

Comisión Nacional del Agua

**MANUAL DE AGUA POTABLE,
ALCANTARILLADO Y SANEAMIENTO**

**PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA Y REGISTROS GEOFISICOS DE
POZOS**

Diciembre de 2007

www.cna.gob.mx

Búsqueda por palabra

ADVERTENCIA

Se autoriza la reproducción sin alteraciones del material contenido en esta obra, sin fines de lucro y citando la fuente.

Esta publicación forma parte de los productos generados por la Subdirección General de Agua Potable, Drenaje y Saneamiento, cuyo cuidado editorial estuvo a cargo de la Gerencia de Cuencas Transfronterizas de la Comisión Nacional del Agua.

Manual de Agua Potable, Alcantarillado y Saneamiento.

Edición 2007

ISBN: 978-968-817-880-5

Autor: Comisión Nacional del Agua
Insurgentes Sur No. 2416 Col. Copilco El Bajo
C.P. 04340, Coyoacán, México, D.F.
Tel. (55) 5174-4000
www.cna.gob.mx

Editor: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales
Boulevard Adolfo Ruiz Cortines No. 4209 Col. Jardines de la Montaña,
C.P 14210, Tlalpan, México, D.F.

Impreso en México
Distribución gratuita. Prohibida su venta.

Búsqueda por palabra

Comisión Nacional del Agua

Ing. José Luis Luege Tamargo

Director General

Ing. Marco Antonio Velázquez Holguín

Coordinador de Asesores de la Dirección General

Ing. Raúl Alberto Navarro Garza

Subdirector General de Administración

Lic. Roberto Anaya Moreno

Subdirector General de Administración del Agua

Ing. José Ramón Ardavín Ituarte

Subdirector General de Agua Potable, Drenaje y Saneamiento

Ing. Sergio Soto Priante

Subdirector General de Infraestructura Hidroagrícola

Lic. Jesús Becerra Pedrote

Subdirector General Jurídico

Ing. José Antonio Rodríguez Tirado

Subdirector General de Programación

Dr. Felipe Ignacio Arreguín Cortés

Subdirector General Técnico

Lic. René Francisco Bolio Halloran

Coordinador General de Atención de Emergencias y Consejos de Cuenca

M.C.C. Heidi Storsberg Montes

Coordinadora General de Atención Institucional, Comunicación y Cultura del Agua

Lic. Mario Alberto Rodríguez Pérez

Coordinador General de Revisión y Liquidación Fiscal

Dr. Michel Rosengaus Moshinsky

Coordinador General del Servicio Meteorológico Nacional

C. Rafael Reyes Guerra

Titular del Órgano Interno de Control

Responsable de la publicación:

Subdirección General de Agua Potable, Drenaje y Saneamiento

Coordinador a cargo del proyecto:

Ing. Eduardo Martínez Oliver

Subgerente de Normalización

La Comisión Nacional del Agua contrató la Edición 2007 de los Manuales con el

INSTITUTO MEXICANO DE TECNOLOGÍA DEL AGUA según convenio
CNA-IMTA-SGT-GINT-001-2007 (Proyecto HC0758.3) del 2 de julio de 2007
Participaron:

Dr. Velitchko G. Tzatchkov

M. I. Ignacio A. Caldiño Villagómez

CONTENIDO

	Página
INTRODUCCIÓN	1
1. METODOS GEOELÉCTRICOS	4
1.1. GENERALIDADES	4
1.1.1. Conducción Electrónica	4
1.1.2. Conducción Electrolítica	4
1.2. DESCRIPCIÓN DE LOS MÉTODOS GEOELÉCTRICOS.....	5
1.3. METODOS DE CORRIENTE CONTINUA.....	7
1.3.1. Cargabilidad	7
1.3.2. Sondeo Eléctrico Vertical y Polarización Inducida.....	7
1.3.3. Calicatas.....	8
1.4. METODOS DE CORRIENTE ALTERNA.....	9
1.4.1. Fuente Natural.....	9
1.4.2. Fuente Artificial.....	10
2. RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS EN LA PROSPECCIÓN DE AGUA.....	15
2.1. RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS	15
2.2. INFLUENCIA DEL AGUA EN LA RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS	16
2.3. RESPUESTA ELECTRICA ESPERADA EN LOS DIFERENTES TIPOS DE ACUÍFEROS.	17
2.3.1. Clasificación de los Acuíferos.....	17
2.3.2. Características Eléctricas de los Acuíferos	18
3. SONDEO ELECTRICO VERTICAL, CALICATAS ELECTRICAS Y SONDEO DE LA POLARIZACION INDUCIDA.....	26
3.1. TEORIA	26
3.1.1. Arreglos Geométricos de los Electrodo s	27
3.1.2. Sistema Transmisor.....	28
3.1.3. Sistema de Medición	30
3.1.4. Modelo Geoeléctrico.....	30
3.2. SONDEO ELECTRICO VERTICAL Y CALICATAS ELECTRICAS	43
3.3. POLARIZACION INDUCIDA Y SU RELACION CON LOS SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES Y CALICATAS ELECTRICAS.....	44
4. SONDEOS Y CALICATAS ELECTROMAGNÉTICAS	48
4.1. GENERALIDADES	48
4.2. SONDEO MAGNETOTELURICO (SMT).....	49
4.2.1. Generación de la Señal	49
4.2.2. Medición de la Respuesta	49
4.2.3. Relación de Causa y Efecto	52
4.2.4. Semiespacio Homogéneo	52
4.2.5. Caso del Semiespacio Estratificado	53
4.3. SONDEOS POR FRECUENCIA (SF)	55
4.3.1. Generación del Disturbio	55
4.3.2. Sistema de Medición	56
4.3.3. Relación Causa-Efecto.....	57
4.4. SONDEOS POR TRANSITORIO ELECTROMAGNETICO (TEM).....	64
4.4.1. Emisión de la Señal.....	65
4.4.2. Sistema de Medición	65

4.4.3. Relación Causa-Efecto.....	67
4.5. PSEUDOSONDEOS ELECTROMAGNETICOS AEREOS (PSEA).....	68
4.6. CALICATAS ELECTRONAGNETICAS (CEM)	70
5. REGISTROS GEOFISICOS DE POZOS.....	73
5.1. REGISTROS GEOFISICOS DE POZOS.....	73
5.1.1. Parámetros Litológicos	74
5.1.2. Parámetros del Fluido	76
5.2. DIFERENTES TIPOS DE SONDAS EN UN REGISTRO GEOFISICO DE	77
5.2.1. Registro de Potencial Espontáneo (SP)	77
5.2.2. Registros de Resistividad	81
5.2.3. Registro de Inducción.....	87
5.2.4. Registro de Guarda (GUARD LOG)	89
5.2.5. Registros Radioactivos.....	90
5.2.6. Registro Sónico	96
5.2.7. Registro de Temperatura.....	97
5.2.8. Registro Caliper (diámetro de pozo).....	98
5.2.9. Registro de Desviación-Dirección	99
5.2.10. Registro de Flujo (Flowmeter)	100
5.3. COMBINACIONES DE SONDAS CON OBJETIVOS GEOHIDROLOGICOS ..	101
5.4. INTERPRETACION DE LOS CONJUNTOS DE SONDAS CON FINES GEOHIDROLOGICOS	103
5.4.1. Determinación de Resistividad Verdadera de la Formación (Rt).....	103
5.4.2. Determinación de Resistividad del Agua de Formación (Rw) y salinidad.....	106
5.4.3. Método de resistividad aparente del agua (Rwa)	106
5.4.4. Método del potencial espontáneo (SP)	107
5.4.5. Determinación de la Densidad	110
5.4.6. Porosidad	110
5.4.7. Permeabilidad	115
5.4.8. Volumen de Arcilla (Varc).....	116
5.4.9. Litología.....	118
6. PLANEACIÓN DE UN LEVANTAMIENTO GEOELÉCTRICO	131
6.1. GENERALIDADES.....	131
6.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y RECOPIACION DE DATOS PREVIOS	131
6.3. ELECCION DEL METODO GEOELÉCTRICO MÁS ADECUADO	133
6.4. PROGRAMACION DETALLADA DEL TRABAJO DE CAMPO	134
6.5. TRABAJO DE CAMPO:.....	134
6.5.1. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV).....	134
6.5.2. Calicatas Eléctricas (CE).....	137
6.5.3. Sondeo magnetotelúricos (SMT).....	137
6.5.4. Sondeo por Frecuencia (SF)	140
6.5.5. Sondeos por Transitorio Electromagnético (TEM).....	140
6.5.6. Pseudosondeos Electromagnéticos Aéreos (PSEA)	141
6.5.7. Calicatas Electromagnéticas Terrestres (CEM).....	142
6.6. INTERPRETACION FISICA DE LOS RESULTADOS	143
6.7. RESULTADOS ESPERADOS DE UN LEVANTAMIENTO DE CAMPO.....	143
6.8. INFORME EN UN LEVANTAMIENTO GEOELÉCTRICO	147

6.8.1. Informe Geoeléctrico como informe aislado	148
6.8.2. Informe Geoeléctrico como parte de un informe integrado.....	149
7. INTERPRETACIÓN Y MODELACIÓN GEOELECTRICA	150
7.1. ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN	150
7.1.1. Ejemplo de un estudio geohidrológico.....	152
7.1.2. Modelación Cualitativa	152
7.1.3. Modelación Cuantitativa	153
7.2. CASO DE INTERPRETACION.....	153
8. MÉTODOS GEOELÉCTRICOS EN OBRAS HIDRÁULICAS.....	158
8.1. MÉTODOS ELECTRICOS EN LA CONSTRUCCIÓN DE OBRAS HIDRÁULICAS	158
8.1.1. Profundidad de la Roca Firme.....	158
8.1.2. Profundidad del Nivel Freático	158
8.1.3. Estimación de Calidad de Roca	158
8.1.4. Cuantificación Preliminar de Bancos de Material	162
8.1.5. Modelación Geomorfológica y Estructural del Sitio	162
8.1.6. Agresividad del Suelo.....	162
9. NORMATIVIDAD EN LA EXPLORACIÓN GEOELECTRICA	163
9.1. CARACTERISTICAS TÉCNICAS EN LA EXPLORACIÓN GEOELECTRICA..	163
9.2. ASPECTOS GEOHIDROLOGICOS	164
9.2.1. Tipo de Acuífero Explorado	164
9.2.2. Profundidad Estimada del Acuífero	164
9.2.3. Extensión del área por explorar.....	164
9.2.4. Topografía del Terreno.....	164
9.2.5. Accesos a la zona de trabajo	165
9.2.6. Ruido Cultural.....	165
9.2.7. Aspectos Legales	165
9.2.8. Existencia del Servicio en la Región	165
9.3. ASPECTOS DE LAS ESPECIFICACIONES	165
9.4. ESPECIFICACION DE LINEAMIENTOS TECNICOS	166
9.5. EJEMPLO DE DEFINICIÓN DE ESPECIFICACIONES PARA EL SEV	167
10. EQUIPOS Y ACCESORIOS EN LA EXPLORACIÓN GEOELECTRICA	169
10.1. PARAMETROS DE INFLUENCIA EN LA SELECCIÓN DE UN EQUIPO	169
10.2. OFERTA DE MERCADO.....	170
10.3. COSTOS DE EQUIPO	171
10.4. ACCESORIOS	171
11. PROGRAMAS DE CÓMPUTO	172
11.1. PROGRAMAS PARA SEV Y MT.....	172
11.2. PAQUETES DE PROGRAMAS COMERCIALES.....	185
12. ESPECIFICACIONES DE CONTRATACIÓN Y COSTOS.....	187

INDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 1.1. Tendido para un sondeo eléctrico vertical.....	8
Figura 1.2. Calicata.	8
Figura 1.3. Tendido para un sondeo magneto telúrico.	9
Figura 1.4. Tendido para un sondeo por transitorio electromagnético.	11
Figura 1.5. Tendido para un sondeo por frecuencia.....	12
Figura 1.6. Sección de iso – resistividad aparente.....	13
Figura 3.1. Arreglo tetraelectrodico Schlumberger.	27
Figura 3.2. Arreglo de electrodos Wenner.....	28
Figura 3.3. Arreglo de electrodos dipolar.	28
Figura 3.4. Circuito de emisión de líneas de corrientes usando baterías.	29
Figura 3.5. Sistema de medición con corriente controlada.....	30
Figura 3.6. Modelo de semiespacio homogéneo.....	31
Figura 3.7. Densidad de corriente.	34
Figura 3.8. Semiespacio estratificado.	35
Figura 3.9. Arreglo Schlumberger paralelo al contacto vertical.	39
Figura 3.10. Arreglo Schlumberger perpendicular al contacto vertical.	40
Figura 3.11. Contacto geoelectrico inclinado.....	41
Figura 3.12. Contacto lateral sobreyaciendo un medio	41
Figura 3.13. Curvas de resistividad aparente para un arreglo Wenner sobre una capa inclinada, el arreglo esta orientado normal al rumbo. El electrodo esta fijo en relación al contacto inclinado.....	42
Figura 3.14. Curvas de resistividad aparente que se obtienen con un arreglo Schlumberger sobre una capa inclinada, el arreglo esta orientado paralelo al rumbo.	42
Figura 3.15. Comparación de curvas para arreglo Wenner, sobre una cavidad y una fisura.	44
Figura 3.16. Diferentes medidas de efecto pi en el dominio del tiempo (a) comparación de $v(t)$ con respecto a v_p (b) integral de $v(t)$ sobre un intervalo de tiempo	45
Figura 4.1. Electrodo impolarizables.	50
Figura 4.2. Magnetómetro.	50
Figura 4.3. Medición de mt con estaciones simultaneas.	51
Figura 4.4. Equipo de medición.....	56
Figura 4.5. Tendido para un sondeo por frecuencia.....	57
Figura 4.6. Equipo phoenix para sondeos electromagnéticos por frecuencia.	60
Figura 4.7. Curvas de resistividad aparente para un sondeo por frecuencia cuando $p \ll 1$	62
Figura 4.8. Curva de resistividad aparente de sondeos por frecuencia para cuando $p \gg 1$	63
Figura 4.9. Forma de onda al terreno para un sondeo transitorio electromagnetico.	65
Figura 4.10. Equipo transmisor	66
Figura 4.11. Forma de decaimiento del campo secundario en un sondeo por transitorio electromagnético.	66
Figura 4.12. Diagrama de resistividad / profundidad para un semiespacio estratificado en un campo con una capa conductora a 90m.....	69

Figura 4.13. Sección Sengpiel (cortesía Dighem).....	70
Figura 4.14. Mapa de resistividad	71
Figura 4.15. Diagrama de interpretación para una capa conductiva delgada.	71
Figura 4.16. Arreglo para la medición de calicatas aéreas.....	72
Figura 5.1. Condiciones en el pozo.	74
Figura 5.2. Concentración equivalente de NaCl como una función de la resistividad o conductividad y temperatura.	76
Figura 5.3. Flujo de corriente en la frontera acuífero-arcilla.	78
Figura 5.4. Representación del potencial espontáneo estático.	80
Figura 5.5. Arreglo tipo de un sondeo eléctrico vertical.....	81
Figura 5.6. Principio del registro eléctrico.	82
Figura 5.7. Dispositivo de un electrodo.	83
Figura 5.8. Arreglo real para medir la resistencia eléctrica.	84
Figura 5.9. Dispositivo teórico (arreglo normal).....	84
Figura 5.10. Dispositivo real arreglo normal (Schulmberger 1958)	85
Figura 5.11. Dispositivo teórico (arreglo lateral).....	86
Figura 5.12. Dispositivo real arreglo lateral	87
Figura 5.13. Arreglo de la sonda de inducción.	88
Figura 5.14. Sistema de registro de guardia.....	89
Figura 5.15. Respuestas típicas de rayos gamma naturales.....	90
F = Feldespato, M = mica, * = glaucomita.	90
Figura 5.16. Principio fuente densidad – Caliper.....	92
Figura 5.17. Sistema de densidad compensada.	93
Figura 5.18. Espectro de emisión de rayos gamma naturales.....	94
Figura 5.19. Principio de la sonda neutrón – neutrón térmico.	95
Figura 5.20. Principio de la sonda sónica.....	96
Figura 5.21. Sonda de temperatura.....	97
Figura 5.22. Sonda de calibración.....	98
Figura 5.23. Sistema típico de la sonda de desviación.	99
Figura 5.24. Sonda de flujo (Flowmeter) tomado de Colog. Inc.	100
Figura 5.25. Nomograma para sonda neutrón (am 241be).	112
Figura 5.26. Gráfico de interrelación litológica-porosidad con puntos para varios minerales mostrando dirección de desplazamiento (flechas) causadas por lutitas, gas y porosidad secundaria	119
Grafico 1. Corrección por efecto de agujero en capas para la normal corta de 0.04 m (16”) obtenida con registro eléctrico convencional.	120
Grafico 2. Corrección por efecto de agujero para la normal de 1.6 m (64”) en capas gruesas obtenido con registro eléctrico convencional.	121
Grafico 3. Corrección por efecto de agujero para la lateral de 5.7 m (18’8”) obtenida con registro eléctrico convencional	122
Grafico 4. Estimación de R_t	123
Grafico 5a. Corrección para la normal de 0.40 m en capas delgadas y agujero de 6”.	124
Grafico 5b. Corrección para la normal de 0.40 m en capas delgadas y agujero de 8”.	125
Grafico 5c. Corrección para la normal de 0.40 m en capas delgadas y agujero de 10”.	126

Grafico 5d. Corrección para la normal de 0.40 m en capas delgadas y agujero de 12".	127
.....	
Grafico 6. R_w vs. R_{we} para soluciones de varias sales.	128
Grafico 7. Correcciones para espesor de capa del S. P.	128
Grafico 8. Corrección para densidad y arcilla.	129
Figura 6.1. Diferentes arreglos geoelectricos.	136
Figura 6.2. Graficas electroestratigraficas	136
Figura 6.3. Calicata con arreglo schlumberger	137
Figura 6.4. Series de tiempo en mt	138
Figura 6.5. Resistividad aparente.	139
Figura 6.6. Skew, Tipper, Strike angle	139
Figura 6.7. Curvas de resistividad aparente tiempo para 2 capas.	141
Figura 6.8. Calicata electromagnética con VLF.	142
Figura 6.9. Calicata electromagnética con fuente y receptor móviles.	143
Figura 6.10. Resistividad aparente y espesores en forma unidimensional.	144
Figura 6.11a. Sección de resistividad aparente y electroestratigrafica.	144
Figura 6.11b. Mapa de isorresistividad.	145
Figura 6.12. Isométrico electro estratigráfico.	146
Figura 7.1. Sección electroestratigrafica.	154
Figura 7.2. Curvas de sondeos eléctricos verticales en un valle.	156
Figura 8.1. Clasificación de "calidad de roca" por interpretación geofísica.	160

INDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 1.1. Métodos geoelectricos.....	6
Tabla 2.1. Resistividades de materiales y elementos (Telford, 1976).	19
Tabla 2.2. Resistividades de minerales (Telford, 1976).	20
Tabla 2.3. Resistividades de mineralizaciones (Telford, 1976).	22
Tabla 2.4. Resistividades de rocas ígneas y metamórficas (Telford, 1976).	23
Tabla 2.5. Resistividades de rocas sedimentarias (Telford, 1976).	24
Tabla 2.6. Resistividad del agua (Orellana, 1972).	24
Tabla 2.7. Variación de la porosidad de la roca con la edad (Keller, 1966).	24
Tabla 2.8. Variación de la resistividad de las rocas con el contenido de agua (Telford, 1976)	25
Tabla 5.1. Resumen de aplicación de registros (modificada de Keys, W. S. and McCary, L. M., 1985).	102
Tabla 5.2. Peso y densidad del lodo.	109
Tabla 5.3. Densidad de las rocas.	111
Tabla 5.4. Velocidad de tiempo de transito en rocas.....	114
Tabla 5.5. Permeabilidad de materiales granulares.	116
Tabla 7.1. Resistividad de materiales propicios para acuíferos.....	152
Tabla 8.1. Calidad de roca.	159
Tabla 8.2. Descripción de clasificación de rocas por interpretación geofísica.....	161
Tabla 10.1. Proyectos de equipos geoelectricos.....	171
Tabla 11.1. Filtro de O'NEILL.	174
Tabla 11.2. Calculo de la resistividad aparente.....	176
Tabla 11.3. Datos de prueba para el programa.....	177
Tabla 11.4. Presentación de resultados, programa 12.1.....	178
Tabla 11.5. Impresión de resultados del programa 12.2.	182
Tabla 12.1. Clasificación de los métodos geoelectricos con fines de costos	190
Tabla de conversión de unidades de medida al Sistema Internacional de Unidades (SI)	204

INTRODUCCIÓN

La exploración del agua subterránea adquiere un perfil cada vez más importante debido a dos razones fundamentales: 1) el aumento de la demanda de agua ocasionada por el acelerado crecimiento de la población, las industrias y las zonas agrícolas con riego y 2) la cancelación del uso de los escurrimientos superficiales, dada la enorme contaminación que han sufrido, principalmente por la actividad humana.

La creciente demanda del agua subterránea ocasiona la explotación intensiva de acuíferos, lo cual provoca un abatimiento del nivel estático, que se manifiesta algunas veces como un aumento de la salinidad. Este fenómeno es crítico especialmente en zonas costeras, en donde la irracional explotación de los acuíferos provoca el abatimiento de los niveles piezométricos, lo que permite la intrusión de agua salada en acuíferos originalmente de agua dulce. Para evitar el grave problema que esto origina se elaboran programas racionales de explotación acordes con el balance hidrológico de los acuíferos, para lo cual, se requiere evaluar el comportamiento de estos y de las reservas de agua.

Valorar el comportamiento y características de los acuíferos no es sencillo, por un lado requiere del conocimiento del subsuelo mediante sus propiedades físicas a profundidades cada vez mayores, y por el otro, la exploración directa con barrenación, cuyos costos hacen prohibitivo emplearlo a gran escala. Por ello son necesarios métodos de exploración indirectos que permiten evaluar los acuíferos con un mínimo de perforaciones. Es en esta parte donde aparecen los métodos geofísicos, con los que se pueden investigar las propiedades físicas del subsuelo desde la superficie. Las técnicas empleadas pueden medir propiedades como la resistividad eléctrica, densidad, velocidad de transmisión de las ondas elásticas, susceptibilidad magnética, polarización, radiactividad natural, etcétera; todas ellas íntimamente ligadas a la estructura y constitución de las rocas del subsuelo, a la presencia de agua, y en ciertos casos, a la composición de la misma.

Una de las propiedades que está vinculada a la presencia de agua en las rocas, es la resistividad eléctrica, lo cual ha generado el desarrollo de una tecnología específicamente enfocada a su medición.

Existe abundante bibliografía sobre los métodos geofísicos y sus aplicaciones en múltiples campos de la actividad humana, como exploración petrolera, minería, geología, ingeniería civil, geohidrología, etc.; en su mayoría, dicha literatura aborda los métodos geofísicos de manera genérica, exponiendo sus principios básicos y los desarrollos teóricos (como son los libros utilizados en la enseñanza), o bien de una manera teórica y específica para un método en particular, como en el caso de gran número de artículos publicados en revistas especializadas, como: Geophysics, Geophysical Prospecting, Geofísica Internacional. Por otra parte, sólo se dispone de un reducido número de publicaciones sobre métodos geofísicos aplicados a un problema concreto, como la exploración del agua subterránea. En su mayoría, estos trabajos abordan un método particular aplicado a la Hidrogeología, y sólo en casos

excepcionales como Granada Sans (1986), Duprat (sin fecha), etc., exponen diferentes métodos geofísicos enfocados a la solución de problemas geohidrológicos.

La intención de este manual es proporcionar no sólo el conocimiento de los métodos geoelectrónicos (tanto de corriente continua como de corriente alterna) sino de su planificación, ejecución, supervisión y particularmente de la interpretación de los resultados.

El presente trabajo incluye todos los métodos geoelectrónicos actualmente empleados en estudios de prospección enfocada a la geohidrología:

- Sondeos eléctricos verticales (SEV)
- Sondeos con polarización inducida (PI)
- Sondeos magnetotélúricos (SMT)
- Sondeos por frecuencia (SP)
- Sondeos por transitorio electromagnético (TEN)
- Seudosondeos electromagnéticos aéreos (PSEA)
- Calicatas electromagnéticas, aéreas y terrestres (CEM)
- Registros geofísicos de pozos que son utilizados en geohidrología.

En este último rubro se incluyen los registros de pozos, que aunque no son del tipo eléctrico están totalmente relacionados con el análisis de los acuíferos.

No se pretende analizar exhaustivamente las bases teóricas de los métodos, ya ampliamente difundidas en la literatura especializada y de la cual se proporciona una extensa bibliografía: se intenta explicar, en forma accesible para el personal técnico que intervenga en cualquier variante de la exploración geohidrológica, en que consiste cada método y en que condiciones pueden ser utilizados, sus alcances y limitaciones, así como los parámetros a tomar en cuenta para su planeación, los índices de control de calidad que aseguren un resultado óptimo y la consecución de los objetivos planteados.

Explicaremos sucintamente la estructura que hemos adoptado para facilitar la comprensión de este manual:

En la Introducción, se describe lo que el lector puede esperar de esta obra. En el capítulo 1 se ofrece una introducción a todos los métodos abordados en este manual; en el capítulo 2 se plantea la relación entre la resistividad de las rocas y las modificaciones que éstas sufren debido a la presencia del agua subterránea.

Aunque el objetivo de este manual es ser accesible a técnicos no especializados, se consideró necesario incluir parte de la teoría básica en los capítulos 3 y 4, que comprende ecuaciones para el cálculo del efecto teórico de los modelos más usados en la interpretación; ello hace a estos dos capítulos de difícil comprensión para quienes carecen de buenas bases de teoría electromagnética; empero, pueden ser de gran utilidad como fuente de consulta o para entender el proceso de interpretación

automática que se presenta en el capítulo 11 mediante programas de cómputo, así como las referencias citadas a lo largo del presente manual.

El capítulo 5 es una guía para lo relacionado con el uso de los registros geofísicos de pozos que se aplican tanto en la prospección como en la explotación de agua subterránea; en el capítulo 6 se aborda la planeación de los levantamientos eléctricos; el tema del capítulo 7 es la modelación e interpretación de los trabajos de prospección geoelectrica; en el capítulo 8 se detallan algunas aplicaciones de los métodos geoelectricos en la construcción de obras hidráulicas; el capítulo 9 trata lo relativo a la normatividad de la exploración geoelectrica; en el capítulo 10 se describen los equipos más comunes actualmente en uso; en el capítulo 11 se proporcionan algunos programas de computación y en el capítulo 12 las especificaciones de contratación y costos.

1.METODOS GEOELÉCTRICOS

1.1.GENERALIDADES

En el ámbito de la prospección geohidrológica, al hablar de la geofísica es común pensar inmediatamente en el sondeo eléctrico vertical (SEV), y en algunos casos en los registros geofísicos en pozos. Desde su creación con los trabajos de Conrad Schlumberger, el sondeo eléctrico vertical ha sido una técnica frecuentemente utilizada en la exploración del agua subterránea. Este método ha llegado a ser tan popular en todo el mundo que se han exagerado sus bondades, aplicándose indiscriminadamente aún en situaciones donde la validez teórica de los modelos utilizados para la interpretación es cuestionable, pues el modelo normalmente utilizado es el semiespacio estratificado horizontalmente. Por tal razón, al inicio de cualquier trabajo se debe analizar cuidadosamente la resolución y alcance del método a emplear.

Para la elección del método deben considerarse los puntos siguientes:

- El objetivo del estudio y el tipo de estructura geológica buscada.
- La sensibilidad del equipo a los cambios que produce el objetivo buscado (agua, roca, mineral, etc.), en la propiedad física que se está midiendo.
- La sensibilidad del método a cambios laterales, someros y profundos.
- La validez del modelo elegido para la interpretación.

En el caso de la geohidrología, el objetivo es determinar la presencia y calidad del agua en las rocas del subsuelo y la propiedad a medir es la resistividad del terreno.

Como se verá en el capítulo 3, existe una estrecha relación entre la propiedad física conocida como resistividad eléctrica de las rocas y el contenido de fluidos. Para poder entender esta propiedad primero explicaremos que en la naturaleza existen dos formas de conducción de la corriente eléctrica en los materiales:

1.1.1.Conducción Electrónica

La conducción electrónica es un fenómeno exclusivo de los minerales metálicos y los metales propiamente dichos; es la forma de conducción de corriente eléctrica más usualmente utilizada por el ser humano, pero la más infrecuente en la naturaleza, pues los minerales con tal capacidad son relativamente escasos y difíciles de hallar.

1.1.2.Conducción Electrolítica

Durante la formación de las moléculas, muchas quedan con una carga eléctrica, positiva o negativa, y reciben el nombre de iones; cuando el material en el que se encuentran dichas moléculas lo permite, éstas se moverán debido a una diferencia de potencial, de acuerdo con una ley ampliamente conocida: "partículas con signo igual se repelen y con signo contrario se atraen". Este movimiento de iones

constituye una corriente eléctrica de iguales propiedades que la corriente electrónica, y cumple con las mismas leyes físicas.

La mayoría de las rocas no contienen materiales de tipo metálico, por lo que su conductividad eléctrica se debe a los iones y a su movilidad; la presencia de iones está estrechamente relacionada con el contenido de agua en la roca y las sales que contenga en disolución.

En la prospección del agua subterránea, el interés se concentra en cuatro puntos:

Conocer si la presencia de agua subterránea produce un cambio en la conductividad de las rocas que la contienen.

La posibilidad de conocer este cambio en la conductividad.

La existencia de un método para medir este cambio desde la superficie.

Interpretar los valores obtenidos para diferenciarlos de otros similares, pero no relacionados con la presencia del agua.

Estos puntos pueden ser aclarados al comparar las diferentes tablas de resistividad del capítulo 3: el segundo y tercer punto se aclaran brevemente en el primer párrafo de dicho capítulo, puesto que es ampliamente conocido que mediante el sondeo eléctrico vertical pueden medirse desde la superficie cambios de conductividad eléctrica, o su inverso: la resistividad. Posteriormente se analizará el problema de la interpretación de los datos obtenidos en campo. Sin embargo, surgen otras inquietudes como:

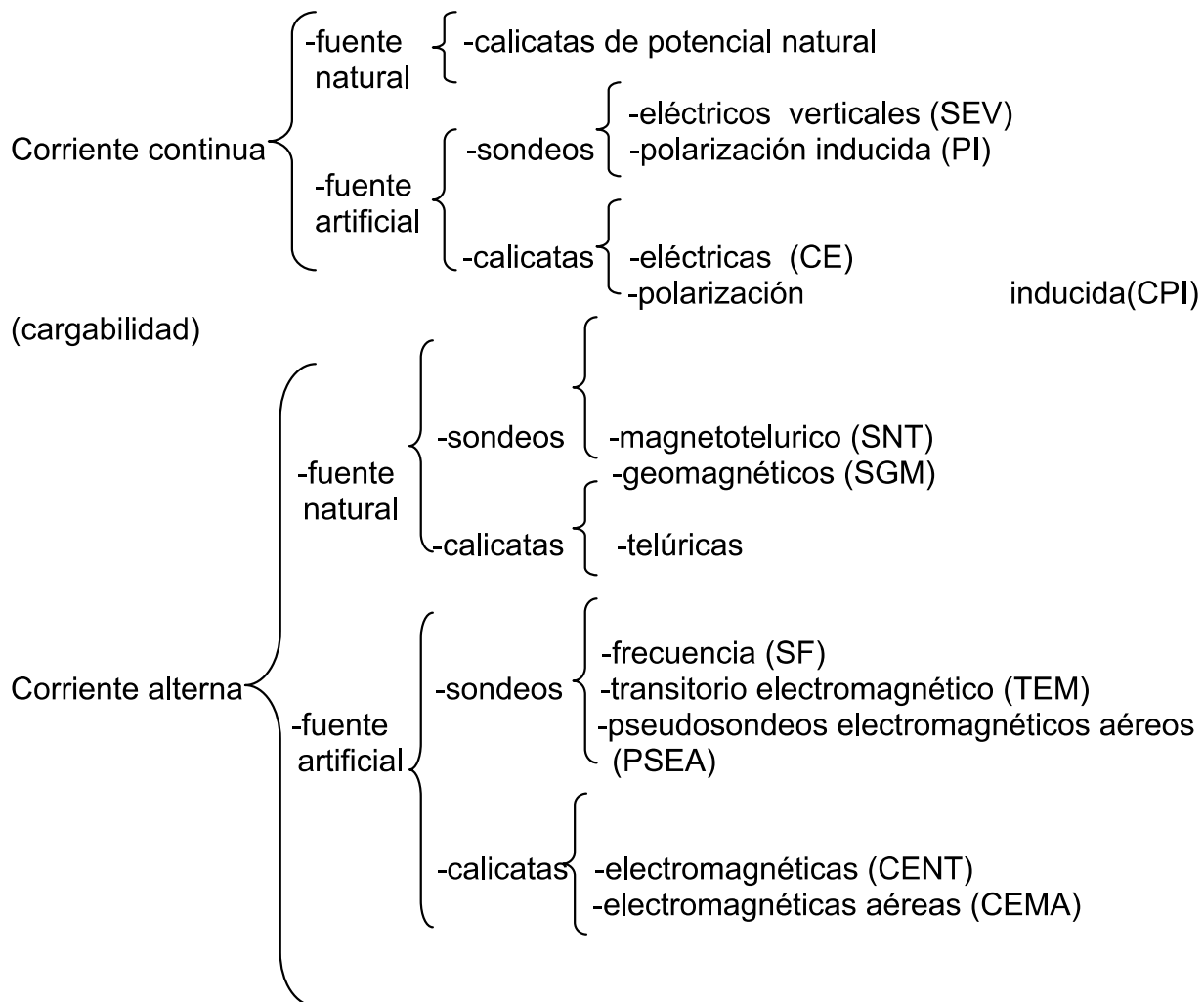
- La existencia de otros métodos para medir los cambios en la conductividad.
- Conocer cuál es el método óptimo para obtener la información deseada.
- Las limitaciones del sondeo eléctrico vertical.
- La eficacia de los diferentes métodos ante situaciones específicas.
- La adecuada selección y aplicación de dichos métodos para un costo óptimo.

A continuación se presentarán globalmente las herramientas o métodos geoelectrónicos en uso dentro de la prospección hidrogeológica: por el momento analizaremos los métodos geoelectrónicos.

1.2.DESCRIPCION DE LOS MÉTODOS GEOELÉCTRICOS

Los métodos geoelectrónicos se dividen principalmente en dos grupos: los que usan corriente directa y los que emplean corriente alterna; estos grupos, a su vez, pueden subdividirse en: los que utilizan las corrientes que existen normalmente en la naturaleza (fuente natural) y los que emplean corrientes creadas artificialmente (fuente artificial). En cada una de ambas subdivisiones caben dos tipos de métodos: los que se utilizan para medir variaciones de resistividad con respecto a la profundidad y los empleados para medir cambios de resistividad en el sentido horizontal; a los primeros se les conoce como SONDEOS, a los segundos como CALICATAS. A continuación se presentan agrupados en una tabla:

Tabla 1.1. Métodos geoelectricos



CALICATAS : MIDEN VARIACIÓN HORIZONTAL DE LA RESISTIVIDAD
 SONDEOS : MIDEN VARIACIÓN VERTICAL DE LA RESISTIVIDAD.

1.3.METODOS DE CORRIENTE CONTINUA.

Según la tabla de la figura 1.1, los métodos eléctricos de corriente continua se dividen en dos: los que usan como fuente las corrientes naturales que circulan en la corteza terrestre y los que requieren fuentes artificiales de corrientes introducidas al subsuelo. Del primer tipo sólo existe el método de potencial espontáneo, utilizado en la exploración geohidrológica únicamente en los registros geofísicos de pozos.

En la exploración geohidrológica superficial, los potenciales naturales o espontáneos producidos por corrientes eléctricas naturales que existen en la corteza terrestre se toman como señales no deseadas, y por lo tanto se eliminan.

Como se muestra en la tabla 1.1, los métodos eléctricos de corriente continua con fuente artificial son los sondeos que miden la variación vertical y las calicatas que cuantifican variaciones horizontales, estos se enfocan a la detección de dos propiedades de los materiales del subsuelo; la resistividad eléctrica (sondeos y calicatas eléctricas) y la cargabilidad (sondeos y calicatas de polarización inducida).

1.3.1.Cargabilidad

La cargabilidad es la capacidad que tienen los materiales para retener carga eléctrica durante un periodo de suministro de corriente para posteriormente deshacerse de dicha carga cuando aquel se interrumpe. Muchos minerales constituyentes de las rocas exhiben esta propiedad, incluyendo el agua en estado líquido.

1.3.2.Sondeo Eléctrico Vertical y Polarización Inducida

Los sondeos eléctricos verticales (SEV), y los sondeos de polarización inducida (PI) se realizan en campo de la misma forma: mediante cuatro electrodos, separados a una cierta distancia; con dos de ellos se miden variaciones de potencial eléctrico originados en el terreno por la corriente inyectada a través de los otros dos electrodos.

Como el volumen involucrado de terreno depende de la separación entre los electrodos, mientras más distancia exista entre éstos mayor será la profundidad de exploración en el terreno; si se hacen varias mediciones incrementando gradualmente la distancia entre los electrodos de corriente, se profundiza la investigación de la resistividad eléctrica del subsuelo, suponiendo que el terreno es homogéneo en el plano horizontal y que la resistividad o la cargabilidad sólo varían en el sentido vertical. (figura 1.1)

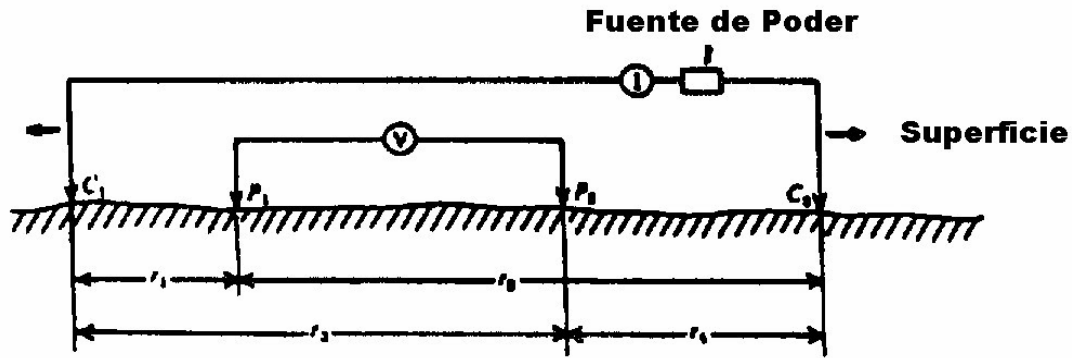


Figura 1.1. Tendido para un sondeo eléctrico vertical.

Actualmente el sondeo eléctrico vertical es el método eléctrico más común en la exploración geohidrológica, mientras que el sondeo por polarización inducida se ha utilizado muy poco debido a varios aspectos que se abordarán en el capítulo IV.

1.3.3. Calicatas

El segundo tipo se conoce como CALICATAS, y aunque esencialmente es el mismo tipo de medición, la forma en la que se realiza el trabajo permite conocer principalmente la distribución espacial, de las variaciones, de la resistividad eléctrica (CE) o de la polarización inducida (PI) a lo largo de la línea que se está levantando, manteniendo casi constante la profundidad de investigación.

Las calicatas consisten principalmente en mantener fijas las distancias entre los electrodos de corriente y de potencial, de tal manera que en principio se mantiene la profundidad de investigación; después de que se hace la lectura en un sitio, el arreglo de electrodos se mueve como un todo para hacer la medición en el próximo sitio (que normalmente está sobre una línea fijada previamente); se repite el proceso en los puntos subsiguientes hasta completar el perfil que se desea investigar; el resultado es, por tanto, una serie de valores de resistividad aparente que nos muestran la variación de ésta a lo largo de un perfil para una profundidad relativamente constante, con la distancia entre los electrodos fija, como se muestra en la figura 1.2.

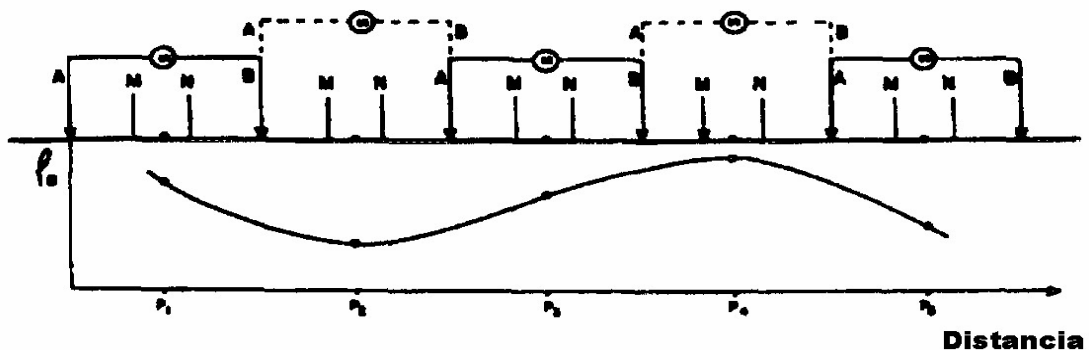


Figura 1.2. Calicata.

Este tipo de calicatas puede ser empleado en casos en que la exploración geohidroeléctrica señale que los acuíferos se presentan en forma no tabular, como sucede con los acuíferos controlados por carsticidad o por figuras grandes, los cuales son investigados más exitosamente si se estudia la variación lateral de la resistividad, considerando la profundidad a investigar como función de las distancias entre los electrodos.

1.4.METODOS DE CORRIENTE ALTERNA

Cuando se emplean métodos geoelectricos en la exploración geohidrológica es importante recalcar que la propiedad que se está midiendo de los materiales del subsuelo es la resistividad eléctrica y que ésta puede ser evaluada de formas diferentes, todas ellas emanadas de los principios básicos de la teoría electromagnética, descrita en su forma más genérica en las ecuaciones de Maxwell. Así como es posible medir la variación de la resistividad con respecto a la profundidad en el SEV, también lo es utilizando las propiedades de los campos electromagnéticos generados al utilizar la corriente alterna.

Los métodos de corriente alterna presentan las cuatro modalidades que se pueden formar con la utilización de las fuentes naturales o artificiales, y su aplicación en forma de sondeos o calicatas.

1.4.1.Fuente Natural

De los métodos que emplean fuente natural, el único que en la actualidad ha sido utilizado en la exploración geohidrológica es el sondeo magnetotelúrico, (SMT) este método consiste en medir las variaciones de los campos eléctrico y magnético; en dos direcciones perpendiculares por el campo eléctrico y en tres direcciones para el campo magnético (Figura 1.3).

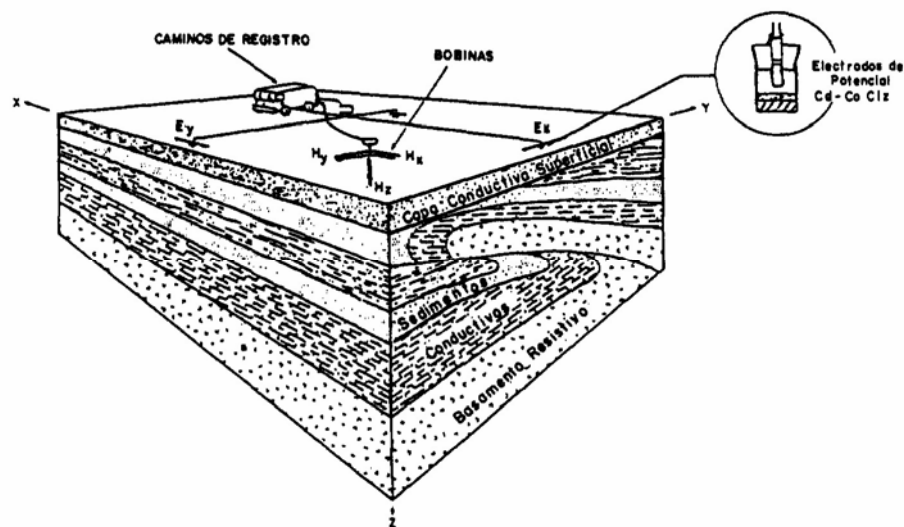


Figura 1.3. Tendido para un sondeo magneto telúrico.

Si se hacen mediciones del campo eléctrico (EX) en la dirección x, del campo magnético (HY) en la dirección Y, obtenemos la impedancia, que se define como:

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} \quad (1.1)$$

donde:

Z_{xy} = Impedancia

E_x = Componente x del campo eléctrico

H_y = Componente y del campo magnético

Aunque los valores de las variaciones de los componentes de los campos se miden respecto al tiempo, siempre es posible conocer mediante un algoritmo matemático conocido como transformada de Fourier las variaciones con respecto a la frecuencia; a continuación se aplica la relación desarrollada por Cagniard (1953):

$$|Z| = 2\pi \left(\frac{\rho}{5T} \right)^{1/2} \times 10^{-3} \quad (1.2)$$

donde:

z = Impedancia

$\pi = 3.14159...$

ρ = Resistividad del medio

T = Periodo de la señal = 1 / frecuencia

Partiendo de esta relación podemos obtener la resistividad.

En realidad, el trabajo de campo y la práctica del sondeo magnetotelúrico son bastante más complejos que lo descrito anteriormente, pero el principio básico es el mismo.

1.4.2.Fuente Artificial

Cuando se utiliza corriente alterna producida artificialmente se pueden concebir dos tipos de sondeos, que permiten definir la distribución de la resistividad respecto a la profundidad en el subsuelo.

1.4.2.1. Sondeo por Frecuencia

El sondeo por frecuencia (SF) aprovecha el que la profundidad de penetración de las ondas (Skindepth, o penetración nominal) en el subsuelo depende principalmente de la frecuencia de la onda y de la resistividad de las capas más superficiales, por lo que sí se varía la frecuencia de la señal emitida y se mide la resistividad aparente para cada frecuencia de emisión se obtiene una curva de variación similar a la que

proporcionan los SEV, que puede ser interpretada en términos de un modelo de subsuelo estratificado horizontalmente (Figura 1.5).

1.4.2.2. Sondeo por Transitorio Electromagnético

Los sondeos por el método transitorio electromagnético (TEM) generan una componente del campo electromagnético (usualmente la componente vertical), induciendo con ello la creación de corrientes en el subsuelo; éstas, a su vez, generan un campo magnético secundario susceptible de ser medido. El principio básico del método consiste en medir el campo secundario inmediatamente después de apagar el equipo emisor, ya que en ese momento desaparece el campo primario y sólo queda el secundario, que va decayendo gradualmente de manera tal que se puede extraer información sobre la resistividad del subsuelo. La curva de decaimiento del campo secundario es normalizada de manera similar a las curvas en los otros tipos de sondeos de corriente alterna, obteniéndose una presentación de resistividad aparente contra tiempo, que también puede ser interpretada como las curvas de los SEV (Figura 1.4).

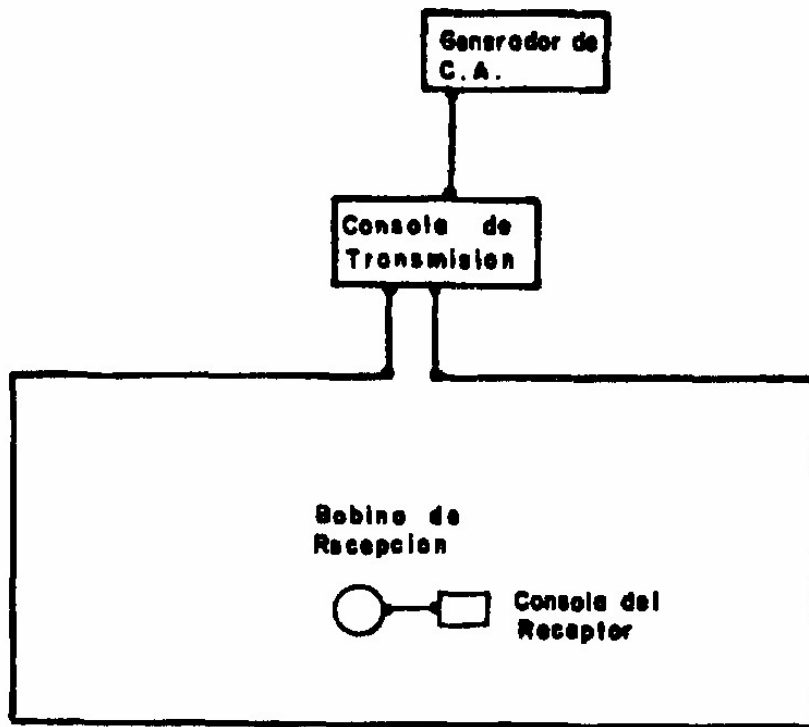


Figura 1.4. Tendido para un sondeo por transitorio electromagnético.

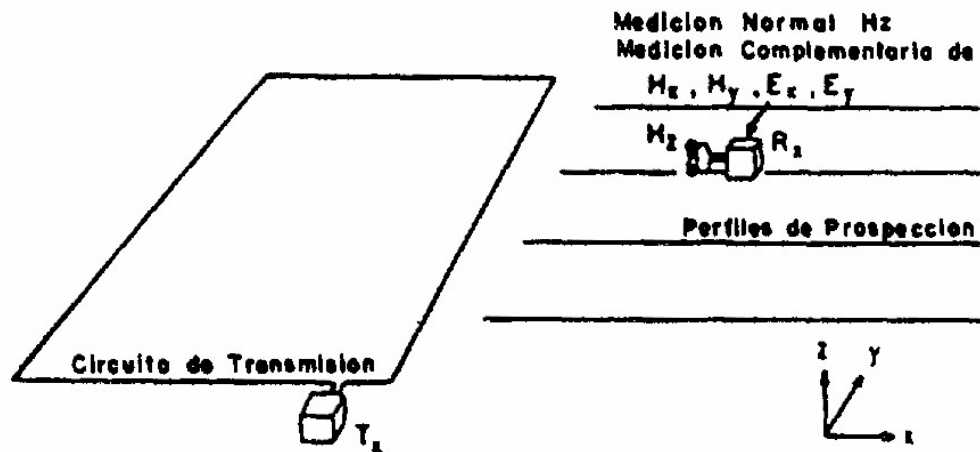


Figura 1.5. Tendido para un sondeo por frecuencia.

1.4.2.3. Calicatas Electromagnéticas

Otro de los métodos que utilizan corriente alterna son las calicatas electromagnéticas, que se basan en los mismos principios físicos que los sondeos y permiten investigar las variaciones de la resistividad en el subsuelo en el sentido horizontal; su principal utilidad consiste en descubrir cuerpos conductores aislados o variaciones laterales abruptas de la resistividad debida a estructuras geológicas de interés.

Las calicatas pueden realizarse con una gran variedad de equipos, de los cuales los más conocidos son el turam, el silingram, el VLF y los equipos electromagnéticos aerotransportados, que permiten realizar el mismo trabajo que en tierra pero con gran rapidez y en grandes volúmenes; prácticamente todos los levantamientos llevados a cabo con este método se interpretan en términos de modelos de laboratorio, con lo que se ha logrado obtener un gran número de curvas para interpretación y conjuntos de las denominadas curvas características. Estas curvas características son creadas a partir de ciertas singularidades de las curvas de interpretación de los modelos de laboratorio, como puede ser la amplitud relativa entre los máximos y los mínimos, la distancia horizontal entre ellos, la pendiente máxima, etc. Con dos o más de estas propiedades se forman diagramas, de tal manera que cuando se obtiene una curva de campo se le miden esas mismas características; con ellas se ubica un punto que define aproximadamente los parámetros del modelo que se está usando para la interpretación, bajo el supuesto de que estos modelos representan aproximadamente lo que se busca en el subsuelo.

1.4.2.4. Pseudosondeos por Frecuencia (Aéreo)

Un gran avance reciente consiste en utilizar simultáneamente varias frecuencias en los equipos electromagnéticos aerotransportados, obteniéndose con ello diferentes profundidades de penetración en el subsuelo y simulando a la vez un sondeo por

frecuencia; esto permite obtener un perfil continuo de la variación vertical de la resistividad para profundidades someras a lo largo de muchos kilómetros.

Como conclusión de lo expuesto en este capítulo, el parámetro que interesa medir con cualquiera de los métodos eléctricos (con excepción del sondeo y la calicata de polarización inducida, que miden la cargabilidad) es la resistividad, es decir, la variación de la resistividad del subsuelo ya sea en sentido vertical u horizontal. En la mayoría de los trabajos se combinan las características del sondeo con las de las calicatas, realizando varios sondeos tanto a lo largo de una línea en el terreno - con lo cual se obtienen tanto las variaciones de la resistividad con la profundidad como lateralmente, en el sentido de la línea en que se están haciendo los sondeos. A este tipo de trabajo se le conoce como presentación por secciones, como la que podemos apreciar en la figura 1.6.

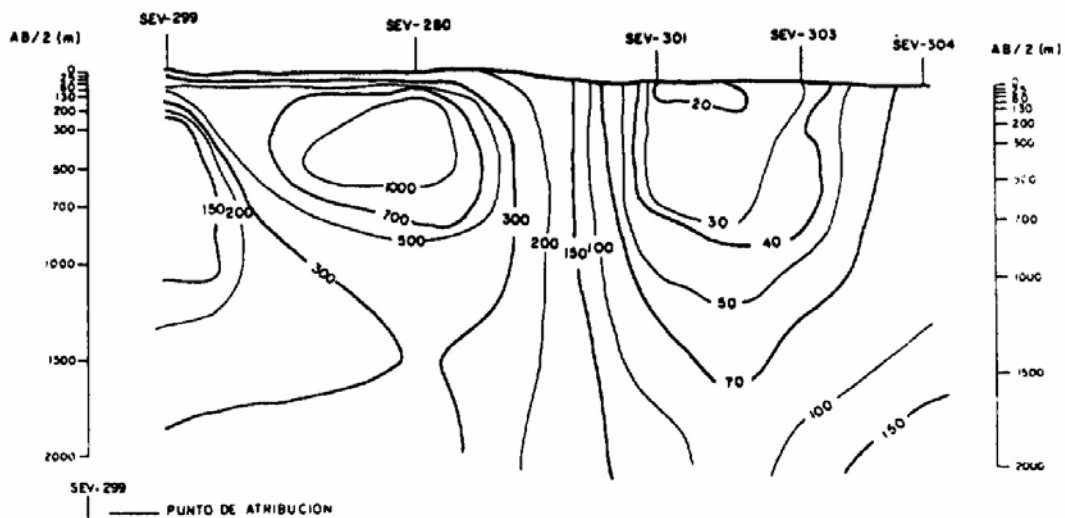


Figura 1.6. Sección de iso – resistividad aparente.

De la misma manera, si los sondeos están distribuidos en un área determinada se puede utilizar el parámetro contra el cual se está graficando la resistividad aparente (distancia entre electrodos de corriente, frecuencia, periodo o tiempo), configurar en un plano horizontal los valores de esta resistividad para un mismo valor de la abscisa y obtener la distribución en el área de la resistividad para una penetración nominal esperada.

Después de la anterior descripción de los métodos geoelectricos surgen una serie de interrogantes en los técnicos que intervienen en la exploración del agua subterránea, como son:

- La existencia de una relación entre la resistividad que miden los métodos geoelectricos, la cargabilidad medida con la polarización inducida y la presencia de agua.

- La selección del método óptimo
- Las dificultades de aplicación de los diferentes métodos
- Sus respectivos costos de aplicación
- La dificultad de interpretar los datos obtenidos y asociarlos adecuadamente a los objetivos buscados
- La contaminación de los acuíferos
- La forma más adecuada de explotarlos a corto y largo plazo

En los capítulos siguientes se analizarán estas inquietudes, basándonos tanto en la teoría de los métodos como en la experiencia de los autores.

2.RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS EN LA PROSPECCIÓN DE AGUA.

2.1.RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS

Las propiedades físicas que definen a un material de acuerdo con su comportamiento electromagnético son: la constante dieléctrica, la permeabilidad magnética y la resistividad; la resistividad, es la propiedad que se mide en los métodos eléctricos de exploración.

La mayoría de las rocas no son buenas conductoras de la corriente eléctrica: son prácticamente aislantes debido a que también lo son los minerales que se encuentran en mayor proporción en ellas (cuarzo, feldespatos, calcita, etc.).

El fenómeno de conducción eléctrica se presenta por dos razones principales: la primera y menos importante geohidrológicamente, es la presencia de minerales del tipo metálico, como la pirita, la magnetita, la pirrotita, etc., que hacen que la roca se comporte como un conductor, cuya conductividad aumentará al incrementarse el contenido de estos minerales y su interconexión.

La segunda causa, la más interesante desde el punto de vista geohidrológico, es la presencia de fluidos en los poros de las rocas, de los cuales el más común es el agua, pudiendo ser también hidrocarburos o gases.

La resistividad eléctrica de las rocas varía en amplios márgenes, por lo que es casi imposible asignar valores específicos a los diversos tipos de roca; no obstante, se pueden estimar criterios observando tablas publicadas en libros y manuales de constantes físicas, como las que se muestran de la tabla 2.1 a tabla 2.5, obtenidas de TELFORD W. M. (1976). Los valores típicos de las constantes eléctricas aparecen de la tabla 2.1 a tabla 2.5..

Cuando se estudia una región determinada se observa que el intervalo de variación para una misma roca no es tan grande, y usualmente se puede asignar intervalos característicos a los diferentes tipos de roca existentes en la zona de estudio. No obstante, puede incurrirse en error si se asignan esos mismos intervalos a otras zonas en las que existe un tipo similar de roca.

Por ejemplo una caliza sana y compacta puede tener resistividades mayores a 5,000 ohm-m, mientras que una caliza con alteración a arcilla fisurada y saturada de agua puede presentar resistividades de algunas decenas de ohm-m; lo mismo sucede con los basaltos, que en un estado compacto y sano son usualmente muy resistivos pero cuando presentan fracturas, alteraciones a arcillas y saturación de agua su resistividad baja considerablemente.

Por otro lado, puede decirse que los factores que determinan la resistividad promedio de las rocas se conservan a menudo en toda una unidad de roca, y debido a esto, puede diferenciarse una formación de otra tomando como base las mediciones de la resistividad.

2.2. INFLUENCIA DEL AGUA EN LA RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS

Cuando existe agua relleno los poros, fisuras y fracturas de las rocas, la resistividad global de éstas se modifica dependiendo de los siguientes parámetros:

- La resistividad de la roca sin la presencia del agua
- La porosidad de la roca
- La resistividad del agua contenida en la roca
- El grado de saturación
- La tortuosidad (relación entre longitud de los poros y la longitud de la roca en estudio)

Los anteriores parámetros están ligados por la siguiente relación:

$$\rho_r = \frac{T^2}{P} \rho_a = F_a \rho_a \quad (2.1)$$

donde:

- Pr = Resistividad de la roca
- Pa = Resistividad del agua
- T = Tortuosidad
- P = Porosidad
- F = Factor de formación

Cuando se toma en cuenta la saturación se obtiene un parámetro conocido como Índice de Resistividad, definido como:

$$I = S^n \quad (2.2)$$

donde:

- I = Índice de resistividad,
- S = Saturación de agua en la roca
- n = Exponente que de acuerdo con diversos autores, varía de 1.98 a 2, modificándose la relación 2.1 a:

$$\rho_r = I F \rho_a \quad (2.3)$$

Tomando en cuenta la relación anterior, es importante conocer los órdenes de resistividad esperados tanto de las rocas como de las aguas que las saturan, así como su porosidad promedio. La resistividad es altamente variable, aun en un mismo tipo de roca; no obstante, se puede definir un intervalo característico para un tipo específico dentro de una región de interés.

La resistividad eléctrica del agua varía en un amplio intervalo; en estado puro, el agua es poco conductora, llegando a tener resistividades hasta de 104 ohm-m; sin embargo, las aguas naturales presentan buena conductividad eléctrica debido a las

sales que llevan en solución. Su cantidad y clase depende del tipo de roca por donde el agua haya circulado, ya sea superficialmente o en forma subterránea.

Los intervalos de variación de la resistividad de las aguas naturales se presentan en la tabla 2.6:

La porosidad es también un parámetro que varía mucho no sólo de roca a roca, sino también dentro de un mismo tipo de roca, y depende de factores como los diferentes grados de compactación, el fracturamiento, la homogeneidad en el tamaño de los granos que constituyen la roca, su edad, etc., en la bibliografía del tema se pueden encontrar tablas de porosidad para diferentes tipos de roca como la tabla 2.7, tomada de Keller L. y Frischnecht (1966) .

La presencia de materiales arcillosos es otro parámetro a tomar en cuenta al tratar de evaluar las variaciones de la resistividad de una roca cuando ésta se encuentra total o parcialmente saturada de agua, ya que la interacción entre la matriz de la roca y el agua contenida en sus poros produce dos fenómenos: conducción superficial y la ionización de los minerales arcillosos, que afectan las mediciones de la resistividad global de las rocas en estudio.

2.3.RESPUESTA ELECTRICA ESPERADA EN LOS DIFERENTES TIPOS DE ACUÍFEROS.

2.3.1.Clasificación de los Acuíferos

De acuerdo con E. Custodio y M.R. Llamas (1983), los acuíferos pueden clasificarse de dos formas; la primera toma en cuenta la estructura de las rocas con su porosidad, y la segunda agrupa los acuíferos de acuerdo con la presión hidrostática del agua contenida en los mismos. En la primera clasificación se agrupan seis tipos de acuíferos:

- Depósitos sedimentarios de granulometría homogénea y gran permeabilidad.
- Depósitos sedimentarios de granulometría heterogénea y escasa permeabilidad.
- Depósitos sedimentarios de granulometría heterogénea y permeabilidad media.
- Depósitos sedimentarios de granulometría homogénea, cuya permeabilidad ha disminuido por cementación de sus intersticios con materias minerales.
- Roca con huecos originados por disolución.
- Roca con huecos originados por fracturamiento.

