrica se concentra y penetra más profundamente en todo el pozo. Otro ejemplo de una herramienta eléctrica es el micro-laterolog (ML), una herramienta con dos patines que son empujados contra la pared del pozo. Una almohadilla está equipada con electrodos para medir la resistividad de la capa más cercana de frente a la almohadilla. El ML tiene una profundidad de investigación muy corto, pero posee muy alta resolución de los estratos de la formación. El registro ML se utiliza para medir la resistividad en la zona invadida por los lodos de perforación, pero también revela las fracturas que atraviesa el pozo. Estas herramientas se utilizan principalmente en la industria del petróleo, pero el ML podría ser una herramienta muy útil en la investigación geotérmica para el estudio de las fracturas.

4.4.5. Registro de video de pozo.

La permeabilidad de las rocas ígneas de los yacimientos geotérmicos es predominantemente por fracturas a diferencia de muchos yacimientos sedimentarios, donde la permeabilidad predominante es la de la matriz. Por lo tanto el mapeo de fracturas permeables en los yacimientos geotérmicos, es muy importante. Varias herramientas de registro se han desarrollado con el fin de estudiar las fracturas que son atravesadas por los pozos. Estas herramientas crean una imagen, una especie de "fotografía" de la pared de los pozos, revelando las fracturas y las diversas características de la geología visible en la imagen. Una herramienta de este tipo es el registro telespectador (televiwer) de pozo, una

herramienta acústica, que se desarrolló en la industria del petróleo en 1970 y se ha utilizado con éxito en Islandia durante algunos años, con el objetivo principal de mapear las fracturas permeables en pozos geotérmicos.

4.4.5.1 El televiewer de pozo.

El registro televisor de pozo es una herramienta que registra una imagen acústica de la perforación y de la pared del pozo. La herramienta consiste en (1) un transductor acústico que actúa como un transmisor y un receptor de una señal, que se envían desde la herramienta directamente y se refleja en la pared del pozo hacia el transductor, (2) un motor hace girar el transductor de manera que la señal reflejada se obtiene de la circunferencia del pozo (la herramienta está centralizada en el pozo) y (3) un magnetómetro (o una brújula en equipos antiguos) para proporcionar información sobre la orientación de la herramienta con respecto al campo magnético de la Tierra y los acelerómetros en 3D para determinar la desviación de la vertical (fig. 50). La señal del transductor consta de 1,500 pulsos acústicos muy cortos por segundo, el motor gira al transductor a 7.3 revoluciones por segundo, mientras que el registro del pozo trabaja a una velocidad de 2.1 m/minuto.

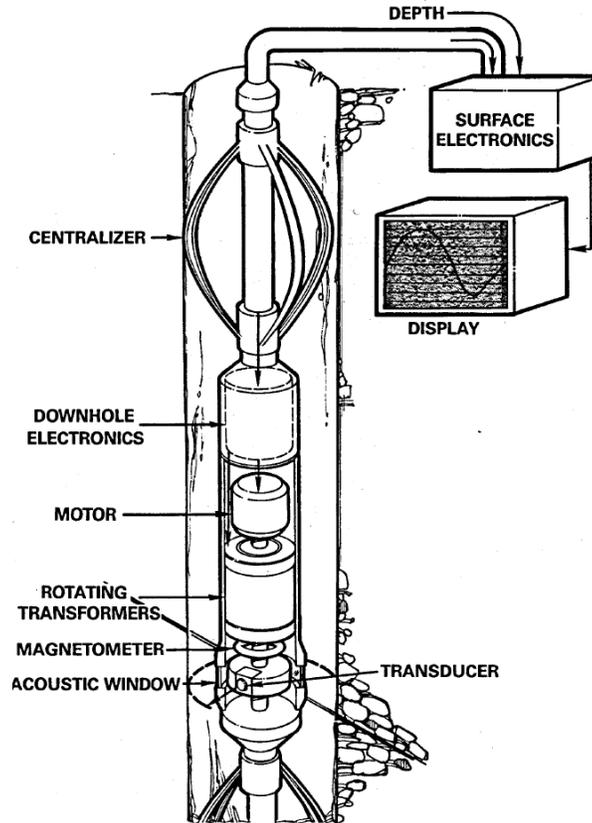


Fig. 50. Registro borehole televiewer (BHTV). (Steingrímsson, 2011).

4.4.6. Registro de imágenes microresistivas de formación de pozo completo.

La herramienta de imágenes microresistivas de pozo FMI (* marca de Schlumberger) consta de cuatro brazos ortogonales, cada uno con un patín y un alerón con 24 electrodos, que hacen un total de 192 y permiten la adquisición de curvas de conductividad que posteriormente son procesadas y transformadas en imágenes microeléctricas de la pared del pozo (fig.51).

Cuenta con circuitos especiales que se encuentran centrados, lo que asegura que la mediciones de la corriente sean de la formación, donde se modulan en amplitud con la conductividad de la formación para producir señales de baja frecuencia que evidencia la información petrofísica y litológica.

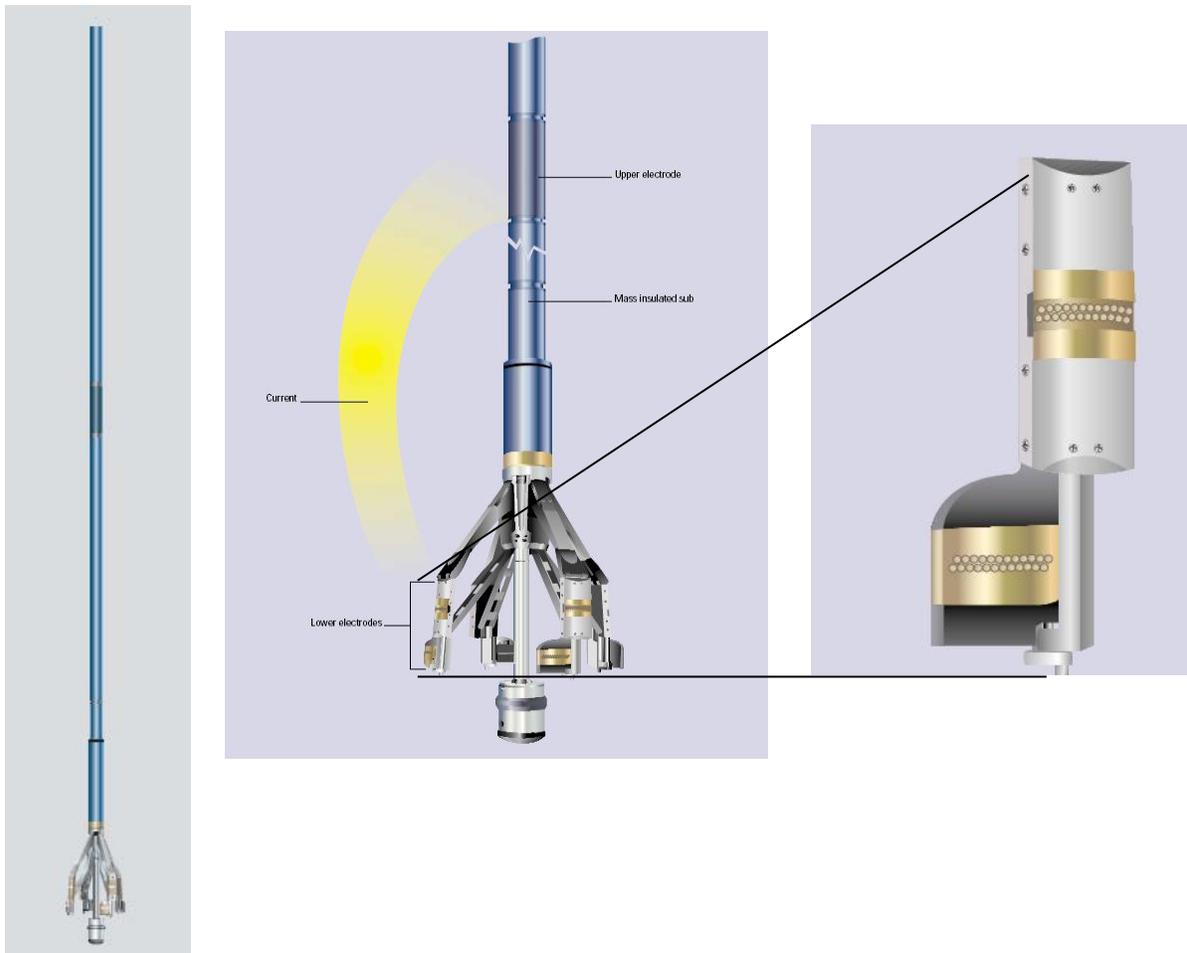


Fig. 51. Registro de FMI.

(http://www.slb.com/~media/Files/evaluation/product_sheets/wireline_open_hole/geology/fmi_ds.ashx, 2011).

La orientación de los patines y alerones, así como los movimientos de la herramienta a lo largo del pozo están controlados por tres magnetómetros y un acelerómetro triaxiales; con la información que estos proporcionan se determina la posición precisa de la herramienta en el espacio y por lo tanto la de los rasgos geológicos que esta detecta.

A cada 0.2 pulgadas de movimiento del cable se obtiene una muestra de resistividad por todos los electrodos, dándole a las curvas resultantes una resolución vertical de 5mm, que junto a la cobertura perimetral de casi el cien por ciento proporciona imágenes o mapas de

resistividad de la pared de pozo, de gran nitidez y continuidad, en las cuales son evidentes una gran variedad de características estructurales y texturales de las rocas registradas.

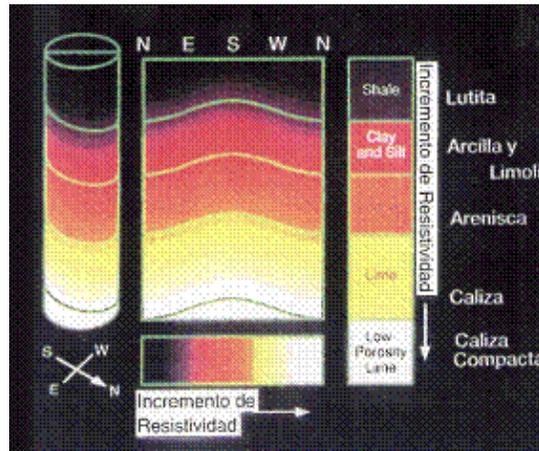


Fig. 52. Generación de código de colores para leer imágenes FMI. (Schlumberger).

El código de colores para leer imágenes de FMI indica con tonos claros bajas conductividades y en la medida que las imágenes se tornan más oscuras se identifican conductividades cada vez mayores (fig. 52).

Las altas conductividades pueden ser ocasionadas por minerales conductores de la corriente eléctrica, como cierto tipo de arcillas, pirita y también la presencia de filtrado de lodo no resistivo en fracturas, cavidades de disolución o en cualquier tipo de espacio poroso, obscureciendo la imagen.

Los echados de los elementos geológicos planares como: la estratificación, fracturamiento, fallamiento, discontinuidades sedimentológicas (discordancias, estilolitas etc.) que son los rasgos más importantes, se observan en las imágenes como sinusoides (fig. 53). La dirección del echado de los eventos observados es dada por la orientación que tenga la parte más baja de la sinusoide analizada.

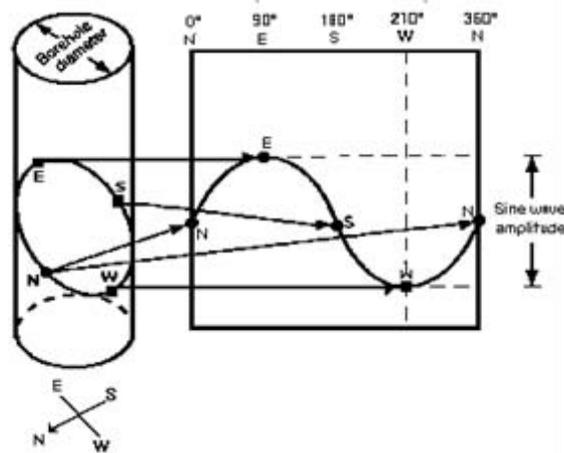


Fig. 53. Orientación de planos. (Schlumberger).

La combinación de la medición del diámetro de pozo junto con el diseño de los patines y la alta velocidad del sistema de telemetría produce una resolución vertical y azimutal de 0.2 pulgadas (0.51 cm) para la herramienta FMI. Esto significa que las dimensiones de una característica mayor a 0.2 pulgadas puede estimarse a partir de la imagen. El tamaño de las características menores de 0.2 pulgadas se estima mediante la cuantificación del flujo de corriente hacia el electrodo. Los detalles más finos como los que miden aproximadamente 0.002 pulgadas (0.051 mm) cuando los espacios entre las fracturas se llenan de fluidos conductores son visibles en las imágenes FMI.

Las respuestas proporcionadas por la herramienta FMI ayudan en la comprensión de la estructura, identificación y evaluación de las características y fracturas del yacimiento; ayudan a visualizar la textura de la roca y a complementar los programas de extracción de muestras. Los datos adquiridos con la herramienta FMI son cada vez más utilizados para el análisis geomecánico del yacimiento. La perforación inducida por características tales como los derrumbes, son fácilmente identificados en combinación con el análisis tensorial de los esfuerzos, la información del FMI se utiliza para controlar los problemas de estabilidad del pozo y orientar el diseño del programa de lodo.

4.4.6.1. Aplicaciones del registro FMI.

- ❖ En Geología estructural ayuda a :
 - Identificar echados estructurales, incluso en formaciones fracturadas y conglomeráticas
 - La detección y determinación de las fallas
 - Características sedimentarias
 - Direcciones de paleocorrientes
 - Definición y caracterización de los cuerpos sedimentarios y sus límites
 - El reconocimiento de anisotropía, barreras y conductos permeables
 - Reconocimiento y evaluación de estratos delgados del yacimiento

- ❖ Textura de la roca:
 - Perfil vertical cualitativo del tamaño de grano
 - Determinación de la textura de los carbonatos
 - Detección y evaluación de la porosidad secundaria
 - Detección y evaluación de sistemas de fracturas

- ❖ Complemento los núcleos y a las pruebas de la formación:
 - Estableciendo profundidad y orientación de los núcleos
 - Descripción de intervalos no muestreados
 - Aporta información sobre el yacimiento antes de que el análisis de núcleos esté disponible
 - Correlación a profundidad de las muestras de núcleos con la pared lateral y el probador modular dinámico de la formación

- ❖ Geomecánica:
 - Identificación y análisis de las características por perforación inducida
 - Los datos de calibración para el modelo mecánico del subsuelo (MEM)
 - Selección de peso de lodo
 - Dirección de esfuerzos

- ❖ Flujo de trabajo para la caracterización de yacimientos:
 - Modelos determinísticos de modelos de yacimientos
 - Guía para la distribución de los modelos estocásticos para el modelado de yacimientos
 - Poblamiento real de modelos de yacimientos con parámetros petrofísicos

4.4.6.2. Ventajas del registro FMI.

1. Proporciona una metodología para el análisis estructural (determinación de fallas, sistemas de fracturas, etc.).
2. Caracterización de cuerpos sedimentarios (capas delgadas, laminaciones, tipo de estratificación etc.).
3. Posee sensores de alta resolución que permiten resaltar la textura de la roca.
4. Permite realizar una evaluación de la porosidad secundaria (fracturamiento, barreras impermeables, disolución entre otras).
5. Sienta las bases para el establecimiento de estudios sedimentológicos.

4.4.6.3. Interpretación del registro FMI.

Durante la interpretación en la imagen eléctrica se trata de buscar analogías entre los valores de conductividad o resistividad representada por una escala de colores, que no sólo está en función de la litología sino también en función de la presencia de fluidos, así como del fracturamiento, porosidad y permeabilidad de la roca. La interpretación de imágenes de resistividad se basa en el reconocimiento y determinación de eventos geológicos entre los que figuran el fracturamiento, definición de capas, así como rasgos texturales, que permitan realizar asociaciones geológicas y determinar ambientes de depósito, condiciones de depositación primaria, dirección preferencial de esfuerzos de deformación, y evaluar cualitativamente características petrofísicas de la roca.

CAPÍTULO V.

INTERPRETACIÓN DE LOS REGISTROS GEOFÍSICOS EN POZOS GEOTÉRMICOS

5.1. Información Obtenida de los Sistemas Geotermiales

La obtención de la información sobre los sistemas geotermiales, es el principal objetivo de los registros en la exploración geotérmica. Esto es muy común desde el punto de vista económico, si es considerado el sistema geotermal o el yacimiento geotérmico como el recurso a utilizar.

A partir de los registros geofísicos de pozos y con la ayuda del análisis de núcleos, el análisis de la geología regional, geología local, geología estructural, tectónica y los diferentes métodos geofísicos, en los pozos geotérmicos conviene obtener:

- Litología (profundidad y espesor de la formación).
- Porosidad (primaria y secundaria).
- Permeabilidad (absoluta y relativa).
- Salinidad del agua de la formación.
- Composición química del fluido.
- Temperatura del yacimiento.
- Zonas de alteración hidrotermal.
- Cantidad de fracturas.
- Cantidad y calidad de los fluidos.
- Espacio intergranular.
- Geometría del pozo.
- Tamaño del yacimiento.
- Tiempo de tránsito de las rocas.
- Echados del paquete rocoso.
- Módulos elásticos de las rocas.