En la segunda clasificación hay sólo tres tipos de acuíferos:

- Acuíferos cautivos o confinados.
- Acuíferos libres, no confinados o freáticos.
- Acuíferos semiconfinados.

A estas clasificaciones se les debe incluir el tipo de agua que presenta el acuífero, dependiendo de si ésta es dulce, salobre o salada, y el tipo de rocas en las que se está explorando. Es claro que un acuífero se clasificará de acuerdo con las características mencionadas anteriormente, por ejemplo un acuífero de agua dulce confinado en rocas volcánicas cuya porosidad es producida principalmente por fracturamiento, o un acuífero libre con agua salobre en una roca no consolidada de gran porosidad y granulometría homogénea.

2.3.2. Características Eléctricas de los Acuíferos

Cada uno de estos acuíferos presenta características eléctricas diferentes, que dependen principalmente de la resistividad de la roca que contiene el acuífero, de la resistividad del agua y de la permeabilidad; por lo tanto, se espera que exista un cambio en sentido vertical entre la zona saturada y la no saturada de la roca que contenga al acuífero, y es de esperarse que también exista un contraste de resistividad entre los diferentes tipos de roca en el área de estudio.

El contraste que existe entre las resistividades de los diferentes tipos de roca y el existente entre las zonas de acuífero, y las que no contienen agua dependen de muchos factores que sólo se pueden evaluar si se conoce el marco geológico en el que se trabaja y sus características geohidrológicas, ya que no se puede esperar la misma respuesta en un acuífero confinado en calizas que en uno confinado en rocas volcánicas o en materiales granulares, ni tampoco se puede esperar la misma respuesta en un acuífero que contiene agua dulce que en uno que contiene agua salada.

Si tomamos como ejemplo una zona de estudio en la que el objetivo es caracterizar un acuífero en materiales granulares en los que el tamaño de los granos influye directamente en la resistividad que se mide, conociendo que los depósitos de arcilla son menos resistivos que los de grava, desde el punto de vista geohidrológico las zonas con depósitos de arcillas serán las menos interesantes con respecto a los depósitos de arena y grava.

Esta situación se invierte cuando el agua que satura los materiales es salada, ya que en este caso el factor que determina la resistividad medida es el agua salada, y mientras más porosa y permeable sea la zona, menor será la resistividad de esta, llegando a manifestarse únicamente la resistividad del agua.

Se espera que la resistividad sea alta en zonas de estudio en donde las rocas existentes sean basaltos compactos e impermeables; y si el grado de fracturamiento y la saturación aumentan entonces será menor la resistividad medida.

El valor numérico de estas resistividades no se puede fijar a priori, sino que serán valores relativos que variarán de sitio a sitio, dependiendo de sus características geológicas propias.

De la misma manera, pueden hacerse ciertas consideraciones sobre los contrastes esperados de resistividad en cada proyecto de exploración de agua subterránea, pero es innegable que no se podrán obtener buenos resultados interpretativos si no se incluyen en ella los conocimientos geológicos y geohidrológicos.

Tabla 2.1. Resistividades de materiales y elementos (Telford, 1976).

Elemento	Resistividad (ohm-m)	
	Intervalo	Promedio
Antimonio		4.5×10^{-7}
Arsénico		2.2×10^{-7}
Bismuto		1.2×10^{-6}
Cobre		1.7×10^{-8}
Oro		2.4×10^{-8}
Grafito (carbón)	5×10^{-7} a 10	10^{-3}
Hierro		10^{-7}
Plomo		2.2×10^{-7}
Mercurio		9.6×10^{-7}
Molibdeno		5.7×10^{-8}
Níquel		7.8×10^{-8}
Platino		10^{-7}
Plata		1.6×10^{-8}
Azufre	107 a 1016	1014
Telurio	10^{-4} a 2×10^{-3}	10^{-3}
Uranio		3.0×10^{-7}
Zinc		5.8×10^{-8}

Tabla 2.2. Resistividades de minerales (Telford, 1976).

Mineral	Fórmula	Resistividad (ohm-m)		Promedio
		Intervalo		
Argentita	Ag ₂ S	2x10 ⁻³ a 10 ⁴		1.7x10 ⁻³
Bismutita	Bi ₂ S ₃	18 a 570		
Covalita	CuS	3x10 ⁻⁷ a 8x10 ⁻⁵		2x10 ⁻⁵
Calcocita	Cu ₂ S	3x10 ⁻⁵ a 0.6		10 ⁻⁴
Calcopirita	CuFeS ₂	1.2x 10 ⁻⁵ a 0.3		4x10 ⁻³
Bornita	Cu ₅ FeS ₄	2.5x10 ⁻⁵ a 0.5		3x10 ⁻³
Marcasita	FeS ₂	10 ⁻³ a 3.5		5x10 ⁻²
Pirita	FeS ₂	2.9x10 ⁻⁵ a 1.5		3x10 ⁻¹
Pirrotita	Fe ₉ S ₈	6.5x10 ⁻⁶ a 5x10 ⁻²		10 ⁻⁴
Cinabrio	HgS			2x10 ⁻⁷
Galena	PbS	3x10 ⁻⁵ a 3x10 ²		2x10 ⁻³
Milerita	NiS			3x10 ⁻⁷
Stanita	Cu ₂ FeSn ₂	10 ⁻³ a 6x10 ³		
Stibinita	Sb ₂ S ₃	10 ⁵ a 10 ¹²		5x10 ⁶
Esfalerita	ZnS	1.5 a 107		10 ²
Cobaltita	CoAsS	3.5x10 ⁻⁴ a 10 ⁻¹		
Smaltita	CoAs ₂			5x10 ⁻⁵
Arsenopirita	FeAsS	2x10 ⁻⁵ a 15		10 ⁻³
Nicolita	NiAs	10 ⁻⁷ a 2x10 ⁻³		2x10 ⁻⁵
Silvanita	AgAuTe ₄	4x10 ⁻⁶ a 2x10 ⁻⁵		
Bauxita	Al ₂ O ₃ nH ₂ O	2x10 ² a 6x10 ³		
Braunita	Mn ₂ O ₃	0.16 a 1.2		
Cuprita	Cu ₂ O	10 ⁻³ a 300		30
Cromita	FeCr ₂ O ₄	1 a 10 ⁶		
Especularita	Fe ₂ O ₃			6x10 ⁻³
Hematita	FeO ₃	3.5x10 ⁻³ a	10 ⁷	
Limonita	2Fe ₂ O ₃ ·H ₂ O	10 ³ a	10 ⁷	
Magnetita	Fe ₃ O ₄	5x10 ⁻⁵ a	5.7x10 ³	
Ilmenita	FeTiO ₃	10 ⁻³ a	50	
Wolframita	Fe,Mn,WO ₄	10 a	10 ⁵	
Manganetita	MnO(OH)	10 ⁻² a	0.3	
Pirolucita	MnOp ₂	5x10 ⁻³ a	10	
Cuarzo	SiO ₂	4x10 ¹⁰ a	2x10 ¹⁴	
Casiterita	SnO ₂	4x10 ⁻⁴ a	10 ⁴	0.2
Rutilo	TiO ₂	30 a	1000	500
Uraninita	UO ₂	1 a	200	
Anhidrita	CaSO ₄			109
Calcita	CaCO ₃			2x10 ¹²
Fluorita	CaF ₂			8x10 ¹³
Siderita	Fe (CO ₃) ₃			70

Resistividad (ohm-m)				
Mineral	Fórmula	Intervalo		Promedio
Halita	NaCl	30	a 10^{13}	
Silvita	KCl	10^{11}	a 10^{12}	
Diamante	C	10	a 10^{14}	
Serpentina		2×10^2	a 3×10^3	
Hornblenda		2×10^2	a 10^6	
Mica		9×10^2	a 10^{14}	
Biotita		2×10^2	a 10^6	2×10^2 a 10^6
Flogopita		10^{11}	a 10^{12}	
Carbón bituminoso		0.6	a 10^5	
Carbones (varios)		10 a 10^{11}		
Antracita		10^{-3} a 2×10^5		
Lignito		9 a 200		
Mellorita (caolinita)				30
Aguas meteóricas		30 a 10^3		
Aguas superficiales (rocas ígneas)		0.1 a 3×10^3		
Aguas superficiales (sedimentos)		10 a 100		
Aguas de suelos				100
Aguas naturales (rocas ígneas)		0.5 a 150		9
Aguas naturales (sedimentos)		1 a 100		3

Tabla 2.3. Resistividades de mineralizaciones (Telford, 1976).

Mineralización	Otros Minerales	Ganga	Resistividad (ohm-m)
Pirita (%)	2% (calco)	80%	300
18			
40	20%	40	130
60	5%(ZnS)+15%	20	0,9
75	10%(ZnS)+5%	10	0.14
95	5%(ZnS)		1.0
95		5	7.0
Pirrotita (%)			
41	59%		2.2×10^{-4}
58		42	2.3×10^{-4}
79		21	1.4×10^{-5}
82		18	8.5×10^{-5}
95		5	1.4×10^{-5}
SbS2 en cuarzo			4×10^5 a 3×10^7
FeAsS 60%	FeS 20%	20% SiO2	0.39
FeAsS			1×10^{-4} a 1×10^{-2}
CuFeS ₄			3x10 a 3
Cu ₅ FeS ₄		60% SiO2	7×10^{-2}
Cu ₅ FeS ₄ 40%			2×10^4
Fe, Mn, EO ₄ 80%	CoAsS 20%		10^5 a 10^7
Fe, Mn, WO ₄			7×10^{-2}
PbS, masivo			0,8
PbS, no masivo			10^{-2} a 3
PbS 50-80%			0.1 a 300
Fe ₂ O ₃ , masivo			2.5×10^3
Hierro			45
Fe304 60%			
Fe304 de metamorfismo de contacto			0.5 a 10^2
Oxido de hierro café			8×10^2 a 3×10^5
75% de óxido de hierro café		25%	2×10^4 a 8×10^5
Fe ₂ O ₃ grano fino			2.5×10^3
Fe ₃ O ₄			5×10^3 a 8×10^3
Fe ₃ O ₄ en Pegmatita			7×10^3 a 2×10^5
Zinc	5%PbS,15%FeS	50%	0.75
30%			
70%	3% calco, 17%		20
	PbS, 10% FeS		
80%	10%PbS,10%FeS		1.7×10^3
80%	2% calco 1%	15%	1.3
	PbS,2% FeS		
90	5% PbS	5%	130
Grafito lajeado			0.13
Grafito masivo			10^{-4} a 5×10^{-3}
Mos ₂			2×10^2 a 4×10^3
MnO ₂ mineral coloidal			1.6
CU ₂ S			3×10^{-2}
CuFeS ₂			10^{-4} a 1
CuFeS ₂ 80%	10% FeS	10%	0.66
CuFeS ₂ 90%	2% FeS	8% SiO2	0.65
FeCr ₂ O ₄			10^3
FeCr ₂ O ₄ 95%		5 % Serp.	1.2×10^4

Tabla 2.4. Resistividades de rocas ígneas y metamórficas (Telford, 1976).

Tipo de Roca	Intervalo de resistividades (ohm-m)
Granito	3×10^2 -106
Pórfido granítico	4.5×10^3 (húmedo) a 1.3×10^6
Pegmatita (Pórfido feldespático)	4×10^3 (húmedo)
Albita	3×10^2 (húmedo) a 3.3×10^3 (seco)
Sienita	102 a 106
Diorita	104 a 105
Pórfido de diorita	1.9×10^3 (húmedo) a 2.8×10^4 (seco)
Porfirita	$10^{-5} \times 10^4$ (húmedo) a 3.3×10^3 (seco)
Pórfido carbonizado	2.5×10^3 (húmedo) a 6×10^4 (seco)
Pórfido de cuarzo	3×10^2 a 9×10^5
Diorita cuarzosa	2×10^4 a 2×10^6 (hum) a 1.8×10^5 (seco)
Pórfidos (varios)	60 a 104
Dacita	2×10^4 (húmedo)
Andesita	$4.5 \times 10^4 \times 10$ (húmedo) a 1.7×10^2 (seco)
Pórfido de diabasa	103(húmedo) a 1.7×10^5 (seco)
Diabasa (varios)	201 a 5×10^7
Lavas	102 a 5×10^4
Gabro	103 a 10^6
Basalto	101 a 1.3×10^7 (seco)
Norita de olivino	103 a 6×10^4 (húmedo)
Peridotita	3×10^3 (húmedo) a 6.5×10^3 (seco)
Corneana	8×10^3 (húmedo) a 6×10^7 (seco)
Esquistos	201 a 104
Tobas	2×10^3 (húmedo) a 10^5 (seco)
Esquisto de grafito	101 a 102
Lajas (varios)	6×10^2 a 4×10^7
Gneises (varios)	6.8×10^4 (húmedo) a 3×10^6 (seco)
Mármol	102 a 2.5×10^8 (seco)
Eskarn	2.5×10^2 (húmedo) a 2.5×10^8 (seco)
Cuarzitas (varias)	10^1 a 2×10^8

Valores típicos de las constantes eléctricas de rocas y minerales:

Tabla 2.5. Resistividades de rocas sedimentarias (Telford, 1976).

Tipo de roca	Intervalo de resistividad (ohm-m)
Lutitas consolidadas	20 a 2×10^3
Argilitas	10 a 8×10^2
Conglomerados	2×10^3 a 10^2
Areniscas	1 a 6.4×10^8
Lutitas	50 a 10^7
Dolomias	3.5×10^2 a 5×10^3
Arcillas saturadas no consolidadas	20
Margas	3 a 70
Arcillas	1 a 100
Aluviones y arenas	10 a 800
Arenas con petróleo	4 a 800

Tabla 2.6. Resistividad del agua (Orellana, 1972).

Tipo de agua	Intervalo de resistividad (ohm-m)
Aguas de lago	103 a 3×10^3
Aguas dulces superficiales	10 a 10^3
Aguas salobres superficiales	2 a 10
Aguas subterráneas	1 a 20
Aguas de lagos salados	0.1 a 1
Aguas marinas	0.2
Aguas de impregnación de roca	0.03 a 10

Tabla 2.7. Variación de la porosidad de la roca con la edad (Keller, 1966).

Edad	Tipo de roca	Porosidad	
			Granular %
Precámbricas	Rocas ígneas y rocas metamórficas de alto grado		0 a 2
Precámbricas	Sedimentos y sedimentos de alto grado de metamorfismo		1 a 8
Paleozoica	Volcanoclásticas		5 a 30
Paleozoica	Areniscas y pizarras		5 a 30
Paleozoica	Calizas		2 a 10
Postpaleozoica	Volcanoclásticas		10 a 60
Postpaleozoica	Areniscas y pizarras		10 a 40
Postpaleozoica	Calizas		4 a 20
Cuaternaria	Rocas ígneas		0 a 10

Tabla 2.8. Variación de la resistividad de las rocas con el contenido de agua (Telford, 1976)

Roca	H ₂ O (%)	p(ohm-m)
Limolitas	0.54	1.5x10 ⁴
Limolitas	0.44	8.4x10 ⁶
Limolitas	0.38	5.6x10 ⁸
Arenisca grano grueso	0.39	9.6x10 ⁵
Arenisca grano grueso	0.18	108
Arenisca grano mediano	1.0	4.2x10 ³
Arenisca grano mediano	1.67	3.2x10 ⁶
Arenisca grano mediano	0.1	1.4x10 ⁸
Grauvaca arenisca	1.16	4.7x10 ³
Grauvaca arenisca	0.45	5.8x10 ⁴
Arcosa arenisca	1.26	103
Arcosa arenisca	1.0	1.4x10 ³
Lutita orgánica	11	0.6x10 ³
Dolomias	2	5.3x10 ³
Dolomias	1.3	6x10 ³
Dolomias	0.96	8x10 ³
Peridotita	0.1	3x10 ³
Peridotita	0.03	2x10 ⁴
Peridotita	0.016	106
Peridotita	0	1.8x10 ⁷
Pirofilita	0.76	6x10 ⁶
Pirofilita	0.72	5x10 ⁷
Pirofilita	0.7	2x10 ⁸
Pirofilita	0	1011
Granito	0.31	4.4x10 ³
Granito	0.19	1.8x10 ⁶
Granito	0.06	1.3x10 ⁸
Granito	0	1010
Diorita	0.02	5.8x10 ⁵
Diorita	0	6x10 ⁶
Basalto	0.95	4x10 ⁴
Basalto	0.49	9x10 ⁵
Basalto	0.26	3x10 ⁷
Basalto	0	1.3x10 ⁸
Piroxenita de olivino	0.028	2x10 ⁴
Piroxenita de olivino	0.014	4x10 ⁵
Píroxenita de olivino	0	5.6x10 ⁷

3.SONDEO ELECTRICO VERTICAL, CALICATAS ELECTRICAS Y SONDEO DE LA POLARIZACION INDUCIDA.

3.1.TEORIA

Es muy importante que todas las partes involucradas en un contrato de exploración geoelectrica o en un proyecto por administración tomen en cuenta los principios en que se basan los métodos eléctricos, de tal manera que entre el contratante y el contratista, o entre el coordinador del proyecto y el grupo que realiza el estudio se hable en los mismos términos.

No está de más, nuevamente, recordar que el parámetro que miden los métodos eléctricos es la resistividad de las rocas del subsuelo y no directamente la presencia del agua en ellas; no obstante, como ya se vio en el capítulo anterior, la presencia de este fluido puede modificar significativamente la resistividad de la roca que la contiene, de tal manera que a partir de las mediciones que se hagan de la resistividad se puede inferir si las rocas en estudio contienen agua o no.

Hay varios métodos para medir la resistividad eléctrica de las rocas y cuantificar sus cambios a profundidad en el subsuelo, denominados geoelectricos y derivados de la parte ingenieril de la ciencia conocida como Geofísica. Estos métodos aprovechan el que la mayoría de las rocas del subsuelo presentan permeabilidad y que sus espacios disponibles están total o parcialmente rellenos de fluidos, de los cuales el principal y más común es el agua. No debe olvidarse que, en algunos casos, parte de los minerales constituyentes de la roca son del tipo metálico y por ende conductores de la electricidad en mayor o menor grado; por esta razón las rocas pueden ser tratadas como un elemento conductor dentro de la teoría electromagnética.

Basándonos en esta teoría se pueden definir relaciones causa - efecto para localizar un objetivo con base en las anomalías registradas cuando se ocasiona una perturbación, en este caso la inyección de una corriente eléctrica en el subsuelo, cuyo efecto es la modificación del potencial ocasionado por la corriente que se está inyectando. Es claro que la relación causa - efecto, si es que se puede hallar, es la solución del problema.

En primer término se analizan los fundamentos del método, que se detallan a continuación:

- Mediante dos electrodos, que normalmente son unas varillas metálicas, (se pueden usar también discos y vigas metálicas), un generador de corriente y un equipo denominado transmisor, se inyecta corriente eléctrica en el terreno.
- Con otros dos electrodos, que normalmente son varillas de cobre, o vasijas especiales denominadas electrodos impolarizables, y un voltímetro de alta precisión, se mide la diferencia de potencial que existe entre dos puntos del terreno ocasionada por la corriente que se está inyectando.

- De acuerdo con un modelo de interpretación definido previamente y a un arreglo geométrico entre los electrodos de emisión de corriente y los de medición de potencial, se relaciona la corriente inyectada en el terreno con la diferencia de potencial medida, definiendo en este caso un parámetro conocido como resistividad aparente (Pa).
- Se relaciona geoméricamente la resistividad aparente con la separación entre los electrodos de corriente, obteniéndose una curva que es interpretada en términos de los parámetros que definen el modelo usado para la interpretación.
- Una vez conocidos los parámetros del modelo de interpretación, se hace una correlación con la geohidrología y geología del área, y con ello obtenemos la interpretación final en términos de la presencia del agua subterránea en el área de estudio.

3.1.1. Arreglos Geométricos de los Electrodo

Existen varios tipos; mencionaremos los arreglos tetraelectródicos más conocidos, Schlumberger y Wenner, que toman los nombres de sus autores, y los Dipolares. En el primero, los cuatro electrodos se colocan en una línea en el terreno. Si denominamos los electrodos que se utilizarán para inyectar la corriente como A y B, y los que se emplearán para medir la diferencia de potencial como M y N, el arreglo en el terreno estaría representado en la figura 3.1.

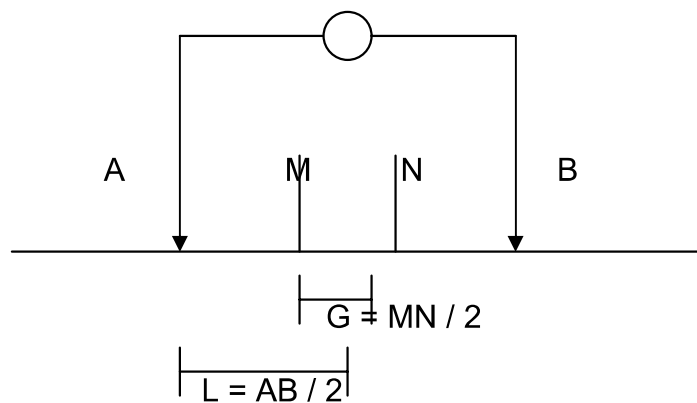


Figura 3.1. Arreglo tetraelectródico Schlumberger.

Aquí se puede observar que la distancia AB es mucho mayor que la distancia MN.

En el segundo arreglo, la distribución de los electrodos es similar a la del primero, pero las distancias entre ellos serán iguales, como se muestra en la figura 3.2.

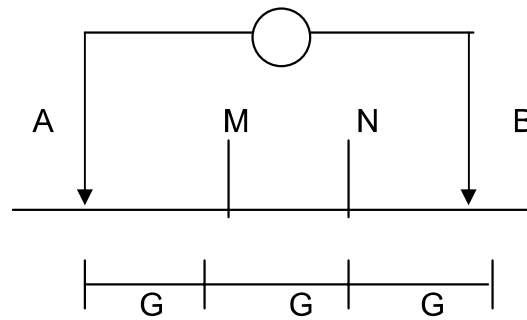


Figura 3.2. Arreglo de electrodos Wenner.

Aquí las distancias AM, MN y NB son iguales. En los arreglos dipolares existen varias formas de colocar los electrodos, caracterizadas porque los dos de corriente y los dos de potencial siempre permanecen juntos, como se muestra en la figura 3.3.

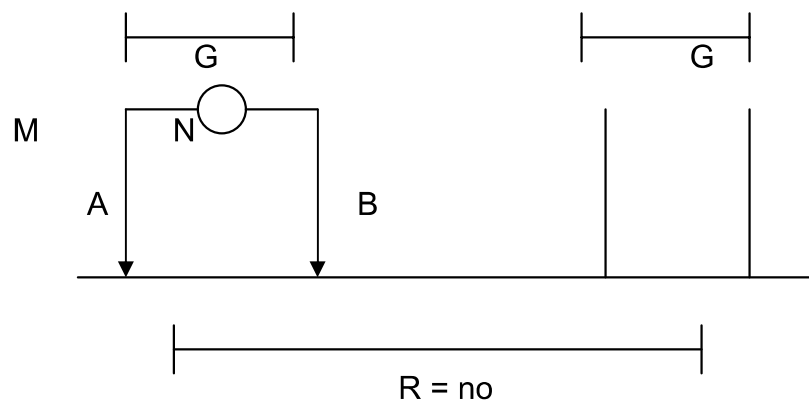


Figura 3.3. Arreglo de electrodos dipolar.

De los tres tipos de arreglos mostrados, el más utilizado en los sondeos eléctricos verticales (SEV) es el Schlumberger, y en las calcatas eléctricas los dipolares y el Wenner, por razones de operación de campo que se discutirán posteriormente.

3.1.2. Sistema Transmisor

Actualmente se emplean dos métodos: el primero consiste en tomar la corriente de una serie de pilas conectadas a un interruptor, a un amperímetro y a los electrodos, previamente enterrados total o parcialmente en el terreno; con esto se cierra un circuito, como se muestra en la figura 3.4.

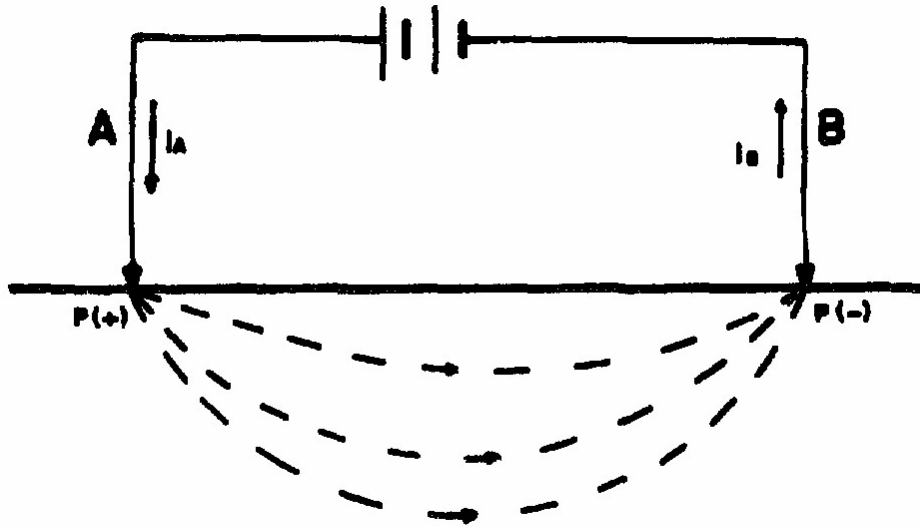


Figura 3.4. Circuito de emisión de líneas de corrientes usando baterías.

De esta manera se puede controlar con el interruptor el suministro de corriente y así saber cuánta está entrando al terreno. En realidad, los equipos que se emplean son bastante más complejos, pero el principio en que se basan es el mismo; es obvio que la corriente que se puede obtener con este tipo de equipos es limitada.

El otro método para inyectar la corriente en el terreno es mediante el uso de un motogenerador y un equipo transmisor de corriente controlada. La corriente se obtiene del motogenerador, es de tipo alterno y tiene una frecuencia definida. La función del transmisor es tomar la corriente alterna del motogenerador y rectificarla o darle una forma que durante cierto tiempo pueda ser considerada como corriente directa; a continuación, la corriente es enviada al terreno en forma controlada (por un circuito electrónico) mediante los electrodos previamente enterrados; esta corriente es medida con un amperímetro que puede estar en el mismo transmisor o en otra consola, como se muestra en la figura 3.5.

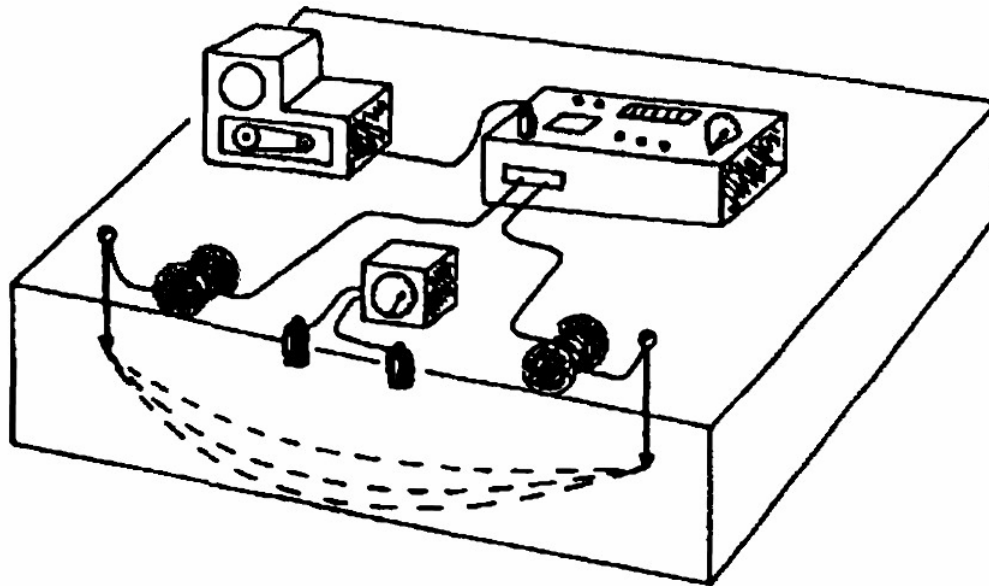


Figura 3.5. Sistema de medición con corriente controlada.

3.1.3. Sistema de Medición

Este es más simple: basta conectar un voltímetro de alta precisión a los electrodos de potencial para medir el voltaje que se produce al inyectar corriente mediante el transmisor. El problema se presenta al hacer la medición: siempre existe una diferencia de potencial entre dos puntos cualesquiera del terreno, aunque no se esté inyectando corriente. Esta diferencia de potencial o voltaje es conocida como potencial espontáneo, y es producido por las corrientes naturales que existen en el subsuelo, llamadas corrientes telúricas.

El potencial espontáneo queda definido por dos partes; una que es constante y es la que se mide con el voltímetro, cuya amplitud es del orden de los milivolts, y otra alterna o variable, que sólo se puede apreciar con instrumentos capaces de medir décimas o centésimas de milivolt. Con los equipos actualmente en uso los potenciales producidos por la corriente inyectada son de uno o más milivolts, lo que permite detectar el voltaje producido solamente por la corriente que se inyecta al terreno, al poder eliminar la parte constante del potencial espontáneo. Esto se logra mediante el uso de un sencillo equipo conocido como supresor de voltaje, el cual es conectado entre los electrodos y el voltímetro y permite sobreponer al sistema de medición un voltaje de magnitud equivalente al potencial espontáneo, pero de signo contrario; con ello se logra una lectura inicial en cero, y que la medición obtenida posteriormente al inyectar la corriente solo sea el voltaje causado por esta.

3.1.4. Modelo Geoeléctrico

Una vez establecido el método para inyectar la corriente y medir el potencial producido en el terreno cuando ésta es inyectada; se establece la relación que existe

con la resistividad del terreno; utilizando la teoría electromagnética asociada a un modelo.

Un modelo es una forma geométrica con características propias en la cual se pueden aplicar matemáticamente los postulados de la teoría electromagnética, de tal manera que si se inyecta una cierta cantidad de corriente eléctrica se pueda predecir cual es el voltaje que se medirá, son ejemplo de estos modelos:

- El semiespacio homogéneo
- El semiespacio estratificado
- El contacto vertical entre dos semiespacios

3.1.4.1. Semiespacio Homogéneo

En este modelo se considera que la tierra es plana dentro de la zona de estudio, que de la superficie del terreno hacia arriba, el medio es completamente aislante y que hacia abajo el material es completamente homogéneo y tiene una resistividad definida (ρ) como se muestra en la figura 3.6.

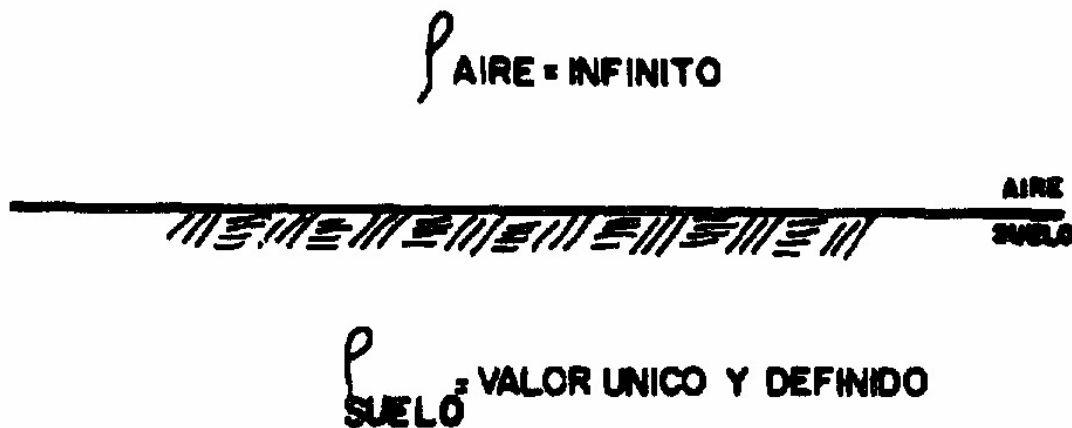


Figura 3.6. Modelo de semiespacio homogéneo.

En este caso, la circulación de la corriente y las diferencias de potencial que se producen están perfectamente definidas por la teoría electromagnética mediante la Ley de Ohm. El tratamiento matemático se puede encontrar en un buen número de publicaciones como Orellana (1982), Keller y Freichnecht (1966), Koefoed (1979), y muchos otros; presentamos aquí sólo la fórmula resultante para los arreglos tetrapolares mencionados anteriormente.

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] \quad (3.1)$$

donde:

ΔV = Diferencia de Potencial

I = Corriente inyectada en el terreno

ρ = Resistividad

AM, BM, AN, BN, son las distancias entre los electrodos de acuerdo con las figura 3.1 a figura 3.3.

De la formula 3.1 se puede despejar la resistividad y se obtiene:

$$\rho = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]^{-1} \frac{\Delta V}{I} \quad (3.2)$$

Se hace:

$$K = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]^{-1} \quad (3.3)$$

La formula 3.2 se convierte en:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (3.4)$$

K es conocida como constante geométrica del arreglo electródico, y su valor depende del arreglo que se está usando y de las distancias entre los electrodos.

Dicha constante es de importancia, ya que durante el trabajo de campo en los sondeos se le emplea independientemente del modelo que se esté aplicando; por ello presentamos a continuación las fórmulas de su cálculo para los diferentes arreglos electródicos.

Schlumberger

$$K = \pi \left(\frac{L^2}{a} - \frac{a}{4} \right) \quad (3.5)$$

donde:

$L = AB / 2$

$a = MN$

En la práctica generalmente se emplea el factor geométrico mostrado en la ecuación 3.5a.

$$K = \pi \frac{L^2}{a} \quad (3.5a)$$

Wenner

$$K = 2\pi a \quad (3.6)$$

donde:

$$A = AM = MN = NB$$

En los arreglos dipolares esta constante toma varias formas, dependiendo de la disposición geométrica de los dipolos y la distancia entre ellos; el más común es el dispositivo lineal que se conoce como "dispositivo axil", en el que los cuatro electrodos están sobre la misma recta como se muestra en la figura 3.3.

En este arreglo la constante K está dada por:

$$K = \frac{\pi R^3}{\overline{AB} \times \overline{MN}} \quad (3.7)$$

Si

$$\overline{AB} = \overline{MN} = a \quad (3.8)$$

Se tiene entonces

$$K = 2\pi \frac{R^3}{a^2} \quad (3.9)$$

donde:

R = distancia entre centros de dipolos

Los dispositivos mencionados son los de uso más común, pero pueden emplearse otros cuando las circunstancias lo requieran; por ejemplo, los dispositivos o arreglos de tres electrodos como el semiSchlumberger, en el que uno de los electrodos se coloca perpendicular al arreglo a una distancia muy grande, que simule el infinito. El semiSchlumberger se emplea en situaciones en que, debido a un obstáculo, el sondeo sólo se puede realizar en un sentido. Existen otros arreglos como los dispositivos apantallados, que no serán abordados aquí.

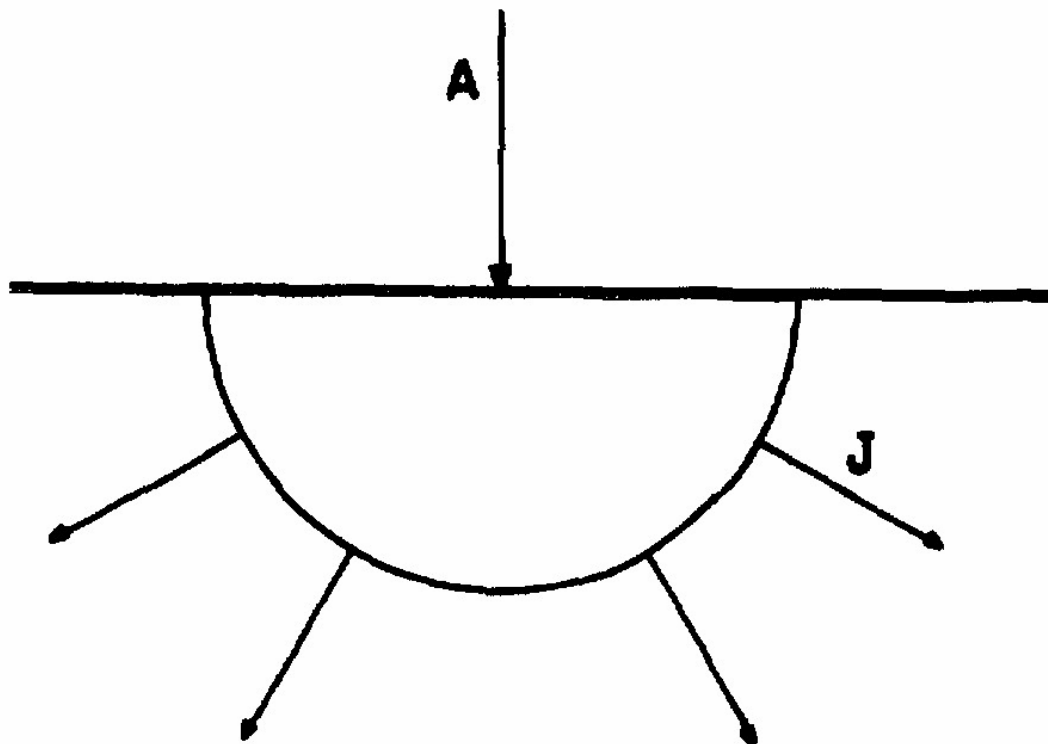


Figura 3.7. Densidad de corriente.

En el semiespacio se considera que la densidad de corriente se desplaza en forma semiesférica a partir de cada uno de los electrodos de corriente, como se muestra en la figura 3.7, siguiendo la ley dada por la fórmula 3.10 (Orellana, 1982):

$$J = \frac{1}{2\pi} \frac{I}{r^2} \quad (3.10)$$

donde:

J = Densidad de corriente

I = Corriente

r = Distancia

En la figura 3.7 se ilustra la distribución de la corriente generada por un polo ubicado en la superficie del semiespacio homogéneo, y como apreciamos en la figura 3.4, la corriente circula en el terreno del polo positivo al polo negativo.

De acuerdo con Orellana (1982), la fracción F de corriente que circula por encima de una profundidad Z_0 en un medio homogéneo es:

$$F = \frac{2}{\pi} \tan^{-1} \left(-\frac{Z_0}{l} \right) \quad (3.11)$$

donde:

$$l = AB / 2 \quad (3.12)$$

De esta fórmula se deduce que la mitad de la corriente circula por encima de la profundidad $Z = l$, y el 70 % por encima de $Z = 2l = AB$; es obvio que al aumentar la distancia AB entre los electrodos de corriente se incrementa el volumen por medir, y con ello la profundidad de investigación; de allí que si se hacen varias mediciones incrementando la distancia entre los electrodos de corriente, el efecto que se logra es el de aumentar la profundidad de investigación; en el caso del modelo que abordamos, que es el semiespacio homogéneo, y solo en este caso, resulta ser del orden de la distancia AB .

3.1.4.2. Semiespacio Estratificado

Otro de los modelos de interés por ser un caso común en la geología es el semiespacio estratificado horizontalmente, donde el semiespacio conducto está constituido por dos o más capas definidas por su resistividad y su espesor, como se muestra en la figura 3.8.

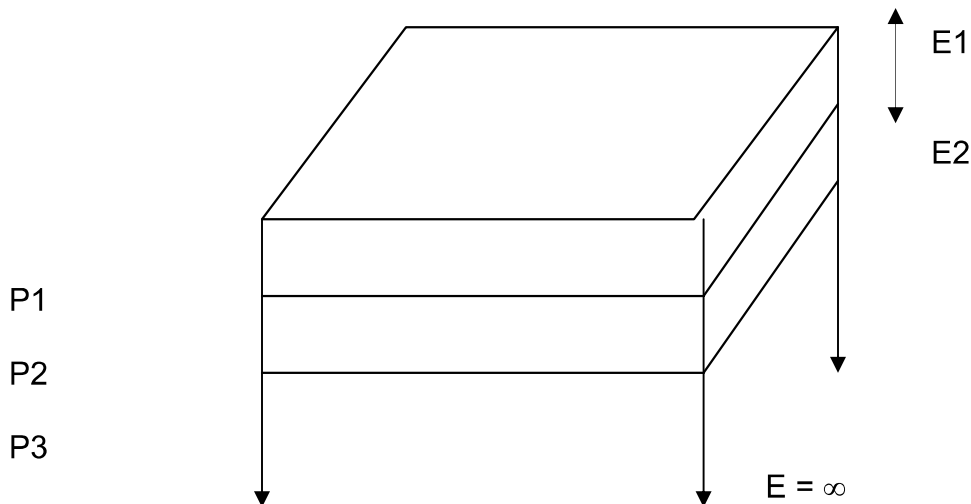


Figura 3.8. Semiespacio estratificado.

Este es el modelo comúnmente usado en la interpretación de los sondeos eléctricos verticales.

Tampoco en este caso analizaremos exhaustivamente la solución matemática de la ecuación diferencial que rige la distribución del potencial; sin embargo, dicha solución está basada en los siguientes hechos:

- a. La ecuación diferencial $\nabla^2 V = 0$ se satisface en cada uno de los estratos.

- b. Al primer estrato se le agrega el potencial producido por un sólo electrodo puntual, conocido como potencial primario (Orellana, 1982), es decir:

$$V_p = \frac{1}{2\pi} \frac{I\rho_1}{r}$$

El método que generalmente se emplea para encontrar la solución es el de separación de variables.

Las condiciones para poder calcular el potencial son:

- 1) Los potenciales son continuos a través de las interfaces de los estratos, es decir:

$$V_i = V_{i+1}$$

$$i = 1, 2, 3, \dots, N-1$$

N = número total de estratos

- 2) Las componentes normales del vector densidad de corriente (J) son continuas a través de las interfaces, es decir:

$$J_{N,i} = J_{N,i+1}$$

J_N = componente normal del vector densidad de corriente

i = estrato

- 3) En la superficie del terreno ($z = 0$) el gradiente del potencial en la dirección vertical es cero, esto es:

$$\left. \frac{\partial V_1}{\partial z} \right|_{z=0} = 0$$

- 4) El potencial tiende a cero a grandes distancias, es decir:

$$V \rightarrow 0, \text{ conforme } r \rightarrow \infty$$

Para conocer detalladamente como se obtiene la solución analítica del potencial se recomienda consultar los libros de Koefoed (1979), y Orellana.

En principio, el potencial se podría determinar para cualquier estrato; sin embargo, en la exploración eléctrica sólo nos interesa el potencial que existe en el primero debido a la corriente inyectada en el terreno y a la distribución de las resistividades y espesores, y que se mida en $z = 0$ (superficie del terreno). La solución analítica que define el potencial es para un electrodo puntual, por superposición se encuentra para

cualquier arreglo de electrodos. Considerando lo anterior, la solución general para potencial (Orellana), es:

$$V = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int N_n(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.13)$$

Conocida como Integral de Stefanescu, debido a que el rumano Sabba Stefanescu halló la solución.

Podemos ver que intervienen tres funciones, una es la función V del potencial, que se mide en el terreno, otra es la $N_n(\lambda)$, conocida como función de transformación de resistividad ó Kernel, que depende exclusivamente de las resistividades y los espesores de las capas que constituyen el modelo, y $J_0(\lambda r)$, conocido como función de Bessel de primera clase y orden cero.

Supongamos que se hacen mediciones del potencial con un arreglo tetrapolar, como es el caso del dispositivo Schlumberger, en un semiespacio conductor. A partir de la ecuación 3.4 y 3.5a, la expresión de la resistividad estará dada por:

$$\rho = \pi \frac{L^2}{a} \frac{\Delta V}{I} = \pi \frac{L^2}{I} \frac{\Delta V}{a} \quad (3.13b)$$

La expresión $\Delta V / a$ se toma como el gradiente del potencial, que no es otra cosa que el campo eléctrico, es decir:

$$\rho = \pi \frac{L^2}{I} |E| \quad (3.13c)$$

Indudablemente el valor reportado por la ecuación 3.13c será constante e igual a la resistividad verdadera del semiespacio.

Si ahora el mismo dispositivo se emplea sobre un medio estratificado, como el de la figura 3.8, el campo eléctrico que se observaría al aplicar el gradiente a la ecuación 4.13 ($\delta V / \delta r$) considerando los dos electrodos de corriente será:

$$|E| = \frac{I\rho_1}{\pi} \int N_n(\lambda) J_1(\lambda r) d\lambda \quad (4.13d)$$

$$r = \frac{AB}{2} = L$$

Sustituyendo la ecuación 3.13d en 3.13c se obtiene:

$$\rho_a = \rho_1 r^2 \int_0^{\infty} N_n(\lambda) J_1(\lambda r) d\lambda \quad (3.14)$$

En donde:

ρ_a = resistividad aparente

$N_n(\lambda)$ = función Kernel

$J_1(\lambda r)$ = función de Bessel de primera clase y orden uno

Es claro de la ecuación 3.14 que, conforme r aumenta, ρ_a no sería constante puesto que la corriente ha penetrado en el medio estratificado y su distribución depende de las resistividades verdaderas, así como de los espesores de los estratos. Por tal razón, a ρ_a se le conoce como la resistividad aparente, que para un arreglo Schlumberger está expresada por la ecuación 3.14.

En el caso del arreglo Wenner, la solución toma la forma siguiente:

$$\rho_a = 2\pi r \int_0^{\infty} N_n(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda - 2\rho_1 r \int_0^{\infty} N_n(\lambda) J_0(2\lambda r) d\lambda \quad (3.15)$$

Como se podrá deducir, este tipo de soluciones resultan difíciles de desarrollar; por tal motivo, durante mucho tiempo las mediciones hechas en el campo se interpretaron en forma gráfica, utilizando curvas maestras publicadas por diferentes grupos de trabajo en el mundo y emanadas de soluciones numéricas de la integral de Stefanescu. Estas soluciones implicaban varios pasos, como el cálculo numérico de la función Bessel, el cálculo numérico de la función característica, el producto de ambas funciones y la integración numérica por alguno de los métodos conocidos. El volumen de cálculos fue engorroso para computadoras de los años sesenta, de ahí que se desarrollaron varios métodos gráficos de interpretación basados en los álbumes de curvas patrón publicados entre los años sesenta y setenta, como el de Orellana y Mooney (1966), Orellana y Mooney (1972), el álbum de la EAEG (1975); un álbum de curvas publicado en Italia, los álbumes publicados por los geofísicos rusos, el álbum publicado por ELLIOT Geophysical Company (1974), hasta el último publicado por los alemanes Mundry y Homilius (1979).

En la actualidad, y gracias principalmente a los trabajos de Koefoed (1969), Ghosh (1971), Johansen (1975, y 1977), y O'Neill (1975), entre otros, se llegó a una solución relativamente sencilla y práctica de la integral de Stefanescu mediante un proceso que permite calcular las curvas de resistividad aparente en tiempos relativamente cortos aun en calculadoras programables de bolsillo, y en cuestión de segundos en las microcomputadoras, lo que permite automatizar la estimación de los parámetros del modelo teórico para un mejor ajuste entre la curva de campo y la curva del modelo. El uso de este modelado en el trabajo práctico se aborda en el capítulo 7, y en el 11 se detalla el proceso de cálculo y se proporciona un listado del programa de interpretación sencillo, en lenguaje BASIC, además de un ejemplo.

3.1.4.3. Contacto Vertical entre dos Semiespacios

Existen otros modelos utilizados sólo en casos especiales, cuando se tiene información geológica confiable y se espera que la estructura en estudio presente similitudes compatibles con estos modelos; tal es el caso de dos semiespacios en contacto, donde éste puede ser vertical o inclinado.

El modelo de la figura 3.9 presenta dos semiespacios, el primero con resistividad ρ_1 y el segundo con resistividad ρ_2 , que se encuentran separados por un contacto plano vertical.

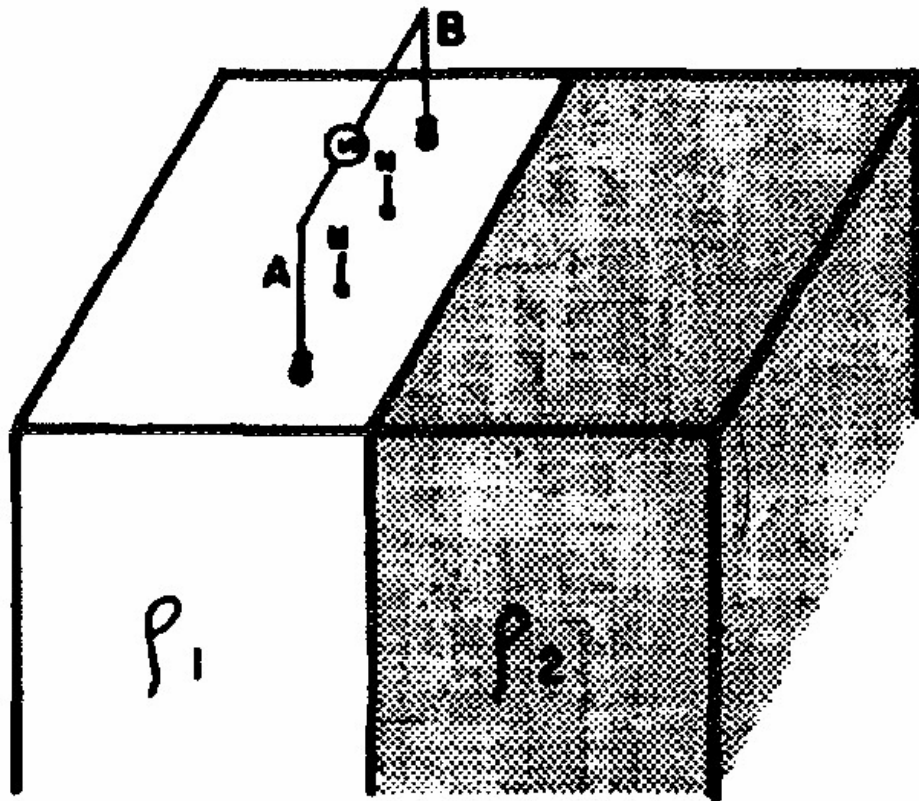


Figura 3.9. Arreglo Schlumberger paralelo al contacto vertical.

Cuando se realiza un sondeo en el que los electrodos se van moviendo paralelamente al plano de contacto, la resistividad aparente para el arreglo Schlumberger que se mide está dada por la ecuación 3.16, de acuerdo con Keller (1966):

$$\rho_{as} = \rho_1 \left[1 + \frac{2K}{\left(1 + \frac{d^2}{a^2}\right)^{3/2}} - \frac{K}{\left(1 + \frac{d^2}{a^2}\right)^{3/2}} \right] \quad (3.16)$$

donde:

$$K = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (3.17)$$

si los electrodos se mueven perpendicularmente al plano de contacto, como se ilustra en la figura 3.10:

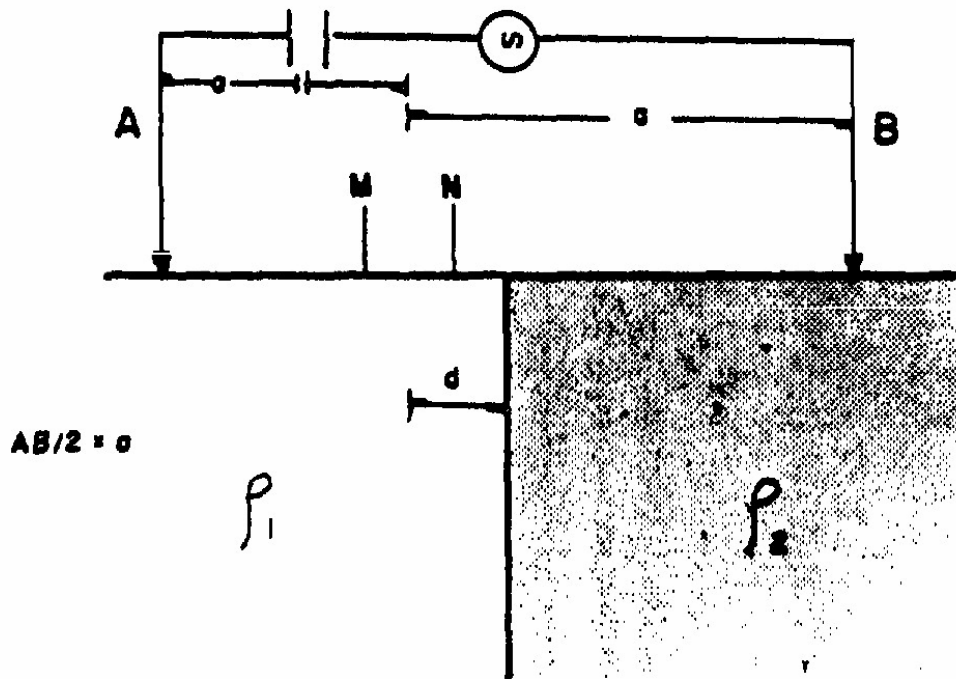


Figura 3.10. Arreglo Schlumberger perpendicular al contacto vertical.

La resistividad aparente estará dada por la ecuación 3.18:

$$\rho_{as} = \rho_1 \left[1 - K \left(1 - \frac{1}{\left(1 + \frac{2d}{a}\right)^2} \right) \right] \quad (3.18)$$

De la misma manera se puede complicar el modelo o adaptarlo a las necesidades que se presenten, como el caso de dos semiespacios cuyo contacto sea un plano inclinado, como se muestra en la figura 3.11, o un modelo en el que a un semiespacio de resistividad infinita se sobrepongan dos cuerpos tabulares cuyo contacto sea un plano vertical, como se muestra en la figura 3.12.

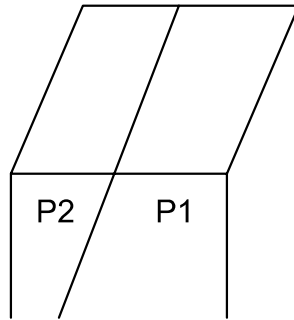


Figura 3.11. Contacto geoelectrico inclinado

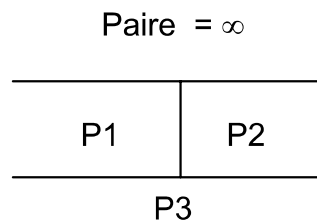


Figura 3.12. Contacto lateral sobre un medio

Las expresiones que calculan la resistividad aparente para estos modelos se encuentran publicadas por Keller (1966), Orellana (1982), Al 'pin L.M. (1966), así como las gráficas de las correspondientes curvas de respuesta. Dichos grupos de curvas permiten interpretar las obtenidas en mediciones de campo, y al compararlas en principio es posible decidir si el medio que se está estudiando presenta curvas con características de un modelo estratificado o de algún otro tipo. Una vez definido el tipo de modelo para llevar a cabo la interpretación, se procede a un método de ajuste para encontrar los parámetros del modelo que produzcan la curva teórica más parecida a la de campo; con ello se efectuará la interpretación en términos de los objetivos buscados y tomando en cuenta toda la información disponible.

La figura 3.13 y figura 3.14 (tomadas de Kaufman and S  ller, 1981), presentan grupos de curvas calculadas para los modelos y arreglos electródicos que ahí se indican.

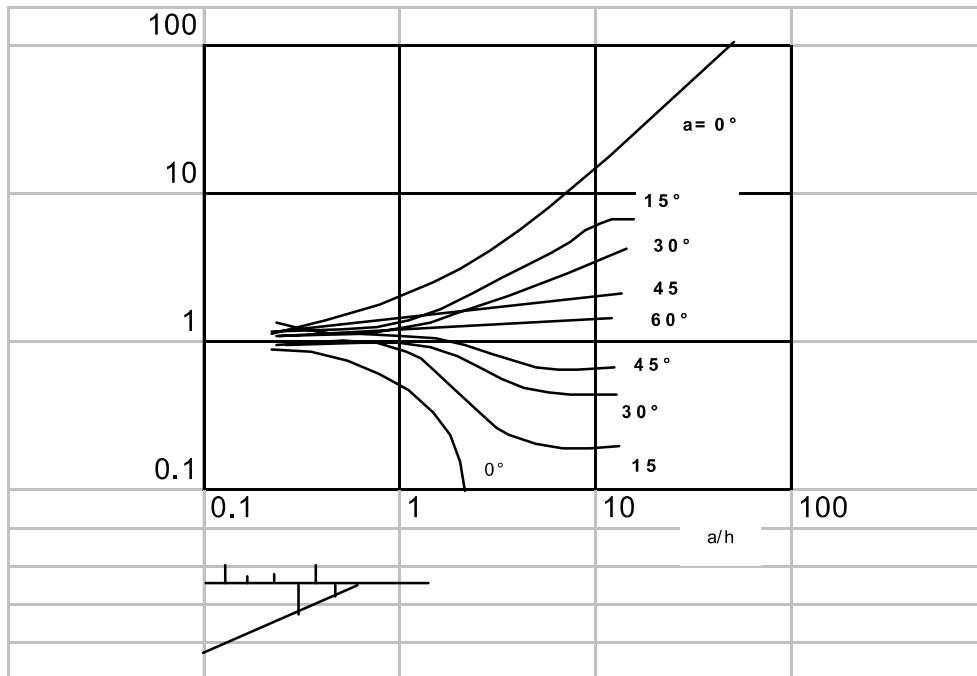


Figura 3.13. Curvas de resistividad aparente para un arreglo Wenner sobre una capa inclinada, el arreglo esta orientado normal al rumbo. El electrodo esta fijo en relación al contacto inclinado.

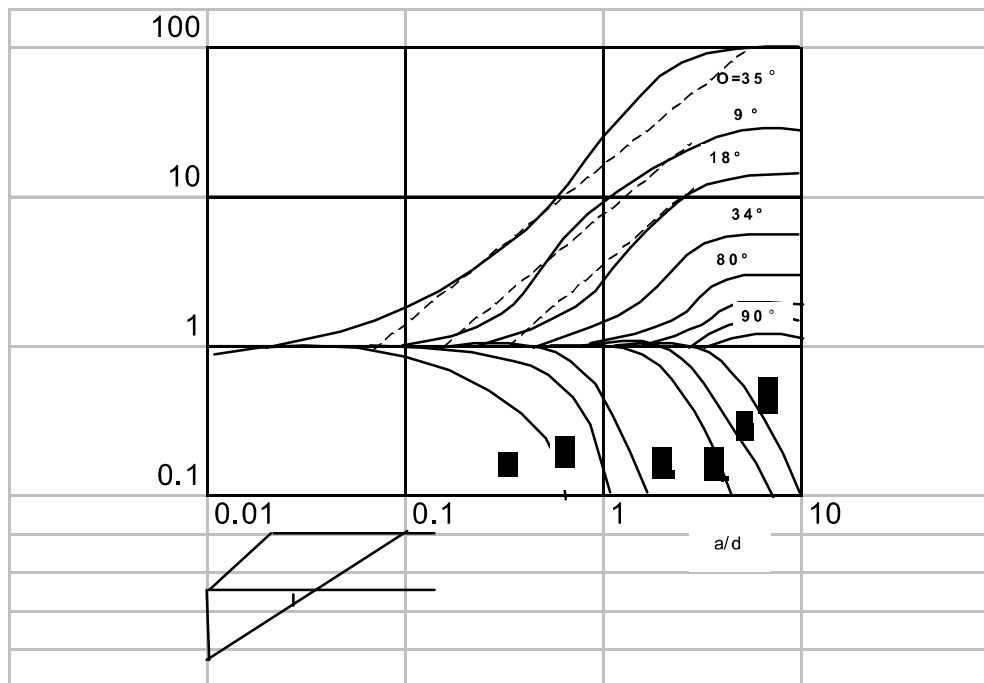


Figura 3.14. Curvas de resistividad aparente que se obtienen con un arreglo Schlumberger sobre una capa inclinada, el arreglo esta orientado paralelo al rumbo.

Es importante recalcar que un modelo es una representación geométrica aproximada de la realidad geológica, y debe ser tomado como tal. Es claro, también, que una

interpretación del subsuelo basada en este procedimiento tiene mayor validez en la medida en que el modelo propuesto integre la información geológica e hidrológica disponible con objeto de que la modelación simule lo que realmente se encuentra en el subsuelo, y para no incurrir en el caso contrario, en que las características reales del subsuelo difieran completamente de las del modelo y interpretación obtenida sea solo un ejercicio matemático de ajuste entre dos curvas.

La situación real no es tan drástica como parece, ya que casi siempre es posible reunir información geológica y geohidrológica antes de realizar un estudio Geoeléctrico, lo que permite hacer inferencias estructurales del sitio en cuestión.

Los modelos presentados presuponen homogeneidad de sus componentes, lo cual muchas veces no corresponde con las características reales de la zona en estudio. En dichos casos la interpretación debe basarse en modelos más complicados, como los bi o tridimensionales, que presentan un alto grado de complejidad en su tratamiento matemático y llevan a recurrir a teorías como las de diferencias finitas, elemento finito o solución de ecuaciones integrales, que requieren normalmente de mucho proceso computacional para la obtención de la respuesta teórica. Además, en la actualidad sólo se ha logrado obtener la solución directa del problema, pero no se ha conseguido ningún avance en la solución inversa.

Esto significa que, para un modelo dado, puede obtenerse respuesta teórica, pero teniendo la respuesta medida no hay forma de calcular los parámetros del modelo, por lo que la interpretación se hace mediante estimaciones visuales, comparando la respuesta medida en el campo con lo calculado para el modelo propuesto.

3.2.SONDEO ELECTRICO VERTICAL Y CALICATAS ELECTRICAS

Cuando se efectúan medidas de resistividad del subsuelo utilizando los arreglos electrónicos y la teoría previamente explicada es posible investigar la variación de la resistividad, tanto en el sentido vertical como en el horizontal. En el primer caso, si se mantiene fijo el centro del arreglo y se modifica repetidamente la distancia entre los electrodos se consigue aumentar la profundidad de investigación, lo cual se conoce como sondeo eléctrico vertical o simplemente SEV; en el segundo caso, si se mantienen invariables las distancias entre los electrodos y el centro del arreglo se va desplazando a lo largo de una línea sobre el medio que se está estudiando, obtendremos la variación de la resistividad del medio en el sentido horizontal, a lo largo de dicha línea, para una profundidad de investigación aproximadamente constante; esta variante de mediciones es conocida Como Calicatas Eléctricas, o simplemente CE.

La teoría electromagnética en que se basan ambos métodos de medición es la misma, aunque se presentan cambios en los modelos utilizados para la interpretación y en los parámetros de graficación de las curvas que se obtienen.

Las Calicatas Eléctricas son útiles para descubrir variaciones laterales de la resistividad producidas por estructuras tales como diques, cavernas, paleocanales,

etc. Estas estructuras pueden ser modeladas mediante formas geométricas como el prisma rectangular, el cilindro horizontal o la esfera. El desarrollo matemático y grupos de curvas tipo para los modelos correspondientes pueden consultarse en Militzer (1979), Kumar (1973), Orellana (1982, 1965) y Cook K. L. (1954). Un ejemplo de dichas curvas se da en la figura 3.15, tomada de Militzer (1979, p.647).

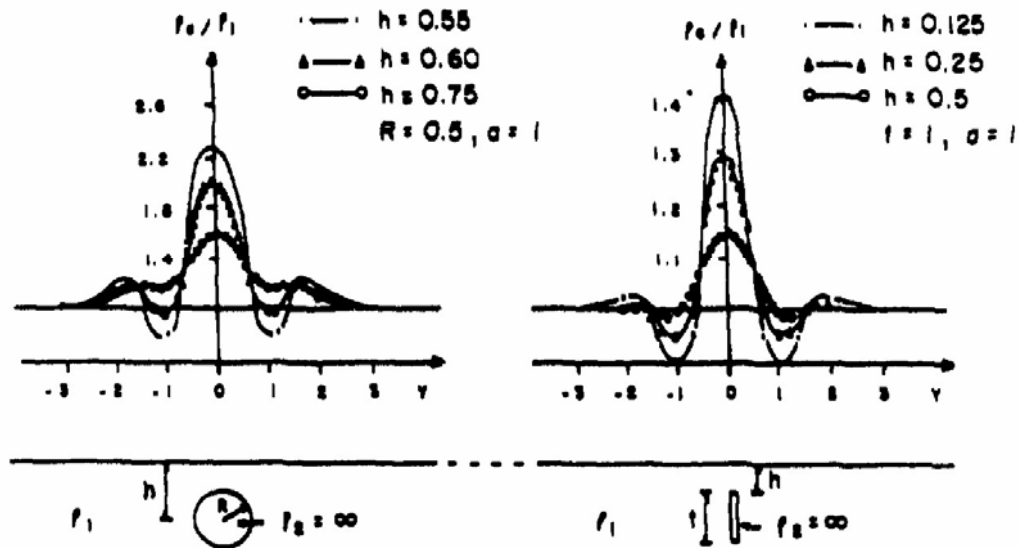


Figura 3.15. Comparación de curvas para arreglo Wenner, sobre una cavidad y una fisura.

3.3.POLARIZACION INDUCIDA Y SU RELACION CON LOS SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES Y CALICATAS ELECTRICAS

Existe un fenómeno asociado completamente a la resistividad de las rocas conocido como Polarización inducida (PI); es originado por la capacidad de los materiales para retener cierta cantidad de carga eléctrica cuando se introduce corriente eléctrica en ellos, y de deshacerse de ella cuando la corriente deja de circular. Esta propiedad fue descubierta desde principios de siglo, pero sólo recientemente se ha utilizado como herramienta de prospección. Permite distinguir materiales polarizables aun dentro de estratos con resistividad homogénea, lo cual hace interesante a la PI desde el punto de vista geohidrológico, sobre todo cuando el equipo empleado en un estudio geoelectrico puede medir este efecto.

La teoría base de este método es complicada, pero su desarrollo integro puede consultarse en la bibliografía que se cita. Sin embargo, la aplicación resulta más sencilla cuando se tiene resuelto el caso de un modelo eléctrico establecido.

Si se toma en cuenta la figura 3.16, se puede establecer el concepto del parámetro que se mide.

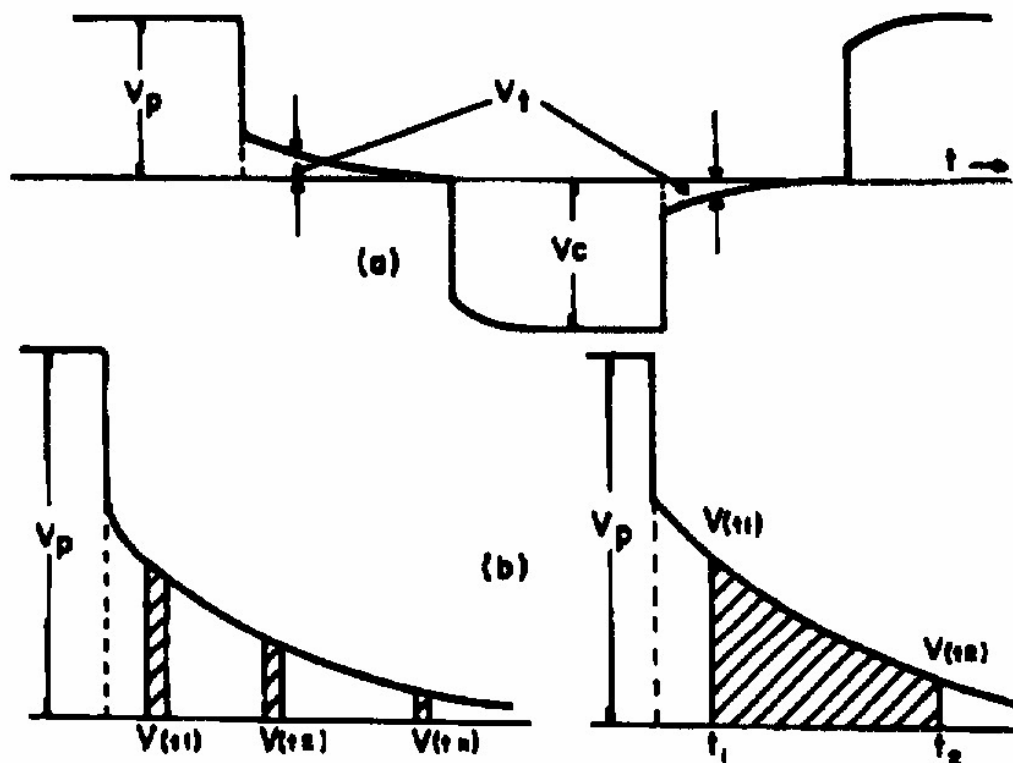


Figura 3.16. Diferentes medidas de efecto pi en el dominio del tiempo (a) comparación de $v(t)$ con respecto a v_p (b) integral de $v(t)$ sobre un intervalo de tiempo

Cuando se inyecta la corriente en el terreno utilizando cualesquiera de los arreglos electrónicos ya mencionados, el voltaje producido llega al máximo sólo después de cierto tiempo, y cuando la corriente se interrumpe no decae inmediatamente a cero, sino que lo hace asintóticamente, como se muestra en la parte (a) de la figura 3.16. Este decaimiento asintótico puede ser medido a diferentes tiempos, como se ilustra en la parte (b) de la figura 3.16, de tal modo que permita obtener la función del decaimiento desde un tiempo inicial t_1 hasta un tiempo final t_2 , como se muestra en la figura 3.16, y de esta manera se puede definir la cargabilidad (M) con la fórmula 3.19.

$$M = \frac{1}{V_p} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt \quad (3.19)$$

Cuando V_p y $V(t)$ poseen las mismas unidades, M está dado en milisegundos. Existen otras formas de definición del parámetro de polarización inducida que implican el uso de corriente alterna, por lo cual no serán analizadas aquí. Sólo haremos mención de ellas: el Porcentaje de Efecto de Frecuencia y el Factor Metálico; no obstante, todas ellas cumplen con la misma teoría definida para la polarización

inducida dentro de la exploración, y para su relación con las mediciones de resistividad.

La teoría básica de la polarización inducida se encuentra desarrollada en Seigel (1959) ; en ella se definen dos tipos de cargabilidad: la real (m_i), que es en sí la propiedad del material, y la aparente (m_a), que es la que se mide; es claro que hay tantas cargabilidades reales como medios existen en el área de estudio. La cargabilidad aparente y las cargabilidades reales están relacionadas mediante la fórmula 3.20.

$$M_a = \sum_{i=1}^N \frac{M_i \rho_i}{\rho_a} \frac{\delta \rho_a}{\delta \rho_i} \quad (3.20)$$

De la explicación anterior se deduce que no es factible hacer un estudio de polarización inducida si paralelamente no se efectúa uno de resistividad, ya que para interpretar la polarización inducida debe conocerse el modelo de resistividades, a menos que sólo se desee una interpretación cualitativa de los resultados de la polarización inducida.

Es claro partiendo de la fórmula 3.20 que la cargabilidad aparente depende de tres factores:

- la cargabilidad real de los materiales involucrados
- la resistividad real de estos mismos materiales y
- la resistividad aparente medida en el mismo punto que la cargabilidad.

La cargabilidad aparente -fórmula 3.20- es sencilla de evaluar, siempre y cuando se conozcan las derivadas de la función de resistividad aparente con respecto a cada una de las resistividades reales. Estas derivadas, en el caso de medios estratificados horizontales, se evalúan del mismo modo que la función de resistividad aparente, utilizando el proceso de convolución desarrollado por Ghosh y empleando las fórmulas de las derivadas de la función de transformación de resistividad aparente con respecto a las resistividades y los espesores reales, publicados por Johansen (1975, pp. 457-459). En el capítulo 11 se proporciona el listado de un programa que efectúa este cálculo.

Existe una forma más sencilla de evaluar la cargabilidad aparente sin necesidad de realizar el cálculo de las derivadas, y es mediante la evaluación de la fórmula 3.21 (Eskola and Hattula A., 1974):

$$M_a \left(\frac{AB}{2} \right) = \frac{\rho_a - \rho_a^*}{\rho_a} \quad (3.21)$$

Donde ρ_a es la función de resistividad aparente calculada para el medio, sin tomar en cuenta las cargabilidades, Y ρ_a^* es la función de resistividad aparente, calculada

cuando las resistividades reales de los estratos han sido modificadas según la fórmula 3.22.

$$p^*j = p_j (1 - M_j) \quad (3.22)$$

donde:

p^*j = Resistividad real modificada del estrato
 p_j = Resistividad real del estrato
 M_j = Cargabilidad del estrato
 $J = 1, 2, 3, \dots, n$ (indicando el terreno)

Con las ecuaciones anteriores pueden obtenerse las curvas teóricas de cargabilidad aparente haciendo uso únicamente del programa de cálculo de las resistividades aparentes para el modelo que se utiliza en la interpretación.

Como vemos, existe una estrecha relación entre las mediciones de la resistividad aparente y las de polarización inducida, de tal forma que en un mismo estudio pueden aplicarse ambos métodos si se cuenta con el equipo adecuado.

4.SONDEOS Y CALICATAS ELECTROMAGNÉTICAS

4.1.GENERALIDADES

La propiedad medida con los métodos eléctricos es la resistividad eléctrica o su inverso, la conductividad; para ello se emplean los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) y las Calicatas Eléctricas (CE), descritos en el capítulo anterior, y para poder interpretar los datos de campo podemos valernos de la respuesta obtenida en modelos teóricos. En este capítulo se presentan los Métodos Electromagnéticos, otra vía para realizar la medición de esta propiedad de los materiales.

Los métodos electromagnéticos utilizan el fenómeno conocido como Inducción, que a continuación se describe:

- Siempre que exista un campo eléctrico que varíe con el tiempo se origina un campo magnético que se modifica proporcionalmente al campo eléctrico que lo está creando.
- Cuando existe un medio conductor en las cercanías, el campo magnético hace que se generen corrientes eléctricas dentro de ese medio, que también varían en forma análoga a los campos.
- Estas corrientes, a su vez, crean otro campo electromagnético al que se le llama Campo Magnético Secundario o simplemente Campo Secundario, que también varía en forma análoga a los campos que lo crean.

Este fenómeno ha sido estudiado durante muchos años, y las relaciones entre las variaciones de los campos eléctrico y magnético se encuentran descritas en su forma más general en las ecuaciones de Maxwell. Un desarrollo detallado del fenómeno de inducción se encuentra, por ejemplo, en Grant & West (1965).

Para poder entender los principios prácticos en los que se basan estos métodos es imprescindible comprender, al menos conceptualmente, la Teoría Electromagnética.

En la actualidad, en la exploración geohidrológica se han aplicado cuatro tipos de sondeos y dos tipos de calicatas electromagnéticas:

- Sondeo Magnetotelúrico (SMT)
- Sondeo por Frecuencia (SF)
- Sondeo por Transitorio (TEM)
- Pseudosondeo Electromagnético Aéreo (PSEA)
- Calicatas Electromagnéticas Aéreas (CEXA)
- Calicatas Electromagnéticas Terrestres (CENT)

Cada uno de estos métodos tiene, como el SEV y la CE, sus ventajas y sus desventajas, dependiendo del objetivo buscado y de las condiciones de la zona de estudio.

Desarrollaremos a continuación los conceptos teóricos básicos de cada uno de los métodos electromagnéticos mencionados, abordando en cada caso los puntos siguientes:

- Generación de la señal
- Medición de la respuesta
- Relación entre la señal y la respuesta (Causa y Efecto)
- Modelos

4.2.SONDEO MAGNETOTELURICO (SMT)

4.2.1.Generación de la Señal

En el Sondeo Magnetotelúrico no se requiere de un transmisor, ya que se aprovechan las corrientes naturales que circulan en el subsuelo debido a la variación de los campos electromagnéticos existentes en la atmósfera y creados por diversas causas, como la actividad atmosférica y la actividad solar. Estas variaciones inducen corrientes eléctricas que circulan en el subsuelo y originan los campos eléctrico y magnético.

4.2.2.Medición de la Respuesta

En este caso es necesario observar primero el campo eléctrico y el campo magnético. Para medir el primero se utilizan dos electrodos impolarizables enterrados en el sitio de medición (Figura 4.1), separados una cierta distancia entre sí, conectados a un voltímetro de alta precisión y acoplados a un sistema de muestreo que permite registrar el valor de la diferencia de potencial entre ambos electrodos a intervalos regulares de tiempo. Una vez medido el potencial entre los electrodos y conocida la distancia entre ellos, se calcula el valor del campo eléctrico mediante la formula 4.1:

$$E = -\frac{\delta V}{\delta d} = -\frac{\Delta V}{\Delta d} \quad (4.1)$$



Figura 4.1. Electrodos impolarizables.

donde ΔV es la diferencia de potencial medida y Δd la distancia entre los electrodos. Con este sistema se mide una de las componentes del campo eléctrico: la que concuerda con la línea que une los dos electrodos de medición; ésta debe ser referida al sistema de coordenadas que se utilice para relacionar todas las mediciones que se hagan.

El campo magnético se mide mediante magnetómetros especiales que miden una sola componente, la que concuerda con el eje de la bobina del sensor (Figura 4.2). El tipo más usado de magnetómetros es el de saturación de núcleo, como el que se muestra en la figura 4.2; no obstante, se pueden utilizar otros más complejos y de mayor precisión.

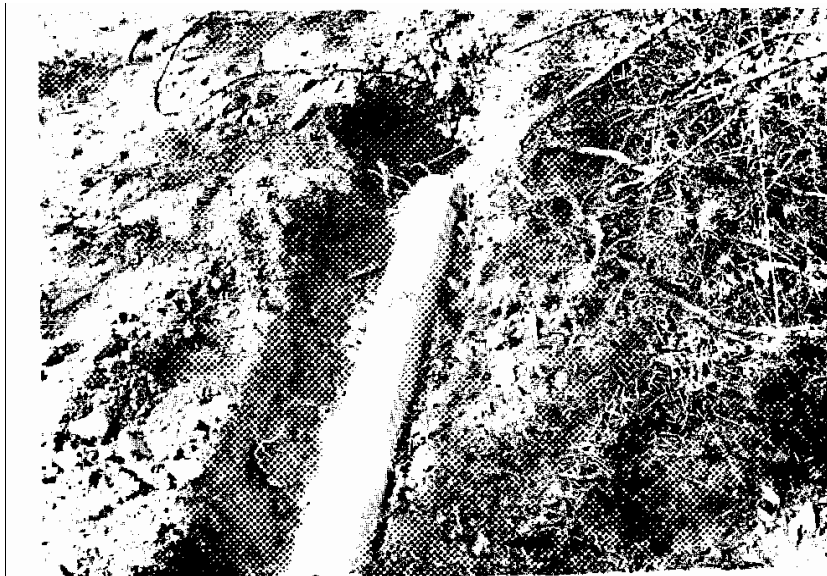


Figura 4.2. Magnetómetro.

Aunque teóricamente basta con medir una componente del campo eléctrico y una del campo magnético, en la práctica esto no es conveniente, ya que el ruido ambiental impide obtener las señales con la calidad requerida; por esta razón es común medir dos componentes del campo eléctrico y tres del campo magnético, y en ocasiones medir varias estaciones simultáneamente, como se muestra en la figura 4.3.

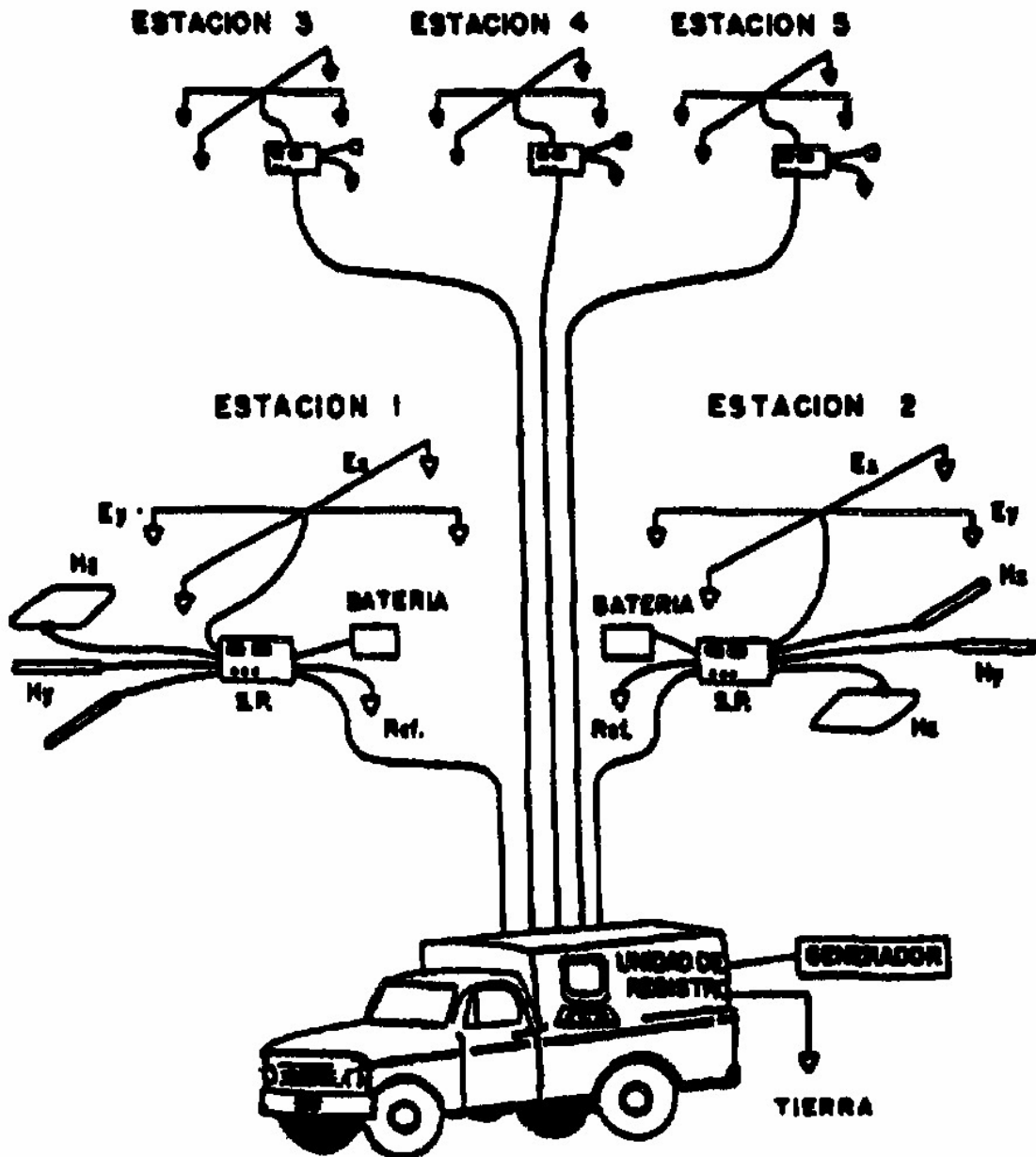


Figura 4.3. Medición de mt con estaciones simultáneas.

Todos los sensores utilizados en el levantamiento están conectados al sistema electrónico (Figura 4.3), el cual tiene dos funciones principales: controlar las mediciones de las diferentes componentes de campo y realizar el proceso primario

con los datos para llegar al primer resultado, que es la presentación de las curvas de resistividad aparente contra frecuencia.

La relación entre el campo eléctrico, el campo magnético y la resistividad del subsuelo fue dada por Cagniard (1955).

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} \left(\frac{E}{H_{\perp}} \right)^2 \quad (4.2)$$

donde:

ω = Frecuencia angular

μ = Permeabilidad magnética

E = Componente medida del campo eléctrico

H_{\perp} = Componente del campo magnético perpendicular a E

ρ_a = Resistividad del medio

Al cociente E / H_{\perp} se le conoce como impedancia Z

$$Z = E / H_{\perp} \quad (4.3)$$

En el desarrollo de la ecuación 4.2 se hacen dos suposiciones importantes:

- a. se considera al campo electromagnético natural como una onda plana que se propaga verticalmente hacia el centro de la tierra, y
- b. la tierra es homogénea en el sentido lateral.

4.2.3.Relación de Causa y Efecto

De acuerdo con el proceso de análisis del método, se cuenta con las dos primeras partes: la creación del disturbio y el sistema de medición de la respuesta del terreno. El paso siguiente será el desarrollo de la relación causal entre estas dos partes, para así poder encontrar una forma de interpretar los datos obtenidos en el campo.

Como en el caso de los SEV, se requiere del uso de modelos para poder establecer el proceso de interpretación; también aquí se puede partir del caso más simple, que es el del semiespacio homogéneo con resistividad p, y después complicarlo a un semiespacio estratificado u otro de interés geohidrológico, hasta llegar a los modelos bi y tridimensionales; consideraremos únicamente las fórmulas para los dos primeros casos, para los demás se darán las referencias pertinentes.

4.2.4.Semiespacio Homogéneo

Si se toma en cuenta la definición de la impedancia, la ecuación de Cagniard esta dada por la fórmula 4.4.

$$\rho_a = \frac{1}{\mu\omega} |Z|^2 \quad (4.4)$$

De donde se ve que el problema consiste en encontrar el valor de la impedancia para el modelo de interés; para lograrlo se propone que los campos tengan una variación armónica, definida matemáticamente según las fórmulas 4.5 y 4.6.

$$\bar{E}_x = E_x e^{-i\omega t} \quad (4.5)$$

$$\bar{H}_y = H_y e^{-i\omega t} \quad (4.6)$$

Considerando las anteriores ecuaciones, la impedancia para el semiespacio homogéneo y la fase estarán dadas por las formulas 4.7 y 4.8.

$$|Z| = 2\pi \left(\frac{\rho}{5T} \right) 10^{-3} \quad (4.7)$$

$$\phi = -\frac{\pi}{4} \quad (4.8)$$

donde:

$|Z|$ = impedancia de ohms
 $T = 1 / \omega =$ periodo
 ϕ = fase

4.2.5.Caso del Semiespacio Estratificado

En el caso del semiespacio estratificado con n capas, el valor de la impedancia de la capa n en la superficie se obtiene mediante la fórmula de recurrencia 4.9:

$$Z_n = \frac{\omega\mu}{k_1} \coth \left\{ -ik_1 h_1 + \coth^{-1} \left[\frac{k_1}{k_2} \coth \left(-ik_2 h_2 + \coth^{-1} \left\{ \frac{k_2}{k_3} \coth [-ik_3 h_3 + \dots \right. \right. \right. \right. \right. \right. \right. \left. \left. \left. \left. \dots + \coth^{-1} \left(\frac{k_{n-2}}{k_{n-1}} \coth \left\{ -ik_{n-1} h_{n-1} + \coth^{-1} \frac{k_{n-1}}{k_n} \right\} \right) \dots \right] \right) \right] \right\} \quad (4.9)$$

donde:

$\omega =$ Frecuencia angular
 $\mu =$ Permeabilidad magnética

$k_n = (i\sigma_n \mu \omega)^{1/2}$ = Número de onda de la enésima capa
 σ_n = Conductividad de la enésima capa
 i = Número imaginario
 \coth = Cotangente hiperbólica

Como μ e i son constantes, la fórmula sólo depende de las resistividades y los espesores de las capas, por lo que se puede decir que la fórmula 4.9 es equivalente a la función característica de los SEV.

El algoritmo numérico para el cálculo de $|Z|$ consiste en tomar la última parte de la función de recurrencia, como si tuviera sólo las dos últimas capas, y calcular una de las fórmulas 4.10, según sea el caso.

$$Z_2 = Z_1 \coth \left[-ik_1 h_1 + \coth^{-1} \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right) \right]$$

$$Z_2 = Z_1 \tanh \left[-ik_1 h_1 + \tanh^{-1} \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right) \right] \quad (4.10)$$

$$Z_1 = \frac{\omega \mu}{(i\sigma_1 \omega \mu)^{1/2}}$$

Separando las partes real e imaginaria, ya que se trata de una función compleja, y con los resultados obtenidos, se calcula la parte siguiente de la fórmula 5.9 (función de recurrencia), y así sucesivamente, hasta obtener $|Z_n|$. Como resultado final del cálculo, se obtienen las partes reales e imaginarias de la impedancia, y con ello la amplitud y la fase en el cálculo de la resistividad aparente.

En el capítulo 11 se presenta un programa en lenguaje BASIC que realiza este cálculo hasta obtener las curvas de resistividad aparente contra período.

Existen desarrollos matemáticos y grupos de curvas para otros modelos, como el Horst, el Graven, y cilindros inmersos en medios homogéneos o estratificados en Kauffman y Keller (1981).

Como en el caso del SEV, también se pueden hacer interpretaciones en dos y tres dimensiones, utilizando los métodos de Diferencias Finitas y Elemento Finito, e inclusive hacer inversiones automáticas (Jupp D. & Vosoff, 1976).

El cálculo de la respuesta de los modelos no es el único proceso a realizar en la interpretación del método magnetotélurico; para que los datos registrados en el campo sean útiles durante su análisis, tienen que ser presentados en curvas de resistividad aparente contra frecuencia o período. Los datos registrados en campo son las mediciones de los valores de intensidades de las diferentes componentes

ortogonales de los campos eléctrico y magnético con respecto al tiempo; usualmente se presentan en tres grupos diferentes, denominados series de tiempo: en la primera el muestreo es muy rápido, en la segunda se toma un intervalo de muestreo más separado, y en la tercera se hace un muestreo muy separado, esto es, tomando menos muestras por segundo.

A estas series de tiempo se les aplica un algoritmo matemático conocido como Transformada de Fourier, que cambia los valores medidos en el dominio del tiempo al dominio de la frecuencia; es decir, se pueden conocer los valores de la intensidad de las diferentes componentes de los campos eléctrico y magnético para cada frecuencia correspondiente.

Con los valores de los campos así calculados se obtiene la impedancia y consecuentemente la resistividad, pero debido a una serie de ruidos existentes, las curvas suelen tener mucha dispersión. Por ello son necesarias una serie de acciones complementarias para eliminar las señales no deseadas que enmascaran la información buscada, como, por ejemplo, medir dos componentes del campo eléctrico y tres del campo magnético y con ello formar un sistema de ecuaciones que permita filtrar o eliminar el ruido y calcular las impedancias.

También se pueden efectuar mediciones simultáneas en dos estaciones diferentes y utilizar la segunda de éstas como referencia remota para corregir las señales.

En la actualidad, todos los equipos utilizados para levantamientos magnetoteléuticos realizan estos procesos automáticamente en el campo, pues cuentan con una computadora y los programas necesarios ya integrados a los equipos.

4.3.SONDEOS POR FRECUENCIA (SF)

4.3.1.Generación del Disturbio

Este tipo de sondeos aprovecha la propiedad de las ondas electromagnéticas de que la profundidad a la que penetran en el subsuelo depende principalmente de dos factores: el primero es la resistividad de las capas superiores del subsuelo, el segundo es la frecuencia de oscilación de las ondas; a esta profundidad se le conoce como Penetración Nominal o Skindepth, y puede ser calculada mediante la fórmula 4.11.

$$\delta = \left(\frac{\rho}{\mu\pi f} \right)^{1/2} = \frac{10^3}{2\pi} (10\rho T)^{1/2} \quad (4.11)$$

donde:

δ = Penetración nominal en metros
 ρ = Resistividad del medio
 f = Frecuencia de la señal

T= Periodo

En este método se utiliza un generador y un transmisor (Figura 4.4) para la excitación del terreno; la señal es enviada por medio de un dipolo eléctrico (dos electrodos enterrados), o uno magnético (una bobina).

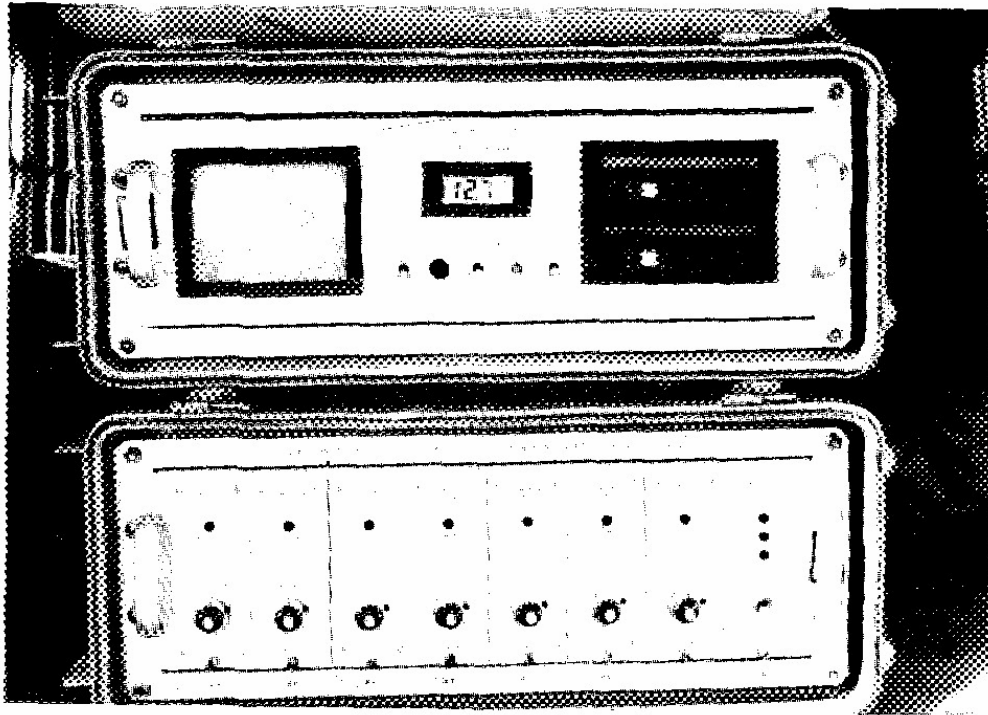


Figura 4.4. Equipo de medición.

En los dos casos de emisión, la frecuencia de la señal se varía dentro de un cierto intervalo de interés; cuando la señal se está enviando, se crea el fenómeno de inducción en el subsuelo y con ello un campo secundario que puede ser medido y que está relacionado con la distribución de las resistividades en el subsuelo.

La señal de emisión es una sola componente de uno de los campos; esta señal crea en el proceso de inducción diferentes componentes del campo electromagnético secundario, permitiendo con ello medir diferentes tipos de respuesta del terreno; por ejemplo, si se utiliza como emisor un dipolo magnético vertical es posible medir dos componentes del campo magnético secundario y una componente del campo eléctrico inducido.

4.3.2. Sistema de Medición

En este método, el sistema de medición consiste normalmente de una bobina receptora o de un dipolo eléctrico interconectado a un equipo electrónico sincronizado con el emisor, como el que se muestra en la figura 4.5 y figura 4.6.

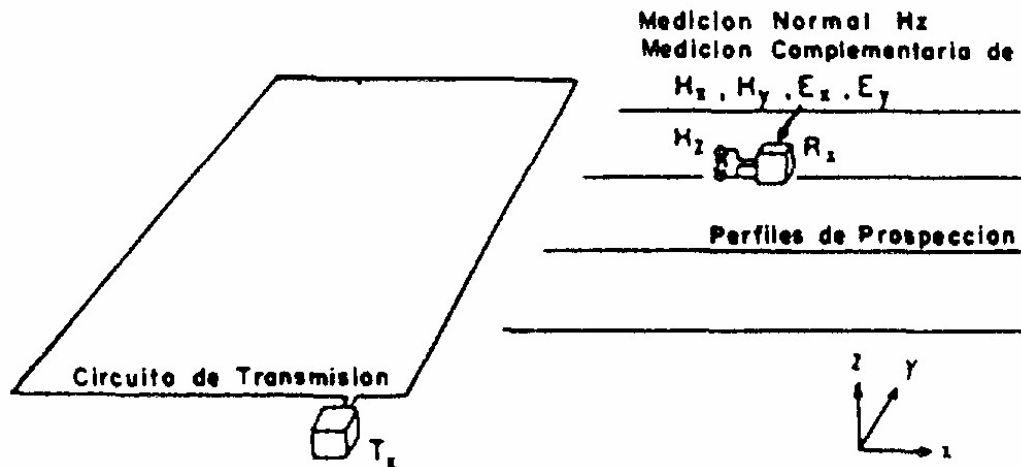


Figura 4.5. Tendido para un sondeo por frecuencia.

4.3.3.Relación Causa-Efecto

Las soluciones para los modelos más simples - el semiespacio homogéneo y el semiespacio estratificado - cuando el emisor es un dipolo magnético vertical, serán las únicas que se abordarán en este inciso, considerando tanto las respuestas magnéticas como la eléctrica de los campos inducidos.

Lo primero que se hace es definir la señal emitida por medio de la expresión para un dipolo eléctrico o uno magnético, como en este caso.

$$M = M_0 e^{-i\omega t} Z_0 \quad (4.12)$$

donde:

$M_0 = J_0 S n$ = Magnitud del momento dipolar

$J = J_0 e^{-i\omega t}$ = Corriente aplicada al dipolo

J_0 = Amplitud máxima de la corriente

S = Área de una de las vueltas

n = Número de vueltas en la bobina

ω = Frecuencia angular

Z_0 = Vector unitario en la dirección del eje Z.

Las expresiones para las tres componentes de campo secundario producidas por una fuente dipolar magnética vertical situada en la superficie de un semiespacio homogéneo con conductividad σ , medidas a una distancia r de la fuente emisora, estarán dadas por las fórmulas (Kauffman and Keller, 1983):

$$H_z = H_z^{(0)} h_z = H_z^{(0)} \frac{18}{K^2 r^2} \left[1 - \left(1 - iKr - \frac{4}{9} K^2 r^2 + \frac{1}{9} iK^3 r^3 \right) e^{ikr} \right] \quad (4.13)$$

$$H_r = H_z^{(0)} h_r = H_z^{(0)} K^2 r^2 \left[I_1 \left(\frac{iKr}{2} \right) K_1 \left(\frac{iKr}{2} \right) - I_2 \left(\frac{iKr}{2} \right) K \left(\frac{iKr}{2} \right) \right] \quad (4.14)$$

$$E_\phi = E_\phi^{(0)} e_\phi = -E_\phi^{(0)} \frac{2}{K^2 r^2} \left[3 - (3iKr - K^2 r^2) e^{iKr} \right] \quad (4.15)$$

donde:

$$H_z^{(0)} = \frac{M}{4\pi r^3} \dots\dots\dots (4.16)$$

$$E_\phi^{(0)} = \frac{i\omega\mu M}{4\pi r^2}$$

además:

$$I_1 \left(\frac{iKr}{2} \right), K_1 \left(\frac{iKr}{2} \right), I_2 \left(\frac{iKr}{2} \right), K \left(\frac{iKr}{2} \right) \quad (4.17)$$

donde:

- I1, I2 y K: Funciones Bessel modificadas
- $H_z^{(0)}$ y $E_\phi^{(0)}$: Campos magnético y eléctrico del dipolo magnético situado en el espacio libre evaluados en $z = 0$.
- $K = i\sigma\mu\omega =$ Cuadrado del número de onda
- $\sigma =$ Conductividad del medio
- $\rho =$ Resistividad del medio
- $\mu =$ Permeabilidad magnética
- $\omega =$ Frecuencia angular

Si se toma en cuenta la relación entre el número de onda K y la penetración nominal δ , que es:

$$K = (1 + i) / \delta$$

Se deduce que las fórmulas 4.13 a 4.15 son sólo función de r / δ , por lo que se pueden obtener expresiones denominadas asintóticas que sean fáciles de trabajar numéricamente, cuando $r / \delta \gg 1$:

$$E_\phi = -\frac{6Mp}{4\pi r^4} \quad (4.18)$$

$$H_z = \frac{18M\rho}{4\pi\mu\omega r^5} e^{-\frac{ix}{2}} \quad (4.19)$$

$$H_r = \frac{6M}{4\pi i K r^4} \quad (4.20)$$

Semiespacio Estratificado

En el caso del semiespacio estratificado, las componentes de los campos eléctrico y magnético generadas por un dipolo magnético vertical son:

$$E_\phi = \frac{i\omega\mu M}{4\pi r^2} \int_0^\infty \frac{2x^2}{x + x_1/R_n^*} J_1(x) dx \quad (4.21)$$

$$H_r = \frac{M}{4\pi r^3} \int_0^\infty \frac{2x_1}{R_n^*} \left[\frac{x^2}{x + x_1/R_n^*} \right] J_1(x) dx \quad (4.22)$$

$$H_z = \frac{M}{4\pi r^3} \int_0^\infty \frac{2x^3}{x + x_1/R_n^*} J_0(x) dx \quad (4.23)$$

En estas expresiones existen las siguientes equivalencias:

$$x = m r$$

m = Constante de separación en la solución de la ecuación diferencial por el método de separación de variables con unidades de 1 / distancia.

r = Separación entre los dipolos de emisión y recepción.

$$x_i = \sqrt{x^2 - (K_i r)^2} \quad (4.24)$$

K_i = Número de onda de la i ésima capa.

$$R_n = \coth \left\{ x_1 \left(\frac{H_1}{r} \right) + \coth^{-1} \left(\frac{x_1}{x_2} \right) \coth \left[x_2 \frac{H_2}{r} + \coth^{-1} \frac{x_2}{x_3} \coth \left(x_3 \frac{H_3}{r} \dots \right) \right] \right\} \quad (4.25)$$

donde:

$H_1, H_2, H_3, \dots, H_{n-1}$, representan los espesores de los estratos.

La función R_n es muy parecida a la función característica de la integral de Stefanescu en los SEV, y cumple con el mismo cometido.

De hecho, es el mismo tipo de integrales, y la evaluación numérica se hace de igual forma.

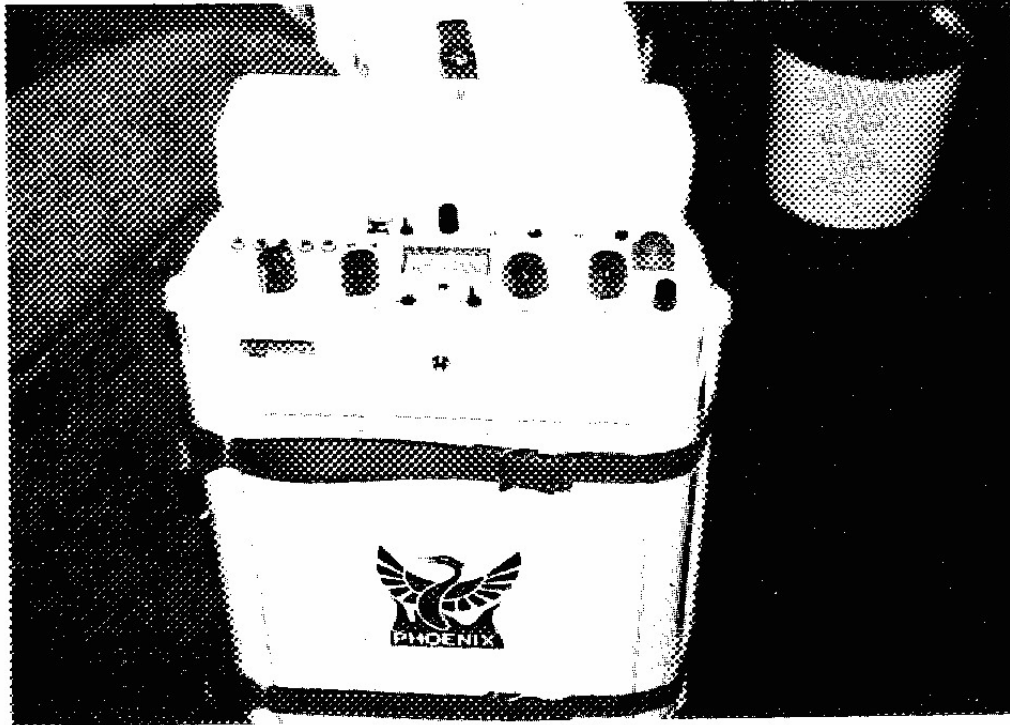


Figura 4.6. Equipo phoenix para sondeos electromagnéticos por frecuencia.

Como en el caso de los sondeos magnetotelúricos, las funciones involucradas aquí, son complejas y siempre se obtienen pares de curvas en las soluciones; estos pueden ser:

- Amplitud y ángulo fase
- Componente real en fase y componente imaginaria en cuadratura

Este punto es importante, pues como ya veremos, la definición de resistividad aparente depende de la componente del campo electromagnético que se está midiendo.

Las fórmulas 4.21, 4.22 y 4.23 son difíciles de evaluar, por lo que en ocasiones se utilizan aproximaciones de ellas más fáciles de trabajar numéricamente; esto sucede cuando el número de inducción ($p = r / \delta$) es mucho menor o mucho mayor que la unidad. Para el caso en que $p \ll 1$, las curvas de resistividad aparente no dependen en realidad de la frecuencia, sino de la distancia r , siendo las expresiones para las componentes electromagnéticas:

$$E_{\phi} = i\omega \frac{\mu M}{16\pi} \sum_{i=1}^N k_i^2 Q_i^E \quad (4.26)$$

$$H_z = -\frac{M}{16\pi r} \sum_{i=1}^N k_i^2 Q_i^Z \quad (4.27)$$

$$H_r = -\frac{M}{16\pi r} \sum_{i=1}^n K_i^2 Q_i^r \quad (4.28)$$

Donde:

$$Q_i^E = \frac{\sqrt{4h_{it} + r^2} - 2h_{it}}{r} - \frac{\sqrt{4h_{ib} + r^2} - 2h_{ib}}{r}$$

$$Q_i^Z = \frac{r}{\sqrt{4h_{it} + r^2}} - \frac{r}{\sqrt{4h_{ib} + r^2}} \quad (4.29)$$

$$Q_i^r = \frac{\sqrt{4h_{it} + r^2} - 2h_{it}}{\sqrt{4h_{it} + r^2}} - \frac{\sqrt{-4h_{ib}^2 + r^2} - 2h_{ib}}{\sqrt{4h_{ib} + r^2}}$$

siendo hit la profundidad de la parte superior, y hib la profundidad de la parte inferior de la iésima capa, y el espesor estará dado por:

$$H_i = h_{ib} - h_{it}$$

A este tipo de sondeos en los que la penetración depende de la separación entre emisor y receptor se les conoce como SONDEOS GEOMETRICOS, y el tipo de curvas que se obtienen de las fórmulas 4.26, 4.27 y 4.28 se muestran en la figura 4.7, en donde la resistividad aparente normalizada a la resistividad de la primera capa está relacionada con la distancia entre emisor y receptor normalizada al espesor de la primera capa.

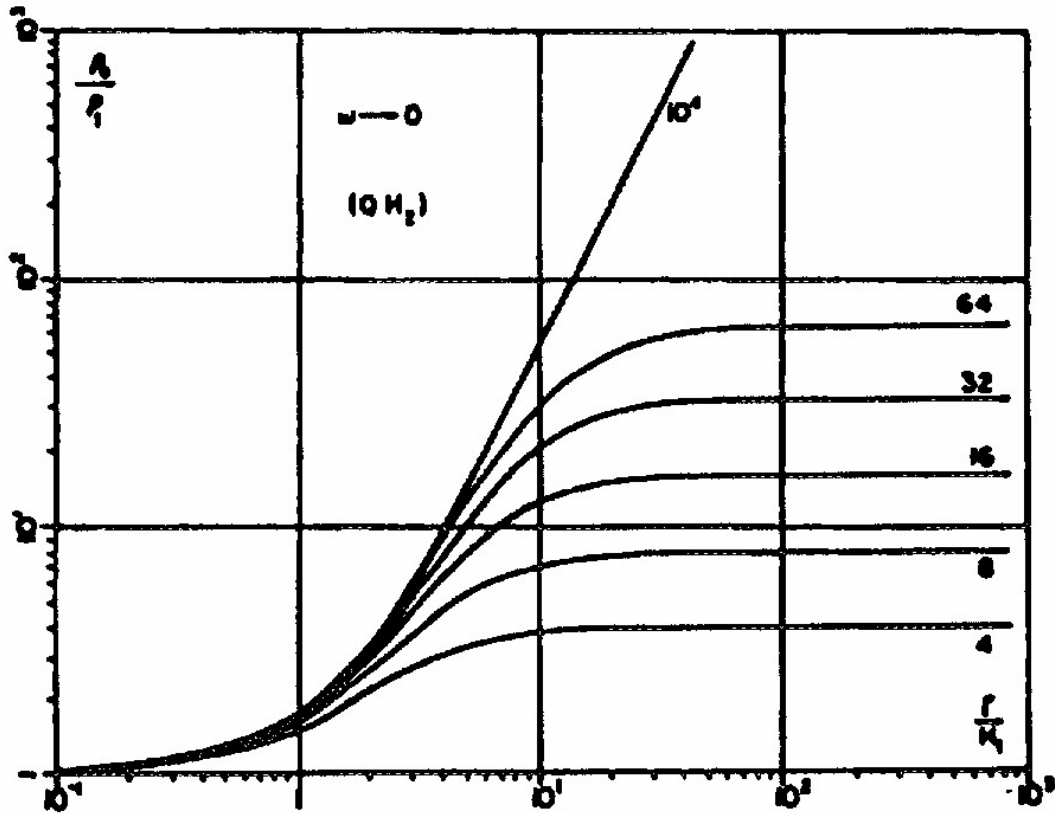


Figura 4.7. Curvas de resistividad aparente para un sondeo por frecuencia cuando $p \ll 1$

Cuando $p \gg 1$, se obtiene otro tipo de aproximaciones asintóticas en las que las integrales originales se convierten en:

$$H_z = \frac{9M}{2\pi k_1^2 r^5} R_n^2$$

$$H_r = \frac{3M}{2\pi i k_1 r^4} R_n \quad (5.30)$$

$$E_\phi = -\frac{3M\rho_1}{2\pi r^4} R_n^2$$

donde R_n es la función característica de la estratificación, y sólo depende de los espesores y de las resistividades de las capas involucradas. La expresión para R_n es similar a la ecuación 4.25, sólo intercambiando x_1/x_2 por $(\rho_1/\rho_2)^{1/2}$, x_2/x_3 por $(\rho_2/\rho_3)^{1/2}$, y así sucesivamente.

Las expresiones para los campos eléctrico y magnético se pueden expresar para el semiespacio conductor uniforme como:

$$H_z(\rho_1) = \frac{9M}{2\pi k_1^2 r^5}, \quad H_r(\rho_1) = \frac{3M}{2\pi i k_1 r^4}, \quad E_\phi(\rho_1) = -\frac{3M\rho_1}{2\pi r^4} \quad (4.31)$$

La resistividad aparente se define como el cociente entre el valor de la componente de campo para el semiespacio estratificado y el valor de la misma componente para el semiespacio homogéneo según las fórmulas 4.32:

Resulta que las expresiones para la resistividad aparente en las dos componentes de campo magnético y en la de campo eléctrico

$$\frac{\rho_a^z}{\rho_1} = \frac{H_z}{H_z(\rho_1)}, \quad \frac{\rho_a^r}{\rho_1} = \left[\frac{H_r}{H_r(\rho_1)} \right]^2 \quad \text{y} \quad \frac{\rho_a^E}{\rho_1} = \frac{E_\phi}{E_\phi(\rho_1)} \quad (4.32)$$

tienen el mismo valor, es decir:

$$\rho_a^z = \rho_a^r = \rho_a^E = \rho_1 R_n^2 \quad (4.33)$$

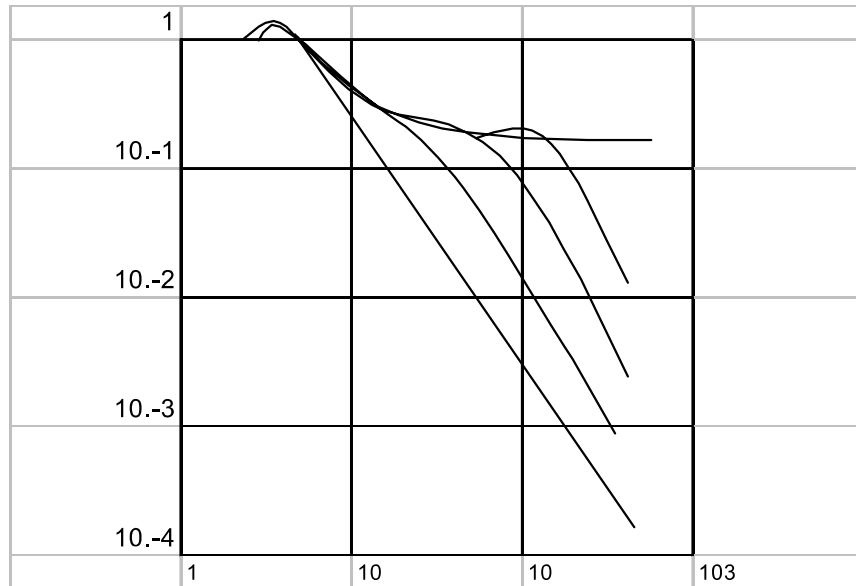


Figura 4.8. Curva de resistividad aparente de sondeos por frecuencia para cuando $\rho \gg 1$.

Con las expresiones anteriores se pueden generar curvas de resistividad aparente contra frecuencia, período o longitud de onda, como se muestra en la figura 4.8, tomando en cuenta la relación 4.34:

$$f = \frac{1}{T} = \frac{4\pi\rho_1}{\pi\lambda^2} \quad (4.34)$$

donde:

f = Frecuencia

T = Período

λ = Longitud de onda

tomando los tres parámetros referidos anteriormente relativos al semiespacio homogéneo con resistividad ρ_1 .

En este tipo de curvas se acostumbra presentar las componentes de amplitud y fase de la resistividad aparente normalizadas a la resistividad de la primera capa, contra cualquiera de los tres parámetros f , T o λ normalizados al espesor de la primera capa.

En el caso de la figura 4.8, tomada de Kauffman y Keller, fue seleccionada la tercera opción, aunque en el trabajo normal se prefiere la graficación contra el período, pues así se asimila mejor el sentido de la penetración: a mayor período se infiere una mayor penetración nominal (skindepth).

De la misma manera que se consideró como emisor un dipolo magnético vertical, también puede hacerse lo mismo con un dipolo eléctrico (Kauffman y Keller, 1983).

4.4.SONDEOS POR TRANSITORIO ELECTROMAGNETICO (TEM)

Al hacer uso de las transformaciones del dominio de la frecuencia al dominio del tiempo, fue concebido un nuevo método de realizar los sondeos electromagnéticos conocido como Sondeos por transitorio electromagnético (TEM).

En este tipo de sondeos se intenta sacar provecho de que cierto tipo de señales contienen un amplio rango de frecuencias, entre éstas la función escalón, la función rampa, la función diente de sierra, etcétera. Aquí se considera que energizando al terreno con una de estas señales se puede obtener información sobre toda la gama de frecuencias que ésta contiene, y por lo tanto, generar toda la curva de frecuencias con una sola emisión de la señal (Figura 4.9).

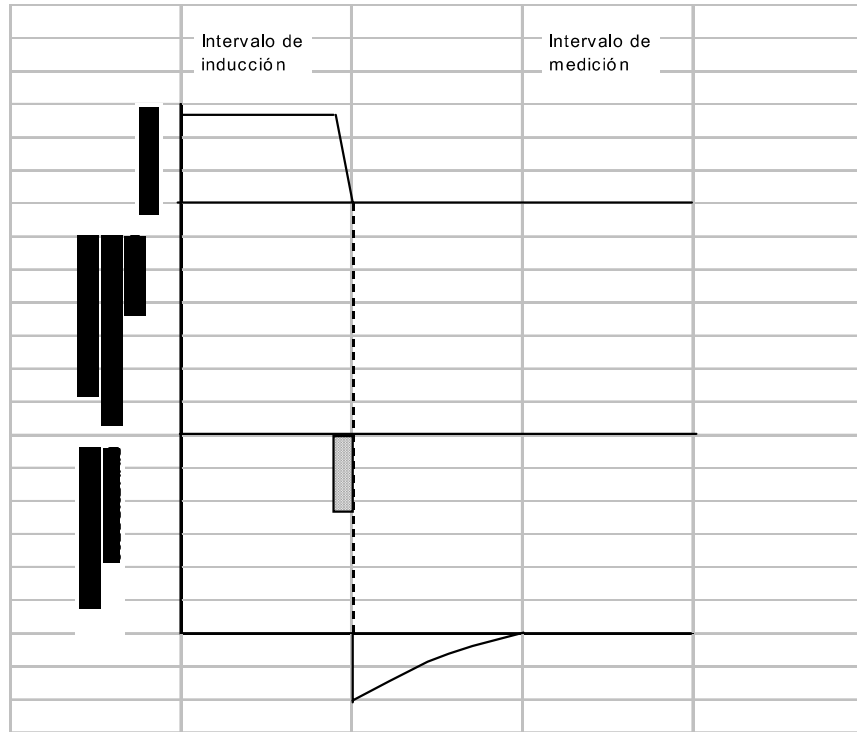


Figura 4.9. Forma de onda al terreno para un sondeo transitorio electromagnético.

4.4.1. Emisión de la Señal

En la práctica del sondeo por transitorio se utiliza un transmisor de señales como el mencionado en el párrafo anterior, alimentado mediante baterías o por un generador. La señal es enviada a través de una bobina de una o de varias espiras (vueltas), normalmente de forma rectangular, y sus lados pueden medir desde algunos metros hasta, eventualmente, uno o dos kilómetros.

La forma de la señal más común es el escalón: ésta consiste en hacer circular corriente por la bobina durante un tiempo predeterminado y después cortarla abruptamente; se aplica un tiempo de espera equivalente al empleado para meter corriente y se vuelve a introducir ésta, sólo que con la polaridad invertida, durante un lapso igual a los anteriores; se corta entonces la corriente y entonces se repite el tiempo de espera, con lo cual se consigue la forma deseada del escalón.

4.4.2. Sistema de Medición

Consiste en una bobina acoplada a un sistema electrónico capaz de realizar el muestreo del campo secundario en los intervalos de tiempo en los que el equipo transmisor no está metiendo corriente (figura 4.10): el equipo de medición comienza su función de muestreo inmediatamente después de que la corriente es cortada por el transmisor, y mide la forma en que decae el campo secundario (Figura 4.11). Esta curva contiene los datos de la distribución de resistividades del subsuelo, pero para

interpretarla hay que convertirla a otra con el criterio de resistividad aparente, la cual veremos más adelante.

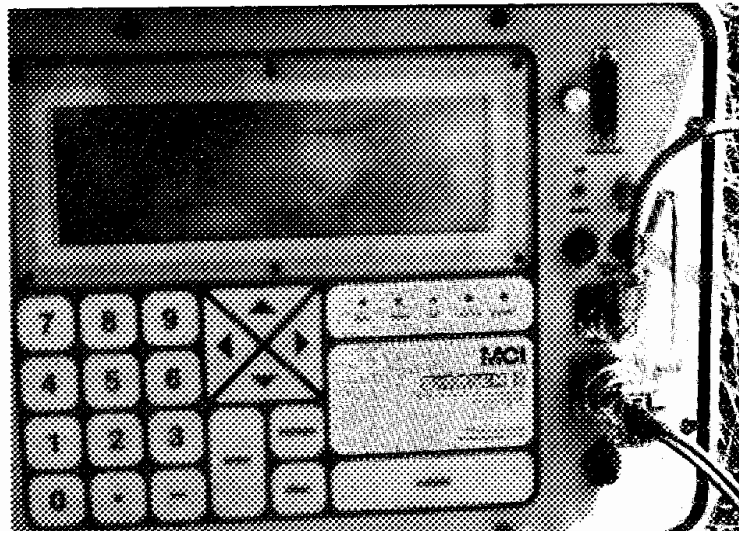


Figura 4.10. Equipo transmisor

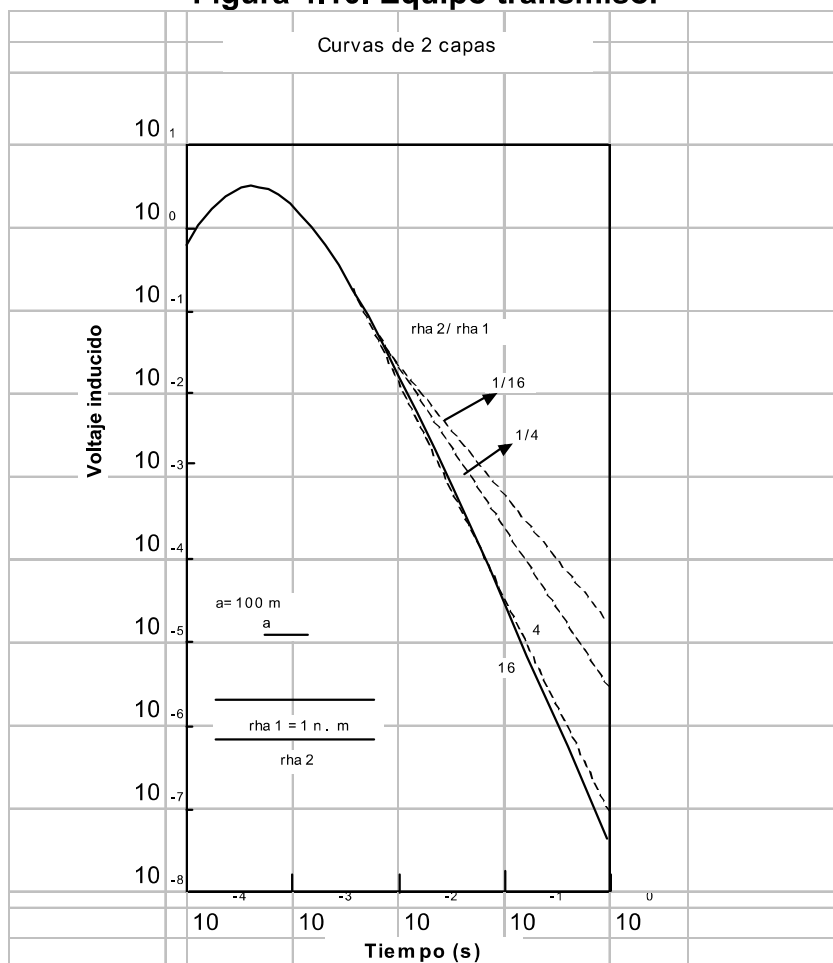


Figura 4.11. Forma de decaimiento del campo secundario en un sondeo por transitorio electromagnético.

4.4.3. Relación Causa-Efecto

Para lograr la interpretación conceptual de los TEM, es necesario aplicar en el dominio del tiempo la teoría desarrollada para el dominio de la frecuencia, y posteriormente definir el concepto de resistividad aparente en este último. Con esto se tendrán las expresiones equivalentes de los modelos que se propongan para la interpretación y sus curvas teóricas, con las que se podrán comparar las obtenidas en el campo para el proceso interpretativo.