5.2. Problemas de Interpretación de los Registros en la Exploración Geotérmica

Hay varios problemas comunes con la calidad de los datos adquiridos a partir de los registros geofísicos en pozos geotérmicos, muchos de los cuales también son comunes en la industria del petróleo. La calidad deficiente de algunos registros de pozos geotérmicos puede ser debido a la rapidez con la cual se lleva a cabo el registro, al uso de una escala o de una calibración inadecuada, al estiramiento inadecuado del cable, a la rugosidad del pozo, etc. Algunos ejemplos típicos de este tipo de problemas son:

1. Discrepancia en profundidad entre los registros de un mismo pozo;
2. La falta de repetibilidad;
3. Escala inadecuada;
4. Alta porosidad inusual por la presencia de cavernas en el pozo perforado;
5. Valores de porosidad negativos debido a la suposición errónea de litología;
6. Una mala caracterización a causa de la pérdida de la curva SP (debido a la pérdida de corrientes) a través de una sección de gran espesor;
7. Cambio de punto de referencia de la curva del Potencial Espontáneo (SP);
8. Respuestas mutuamente inconsistentes de los registros en un mismo carril;
9. Inconsistencia en los valores de resistividad del agua calculada por diferentes métodos;
10. Inconsistencia o datos incompletos de algún tipo específico.
11. Discrepancia entre los datos de registro y datos de núcleo.

La mayoría de estos problemas son ya conocidos dentro de la industria petrolera y usualmente han sido resueltos. Sin embargo, existen otro tipo de problemas asociados con la calidad de los registros que no se pueden resolver tan fácilmente. Por ejemplo, los registros que deben tomarse exactamente en el momento en el que se detiene la perforación y cuando ya han alcanzado el fondo del pozo, estas herramientas deben adquirir los valores correspondientes de temperatura de fondo de pozo. A menos de que este dato sea dado

como valor de inicio, es difícil evaluar la temperatura de la formación en el momento de efectuar el registro.

Otro tipo de problema común en la interpretación de registros de pozos geotérmicos es la falta de calibración de los datos, ya que los registros geofísicos están calibrados y probados en litologías comúnmente conocidas en los yacimientos petroleros, como son la arenisca y la caliza, así entonces, uno de los problemas básicos en la interpretación de registros en pozos geotérmicos es hacer frente a la litología desconocida, si se encuentra un tipo de roca "inusual" las respuestas que dan los registros pueden parecer extrañas y será necesario efectuar algunas correcciones para interpretar dichas respuestas. Los datos de calibración no están disponibles para resolver este tipo de problemas y las respuestas "inusuales" de este tipo son muy comunes.

La calibración estándar y la interpretación de tablas en el análisis de registros se han diseñado para la litología típica de los yacimientos petroleros: arenisca, lutitas, caliza, dolomita y anhidrita. En los yacimientos geotérmicos a menudo se encuentran rocas ígneas cristalinas y metamórficas, rocas volcánicas vesiculares, rocas volcánicas vítreas, cenizas volcánicas y material volcánico. La falta de datos de calibración para tales litologías representa un gran problema de interpretación, si dicha interpretación se efectúa usando las tablas estándar, ésta será inadecuada para la litología de un yacimiento geotérmico.

La falta de una corrida completa de registros a veces muestra un problema en el análisis de registros geofísicos en pozos geotérmicos. Una corrida de tres registros de porosidad es lo más deseable y llega a ser esencial en el caso de encontrarse con una litología compleja o desconocida y también, cuando se presenta un cambio de manera abrupta. Este tipo de corrida de registros no se puede ejecutar en todos los pozos geotérmicos debido al alto costo y a los problemas de funcionamiento, esto hace que la identificación de la litología y la evaluación de la porosidad sean aún más difíciles.

La mayoría de las técnicas de interpretación y de las ecuaciones estándar fueron desarrolladas para los registros de pozos localizados en yacimientos petroleros y no

necesariamente se aplican a los yacimientos geotérmicos. Por ejemplo, hay poca validez en el uso de tales ecuaciones como la fórmula de Archie o la fórmula de Humble en un reservorio geotermal volcánico fracturado. Algunos de los conceptos de superposición y de *cross-plot* no se aplican correctamente en los yacimientos geotérmicos. El cálculo de la resistividad del agua de la formación a partir de la curva SP o del registro de resistividad eléctrica de un pozo geotérmico, pueden llegar a complicarse.

Existe un número muy limitado de registros geotermales e informes de análisis núcleos disponibles al público, pero una base de datos importante sobre los registros de pozos geotérmicos aún no ha sido compilada.

Como resultado, las correlaciones empíricas (como la fórmula Humble para factor de resistividad de la formación en la industria del petróleo) aún no se han desarrollado para efectuar una correcta interpretación de registros en pozos geotérmicos. Incluso para un yacimiento específico, a menudo es difícil desarrollar un registro útil de permeabilidad y porosidad a partir de los datos de núcleo. Esto generalmente se debe a la presencia de fracturas y cambios bruscos en la litología.

Otro problema que se debe tener en cuenta en el análisis de registros geofísicos en pozos geotérmicos es que actualmente el estado del arte sobre los efectos de la alta temperatura, la presión y la química de los fluidos geotérmicos en las rocas del yacimiento es muy rudimentario. Por esta razón, el uso de datos de núcleo para normalizar los registros de pozo no puede ser justificable en muchos de los casos. Por lo que existe una gran necesidad de investigación en esta área.

5.3. Registros Utilizados en Interpretación de Pozos Geotérmicos

Como parte de un estudio de laboratorio continuo, Keller (1977) reportó que el factor de resistividad de la formación en rocas volcánicas, fue consistentemente más alto que el que se habría indicado por la fórmula de Archie aplicada a la misma porosidad. Se experimentaron con muestras de núcleo de rocas volcánicas provenientes del Snake River

Plain (Idaho), Modoc Plateau (Oregon), Cascade Range (Oregon), Central Nevada y de Columbia Plateau (Washington). Este autor también reporta que la compresión de corte, así como las velocidades de onda, parecen ser independientes de la porosidad.

Una corrida completa de registros de alta temperatura se conforma por los registros de doble inducción enfocado o registro de inducción, los registros densidad neutrón, asociados al de potencial espontáneo, el de rayos gamma y el registro caliper, estos se han tomado en muchos pozos de agua caliente. Los registros de medición del echado, el registro acústico y el de producción se han corrido en algunos de los pozos con menor temperatura.

Los sistemas de roca seca caliente no poseen porosidad ni permeabilidad significantes antes de ser fracturados artificialmente. Por lo tanto, los registros eléctricos representan una utilidad limitada para efectuar el análisis cuantitativo antes del fracturamiento. Otros registros, tales como el de rayos gamma, el registro de rayos gamma espectral, el de densidad neutrón y los registros acústicos se pueden utilizar para identificar la litología y la estimación de las propiedades mecánicas de la formación, como el gradiente de presión de fracturamiento.

Después del fracturamiento artificial, varios registros se pueden utilizar para detectar y evaluar las fracturas. El registro sísmico de onda completa, el registro de imagen de pozo, y posiblemente el registro SP (que puede indicar la transmisión del potencial en las zonas de fractura) y los registros de resistividad (baja resistividad en las zonas de fractura), pueden ser útiles para este propósito.

El análisis convencional de la litología compleja, aunado con los diagramas cruzados, los histogramas y el procesado de datos, puede ser aplicado a las litologías ígneas y metamórficas, pero las respuestas de la matriz de los componentes minerales son a menudo desconocidos y la composición mineral puede variar drásticamente de una zona a otra. La incorporación del registro de rayos gamma espectral con estas técnicas puede ser útil en la identificación de algunas litologías. (Sanyal, 1979).

En este trabajo se llevó a cabo la re-interpretación de los registros convencionales: Gamma Ray (GR), Densidad (RHOZ), Factor Fotoeléctrico (PEFZ), Porosidad Neutrón (NPHI), Registro de Tiempo de Transito de la Onda Compresional (DTCO) y Resistivos (RLA3-5) basándose en el proceso Quanti-ELAN, el cual está diseñado para la efectuar la evaluación cuantitativa de la formación a nivel de registro entubado y en pozo abierto. La evaluación se realiza mediante la optimización de un sistema de ecuaciones descrito por uno o más modelos de interpretación.

5.4. Aplicación en el Campo Geotérmico de Los Humeros

El campo geotérmico de Los Humeros (CLH) está situado en el estado de Puebla cerca de los límites con Veracruz, en la parte este del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM, Mexican Volcanic Belt, Pal et al., 1978; Verma, 1985a; Aguilar-y-Vargas y Verma, 1987) y genera electricidad a partir de fluidos contenidos en rocas volcánicas. Es el tercer campo geotérmico en importancia en la República Mexicana, después de Cerro Prieto en Baja California y Los Azufres en Michoacán. El campo está en un valle que pertenece a la cuenca de Libres-Oriental, encontrándose a una elevación promedio de 2,806 metros sobre el nivel del mar y localizado entre las siguientes coordenadas geográficas: 19°35' y 19°45' de latitud Norte, 97° 23' y 97° 35' de longitud Oeste (figura 54). Es pertinente señalar que un origen extensional ha sido propuesto para los magmas en la parte este del CVM (Verma, 2002b, 2004), donde se localiza este campo geotérmico. Además existe una serie de calderas que han sido identificadas y en las cuales se pueden realizar estudios de exploración con fines geotérmicos. Algunas de estas calderas se señalan en la figura 54 (Verma, 2001).

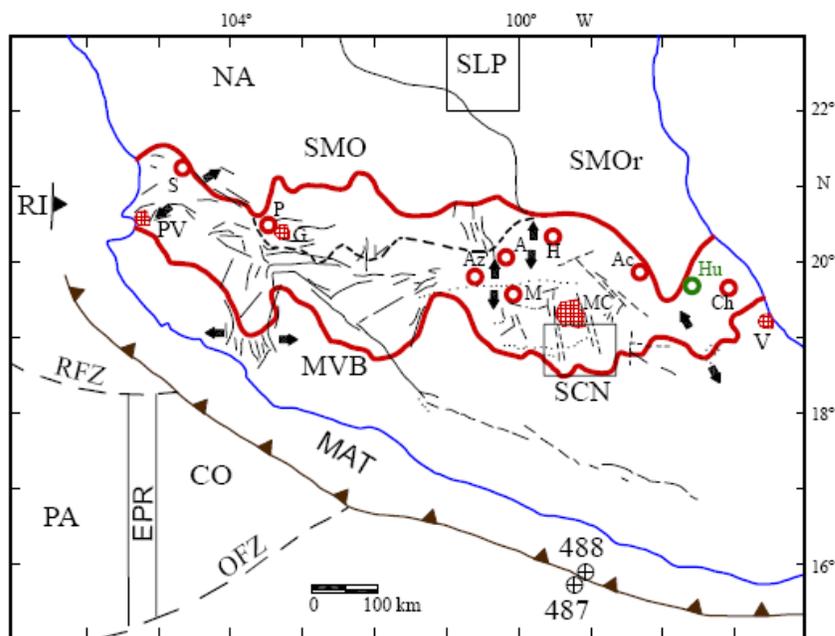


Figura 54. Localización y escenario tectónico del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM; modificado de Verma, 2001). Abreviatura: MAT: Trincheras de la Cordillera de América; EPR: Dorsal del Pacífico Este; OFZ: Zona de Fractura Orozco; RFZ: Zona de Fractura Rivera; CO: Placa de Cocos; RI: Placa Rivera; PA: Placa Pacífico; NA: Placa de América del Norte; SMO: Provincia Sierra Madre Occidental; SMOr: Provincia Sierra Madre Oriental; SCN: Campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin; SLP: Área de San Luis Potosí. Calderas del CVM: S: Santa María del Oro; P: La Primavera; Az: Los Azufres; A: Amealco; M: Mazahua; H: Huichapan; Ac: Acapulco; Hu: Los Humeros; Ch: Chiconquiaco. Ciudades: MC: Ciudad de México; V: Veracruz; PV: Puerto Vallarta; G: Guadalajara (Verma, 2001).

5.4.1. Geología de Los Humeros.

La geología y la geoquímica del campo de Los Humeros ha sido descrita por varios autores, entre los que se encuentran los siguientes: Verma y López (1982); Ferriz y Mahood (1984, 1987); Verma (1984, 1985b, 2000); Ferriz (1985); Verma et al. (1990); Andaverde et al. (1993); Martínez-Serrano y Dubois (1998); González-Partida et al. (2001); y Campos-Enríquez et al. (2005).

El basamento está constituido por un complejo paleozoico metamórfico e intrusivo, una secuencia sedimentaria mesozoica plegada, intrusiones sieníticas y granodioríticas del Paleógeno y andesitas pliocénicas.

La primera actividad volcánica en el área está representada por la erupción de lavas andesíticas y ferrobasálticas de la formación Teziutlán (3.6 a 1.6 Ma). El colapso de la

Caldera de Los Humeros fue provocado por la erupción de la Ignimbrita Xáltipan (0.46 Ma) que representa aproximadamente 115 km³ de magma y es predominantemente de composición riolítica. Posterior al colapso se formaron varios domos silícicos (0.3 Ma). Otra emisión de ignimbrita intermedia a ácida (Ignimbrita Zaragoza, 0.1 Ma) provocó el colapso de la Caldera de Los Potreros, dentro de la Caldera de Los Humeros.

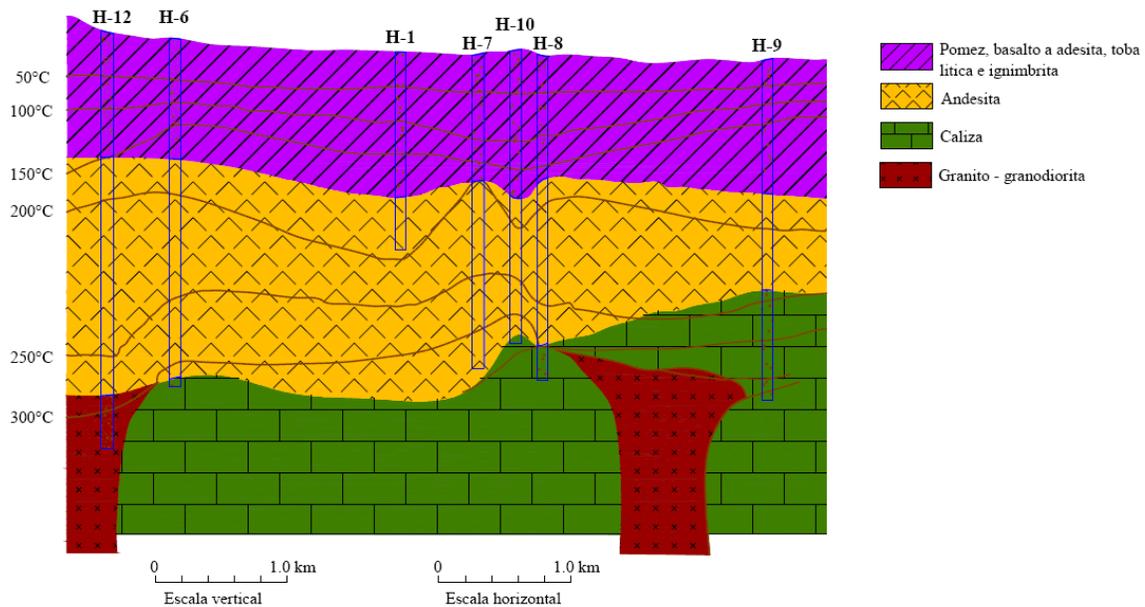


Figura 55. Sección geológica del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla (modificada de Verma et al., 1990).

Las emisiones de andesitas, andesitas basálticas, así como lavas, pómez y cenizas de composición andesítica a riolítica (0.08–0.04 Ma) dieron origen a otra estructura circular (Calderita El Xalapazco) dentro de las anteriores. La última actividad volcánica está representada por la eyección de aproximadamente 0.25 km³ de basaltos de olivino, durante los últimos 0.02 Ma. En la sección geológica que se presenta en la figura 55, se pueden observar las diferentes unidades geológicas que han sido encontradas durante la perforación de pozos en el CLH (Verma et al., 1990).

En el CLH se han perforado más de 40 pozos (figura 56; López-Romero, 2006), de ellos 19 son productores (H-1, 3, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 15, 16, 17, 19, 20, 30, 31, 32, 35, 36 y 37), cuatro se utilizan o han utilizado para reinyección (H-13, 29, 38 y 40) y los restantes

17 son pozos exploratorios o de monitoreo (H-2, 4, 5, 10, 14, 18, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 33, 34 y 39). La profundidad de los pozos oscila entre 1450 a 3250 m (Cedillo, 1999, 2000; Pizano y Jiménez, 1999).

Pozo	Profundidad (m)	Pozo	Profundidad (m)
1	1842	22	1546
2	2304	23	2620
3	1689	24	3280
4	1884	25	2300
5	1905	26	2546
6	2541	27	2600
7	2340	28	2575
8	2388	29	2021
9	2500	30	1911
10	2158	31	1926
11	1449	32	2200
12	3104	33	1600
13	2300	34	1800
14	1388	35	1690
15	1973	36	1800
16	2048	37	1727
17	265	38	2202
18	2900	39	2164
19	2292	40	2164
20	2402	43	2200
21	2220	ΣPP	88764

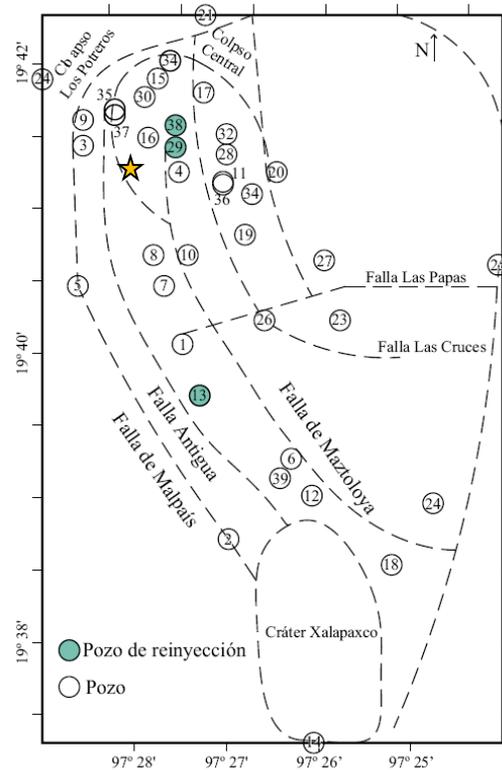


Figura 56. Localización de pozos en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. En la tabla se muestra la profundidad de cada uno de los pozos. ★: Pozo H-43. ΣPP: Suma de las profundidades de los pozos.