Cada fórmula obtenida para los modelos en el dominio de la frecuencia en el inciso de los sondeos por frecuencia tiene su equivalente en el dominio del tiempo. En el caso del semiespacio homogéneo, las expresiones equivalentes a las fórmulas 4.13, 4.14 y 4.15 están dadas por las fórmulas 5.35:

$$\begin{aligned}
 E_{\phi} &= -\frac{3M\rho}{2\pi r^4} \left[\phi(u) - \sqrt{\frac{2}{\pi}} u \left(1 + \frac{1}{3} u^2 \right) e^{-\left(\frac{u^2}{2}\right)} \right] \\
 H_z &= \frac{uM}{2\pi r^4} \left[1 - \left(1 - \frac{9}{u^2} \right) \phi(u) - \sqrt{\frac{2}{\pi}} e^{-\left(\frac{u^2}{2}\right)} \left(\frac{9}{u} + 2u \right) \right] \\
 H_r &= -\frac{uM}{\pi r^3} \left[\left(2 + \frac{u^2}{4} \right) I_1\left(\frac{u^2}{4}\right) - \frac{u^2 I_0}{4} \left(\frac{u^2}{4} \right) \right] e^{-\left(\frac{u^2}{4}\right)}
 \end{aligned} \tag{4.35}$$

donde:

$$\phi(u) = \frac{\sqrt{2}}{\pi} \int_0^u e^{-\left(\frac{t^2}{2}\right)} dt$$

$$u = \frac{2\pi Rt}{\sqrt{2\pi\rho t \cdot 10^7}}$$

En el caso del semiespacio estratificado, la conversión analítica de las ecuaciones dadas en el dominio de la frecuencia al dominio del tiempo tiene que hacerse en un cierto intervalo de frecuencia, por lo que se utilizan las aproximaciones asintóticas para números de inducción grandes y números de inducción pequeños. En el primer caso, cuando el número de inducción es grande se tienen expresiones equivalentes a las fórmulas 4.26, 4.27 y 4.28 en las fórmulas 4.36:

$$E_{\phi}(t) = -\frac{3M\rho_1}{2\pi r^4} \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{R_n^2}{i\omega} e^{-i\omega t} d\omega$$

$$H_z(t) = \frac{9M}{2\pi r^5} \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{R_n^2}{-i\omega k_1^2} e^{-i\omega t} d\omega \quad (4.36)$$

$$H_r(t) = \frac{3M}{2\pi r^4} \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{R_n}{\omega k_1} e^{-i\omega t} d\omega$$

Estas ecuaciones corresponden a la parte temprana del sondeo por transitorio.

De la misma manera, se pueden encontrar expresiones para cuando el número de inducción es pequeño y corresponde a la porción tardía del acoplamiento transitorio. Utilizando las fórmulas 4.30 se obtienen sus equivalentes en el dominio del tiempo, dados en las fórmulas 4.37:

$$H_z(t) = \frac{M}{2\pi^2 r^3} \left[\frac{1}{4} \sum_{n=1}^N (\sigma_i u r^2) Q_i^r \int_0^{\infty} \cos \omega t d\omega - 2 \frac{\sqrt{2}}{15} \left(\sigma_n u r^2 \right)^{\frac{3}{2}} \int_0^{\infty} \omega^{\frac{1}{2}} \cos \omega t d\omega + \dots \right]$$

$$H_r(t) = - \frac{M}{2\pi^2 r^3} \left[\frac{1}{4} \sum_{n=1}^N (\sigma_i u r^2) Q_i^r \int_0^{\infty} \cos \omega t d\omega + \frac{3\pi}{64} (\sigma_n u r^2)^2 \int_0^{\infty} \omega \cos \omega t d\omega \right] \quad (4.37)$$

Es notorio que las expresiones para el cálculo de las curvas para los sondeos por transitorio implican integrales en las que intervienen las funciones características del medio y las funciones Bessel; a este tipo de integrales se les conoce como integrales de transformación Hankel. Uno de los métodos de solución de estas funciones es el método de convolución, que se usa para la solución numérica de la integral de Stefanescu en los SEV.

En el caso de los sondeos por transitorio, ésta es la forma utilizada actualmente para el cálculo de las curvas y con la que trabajan la mayoría de los programas de computadora. Un listado de un programa de este tipo se encuentra en Kauffman y Keller 1983, paginas 571-575, así como en las páginas 579-585 podemos consultar el listado del programa de inversión, entendiéndose por ésta, el proceso de ajustar una curva de campo a un modelo propuesto bajo algún criterio de error mínimo.

4.5.PSEUDOSONDEOS ELECTROMAGNETICOS AEREOS (PSEA)

Los métodos electromagnéticos aéreos han tenido en los últimos años un enorme desarrollo, sobre todo aquellos que utilizan simultáneamente varias frecuencias; esto permite, de acuerdo con la teoría desarrollada, (Fraser D., 1990 y Sengpiel K. P., 1988), simular la realización de un sondeo por frecuencia. En este método se calcula para cada frecuencia una profundidad de atribución z para una resistividad ρ dada, de tal manera que si, por ejemplo, se utilizan 10 frecuencias, se obtienen 10 puntos evaluados en (ρ, z) , con lo que se puede establecer una curva semejante a las de cualquier otro sondeo y que nos permitirá interpretar la distribución de las

resistividades en el subsuelo para hacer la interpretación en términos de los objetivos buscados. Una de estas curvas se muestra en la figura 4.12, para un modelo que representa un semiespacio estratificado con cuatro capas.

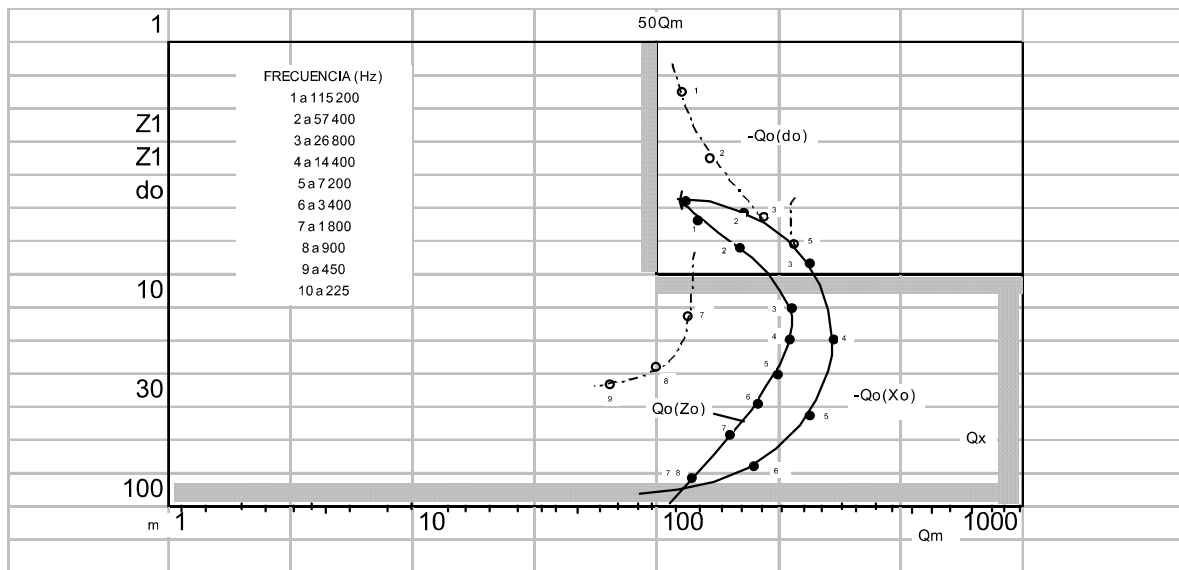


Figura 4.12. Diagrama de resistividad / profundidad para un semiespacio estratificado en un campo con una capa conductora a 90m.

En la figura 4.13 se presenta una sección obtenida con este método; a las de este tipo se les conoce como secciones Sengpiel .

El método de cálculo de las curvas para los pseudosondeos electromagnéticos aéreos es conocido como algoritmo de la profundidad del centroide, y se encuentra desarrollado en el artículo de Sengpiel (1988) y en otras referencias allí incluidas.

Este método no ha sido probado aún en México, pero dadas sus características, promete ser de gran ayuda cuando se requiera evaluar extensas zonas, en donde las profundidades de interés para la prospección geohidrológica no sean mayores a 200 metros. La rapidez con que este levantamiento puede ser realizado y la densidad de datos lo hacen mucho más económico que uno terrestre, pero esto sólo sucede cuando se evalúan zonas relativamente grandes.

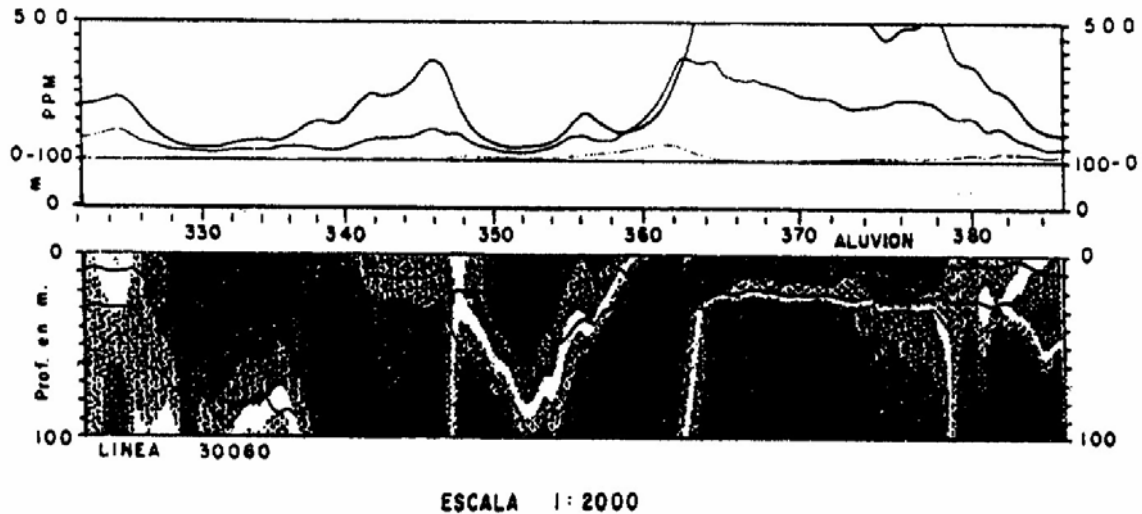


Figura 4.13. Sección Sengpiel (cortesía Dighem).

4.6. CALICATAS ELECTRONAGNETICAS (CEM)

Las calicatas electromagnéticas consisten fundamentalmente en mantener equidistantes la fuente emisora y el receptor y mover el arreglo como un todo a lo largo de una línea en el área que se quiere estudiar. El emisor crea un campo primario variable que induce corrientes en los cuerpos conductores del subsuelo, formándose un campo secundario.

Mediante el circuito receptor (que generalmente es una bobina redonda), se puede medir la suma de los dos campos magnéticos; es decir, el primario, originado por el emisor, y el secundario, creado por la presencia de cuerpos conductores en el subsuelo. Con el estudio de las diferencias entre el campo primario emitido y el campo observado en el receptor se puede determinar la existencia de cuerpos conductores, pues presentan una diferencia de fase que se puede cuantificar. Los métodos existentes presentan en su salida dos componentes del campo secundario ya sea amplitud y fase, componentes real e imaginaria o las componentes en fase y fuera de fase (cuadratura).

Tomando como base la medición de las componentes se han desarrollado los aspectos teórico-prácticos de la interpretación, basándose principalmente en la creación de curvas patrón mediante cálculos teóricos o ensayos sobre modelos físicos en un laboratorio, como en el caso del álbum de curvas para interpretación del método Slingram sobre cuerpos tabulares, publicados por Ketola M. y Puranen M. (1967) y Ketola M. (1968).

El modelo de trabajo más interesante para estos métodos en la prospección geohidrológica es el semiespacio homogéneo con resistividad ρ , o su inverso, la conductividad σ ; en este caso se utilizan relaciones empíricas entre las componentes en fase y cuadratura y la altitud de medición, como en los nomogramas que se muestran en la figura 4.14 y figura 4.15.

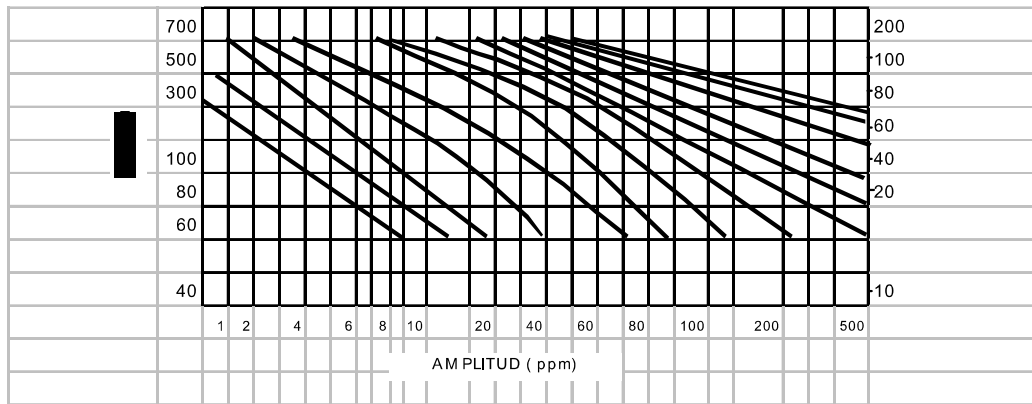


Figura 4.14. Mapa de resistividad

En estos nomogramas, las componentes del campo secundario están medidas en partes por millón del campo primario, y la altitud es la distancia entre el suelo y el receptor.

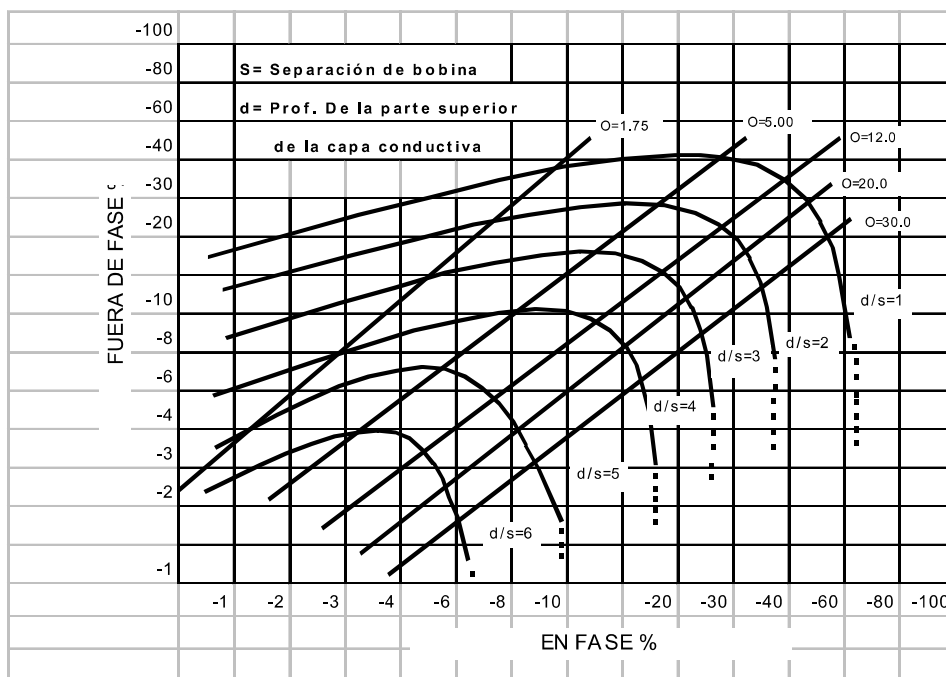


Figura 4.15. Diagrama de interpretación para una capa conductiva delgada.

En el caso de las calcatas aéreas, el método se puede hacer más complejo utilizando varias bobinas emisoras y varias receptoras, como se muestra en la figura 4.16, y con ello aumentar la capacidad de análisis con base en otros modelos.

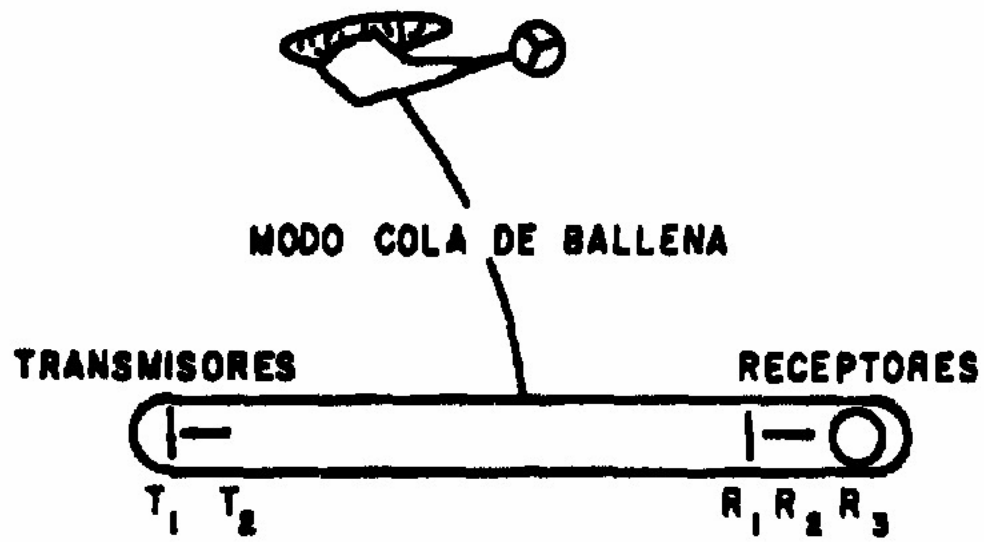


Figura 4.16. Arreglo para la medición de calicatas aéreas.

5.REGISTROS GEOFISICOS DE POZOS

5.1.REGISTROS GEOFISICOS DE POZOS

El registro geofísico de pozo es la obtención analógica o digital de parámetros físicos de las rocas en función de la profundidad, que pueden ser interpretados como características de las rocas, de los fluidos contenidos y de la construcción del pozo. Los registros son analizados para determinar la litología, resistividad real de la roca, geometría, densidad volumétrica, porosidad y permeabilidad de las capas o mantos productores.

El origen de los registros geofísicos de pozos se remonta a 1912, cuando Conrad Schlumberger exploró el subsuelo desde la superficie empleando los métodos eléctricos; sus experimentos se vieron interrumpidos por el estallido de la Primera Guerra Mundial, y al término de ésta se reanudó el desarrollo del método. Así, el 5 de septiembre de 1927, en el pequeño campo petrolero de Pechlbronn, en Alsacia-Lorena, provincia del noreste de Francia, H. G. Doll corrió el primer registro eléctrico de pozos, que consistió en una simple gráfica de la resistividad eléctrica de las rocas cortadas por el barreno. Las lecturas se efectuaron mediante estaciones a intervalos periódicos, y posteriormente se graficaron manualmente los valores de resistividad, contra la profundidad. De entonces a la fecha se han creado una gran variedad de herramientas cuya utilidad en los diferentes campos de la geología se ha diversificado dada su eficacia y bajo costo. La técnica de los registros de pozos consiste en introducir en cada barreno una serie de instrumentos o cartuchos electrónicos, denominados sondas, con el propósito de conocer las propiedades petrofísicas de las rocas por métodos directos e inducidos. Los del primer tipo miden sus propiedades como temperatura, contenido de material radiactivo, etcétera, mientras que los inducidos excitan las paredes del pozo con radiactividad, electricidad y ondas acústicas, y lo que se registra es la respuesta de las rocas a estos estímulos. Estas herramientas se han utilizado y desarrollado principalmente en el campo del petróleo. Su aplicación geohidrológica es un área relativamente nueva que ha aprovechado la experiencia desarrollada en la exploración y explotación petrolera. La identificación y evaluación de acuíferos a partir de los registros se puede efectuar bajo la aplicación de las técnicas petroleras con algunas modificaciones según sea el caso, pero lo más importante es establecer los criterios de interpretación, ya que un acuífero puede encontrarse en cualquier tipo de roca y no únicamente en un ambiente sedimentario, como en el caso de los yacimientos de hidrocarburos.

Los registros geofísicos de pozos en la hidrología de aguas subterráneas se emplean fundamentalmente en la definición de la litología y la geometría de un sistema acuífero, así como en la estimación de la calidad del agua contenida. De tal forma, es fundamental la comprensión de los principios básicos que controlan la respuesta de las herramientas de registro, y que son las características físicas de la matriz de roca y la interrelación entre los parámetros de la roca y los de los fluidos contenidos (figura 5.1).

Actualmente se evalúan los registros mediante el uso de programas de cómputo, configurados para un análisis en particular o bien comercializados por compañías dedicadas a diseñarlos (software) ; su aplicación permite evaluar con precisión y rapidez los principales parámetros petrofísicos de un acuífero sin que ello menoscabe la validez de los métodos tradicionales de interpretación directa que proporcionan información de control geológico.

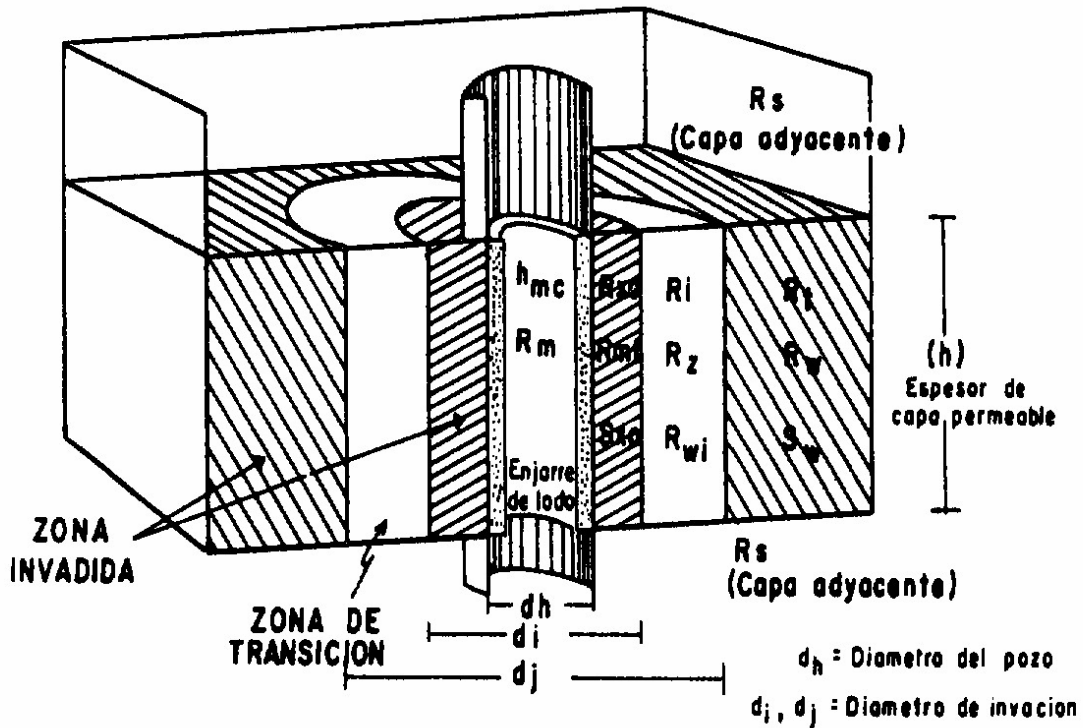


Figura 5.1. Condiciones en el pozo.

5.1.1. Parámetros Litológicos

5.1.1.1. Resistividad

La resistividad de una roca es su capacidad de oponerse al flujo de una corriente eléctrica con área y longitud unitaria: la unidad de medida es el ohm m^2/m (ohm-m). Son de frecuente uso los términos resistividad y conductividad, siendo uno el recíproco del otro; por ende, a una resistividad alta corresponde una conductividad baja, y viceversa. La conductividad tiene por unidad de medida al mho/m.

Los acuíferos granulares se componen de partículas sólidas que presentan muy alta resistencia al paso de la corriente eléctrica; por ende, el flujo de ésta a través de los materiales granulares está asociado con el agua contenida en los poros. Ello significa que la resistividad del material es función de la cantidad de agua contenida, de su calidad (salinidad), de su temperatura y de la interrelación (geometría) de los vacíos.

5.1.1.2. Factor de Formación

El factor de formación o factor de resistividad de formación (F), es la relación de la resistividad eléctrica de la roca 100% saturada de agua (R_0), con la resistividad del agua que la satura (R_w), donde F es la constante de proporcionalidad entre R_0 y R_w :

$$F = \frac{R_0}{R_w} \quad (5.1)$$

Debido a que la mayoría de los granos de la roca tienen una resistividad más alta en relación con el agua, el factor de formación siempre será mayor a 1; de lo anterior se desprende que la resistividad de una formación porosa está directamente relacionada con la resistividad del fluido contenido.

5.1.1.3. Porosidad

La porosidad es la capacidad que posee una roca para contener fluidos, se define como la relación entre el volumen de vacíos con el volumen total y se expresa en por ciento (%). En el lenguaje de los registros geofísicos, la porosidad puede ser total y efectiva.

La porosidad total, a la que en lo sucesivo llamaremos porosidad, incluye todos los vacíos de una roca, independientemente de si están o no conectados:

$$\Phi = \frac{V_p}{V_t} \quad (5.2)$$

donde:

- Φ = porosidad total
- V_p = volumen total de vacíos
- V_t = volumen total de roca

La porosidad efectiva comprende únicamente los vacíos interconectados y, en consecuencia, efectivos para la transmisión de fluidos.

$$\Phi_e = \frac{V_{pc}}{V_t} \quad (5.3)$$

donde:

- Φ_e = porosidad efectiva
- V_{pc} = volumen de poros comunicados
- V_t = volumen total de roca

Otro término muy utilizado es el de Porosidad Efectiva y Libre de Arcilla, la cual se determina mediante la corrección de registros sensibles al contenido arcilloso en la roca. A su vez, la porosidad puede ser porosidad primaria o espacio-poral

intergranular (original), y secundaria, provocada por agentes geológicos (lixiviación, fracturamiento y fisuramiento), la primera tiende a ser homogénea en cuanto a su distribución, y la segunda heterogénea.

5.1.1.4. Permeabilidad

Permeabilidad es la velocidad de flujo de los fluidos contenidos en una roca cuando estos son sometidos a un gradiente hidráulico unitario; dicho de otra manera, es la capacidad que posee una roca o material para permitir la circulación de los fluidos que contiene en sí. La permeabilidad de las rocas ha sido relacionada con algunos tipos de curva de registros y con parámetros derivados de los registros. El valor de la permeabilidad puede ser estimado con aceptable aproximación en medios granulares relativamente uniformes, y únicamente después de que las relaciones empíricas hayan quedado claramente entendidas.

5.1.2. Parámetros del Fluido

5.1.2.1. Conductividad / Resistividad de fluido

La conductividad o resistividad (R_w) del fluido de un pozo exploratorio o de un intervalo saturado representa un factor importante en la evaluación con fines geohidrológicos; puede derivarse de los registros, y conjuntamente con la temperatura de intervalo, estimarse la calidad del agua con equivalencia en ppm de NaCl (Figura 5.2).

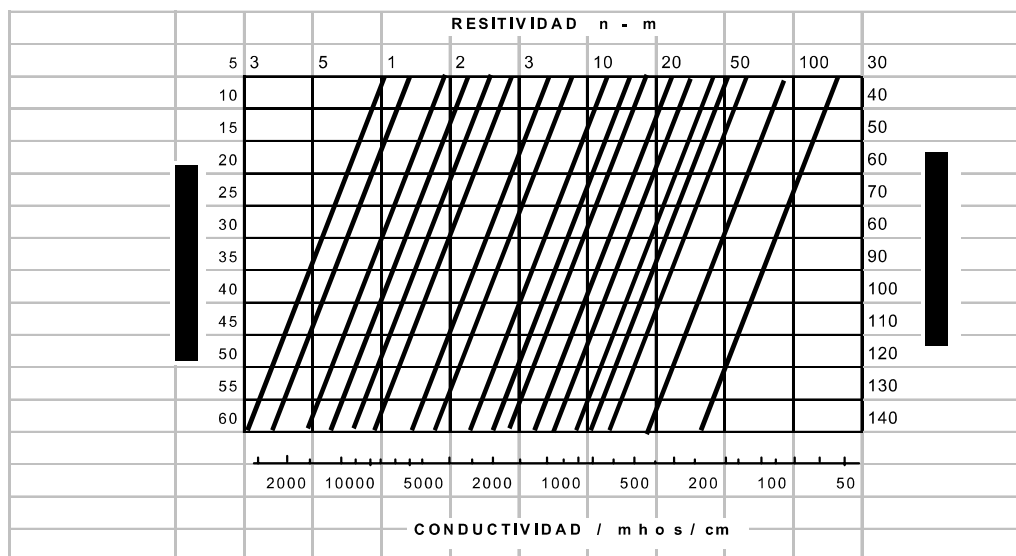


Figura 5.2. Concentración equivalente de nacl como una función de la resistividad o conductividad y temperatura.

5.1.2.2. Temperatura de fluido

La temperatura de diferentes acuíferos generalmente difiere, por lo que las fuentes y el movimiento de agua en el pozo pueden identificarse a partir de su registro de temperatura. También se utiliza para determinar la posición del fraguado del cemento detrás del ademe, para efectuar correcciones en la viscosidad del agua, en la medición de conductancia específica de los registros de conductividad en el fluido y en todos los registros sensibles a los cambios de temperatura en el interior del pozo.

5.1.2.3. Movimiento del fluido

El movimiento de fluido dentro de un pozo puede ser medido mediante registros, de los cuales se obtiene la dirección y velocidad del fluido, ya sea con trazado radiactivo o registro de flujo en zonas de aporte o pérdida en el pozo.

5.2.DIFERENTES TIPOS DE SONDAS EN UN REGISTRO GEOFISICO DE POZO

Un registro geofísico o un paquete de registros geofísicos de pozo se obtiene mediante la introducción en una perforación (barreno o pozo) de la herramienta o sonda de registro para determinar la curva o perfil del parámetro que se desea medir.

Las herramientas varían de acuerdo con el tipo de registro para el que fueron diseñadas; a continuación se abordan las características fundamentales de cada registro en su aplicación a la hidrología de aguas subterráneas.

5.2.1.Registro de Potencial Espontáneo (SP)

La curva o registro de potencial espontáneo (SP), es una medida de las corrientes eléctricas (potenciales espontáneos naturales) que se producen dentro del pozo, por el contacto entre fluidos de diferente concentración salina, como el fluido (lodo) de perforación, el filtrado de lodo y el agua de la formación; por lo tanto, sólo puede obtenerse en pozos libres (sin ademe), y llenos de un fluido conductor.

Esto se resume como la caída de potencial que existe entre un electrodo fijo en la superficie del terreno (habitualmente se coloca en la presa de lodos) y otro electrodo móvil en el fluido dentro del pozo.

El registro (SP) se representa como una gráfica de las pequeñas variaciones en voltaje medidas en milivolts y desarrolladas por el contacto entre los fluidos del pozo, la arcilla y el agua del acuífero. Las corrientes del SP son producidas por fuerzas electromotrices (fem) en las formaciones, y su origen puede ser electrocinético o electroquímico. El primero y menos importante es consecuencia de la diferente presión existente entre el fluido de perforación (lodo o agua) y el agua de la formación. Se desarrolla cuando un electrolito (fluido) se mueve a través de un medio permeable en lugares donde éste es forzado a penetrar en capas permeables, generando los flujos de potencial en zonas de aporte o pérdida de agua, positivos en

el primero de los casos y negativos en el segundo, generalmente con valores despreciables.

La segunda y más importante fuente de potencial es el potencial electroquímico, consecuencia del contacto entre soluciones de diferente concentración en el pozo, como pueden ser lodo-filtrado de lodo, filtrado de lodo-agua de formación, agua de formación-arcilla y arcilla-lodo. En el caso del filtrado de lodo el potencial se deriva del mismo lodo de perforación y la actividad electroquímica generalmente es similar entre ambos, por lo que cualquier fem desarrollada en función de este contacto tiende a ser mínima, y por ende despreciable. El potencial generado por el contacto entre el agua de formaciones permeables, la arcilla y el lodo se conoce como potencial de membrana, y el desarrollado como resultado del contacto entre el filtrado del lodo y el agua de formaciones permeables se denomina potencial de difusión.

Los potenciales originados por estos contactos provocan flujo de corrientes adyacentes a la frontera acuífero-arcilla dentro de la columna de lodo en el pozo (Figura 5.3).

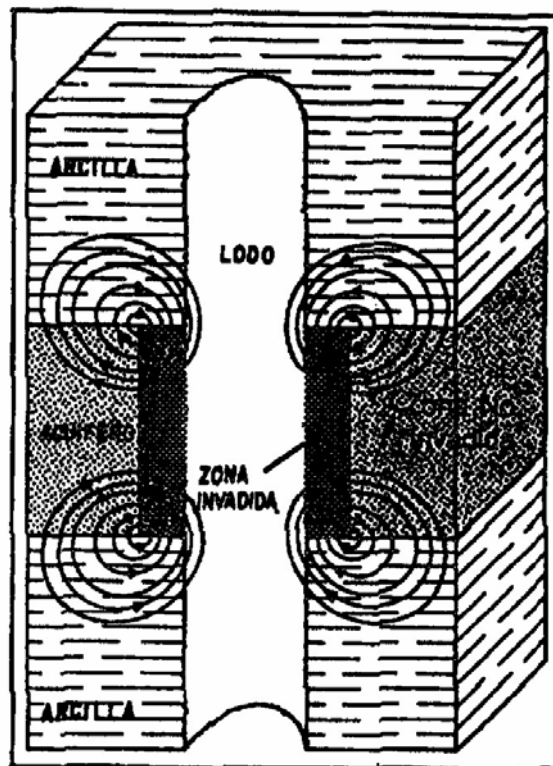


Figura 5.3. Flujo de corriente en la frontera acuífero-arcilla.

Teóricamente la máxima deflexión del SP en una capa permeable se denomina Potencial Espontáneo Estático o SSP, (Figura 5.4), representa el valor que debe ser observado en un caso ideal, con la capa permeable aislada eléctricamente, y es el desarrollo máximo posible de SP sobre un manto acuífero libre de arcilla (Rider M.

H., 1986); únicamente el SSP derivado del registro puede ser usado para la evaluación cuantitativa de R_w (resistividad del agua de la formación).

$$SSP = K \log \left(\frac{R_{mf}}{R_w} \right) \quad (5.4)$$

donde:

SSP = deflexión máxima del SP (SP estático) en milivolts

K = constante de temperatura $60 + 0.133T$

T = temperatura del pozo en °F

R_{mf} = resistividad del filtrado del lodo en ohm-m

R_w = resistividad del agua de la formación en ohm-m

De acuerdo con la ecuación anterior, y despejando R_w , se determina el valor; este, relacionado con la temperatura, permite estimar la calidad del agua de la formación por su salinidad en ppm, equivalentes en NaCl (cloruro de sodio) . Sin embargo, debe recordarse que la ecuación anterior es confiable sólo bajo ciertas condiciones:

El agua de la formación deberá ser relativamente salada,

El NaCl tiene que ser la sal predominante y

El lodo debe estar relativamente dulce y sin contener aditivos pocos usuales (Keys W. S. and MacCary L. M., 1986).

Es importante considerar que las deflexiones del SP no siempre corresponden a materiales porosos y permeables, así como el caso contrario: donde no hay desarrollo de SP, no siempre se tratará de un material arcilloso o compacto, por lo que se debe tomar en cuenta:

- El conocimiento geológico del área.
- La calidad y tipo del agua predominante.
- La temperatura y resistividad del lodo o agua empleada durante la perforación.
- El tiempo transcurrido entre la terminación del pozo y la obtención del registro.
- El auxilio de otros registros.

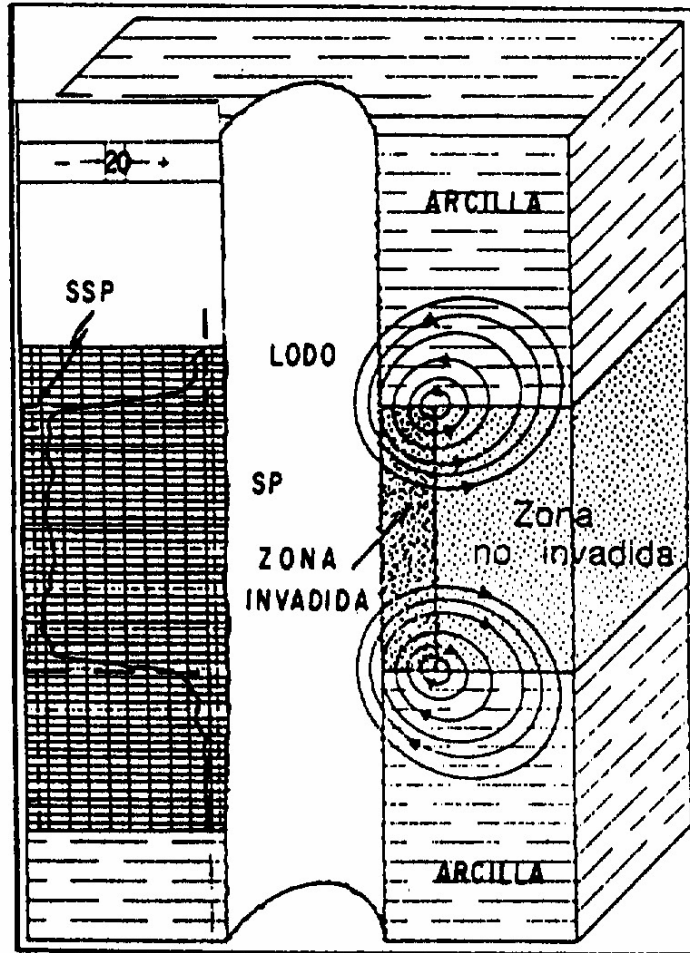


Figura 5.4. Representación del potencial espontáneo estático.

Esta curva se emplea para identificar capas porosas y permeables, pero muchos factores influyen para que un análisis basado únicamente en el SP conduzca comúnmente a resultados erróneos, especialmente si se trabaja con formaciones de naturaleza diferente a la arcillo-arenosa.

El agua dulce genera potenciales muy bajos o simplemente no genera SP, pues en la inmensa mayoría de las perforaciones realizadas en la exploración de agua subterránea se utiliza exclusivamente agua de la región en lugar de lodo, la cual casi siempre es de la misma naturaleza y calidad que el agua de las formaciones atravesadas por el pozo exploratorio.

En secuencias areno-arcillosas con fuerte contraste en la salinidad del agua de perforación y el agua de la formación se obtienen excelentes resultados aplicando esta curva a la correlación entre capas. Hay que recalcar que el SP en rocas duras y compactas puede llevar a una interpretación errónea si no se consideran todos los factores ya mencionados.

5.2.2.Registros de Resistividad

5.2.2.1. Registro Eléctrico-Lateral

Comúnmente son conocidos como registros eléctricos debido al principio físico en que trabajan y a que tienen su origen en el sondeo eléctrico vertical (SEV). El arreglo típico del SEV se muestra en la figura 5.5; en éste se hace pasar una corriente eléctrica (I) entre los electrodos (AB) y entre los electrodos (MN) se mide la diferencia de potencial (V), entonces, la resistividad se puede obtener de la Ley de Ohm, a saber:

$$R = \frac{V}{I} \quad (5.5)$$

donde:

- R = Resistencia eléctrica.
- I = Intensidad de la corriente eléctrica.
- V = Diferencia de potencial eléctrico.

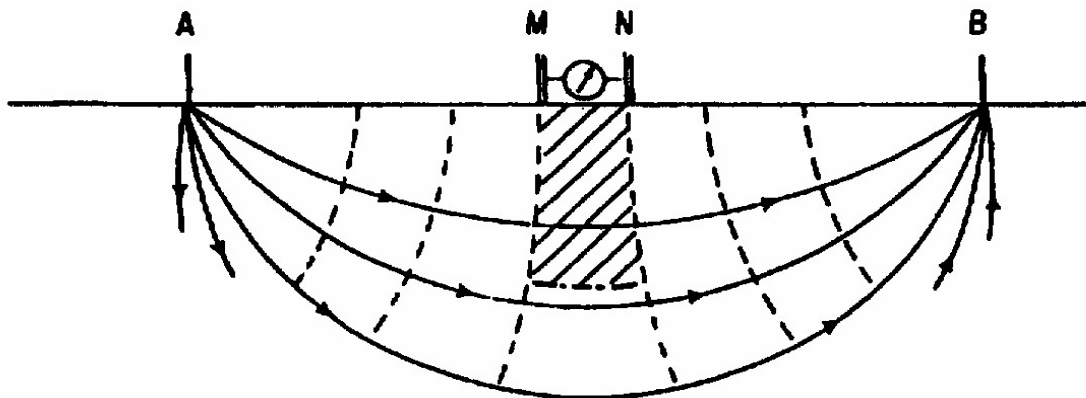


Figura 5.5. Arreglo tipo de un sondeo eléctrico vertical.

Si el potencial se da en voltios y la corriente en amperios, entonces R es expresada en ohms. La resistividad aparente es una propiedad de la materia y un parámetro físico de la misma, y se define como la resistividad específica de un determinado material; la ecuación que liga ambas magnitudes es:

$$R = \rho \frac{l}{a} \quad (5.6)$$

donde:

- R = Resistencia eléctrica del conductor.

ρ = Resistividad eléctrica del conductor.
 l = Longitud del conductor.
 a = Área de la sección transversal del conductor.

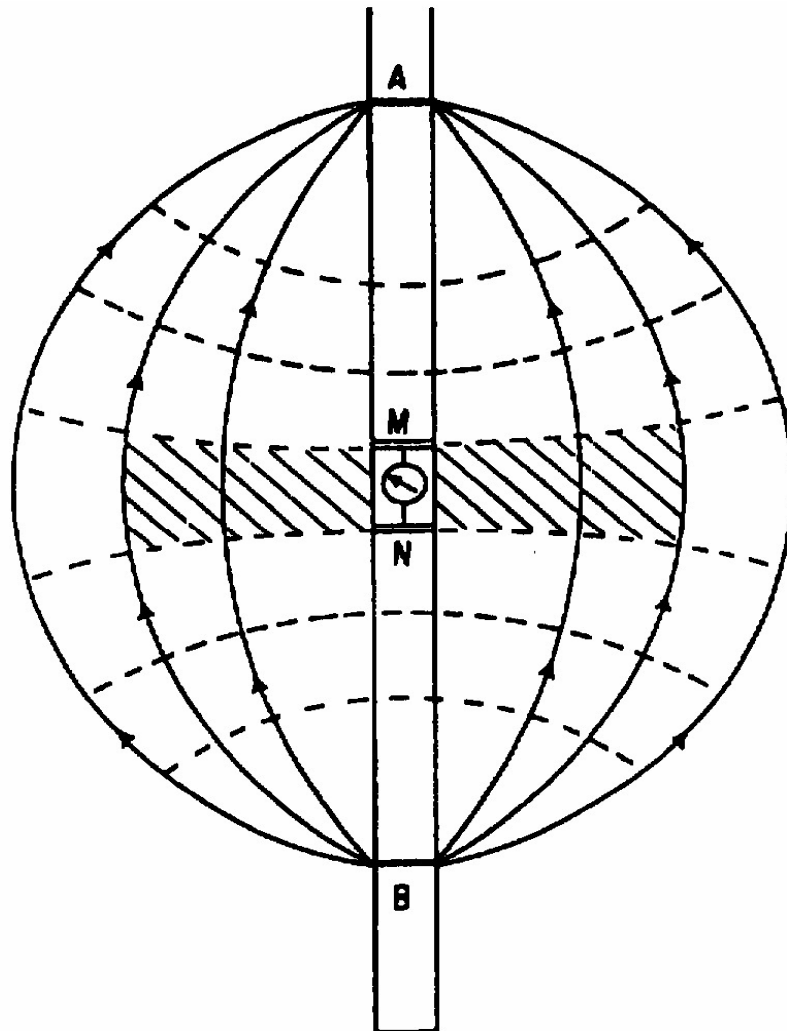


Figura 5.6. Principio del registro eléctrico.

En el registro eléctrico se aplica el mismo principio, como se aprecia en la figura 5.6. La resistividad se mide entre MN, que caracterizan un estrato de formación en el nivel MN; moviendo este arreglo de electrodos a lo largo del pozo se obtiene un registro de resistividad, excelente representante de la columna litológica.

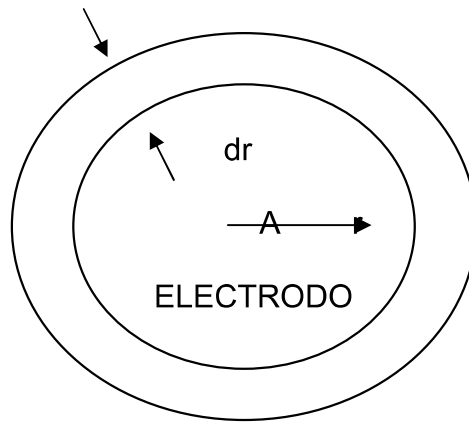


Figura 5.7. Dispositivo de un electrodo.

5.2.2.2. Arreglo de los Electroodos

Dispositivo de un Electrodo

En la figura 5.7 se muestra al electrodo A de forma esférica, y a una distancia r, una porción de formación incluida entre dos superficies esféricas equipotenciales separadas entre sí por una longitud elemental dr, para que ambas tengan la misma superficie; la resistencia eléctrica del volumen de formación será:

$$R = \rho \frac{1}{a} \quad dR = \rho \frac{dr}{4\pi r^2} \quad (5.7)$$

La superficie de la sección transversal del conductor es $4\pi r^2$; al efectuar la integración, se toma como límite inferior el radio del electrodo r_e , y como superior una región remota a una distancia d, con lo que se obtiene:

$$R = \frac{\rho}{4\pi} \left(\frac{1}{r_e} - \frac{1}{d} \right) \quad (5.8)$$

Cuando d adquiere el valor $10 r_e$, R alcanza el 90 por ciento del valor límite, por lo que el material comprendido dentro de una esfera imaginaria de radio igual a 10 veces el radio del electrodo tiene influencia definitiva en la resistencia del propio electrodo, lo cual indica que en las herramientas de un solo dispositivo el radio de investigación se limita a la vecindad próxima del agujero, teniendo su principal aplicación en barrenos someros y diámetros pequeños (según el tipo de herramienta se puede correr en pozos de 2" a 8" de diámetro).

La figura 5.8 muestra el arreglo real para medir la resistencia eléctrica. Como se puede apreciar, los electrodos MN se han eliminado, y únicamente se hace pasar la corriente entre los electrodos: (A), que está montado en la sonda, y (B), que generalmente se coloca en la presa de lodos (comúnmente conocido como pescado).

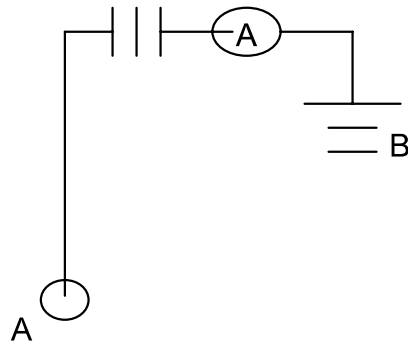


Figura 5.8. Arreglo real para medir la resistencia electrica.

Dispositivo Normal

Se desarrolló con el objetivo de investigar un radio mayor y utilizar el mismo circuito de un sólo dispositivo, lo cual se logra incorporando los electrodos MN, que se emplean para medida exclusivamente, y AB, para enviar la corriente. Este dispositivo teórico se muestra en la figura 5.9.

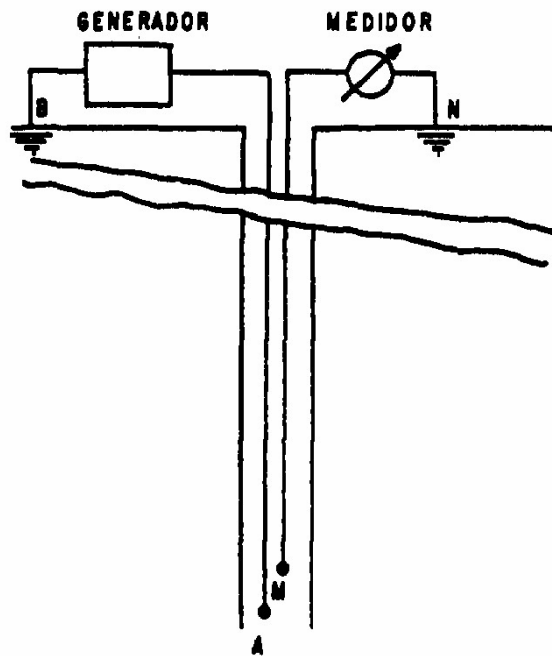


Figura 5.9. Dispositivo teorico (arreglo normal).

En la práctica se utiliza un arreglo diferente debido a que los electrodos están montados en la sonda y los conductores van incluidos en un mismo cable blindado (Figura 5.10), lo cual no modifica el principio eléctrico anterior y funciona de la siguiente manera:

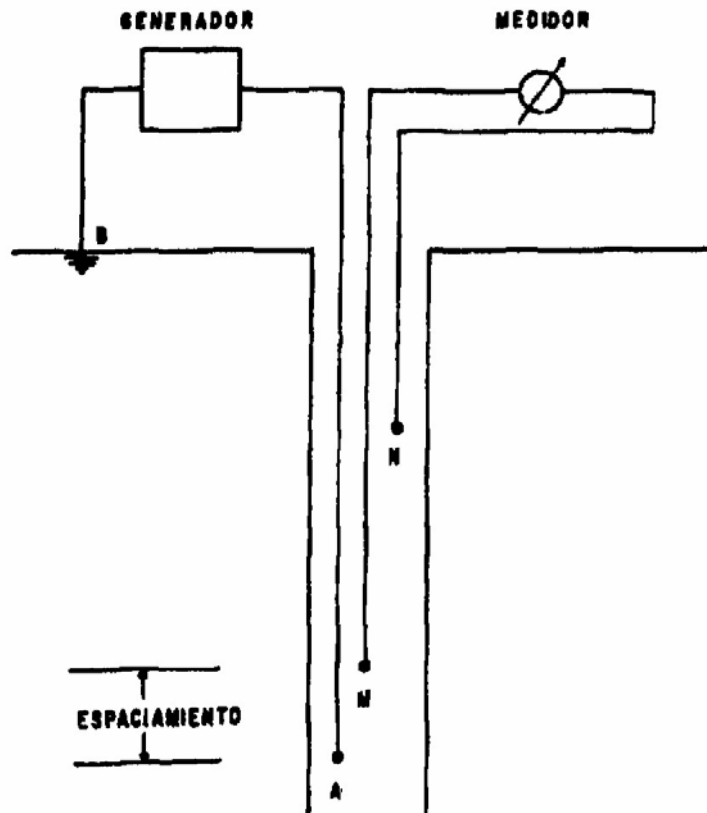


Figura 5.10. Dispositivo real arreglo normal (Schulmberger 1958)

Se hace pasar una corriente eléctrica constante entre el electrodo (A) colocado en la sonda y (B), que en realidad es la armadura del cable; se mide la diferencia de potencial que existe con el electrodo M colocado en la sonda, y N, que es el de referencia, ubicado en la manga del cable (sección inferior del cable que se encuentra aislada).

Cuando los electrodos A y M tienen una separación de 0.40 m se les conoce como normal corta, y su radio de investigación es somero (aproximadamente 0.80 m); si el espaciamiento entre A y M es de 1.60 m se le llama normal larga, y su radio de investigación es profundo (aproximadamente 3.20 m).

Actualmente los equipos presentan variaciones en el espaciamiento A y M con el propósito de facilitar la determinación de la resistividad real de la roca (R_t); por ejemplo, las nuevas sondas eléctricas poseen un espaciamiento AM de 0.20, 0.40, 0.80, y 1.60 m; con estas opciones y los antecedentes del área se puede determinar con bastante exactitud los valores de R_t , lo que permite precisión en los análisis de la resistividad del agua (R_w) y de salinidad.

Dispositivo Lateral

A este arreglo comúnmente se le llama lateral o inverso; el espaciamiento entre los electrodos es variable y depende de las características del equipo. Este dispositivo es una variante del arreglo normal, ya que únicamente se cambian de posición los electrodos (figura 5.11 y figura 5.12); en este arreglo se hace circular una corriente eléctrica constante entre AB, midiéndose el gradiente de potencial entre MN, colocados muy próximos entre sí; el punto de medida se efectúa entre la mitad de la separación que existe entre MN (generalmente conocido como O), y A. En algunos equipos desarrollados con fines geohidrológicos, el espaciamiento entre A y O es de 1.80 m.

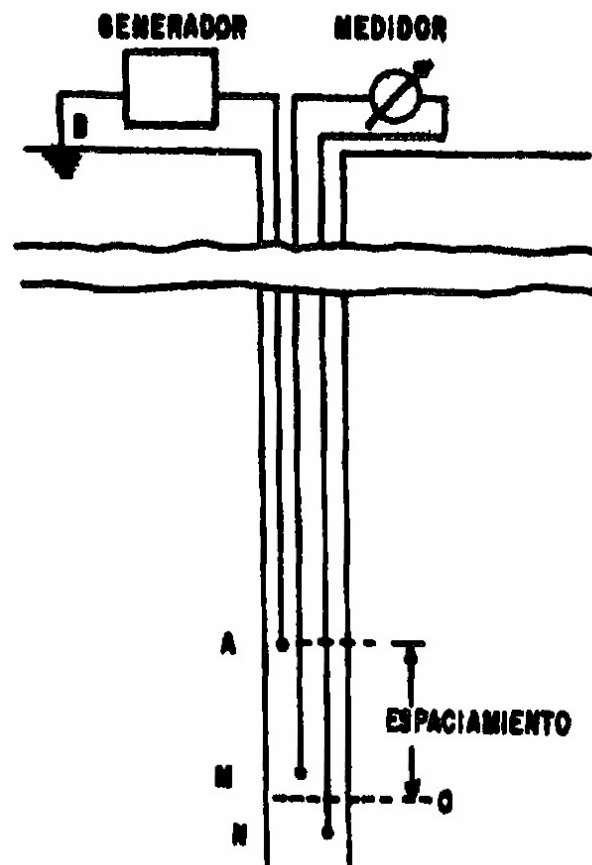


Figura 5.11. Dispositivo teórico (arreglo lateral).

La desventaja del perfil lateral es que requiere estratos gruesos y homogéneos para su óptima utilización, pues de no ser así proporciona una indicación falsa del espesor de las capas, ya que no marca su límite superior; además, por la falta de simetría en las capas gruesas la respuesta se desplaza hacia abajo, por una distancia igual al espaciamiento. La diferencia entre el arreglo normal y lateral es que pese a ser iguales, no son eléctricamente equivalentes, ya que desde un punto de vista rigurosamente eléctrico el primero mide diferencias de potencial y el segundo la intensidad del campo eléctrico.

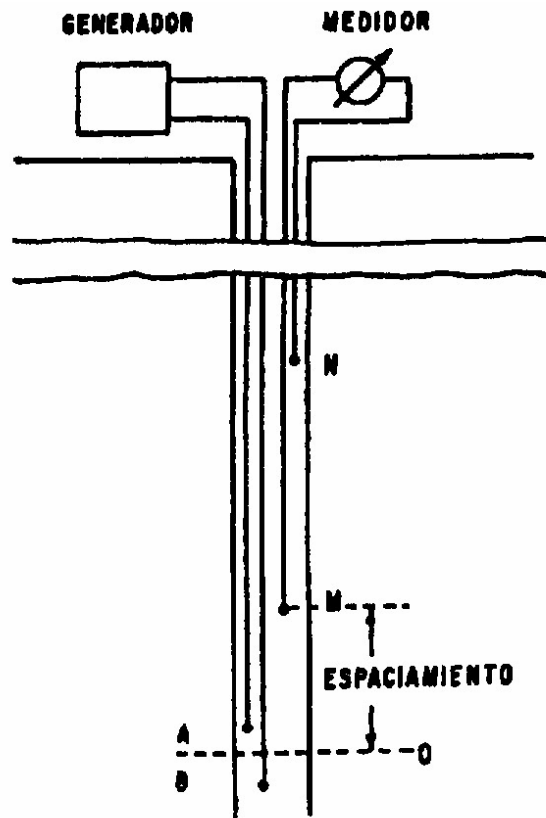


Figura 5.12. Dispositivo real arreglo lateral

5.2.3.Registro de Inducción

El dispositivo de inducción se utiliza para medir virtualmente (R_t) mediante la conductividad (recíproco de la resistividad) de las rocas en barrenos perforados con lodos a base de aceite, presencia de gas, espumante o bien completamente vacíos, condiciones en donde el perfil eléctrico-lateral no funciona, ya que está limitado a pozos llenos de algún fluido conductor.

La sonda trabaja con base en un sistema de bobinas transmisoras y receptoras (Figura 5.13), que envían hacia la pared del pozo corriente alterna de intensidad constante y de alta frecuencia, generando un campo magnético alterno que induce corrientes secundarias que fluyen hacia la formación en trayectorias circulares coaxiales con la bobina transmisora.

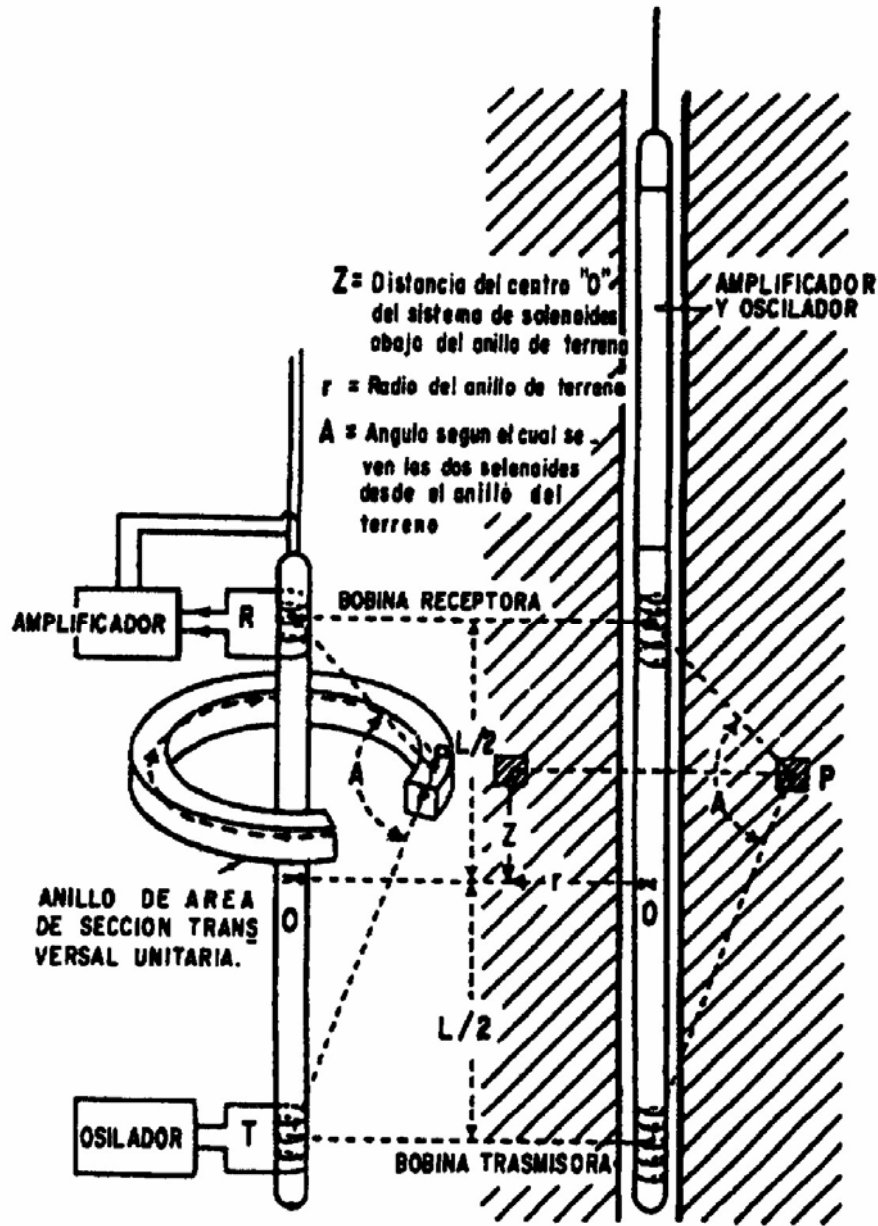


Figura 5.13. Arreglo de la sonda de inducción.

Estas corrientes, a su vez, crean campos magnéticos que inducen señales en la bobina receptora; las señales recibidas son proporcionales a la conductividad eléctrica de la formación. En igualdad de condiciones, el perfil de inducción tiene una aplicación superior al eléctrico lateral, ya que la herramienta está diseñada de tal manera que sus dispositivos son enfocados, lo que disminuye la influencia del diámetro del pozo, de la invasión del fluido de perforación y el efecto de las capas adyacentes en estratos de poco espesor, midiendo valores de resistividad somero, intermedio y profundo más exactos. Dadas las dimensiones de la sonda en su arreglo de investigación profunda, su uso está restringido a pozos perforados con diámetros mayores a 4", y en general a temperaturas inferiores a los 125 °C.

5.2.4.Registro de Guarda (GUARD LOG)

Fue diseñado especialmente para usarse en lodos muy conductivos, formaciones de muy alta resistividad y estratos delgados, ya que su aplicación define muy bien los límites de capa, y sus lecturas no se ven afectadas por la resistividad de los estratos adyacentes, por lo cual proporcionan valores correctos de R_t (resistividad verdadera de la roca).

La sonda emplea un electrodo de corriente elongado y seccionado en tres partes por aislamiento (Figura 5.14), de tal manera que su parte central es la más corta, quedando como un electrodo de corriente, y las secciones superior e inferior del arreglo quedan como electrodos que tienen el mismo potencial, con lo que se logra enfocar la corriente y que fluya hacia la formación dentro de un disco delgado y perpendicular a la pared del pozo; a una determinada distancia se encuentra colocado el electrodo de retorno de la corriente.