5.4.2. Petrología primaria (litología) de Los Humeros.

El pozo H-43 fue perforado a 2,200 m de profundidad en el campo de Los Humeros, Puebla entre los pozos 16 y 35 (figura 57). Durante la perforación se obtuvieron 206 recortes de las rocas atravesadas a intervalos de 10m. Las rocas cortadas por el pozo H-43 corresponden a las unidades descritas desde 1988 (Viggiano-Guerra y Robles, 1988a), si bien existen algunos matices diferentes con los que no es posible proponer un modelo evolutivo diferente al hasta ahora conceptualizado (tabla V.1). Es importante observar los

desplazamientos de las unidades, que están relacionados con el comportamiento de las estructuras, específicamente, de las fallas (figura 57).

PROF. (m)	DESCRIPCIÓN	CORRELACIÓN Y EDAD (Viggiano-Guerra y Robles, 1988)
0-110	Basaltos de olivino. Andesitas porfíricas de augita y tobas (70-110 m)	UNIDAD I (U-1) Vulcanismo postcaldérico, menos de 0.5 m.a.
110-975	Ignimbritas vitreas y líticas desvitrificadas. Andesitas porfíricas (270-330 m).	UNIDAD II (U-2) Ignimbrita Xaltipan, 0.5 m. a.
975-1725	Andesitas porfíricas con matrices que gradúan de hialopiliticas a intergranulares). Tobas líticas (995-1025 m). Diabasas o basaltos (1565-1645m). Tobas vitreas cristalinas (1645-1725)	UNIDAD III (U-3) Andesitas Teziutlán Andesitas Alseseca Terciario
1725-2200	Hornfels de wollastonita-calcita con intrusiones de diques diabásicos, (probablemente los cortados de 1565 a 1645 en la UNIDAD III). Mármol (2105-2200m)	UNIDAD IV (U-IV) Rocas Calcáreas Metamorfoseadas del Cretácico

Tabla V.1. Unidades litológicas identificadas con el microscopio de polarización (Viggiano-Guerra y Robles, 1988a). Nota: las diabasas son rocas de composición similar a los basaltos pero de textura muy peculiar (ofítica) debido a que se han emplazado como diques. (Viggiano-Guerra y Flores Armenta, 2008).

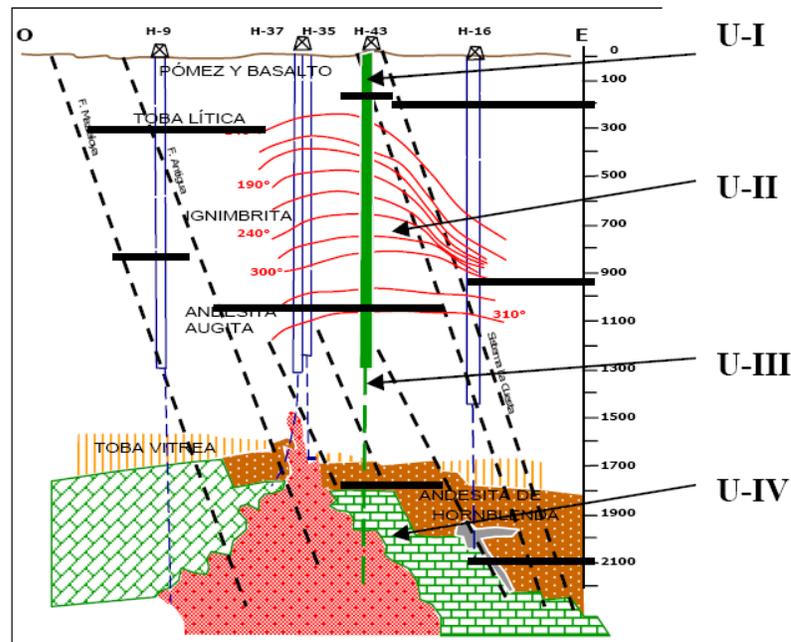


Figura 57. Correlación de unidades litológicas entre pozos, incluyendo el H-43, en Los Humeros. (Viggiano-Guerra y Flores Armenta, 2008).

5.4.3. Mineralogía Hidrotermal

La distribución zonal de los minerales hidrotermales identificados petrográficamente en el pozo H-43, junto con sus implicaciones genéticas y la comparación con las zonas hidrotermales que se habían propuesto originalmente (Viggiano-Guerra y Robles-Camacho, 1988a) se presenta de manera muy sintética, en la tabla V.2.

ZONA	PROF (m)	MINERALOGÍA	OBSERVACIONES
Alteración ácido-sulfatada, carbonatada (ZONA ZEOLÍTICA)	0-290	Clorita/smectita+calcita+zeolitas (bicarbonatada). Caolinita+pirita+anhidrita+jarosita+calcedonia+(ácido-sulfatada).	Alteración en zona vadosa debida a mezcla de fluidos ácido sulfatados y bicarbonatados. Alteración deutérica, quizá meteórica también. (100-200 °C)
Epidota incipiente-calcita (ZONA DE EPIDOTA)	290-785	Calcita+cuarzo+pirita+/- montmorillonita+/-illita+/-epidota incipiente.	Alteración directa (ebullición) y de reemplazo debajo del nivel del fluido sódico clorurado. (>220 -250°C)
Epidota (ZONA DE EPIDOTA)	785-1145	Epidota+cuarzo+clorita(peninita)+/- prehnita	Idem (>250 <350°C)
Anfibol-biotita (ZONA DE ANFIBOL)	1145-	Epidota+anfibol+biotita+pirita+/- cuarzo+pirita+/-peninita+/-mica blanca(después de 1755m)	Idem (>350°C)

Tabla V.2. Zoneamiento mineralógico-hidrotermal, profundidades, asociaciones e implicaciones genéticas en el pozo H-43, en el campo geotérmico Los Humeros, Puebla. (Viggiano-Guerra y Flores Armenta, 2008).

5.5. Interpretación de los Resultados

5.5.1. Teoría ELAN

El método propuesto a utilizar en la evaluación petrofísica de los registros adquiridos en el pozo H - 43 fue el ELAN Quanti.m, debido a la compleja relación que se observa entre las propiedades de la formación y las mediciones de los registros geofísicos.

ELAN es una abreviatura de "Análisis Elemental". ELAN Plus es la versión de ELAN en Techlog. ELAN Plus ofrece una evaluación multi-mineral cuantitativa de la formación compuesta por una litología compleja, utilizando una solución optimizada de un sistema de ecuaciones simultáneas y un método para la construcción de un modelo. La diferencia que existe entre el análisis petrofísico ELAN Plus y los métodos tradicionales (métodos determinísticos) es que ELAN Plus resuelve un conjunto de ecuaciones formado por los

registros y los parámetros de los componentes del volumen de la formación, para obtener cada uno de los componentes iniciales del volumen de formación.

Así, calcula las propiedades de la formación tales como la porosidad, la saturación de agua y volumen de arcilla.

5.5.2. Ecuación de respuesta de los Registros Geofísicos

La interpretación petrofísica toma como base la solución de tres casos distintos con soluciones razonables para la evaluación de la formación de multi-mineral, estos son: las ecuaciones determinísticas (sí el número de componentes de la formación es igual a la cantidad de mediciones de los registros más una), las ecuaciones indeterminadas (sí el número de componentes de la formación es más grande que el número de mediciones de los registros más uno), y por las ecuaciones sobre-determinadas (sí el número de componentes de la formación es menor que el número de mediciones de los registros más uno).

ELAN Plus puede proporcionar las mejores soluciones para estos tres tipos de ecuaciones junto con el modelo que integra el conocimiento de la geología local y la experiencia del usuario con las soluciones matemáticas. Las diferentes soluciones dadas por ELAN Plus se explican por la siguiente figura:

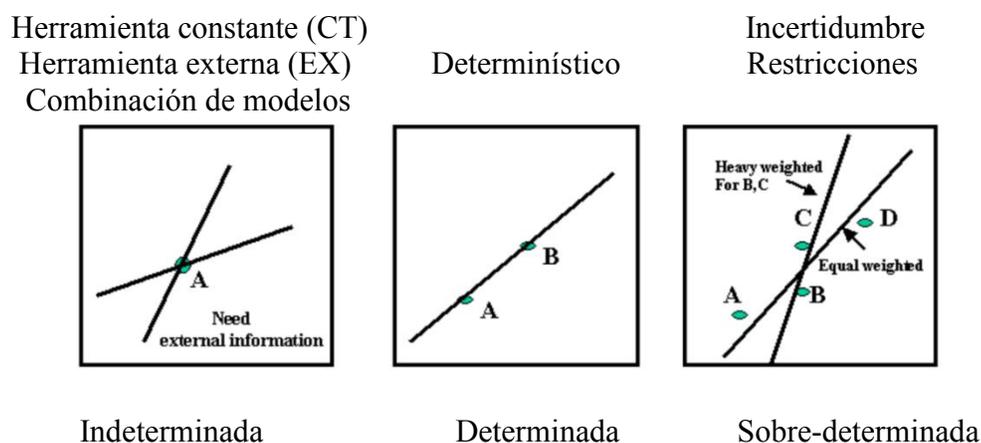


Figura 58. Soluciones dadas por ELAN, (tomada de ELANPlus GeoFrame Advanced Petrophysical Interpretation, Schlumberger Information Solutions, 2003).

Las curvas de los registros geofísicos responden al siguiente diagrama:

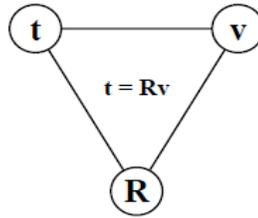


Figura 59. Modelo petrofísico utilizado por la aplicación ELAN Plus (Schlumberger Information Solutions, 2003).

Donde:

t = vector de la herramienta de registro, son todas las curvas registradas y curvas sintéticas.

v = vector de volumen, son los volúmenes de los componentes de la formación.

R = respuesta de la matriz, conteniendo los valores de los parámetros, dado el 100% de cada componente de la formación.

Dado que los datos representan dos de las esquinas del triángulo, el modulo Quanti.min puede determinar el tercero. A este proceso se le conoce como problema de inversión y de reconstrucción.

- En el problema de inversión, t y R son usados para calcular v , los registros reconstruidos son comparados contra los registros de entrada para determinar la calidad de los resultados volumétricos.
- En el problema de calibración, t y v se usan para calcular R , se deben tomar los valores de respuesta que sean confiables y adecuados a los parámetros de ajuste entre los registros observados y a los volúmenes de los componentes de la formación (a menudo datos de núcleos).

En cualquier solución simultanea de un sistema de ecuaciones, deberá haber al menos tantas ecuaciones como incógnitas. Si hay exactamente tantas ecuaciones independientes como incógnitas, el sistema es determinado. El modulo Quanti.min permite manejar los sistemas determinados o sobre-determinados.

5.5.3. Pesos e incertidumbres en ecuaciones de respuesta de los Registros

Geofísicos

Todas las ecuaciones tiene por “default” valores de incertidumbre y multiplicadores de peso, estos valores han sido determinados tanto por teoría como por experiencia. Se sugiere usar los valores por *default* y modificarlos solo si las condiciones lo justifican.

Llevando a cabo la evaluación petrofísica ELAN de los registros convencionales en el pozo H-43, se le otorga menor peso a la respuesta del registro de rayos gamma, ya que las condiciones litológicas y mineralógicas no son convenientes para el uso de esta herramienta, lo que resulta aceptable y justificable para dicha evaluación.

Los parámetros de inicialización utilizados en la re-evaluación de la composición mineralógica obtenidos a partir del análisis y control de calidad de los datos de los registros geofísicos llevados a cabo en el pozo H-43 son los mostrados en la tabla siguiente, en donde se observa que los valores de cada una de las propiedades petrofísicas de interés representan las respuestas que arrojan los registros de densidad, resistividad, rayos gamma, factor fotoeléctrico y porosidad neutrón, en un ambiente de rocas ígneas (tabla V.3).

Mineral	Dureza Escala de Moh's	Densidad [g/cc]	Ocurrencia	Bulk Density Rho - b [g/cc]	Factor Fotoeléctrico	Resistividad [ohm m]	Gamma Ray [API]	DTC [us/ft]	Porosidad Neutrón [p. u.]
Pirita	6.0 - 6.5	4.95 - 5.037,9	Rocas ígneas y sedimentarias	4.935 - 5.017	16.974	6.0 * 10-1	< 5.0	35.923 - 36.243	-1.9
Biotita	3.0 - 3.5		Rocas metamórficas	3.09	7.04		127.0	55.5	0.2
Feldespato Sódico (Albita)	6 - 6.5	2.62 - 2.76.	Rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas	2.571 - 2.614	1.758		3.6 - 56.8	80.0	-1.2 -1.3
Cuarzo	7	2.65	Rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas	2.644	1.806	> 10,000.0	< 5.0	49.790 - 50.4	-2.1
Clorita	3.0 - 3.5		Rocas metamórficas	3.01	8.06		74.0		0.52
Hornblenda	5.0 - 6.0	3.027 - 3.07	Rocas ígneas y metamórficas	3.16 - 3.07	4.69 - 3.11		28.0 - 445.0	41.126 - 49.207	9.1 - 3.2
Andesina	6.0 - 6.50	2.678 - 2.698 2.67	Rocas ígneas	2.65 - 2.667	2.13 - 2.43 2.36		< 75.0	52.656 - 57.291 54.741	-1.3

Tabla V.3. Tabla de los valores petrofísicos de la mineralogía propuesta contenida en la formación donde se localiza el pozo H-43.

Es así, entonces que la variación mayor y la que se encuentra fuera de rango es la respuesta obtenida por el registro de rayos gamma para el contenido de feldespato y hornblenda, el cual responde de manera inusual ante la presencia de andesitas.

Basándome en la referencia proporcionada por el Doctor Gerardo Carrasco, Geólogo encargado del estudio petrográfico en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, puedo comentar que para llevar a cabo la evaluación mineralógica utilizando los registros geofísicos resulta ser muy certera, siempre y cuando se le suprima peso y se le aumente el valor de incertidumbre a los datos de entrada propios del registro de rayos gamma, debido a la falta de coherencia en la respuesta que se obtiene a partir de los minerales presentes en la formación de interés.

La metodología llevada a cabo en este trabajo, se basa en la aplicación del método Elan, el cual nos permite otorgar valores de peso y de incertidumbre a las diferentes variables de los registros, esto se lleva a cabo con un conocimiento previo de la geología regional y tomando como fundamento un análisis petrográfico de las muestras de núcleo del pozo en cuestión.

Ya teniendo este estudio previo se da continuidad con la adquisición de los valores de las respuestas de los registros en el tipo de mineralogía localizada en la región de estudio, esto se lleva a cabo directamente en el software en donde se pueden asignar los valores adecuados y los pesos a las variables a elección del usuario. Es entonces que la evaluación mineralógica se lleva a cabo con los fundamentos geológicos certeros y los pesos coherentes de los registros geofísicos (figura 60).

Activate	Gamma Ray (gAPI)	Bulk Density (g/cm3)	Photoelectric Factor (BAR/E)	Neutron Porosity (VV)	Compressional Slowness (us/ft)	Min Volume	Max Volume	MxType	Salinity (kppm)
Chlorite	74	3.01	8.06	0.52	80	0	1	Shale	0
Quartz	30	2.65	1.9	-0.04447415	55.5	0	1	Matrix	0
Na-Feldspar	8	2.62	2.13	0.01	49	0	1	Matrix	0
Scotte-Mica	127	3.09	7.04	0.2	60	0	1	Matrix	0
Pyrite	2	4.99	17	-0.03	39	0	1	Matrix	0
Hornblenda	28	2.8	4	0.07	44.5	0	1	Matrix	0
XWater	0	0.9052067	0.36	1	189	0	1	Xfluid	5
UWater	0	0.9052067	0.36	1	189	0	1	Ufluid	5

Gamma Ray (gAPI)	Bulk Density (g/cm3)	Photoelectric Factor (BAR/E)	Neutron Porosity (VV)	Compressional Slowness (us/ft)
1.0	1.05	0.36	1	189

Figura 60. Mineralogía propuesta contenida en la formación donde se localiza el pozo H-43.

De esta manera se observa en el software la metodología de la evaluación petrofísica del pozo H-43 del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.

En la figura 61 se pueden apreciar los registros geofísicos adquiridos en el pozo descrito, en donde claramente se aprecia el valor del registro de rayos gamma fuera de rango. Entonces al efectuar la re-evaluación mineralógica con los minerales propuestos podemos apreciar que la mineralogía contenida en la zona, la cual está asociada a las rocas andesitas localizadas en la región (figura 62).