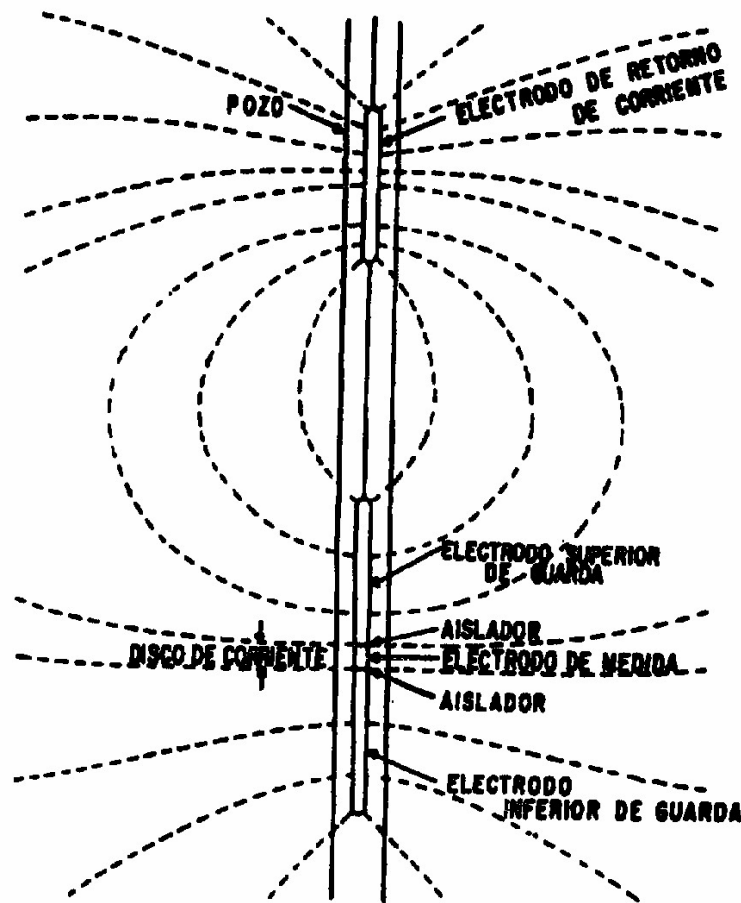


Figura 5.14. Sistema de registro de guardia

5.2.5.Registros Radioactivos

5.2.5.1. Registro de Rayos Gamma Naturales

La curva de rayos gamma naturales (Figura 5.15) en principio mide la radiación natural de las formaciones, que generalmente es proporcional al contenido de arcilla o lutita en las rocas sedimentarias, denotándose un alto nivel de radiactividad a diferencia de formaciones limpias (libres de arcilla), donde el nivel de radiactividad es bajo, salvo en casos de que exista contaminación por agua con sales de potasio disueltas, o por ceniza volcánica. Las radiaciones gamma emitidas espontáneamente son generalmente resultado de la desintegración natural de elementos radiactivos de la serie uranio-torio, y del isótopo radiactivo del potasio de peso atómico 40.

En su trayectoria a través de la formación, los rayos gamma naturales son gradualmente absorbidos y su energía degradada; el grado de absorción cambia de acuerdo con la densidad de la formación, cuyas variaciones son el producto de cambios en la porosidad o en la litología. En formaciones del tipo sedimentario, la penetración promedio de los rayos gamma es de aproximadamente 0.30 metros.

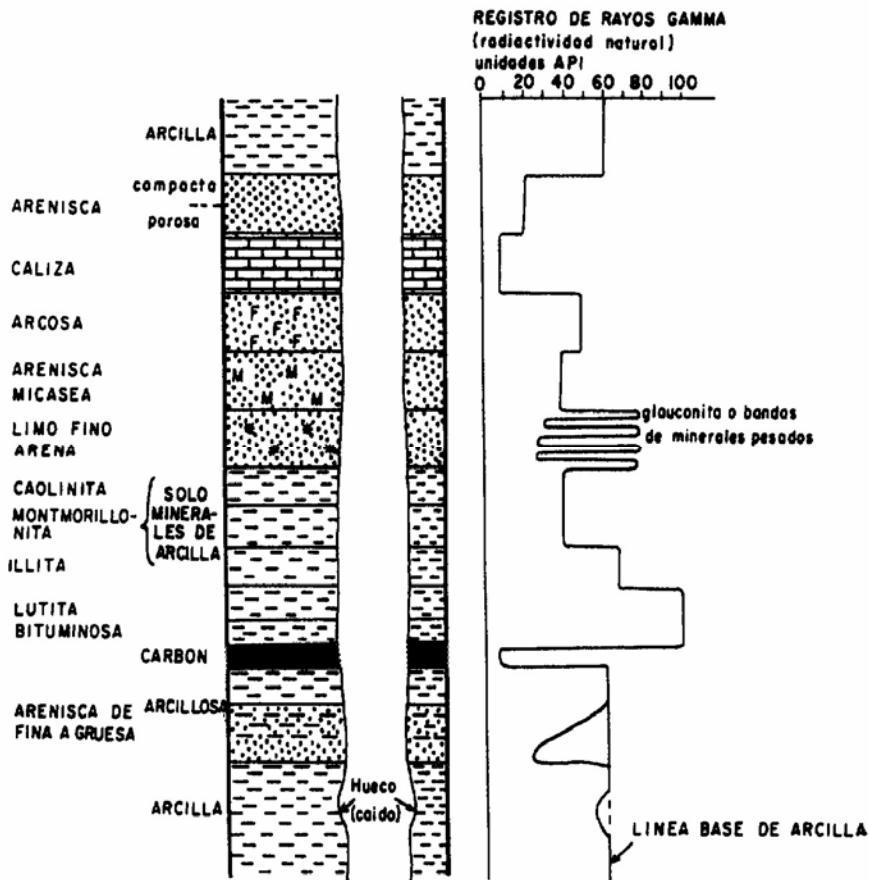


Figura 5.15. Respuestas típicas de rayos gamma naturales
F = Feldespato, M = mica, * = glaucomita.

En el comportamiento del perfil de rayos gamma también influyen las variaciones estadísticas, la velocidad de registro y las condiciones en el pozo, y si los materiales interpuestos entre la herramienta de medida y la formación absorben rayos gamma. Por ser las arcillas el material comúnmente radiactivo (si ignoramos las sales de potasio), la curva de rayos gamma registra un incremento de su respuesta en presencia de éstas, y partiendo de lo anterior, en una zona o porción de arcilla, el nivel de rayos gamma (RG) se relaciona con la arcillosidad por:

$$(V_{\text{arc}})_{\text{RG}} = \frac{\text{RG} - \text{RG}_{\text{min}}}{\text{RG}_{\text{max}} - \text{RG}_{\text{min}}} \quad (5.9)$$

donde:

(Varc)RG = volumen de arcilla en la roca del registro gamma

RG = valor de rayos gamma del registro

RGmin = valor mínimo de rayos gamma

RGmax = valor máximo de rayos gamma (en arcilla)

Debe considerarse que los rayos gamma medidos incluyen la radiactividad de otras fuentes diferentes a la emitida naturalmente por las arcillas, por lo que el resultado de la ecuación es una sobreestimación del Varc (volumen de arcilla en la roca).

$$V_{\text{arc}} \leq (V_{\text{arc}})_{\text{RG}} \quad (5.10)$$

Los rayos gamma se miden con detectores, ya sea cintilómetros (contadores de centelleo), o cámaras de ionización (contadores Geiger-Muller); el primero es de mayor eficiencia que el segundo debido a su resolución y facilidad de manejo, siendo la referencia de la medición el punto medio de la parte activa del detector. Las unidades de medida se proporcionan en cuentas por segundo (CPS), o en unidades API (American Petroleum Institute) de radiación gamma, definidas como 1/200 de la deflexión que se produce en un registro al colocar una sonda entre dos formaciones de valor de radiactividad conocida en el pozo artificial de la Universidad de Houston, Texas, EU, (Gómez, R. O. 1975).

El registro de rayos gamma naturales en la geohidrología se utiliza como un indicador del contenido de arcilla en el intervalo acuífero, en la descripción de la columna litológica, para la correlación pozo a pozo con y sin tubería y en operaciones combinadas con trazado radiactivo.

5.2.5.2. Registro de Densidad (Gamma-Gamma), 1 detector

El perfil de densidad de la formación, o gamma-gamma (Figura 5.16), denominado así debido al principio bajo el cual funciona, es del tipo de registros radiactivos (ver anexo 6.A) y de los llamados de pared, puede ser obtenido en pozos llenos o vacíos y su principal objetivo es determinar la densidad total de la formación y estimar su

porosidad. En principio se utiliza una fuente radiactiva (por lo general de Cesio 137 o Cobalto 60) blindada y colocada en la parte inferior de la sonda (herramienta), que se aplica contra la pared del pozo (existen en el mercado sondas centradas en el pozo que pueden provocar errores durante la toma de lecturas).

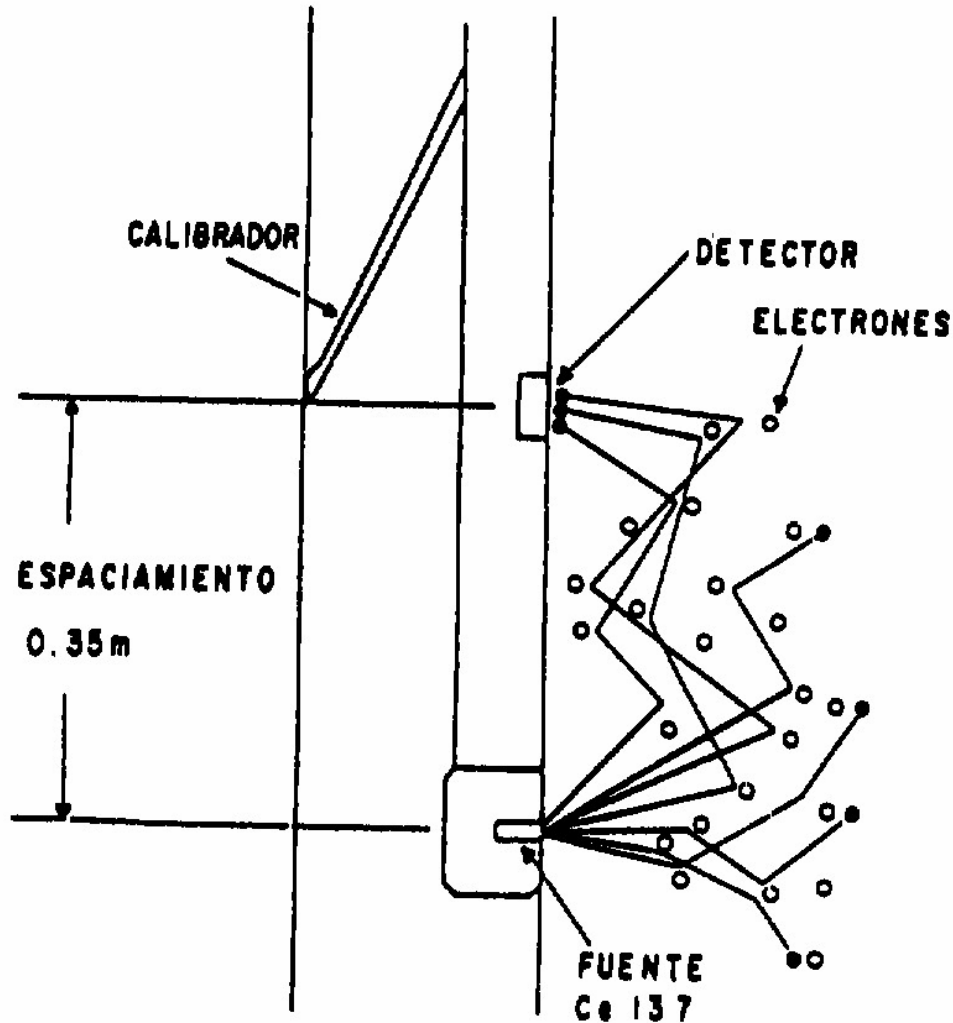


Figura 5.16. Principio fuente densidad – Caliper.

La fuente radiactiva emite hacia la formación rayos gamma de mediana energía considerados como partículas de alta velocidad que chocan contra los electrones de la formación, cediendo en cada choque algo de su energía cinética al electrón para continuar su trayectoria con menor velocidad. Este tipo de interacción se conoce como Efecto Compton de Dispersión, aunque también existen de otra índole: la producción de pares y el efecto fotoeléctrico, menos significativos en lo tocante al registro de densidad (Serra O., 1985). Los rayos gamma desacelerados llegan a un detector de centelleo (cintilómetro que detecta rayos gamma sobre un cierto nivel de energía) colocado a una distancia fija de la fuente emisora, y son evaluados como una medida de la densidad volumétrica de la formación, ya que el número de rayos

gamma de Efecto Compton está directamente relacionado con el número de electrones en la formación.

Por otra parte, la densidad total de la formación depende de la matriz de roca, de su porosidad y de la densidad del fluido que la satura (Serra, O. 1985). Las unidades de medida del perfil gamma-gamma pueden obtenerse en CPS (cuentas por segundo), en unidades API (American Petroleum Institute), o en gr./cm.^3 , este último para sondas calibradas (sondas de dos detectores o densidad compensada).

El registro de densidad o gamma-gamma es ampliamente utilizado en la prospección geohidrológica para determinar la porosidad total, la densidad total de la formación, para la evaluación de arenas arcillosas, identificación de ampliaciones del pozo a través de la tubería de ademe, nivel del espejo de agua y detección de cambios significativos en la densidad del fluido.

5.2.5.3. Registro de Densidad compensada (Gamma-Gamma), 2 detectores.

Opera bajo el mismo principio que la sonda densidad de un solo detector: la diferencia es que la sonda utiliza dos detectores colocados a 30 y 15 cm, respectivamente, de la fuente radiactiva (Cs 137 o Co 60); las lecturas efectuadas en ambos detectores son promediadas por la herramienta para determinar el valor real de la densidad, ya que ésta se corrige automáticamente por efecto de densidad y espesor del enjarre formado por el lodo de perforación, corrección que es difícil de efectuar en la herramienta de un solo detector. Tiene la misma utilidad que la sonda anterior, pero con mayor resolución (Figura 5.17).

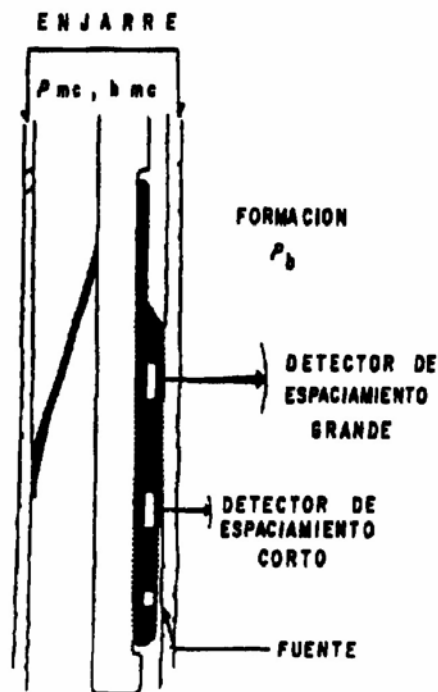


Figura 5.17. Sistema de densidad compensada.

5.2.5.4. Registro de Espectrometría de Rayos Gamma (Spectral Log)

Tiene su origen en 1960, y desde entonces ha tenido desarrollos adicionales que han perfeccionado el sistema; es un registro que mide la radiactividad natural de las rocas, y a diferencia del gamma natural, que únicamente registra la radiación total de la roca, éste puede medir al mismo tiempo el número de rayos gamma y el nivel de energía al cual corresponden, lo que permite determinar la cantidad de radiación que proviene de la serie uranio-torio y del isótopo de potasio de número atómico 40, las fuentes de radiactividad natural más comúnmente presentes en una formación rocosa (Figura 5.18).

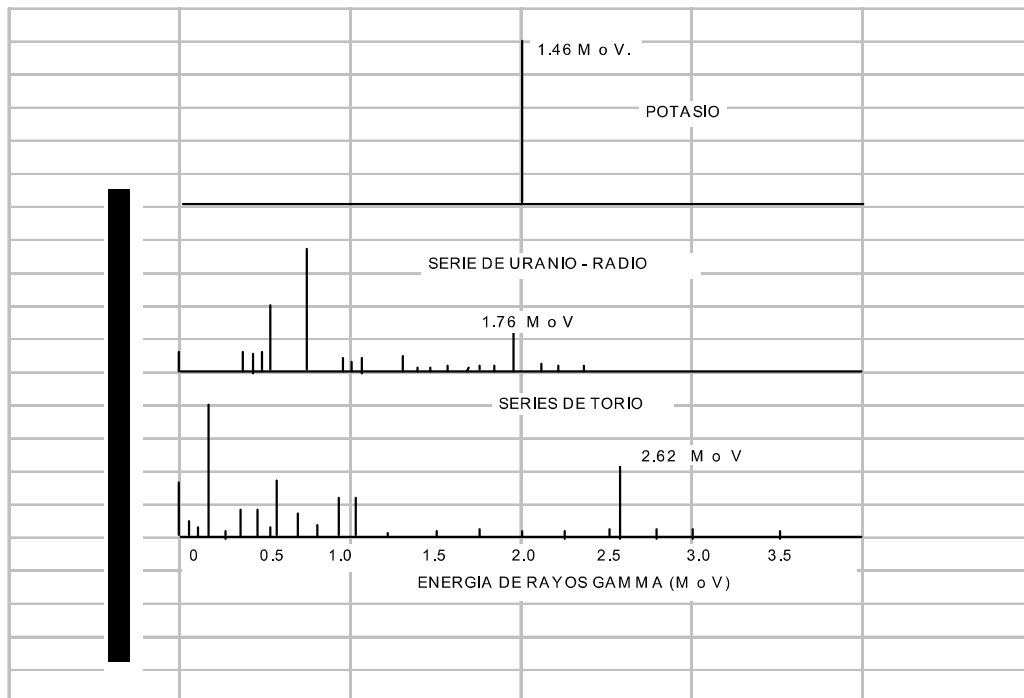


Figura 5.18. Espectro de emisión de rayos gamma naturales.

La instrumentación básica para el registro gamma espectral comprende un detector constituido por un scintilómetro de alta sensibilidad; los rayos gamma emitidos por las rocas son dispersos, por lo que raramente inciden directamente en el detector, y al interactuar con la materia pierden energía a través de tres diferentes tipos de interacción; el efecto fotoeléctrico, el efecto Compton de dispersión y la producción de pares. El producto de estas interacciones en el scintilómetro genera un espectro que en su parte de alta energía se divide en tres ventanas o umbrales, de las cuales cada una cubre un pico de respuestas característico. Conociendo la constante de la herramienta y el número de conteos en cada ventana es posible determinar las cantidades de uranio, torio y potasio 40 presentes en la formación.

La presentación más común del registro es la concentración de uranio y torio en partes por millón (ppm), y de potasio en por ciento (%); en adición a estas curvas se presenta el perfil gamma natural que, dependiendo del equipo, puede estar en unidades API de rayos gamma, o en CPS.

5.2.5.5. Registro de Neutrón-Neutrón Térmico

El registro de neutrón, (Figura 5.19) es un registro radiactivo (ver anexo 6A) empleado para ubicar formaciones porosas y permeables, y en combinación con otros registros puede determinar la litología. La sonda responde principalmente al contenido de hidrógeno, cloro y sílice en las rocas. El principio físico con base en el cual trabaja el perfil se conoce como neutrón-neutrón térmico, en el cual, a partir de una fuente radiactiva química de emisión de neutrones rápidos ($Am-241$ Be) colocada en la sonda, se emiten hacia la pared del pozo, neutrones de alta energía; los neutrones, al encontrarse con los núcleos del material de la formación, chocan elásticamente, a semejanza de bolas de billar, y en cada colisión van perdiendo parte de su energía.

La cantidad de energía que pierden en cada colisión depende de la masa relativa del núcleo con el cual chocan, pero continúan en movimiento únicamente por efecto de la temperatura, alcanzando su nivel térmico de energía y convirtiéndose en neutrones térmicos.

Una parte de ellos son capturados por los átomos de la formación, principalmente por aquellos con un alto contenido de hidrógeno y cloro, elementos caracterizados por ser capturadores de neutrones térmicos, pues poseen núcleos con masas prácticamente iguales a la de los neutrones y cuando chocan, el neutrón pierde casi toda su energía; de esta manera el contenido de tales elementos en la roca determina el número de neutrones térmicos detectados en la sonda.

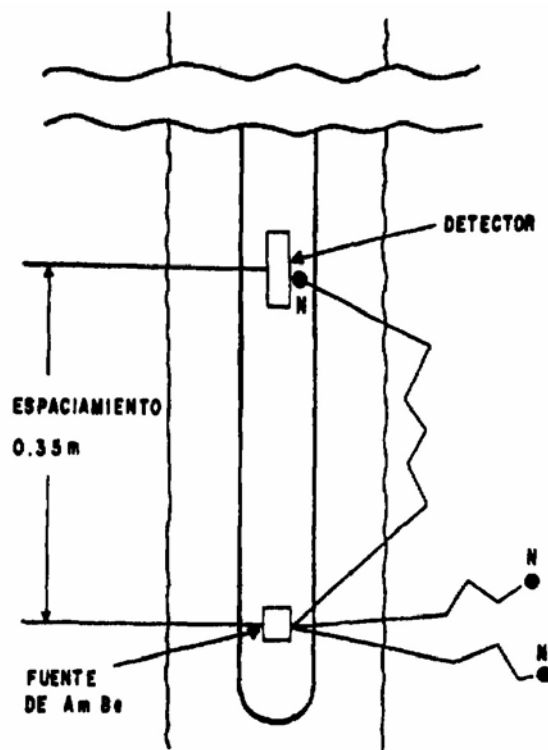


Figura 5.19. Principio de la sonda neutrón – neutrón térmico.

Cuando el contenido de hidrógeno en la formación es alto, la mayor parte de los neutrones alcanzan su nivel térmico y son capturados en la vecindad de la fuente, logrando llegar al detector una mínima cantidad; cuando en el registro se aprecia una lectura baja, la porosidad es alta, en cambio, en formaciones con un escaso contenido de hidrógeno, la captura de neutrones térmicos es mínima, llegando al detector la mayoría de ellos; en el registro se lee un alto conteo que generalmente corresponden a porosidades bajas.

Su principal aplicación es la determinación de zonas con alto índice de hidrógeno, elemento que se encuentra en el agua que ocupa los poros del material; indica con exactitud los intervalos saturados, su porosidad, espesor y litología, y también es de utilidad en la detección de humedad.

5.2.6.Registro Sónico

El Registro Sónico de Porosidad, (Figura 5.20) mide el tiempo que tarda una onda compresional de sonido en recorrer un pie de formación; a este proceso se le llama comúnmente tiempo de tránsito (ΔT), midiéndose en microsegundos por pie, y es el valor recíproco de la velocidad de la onda.

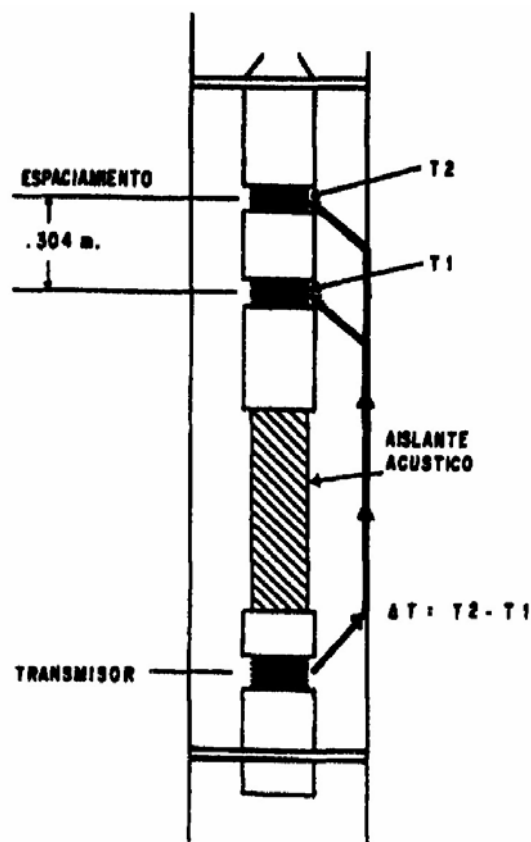


Figura 5.20. Principio de la sonda sónica.

El tiempo de tránsito de una formación depende de la litología, porosidad, grado de fracturamiento y contenido de fluido; para efectuar esta medida se emplea un transmisor montado en la parte inferior de la sonda que, al ser activado por un pulso eléctrico, genera una onda de sonido que viaja a través del lodo de perforación y penetra en la formación: se mide el tiempo transcurrido entre la detección del primer arribo en los dos receptores que se encuentran en la parte superior de la herramienta, separados entre sí un pie (30.4 cm.)

Tanto la sonda como el lodo de perforación poseen una menor velocidad de transmisión que la formación; consecuentemente, los primeros arribos de energía acústica en los receptores corresponden al recorrido del sonido por las paredes del barreno. Conociendo la velocidad de matriz de la roca se determina su porosidad en pozos libres, y en pozos ademados es de utilidad para conocer las condiciones de adherencia del cemento entre el ademe y la formación.

Este perfil, combinado con el de densidad, es de gran importancia en la evaluación, puesto que de dicha combinación pueden obtenerse parámetros como la impedancia acústica, los módulos elásticos dinámicos y el grado de fracturamiento del material. Dado el avance de la tecnología, esta herramienta puede utilizarse hasta en pozos perforados con un diámetro de 2 15/16”.

5.2.7.Registro de Temperatura

El registro de temperatura (Figura 5.21) es la medición continua de la temperatura del fluido en el pozo, es decir, el gradiente geotérmico del fluido; se efectúa mediante un sensor (termómetro) colocado en la parte inferior de la sonda, constituido de un metal sensible a la temperatura y que varía su resistencia eléctrica según los cambios de ésta.

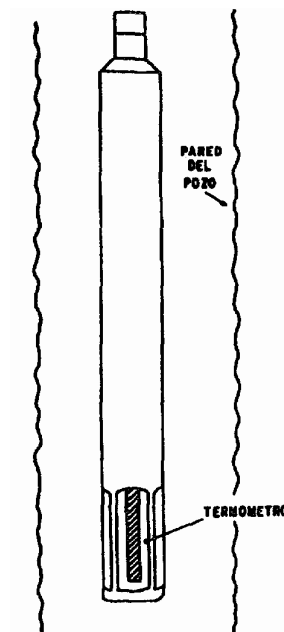


Figura 5.21. Sonda de temperatura

Se emplea principalmente para determinar el gradiente geotérmico en el pozo, siempre y cuando se encuentren en equilibrio térmico las formaciones y el lodo de perforación; por ello, este registro se corre de arriba hacia abajo, evitando crear disturbios en dicho equilibrio alcanzado durante el reposo del fluido en el pozo. El registro de temperatura se utiliza para delimitar las probables zonas de aporte de agua, para efectuar cálculos donde se involucre el valor de la temperatura, para detectar la cima del cemento detrás del ademe (Keys, W. S., 1986) y para ubicar el nivel de lodo.

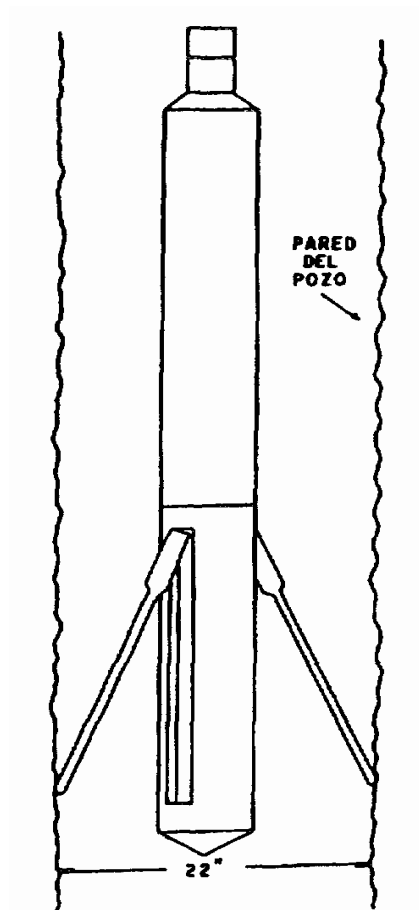


Figura 5.22. Sonda de calibración.

5.2.8.Registro Caliper (diámetro de pozo)

Es un registro mecánico cuya función es medir el diámetro promedio del pozo usando desde uno hasta cuatro brazos-resorte colocados concéntricamente (cuando sean más de 2 brazos) en la parte inferior de la sonda y accionados por un potenciómetro (Figura 5.22). Las variaciones en el diámetro del pozo ocasionan que los brazos se abran o cierren y que su movimiento se refleje con cambios en la resistencia del potenciómetro.

Los principales factores geológicos que influyen en la respuesta de esta herramienta son: a) litología, debido a que ciertos tipos de rocas en el momento de perforarse se

desintegran o derrumban al entrar en contacto con el lodo de perforación, provocando aumentos en el diámetro del barreno; b) la textura y estructura de la roca, influenciadas por la porosidad y permeabilidad; estas dos propiedades combinadas causan disminuciones en el diámetro, debido que al filtrarse el lodo en la roca las partículas sólidas se van acumulando en la pared del pozo, formando una película del lodo o enjarre. Mediante esta herramienta es posible determinar en forma cualitativa la estratificación, distribución y consolidación de las zonas arcillosas, fracturas (abiertas), y la ubicación de zonas porosas y permeables, y obteniéndose el perfil en pozos adermados se determinan las uniones de tramos de tubería, si se trata de tubo ciego o ranurado, su ubicación y tipo de reducciones y si ha sufrido algún colapso. Su intervalo de operación es hasta de 22 pulgadas en diámetro.

5.2.9.Registro de Desviación-Dirección

Este es un registro continuo del ángulo de desvío y de dirección del pozo; la herramienta básica de uso común (Figura 5.23) es un compás azimutal (fluxgate), de tres componentes, para leer la dirección del campo magnético terrestre y determinar la posición de la herramienta dentro de este campo, y de un inclinómetro con dos acelerómetros, colocados en ejes diferentes, para leer el campo gravitacional terrestre y definir la inclinación de la herramienta con respecto a la vertical (Hallenburg, J. K., 1984).

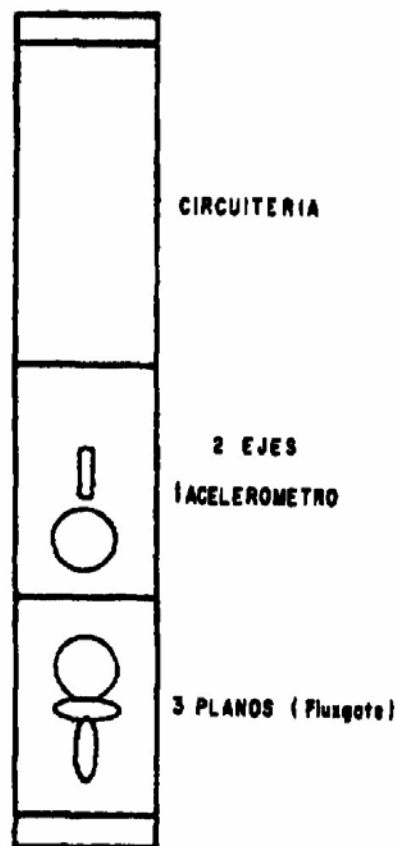


Figura 5.23. Sistema típico de la sonda de desviación.

Estos cinco componentes son digitalizados, codificados, muestreados periódicamente y transmitidos a la superficie; inmediatamente después de levantar los datos se procesan mediante un sistema computarizado para conocer dirección, ángulo, distancia real de desvío con respecto a la vertical y profundidad vertical verdadera. Los resultados se presentan en los formatos tanto digital como analógico convencional (gráfica en planta y perfil).

La corrida del registro de desviación se puede realizar en sentido ascendente y/ o descendente, e invariablemente debe contarse con la calibración a ceros de la vertical con la sonda suspendida y estática en la boca del pozo, y con la última lectura o la lectura de fondo con la sonda en suspensión. La determinación de la verticalidad del pozo es muy útil en el conocimiento del verdadero espesor de las formaciones, evitándose así la sobreestimación de posibles mantos productores en correlaciones pozo a pozo, en la colocación de tubería y en introducción y protección de equipo electromecánico y de bombeo para la extracción de agua.

5.2.10.Registro de Flujo (Flowmeter)

Se diseñó para analizar el flujo de un pozo productor, lo que a su vez permite determinar el tipo de fluido que penetra a través de la tubería de producción, así como su velocidad y profundidad (Figura 5.24). El registro de flujo consiste en una sonda que en su parte inferior tiene colocada una veleta rotatoria tipo velocímetro, protegida por una canastilla que además tiene las funciones de mantener centrada la tubería y captar los residuos del lodo de perforación y la basura que ocasionalmente tienen los pozos (alambres, sondas piezométricas, etcétera), y provocan que la veleta se atasque, interrumpiendo el registro.

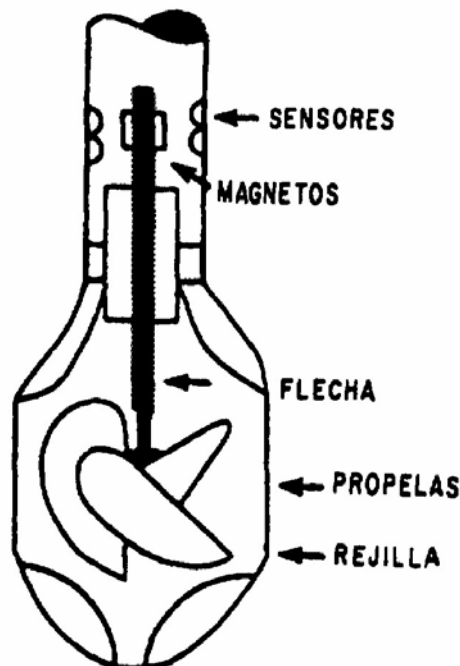


Figura 5.24. Sonda de flujo (Flowmeter) tomado de colog. Inc.

La técnica consiste en registrar la respuesta de la herramienta en revoluciones por segundo (rps) contra la velocidad de registro, maniobra que debe efectuarse de arriba hacia abajo y viceversa; este registro se debe repetir varias veces, variando únicamente la velocidad de registro para corroborar y dar soporte a las mediciones.

También se efectúan lecturas en los intervalos de interés a sonda estacionada, es decir, a velocidad cero, ya que a partir de estos registros se establecen las relaciones entre rps de la herramienta y la velocidad del fluido (ft/min o cm/min); simultáneamente se genera la calibración de la sonda, indispensable para medir la velocidad del flujo.

La canastilla que centra la sonda está diseñada para introducirse en tuberías que van de 4 ½" a 9 5/8", y la veleta también se presenta en varios tamaños; para pozos con diámetros mayores la única manera de obtener el registro es con sonda descentrada. Es importante hacer notar que el flujo mínimo que detectan debe ser mayor o igual a 2.5 ft/min (0.76 m/min).

El registro de flujo se emplea para determinar fuente y movimiento de agua en el pozo, fugas en el ademe y/o roturas en la malla, gasto en pozos con artesianismo y magnitud relativa de permeabilidades en un pozo de inyección.

5.3.COMBINACIONES DE SONDAS CON OBJETIVOS GEOHIDROLOGICOS

Todos y cada uno de los registros (curvas) descritos en la sección anterior pueden ser utilizados para la determinación cualitativa y/o cuantitativa de uno o más parámetros, susceptibles de ser agregados a la exploración o al desarrollo de proyectos de agua subterránea. Existen excelentes métodos de interpretación para curvas en particular que deben ser considerados y utilizados; sin embargo, surgen desventajas cuando los métodos interpretativos requieren datos de curvas diferentes (métodos combinados), esto como consecuencia de que algunos parámetros son medidos directamente, como la resistividad y la densidad, y otros calculados a partir de estas mediciones, como la porosidad y el R_w . De tal manera, si se determina un parámetro dado con dos o tres diferentes métodos de curvas independientes, dicho parámetro es susceptible de corrección, pero si se mide una sola curva, ello sería sumamente complicado y daría pie a errores. La efectividad de los registros de simple o múltiple curva dependerá principalmente de que la o las curvas estén debidamente calibradas. Las combinaciones de registros con un objetivo geohidrológico se aplican según las condiciones, tipo de pozo y parámetro o parámetros a determinar, como se muestra en la tabla 5.1.

Tabla 5.1. Resumen de aplicación de registros (modificada de Keys, W. S. and McCary, L. M., 1985).

PARA DETERMINAR	UTILIZAR
Litología y correlación estratigráfica de acuíferos y rocas asociadas.	Eléctrico, Sónico y Caliper en pozo libre. Radiactivos en pozo libre o ademado.
Porosidad total o densidad volumétrica.	Sónico calibrado en pozo libre, neutrón o densidad (gamma-gamma) calibrados en pozo libre o ademado.
Porosidad efectiva o resistividad verdadera.	Resistividad normal larga calibrada, inducción resistividad lateral.
Contenido de arcilla o lutita.	Gamma natural.
Permeabilidad.	No obtenida directamente de los registros, puede ser relacionada con la porosidad, inyectividad, sónico de amplitud.
Permeabilidad secundaria -fracturas, aberturas por disolución.	Caliper, Sónico, Densidad (Gamma-Gamma), video.
Rendimiento específico de acuíferos libres.	Neutrón calibrado.
Tamaño de grano.	Posiblemente relacionado al Factor de Formación derivado de los eléctricos.
Localización del nivel de agua a zonas saturadas.	Eléctrico, temperatura o conductividad de fluido en pozo libre. Neutrón, Densidad (Gamma-Gamma) en pozo libre ademado.
Contenido de Humedad.	Neutrón calibrado.
Infiltración.	Neutrón a intervalos de tiempo bajo circunstancias especiales o trazado radiactivo.
Dirección, velocidad, o flujo de agua subterránea a través de un pozo.	Flujo (Flowmeter)
Dispersión, dilución, movimiento de residuos.	Conductividad de fluido y Temperatura, Gamma Natural para algún residuo radiactivo, muestreado de fluido.
Fuente y movimiento de agua en el pozo.	Perfil de inyectividad, flujo (Flowmeter) o trazado durante bombeo o inyección. Temperatura.
Características químicas y físicas del agua, incluyendo salinidad, temperatura, densidad y viscosidad.	Conductividad de fluido, temperatura, neutrón, resistividad y densidad (gamma-gamma).
Determinación de la construcción de pozos, diámetro y posición de ademe, perforación y pantalla.	Densidad (gamma-gamma), Caliper y video.
Guía para la ubicación de la pantalla.	Todos los registros proveen datos sobre litología, características del agua contenida, correlación y espesor de acuíferos
Cementación.	Caliper, temperatura, densidad (gamma-gamma). Sónico de cementación para evaluar adherencia del cemento con la tubería.
Corrosión de ademe.	Bajo algunas condiciones Caliper (Localizador de juntas).
Fugas en el ademe y/o obstrucciones en la pantalla.	Trazado y flujo (flowmeter).

5.4.INTERPRETACION DE LOS CONJUNTOS DE SONDAS CON FINES GEOHIDROLOGICOS

La cuantificación e identificación de acuíferos a partir de los registros de pozos es quizá, después de la evaluación petrolera, la fase de aplicación más conocida de estas herramientas. En los programas de exploración geohidrológica esta técnica tiene gran aplicación, tanto para control geológico como en la evaluación de parámetros petrofísicos; con tales propósitos se han desarrollado programas de cómputo que realizan la interpretación a partir de diferentes combinaciones de registros corridos o disponibles. Además, la diversificación de programas se debe a que los estudios se realizan en diferentes localidades, lo que determina la variedad de las rocas del subsuelo.

Dentro de los estudios de exploración de aguas subterráneas, la técnica de los registros geofísicos de pozos se usa principalmente de manera cualitativa en la determinación de la litología, condiciones del pozo y correlaciones pozo a pozo. Para introducirse en la etapa de interpretación cuantitativa de los registros geofísicos con fines geohidrológicos es importante considerar una serie de factores que intervienen directamente en la respuesta del registro, y por ende en su interpretación; por ello es necesario mencionarlos:

- Calibración del registro:

Es la calibración del equipo y herramientas para asegurar que los valores de escala utilizados para la curva durante la corrida del registro sean los correctos y más adecuados según el objetivo del estudio.

- Efectos geométricos:

Las respuestas anómalas del registro dependen de variaciones en tamaño y forma del medio que es medido por la herramienta, y se describen como efectos geométricos del radio de investigación del dispositivo utilizado y el espesor de capa y capas adyacentes, los cuales deben ser considerados durante la interpretación.

- Efectos del pozo:

Cambios en el diámetro de pozo por variaciones en el diámetro promedio y en la rugosidad de la pared; cambios en el tipo, tamaño y calibre del ademe y/o tubería, si está o no cementado, si el pozo cuenta con filtro, y de qué tipo; disturbios en el medio debidos a la perforación.

5.4.1.Determinación de Resistividad Verdadera de la Formación (R_t)

La resistividad de las rocas depende básicamente de la naturaleza de éstas, de su porosidad efectiva y de la calidad del agua de la formación. La combinación de estos factores a lo largo de una columna estratigráfica constituida por una o una serie de

formaciones origina las variaciones de la resistividad que se aprecian en un perfil eléctrico.

Debido a que los estratos no son homogéneos ni isotrópicos, la medida de la resistividad no tiene el mismo valor en cualquier dirección: varía según la dirección en la que se mida (vertical, horizontal o en un ángulo intermedio). Dichos factores ocasionan que los valores registrados de R_t por los dispositivos normal y lateral no sean reales, ya que además pueden estar influenciados por el espesor de la capa, la resistividad del lodo de perforación (R_m), el diámetro del pozo y los efectos de los estratos sobre y subyacentes cuando se trata de capas delgadas.

En tales condiciones, el valor registrado corresponde a una resistividad aparente (R_a), a partir de la cual podemos determinar R_t . Sin embargo, debe considerarse que, para una interpretación cuantitativa, es suficiente conocer el valor de R_t con un 20% de aproximación, por lo que se asume lo siguiente: la resistividad obtenida de un perfil eléctrico es real cuando el espesor de la formación es cuatro o cinco veces más grande que el espaciamiento de los electrodos, si la formación no está invadida y el diámetro del pozo es despreciable.

Cuando no se cumplan algunas de las consideraciones anteriores, las lecturas deben ser corregidas por cualquiera de los métodos sugeridos por los fabricantes de equipo.

El valor de R_t es importante especialmente en las aplicaciones Geohidrológicas debido a que en este caso $R_t = R_o$, siendo R_o la resistividad de la roca 100% saturada de agua, ya que la saturación de agua (S_w) de un material granular, salvo excepciones, también es de 100%.

La necesidad de contar con valores reales de R_t se debe a que en la mayoría de los pozos para agua, únicamente se corre el perfil eléctrico-lateral, y al cuantificar, el analista se encuentra con que tiene que derivar otros parámetros, como la porosidad, el volumen de arcilla, etcétera, lo que obliga a hacer hincapié en los métodos desarrollados para la determinación del R_t .

5.4.1.1. Curvas de desviación

Los gráficos No. 1, 2 y 3, (anexos al final del capítulo) presentan estas curvas para corregir los valores de R_a a partir de cualquiera de las curvas del perfil eléctrico; sin embargo, el inconveniente es que no se puede aplicar en capas delgadas, por lo que es necesario recurrir a otros procedimientos; el uso de estos gráficos se ilustra mediante el siguiente ejemplo:

resistividad normal de .40 m (16 ") = 100 ohm-m

resistividad del lodo (R_m) = 5 ohm-m

diámetro del pozo = 12"

si efectuamos $R_{40}/R_m = 100/5 = 20$

utilizando el gráfico 1 tenemos:

$$R_{40\text{corr}}/R_m = 22$$

y después

$$R_{40\text{corr}} = 22 + 5 = 110$$

$$R_{40\text{corr}} = R_t = 110 \text{ ohm-m}$$

NOTA: se asume que $R_t = R_i$ (resistividad de la zona invadida) debido a que en los pozos de agua no se presenta la zona invadida, pues por lo general el agua de la formación y la de perforación son de la misma naturaleza.

El uso de los gráficos 2 y 3 es similar al del ejemplo anterior, y se debe tomar en cuenta la misma consideración.

5.4.1.2. Determinación de Resistividad Verdadera de Formación (R_t) a partir de Resistividad de lodo (R_m) y Resistividad de Formaciones Adyacentes (R_s).

En este método se introduce el concepto de resistividad de los estratos adyacentes (R_s); para su aplicación es necesario clasificar la resistividad de las formaciones en tres clases, dependiendo de la relación R_{40}/R_m , y mediante el empleo del gráfico 4 podremos seleccionar el dispositivo que determine los valores más reales de R_t .

1.- Formaciones de baja resistividad; cuando $R_{40}/R_m < 10$, y si $R_m = R_s$, el valor de R_a de R1.6 puede ser fácilmente ajustado a R_t ; dependiendo de la relación $R_{1.6}/R_s$ y el espesor de la capa, R_t se puede estimar a partir del inciso A del gráfico 4. En este procedimiento se puede hacer la corrección a las lecturas de la R_{40} mediante el gráfico número 5, cuando no se cuenta con el espesor.

2.- Formaciones de resistividad media; cuando $10 < R_{40}/R_m < 50$; en este caso, R1.6 es muy útil en la parte baja de este intervalo de resistividades, pero cuando $R_{1.6}/R_m > 20$, el uso de la lateral es más confiable; sin embargo, la lateral crea curvas asimétricas que requieren la aplicación de las reglas del inciso B del gráfico 4, donde, conociendo el espesor de la capa, podremos determinar R_t .

3.- Formaciones de alta resistividad; cuando $R_{40}/R_m > 50$, R_t se puede obtener de R1.6 y de la lateral, empleando el mismo gráfico 5 y corrigiéndose las lecturas por diámetro de agujero.

5.4.1.3. Por medio de la R1.6.

Es útil en formaciones de resistividad moderada, es decir, valores de R_{40}/R_m comprendidos entre 10 y 50, y si R_s y R_m son del mismo orden; se pueden utilizar las siguientes reglas prácticas para determinar R_t :

ESPESOR m	$R_{1.6}/R_s$	VALOR DE R_t
Mayor de 4.5	cualquiera	$R_{1.6}$
4.5	mayor o igual a 2.5	$3/2 R_{1.6}$
4.5	menor o igual a 1.5	$R_{1.6}$
3.0	mayor o igual a 2.5	$2 R_{1.6}$
3.0	igual a 1.5	$3/2 R_{1.6}$

5.4.2. Determinación de Resistividad del Agua de Formación (R_w) y salinidad

La estimación de la resistividad del agua de la formación (R_w) se logra mediante diferentes métodos: 1) a partir de la información proporcionada por los registros de pozos, 2) de tablas publicadas con valores de R_w para el área en cuestión, 3) por muestreo del agua de la formación y su respectivo análisis químico, y 4) tomándolo de algún pozo productor cercano. A continuación se abordan y desarrollan los métodos más usuales para determinar la R_w de los registros de pozos.

5.4.3. Método de resistividad aparente del agua (R_{wa})

Su aplicación requiere un registro de porosidad y uno que proporcione R_t ; ambos parámetros se deben corregir por diámetro de pozo y por espesor; si se trata de una capa delgada, la técnica de R_{wa} (resistividad del agua aparente) tiene la ventaja de estimar valores de R_w en forma separada, tanto para medios granulares como para rocas duras. Se parte de la ecuación de Archie, y su desarrollo es el siguiente:

Ecuaciones generales

$$S_w = \sqrt{\left(\frac{1}{\phi^2}\right) - \left(\frac{R_w}{R_t}\right)} \quad \text{----- rocas duras} \quad (5.11)$$

$$S_w = \sqrt{\left(\frac{0.81}{\phi^{2.15}}\right) - \left(\frac{R_w}{R_t}\right)} \quad \text{----- mat. Granular consolidado} \quad (5.12)$$

S_w = Saturación de agua.

ϕ_n = porosidad (en forma decimal).

Rw = Resistividad del agua.

Rt = Resistividad de la formación.

En ambos casos, como Sw = 100%, estas ecuaciones se pueden reescribir como sigue:

$$1 = \sqrt{\left(\frac{1}{\phi^2}\right) - \left(\frac{Rw}{Rt}\right)} \quad \text{----- rocas duras} \quad (5.13)$$

$$1 = \sqrt{\left(\frac{0.81}{\phi^{2.15}}\right) - \left(\frac{Rw}{Rt}\right)} \quad \text{----- mat. granulares consolidados} \quad (5.14)$$

Elevando al cuadrado ambos miembros de las ecuaciones tenemos

$$1 = (1/\phi^2) - (Rw / Rt) \quad \text{y} \quad 1 = (0.81 / \phi^{2.15}) - (Rw / Rt) \quad (5.15)$$

Despejando Rw en ambas ecuaciones:

$$Rw \approx Rwa \quad (5.16)$$

$$Rwa = Rt \phi^2 \quad (5.16a)$$

$$Rwa = Rt (\phi^{2.15} / 0.81) \quad (5.16b)$$

Y para materiales granulares sin consolidar se tiene;

$$Rwa = Rt (\phi^{2.15} / 0.62) \quad (5.17)$$

Los valores de Rwa pueden estar muy próximos a los valores reales del Rw; de no ser así, se corrigen por medio del gráfico No. 6.

5.4.4. Método del potencial espontáneo (SP)

La curva del SP es la herramienta tradicional del analista de registros para determinar los valores del Rw de las formaciones, pero como ya se hizo notar, el método de Rwa vs. Rw, desarrollado para soluciones que contienen exclusivamente NaCl, no es totalmente aplicable a soluciones con concentraciones diferentes; por ello, al utilizar el SP para evaluar aguas dulces o de baja salinidad, la calidad de los resultados dependerá del conocimiento de datos geológico-geográficos del área en cuestión. Para interpretar la curva del SP es necesario hacer hincapié en que su mejor aplicación es en secuencias arcillo-arenosas, siempre y cuando exista un fuerte contraste entre el lodo o agua de perforación y el agua de la formación. Por lo

general, en rocas duras esta curva se comporta muy erráticamente, y en este caso es mejor determinar los valores de R_w por otros métodos.

Para mejorar las curvas de SP en materiales donde no exista contraste en la salinidad, se procede de la siguiente manera; previamente a la obtención del registro se agrega sal en cantidad considerable al fluido de perforación y se hace circular éste en el pozo, con lo que se obtiene una mejor definición de la línea base de arcillas (si es que existe en la columna perforada), o la línea de materiales impermeables; asimismo, notaremos que los estratos con agua de menor salinidad que el lodo se manifestarán por presentar potenciales positivos (deflexiones a la derecha de la línea base). La estimación de R_w con este método requiere de la aplicación de los siguientes datos:

R_m = Resistividad del lodo de perforación.

T_m = Temperatura de lodo de perforación

SP = Lectura de la deflexión obtenida del registro.

E = Espesor de la capa.

R_t = Resistividad de la roca.

Secuencia para determinar R_w :

Corrección del SP por falta de espesor; se efectúa si la capa tiene un espesor menor o igual a 10 metros, utilizando el gráfico 7.

Determinación R_m y T_m a la profundidad del intervalo; para ello empleamos las siguientes expresiones:

$$T_f = (D \cdot G) + T_m \quad (5.18)$$

donde:

T_f = Temperatura de formación o intervalo.

D = Profundidad del intervalo en cuestión.

G = Gradiente de temperatura.

Si no se conoce el gradiente de temperatura, pero se dispone de un registro de temperatura, con él se debe estimar T_f ; también se pueden utilizar los valores de T_f medidos en algún pozo cercano; algunas compañías de registros proporcionan la temperatura de fondo. Si conocemos la temperatura media superficial, el gradiente se puede calcular a partir de la expresión:

$$G = (T_d - T_m) / D \quad (5.19)$$

donde:

Td = Temperatura de fondo.

Conociendo Tf, podemos determinar el valor de Rm en el intervalo (Rft) a partir de la ecuación.

$$R_{ft} = R_m * (T_m + 7) / (T_f + 7) \quad (5.20)$$

Cálculo de la resistividad del lodo que se filtra en la formación (Rmf).

$$R_{mf} = C (R_{ft})^n \quad (5.21)$$

Donde:

C = Constante de la densidad del lodo en lb/gal; se pueden utilizar los valores de la tabla 5.2.

n = 1.07

Tabla 5.2. Peso y densidad del lodo.

Peso del lodo en gr/cc	Peso del lodo en lb/gal	Valor de C
1.0	8.345	1.000
1.075	9.000	.935
1.198	10.000	.847
1.318	11.000	.708
1.438	12.000	.584
1.558	13.000	.488

4. Rwa se puede obtener despejando Rwa de la relación 5.4:

$$R_{wa} = \frac{R_{mf}}{10^{\left(\frac{SP}{k}\right)}} \quad (5.22)$$

donde:

k = Constante de temperatura determinada por:

$$K = 60 + (.13 \cdot T_m) \text{ ----- para } ^\circ F \quad (5.23)$$

$$K = 64 + (.23 \cdot T_m) \text{ ----- para } ^\circ C \quad (5.24)$$

- para soluciones que contengan bicarbonato de sodio K = 56
- para soluciones de cloruro de potasio K = 77
- Rw se determina a partir de Rwa y empleando el gráfico 6

Conocidos Tf y Rw, se aplica la siguiente expresión:

$$\text{Salinidad} = 10^x \quad (5.25)$$

Donde:

$$X = [3.562 - \log(Rw - 0.0123)] / 0.955 \quad (5.26)$$

El valor de la salinidad queda referido en ppm, equivalentes a NaCl.

5.4.5. Determinación de la Densidad

Este parámetro se obtiene directamente del registro en sondas calibradas o se estima a partir de la respuesta de la curva en CPS. Para transformar las CPS a gr./cm³, es necesario calibrar la sonda mediante bloques de material cuya densidad sea conocida; posteriormente, con las lecturas de la sonda en cada bloque de calibración se construye un gráfico, generalmente en papel semilogarítmico, que permita efectuar dicha transformación.

En la mayoría de los pozos con fines geohidrológicos se utiliza simplemente agua o lodos muy livianos; la obtención del registro se efectúa en diámetros de 8 a 12 pulgadas, lo que facilita la corrección; en estas condiciones, estos factores son despreciables si el registro se realizó en un diámetro que exceda la capacidad del patín de la herramienta, los valores de densidad se pueden corregir mediante el gráfico 8. La tabla 5.3 muestra los valores de densidad de las rocas más comunes; sin embargo, no son valores absolutos y pueden variar de acuerdo con las condiciones del subsuelo en el área en estudio.

5.4.6. Porosidad

La porosidad se determina a partir de los siguientes perfiles:

5.4.6.1. Porosidad-Densidad

En un sistema roca-fluido la densidad total está dada por:

$$P_b = \frac{\text{Pesototaldelsistamaroca - fluido}}{\text{Volumentotaldelsistamaroca - fluido}} \quad (5.27)$$

Considerando el volumen total del sistema roca-fluido unitario; se tiene:

$$P_b = [(\text{Vol. total de la matriz}) * (P \text{ de la matriz}) + (\text{Vol. total del fluido}) * (p \text{ del agua})] / 1 \quad (5.28)$$

que es igual a:

$$P_b = (1 - \emptyset) \cdot P_{ma} + \emptyset \cdot P_f \quad (5.29)$$

Tabla 5.3. Densidad de las rocas.

ROCA	INTERVALO DE DENSIDAD gr./cm	DENSIDAD PROMEDIO gr./cm ³
Dunita	3.28-3.75	-
Dolomita	2.80-2.99	2.85
Diabasa	2.80-3.15	-
Gabro	2.85-3.12	-
Granito	2.52-2.78	2.66
Granodiorita	2.66-2.78	-
Caliza	2.66-2.74	2.71
Lutita sin consolidar	1.80-3.00	-
normal		1.80
consolidada		2.00
Arenisca	2.62-2.74	2.65
Diorita	2.91-3.02	-
Riolita	2.39-2.05	-
Andesita	2.61-2.70	-
Basalto	2.55-3.10	-
Esquisto		2.83
Filita	2.79-2.89	-
Brecha volcánica	-	2.19
Ceniza volcánica	-	2.69
Toba	-	1.38
Yeso	-	2.32
Anhidrita	-	2.95
Halita	-	2.03
Agua dulce	-	1.00

(RECOPIADA POR EL AUTOR.)

Despejando \emptyset obtenemos la fórmula general para calcular la porosidad a partir de un perfil de densidad.

$$\emptyset = \frac{P_{ma} - P_b}{P_{ma} - P_f} \quad (5.30)$$

donde:

- Pma = Densidad de matriz.
- Pb = Densidad total obtenida del registro.
- Pf = Densidad del fluido.

5.4.6.2. Porosidad neutrón

La presentación del registro puede ser en unidades de porosidad (en por ciento), o en CPS. En el primer caso, la porosidad se lee directamente del perfil; en el segundo, es necesario calibrar la herramienta en forma similar al perfil densidad, pero ahora tenemos que graficar CPS contra porosidad. La figura 5.25 muestra el nomograma construido para una sonda neutrón con fuente de Am²⁴¹ Be y actividad de 1 ci, de la marca Mount Sopris; para construirlo se corrieron simultáneamente en un mismo pozo los registros de neutrón compensado CNL (marca Schlumberger) y un neutrón-neutrón térmico (Mount Sopris); se seleccionaron los intervalos de diferente litología y se tomaron lecturas, posteriormente graficadas en papel semilogarítmico.

En el eje X se colocó la escala de porosidad CNL, y en el eje Y, los CPS; se unieron los puntos CPS y se obtuvo la curva que permite efectuar dicha transformación. Si la sonda utilizada no es de contacto, se pueden utilizar los siguientes factores para corregir las lecturas por diámetro de pozo:

- Diámetro de 4 3/4" $\varnothing_{corr} = 1.0570 + 3$
- 6 1/4" $\varnothing_{corr} = 1.0540 + 1.5$
- 9 7/8" $\varnothing_{corr} = 0.9650 - 1.667$
- 12 1/4" $\varnothing_{corr} = 0.9250 - 3.333$
- 14" $\varnothing_{corr} = 0.9020 - 4.286$

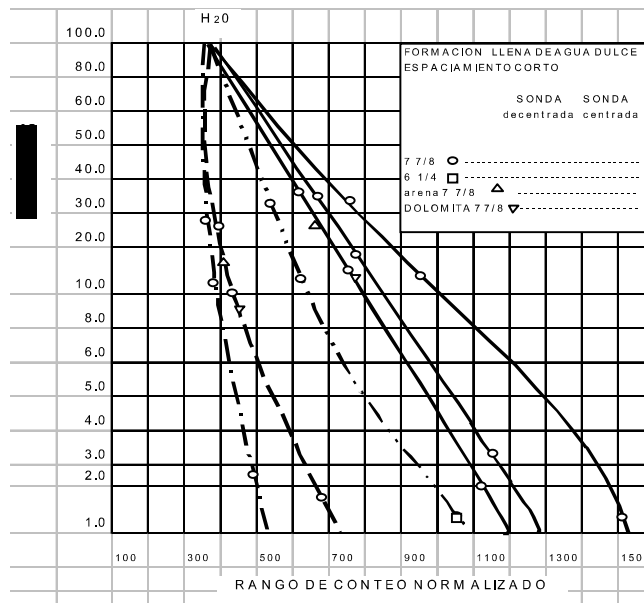


Figura 5.25. Nomograma para sonda neutrón (am 241be).

NOTA: Estos factores están determinados para una sonda del tipo compensado; su aplicación para cualquier otro tipo de herramienta puede proporcionar valores de \emptyset aproximados que podrán no ser los reales.

5.4.6.3. Porosidad Sónico

Este perfil mide el tiempo de tránsito Δt en microsegundos por pie, y dependiendo la naturaleza de la roca, la presentación del registro puede ser en escalas de 40 a 140, o en incrementos de $10 \mu\text{s}/\text{ft}$. En experimentos de laboratorio, Wyllie (1958), demostró que existe una relación lineal entre la porosidad y el tiempo de tránsito de la forma:

$$\Delta t_{\log} = \emptyset \Delta t_f + (1-\emptyset) \Delta t_{ma} \quad (5.31)$$

si despejamos \emptyset :

$$\emptyset = \frac{\Delta t_{\log} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \quad (5.32)$$

donde:

Δt_{\log} = Lectura del registro sónico.

Δt_{ma} = Tiempo de tránsito de la matriz.

Δt_f = Tiempo de tránsito del fluido; generalmente se usa $189 \mu\text{s}/\text{ft}$.

expresión que es adecuada para determinar la \emptyset de materiales bien consolidados con porosidad intergranular; cuando se pretende calcular la \emptyset de materiales mal consolidados es necesario aplicar un factor de corrección a dicha expresión, rescribiéndose de la siguiente manera:

$$\emptyset_C = \frac{\Delta t_{\log} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \frac{1}{CP} \quad (5.33)$$

donde:

CP = Factor de compactación.

El valor de CP se puede determinar por varios métodos, pero el más usual es:

$$CP = (\Delta t_{sh} / 100) \quad (5.34)$$

donde:

Δt_{sh} = Tiempo de tránsito de una arcilla adyacente.

Los valores más comunes de Δt_{ma} se muestran en la tabla 5.4.

Tabla 5.4. Velocidad de tiempo de transito en rocas

ROCA	INTERVALO ΔT_{ma} $\mu s/ft$	T _{ma} PROMEDIO
Arenisca	51.00-57.00	54.00
Caliza	45.00-50.00	47.50
Dolomita	40.00-45.00	43.50
Anhidrita	-	50.00
Halita	-	66.70
Lutita	-	>110.00
(Sin consolidar)	-	100.00
(Normal)	-	< 90.00
(Consolidada)	-	
Yeso	-	52.50
Dunita	34.70-41.00	38.20
Diabasa	44.00-46.00	44.60
Gabro	42.20-47.60	42.40
Granito	-	50.80
Granodiorita	-	69.00
Serpentina	-	53.90
Basalto	50.00-65.00	-
Cemento	83.30-95.00	-
Concreto	83.00-125.00	-
Acero	-	57.10
Agua dulce	-	200.00

(RECOPIADO POR EL AUTOR)

5.4.6.4. Combinación densidad-neutrón

La determinación de la porosidad se dificulta si se desconoce la litología de la matriz y hay dos o más minerales en proporciones considerables; cada registro de porosidad responde en forma diferente e independiente a las distintas composiciones de la matriz, por lo que la combinación de perfiles proporciona valores más reales de la porosidad y de la naturaleza de la roca que los obtenidos a partir de un solo perfil. En este método, la porosidad se determina por:

$$\varnothing_{N-D} = \sqrt{(\varnothing_n)^2 + (\varnothing_d)^2} \quad (5.35)$$

donde:

\varnothing_n = Porosidad neutrón.

\varnothing_d = Porosidad densidad.

5.4.7. Permeabilidad

Su análisis mediante registros es sumamente delicado, y los resultados en muchas ocasiones pueden ser erróneos; su evaluación requiere de ensayos de campo que generalmente conducen al uso de formulaciones teóricas o empíricas que únicamente proporcionan valores cualitativos de K; dentro de los diferentes métodos que existen se presenta en forma condensada el desarrollado por Koseny (1927), que no involucra la saturación de agua (parámetro que requieren las técnicas petroleras para determinar K) . La formulación de Koseny se deriva de conceptos físicos básicos y teóricos que llegan a la ecuación siguiente:

Para K en cm²

$$K = \frac{\phi^3}{5 \cdot S_v^2 \cdot (1 - \phi)^2} \quad (5.36)$$

donde:

ϕ = Porosidad efectiva (en forma decimal)

S_v = Superficie total de granos por unidad de volumen.

Para K en Darcys:

$$K = 1.013 \cdot 10^8 \frac{\phi^3}{5 \cdot S_v^2 \cdot (1 - \phi)^2} \quad (5.37)$$

ecuación expresada en términos de registros:

$$K = \frac{1}{2 \left(\frac{R_t}{R_w} \right)} \frac{\phi^2 \cdot 10^8}{S_v^2 \cdot (1 - \phi)^2} \quad (5.38)$$

donde:

R_t = Resistividad de la roca.

R_w = Resistividad del agua de la formación.

relación que no hace ningún supuesto sobre el grado de consolidación de la roca, por lo que es válida únicamente para materiales granulares con o sin consolidar.

S_v se puede determinar en laboratorio, o bien mediante el uso de la tabla 5.5 (modificada de Tood, D.K., 1980).

Tabla 5.5. Permeabilidad de materiales granulares.

Diámetro en mm	Clasificación	Área total de superficie en cm ²
10.0	Gravas medias	3.14
1.0	Arena gruesa	31.40
0.5	Arena mediana	215.00
0.1	Arena fina	314.00
0.02	Limo	1570.00
0.002	Arcilla	15700.00

La estimación cuantitativa de K en medios fracturados es prácticamente imposible sin la información del análisis de núcleos, quedando como recurso la evaluación directa de los registros de porosidad -combinados con los de temperatura y Caliper (diámetro de pozo) y la experiencia del analista, aunados al conocimiento geológico del área.

Un medio fracturado puede presentar en los registros alguna de las siguientes características:

Si en el intervalo hay fracturamiento se puede asumir que existe permeabilidad.

El registro Caliper en zona de fracturas muestra incrementos en el diámetro de pozo; con un registro gamma o resistividad se verifica que estos incrementos no correspondan a zonas arcillosas.

El registro de temperatura presenta deflexiones o perturbaciones en cualquier sentido del gradiente; esto depende de la temperatura de la formación, comparada con la del lodo de perforación.

En el caso de presentar microfracturamiento, si se perforó con lodo en el registro Caliper se manifestará como una disminución en el diámetro del pozo.

Si se perforó con un lodo conductor (más salado que el agua de la formación), es posible que las zonas permeables se manifiesten con SP positivos.

En el registro Sónico se presentan Δt altos.

En este tipo de medios es donde el registro de flujo tiene su principal aplicación, pues conociendo la velocidad de flujo, el espesor y la porosidad, es posible determinar con mucha aproximación las características hidráulicas del acuífero.

5.4.8. Volumen de Arcilla (Varc)

Cuando la arcilla está presente en una formación, las herramientas de porosidad registran valores de \emptyset más altos que el valor real, excepto la herramienta de

densidad, pues cuando la densidad de la arcilla es igual o mayor a la densidad de la matriz, los valores registrados corresponderán a la \varnothing total de la roca. Consecuentemente, es necesario corregir este parámetro aplicando cualquiera de los denominados correctores o indicadores de arcilla.

5.4.8.1. Resistividad

$$V_{\text{arc}} = \sqrt{\frac{R_{\text{arc}}}{R_t}} \quad (5.39)$$

donde:

R_{arc} = resistividad de una roca arcillosa en la vecindad del material en análisis.

5.4.8.2. Potencial Espontáneo (SP)

$$V_{\text{arc}} = 1 - \frac{\text{SP}}{\text{SSP}} \quad (5.40)$$

donde:

SSP = deflexión máxima del SP (SP estático) en milivolts.

5.4.8.3. Rayos gamma natural

$$(V_{\text{arc}})_{\text{RG}} = \frac{\text{RG} - \text{RG}_{\text{min}}}{\text{RG}_{\text{max}} - \text{RG}_{\text{min}}} \quad (5.9)$$

donde:

RG = valor de rayos gamma del registro.

RGmin = valor mínimo de rayos gamma

RGmax = valor máximo de rayos gamma (en arcilla)

5.4.8.4. Neutrón

$$V_{\text{arc}} = \frac{\varnothing_n}{\varnothing_{\text{narc}}} \quad (5.41)$$

donde:

\varnothing_n = Porosidad neutrón del intervalo.

$\varnothing_{\text{narc}}$ = Porosidad neutrón de una zona arcillosa.

Una vez determinado el corrector de arcilla es posible determinar la porosidad efectiva (ϕ_e) mediante la aplicación de la expresión siguiente:

$$\phi_e = \phi_t \cdot (1 - V_{arc}) \quad (5.42)$$

donde:

ϕ_t = Porosidad total obtenida mediante cualquier registro.

La ϕ_e debe utilizarse para la determinación de cualquier parámetro petrofísicos que incluya la porosidad.

5.4.9.Litología

La determinación de la columna litológica por medio de los registros geofísicos de pozos no es un concepto nuevo; ésta fue una de sus principales aplicaciones, y los resultados de estos análisis pueden ser comparables a los proporcionados por muestreo directo con núcleos. Los métodos hoy en boga son computarizados, lo que permite evaluar con bastante precisión, rapidez y sobre todo economía la composición litológica de una formación. A continuación se describen los más usuales:

Análisis directo; es el más común, se efectúa sin un experto analista y se puede realizar a partir de cualquier registro; sólo se requiere saber cómo responden los diferentes tipos de roca a cada uno de los estímulos a que se someten por medio de las sondas para así poder identificarlas en el registro; si se tiene conocimiento de la geología del área la interpretación resultará más fácil y veraz.

Gráficos de interrelación o crossplots; en la interpretación de registros es una práctica común efectuar gráficas cruzadas con las lecturas de porosidad obtenidas de dos diferentes registros, con el propósito de determinar la composición litológica y un valor más real de ϕ . De éstas, las más usuales son: sónico vs., densidad, que se utiliza en la interpretación de secuencias areno-arcilloso; para carbonatos se emplea la combinación densidad vs. ϕ neutrón. Los cálculos basados en estas gráficas son muy útiles, pero cuando la litología es de origen ígneo-metamórfico, la interpretación de los datos puede ser ambigua, haciéndose necesario aplicar otro método para verificar los resultados.

MN plot; se introdujo para la interpretación de formaciones con litología compleja, y su aplicación requiere la combinación de datos obtenidos de los tres principales registros de porosidad, sónico, densidad y neutrón, para establecer dos parámetros de porosidad primaria; al graficar estos parámetros se podrán definir las características litológicas de una formación. Los valores de M y N se pueden obtener de las expresiones:

$$M = \frac{\Delta t_f - \Delta t}{P_b - P_f} \cdot 0.001 \quad (5.43)$$

donde:

Δt_f = Tiempo de tránsito del agua (para agua dulce $\Delta t_f = 189$).

Δt = Tiempo de tránsito de la roca.

P_b = Densidad de la roca.

P_f = Densidad del agua (1.0 gr/cm^3).

\emptyset_{nf} = Porosidad neutrón en el agua (1.0).

Con el método M vs. N, la composición de cualquier matriz rocosa integrada por tres minerales podrá determinarse fácilmente mediante el uso de los denominados triángulos litológicos, resultantes al unir los puntos que representan a cada mineral (figura 5.26), puntos que pueden tener una posición única en la gráfica sin tomar en cuenta la porosidad, cuando ocurre una porosidad secundaria, y la arcillosidad, estos puntos pueden desplazarse con respecto a su litología verdadera, o bien, podrán estar fuera del área triangular definida por los minerales; el manejo de estos triángulos es similar a los definidos por Pettijohn (1975).

Solución de ecuaciones simultáneas; la interpretación litológica también puede obtenerse mediante la solución de un sistema de ecuaciones simultáneas, método cuya ventaja es que se puede efectuar a partir de dos diferentes registros, aunque no sean de porosidad; la litología se determina en porcentaje, sin importar su naturaleza. El sistema de ecuaciones utilizado se ejemplifica así:

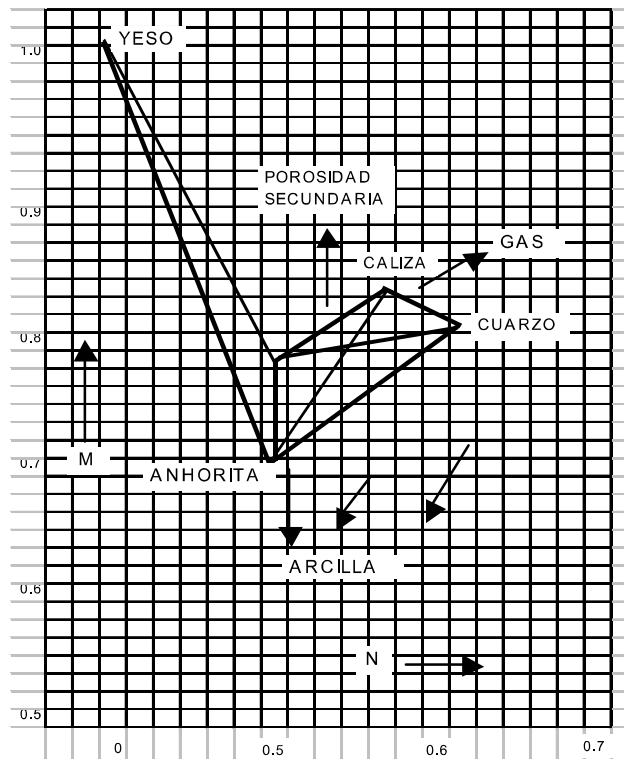


Figura 5.26. Grafico de interrelación litológica-porosidad con puntos para varios minerales mostrando dirección de desplazamiento (flechas) causadas por lutitas, gas y porosidad secundaria

Si la columna a evaluar está constituida por basalto andesita y riolita, y los registros disponibles son densidad y sónico, tendremos:

$$P_{log} = (\% b) \cdot (P_{ma b}) + (\% a) \cdot (P_{ma a}) + (\% r) \cdot (P_{ma r})$$

$$\Delta t = (\% b) \cdot (\Delta t_{ma b}) + (\% a) \cdot (\Delta t_{ma a}) + (\% r) \cdot (\Delta t_{ma r})$$

$$1 = (\% b) + (\% a) + (\% r)$$

donde:

% b, % a, % r = fracción de roca a determinar.

P_{ma b}, P_{ma a}, P_{ma r} = densidad de matriz del basalto, andesita y riolita.

$\Delta t_{ma b}$, $\Delta t_{ma a}$, $\Delta t_{ma r}$ = tiempo de tránsito de la matriz basalto, andesita y riolita.

La solución del sistema en forma manual es lenta y tediosa, pero si disponemos de una computadora el análisis se agiliza y la columna litológica se determina en poco tiempo y con bastante exactitud; además, si contamos con otros registros que se puedan ir incorporando al sistema éste llega a una interpretación más real, lo cual obrará efectos en todo el análisis.

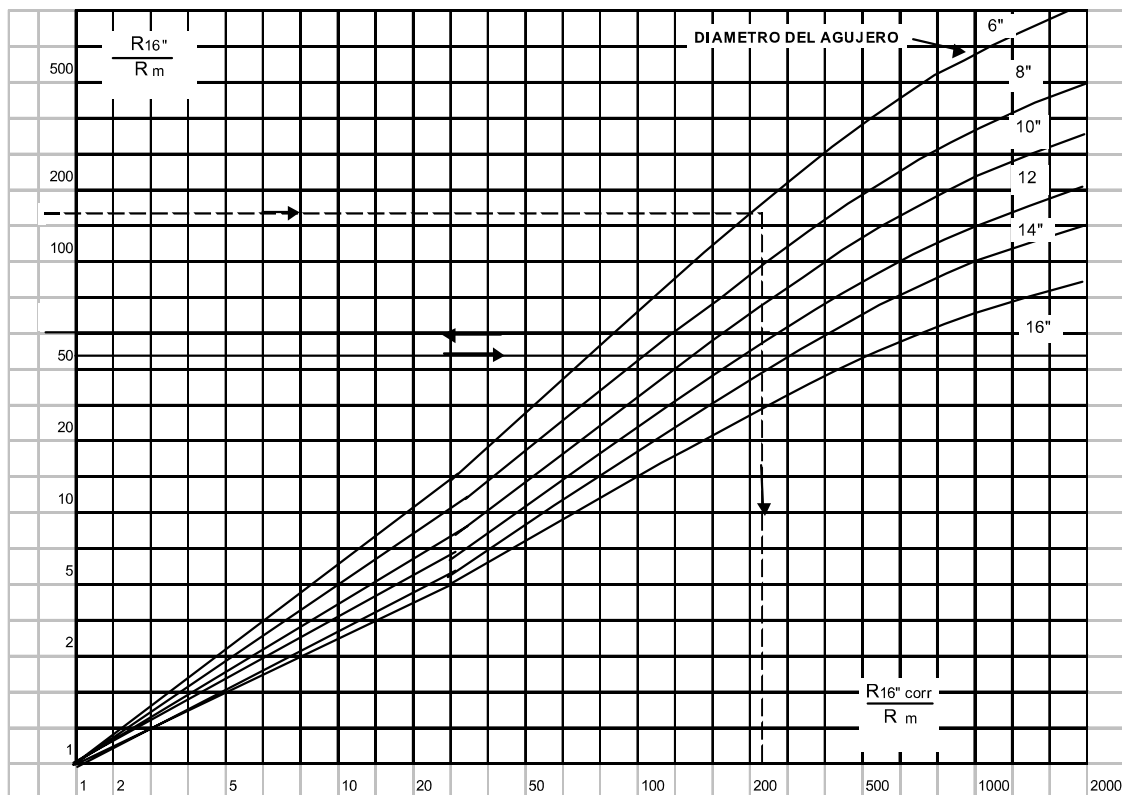


Gráfico 1. Corrección por efecto de agujero en capas para la normal corta de 0.04 m (16'') obtenida con registro eléctrico convencional.

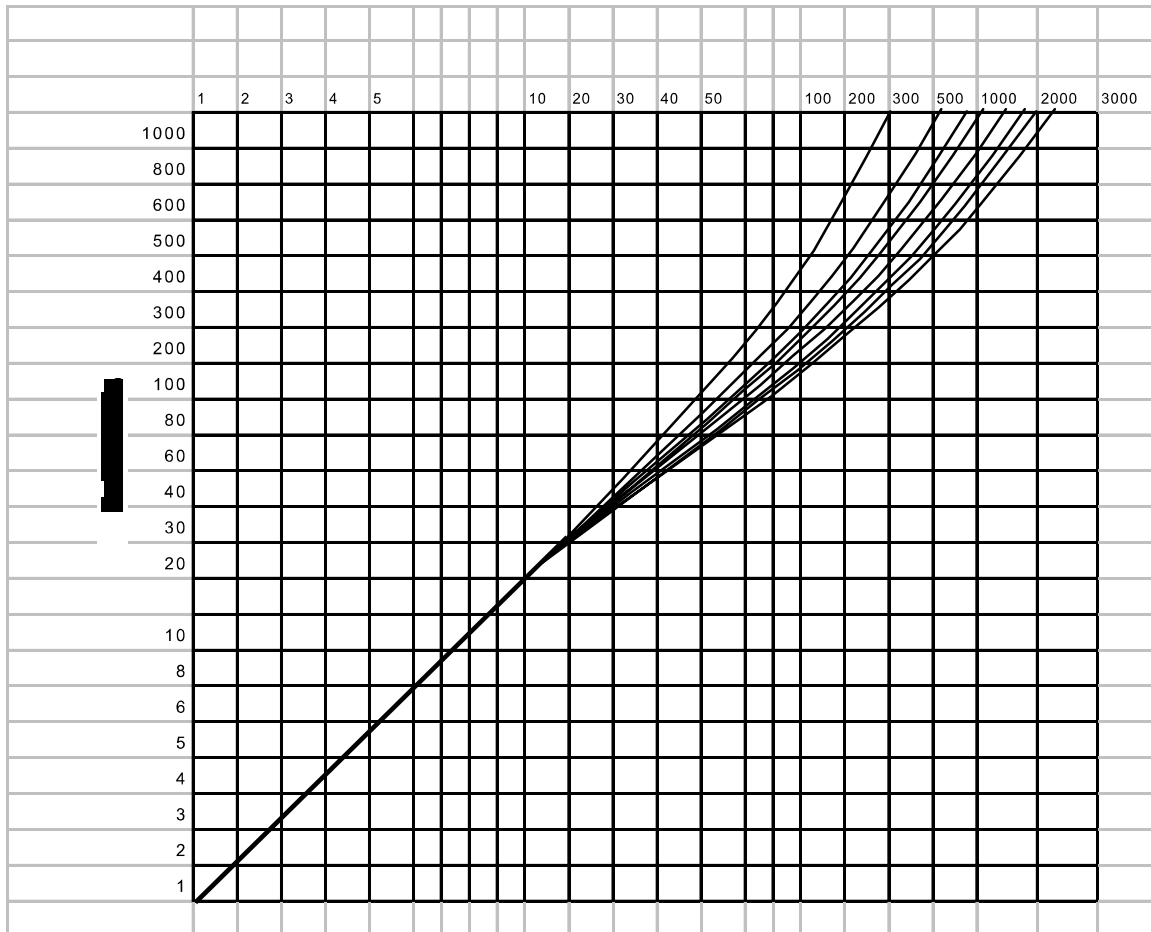


Grafico 2. Corrección por efecto de agujero para la normal de 1.6 m (64") en capas gruesas obtenido con registro eléctrico convencional.

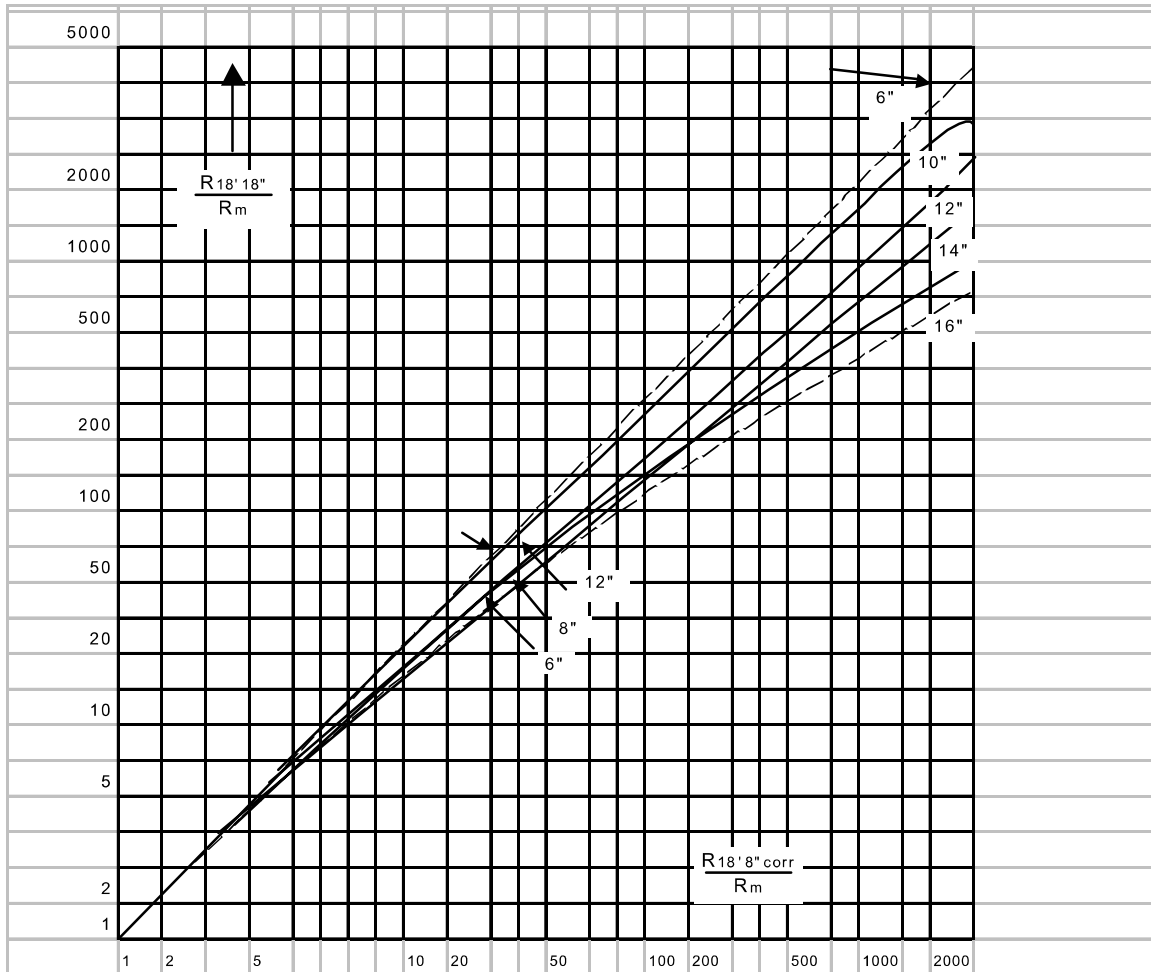


Gráfico 3. Corrección por efecto de agujero para la lateral de 5.7 m (18'8'') obtenida con registro eléctrico convencional

A EN BAJA RESISTIVIDAD, CUANDO

$$\frac{R_d}{R_m} < 10 \text{ (INVASION} \leq 2d)$$

ESPEZOR DE LA CAPA	CONDICIONES	DISPOSITIVO	RESPUESTA
$e > 6.100$ [m] (>4AM)		Normal Larga	$R_{1,d} = R_t$
$e = 4.575$ [m] (>3AM)	$R_m = R_{m1}, R_{1,d}/R_t \geq 2.5$	Normal Larga	$R_{1,d} = (2/3) R_t$
$e = 4.575$ [m] (>3AM)	$R_m = R_{m1}, R_{1,d}/R_t \leq 1.5$	Normal Larga	$R_{1,d} = R_t$
$e = 3.050$ [m] (>2AM)	$R_m = R_{m1}, R_{1,d}/R_t \geq 2.5$	Normal Larga	$R_{1,d} = (1/2) R_t$
$e = 3.050$ [m] (>2AM)	$R_m = R_{m1}, R_{1,d}/R_t = 2.5$	Normal Larga	$R_{1,d} = (2/3) R_t$
$1.525 < e < 3.050$ [m]	Inpregnada de aceite y SP - 50-60 mV	Normal Corta	$R_{1,d} = R_t$
$1.525 < e < 3.050$ [m]	Capas adyacentes homogéneas	Lateral en capa resistente	$R_t \geq R_{m1}; R_t/R_{m1}$
Capas delgadas	Capas adyacentes homogéneas	Lateral en capa conductiva	$R_{1,d} = R_t$
$e > 0.915$ [m]		inducción	$R_{1,d} = R_t$

B REGLAS PARA EL USO DE LA LATERAL

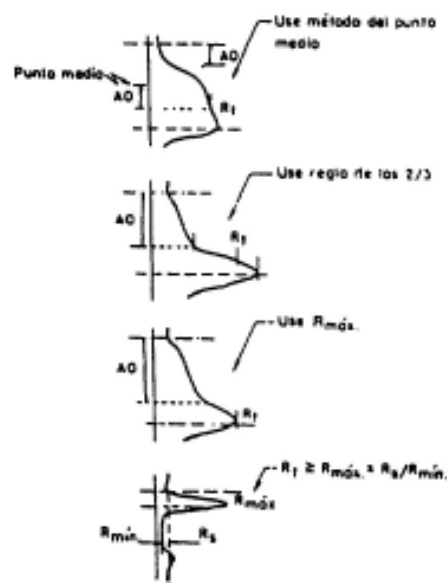
$e > 12.200$ [m] (> 2.0 AO)

$e = 8.540$ [m] (= 1.5 AO)

$e = 7.320$ [m] (= 1.3 AO)

$1.525 < e < 3.050$ [m]
Capa resistente y capas adyacentes homogéneas

Cuando $R_{1,d}/R_m > 50$, los valores deberán corregirse por diámetro de agujero



C RESPUESTA DEL LATERAL-LOG 7

$e > 0.915$ [m]

si $D_1 = 2d, R_{1,d} = 0.02 R_1 + 0.09 R_t$
 si $D_1 = 5d, R_{1,d} = 0.45 R_1 + 0.60 R_t$
 si $D_1 = 10d, R_{1,d} = 0.65 R_1 + 0.35 R_t$

Los mejores resultados se obtienen cuando $R_1 < R_t$ y $R_t/R_m \geq 50$

Grafico 4. Estimación de Rt.

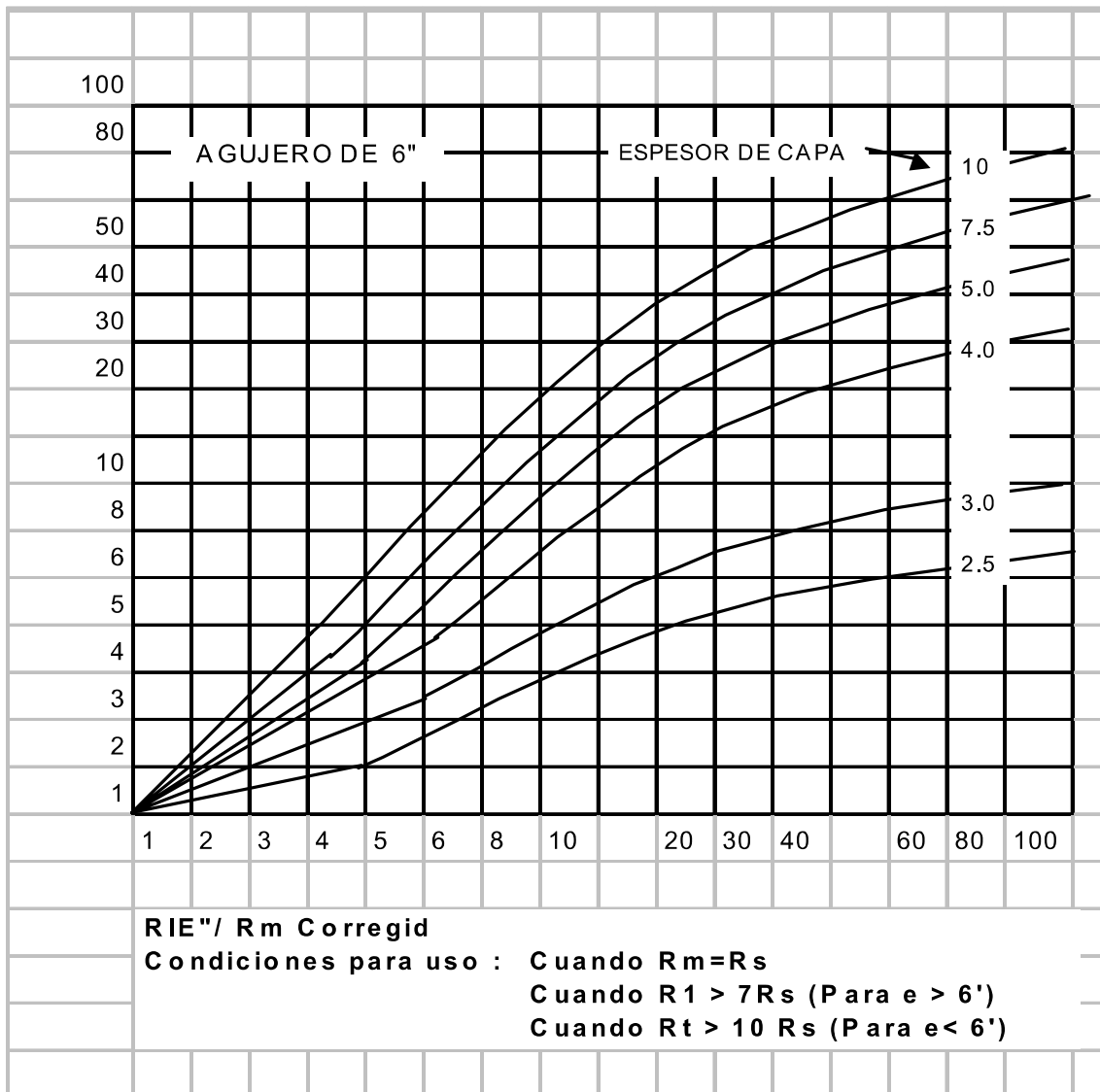


Grafico 5a. Corrección para la normal de 0.40 m en capas delgadas y agujero de 6".

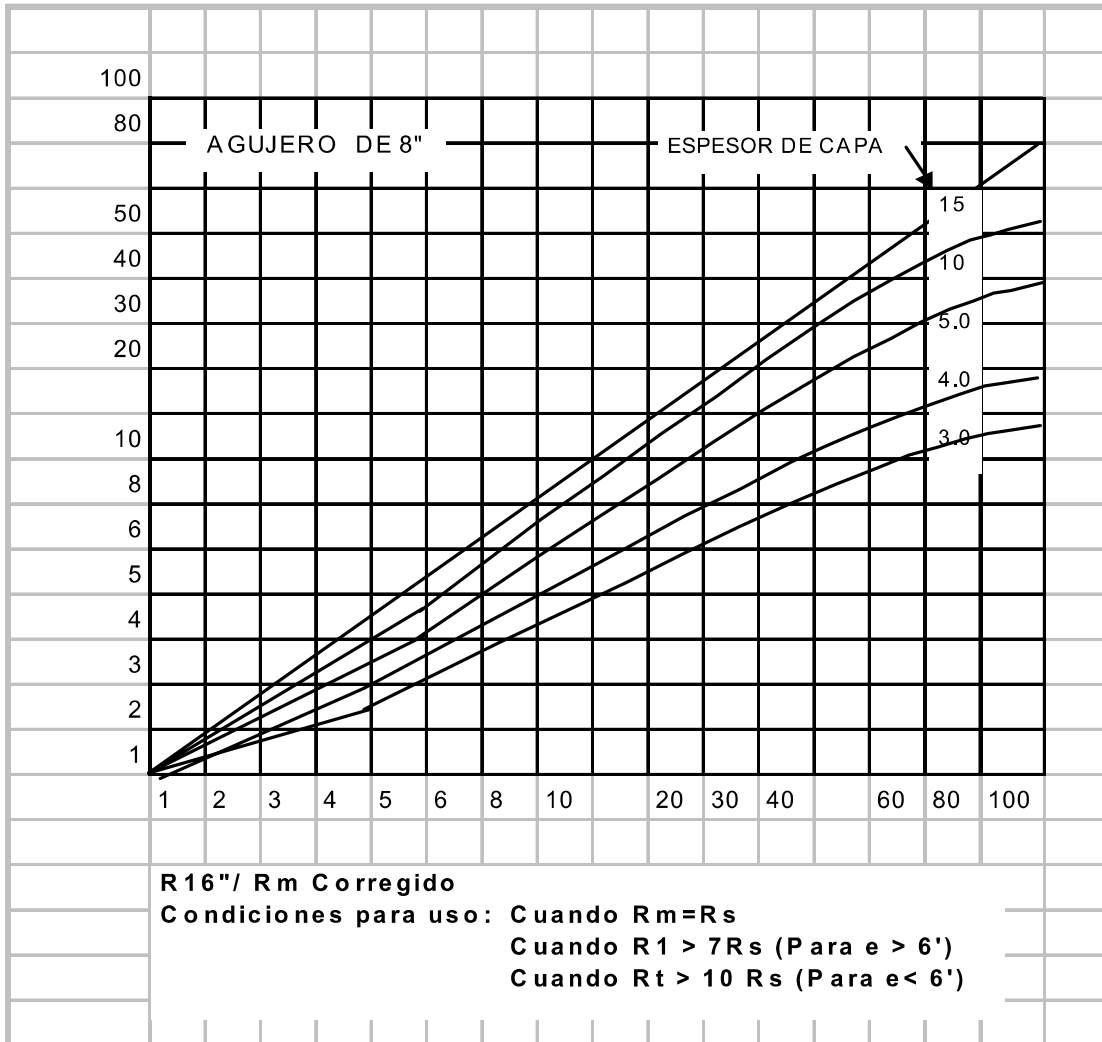


Grafico 5b. Corrección para la normal de 0.40 m en capas delgadas y agujero de 8".

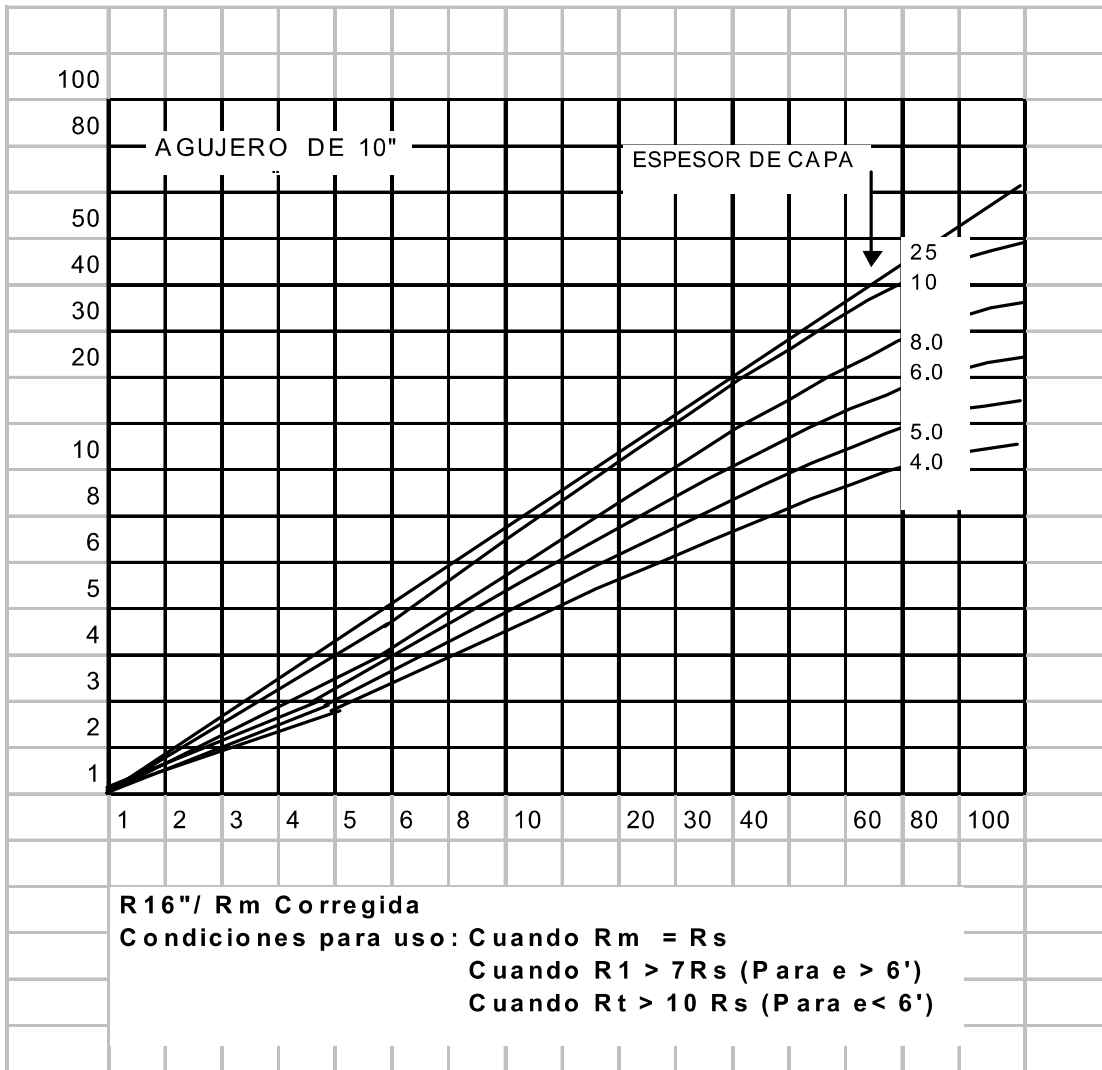


Grafico 5c. Corrección para la normal de 0.40 m en capas delgadas y agujero de 10".

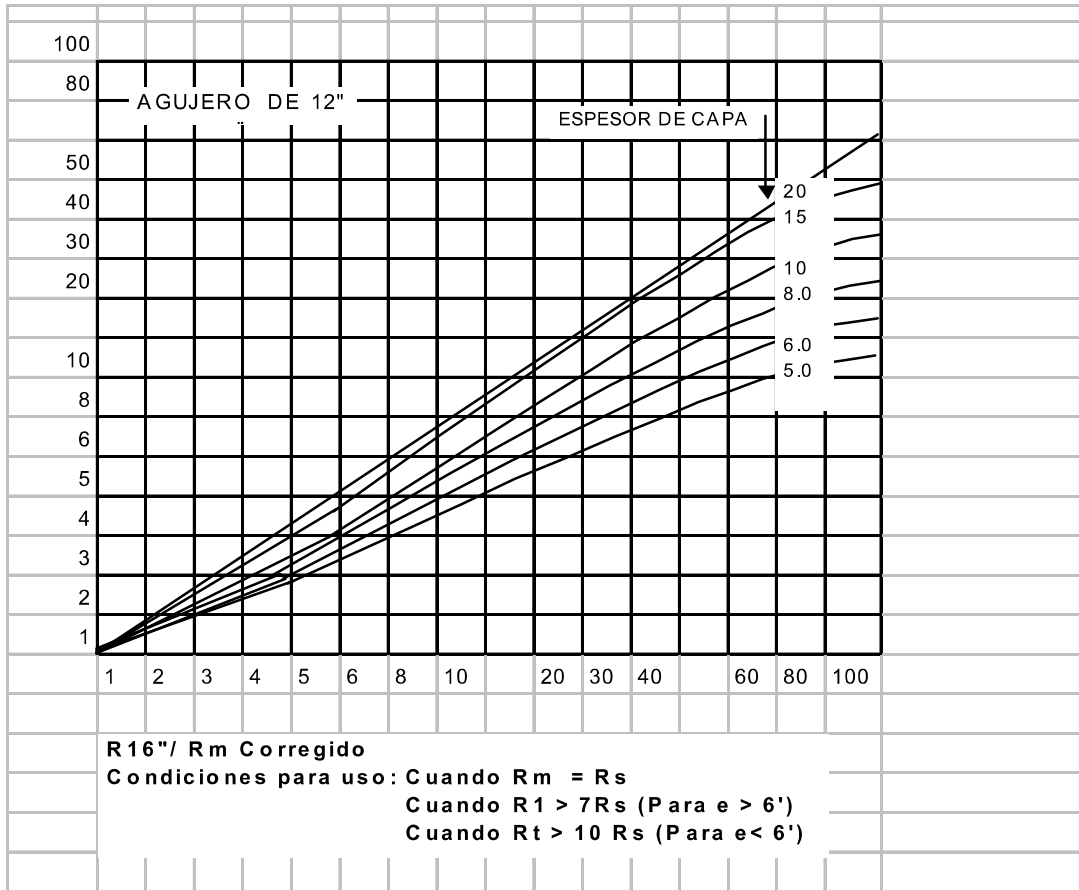


Grafico 5d. Corrección para la normal de 0.40 m en capas delgadas y agujero de 12".

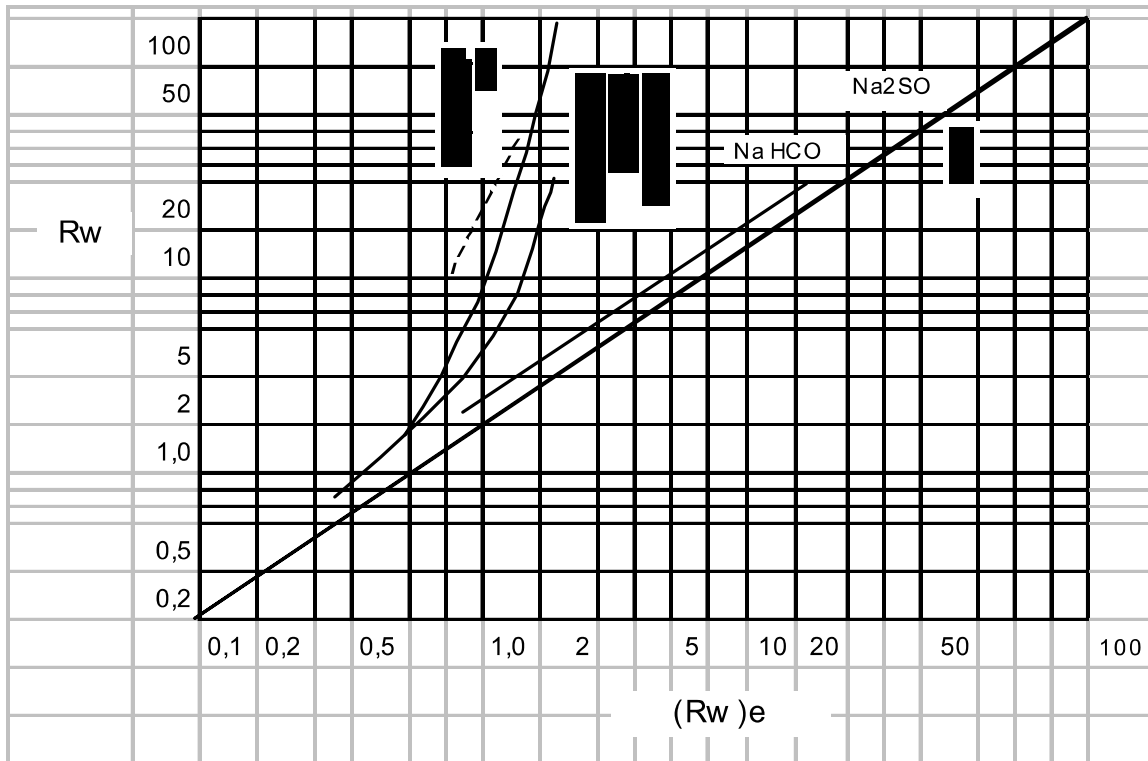


Grafico 6. R_w vs. R_{we} para soluciones de varias sales.

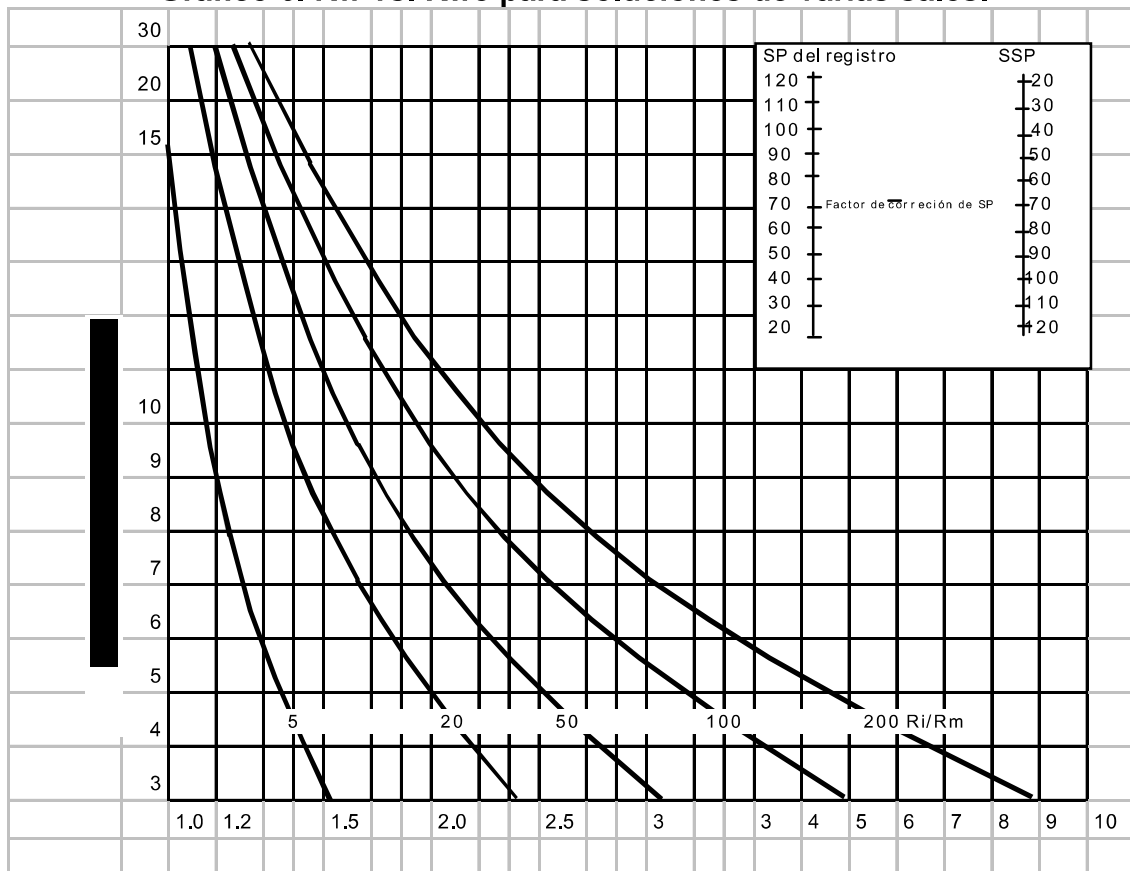


Grafico 7. Correcciones para espesor de capa del S. P.

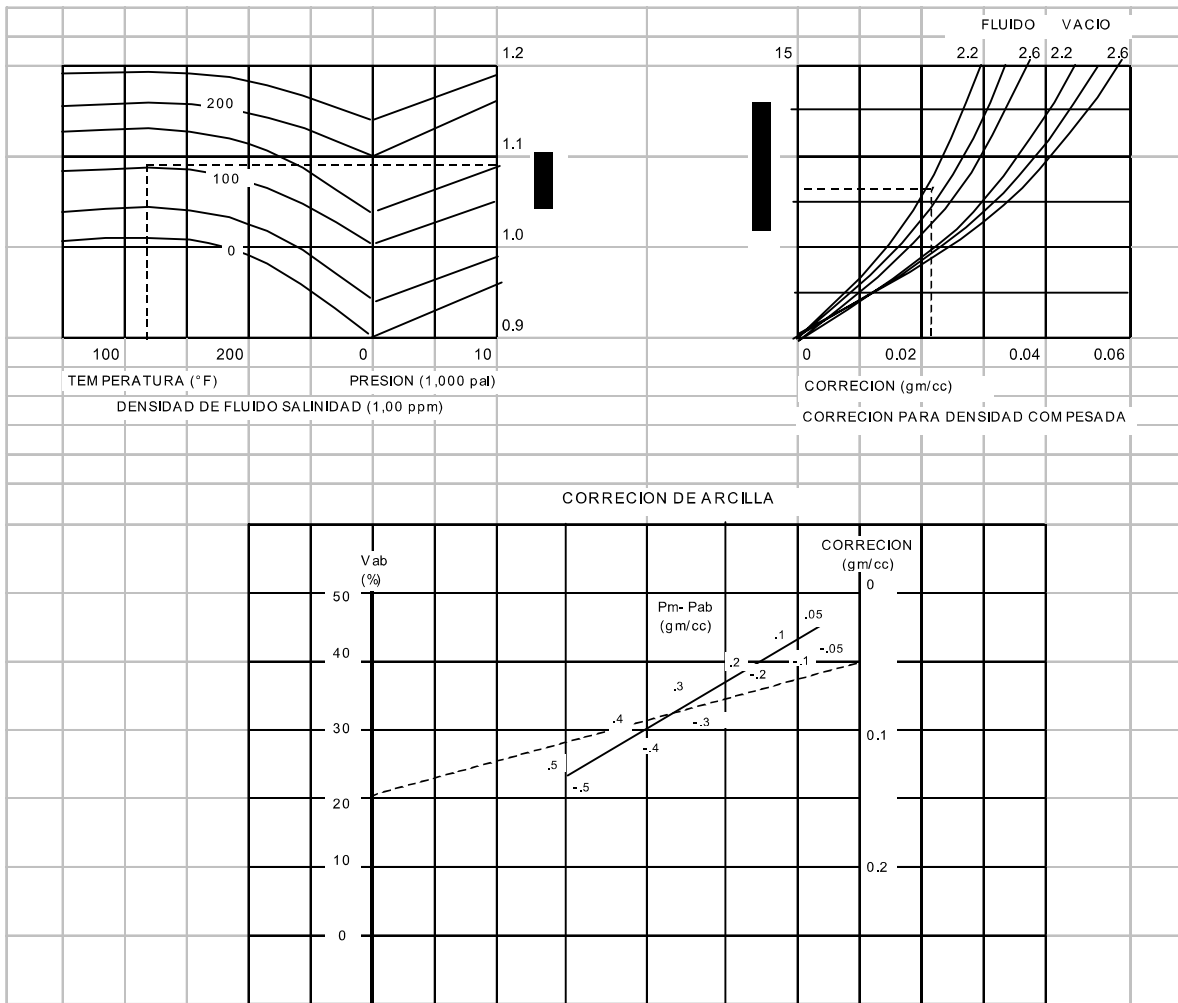


Gráfico 8. Corrección para densidad y arcilla.

ANEXO CAPITULO 5

Debido a que las sondas para los registros densidad (gamma-gamma) y neutrón, utilizan fuentes de radiación ionizante (Cs137, Co60, Am241Be, PuBe, etc.) durante la toma de los registros, es necesario contar con una licencia para uso de material radiactivo otorgado por la Comisión Nacional de Seguridad Nuclear y Salvaguardias (CNSNS), organismo que autoriza, controla y supervisa todo tipo de actividad relacionada con la adquisición, uso, manejo, movimiento y almacenamiento de cualquier material radiactivo en el país, y cuyas bases se estipulan en:

Ley Reglamentaria del Artículo 27 Constitucional en Materia Nuclear, (D. O. 04/III/1985): artículo 50, fracciones I, II, III, V, XIII).

Reglamento General de Seguridad Radiológica, (D. O. 22/XI/1988).

Normas Básicas de Seguridad en Materia de Protección Radiológica Ed. 1982; patrocinado conjuntamente por el organismo Internacional de Energía Atómica, la OIT, la Agencia para la Energía Nuclear de la OCDE y la OMS.

De igual manera, es indispensable que el personal expuesto (POE) a radiaciones ionizantes tenga un amplio conocimiento de la interacción de la radiación con la materia, concretamente con radiaciones gamma y neutrónicas, así como en cuanto a equipos y procedimientos de seguridad como blindajes, equipo de monitoreo, equipo de protección personal, normas de operación, control dosimétrico y análisis médicos.

6. PLANEACIÓN DE UN LEVANTAMIENTO GEOELÉCTRICO

6.1. GENERALIDADES

En la prospección geoelectrica existen diferencias entre la teoría y la práctica que plantean el carácter interpretativo de los métodos utilizados en este tipo de exploración. Cuando se estudia una zona con el objeto de encontrar agua subterránea y es posible emplear los métodos geoelectricos como parte del proceso exploratorio, debe considerarse el perfil teórico de cada método para decidir cuál de ellos es el que mejor se adapta al sitio en estudio, así como las cuestiones logísticas y administrativas. Orellana (1982) plantea seis pasos a seguir en todo levantamiento para conseguir un máximo de calidad en los datos con un mínimo de tiempo y de gasto en la campaña de exploración:

1. Planteamiento del problema y recopilación de datos preexistentes de la zona de trabajo (geología, geohidrología, etcétera).
2. Elección del método y modalidad de éste, en función de los objetivos y circunstancias.
3. Programación detallada del trabajo de campo.
4. Ejecución de los trabajos de campo.
5. Recopilación y procesamiento de los datos obtenidos (trabajo de campo).
6. Interpretación física de los anteriores resultados (modelación) e integración geológico-geohidrológica de ésta, seguida de las conclusiones y recomendaciones pertinentes.

Es importante hacer notar que cada una de las etapas enunciadas se apoya en la que le precede, determinando la etapa de menor calificación la calidad total del trabajo; por ejemplo, si los datos de campo son de mala calidad, el resto del trabajo lo será aunque su procesamiento e interpretación sean excelentes: pese a que los resultados parezcan buenos, no se corresponderán adecuadamente con la realidad del sitio estudiado.

En este capítulo se mencionarán estos seis puntos de la misma forma en que lo hace Orellana, pero de manera que sea aplicable para todos los métodos geoelectricos de exploración del agua subterránea.

6.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y RECOPIACION DE DATOS PREVIOS

En una campaña de prospección para agua subterránea rara vez se emplean los métodos geoelectricos como único recurso exploratorio: casi siempre éstos van asociados con los métodos geológicos y los geohidrológicos. Cada uno de ellos tiene sus propios objetivos que servirán para que, al hacer la integración de los resultados particulares, se obtengan los finales. Con base en esto, es necesario definir los objetivos buscados al emplear los métodos geoelectricos dentro de la campaña exploratoria.

Este punto es importante, y hay que establecerlo bien antes de iniciar el trabajo de campo para no albergar falsas expectativas ni propiciar conclusiones erróneas al final del proyecto, al momento de tomar costosas decisiones de perforación y producción. Sería inútil, por ejemplo, esperar que un levantamiento geoelectrico nos indique qué gasto de agua se extraerá de los acuíferos del subsuelo, pues ese dato se obtiene después de todo un estudio geohidrológico, incluyendo las perforaciones exploratorias y las pruebas hidráulicas preliminares.

Los métodos geoelectricos están diseñados para medir contrastes de resistividad eléctrica en el subsuelo y relacionar estas mediciones mediante el uso de modelos teóricos a una estratigrafía, que no necesariamente debe corresponder a la estratigrafía litológica, sino que estará definida con base en la resistividad eléctrica que caracterice a una cierta porción de los materiales que constituyen el subsuelo. Por lo tanto, los objetivos del estudio geoelectrico deberán establecerse en estos términos y para conjuntarlos con los datos que se obtengan de un estudio geológico y de otro geohidrológico.

Existen parámetros dignos de tomarse en cuenta en el planteamiento del problema:

1. Establecer a priori el que exista contraste de resistividad entre el objetivo buscado (acuifero) y el medio circundante (ej.: lentes de arena y grava intercalados en una formación arcillosa).
2. El relieve topográfico.
3. La vegetación y el clima de la zona.
4. La ubicación y accesos.
5. Posibilidades de hospedaje, alimentación, e infraestructura existente en la zona.

De lo anterior se deduce que es necesario contar con toda la información disponible de la zona en estudio:

- Cartografía topográfica
- Fotografía aérea
- Mapas y cortes geológicos
- Información del subsuelo obtenida de perforaciones
- Informes geológicos existentes
- Datos de campañas geofísicas anteriores
- Información geográfica
- Información geohidrológica preexistente (niveles freáticos, acuíferos, precipitación, datos de recarga y de pozos productores cercanos, etcétera).

Con base en la información obtenida se podrán definir los objetivos particulares de cada método de exploración (geoelectrico, geográfico, geohidrológico), y los objetivos finales de la campaña exploratoria.

6.3.ELECCION DEL METODO GEOELÉCTRICO MÁS ADECUADO

En este inciso se parte de la suposición de que los objetivos a lograr con la prospección geoeléctrica ya fueron definidos de acuerdo con los lineamientos del inciso anterior. En este punto se deben tomar en cuenta los siguientes aspectos del objetivo:

- Profundidad de investigación
- Topografía y vegetación del sitio
- Características del acuífero en evaluación
- Salinidad esperada
- Extensión del área por explorar
- Detalle deseado, tanto en sentido vertical como horizontal
- Tiempo del proyecto
- Economía del proyecto

De acuerdo con lo anterior, podrán seleccionarse los métodos que mejor se adapten a las características y a la economía del proyecto en campo; también es importante considerar la preparación y experiencia del personal y los equipos disponibles.

Tomemos como ejemplo el caso de un proyecto pequeño para el suministro de agua a un rancho: se cuenta con información de los pozos existentes en el acuífero regional, lo único que se necesita es reconocer esa misma información en los límites del predio y proyectar un pozo exploratorio, sabiendo que la profundidad de investigación de interés es de 200 metros, y que el terreno es sensiblemente plano. En este caso, lo más recomendable es la realización de tres sondeos eléctricos verticales con arreglo Schlumberger y AB/2 máximo de 1000 metros, pues en el mercado existen muchas compañías que cuentan con el equipo necesario.

La práctica del método está muy difundida, y existen varias opciones de computación para el procesamiento de los datos. No obstante, el problema también podría abordarse mediante sondeos por transitorio electromagnético, tendiendo un loop de 300 x 300 metros si hay disponibilidad de equipo y personal capacitado para la interpretación.

En el caso de un proyecto en el que el acuífero se prevé a profundidades mayores de 700 metros, la práctica del sondeo eléctrico vertical se vuelve más complicada en el campo, ya que la cantidad de cable, de personal, y de potencia que se necesita en el equipo encarecen mucho el método y alargan su tiempo de ejecución, por lo que sería más recomendable la realización de sondeos por transitorio electromagnético; incluso si la profundidad es del orden de los 1000 metros o mayor, será más costoso utilizar sondeos magnetotelúricos.

Cuando las zonas de estudio son grandes y se requiere evaluar acuíferos someros de gran extensión, como en el caso de zonas desérticas, o acuíferos con agua salobre para obtención de agua potable por tratamiento, quizá lo más recomendable

serían los métodos electromagnéticos aerotransportados para cubrir un área grande en un tiempo mínimo, lo cual redundará en costos de operación y tiempos mucho menores a los de los métodos terrestres.

Uno de los casos más difíciles de resolver son los acuíferos en rocas con porosidad secundaria, aquí es recomendable aplicar un método con el que se pueda hacer interpretación con modelos bidimensionales y encaminar el objetivo del estudio a reconocer las zonas que presenten características de permeabilidad y saturación.

Sólo con el conocimiento de las características del área de estudio y de los objetivos que se persiguen, es posible seleccionar alguno de los métodos geoelectrónicos existentes y diseñar un programa de trabajo; esta selección de método y equipo dependerá también de los costos comparativos para la aplicación de cada uno de ellos.

6.4.PROGRAMACION DETALLADA DEL TRABAJO DE CAMPO

Una vez seleccionado el método o métodos a utilizar, continúa la importante etapa de programación de estos trabajos; aquí se plantea la logística, la organización y la densidad de las mediciones; a su vez, todo ello dependerá del conocimiento previo que se tenga del área de estudio, de los objetivos y del método escogido.

En el caso de un proyecto grande, como podría ser el abastecimiento de agua a una zona urbana, se considera la etapa en que se encuentra éste, es decir, si el estudio es de carácter regional para la evaluación de las zonas más prometedoras, o de detalle, para tomar decisiones de perforación de pozos. En cada uno de estos casos, la densidad de las mediciones es diferente, y ello tiene implicaciones sobre las distancias que hay que trasladar los equipos entre los puntos de medición, los permisos de acceso a los sitios de las mediciones, sobre todo cuando éstos se encuentran dentro de una propiedad privada, y en las diferencias en la topografía y en la litología cuando se trata de áreas muy grandes, etcétera.

También hay que decidir quién realizará el trabajo, si el personal de la misma empresa o bien un contratista que cuente con el equipo y la experiencia necesaria.

6.5.TRABAJO DE CAMPO:

Recopilación y procesado de los datos

En este inciso se describe brevemente el trabajo de campo para cada uno de los métodos mencionados en los capítulos 3 y 4.

6.5.1.Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

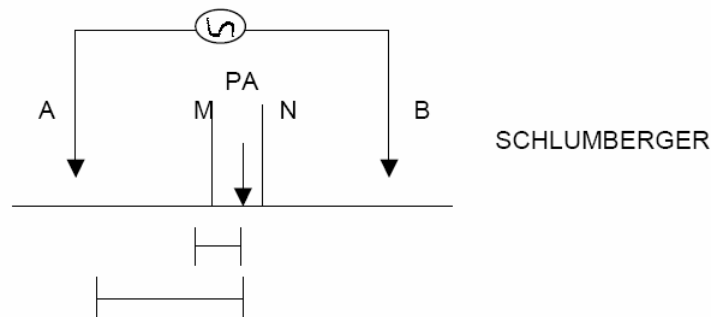
El primer caso abordado fue el de los métodos de corriente continua; en estos, como ya se dijo, se utiliza un transmisor de corriente cuya fuente puede ser un motogenerador o una serie de baterías para introducir corriente al subsuelo mediante

el uso de dos electrodos, y como receptor se usa un voltímetro de precisión con el cual se puede leer la diferencia de potencial entre dos puntos del mismo subsuelo, donde se han colocado electrodos que a su vez están conectados al voltímetro. Para este trabajo se utiliza alguno de los arreglos de electrodos mencionados en el capítulo cuatro (Schlumberger, Wenner, dipolo-dipolo, etcétera).

Cuando se desea realizar un sondeo, las distancias entre los electrodos se van incrementando manteniendo fijo el centro del arreglo, al que se denomina punto de atribución. Para cada cambio de distancia se hace una medición y el cálculo de la resistividad aparente de acuerdo con el tipo de arreglo elegido.