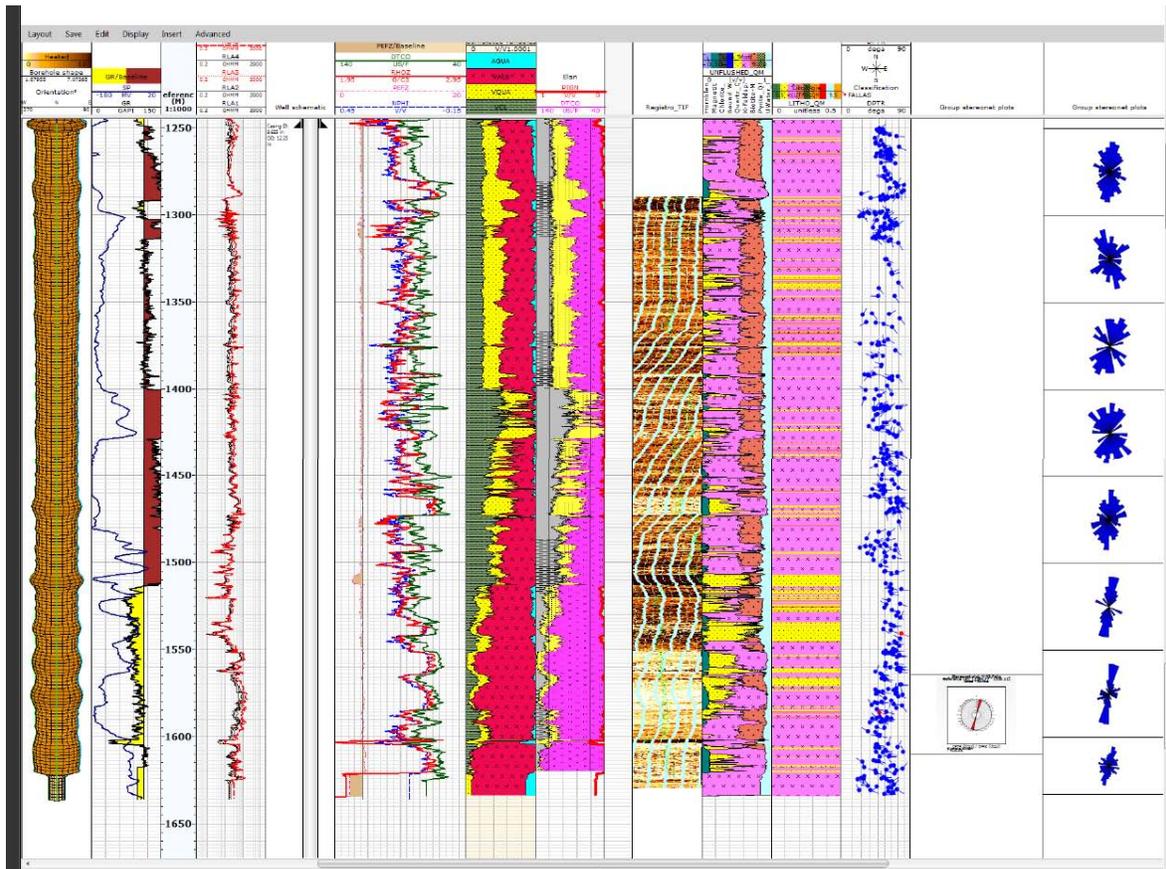


Figura 62. Interpretación de registros geofísicos ELAN en el pozo H-43.

CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES

Los registros más utilizados en la actualidad en pozos geotérmicos son: rayos gamma naturales, resistividad normal corta y larga, neutrón compensado, caliper y temperatura. En algunos se utilizan nuevas tecnologías como microimágenes de resistividad (FMI) y video de pozo ultrasónico (televiwer).

En los yacimientos geotérmicos el objetivo de los registros a menudo se divide en tres categorías. La primera contiene a los registros que se relacionan con el pozo mismo, es decir, el diseño, la perforación, la geometría y la terminación del pozo. La segunda categoría incluye a los registros que se utilizan para estudiar las propiedades petrofísicas de las formaciones rocosas que rodean al pozo y la intersección de fracturas por el pozo. Por último se cuenta con registros que miden la temperatura en el pozo, la presión del fluido en los poros y la ubicación de las zonas de interés que intersectan al pozo.

En la práctica las herramientas y las técnicas de interpretación de registros en pozos geotérmicos, son las mismas que se utilizan en pozos petroleros. Sin embargo, este enfoque ha demostrado que son inadecuadas e ineficaces en la mayoría de las áreas geotérmicas.

En la industria geotérmica no se han desarrollado suficientes herramientas de registros geofísicos que se puedan aplicar a las condiciones ambientales de esos yacimientos, lo cual resulta ser una limitante para la caracterización de los yacimientos geotérmicos.

El tiempo de vida de las herramientas de registro de uso común en la industria geotérmica se ha visto reducido considerablemente a causa de las altas temperaturas y la corrosión de los fluidos geotérmicos, aunque la herramienta sea adecuada para dicha temperatura.

Las averías y la pérdida de las herramientas son más frecuentes al efectuarse las operaciones de exploración geotérmica; los riesgos durante la perforación en agujero

abierto altamente caliente y el costo de tiempo de equipo, a menudo conducen a una operación de registro apresurada, que a su vez, puede provocar problemas de funcionamiento, tales como una herramienta atascada o una mala calidad de datos de adquisición.

La calidad deficiente de algunos registros de pozos geotérmicos puede ser debido a la rapidez con la cual se lleva a cabo el registro, al uso de una escala o de una calibración inadecuada, al estiramiento inadecuado del cable o a la rugosidad del pozo.

Pocos yacimientos geotérmicos se encuentran en rocas sedimentarias, pero están asociados a intrusiones ígneas, metamorfismo de contacto y alteración hidrotermal. La respuesta de los registros geofísicos de pozos en rocas ígneas y metamórficas no se conoce, ya que la calibración normal de la mayor parte de las herramientas es inadecuada para estas litologías, al encontrarse calibrados y probados para litologías sedimentarias conocidas y comunes en los yacimientos petroleros

Cuando se encuentra un tipo de roca que no sea común, la respuesta de los registros puede parecer extraña, es entonces cuando se procede a realizar algunas correcciones a tal respuesta del registro; sin embargo, tales correcciones no pueden ser estimadas adecuadamente.

A diferencia de los yacimientos petroleros en donde son relevantes los parámetros petrofísicos de volumen de arcilla, porosidad, saturación de hidrocarburos y permeabilidad. En los yacimientos geotérmicos son relevantes el fracturamiento, calidad del agua de formación, temperatura, conductividad térmica y conductividad hidráulica.

La comparación de los datos de los registros de neutrones en las rocas calizas e ígneas indican que la diferencia entre la porosidad de las calizas y la porosidad de las rocas ígneas no debe ser superior al 3% (Czubek, 1981).

La permeabilidad de las rocas ígneas de los yacimientos geotérmicos es predominantemente por fracturas a diferencia de muchos yacimientos sedimentarios, donde la permeabilidad predominante es la de la matriz.

La resistividad específica de las rocas del yacimiento es el resultado de dos diferentes contribuciones, la resistividad de la roca matriz y la resistividad del fluido de la formación. Una matriz de roca ígnea es generalmente un mal conductor eléctrico a temperaturas geotérmicas, con valores típicos de resistividad específica en el orden de 10^4 a $10^6 \Omega\text{m}$. Los fluidos geotérmicos, aún los de baja salinidad, generalmente son más conductivos que la roca matriz ($<10 \Omega\text{m}$), por lo tanto, la resistividad del fluido definirá así la resistividad de las formaciones del reservorio, excepto cuando presente muy baja porosidad en las rocas ($\ll 1\%$) o en rocas muy conductivas.

Las rocas ígneas fracturadas son el tipo de roca más común en los yacimientos geotérmicos. Las relaciones de resistividad-porosidad se han determinado a partir de formaciones basálticas fracturadas en Islandia. Se ha encontrado un exponente de cementación de $m \sim 1$ en la mayoría de los casos y en intercalaciones sedimentarias en lavas basálticas se ha encontrado un factor de cementación de $m \sim 2$ (Stefansson et al, 1982). El factor de tortuosidad “a” parece ser variable en las formaciones de rocas ígneas y los valores que se han reportado van de 1 a 15 (Stefansson et al, 1982 y 1980).

Una notable diferencia de resistividad se observa entre las lavas volcánicas generalmente con menor resistividad y los cuerpos de intrusivos generalmente con mayor resistividad.

El registro microlateral (ML) puede ser una herramienta muy útil en la investigación geotérmica para el estudio de las fracturas.

Se deben tomar en cuenta todas aquellas propiedades físicas y químicas, y parámetros petrofísicos de las rocas ígneas y metamórficas, para lograr implementar una calibración adecuada para los yacimientos geotérmicos.

Es conveniente que las compañías que fabrican herramientas de registros de pozos, elaboren cartas de correcciones e interpretación para rocas ígneas y metamórficas.

Se deber hacer estudios más profundos sobre la variación de las propiedades físicas y químicas de las rocas a altas temperaturas entre 250 °C y 500 °C; así como del comportamiento de la respuesta de los diferentes principios de medición de los sensores y transductores de las sondas en las herramientas de registros de pozos, en esos rangos de incremento de temperatura.

Se prevé que en el futuro próximo, ante la necesidad de mayor cantidad de energía alterna no fósil y dado el gran potencial de áreas geotérmicas en el planeta, se desarrollen nuevas tecnologías para perforar pozos hasta alcanzar cámaras magmáticas, y sistemas de refrigeración y aislamiento, que permitan la operación de herramientas de los diferentes principios físicos de medición de registros geofísicos a temperaturas mayores a los 350 °C y hasta 500 °C.