Si tomamos los parámetros geométricos de los arreglos, como se muestra en la figura 6.1, las curvas de campo estarán determinadas por los siguientes pares de coordenadas:

Schlumberger:	$a - AB/2$
Wenner:	$a - a$
Dipolo-dipolo:	$a - R$



P = PUNTO DE ATRIBUCIÓN

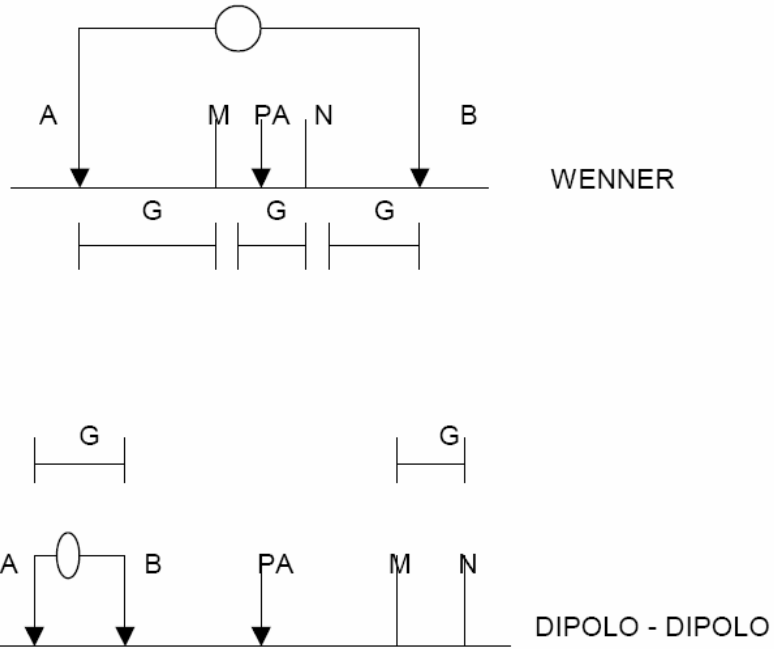


Figura 6.1. Diferentes arreglos geoelectricos.

Y obtendremos los siguientes tipos de graficas:

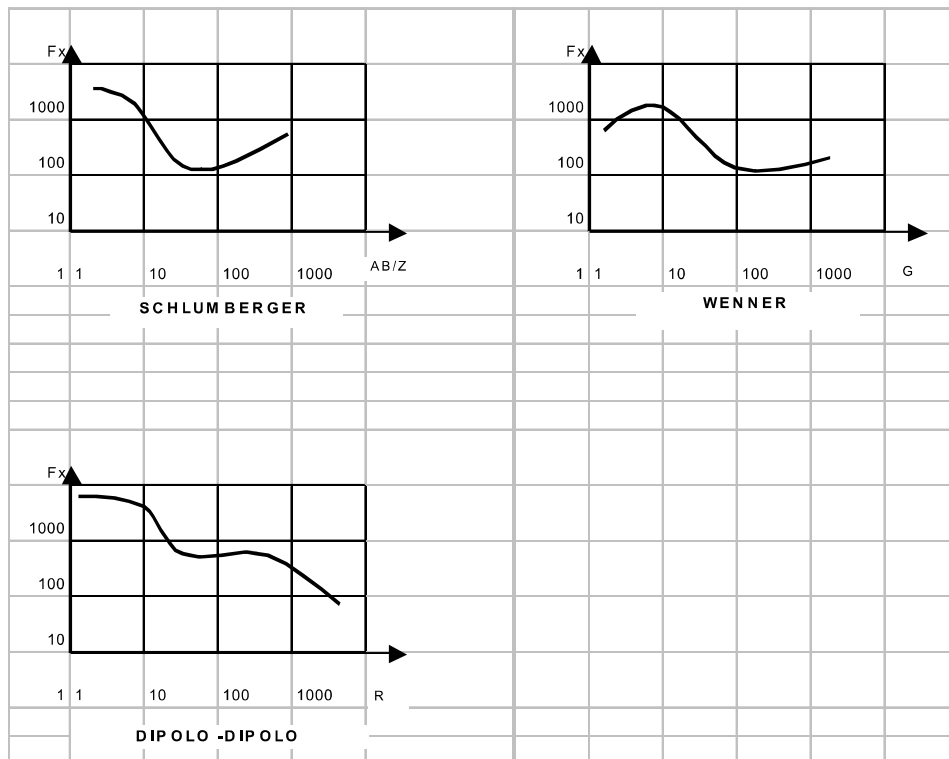


Figura 6.2. Graficas electrostratigraficas

6.5.2. Calicatas Eléctricas (CE)

En el caso de las calicatas, el arreglo se mantiene fijo y las distancias entre los electrodos más grandes o más chicos irán de acuerdo con la profundidad de investigación requerida. Este arreglo se mueve a lo largo de una línea con distancias fijas y para cada estación se hace una lectura, como se muestra en la figura 6.3.

Es claro que si se desea un nivel de investigación más profundo, la distancia entre los electrodos, así como la potencia del transmisor, deberá ser mayor, y en el terreno deberá existir suficiente espacio libre para tender todo el cable necesario.

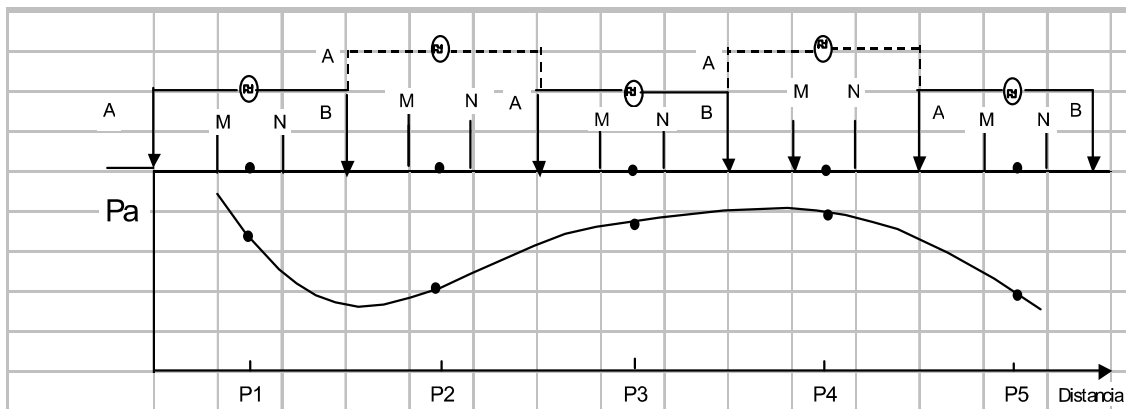


Figura 6.3. Calicata con arreglo schlumberger

6.5.3. Sondeo magnetotelúricos (SMT)

En este caso, el espacio que se requiere para el trabajo es pequeño -unos 100 x 100 metros - y todo el arreglo se coloca como se muestra en la figura 4.3 (capítulo 4).

Usualmente en este tipo de sondeos se miden dos componentes del campo eléctrico y tres del campo magnético. Aquí no se necesita un transmisor, pues se aprovechan las variaciones del campo electromagnético terrestre originadas principalmente por los movimientos atmosféricos.

El campo eléctrico se ha definido como el cociente de la diferencia de voltaje entre la distancia que separa a los electrodos de potencial; a estas mediciones se les asigna el nombre de E. Por otro lado, al hacer mediciones tanto longitudinales al eje X (escogido arbitrariamente) como transversales al mismo, se obtienen los campos eléctricos EX y EY.

El campo magnético se mide con magnetómetros especiales como los de saturación de núcleo (figura 4.2), con los que se puede obtener una sola componente de este campo, la que está en la dirección del eje de la bobina. De éstos se colocan tres: uno en posición vertical y los otros dos en dirección paralela a los que se tienen para EX y EY.

Las mediciones de los componentes de los campos eléctrico y magnético se agrupan formando series de tiempo, como se muestra en la figura 6.4.

Estos valores de EX, EY, HX, HY, HZ, tomados con respecto al tiempo, tienen que ser procesados para presentarlos como variaciones con respecto a la frecuencia, y para que puedan ser utilizados de acuerdo con la teoría de Cagniard.

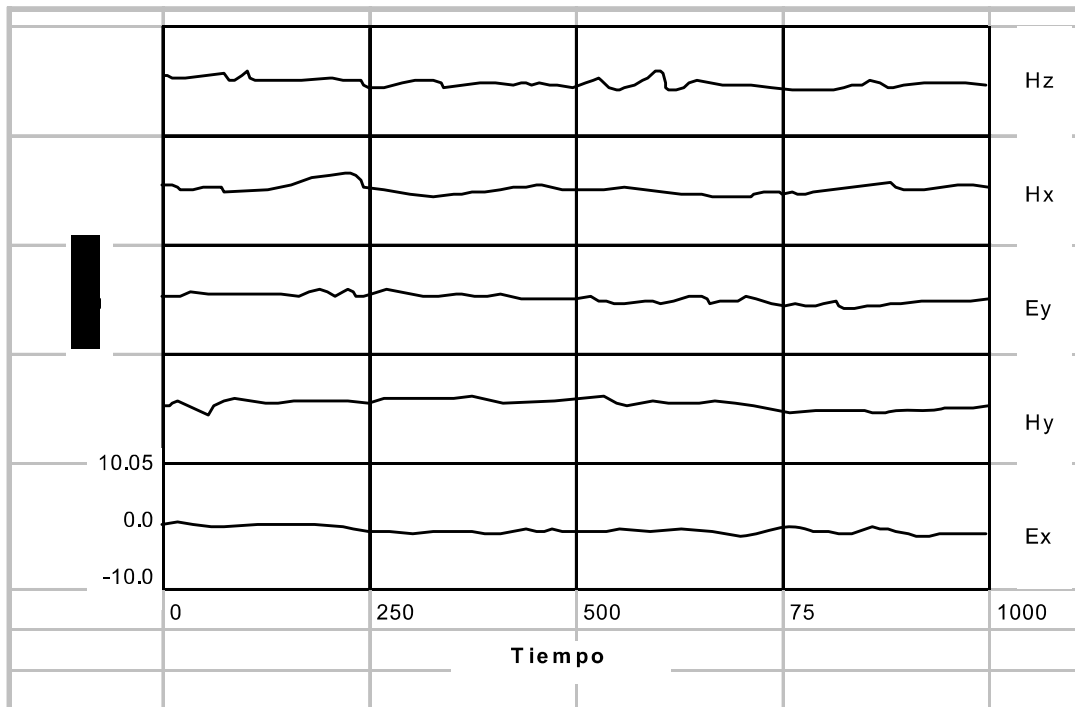


Figura 6.4. Series de tiempo en mt

La transformación del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia se hace mediante un proceso conocido como transformada de Fourier. Con las componentes de los campos puestos en el dominio de la frecuencia se obtienen las impedancias electromagnéticas, como se muestra en las ecuaciones 6.1:

$$Z_{xy} = \frac{E_y}{H_y}; \quad Z_{yx} = \frac{E_x}{H_x}; \quad Z_{xx} = \frac{E_x}{H_x}; \quad Z_{yy} = \frac{E_y}{H_y} \quad (6.1)$$

con las cuales se puede formar lo que se conoce como tensor de impedancias, ilustrado en las ecuaciones 6.2.

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (6.2)$$

y a partir de éstas se pueden calcular las resistividades aparentes respecto a las diferentes frecuencias de medición, como se muestra en la figura 6.5.

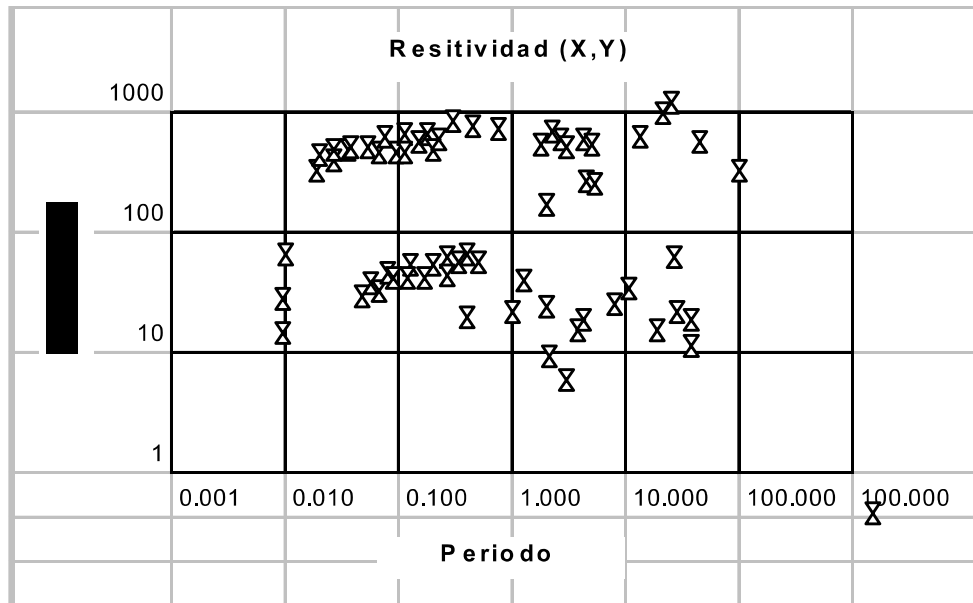


Figura 6.5. Resistividad aparente.

En este tipo de gráfica se presentan siempre dos curvas: la generada con E_x y H_y y la generada con E_y y H_x .

Es costumbre también presentar como salida del proceso de campo una serie de curvas complementarias como son las curvas de fase, y las curvas que aquí llamaremos de control: Skew, Tipper, diagramas polares, etcétera, como se muestra en la figura 6.6, que indican la dimensionalidad de la estructura sobre la cual se efectuaron las mediciones.

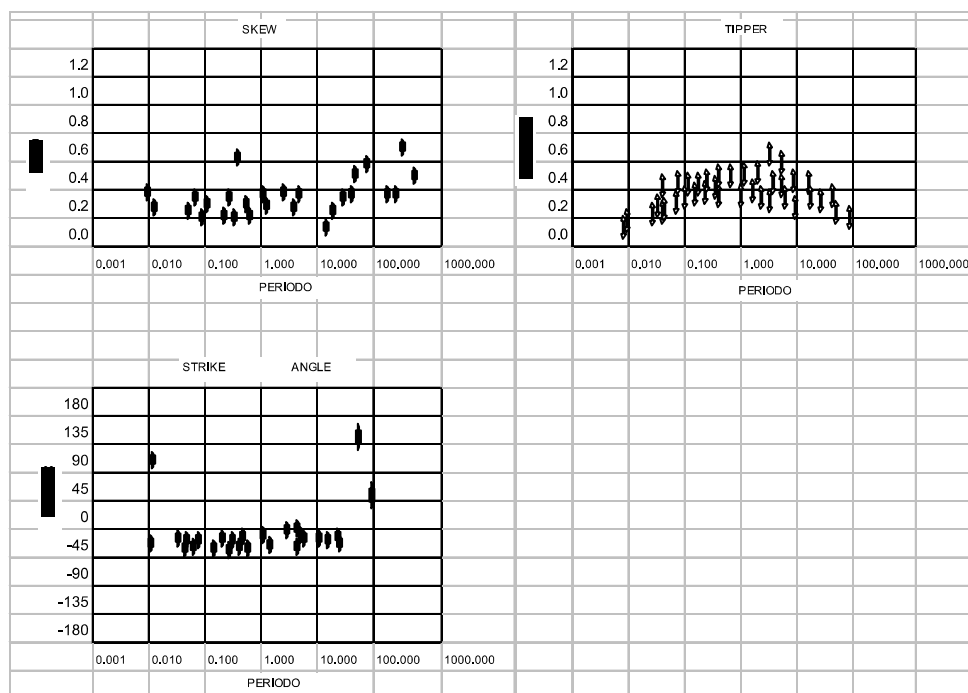


Figura 6.6. Skew, Tipper, Strike angle

6.5.4.Sondeo por Frecuencia (SF)

En el caso de los sondeos por frecuencia se utiliza normalmente un transmisor alimentado con pilas, o bien un motogenerador que emite señales a diferentes frecuencias y mediante una bobina o "loop" que se tiende en la superficie del terreno y otra colocada a una cierta distancia de la primera se mide la fuerza electromotriz que se induce en ella, como se muestra en la figura 4.5.

Normalmente con una sola colocación de la bobina emisora se pueden hacer muchos sondeos, variando solamente la posición de la bobina receptora.

Existen equipos que pueden emitir señales monofrecuentes en un cierto intervalo de frecuencias; estas señales son captadas individualmente y se calcula una resistividad aparente para cada frecuencia, obteniéndose una gráfica como la de la figura 4.7. Con otro tipo de equipos el transmisor envía señales utilizando un barrido de frecuencias dentro de un intervalo predeterminado, y el receptor hace un muestreo en tiempo similar al caso de los sondeos magnetotelúricos; la señal recibida en forma de una serie de tiempo es transformada al dominio de la frecuencia, y con ello se calculan las resistividades aparentes, con lo que se puede obtener la misma presentación de curvas de campo mostrada en la figura 4.7 y figura 4.8.

Como se puede apreciar, el método no es muy rápido y requiere de procesamiento de la señal de campo, y como en el método magnetotelúricos, los equipos modernos de medición integran el procesamiento en la rutina normal de trabajo.

6.5.5.Sondeos por Transitorio Electromagnético (TEM)

En el caso de los TEM también se utiliza un transmisor de señales, alimentado ya sea con un motogenerador o con baterías. La señal es normalmente del tipo escalón y es enviada mediante una bobina o loop (vuelta) rectangular colocado sobre el terreno; como sistema de recepción se utiliza la misma bobina transmisora u otra bobina, colocada generalmente en el centro de la primera. La señal se envía durante un cierto lapso y después se interrumpe abruptamente; en ese instante se da comienzo a la medición de decaimiento del campo secundario mediante el uso de la bobina receptora: el decaimiento del campo se mide mediante muestreo, de tal manera que cubra todo el lapso de interés. La curva de decaimiento es convertida a una de resistividad aparente contra tiempo, como se muestra en la figura 6.7.

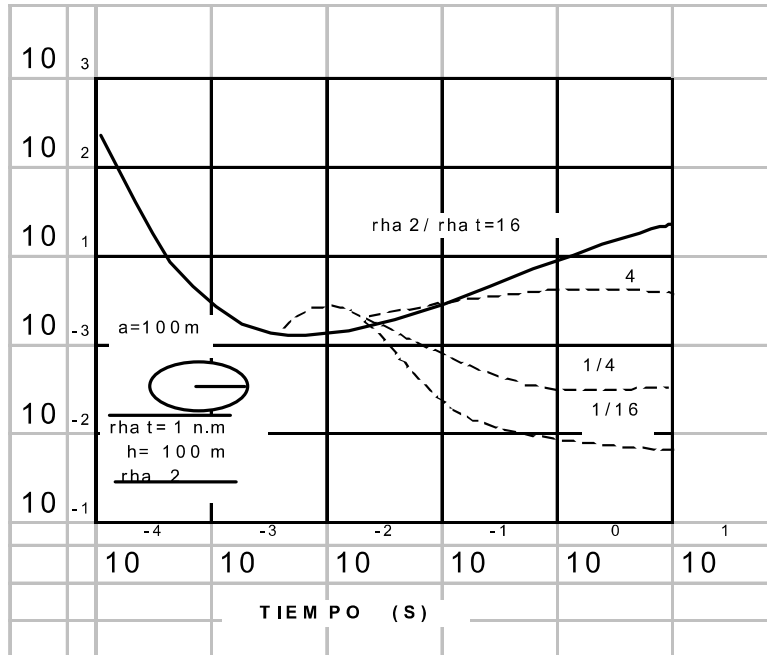


Figura 6.7. Curvas de resistividad aparente tiempo para 2 capas.

Para el trabajo de campo se utilizan generalmente dos grupos: uno que tiende los "loops" y otro que hace las mediciones; el tiempo para llevar a cabo éstas, es considerablemente rápido, y por tanto permite realizar un mayor número de maniobras.

El correcto uso del método incluye la realización de pruebas preliminares de campo para controlar los tiempos de inicio y corte de las mediciones, ya que de ello depende la profundidad de investigación del método. El cálculo de las curvas de resistividad aparente se realiza como parte normal de la rutina de campo, del equipo, y la presentación de estas curvas es la resistividad aparente contra tiempo.

6.5.6. Pseudosondeos Electromagnéticos Aéreos (PSEA)

Este tipo de sondeos se efectúa con equipo electromagnético transportado en helicópteros. En este equipo, la señal se emite mediante el uso de una o varias bobinas localizadas en uno de los extremos de un contenedor con forma cilíndrica alargada, el cual va suspendido del helicóptero (Figura 4.16), y como receptor se utiliza una o varias bobinas colocadas en el otro extremo del contenedor. Cuando la separación entre las bobinas (emisora y receptora) es despreciable con respecto a la altura sobre el suelo, se puede hacer uso de la denominada superposición dipolar, en la cual se supone que no existe separación entre las bobinas, facilitándose de esta manera la interpretación de los datos.

En la actualidad, estos equipos pueden emitir señales hasta de cinco frecuencias diferentes y medir para cada una de estas señales los componentes en fase y en cuadratura, de tal manera que se puede calcular una profundidad y su resistividad aparente mediante la teoría desarrollada en Sengpiel K. P., (1986 y 1988),

obteniéndose una aproximación de la distribución real $\rho(z)$, es decir, de la resistividad como función de la profundidad, cuya presentación se conoce como Sección Sengpiel, como se explicó en el capítulo 5.

Este tipo de trabajo resulta muy rápido tanto en su ejecución como para el procesado y presentación de los datos, ya sea en forma de secciones o en plantas para una interpretación directa en términos de presencia de agua subterránea, sobre todo si se tienen algunos pozos de control.

6.5.7. Calicatas Electromagnéticas Terrestres (CEM)

Las calicatas electromagnéticas terrestres son poco usadas en la prospección para agua, sin embargo, su utilidad en la medición de variaciones laterales de la resistividad las hace aparecer como un método interesante cuando lo que se busca son precisamente estos cambios y asociarlos con características morfológicas propicias para contener un acuífero, aunque sólo mencionaremos que existen dos tipos principales:

Los de fuente fija y receptor móvil, como los métodos Turam y el VLF (Figura 6.8):

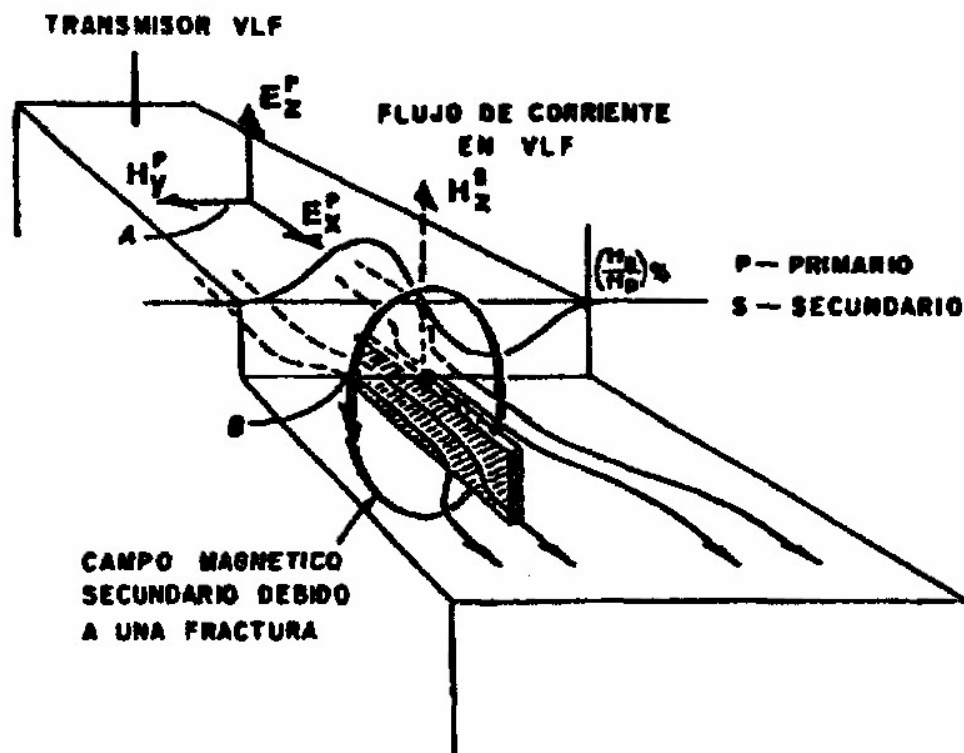


Figura 6.8. Calicata electromagnética con VLF.

Los de fuente y receptor móvil como el método Slingram (Figura 6.9)

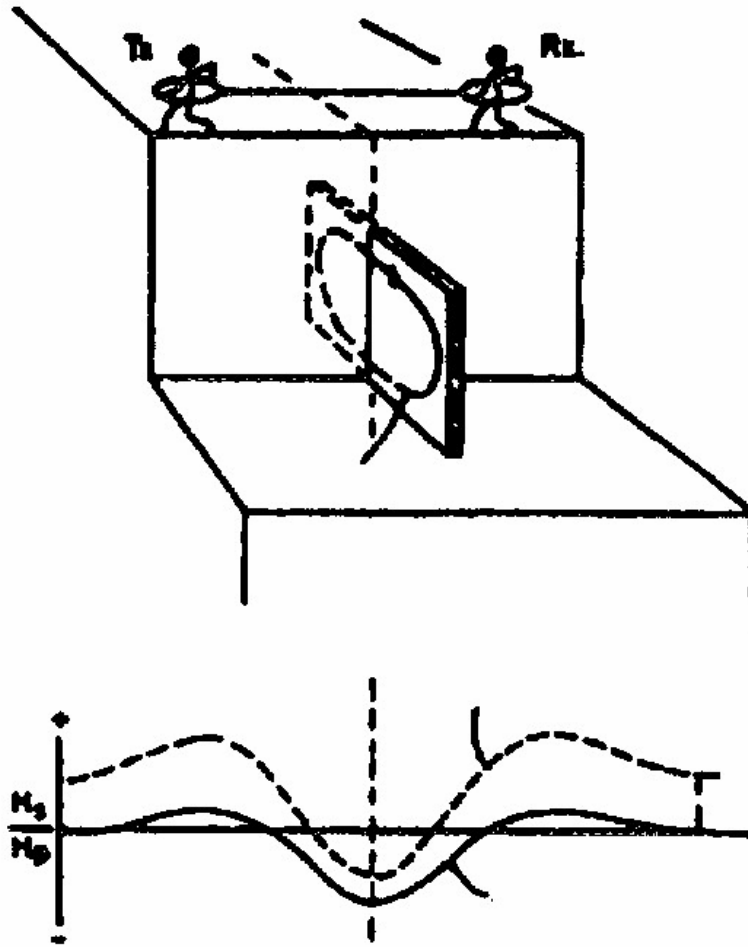


Figura 6.9. Calicata electromagnética con fuente y receptor móviles.

En ambos casos, lo que se mide es la variación de la conductividad a lo largo de la línea de medición, pudiéndose interpretar los conductores del subsuelo que producen un campo magnético secundario cuando la señal del emisor es aplicada.

6.6. INTERPRETACION FISICA DE LOS RESULTADOS

Dada la importancia de este concepto y la amplitud de su tratamiento se hace necesario para su exposición un capítulo especial, el octavo, que incluye los temas especiales de modelación e interpretación.

6.7. RESULTADOS ESPERADOS DE UN LEVANTAMIENTO DE CAMPO

De acuerdo con lo establecido en capítulos anteriores y en los incisos precedentes, el resultado primario esperado de un levantamiento geoelectrico es una presentación de la distribución de las resistividades del subsuelo, la cual puede realizarse de formas distintas, como se enlista a continuación:

1.- Presentación de la interpretación de los sondeos (en general) en forma unidimensional: las resistividades y los espesores calculados (Figura 6.10):

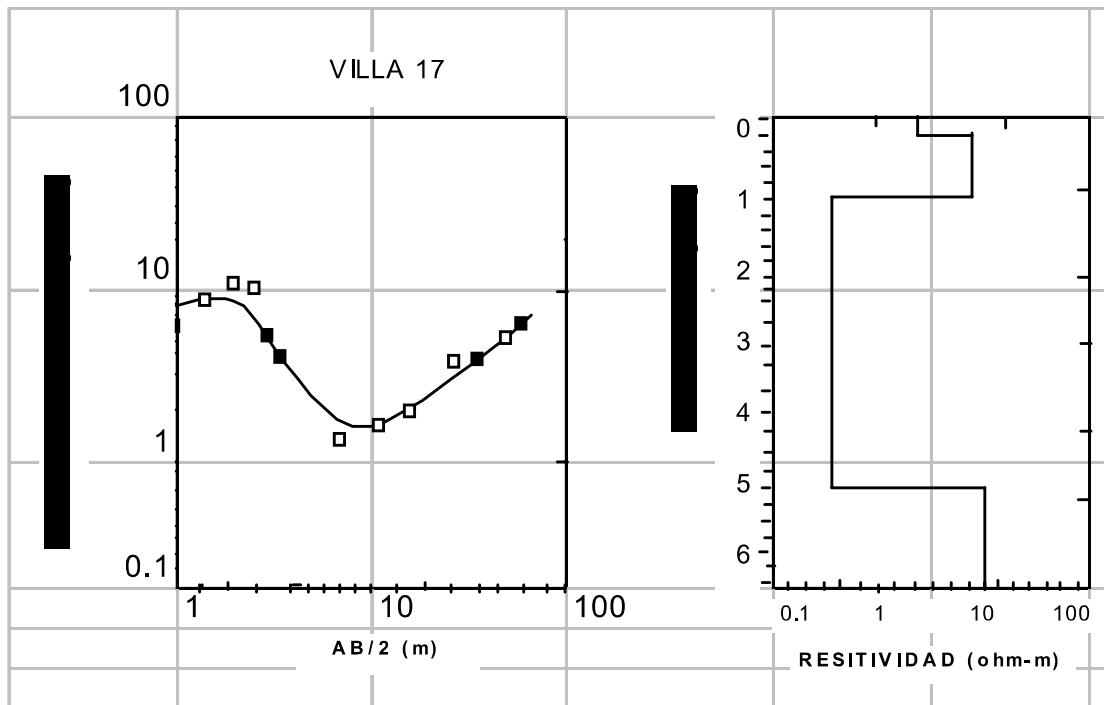


Figura 6.10. Resistividad aparente y espesores en forma unidimensional.

2.- Presentación bidimensional de la distribución de las resistividades, ya sea en sección (Figura 6.11a), o planta (Figura 6.11b).

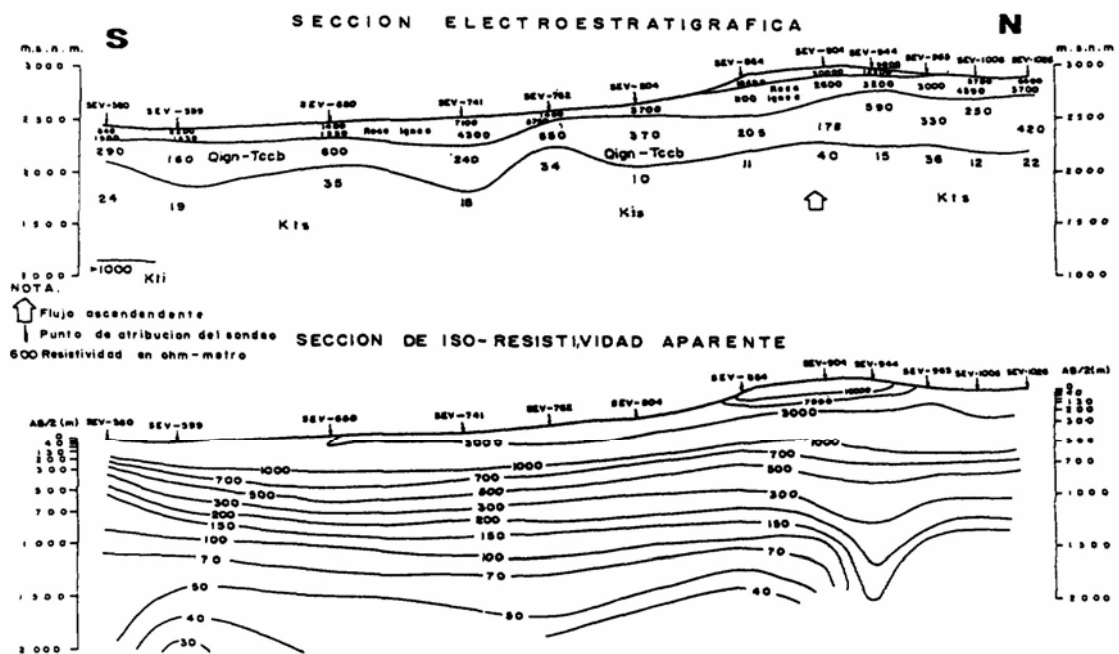


Figura 6.11a. Sección de resistividad aparente y electroestratigrafica

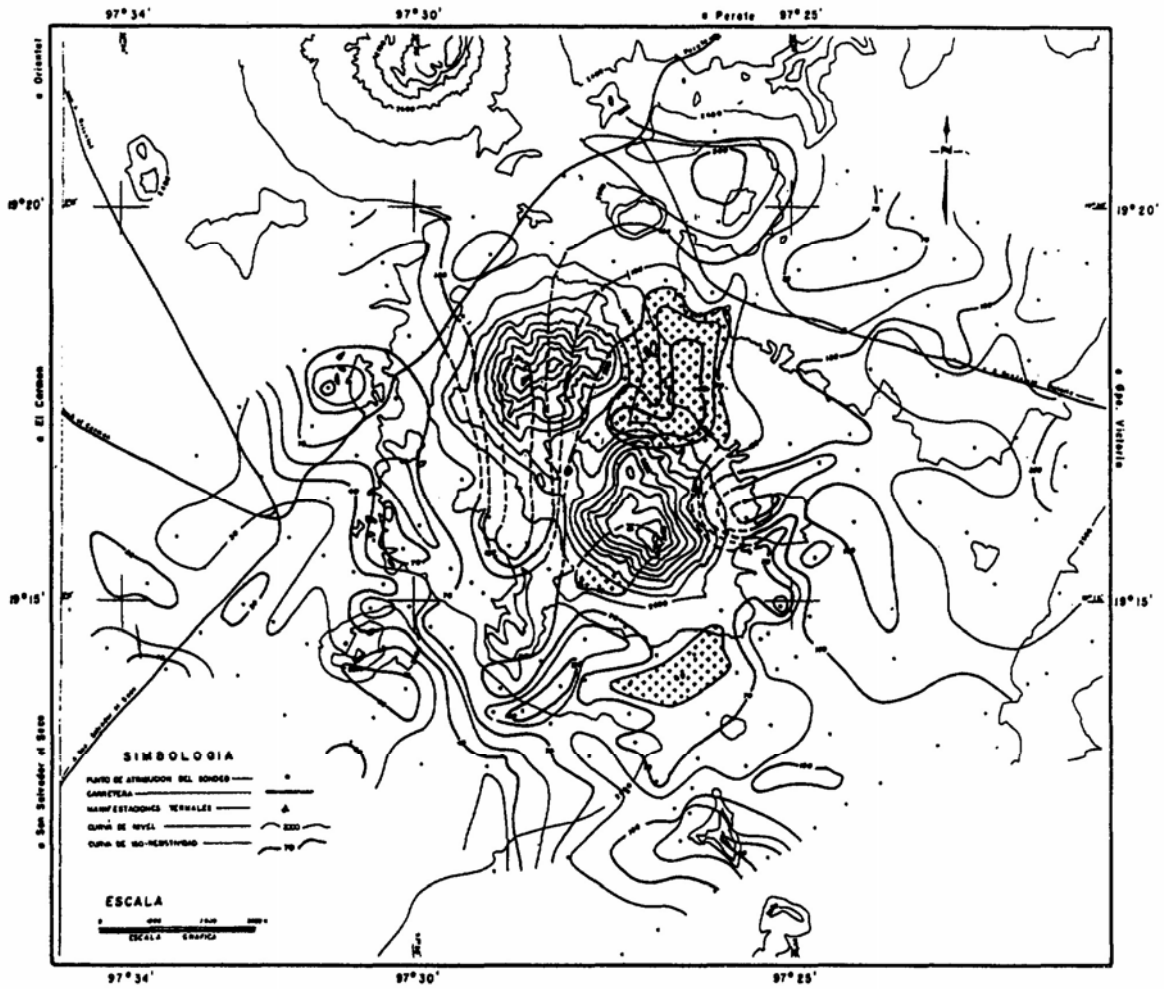


Figura 6.11b. Mapa de isoresistividad

3.- Presentación tridimensional de la distribución de las resistividades (bloque isométrico, figura 6.12).

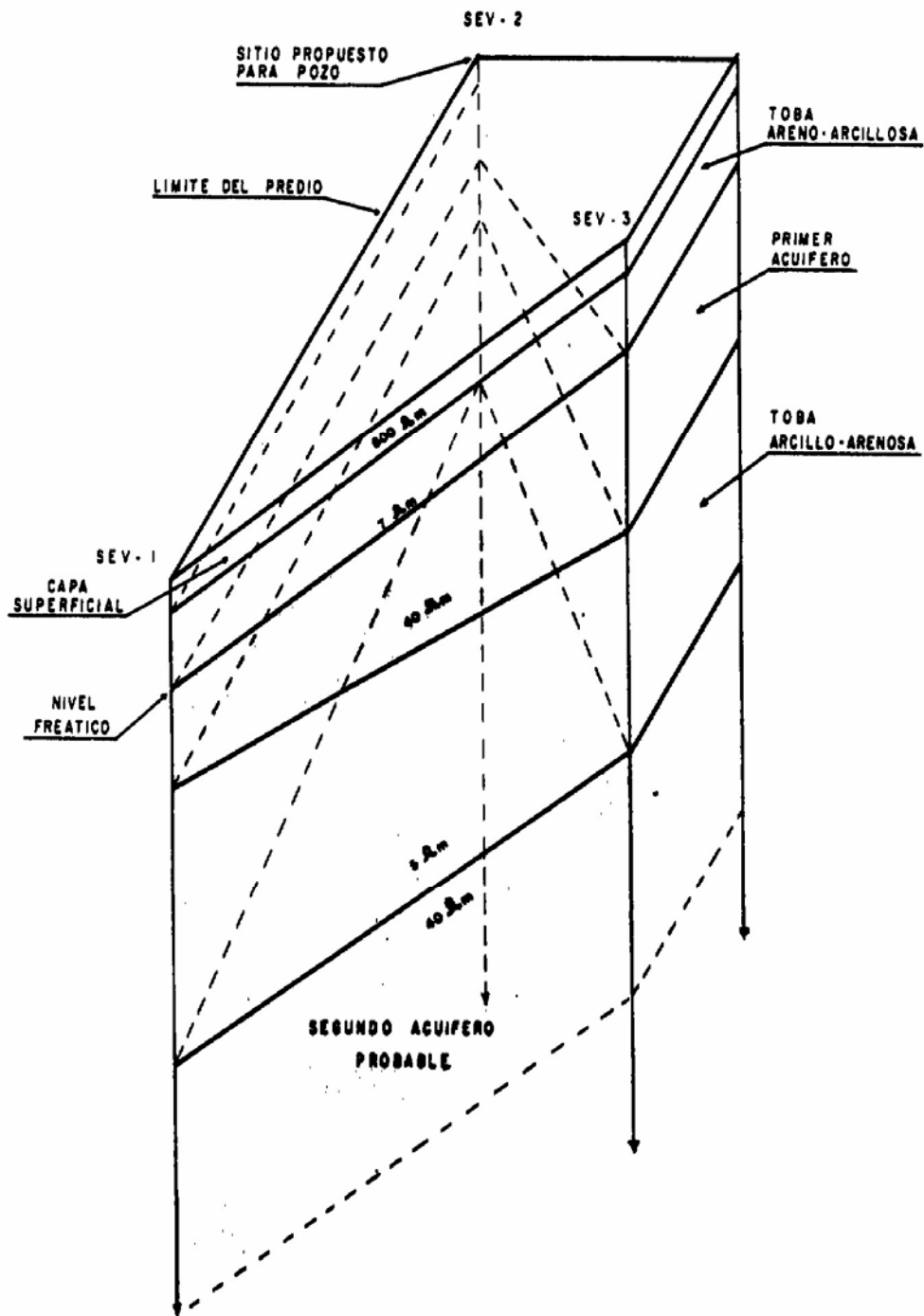


Figura 6.12. Isométrico electro estratigráfico.

Estos tres tipos de presentaciones muestran la distribución de la resistividad eléctrica resultante de la modelación de los datos de campo, independientemente del modelo usado. Esto quiere decir que se pueden presentar planos, secciones o bloques

isométricos partiendo de una interpretación efectuada con base en el modelo del semiespacio estratificado, o en bidimensionales, o aún en los tridimensionales; es claro que entre mejor sea nuestro modelo de interpretación la distribución de resistividades que se interprete reflejará óptimamente la distribución real de resistividades en el subsuelo del sitio estudiado.

Desde el punto de vista del proceso estrictamente geofísico esto sería el resultado final del trabajo; no obstante, si como se ha especificado desde la introducción de este manual, el objetivo final de todo trabajo exploratorio no es conocer la distribución de resistividades en el subsuelo, sino la presencia del agua en el mismo, aún es necesario realizar trabajo anexo, que es tan importante como el realizado hasta este punto.

El siguiente paso es integrar los resultados geofísicos con la información obtenida en la primera parte del proceso con los resultados de la exploración geológica y los datos geohidrológicos recopilados. Ya reunida toda la información, se procede a la creación de planos resultantes en donde se indiquen las zonas donde puedan llevarse a cabo con mayor probabilidad de éxito perforaciones exploratorias con diámetros pequeños, en las que se deberá llevar el control litológico real. Una vez terminadas se deberán correr los registros geofísicos de pozos, con lo cual se ubicarán con toda certeza los acuíferos y sus características, y se podrá elaborar un diseño para la posterior ampliación y terminado de los pozos.

La primera parte de la presentación de los resultados es responsabilidad del geofísico, la segunda parte del proceso requiere de especialistas con profundos conocimientos geohidrológicos, independientemente de su procedencia profesional, ya puede tratarse de geofísicos, geólogos, geohidrólogos o profesionistas afines. Lo que es indispensable es que quien lleve a cabo la interpretación final sea quien más conozca el problema en su totalidad y se valga de todas las herramientas disponibles, una de las cuales es la que estamos estudiando: la prospección geoelectrica.

6.8. INFORME EN UN LEVANTAMIENTO GEOELÉCTRICO

Este tipo de informe técnico requiere un formato bien definido en el que se especifiquen claramente desde los objetivos hasta las conclusiones y recomendaciones. Básicamente puede tener dos tipos de presentación:

- Cuando constituyen la totalidad del trabajo a presentar.
- Cuando el trabajo geofísico se integra a un proyecto general; en este caso, la parte correspondiente a la prospección geoelectrica quedará como un capítulo solamente.

En ambos casos existe un mínimo de temas que el informe debe abarcar: objetivos, localización del área información preexistente, método o métodos utilizados, resultados de campo, proceso y modelación, resultados, conclusiones y recomendaciones. En un informe aislado, estos temas deben ser tratados como

capítulos, y como incisos en el capítulo correspondiente al levantamiento geoelectrico dentro del informe integrado; a continuación, se propone un índice para cada caso mencionado:

6.8.1. Informe Geoelectrico como informe aislado

1.- Objetivos del trabajo. Se debe especificar si el objetivo es ofrecer la distribución de resistividades del subsuelo o proporcionar la interpretación en términos geológicos o geohidrológicos.

2.- Información existente. Debe elaborarse una relación de la información existente, analizando el tipo de ésta, su procedencia y datos generales: geografía, accesos y otros pertinentes al caso.

3. -Metodología utilizada. Debe exponerse el método geoelectrico utilizado, aclarando las razones de la selección del mismo y resumiendo los aspectos teórico-prácticos más relevantes, así como la ubicación de los sitios de medición.

4. -Procesamiento de los datos. Es necesario explicar a que procesos fueron sometidos los datos para obtener los resultados de campo que finalmente serán interpretados.

5.- Modelación y resultados de la misma. Se debe explicar cuales fueron los modelos utilizados para la interpretación y las razones por las que fueron escogidos; hay que mencionar también el tipo de apoyo computacional (programas o paquetes) utilizada para el calculo de los modelos y el ajuste entre los datos de campo y las curvas teóricas.

6.- Resultados. Siempre se deberá proporcionar una explicación detallada de los resultados obtenidos sobre la distribución de las resistividades del subsuelo.

7.- Interpretación. Independientemente del tipo de informe de que se trate se deberán hacer inferencias sobre las relaciones existentes entre la distribución de resistividades, la geología y la geohidrología. Se requiere de la integración de las disciplinas involucradas.

8.- Conclusiones. Este inciso debe presentar las conclusiones obtenidas de todo el proceso anterior, cuidando de que estén absolutamente relacionadas con los objetivos enunciados en el inciso uno.

9.- Recomendaciones. Este es un inciso pertinente sólo cuando el informe geofísico no forma parte de otro más general; en caso contrario, estas recomendaciones deberán incluirse al final de dicho informe. En nuestro caso, deberán estar encaminadas a la ubicación de los mejores sitios de producción y a la perforación de los pozos en los mismos.

10.- Bibliografía. Es siempre recomendable anotar las referencias bibliográficas en torno a la técnica utilizada y en casos similares al del informe.

11. - Planos. Se recomienda anexar al final los planos (ubicación geográfica, ubicación de sondeo, planos resultantes, etcétera).

6.8.2. Informe Geoelectrico como parte de un informe integrado

En este caso, los incisos 2 y 9 son parte de todo el informe, por lo que no tienen cabida en un capítulo; los objetivos deberán ser únicamente los del levantamiento geoelectrico, y las conclusiones deberán encaminarse al uso de los resultados del levantamiento geoelectrico en los capítulos posteriores del informe.

A continuación se proporciona una propuesta de índice para el capítulo correspondiente al levantamiento geoelectrico:

CAPITULO XX LEVANTAMIENTO GEOELÉCTRICO

XX 1 Objetivos

XX 2 Metodología empleada

XX 3 procesamiento de los datos

XX 4 Modelación

XX 5 Resultados

XX 6 Interpretación

XX 7 Conclusiones

Es importante hacer notar que las conclusiones y objetivos deberán concordar totalmente con el resto del informe.

7.INTERPRETACIÓN Y MODELACIÓN GEOELECTRICA

7.1.ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN

La parte más importante de un estudio geoelectrico es la interpretación de los datos y gráficas de campo en secciones representativas y planos que determinen adecuadamente la forma y características físicas de las estructuras geológicas, geotécnicas, mineras, petroleras, geohidrológicas, etcétera, que se desean prospectar. En esta etapa es importante la calidad de los registros de campo, los procesos para la cuantificación o modelado de los paquetes de roca y la experiencia del ingeniero geofísico que interpreta en el área particular de aplicación de sus estudios. Lógicamente, cuando el responsable de la interpretación analiza parámetros afines a su experiencia, los resultados son adecuados y los estudios resultan complementarios, pero cuando no es así, los resultados pueden variar ampliamente e incluso contradecir las observaciones generales de los otros tipos de estudios.

Por lo que en la etapa de interpretación y modelación geoelectrica se requiere que el ingeniero a cargo domine perfectamente los siguientes puntos:

- La teoría de los métodos eléctricos y los algoritmos con los que operan los paquetes de modelación computacional de los cuales se sirve para evaluar las curvas de campo y generar los modelos representativos del subsuelo, los espesores y resistividades.
- La experiencia en ese tipo de trabajos sustentada en la metodología desarrollada en proyectos similares y con objetivos afines.
- Comprensión y manejo de información de otras disciplinas, para integrar y presentar en forma clara los resultados de su exploración.

El éxito de una campaña de exploración geoelectrica depende de la forma en que el interpretador maneje estos tres aspectos, es decir, de como analice sus datos e integre sus resultados con la información de otros estudios. Este punto es el más difícil de documentar en la prospección geoelectrica, pues mucho depende de la experiencia y capacidad de quien interpreta.

De acuerdo con lo anterior, al depender gran parte del proceso de interpretación de la experiencia del interprete, ésta no se considera definitiva, dado que está sujeta a los objetivos e información disponible de un sitio; estos puntos son susceptibles de cambio en una futura etapa, lo cual obliga a reinterpretar la información con el fin de encontrar un modelo más apropiado que cumpla con los nuevos objetivos y que considere la información más reciente.

Así, por ejemplo, si se desea evaluar el potencial geohidrológico de un valle a nivel regional, puede ser que con unos cuantos SEV distribuidos en el centro del valle que detecten resistividades intermedias atribuibles al horizonte productor sea suficiente para inferir que el volumen de agua almacenado en el valle es el producto de

multiplicar la superficie del valle por el espesor promedio detectado en los SEV, y por un factor de porosidad propio de las formaciones rocosas presentes en el sitio.

Esta evaluación, producto de una interpretación hecha a nivel regional y válida para los objetivos de dicha etapa, no es adecuada para satisfacer objetivos más particulares, como localizar futuros pozos de agua en zonas intermedias donde no se realizaron SEV, diseñar un programa para aprovechamiento del acuífero y, mucho menos, para satisfacer la demanda de una futura planta industrial, objetivos que requieren de un mayor nivel de estudios, lo cual repercute en un incremento de la exploración, tanto indirecta como directa.

En la exploración geoelectrica es importante definir que se entiende por modelación y por interpretación. Modelar en términos de prospección geoelectrica es encontrar una forma geométrica que defina una distribución bidimensional o tridimensional de resistividades capaz de producir una curva teórica igual a otra curva medida en el campo.

Interpretar es hacer inferencias acordes con un objetivo determinado, basadas en relaciones existentes entre las propiedades físicas (electromagnéticas) del objetivo, y la distribución de resistividades (conductividad o cargabilidades) asignadas al modelo que cumplan con las condiciones de campo. En esta etapa se debe tomar en cuenta la información que se tenga de otras fuentes, tales como, la geología, geohidrología, etcétera.

Para realizar una buena interpretación es necesario que el ingeniero geofísico procese los datos de campo en computadora, con el fin de crear un modelo de capas de resistividad acorde con la estratigrafía del sitio, independientemente de la técnica utilizada para recabar los datos de campo.

No basta con valerse de una técnica gráfica como el método del punto auxiliar, utilizado en la interpretación de los SEV, usando el modelo del semiespacio estratificado (Orellana y Mooney, 1966) ya que éstas son solo técnicas aproximadas de ajuste de curvas de campo que requieren, además, del cálculo de la curva del modelo obtenido, lo cual requiere de computadoras y de "software".

El software utilizado para procesar los datos de campo (capítulo 12), debe comprender el cálculo de curvas teóricas de modelos, el ajuste automático de curvas, la evaluación del error promedio entre las curvas de campo e interpretada, la generación de modelos equivalentes, la evaluación de sondeos paramétricos y la graficación o impresión de resultados.

Para realizar un eficiente trabajo de modelación se requieren apoyos técnicos y humanos que satisfagan adecuadamente los siguientes factores:

1. Experiencia
2. Marco geológico

3. Software adecuado

Cuando uno de estos elementos está ausente en el trabajo de interpretación, los resultados pueden variar ampliamente, llegando incluso a cambiar radicalmente en una posterior reinterpretación.

7.1.1. Ejemplo de un estudio geohidrológico

Se analizará a continuación el caso de un estudio geohidrológico en el que se aplica como método geoelectrico el SEV y el acuífero se encuentra confinado en los materiales que cubren un valle. En este caso, como en todos los de prospección geoelectrica, es necesario tener una idea de los valores de resistividad de los materiales que constituyen el marco geológico de la zona de estudio; en nuestro caso, y basándonos en los valores que se presentan en la tabla 7.1, las zonas de interés serán aquellas cuyos valores de resistividad se encuentren entre 20 y 100 ohm-m.

Tabla 7.1. Resistividad de materiales propicios para acuíferos.

Resistividad [ohm-m]	Probable tipo de material
<1	Gran contenido de sales
1 – 3	Arcillas muy plásticas
3 – 10	Arcillas
10 – 15	Arcillas arenosas
15 – 30	Arenas arcillosas
30 – 60	Arenas saturadas
60 – 100	Arenas y gravas
>100	Roca

En muchas ocasiones, el uso de estos valores ha servido de guía para la localización de pozos de extracción de agua, a los cuales es conveniente situarlos preferentemente en sitios que presentan horizontes potentes con resistividades intermedias comprendidas en el intervalo de 20 a 60 ohm-m. Por otra parte, debe evitarse la perforación en zonas de bajas resistividades (<10 ohm-m), pues éstas corresponden fundamentalmente a materiales arcillosos que, además de ser impermeables, muchas veces atrapan la tubería y ocasionan serios problemas a la perforación.

Además del acopio de información y de la experiencia, la interpretación de las curvas de resistividad aparente requiere de una metodología que se desarrolla en dos etapas:

7.1.2. Modelación Cualitativa

Es la primera y más importante en el análisis de las curvas de resistividad aparente, y consiste en elaborar un modelo integrado y acorde con la información geológica

disponible, con los espesores de los diferentes horizontes involucrados y con los valores de resistividad y su distribución.

Para ello es adecuado sobreponer las curvas de resistividad aparente ya corregidas, las cuales generalmente se dibujan en papel transparente, con el fin de ir correlacionando espacialmente el comportamiento de las ramas ascendentes y descendentes con los diferentes materiales reportados por la geología o atribuibles de acuerdo con sus valores de resistividad (Tabla 7.1).

Otra representación de este análisis, conocida como sección de isorresistividades aparentes, es la configuración gráfica de los valores de resistividad aparente, corregidos, de todos los SEV que conforman una sección. Generalmente, esta configuración de valores se realiza en escala lineal, situando por debajo de cada SEV, y a una profundidad igual a la abertura interelectródica, (en un arreglo Schlumberger AB/2), los valores de resistividad ya corregidos por empalme o "encloche", (ajuste y suavizado de curvas de campo de SEV en los puntos en los que se realiza el cambio de electrodos de potencial).

En estas secciones es conveniente marcar los alcances de los máximos y mínimos relativos así como las zonas de mayor gradiente a fin de facilitar la correlación con el modelo geológico, esto es: los ejes formados por los máximos y mínimos relativos delimitan contactos geoelectricos que, en caso de contrastar notablemente, pueden asociarse a contactos geológicos, mientras que los gradientes determinan indirectamente los valores de resistividad real correspondientes a cada horizonte. Asimismo, las interfaces geoelectrica formadas por un cambio súbito de las curvas de resistividad contiguas pueden asociarse a una zona de falla, o bien a discontinuidades geológicas horizontales como diques, contactos verticales, etcétera.

7.1.3. Modelación Cuantitativa

Consiste en determinar numéricamente los espesores y resistividades reales de los horizontes determinados mediante la modelación cualitativa y ajustarlos de tal manera que la curva teórica producto del modelado sea muy similar a la curva de campo ya corregida. Para ello es necesario contar con un software que haga factible y confiable la elaboración de una sección de resistividades reales, que a su vez sea representativa de las condiciones del subsuelo y, por tanto, contribuya a elaborar el modelo geológico estructural del sitio en cuestión.

7.2. CASO DE INTERPRETACION

Consideremos la sección geológica mostrada en la figura 7.1, la cual puede representar la geometría y distribución de los materiales de muchos de los valles. En este caso, un valle de poca extensión se encuentra delimitado en sus extremos por el mismo tipo de roca, la cual constituye el basamento local impermeable, y presenta un buzamiento de sus capas en la dirección del levantamiento geoelectrico que repercute en valores de diferente resistividad, dependiendo de si las capas están

estratificadas paralelamente a las líneas de corriente o bien sesgadas respecto a ellas, de tal manera que atraviesen en mayor grado los planos de estratificación.

En la sección, los valores de resistividad de la ladera derecha son menores (200 a 210 ohm-m), comparados con los de la izquierda (300 a 310 ohm-m) por este factor de anisotropía; en la parte más profunda de esta paleotopografía los valores de resistividad son intermedios (250 a 290 ohm-m) a los comentados anteriormente, precisamente porque en esta zona de transición se lleva a cabo gradualmente el cambio de anisotropía eléctrica. En las partes superiores de ambas laderas, donde aflora esta roca basal, se presenta una capa de poco espesor con resistividades de 20 a 25 ohm-m, que indica la zona de decompresión fracturada o alterada.

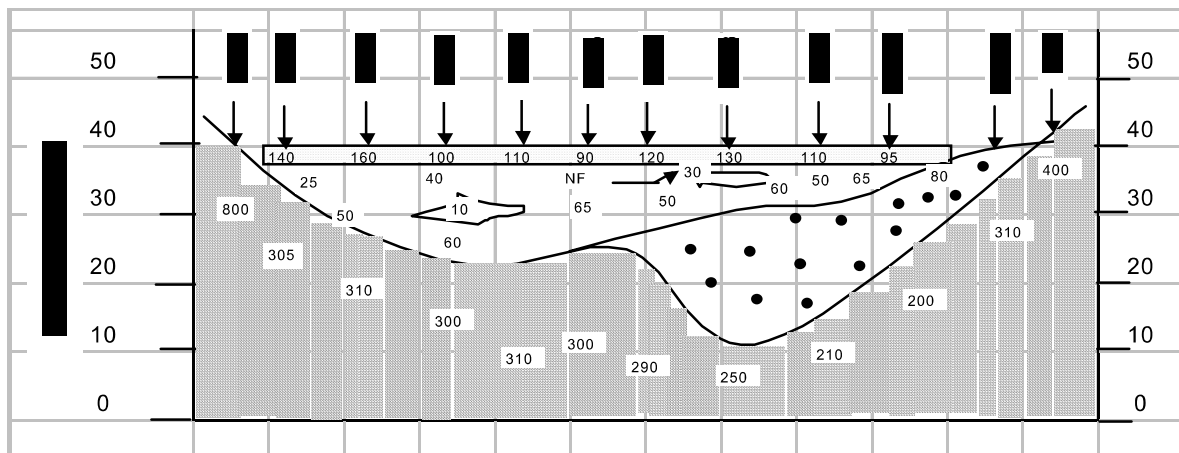


Figura 7.1. Sección electroestratigráfica.

Cubriendo el sustrato resistivo o basamento rocoso impermeable, se presentan una serie de materiales detríticos distribuidos irregularmente como se indica en la figura 7.1. Se ha incluido la presencia del nivel freático a fin de hacer notar la disminución de la resistividad debido a la saturación en los paquetes permeables constituidos por gravas y arenas.

Las gravas, típicas en materiales de pie de monte, se encuentran cubriendo las partes más profundas con resistividades de 70 a 80 ohm-m que indirectamente indican, de acuerdo con la tabla mostrada anteriormente, materiales saturados, permeables y óptimos para el aprovechamiento de acuíferos. Estos materiales gravosos no llegan a aflorar en nuestro ejemplo debido a que se encuentran cubiertos en su totalidad por paquetes arenosos, los cuales, en algunos tramos, presentan intercalados lentes arcillosos de poco grosor.

Superficialmente, el paquete arenoso se encuentra en estado seco y presenta resistividades de 90 a 160 ohm-m; esta mayor dispersión en los valores de resistividad es propia de todos los materiales que afloran. El nivel freático se presenta como una frontera geoelectrica horizontal a los 2.5 metros de profundidad, provocando una disminución de los valores de resistividad, los cuales varían de 30 a 60 ohm-m en el paquete arenoso, y de 8 a 10 ohm-m en los lentes arcillosos.

Como se ha ejemplificado: diversidad de materiales, cambio en los espesores, contactos irregulares y distribución con anisotropía, es lo que cabe esperar en un reconocimiento geoelectrico, máxime en áreas donde la geología es compleja debido a tectonismo; sin embargo, los criterios y lineamientos aquí presentados no difieren mucho y pueden usarse como guía para dirigir la exploración.

En nuestro ejemplo, el problema radica en seleccionar el sitio adecuado para localizar un pozo de extracción de agua teniendo como dato geológico un valle constituido por materiales de relleno que forman en superficie una planicie arenosa delimitada en sus extremos por una roca competente e impermeable. La longitud transversal del valle L , así como la edad de la roca basal, son muy importantes para la estimación del grosor de materiales detríticos, tomándose como una regla empírica: $L/3$, para cauces estrechos en zonas encañonadas con formaciones geológicas jóvenes, y $L/4$, para cauces amplios en zonas con lomeríos y formaciones geológicas anteriores al periodo Maestrichiano. Adicionalmente, como datos geofísicos tenemos una serie de SEV espaciados regularmente que exploran todo el valle de una ladera, o bien otra con profundidades teóricas de investigación $AB/2$ de 1 a 1000 metros, como se muestra en la figura 7.2.

La modelación cualitativa, realizada tomando en cuenta la forma y valores de cada una de las curvas presentes en la figura 7.2, indica que el modelo geológico que prevalece en el subsuelo de esta sección está delimitado por los siguientes rasgos:

- Los SEV realizados en la planicie arenosa (SEV-2 a SEV-10) presentan curvas del mismo tipo cuya forma contrasta con las realizadas en las laderas (SEV-1, SEV-11 y SEV-12), lo que hace presuponer que el subsuelo en el centro del valle está estratificado casi homogéneamente, sin estructuras importantes que interrumpan su continuidad, salvo los cierres propios de las laderas.
- Todas las curvas convergen asintóticamente con la profundidad a valores comprendidos entre 200 y 310 ohm-m, por lo que es de suponer que el sustrato resistivo esta constituido por el mismo tipo de roca.