La evaluación de la calidad de la cementación y adquisición de registros en pozo entubado son importantes en la terminación, reparaciones en pozos geotérmicos y evaluación de la integridad de la tubería, para evitar problemas en la producción de los pozos geotérmicos.

Ciertas tecnologías de perforación como pozos horizontales y multilaterales, en las cuales se utilizan registros durante la perforación (LWD), serían adecuadas en la explotación de yacimientos geotérmicos.

Es recomendable que en los pozos geotérmicos se tomen registros de producción como molinete, ruidos, gradiomanómetro, presión en un punto, neutrón pulsado y trazadores radiactivos, adicionales al registro de rayos gamma espectral y el de temperatura, para prevenir problemas en la producción de los pozos.

El estado del arte sobre los efectos de la alta temperatura, la presión y la química de los fluidos geotérmicos en las rocas del yacimiento es muy rudimentario. Por lo que existe una gran necesidad de investigación en el área geotérmica.

BIBLIOGRAFÍA

Arnórsson, S., 2000. *“Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use”*, International Atomic Energy Agency, Vienna.

Arroyo Carrasco, A., 1996. *Bases Teóricas e Interpretación de Registros Geofísicos de Pozos*, 1ª edición, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.

Briceño Rodríguez, L., 2011. *“Taller de edición de Registro Geofísicos”*. Schlumberger Information Solutions, Latino América.

Carrasco Nuñez, G. [gerardoc@dragon.geociencias.unam.mx]
Documento de referencia mineralógica del pozo H-43 (Confidencial)

Comisión Federal de Electricidad, 2011. *“Situación Actual y Perspectivas de la Energía Geotérmica y Fuentes Alternas en México”*, presentación de la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Agosto, México.

Czubek, J.A., 1981: *Some aspects of nuclear well logging in igneous rocks*. Orkustofnun, OS81009/JHD05, Reykjavik, Iceland.

Ellis, D.V., & Singer, J.M. 2008: *Well Logging for Earth Scientists*. Second Editions. Springer, Netherlands.

Espinoza, H. *La Zona Geotérmica de Cerro Prieto, Baja California*.
<http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/epoca03/alonso.pdf> [Consulta en Abr., 2011]

Gillespie, M. & Styles, M., 2006. *Classification of Igneous Rocks, British Geological Survey*. Research Report Number RR 99-2006, BGS Rock Classification Scheme Volume 1.

Gutiérrez-Negrín, L., 2002. *“Recursos Geotérmicos de México”*, Simposio Internacional de Geología Ambiental para Planificación del Uso del Territorio en Puerto Varas, 4 a 6 de Noviembre, Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Morelia.
http://www2.sernageomin.cl/pto_varas/Biblioteca/Articulos.pdf/GUTIERREZ%20NEGRI.pdf
[Consulta en Abr., 2011]

Hearst, J.R., & Nelson, P.H., 1985. *Well logging for physical properties*, New York, McGraw-Hill, 569 p.

Hirakawa, S. & Yamaguchi, S., 1981. *Geothermal Well Logging and its Interpretation*.
<http://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/1981/Hirakawa.pdf> [Consulta en Mayo, 2011].

International Atomic Energy Agency. “*Sampling Procedures for Isotope Hydrology*”, Isotope Hydrology Section, Vienna.
www.iaea.org [Consulta en Feb., 2012]

Kresic, N. 2007. *Hydrogeology and Groundwater Modeling*, 2a edición, CRC Press, Taylor & Francis Group.

Keller, H. H., Couch, E. J., and Baldwin, W. F. *Quantitative Interpretation of Temperature Logs*, Paper No. SPE5091, 49th Annual Fall Meeting of SPE of AIME, Houston, Texas. October 6-9 1974.

Lorenzo Pulido, C., 2008. “*Borehole Geophysics and Geology of Well H-43, Los Humeros Geothermal Field, Puebla, México*”. Gerencia de Proyecto Geotermoeléctricos Comisión Federal de Electricidad (C.F.E.), Morelia, Michoacán.

Ortiz López, J. & Briceño Rodríguez, L., 2011. “*Curso de Petrofísica Básica e Intermedia*”. Schlumberger Information Solutions, Latino América.

Martell Andrade, J., 2008. Trabajo de Ingreso a La Academia de Ingeniería: “*Desarrollo de la Evaluación Petrofísica en México y su Futuro a través de la UNAM*”, Abril.

Meinzer, O. E., 1923. “*Water-Supply*”, Paper 489, U. S. Geological Survey, Washington, 321 p.

Mostaghel, B., 1999. *Processing and Interpretation of Geophysical Well Logs From Well Kj-32, Krafla Geothermal Field, Ne-Iceland*.
<http://os.is/gogn/unu-gtp-report/UNU-GTP-1999-08.pdf> [Consulta en Mayo, 2011].

Pereznegron Zarco, I., 1986. *Registros de Pozos Aplicados a la Geotermia*. Tesis Licenciatura Ing. Geofísico, UNAM, México.

Quijano León, J. *Manual de Geotermia*.
<http://geotermia.org.mx/geotermia/pdf/Manual%20de%20Geotermia.pdf> [Consulta en Abr., 2011].

Rigby, F.A., 1980. *Benefit Analysis for Geothermal Log Interpretation*.
<http://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/1980/Rigby.pdf> [Consulta en Mayo, 2011].

Santoyo-Gutiérrez, E. & Torres-Alvarado I. *Escenario futuro de Explotación de la Energía Geotérmica: Hacia un desarrollo sustentable*. Centro de Investigación en Energía, UNAM.
<http://www.revista.unam.mx/vol.11/num10/art95/art95.pdf> [Consulta en Feb., 2011]

Sanyal, S. K., 1977. *Analysis of Geothermal Well Logs*.

<http://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/SGW/1977/Sanyal.pdf> [Consulta en Ago., 2011].

Sanyal S. K., Wells L.E., Bickham R. E., 1979. *Geothermal Well Log Interpretation Midterm Report*. <http://www.osti.gov/bridge/servlets/purl/6169848-ITIN94/native/6169848.pdf> [Consulta en Ago., 2011]

Serra O., 1990. *Element - Mineral - Rock Catalog*. Schlumberger Document.

Schlumberger Information Solutions, 2003. *Elanplus Geoframe Advanced Petrophysical Interpretation*, Training and Exercise Guide.

Stefánsson, V. & Streingrímsson B., 1980. *Geothermal Logging I: An Introduction to Techniques and Interpretation*. Reykjavík, Mayo.

Viggiano Guerra, J. & Flores Armenta, M., 2008. *Estudio Petrográfico del Pozo H-43, Los Humeros Puebla*. DEX-DGL-HM-01-08, Gerencia de Proyecto Geotermoelectricos Comisión Federal de Electricidad (C. F. E.), Morelia, Michoacán.

Williams Trevor, 2008. *Well Logging Principles and Applications: Image and Fracture Analysis - Borehole Image Analysis*, Borehole Research Group, LDEO.

http://www.ldeo.columbia.edu/res/div/mgg/lodos/Education/Logging/slides/Image_fracture.pdf [Consulta en Feb., 2012]

Steingrímsson, B., 2011. "Geothermal Well Logging: Geological Wireline Logs and Fracture Imaging" en "Short Course on Geothermal Drilling, Resource Development and Power Plants", organizado por UNU-GTP y LaGeo, en Santa Tecla, El Salvador, en Enero 16-22, 2011: www.os.is/gogn/unu-gtp-sc/UNU-GTP-SC-12-24.pdf [Consulta en Mayo, 2011].

Stefansson, V., and Tulinius, H. 1983: *Geophysical logs from Lopra-1 and Westmanna-1*. Progress report-1, Orkustofnun, OS83021/JHD-06 B, Reykjavik, Iceland.

<http://geology.csupomona.edu/alert/igneous/igclass.htm> [Consulta en Ago., 2011]

<http://geology.csupomona.edu/alert/igneous/texture.htm> [Consulta en Ago., 2011]

<http://geology.csupomona.edu/alert/igneous/igmin.htm> [Consulta en Ago. 2011]

Society of petrophysicists and well log analysts

<http://www.spwla.org/technical/mnemonic-listings> [Consulta en Sep., 2011]

Petrología de rocas ígneas.

http://www.ugr.es/~agcasco/msecgeol/secciones/petro/pet_mag.htm [Consulta en Dic., 2011]

<http://web.viu.ca/earle/geol304/geol-304-b.pdf> [Consulta en Ago., 2011]

<http://water.usgs.gov/ogw/bgas/publications/wri014033/wri014033.pdf> [Consulta en Ago., 2011]

<http://www.physicalgeography.net/fundamentals/10g.html> [Consulta en Ago. 2011]

http://www.slb.com/~media/Files/evaluation/product_sheets/wireline_open_hole/geology/fmi_ds.a shx [Consulta en Ago. 2011]