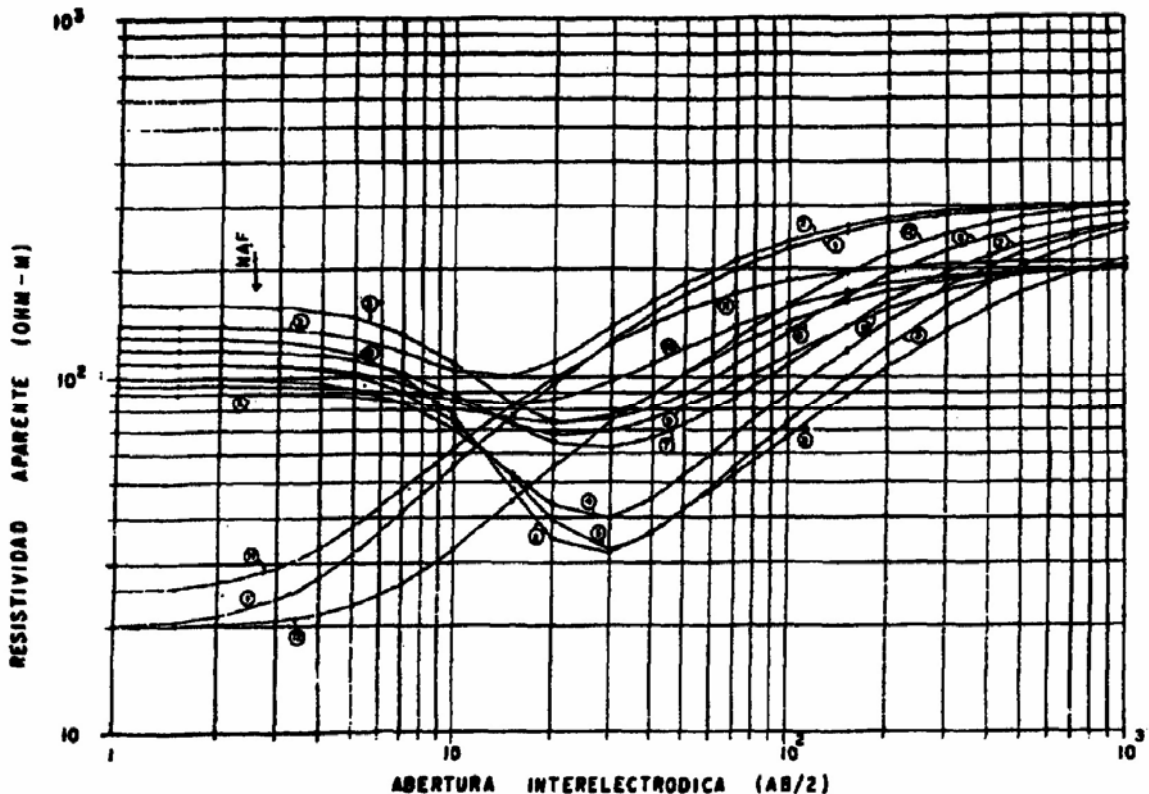


Figura 7.2. Curvas de sondeos eléctricos verticales en un valle.

- Todas las curvas, salvo las de los SEV realizados en las laderas, inician con una tendencia horizontal, y posteriormente presentan una deflexión hacia abajo, aproximadamente a los 2.5 m de profundidad, por lo que se infiere que el nivel freático bien puede ser el causante de que las arenas secas disminuyan sus resistividades aparentes por efecto de la saturación, a valores menores comprendidos entre 30 y 80 ohm-m.
- Todas las curvas de los SEV realizados en la planicie del valle presentan un mínimo por debajo de los 80 ohm-m que señala y aumenta las posibilidades de encontrar acuíferos.
- La potencia de este paquete es directamente proporcional con la abertura AB/2, por lo que los SEV-4, SEV-5 y SEV-8 son los puntos más atractivos para la localización de un pozo de aprovechamiento.
- Los gradientes ascendentes de las curvas SEV-7 a SEV-10 son menores que las restantes, por lo que se presupone se encuentran encubriendo un paquete de resistividades intermedias diferentes a las del sustrato basal resistivo.
- Las curvas de los SEV realizados en las laderas presentan, alrededor de los 2 metros de profundidad, una deflexión hacia arriba, por lo que se infiere que el espesor de la zona decomprimida varía alrededor de ese valor con resistividades de 20 a 25 ohm-m típicas de zonas de alteración o materiales de cobertura con gran cantidad de finos.

La interpretación del modelo cualitativo elaborado preliminarmente nos conduce a la sección geológica mostrada en la figura 7.1, contribuyendo en los siguientes aspectos:

- Las bajas resistividades de los SEV-4, SEV-5 y SEV-8 se explican en función de la presencia de lentes de composición arcillosa, cuyas resistividades varían de 8 a 10 ohm-m.
- Las resistividades de la roca basal en el intervalo comprendido entre el SEV-1 y el SEV-7 son ligeramente mayores a las determinadas entre el SEV-8 al SEV-12 probablemente por la anisotropía causada por el buzamiento de las capas de la roca, o bien por una mayor permeabilidad de la ladera derecha; sin embargo, esta última suposición es poco probable debido a que en el SEV-11 y en el SEV-12 no se observan deflexiones hacia abajo atribuibles a la influencia del nivel freático.
- Entre el SEV-7 y el SEV-10 se detecta un paquete de espesor considerable con resistividades intermedias de 70 a 80 ohm-m que se asocia con una zona de alta permeabilidad y materiales gruesos.
- El nivel freático se localiza a lo largo de toda la sección a una profundidad de 2.5 metros y no se puede correlacionar con los valores determinados en las laderas dado que no se observan disminuciones, por lo que se presupone que éstas son prácticamente impermeables.
- La zona de descompresión en las laderas es de aproximadamente 2 metros, y su extensión a profundidad queda indefinida debido a la propia imprecisión del método geoelectrico como herramienta de exploración indirecta.

Teniendo en cuenta los aspectos antes citados y respondiendo a la pregunta inicial del ejemplo, es claro que el punto óptimo para localizar un pozo de aprovechamiento se ubica en el SEV-8, justo hacia la derecha del centro del valle, no obstante que, someramente, se detecta un horizonte arcilloso.

La metodología proporcionada en este ejemplo bien puede utilizarse como directriz para estudios afines, aunque las condiciones geológicas y curvas de resistividad varíen notablemente, lo cual, naturalmente, es de esperarse, ya que no existen dos lugares tan semejantes geoelectricamente que correspondan geológicamente a los mismos materiales y presenten igual distribución.

8.MÉTODOS GEOELÉCTRICOS EN OBRAS HIDRÁULICAS

8.1.MÉTODOS ELECTRICOS EN LA CONSTRUCCIÓN DE OBRAS HIDRÁULICAS

Para la actividad económica relacionada con el subsuelo como la minería, la extracción del agua subterránea, del petróleo o la construcción, es de gran ayuda conocer la distribución de la resistividad de los materiales, pues los procesos relacionados con la conducción de la corriente eléctrica están relacionados con características generalmente de importancia. Es el caso de una de las actividades relacionadas con el agua y la construcción de obras hidráulicas como presas y obras de conducción.

El conocimiento de la distribución de las resistividades puede proveer información sobre los siguientes aspectos:

- Profundidad de los suelos hasta la roca firme
- Profundidad del nivel freático
- Estimación de la calidad de la roca
- Cuantificarían preliminar de bancos de material
- Modelación de las estructuras geológicas de un sitio como ayuda en el desarrollo del proyecto de la construcción de una obra grande
- Agresividad del suelo

8.1.1.Profundidad de la Roca Firme

En este caso frecuentemente se presenta un contraste notorio entre la resistividad del suelo y la de la roca firme; por esta razón, los métodos eléctricos, sobre todo los SEV, suelen ser rápidos y económicos para definir este tipo de profundidad.

8.1.2.Profundidad del Nivel Freático

El problema a resolver es el mismo que para la prospección del agua subterránea, con la diferencia de que el objetivo se localiza en los primeros metros bajo la superficie del terreno.

8.1.3.Estimación de Calidad de Roca

Es posible la elaboración de tablas que definan la calidad de una roca si se conoce su distribución de resistividades y la distribución de las velocidades de transmisión de las ondas elásticas en la roca.

El razonamiento a seguir para obtener una calidad de roca es el definido por Barton (1974), o Bienawski (1974), tabla 8.1. Estas definiciones se basan en la resistencia de las rocas, la porosidad secundaria y la presencia de fluidos y arcilla.

Tabla 8.1. Calidad de roca.

BARTON	BIENAWSKI	GEOPISI
PARAMETROS UTILIZADOS		
1 . ROD	1. RESISTENCIA A LA COMPRESION UNIXIAL DEL MATERIAL ROCOSO	1. VELOCIDAD DE TRANSMISION DE LAS ONDAS SISMICAS EN LOS MATERIALES ROCOSOS
DESIGNACION DE CALIDAD DE ROCA 2. Jn	2. DESIGNACION DE CALIDAD DE ROCA (ROD)	2. RESISTIVIDAD ELECTRICA DE LOS MATERIALES ROCOSOS
CONJUNTO DE FRACTURAS 3. Jr	3. ESPACIAMIENTO DE LAS FRACTURAS	
RUGOSIDAD DE FRACTURAS 4. Ja	4. ORIEMTACION DE LAS FRACTURAS	
ALTERACION DE FRACTURAS 5. jm	5. CONDICION DE LAS FRACTURAS	
FACTOR DE REDUCCION DE AGUA 6. SRF	6. FLUJO DE AGUA SUBTERRANEO	
FACTOR DE REDUCCION DE ESFUERZOS		

PARAMETRO DE INFLUENCIA EN LA VELOCIDAD DE TRANSMISION DE LAS ONDAS SISMICAS EN LOS MATERIALES ROCOSOS	PARAMETRO DE INFLUENCIA EN LA RESISTIVIDAD ELECTRICA DE LOS MATERIALES ROCOSOS
1 LITOLOGIA	1. LITOLOGIA
2 COMPACIDAD DE LA ROCA	2. POROSIDAD Y FRACTURAMIENTO
3 FRACTURAMIENTO Y POROSIDAD	3. CONTENIDO DE FLUIDOS Y SU SALINIDAD
4 ALTERACIONES	4. ARCILLOSIDAD
5 HOMOGENEIDAD	5. MINERALIZACION CON CONDUCCION ELECTRÓNICA
6 GRADO DE SATURACION	6. ALTERACIONES

La figura 8.1 es una de las gráficas que pueden ser utilizadas para estimar la calidad de las rocas en términos de la competencia geomecánica definida en la tabla 8.2, y con base en la resistividad y velocidad de transmisión de las ondas elásticas. En esta gráfica se ha considerado que la conductividad del suelo se debe totalmente a procesos electrolíticos o a la presencia de arcilla.

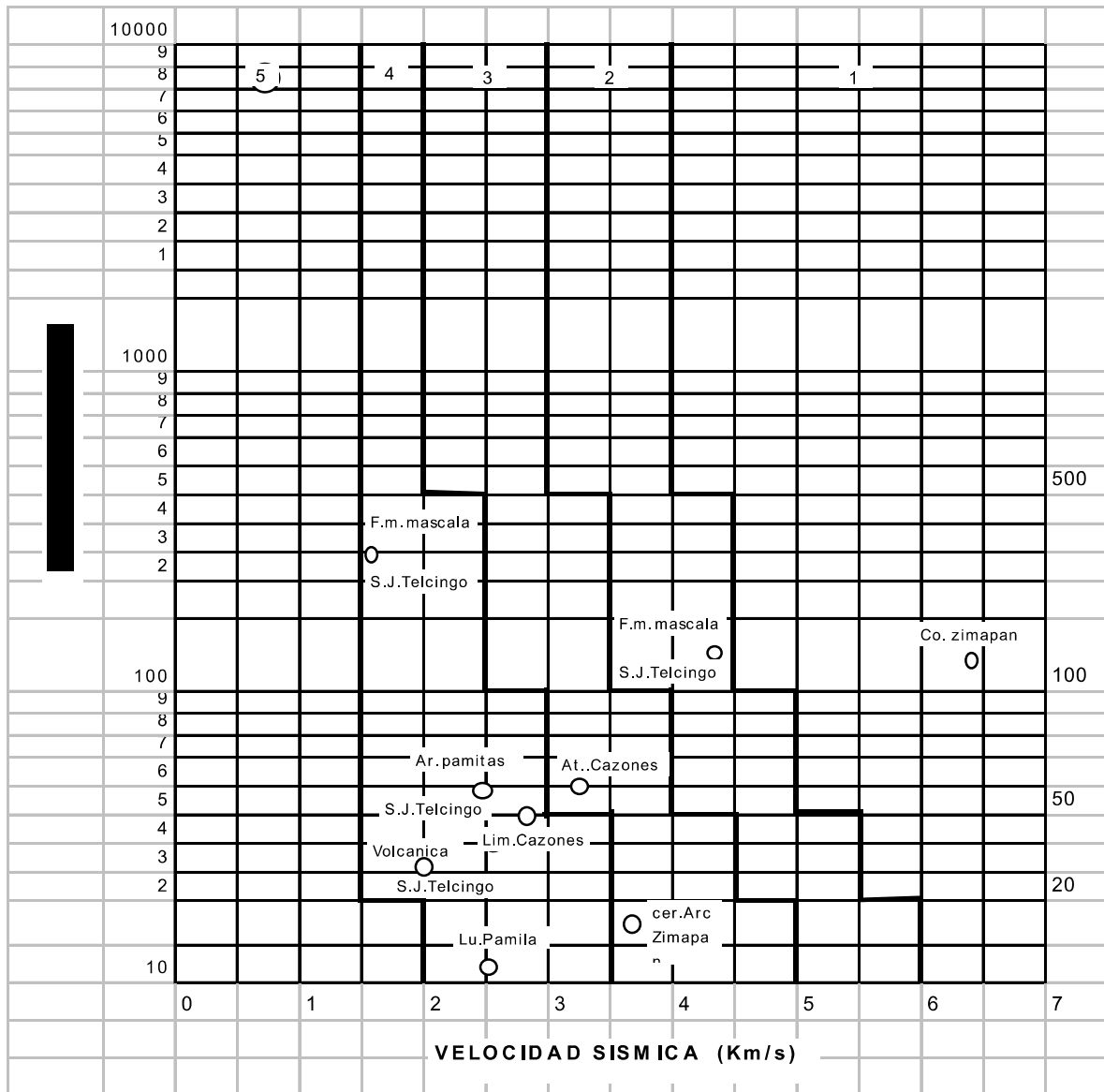


Figura 8.1. Clasificación de "calidad de roca" por interpretación geofísica.

La gráfica continúa hacia la derecha marcando las zonas 5, 4, etcétera, acrecentando gradualmente la calidad de la roca, la cual debe presentar mayor resistividad y mayor velocidad de transmisión de las ondas sísmicas; los macizos rocosos de la zona 4 se consideran de mala calidad y los de la zona 3 de regular, los de la zona 2 de buena y los de la zona 1 de excelente calidad, atribuyéndosele las características ilustradas en la tabla 8.2 (Pérez Angón R. 1986). Se debe decir que esta clasificación de las rocas no es universal, y que ha sido hecha con base en la

experiencia de algunos ingenieros dedicados a la geofísica aplicada o a la ingeniería civil durante muchos años, y aunque se incluyeron diferentes tipos de litologías encontradas en diferentes proyectos para construcción de grandes presas, esta clasificación no deja de ser empírica, por lo que es necesario realizar ajustes para cada zona de estudio.

Tabla 8.2. Descripción de clasificación de rocas por interpretación geofísica.

CATEGORÍA O TIPO	1	2	3	4	5
CALIDAD DE ROCA	EXCELENTE	BUENA	REGULAR	MALA	MUY MALA
CONDICIÓN DE INTEMPERISMO	FRESCA A MUY FRESCA	PREDOMINANTEMENTE FRESCA	LIGERAMENTE INTEMPERIZADA	INTEMPERIZADA EN SU MAYOR PARTE	FUERTEMENTE INTEMPERIZADA
CONDICION DE RIGIDEZ	COMPACTA A MUY COMPACTA	GENERALMENTE COMPACTA A COMPACTA	MEDIANAMENTE COMPACTA	MEDIANAMENTE COMPACTA A MODERADAMENTE SUAVE	SUAVE A MUY SUAVE
FRECUENCIA Y CONDICION DE FRACTURAMIENTO	POCO DISTRIBUIDO Y CERRADO	MAS O MENOS DISTRIBUIDO Y CERRADO EN SU MAYOR PARTE	AMPLIAMENTE DISTRIBUIDO Y PARCIALMENTE ABIERTO	NOTABLEMENTE DISTRIBUIDO Y ABIERTO EN SU MAYOR PARTE	PROFUSAMENTE DISTRIBUIDO Y DE DIFÍCIL IDENTIFICACIÓN
PROPIEDADES MECANICAS TÍPICAS	$0.16 \leq \sigma \leq 0.20$	$0.18 \leq \sigma \leq 0.25$	$0.25 \leq \sigma \leq 0.40$	$0.30 \leq \sigma \leq 0.45$	$0.35 \leq \sigma \leq 0.48$
CARACTERÍSTICAS GEOTECNICAS	GENERALMENTE IMPERMEABLE; MACIZOS ROCOSOS COMPETENTES	POCO PERMEABLE ; ACEPTABLE PARA EXCAVACIONES Y CIMENTACIONES	BAJO NIVEL DE COMPETENCIA PARA OBRAS SUBTERRÁNEAS	GENERALMENTE PERMEABLE O DE ALTO CONTENIDO ARCILLOSO	TALUDES Y ENCAPES; ALTERA EN ARCILLAS Y/O ARENAS

Esta tabla (Tabla 8.2) se divide en cinco zonas, comenzando con la zona 5, en donde las rocas presentan baja resistividad, alta relación de Poisson (σ) y baja velocidad de transmisión de las ondas sísmicas; los macizos rocosos clasificados en esta zona se les considera de calidad muy mala y se les atribuye fuerte intemperización, ser rocas de suaves a muy suaves, poseer fuerte fracturamiento, contar con módulos elásticos muy cercanos a los que tienen los suelos, etcétera.

8.1.4.Cuantificación Preliminar de Bancos de Material

Presenta características similares al punto 8.1.1, ya que se trata de determinar un espesor, por ejemplo, de un depósito de arcillas hasta la roca firme o hasta el contacto con la capa subyacente, la cual debe tener una resistividad diferente para que el método funcione; lo mismo sucede cuando se quiere cuantificar un banco de gravas o de roca. La exploración geoelectrica en este caso debe ir acompañada de un número pequeño de perforaciones que sirvan para calibrar las interpretaciones que se hagan de los sondeos geoelectricos.

8.1.5.Modelación Geomorfológica y Estructural del Sitio

En este caso la interpretación de los sondeos geoelectricos será correlacionada con la información geoestratigráfica existente, lo cual permitirá hacer interpolaciones que provean un mejor modelo que ayude en la interpretación de las estructuras existentes en el subsuelo.

8.1.6.Agresividad del Suelo

La experiencia del personal dedicado al mantenimiento de tuberías de conducción y almacenamiento en tanques metálicos enterrados ha demostrado que la agresividad del terreno está directamente relacionada con la conductividad; por tanto, es necesario el conocimiento de ésta a la profundidad en que se encuentren las tuberías o tanques.

Existen muchas aplicaciones para la medición de la resistividad del subsuelo que no están relacionadas directamente con la geohidrología y quedan fuera de los objetivos de este manual.

9.NORMATIVIDAD EN LA EXPLORACIÓN GEOELECTRICA

9.1.CARACTERISTICAS TÉCNICAS EN LA EXPLORACIÓN GEOELECTRICA

En el desarrollo de cualquier actividad económica de servicios o de producción de bienes es necesario establecer desde un principio las características de lo ofertado, de tal manera que quien los adquiera sepa que esperar en cuanto a la calidad del producto.

En países industrializados existe lo que se denomina normas industriales, las cuales establecen las características generales de los productos -como tipo y calidad del material con que se fabrican y especificaciones de construcción y control de calidad del producto terminado- de manera que cualquier bien o servicio posea las características determinadas por la norma, independientemente de quien los ofrezca. En el caso de la prospección geofísica, y específicamente de los métodos geoelectrónicos, es indispensable establecer las características del servicio que se brinda.

Se hace necesario plantear lineamientos técnicos que sirvan de guía a los usuarios y proveedores de este servicio para crear normas acordes a las condiciones reales de capacidad técnica y económica.

Como primer punto en el desarrollo de este tema debe definirse lo que se entiende por norma en exploración geofísica, ya que esta palabra puede en un momento dado crear confusiones, y sobre todo, enfrentamiento de intereses.

En exploración geoelectrónica se define como norma al conjunto de actividades -como objetivo, método, campo de aplicación, limitaciones, equipo, personal- que hay que considerar para obtener un resultado adecuado a los objetivos y alcances planteados y acorde con la realidad geológica. Cada una de dichas actividades debe estar bien definida, de tal manera que no quede duda de lo que se va a hacer, o de que fue lo que se hizo al aplicar uno o varios métodos en un área determinada y con un objetivo específico.

Este grupo de conceptos suele ser de difícil aplicación cuando lo que se desea normar cubre un campo muy amplio, pues frecuentemente surgen casos especiales en que es prácticamente imposible aplicar alguno o algunos aspectos de la norma.

Si se considera la aplicación de un método de prospección para localizar un acuífero, desde ese momento queda definido lo que se va a hacer. Entonces surge la necesidad de especificar las condiciones esperadas del acuífero: su profundidad, el tipo de roca que lo contiene, las rocas encajonantes, la topografía, la vegetación, la geografía, los accesos al área de estudio, el tipo y cantidad de información preexistente, el nivel en el que se encuentra el estudio y los resultados esperados del método. Con los parámetros anteriores se puede seleccionar el o los métodos a usar, así como definir la forma de aplicación y la cantidad de información que se desea de acuerdo con los alcances establecidos.

Ya que no todos los equipos pueden realizar un trabajo específico con igual eficiencia y costeabilidad -incluidos no sólo los equipos de medición, sino los de cómputo y los programas necesarios para el procesamiento de la información- esto hace necesario escoger el equipo óptimo con base en sus características, así como seleccionar al personal calificado para aplicar el método.

Por último, es sumamente importante entender, por un lado, que se va a obtener del método eléctrico y cual es el objetivo real, pues los resultados deben enfocarse hacia éste, ya que es en tal punto donde se presenta el carácter interpretativo del método y surgen las mayores controversias.

9.2.ASPECTOS GEOHIDROLOGICOS

En resumen, es imposible crear una norma general para la aplicación de los métodos geoelectrónicos en la prospección geohidrológica. Sin embargo, se concluye que es importante establecer especificaciones mínimas en cuanto a método, campo de aplicación, equipo y personal, considerando especialmente los siguientes puntos para obtener resultados satisfactorios acordes a los requerimientos.

9.2.1.Tipo de Acuífero Explorado

Es importante definir las características físicas, geológicas e hidrológicas del tipo de acuífero que se está buscando, para decidir que método o métodos son aplicables y que tipo de procesamiento, modelado e interpretación son factibles; una vez hecha la elección, debe definirse la densidad de datos requerida.

9.2.2.Profundidad Estimada del Acuífero

La profundidad estimada es otro aspecto muy importante, ya que las características de los equipos de prospección geoelectrónica depende en todos los casos de la profundidad que se desee investigar.

9.2.3.Extensión del área por explorar

Debe tomarse en cuenta la extensión del área que se quiere prospectar, pues hay métodos cuya aplicación resulta costosa si el área en cuestión es pequeña y se tornan rentables cuando ésta es grande. Por otra parte, los precios unitarios varían en función del número de pruebas practicadas en una zona, pues los costos indirectos se distribuyen entre éstas.

9.2.4.Topografía del Terreno

La topografía es importante, ya que en la aplicación de algunos métodos la dificultad que presenta una zona con topografía sensiblemente plana no es comparable con la de un área abrupta, lo cual influye también en las características del equipo y el tipo de interpretación.

Vegetación

Un punto importante a considerar es la vegetación, pues la dificultad de aplicación de un método geoelectrico en una zona semidesértica es muy diferente a la que se tiene cuando se quiere aplicar este método en una zona selvática, como son los casos de la zona norte y las selvas del sur y sureste de México, respectivamente.

9.2.5. Accesos a la zona de trabajo

La escasez de accesos -carreteras, caminos vecinales, brechas, etcétera- aumenta el grado de dificultad en la aplicación de algunos métodos geoelectricos, y por ende los costos y el tiempo requerido para la realización del trabajo.

9.2.6. Ruido Cultural

Este ruido es el producido por el hombre, como ejemplo se puede mencionar: la presencia de bombas de agua para pozos en operación, una fuerte densidad de líneas de alta tensión y otras fuentes de ruido electromagnético, que pueden afectar o imposibilitar la aplicación de algunos métodos en el área de trabajo.

9.2.7. Aspectos Legales

Son importantes en lo referente al acceso a propiedades públicas y privadas, ya que esto en ocasiones dificulta la continuidad de los trabajos e implica un costo que debe tomarse en consideración.

9.2.8. Existencia del Servicio en la Región

El tener que importar el servicio puede encarecer excesivamente el proyecto, en el caso de que no exista oferta nacional.

9.3. ASPECTOS DE LAS ESPECIFICACIONES

De acuerdo con lo anterior, para implementar una norma de aplicación de los métodos geoelectricos que prevea una respuesta satisfactoria a los requerimientos mencionados deben establecerse claramente los siguientes aspectos:

- Método que se aplicará
- Objetivos
- Especificaciones del equipo y accesorios
- Descripción del trabajo de campo
- Calidad mínima de los datos
- Tipo y características del proceso mínimo que debe efectuarse con los datos.
- Características mínimas de la herramienta de cómputo convenientes
- Tipo de modelado requerido
- Términos en los que debe llevarse a cabo la interpretación

- Formato de presentación de los resultados.

En algunos casos el planteamiento de los puntos anteriores debe ser rígido; en otros debe dejarse un margen que se acotará a una especificación acorde a las condiciones existentes y subordinada a pruebas de campo, que también deben ser especificadas en la norma.

9.4.ESPECIFICACION DE LINEAMIENTOS TECNICOS

Como parte última de este capítulo se plantearán lineamientos con diferentes equipos e igual objetivo.

Se requiere explorar una zona de 20 x 20 kilómetros para evaluar un acuífero cuya profundidad se estima entre 500 y 1000 metros, en una zona de topografía rugosa con desniveles máximos de 100 metros y vegetación escasa; las rocas esperadas en la zona son calizas, y se espera que el acuífero está contenido en un estrato con porosidad primaria baja pero con porosidad secundaria alta debido a fracturamiento y disolución.

Suponiendo que se ha definido que lo óptimo es algún método geoelectrico para atacar el problema -pues las dificultades para perforar son muchas (accesos, escasez de agua y alto costo), el contraste de resistividades que se espera entre las calizas estériles y las que contienen agua es grande, probablemente del orden de 1500 a 200 ohm-m. Para este caso existen cuatro métodos geoelectricos que pueden ofrecer una solución adecuada en términos de su resolución: SEV, SKT, el SF y el TEM.

El sondeo eléctrico vertical (SEV) tiene buena resolución en profundidades someras, y ésta será menor con el incremento del espacio interelectrónico para alcanzar la profundidad deseada, la abertura $AB/2$ máxima deberá ser no menor a 3 kilómetros y la potencia mínima del equipo deberá ser de 3 kilowatts. Dadas las características esperadas del acuífero, posiblemente la modelación unidimensional sea suficiente para simular la distribución real de resistividades; no obstante, un modelado bidimensional sería lo más adecuado.

El sondeo magnetotéluricos (SMT) requiere de un área de unos 100 x 100 metros; su resolución es poca en profundidades someras, pero la profundidad de penetración requerida está dentro de los límites de cualquiera de los equipos existentes en el mercado; aquí se debe especificar la banda de frecuencia óptima y la dispersión máxima aceptable de las curvas de resistividad aparente, así como la presentación de los parámetros de control.

El sondeo por frecuencia (SF) para estas profundidades requiere también de un equipo con potencia similar al del SEV, así como tender la bobina de emisión de unos mil metros de largo por cien metros de ancho y utilizar separaciones entre bobina emisora y receptora del orden de un kilómetro.

El sondeo por transitorio electromagnético (TEM), requiere en teoría crear un loop de aproximadamente 500 metros y medir con precisión el decaimiento del campo secundario en tiempos relativamente grandes, por lo que se requiere de un equipo con potencia de unos 3 kilowatts o hacer el trabajo con arreglo de loop coincidente si se usa menor potencia, con la consiguiente pérdida de resolución en la parte somera del sondeo.

En el método magnetoteléurico (SMT) es posible modelar en una y dos dimensiones a costos relativamente bajos, pero el costo de operación es caro. En el caso de los sondeos por frecuencia y transitorio, en la actualidad (enero de 1993) sólo existe en el mercado abierto el modelo unidimensional (semiespacio estratificado), cuya ventaja es su costo de operación relativamente barato sobre todo en el transitorio electromagnético, comparado con otros métodos.

Operativamente el TEM es mucho más rápido, ya que para hacer un SEV con $AB/2 = 3000$ metros se requerirían aproximadamente 5 horas, y en un sondeo magnetoteléurico con banda de frecuencia de 0.01 a 100 Hertz se requiere aproximadamente de entre 6 u 8 horas de mediciones; en sondeos por frecuencia se pueden hacer muchos sondeos simultáneamente, pero cada tendido requiere entre 4 y 6 horas aproximadamente, y en el transitorio, si se cuenta con suficientes cables para armar varios loops, el trabajo es sumamente rápido, pues las mediciones se efectúan en unos cuantos minutos.

Es claro que al menos en teoría cualquiera de los cuatro métodos mencionados es capaz de resolver el problema, y que los cuatro presentan ventajas y desventajas en cuanto a dificultad de operación, tiempo de aplicación, resolución, tipo de modelación posible y tiempo de operación.

Para especificar los lineamientos de los métodos geoelectrónicos se toman como base las características esperadas del acuífero que se está prospectando, las condiciones de la zona, el tipo de servicios existentes y las características del objetivo, lo cual nos ayudara a definir los requerimientos mínimos en cuanto a las características del equipo y accesorios, aberturas interelectrónicas, tiempos de medición, banda de frecuencia, pruebas preliminares, control de calidad, supresión de ruidos, parámetros de control y alcances.

Para todos los métodos es conveniente realizar una prueba en el campo haciendo uno o dos sondeos o calicatas, según sea el caso, e interpretando los datos en términos de un modelo unidimensional antes de iniciar el trabajo en forma, para poder hacer ajustes a la ejecución del método en caso necesario.

9.5.EJEMPLO DE DEFINICIÓN DE ESPECIFICACIONES PARA EL SEV

Hagamos esto para el SEV en nuestro caso y definamos las siguientes especificaciones:

1). Trabajo de campo:

- Potencia mínima de equipo: 3 kilowatts.
- Abertura entre polos de corriente: de 3 metros a 3 kilómetros.
- Muestreo: 10 muestras por ciclo logarítmico
- Potencial mínimo para una lectura confiable: 1/10 de milivolt.
- Tipo de arreglo de campo: Schlumberger o Wenner

2). Proceso mínimo:

- Presentación de la información en secciones y plantas de resistividad aparente.
- Selección de sitios para interpretación unidimensional.
- Interpretación gráfica por el método de punto auxiliar.
- Ajuste automático de las curvas.
- Presentación de secciones electroestratigráficas.
- En caso de que las secciones de resistividad aparente muestren un terreno no homogéneo, se deberá intentar una modelación bidimensional.
- En caso de que se suponga la presencia de fallas, deberá hacerse una modelación de acuerdo con la estructura que se está infiriendo.

3). Control:

- Curvas de interpretación acordes con la teoría.
- Interpretación acorde con la geología del terreno.
- Error de ajuste entre la curva de campo y la del modelo menor a 10%.

4). Interpretación:

La interpretación debe presentarse en términos de las zonas con mayor probabilidad de contener el acuífero explorado, justificando la zonificación con base en la distribución de la resistividad en el subsuelo y dejando abierta la posibilidad de modificación de acuerdo con la información de otras disciplinas como la geológica y la geohidrológica, con lo que se integra para obtener el resultado final.

La norma se puede poner en práctica tomando en consideración, en forma ordenada, método, campo de aplicación, equipo adecuado y calibración e incluyendo también la modelación e interpretación.

10.EQUIPOS Y ACCESORIOS EN LA EXPLORACIÓN GEOELECTRICA

10.1.PARAMETROS DE INFLUENCIA EN LA SELECCIÓN DE UN EQUIPO

Uno de los aspectos más importantes en la práctica de la exploración geoelectrónica es la adecuada selección del equipo para el trabajo específico a realizar. Para algunos métodos, la opción de mercado se reduce a dos o tres fabricantes, como en el magnetotélúrico, y en otros, como en el de sondeo eléctrico vertical, la oferta de equipos abarca desde los de fabricación doméstica de baja potencia hasta los altamente sofisticados de opción múltiple y con gran potencia.

Si se toma en cuenta lo mencionado en los capítulos anteriores, la selección del equipo a utilizar deberá ir acorde con los siguientes parámetros.

- Profundidad de investigación requerida en el proyecto
- Características de la zona que se estudiará
- Cantidad de trabajo que realizará
- Resolución requerida
- Condiciones geoelectrónicas esperadas
- Objetivos del estudio
- Oferta de mercado
- Portabilidad
- Ruido ambiental

Estos parámetros son de carácter universal en la elección del equipo adecuado para los métodos geoelectrónicos al atacar un problema específico, independientemente de si la selección se hará entre diversos equipos para aplicar un método ya especificado, o para elegir entre varios métodos y diferentes equipos.

En la práctica del SEV es importante tomar en cuenta estos parámetros para la economía del proyecto y para lograr los objetivos buscados. Por ejemplo, si la zona por explorar es pequeña, la profundidad de investigación requerida es somera y la resistividad superficial es la normal para suelos, por lo tanto el trabajo se puede realizar con un equipo pequeño de poca potencia y alimentado con baterías. Si la profundidad de investigación requerida y/o la conductividad superficial aumentan, estos equipos ya no podrán realizar el trabajo, por lo cual se requerirá de otros más potentes, alimentados con motogenerador.

Si lo que se requiere en primera instancia es evaluar el método geoelectrónico óptimo para un objetivo específico, los nueve puntos anteriores resultan también ser los parámetros de evaluación.

Si se trata de un proyecto geohidrológico en el que se requiere evaluar una zona muy grande pero con profundidad de investigación somera (no mayor a 200 metros), en este caso el aspecto económico y el tiempo requerido para el estudio deberán ser determinantes para la elección del método óptimo: por un lado están los métodos

terrestres, que desde el punto de vista de los precios unitarios parecen ser más baratos, pero cuando el número de estos se incrementa, el tiempo de ejecución y los costos globales pueden hacerlos más caros que los métodos aéreos, más caros en principio, pero más económicos en cuanto se incrementa la cantidad de trabajo; además, su tiempo de ejecución es más corto y la obtención de resultados más rápida.

10.2.OFERTA DE MERCADO

Una vez elegido el método a utilizar debe seleccionarse el equipo adecuado; es aquí donde deben tomarse en cuenta las características de cada uno de ellos, tanto técnicas como económicas. Para los métodos de corriente continua existe una amplia oferta tanto nacional como extranjera. En el primer caso existen cuando menos dos compañías que ofrecen estos equipos (EGSA y GEOELEC), así mismo, existen otros de fabricación casera eventualmente utilizados por las compañías que ofrecen el servicio de exploración, pero carecen de especificaciones definidas y no se ofrecen abiertamente a la venta.

En el caso de la oferta internacional, ésta es mucho más grande: entre los fabricantes más conocidos están Scyntrex, Oyo, Bison, Phoenix, Zonge y Abem, pero existen muchos otros en Italia, Alemania, Francia, Australia, Suecia y Rusia, susceptibles de ser adquiridos.

Como ejemplo, mencionaremos a la compañía SCYNTREX, que fabrica equipos para resistividad y polarización inducida en el dominio del tiempo y en el dominio de la frecuencia, y ofrece equipos transmisores con potencias de entre 200 watts y 10 kilowatts y cinco tipos de receptores, tres de ellos para el dominio del tiempo y dos para el dominio de la frecuencia, así como equipo para los métodos electromagnéticos como el Turam, de transmisor fijo y receptor móvil, el Genie de transmisor y receptor móviles (Slingram); también comercializan el sistema electromagnético aéreo DIGHEM.

Las compañías Phoenix y Zonge fabrican equipos que pueden considerarse de uso múltiple, ya que lo mismo sirven para resistividad y polarización inducida en el dominio del tiempo que para cualquiera de los métodos de corriente alterna, incluidos los sondeos magnetotélúricos y los sondeos por transitorio electromagnético.

Por otro lado, existen compañías especializadas en los métodos electromagnéticos como Emi y Gemp, que fabrican sólo equipo para el método magnetotélúrico; Geonics, que fabrica equipo para medición de conductividades de transmisor y receptor móviles y equipo para sondeos por transitorio, y Sirotem, que ofrece sólo equipo para sondeos por transitorio: en este tipo de equipos no hay oferta nacional.

En el caso de las calicatas electromagnéticas, la oferta nacional también es inexistente, y la oferta internacional está representada por las compañías Dighem y Aerodat (las más conocidas), que ofrecen tanto la venta de equipos como servicio internacional.

10.3.COSTOS DE EQUIPO

Los precios de los equipos para prospección geoelectrica varían desde unos 6 mil hasta 2 millones de dólares americanos; el primer precio corresponde al equipo Geonix EM38, para medir conductividades hasta de 60 centímetros de profundidad, y el último a los sistemas electromagnéticos aerotransportados con frecuencias de emisión y recepción múltiple.

El precio promedio para los equipos en los diferentes métodos se proporciona en la tabla 10.1, sin que corresponda a alguno en particular. Las estimaciones que se proporcionan a continuación provienen de consultas directas realizadas en 1993 a los representantes en México de los fabricantes.

Tabla 10.1. Proyectos de equipos geoelectricos.

MÉTODO	TIPO DE EQUIPO	COSTO * APROXIMADO
SEV	TRANSMISOR / RECEPTOR	25,000.
PI	TRANSMISOR / RECEPTOR	40,000.
SRT	SISTEMA RECEPTOR	80,000.
SP	TRANSMISOR / RECEPTOR	100,000.
TEN	TRANSMISOR / RECEPTOR	50,000.
CENT	TRANSMISOR / RECEPTOR	40,000.
CEMA PSEA	TRANSMISOR / RECEPTOR	1,000,000.

* En dólares americanos.

10.4.ACESORIOS

En una campaña de prospección geoelectrica, además de la selección del equipo idóneo para las mediciones debe tomarse en cuenta lo que se conoce como equipo accesorio.

Este incluye el tipo de transporte requerido, el equipo de campamento y las herramientas necesarias para la preparación del terreno en el que se van a colocar los componentes del arreglo (cables, bobinas, electrodos, carretes, etcétera).

Estos accesorios resultan, a fin de cuentas, tan importantes como el mismo equipo, pues sin ellos no podría realizarse el trabajo. La calidad de la información recopilada dependerá en gran medida de la calidad del equipo accesorio, debiendo ser cuidadosamente seleccionado por el prospector antes de iniciar una campaña exploratoria, sobre todo si se va a realizar en una área apartada de los asentamientos humanos. SCYNTREX, OYO, BISON, PH0ENIX, ZONGE, ABEM, DIGHEM, EGSA, GEOELEC, GENIE, EMI, GEMP, GEONICS, SIROTEM, estos y otros son nombres, productos, marcas comerciales, compañías comerciales registradas o registrados por sus propias compañías.

11.PROGRAMAS DE CÓMPUTO

Hay un gran número de programas de cómputo útiles para el procesamiento e interpretación de los resultados obtenidos en la aplicación de los métodos geoelectrónicos, tanto para los sondeos como para las calicatas. En este capítulo se abordará por un lado, la forma en la que estos se realizan -ejemplificando con el programa el cálculo de las curvas maestras de la resistividad aparente y polarización inducida para los sondeos eléctricos verticales con el arreglo Schlumberger, y con el programa que calcula las curvas teóricas para los sondeos magnetotéluricos; en ambos casos, el modelo usado es el semiespacio estratificado-. Por otro lado, se hará un análisis de los programas comerciales de uso común.

11.1.PROGRAMAS PARA SEV Y MT

El cálculo de las curvas teóricas para los SEV y para los sondeos magnetotéluricos fueron escogidos porque presentan las dos formas utilizadas actualmente; la primera es el proceso de convolución, la segunda es el cálculo directo, utilizando las fórmulas de la deducción analítica.

El proceso de cálculo de las curvas por convolución se encuentra publicado por Gosh (1971) y sucintamente consta de los siguientes pasos:

1. Mediante un cambio de variable, la integral de Stefanescu es convertida a una integral de convolución, por ejemplo para un dispositivo Schlumberger:

$$\rho_{a,s} = r^2 \int_0^{\infty} T(\lambda) \lambda J_1(\lambda r) d\lambda = \int_{-\infty}^{+\infty} T(x) h_s(x-y) dx \quad (11.1a)$$

2. La integral de convolución involucra tres funciones: la función de transformación de resistividad $T(x)$, la función conocida como filtro $h_s(x)$ y la función de resistividad aparente $\rho_{a,z}(x)$.

3. Si el filtro es calculado para un par de funciones conocidas relacionadas por la función de convolución, este filtro será universal (Gosh), es decir, si éste se aplica mediante la convolución a cualquier función de transformación de resistividad se obtendrá su correspondiente función de resistividad aparente.

4. Una vez conocido el filtro, basta con calcular la función de transformación de resistividad y aplicar el proceso numérico de la convolución en las dos funciones para obtener la curva de resistividad aparente.

$$\rho_a = \sum_{i=1}^n b_i T_{m-i} \quad (11.1b)$$

donde:

b_i = valores del filtro
 T_{m-i} = muestras de la función

Los filtros que se han publicado están calculados para un muestreo regular por década en una escala logarítmica, por ejemplo: Gosh (1971), publicó un filtro para tres muestras por década; O'Neill (1975), publicó otro para seis muestras por década, y en Johansen (1975), figura uno más para diez muestras por década. Para el desarrollo del programa Ressev se utilizó el filtro de O'Neill, por lo que las curvas que con él se calculan tendrán igual presentación, de seis muestras por ciclo logarítmico.

La función de transformación de resistividad se calcula mediante la fórmula de recurrencia que se presenta en las fórmulas 11.2 a 11.5:

$$T_{n-1} = \rho_{n-1} \left[\frac{1 + k_{n-1} e^{(-2d_{n-1}\lambda)}}{1 - k_{n-1} e^{(2d_{n-1}\lambda)}} \right] \quad (11.2)$$

$$k_{n-1} = \frac{\rho_{n-1}\rho_n}{\rho_{n-1} + \rho_n} \quad (11.3)$$

$$T_j = \frac{W_j + T_{j+1}(\lambda)}{1 + W_j T_{j+1} \left(\frac{\lambda}{\rho_j^2} \right)} \quad j = N-1, N-2, \dots, 2, 1 \quad (11.4)$$

$$W_j(\lambda) = \rho_j \left[\frac{1 - e^{(-2d_j\lambda)}}{1 + e^{(-2d_j\lambda)}} \right] \quad (11.5)$$

$$T = T_1(\lambda) \quad (11.6)$$

donde:

T_{n-1} = Función de resistividad aparente de la penúltima capa.

K_{n-1} = Contraste de resistividades en la penúltima capa.

T_j = Función de resistividad aparente en la jotaésima capa.

$W_j(\delta)$ = Función intermedia para el cálculo

T = Función de transformación de resistividad para toda la secuencia de capas considerada.

λ = Variable de igualación en el método de separación de variables = $1 / (AB/2)$.

d_j = Espesor de la jotaésima capa.

ρ_J = Resistividad de la jotaésima capa.

Un ejemplo de cálculo de esta función es el siguiente:

Si: $\lambda = 1$

y

$$\begin{aligned} \rho_1 &= 10, & d_1 &= 5 \\ \rho_2 &= 500, & d_2 &= 50 \\ \rho_3 &= 10, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} k_2 &= \frac{500 - 10}{500 + 10} = \frac{490}{510} = 0.96 \\ T_2 &= 500 \left[\frac{1 + 0.96e^{(-2*50-1)}}{1 - 0.96e^{(-2*50-1)}} \right] = 500 \frac{1}{1} = 500 \\ W_1 &= 10 \left[\frac{1 - e^{(-2*5-1)}}{1 - e^{(-2*5-1)}} \right] = 10 \frac{1}{1} = 10 \\ T_1 &= \frac{10 + 500}{1 + \left(10 \frac{500}{10^2} \right)} = \frac{510}{\left(1 + \frac{5000}{100} \right)} = \frac{510}{51} = 10 \end{aligned}$$

El filtro publicado por O'Neill tiene 20 muestras con los valores que se muestran a continuación (Tabla 11.1):

Tabla 11.1. Filtro de O'NEILL.

	$I(x)$
b14	-0.000318
b15	0.002072
b12	-0.004878
b11	0.01125
b10	-0.02521
b 9	0.05812
b 8	-0.1436
b 7	0.393
b 6	-1.1324
b 5	2.7044
b 4	-3.4507
b 3	0.4248
b 2	1.1817
b 1	0.6194
b 0	0.2374
b-1	0.08688
b-2	0.0235
b-3	0.01284
b-4	0.001198
b-5	0.003042

Para realizar el proceso numérico de la convolución (ecuación 11.1b) se requiere calcular los valores de la función de transformación de resistividad de tal manera que se tengan 14 valores antes del primer valor de resistividad aparente que se va a calcular, y 5 valores después del último valor de resistividad aparente por calcular; por ejemplo, si el primer valor de resistividad aparente que se va a calcular está en $(AB/2) = 1$, y el último en $AB/2 = 1000$, tomando en cuenta que $\lambda = 1/(AB/2)$, el primer valor de la función de transformación debe ser:

$$\lambda_{\text{inicial}} = \left(\frac{1}{0.00464} \right) 1.1396 = 245.51$$

donde el valor de 1.1396 es el corrimiento del filtro, de acuerdo con O'Neill 1975, y a partir de este valor, se deben calcular 38 valores de la función de transformación de resistividad, decrementando el de λ inicial en un sexto de la década logarítmica; esto se hace dividiendo cada vez entre $(1.4678)^n$, donde "n" es el número de espacios equivalente a un sexto del ciclo que se desea recorrer el valor de λ .

El paso a seguir es girar el filtro, haciendo pivote en el valor correspondiente a b_0 , y hacer las multiplicaciones de cada valor del filtro con su correspondiente valor de la función de transformación de resistividad (FTR), y hacer la suma indicada en la convolución. De esta manera se tiene evaluado un punto de la función de resistividad aparente; para evaluar el siguiente se recorre el filtro una posición y se repite el proceso de realizar las multiplicaciones y la correspondiente suma; esto mismo se repite hasta que el valor b_5 del filtro esté enfrente del último valor calculado para la FTR, y quede calculado el último valor de la resistividad aparente; este proceso se muestra en la tabla 11.2, para un modelo de tres capas:

Con resistividades

$$\begin{aligned} \rho_1 &= 10 \\ \rho_2 &= 500 \text{ y} \\ \rho_3 &= 10 \end{aligned}$$

y espesores

$$\begin{aligned} E_1 &= 5 \text{ y} \\ E_2 &= 50 \text{ m.} \end{aligned}$$

El proceso descrito en los párrafos anteriores es el utilizado para el programa 12.1. Este calcula las curvas de resistividad y cargabilidad aparentes para un modelo estratificado de hasta 10 capas y hasta 60 puntos equiespaciado 1/6 de ciclo logarítmico.

El método para utilizar este programa es muy sencillo, pues basta con capturar el programa, compilarlo a través de un interprete BASIC y correrlo como programa ejecutable.

El programa preguntará por el número de capas del modelo, requiriendo la introducción de N valores de resistividad y N-1 valores de espesores de las capas; después pedirá la introducción de N cargabilidades y por último los valores de la inicial y la muestra final del cálculo. La muestra inicial será el primer valor que se debe calcular para AB/2, de acuerdo con la tabla 11.3.

Tabla 11.2. Calculo de la resistividad aparente.

Filtro: l (x)	Transformada: T(x) RHO ap	Resistividad aparente: Pa(x) AB/2	Distancia: (x) ($\lambda = 245.51$)
bl4	-0.000318	10	
bl5	0.002072	10	
bl2	-0.004878	10	
b1l	0.01125	10	
Bl0	-0.02521	10	
b 9	0.05812	10	
b 8	-0.1436	10	
b 7	0.393	10	
b 6	-1.1324	10	
b 5	2.7044	10	
b 4	-3.4507	10	
b 3	0.4248	10	
b 2	1.1817	10.0000000004	
b 1	0.6194	10.0000010452	
b 0	0.2374	10.0002159935	10.02
b-1	0.08688	10.008165239	10.07
b-2	0.0235	10.0973960433	10.21
b-3	0.01284	10.5371369799	10.63
b-4	-0.001198	11.7978906366	11.76
b-5	0.003042	14.4014454276	14.42
		18.876686954	19.55
		25.8424912422	27.79
		36.0715743008	39.60
		50.3550660094	55.69
		68.8119199036	76.48
		89.3060319313	100.96
		105.855044595	124.76
		110.734289833	138.69
		101.580911231	131.20
		84.0081277493	98.25
		65.3365139173	54.30
		49.5769367678	23.39
		37.6483736354	12.41
		29.0846000948	
		23.0932291855	
		18.9546287114	
		16.114076043	
		14.1708493362	

Tabla 11.3. Datos de prueba para el programa.

No. de muestra	AB/2
0	1
1	1.4678
2	2.1554
3	3.1623
4	4.6416
5	6.8129
6	10.000
7	14.678
8	21.554
9	31.623
10	46.416
11	68.129
12	100.00
13	146.78
14	215.54
15	316.23
16	464.16
17	681.29
18	1000.0

De acuerdo con la tabla anterior, si se quiere calcular una nueva curva que cubra completos los primeros tres ciclos logarítmicos -es decir, desde $AB/2 = 1$ hasta $AB/2 = 1000$ - el valor para la muestra inicial de cálculo debe ser cero, y 18 para la muestra final.

Después de efectuar el proceso, el resultado se presenta como se muestra en la tabla 11.4.

Tabla 11.4. Presentación de resultados, programa 12.1

Resistividades		Cargabilidades		Profundidades	
R(1)	10	C(1)	1	T (1)	5
R(2)	500	C(2)	25	T (2)	55
R(3)	10	C(3)	0		
AB/2		Resist. ap.		Carg. ap	
1.000		10.022		1.002	
1.468		10.069		1.008	
2.151		10.212		1.025	
3.162		10.633		1.073	
4.642		11.764		1.194	
6.813		14.417		1.425	
10.000		19.551		1.762	
14.678		27.791		2.189	
21.544		39.602		2.748	
31.623		55.687		3.525	
46.416		76.483		4.646	
68.129		100.959		6.300	
100.000		124.756		8.785	
146.780		138.693		12.513	
215.443		131.199		17.941	
316.228		98.248		25.465	
464.159		54.300		33.981	
681.292		23.394		33.164	
1000.000		12.409		12.557	

PROGRAMA 12.1 Cálculo de curvas teóricas de resistividad y cargabilidad aparentes en Sondeos Eléctricos Verticales con arreglo Schlumberger, para el modelo del semiespacio estratificado:

```

10  REM !PROGRAMA RESSEV
20  REM !CALCULO DE LA CURVA DE CARGABILIDAD APARENTE, A
    PARTIR
        DE
30  REM !UN MODELO DE RESISTIVIDADES REALES Y ESPESORES Y LAS
40  REM !CARGABILIDADES REALES DE LAS DIFERENTES CAPAS
50  REM !UTILIZANDO EL FILTRO DE ONEILL Y PUEDE CALCULAR HASTA
    10
        CAPAS
100 DIM R(10), H(10), TI(10), C(20), Z(75), AB(60), Y(60), W(10,75), K(10),
        B1(10,60)
110 DIM T(10,45), DTR(10,45), DTD(10,45), DTT(10,45), DTW(10,45),
        DES(10,45), DRO(10,45), CAR(10), CARG(62)
120 FOR 1 = 1 TO 20
130 READ C(I)
140 NEXT I
150 K1 = 10^(116)

```

```

160 INPUT "NUMERO DE CAPAS", N
170 FOR I = 1 TO N
180 PRINT "RESISTIVIDAD";I;
190 INPUT R(I)
200 NEXT I
210 FOR I = 1 TO N-1
220 PRINT "PROPUNDIDAD NO.";I;
230 INPUT TI(I+1)
240 NEXT I
250 FOR I = 1 TO N
260 PRINT "CARGABILIDAD No ";I;
270 INPUT CAR(I)
280 NEXT I
290 INPUT "MUESTRA INICIAL DE CALCULO ",INI
300 INPUT "MUESTRA FINAL DE CALCULO",FINI
310 LAM = .681292 ^ INI * 245.519377#
320 FI = 20 + FINI - INI + 1
330 FOR I = 1 TO N-1
340 K(I) = (R(I+1)-R(I)) / (R(I+1)+R(I))
350 H(I) = 2 * (TI(I+1)-TI(I))
360 NEXT I
370 L = LAM
380 REM SE INICIA EL CALCULO DE LA FUN. DE TRANS. DE RES. Y SUS
    DERIVADAS.
390 FOR J = 1 TO FI
400 A = L* H(N-1)
410 IF A < 229 THEN 440
420 EX = 0
430 GOTO 450
440 EX = EXP(-A)
450 T(N-1,J) = R(N-1) * (1 + K(N-1)*EX) / (1-K(N-1)*EX)
460 FOR I = N-2 TO 1 STEP -1
470 A = H(I)*L
480 IF A < 229 THEN 510
490 EX = 0
500 GOTO 520
510 EX = EXP(-A)
520 W(I,J) = R(I) * (1-EX) / (1+EX)
530 T(I,J) = (W(I,J) + T(I+1,J)) / (1+W(I,J)*T(I+1,J) / R(I)^2)
540 NEXT I
550 A = H(N-1) * L
560 IF A < 229 THEN 590
570 AA = 0
580 GOTO 600
590 AA = EXP(-A)
600 B = K(N-1) * AA
610 RC = 4*R(N-1) * AA / (1-B)^2

```

```

620 DTR(N,J) = RC * R(N-1) / (R(N-1)+R(N))^2
630 DTR(N-1,J) = T(N-1,J) / R(N-1) - RC*R(N) / (R(N-1)+R(N))-2
640 DTD(N-1,J) = -RC * K(N-1) * L
650 FOR I = 1 TO N-2
660 CC = 1 + W(I,J) * T(I+1,J) / R(I)^2
670 DTT(I,J) = (1-W(I,J)^2 / R(I)^2) / CC^2
680 DTW(I,J) = (1-T(I+1,J)^2 / R(I)^2) / CC-2
690 NEXT I
700 FOR I = N-2 TO 1 STEP -1
710 CC = 1+ W(I,J) * T(I+1,J) / R(I)^2
720 DTR(I,J) = DTW(I,J) * W(I,J) / R(I)+2 * (W(I,J)+T(I+1,J))
    W(I,J)T(I+1,J) * R(I) ^ (-3) / CC-2
730 A = H(I)*L
740 IF A < 229 TREN 770
750 AA = 0
760 GOTO 780
770 AA = EXP(-A)
780 DTD(I,J) = DTW(I,J) * 4*R(I) * AA * L / (1+AA) ^ 2
790 NEXT I
800 FOR K = N-2 TO 1 STEP -1
810 DTR(N,J) = DTR(N,J) * DTT(K,J)
820 NEXT K
830 M = N-2
840 FOR I = N-1 TO 1 STEP -1
850 FOR K = M TO 1 STEP -1
860 DTR(I,J) = DTR(I,J) * DTT(K,J)
870 DTD(I,J) = DTD(I,J) * DTT(K,J)
880 NEXT K
890 M = M - 1
900 NEXT I
910 Z(J) = T(1,J)
920 L = L / K1
930 NEXT J
940 FIN = FINI - INI + 1
950 FOR I = 1 TO FIN
960 WI = 0
970 FOR J = 1 TO 20
980 WI = WI + Z(20-J+I) * C(J)
990 NEXT J
1000 FOR K = 1 TO N
1010 DR = 0
1020 DD = 0
1030 FOR J = 1 TO 20
1040 DR = DR + DTR(K,20-J+I) * C(J)
1050 DD = DD + DTD(K,20-J+I) * C(J)
1060 NEXT J
1070 DRO(K,I) = DR

```

```

1080  DES(K,I) = DD
1090  MEXT K
1100  Y(I) = WI
1110  NEXT I
1120  J = INI
1130  FOR I =1 TO FIN
1140  AB(I) = K1 ^ J
1150  J = J+1
1160  NEXT I
1170  FOR I = 1 TO N
1180  FOR J = 1 TO FIN
1190  B1(I,J) = DRO(I,J) * R(I) / Y(J)
1200  NEXT J
1210  NEXT I
1220  LPRINT "RESISTIVIDADES      PROFUNDIDADES"
1230  LPRINT "R(1)"; R(1)
1240  FOR I = 2 TO N
1250  LPRINT "R(“; I;”) "; R(I), "T(“;I-1;”) “;TI(I)
1260  NEXT I
1270  LPRINT: LPRINT: LPRINT
1280  FOR J = 1 TO FIN
1290  CARG(J) = 0
1300  FOR I = 1 TO N
1310  CARG(J) = CARG(J) + ABS(B1(I,J)) * CAR(I)
1320  NEXT I
1330  NEXT J
1340  LPRINT " AB / 2 ", "RESIST. AP.", "CARG.AP."
1350  FOR I=1 TO FIN
1360  LPRINT USING " #####.### "; AB(I), Y(I), CARG(I)
1370  NEXT I
1380  DATA  0.03042, -.001198, .01284, .02350, .08688, .2374, .6194,
          1.1817, .4248, -3.4507, 2.7044, -1.1324, .3930, -.1436
          0.5812, -.02521, .01125, -.004878, .002072, -.000318
1390  END

```

El segundo caso que se presenta es el cálculo de las curvas teóricas de resistividad aparente para un sondeo magnetotelúrico y para el modelo del semiespacio estratificado (programa 12.2).

Este programa utiliza fielmente las fórmulas 4.4 y 4.9, y está elaborado en forma similar al programa 12.1, ya que calcula los valores de la curva en una base logarítmica de 6 puntos por ciclo. La presentación final de los valores calculados está en frecuencia contra resistividad aparente y periodo contra resistividad aparente. Su utilización es sencilla, pues basta con capturarlo y compilarlo a través del Interpretador BASIC y correrlo en forma normal. El programa se identifica en la pantalla, dando una explicación simple de cómo seleccionar los periodos inicial y final de cálculo y el

tipo de resultados que se obtendrán. Estos resultados son el periodo, la frecuencia, la resistividad aparente y la fase.

Después de presentar la pantalla de identificación, el programa requiere un nombre para la curva que va a calcular, el número de capas del modelo, el periodo inicial, el número de puntos que se desean calcular y por último las resistividades reales y los espesores correspondientes para cada capa. Cuando se proporciona el último espesor, el programa inicia el cálculo, y al terminar envía los resultados a la impresora en forma de lista, como se muestra en la tabla 11.5.

Tabla 11.5. Impresión de resultados del programa 12.2.

Identificación Modelo estratigráfico Resistividades		Espesores	
RHO (1)= 10 RHO (2)= 1000 RHO (3)= 10 RHO (4)= 500		(1)= 50 (2)= 200 (3)= 500	
Periodo	Frecuencia	Resist. Ap.	Fase
0.100	99.9997	28.9580	37.8357
0.0147	68.1290	30.0201	42.7061
0.0215	46.4158	29.2383	47.2490
0.0316	31.6227	26.7291	51.0551
0.0464	21.5443	23.0508	53.3002
0.0681	12.6780	19.2958	53.1069
0.1000	10.0000	16.4346	50.1472
0.1468	6.8129	14.9452	44.8680
0.2154	4.6416	14.9750	38.3771
0.3162	3.1623	16.5842	31.9876
0.4642	2.1544	19.8794	26.6574
0.6813	1.4678	25.0580	22.7713
1.0000	1.0000	32.4057	20.2982
1.4678	0.6813	42.2697	19.0278
2.1544	0.4642	55.0100	18.7166
3.1623	0.3162	70.9338	19.1463
4.6416	0.2154	90.2169	20.1349
6.8129	0.1468	112.8280	21.5322
10.0000	0.1000	138.4752	23.2122
14.6780	0.0681	166.5970	25.0673
21.5443	0.0464	196.4053	27.0058
31.6227	0.0316	226.9787	28.9508
46.4158	0.0215	257.3761	30.8407
68.1291	0.0147	286.7464	32.6291
99.9998	0.0100	314.4058	34.2842

PROGRAMA 12.2.- Cálculo de curvas teóricas de resistividad aparente en sondeos magnetotelúricos para el modelo del semiespacio estratificado.

```
10 PRINT "ESTE PROGRAMA SE LLAMA SMTNC Y SIRVE PARA CALCULAR LA
20 PRINT "CURVA TEORICA DE RESISTIVIDAD APARENTE DE UN SONDEO
30 PRINT "MAGNETOTELURICO POR FRECUENCIA, PARA UN MODELO
    ESTRATIFICADO DE N"
40 PRINT "CAPAS DONDE N<=9, CALCULA 6 PUNTOS POR CICLO
    LOGARITMICO"
50 PRINT "Y PUEDE CALCULAR 37 PUNTOS EMPEZANDO EN 10^-2 COMO
    PUNTO"
60 PRINT "INICIAL MINIMO, SI EL PUNTO INICIAL DE CALCULO ES 13
    ENTONCES"
70 PRINT "EL PROGRAMA INICIA EN 10^0, O SEA EN 1, Y SI ES 19
    COMENSARA"
80 PRINT "A CALCULAR EN 10^1, O SEA 10, Y DE ARI EL NUMERO DE PUNTOS
    QUE"
90 PRINT "QUE SE LE INDIQUE, LOS RESULTADOS OBTENIDOS SERAN."
100 PRINT "PERIODO PARA CADA FREQ., FRECUENCIA, RES. AP. /RESIST. DE"
110 PRINT "LA PRIMERA CAPA Y FASE PARA CADA FRECUENCIA."
120 DIM ROA(47), FIA(47), RHO(9), ESP(8), LAM(9), X(9), FREQ(47), LA(47)
130 INPUT "IDENTIFICACION DEL SONDEO";ID$
140 INPUT "NUMERO DE CAPAS";N
150 IF N < 2 THEN 140
160 INPUT "PERIODO INICIAL"; N
170 INPUT "CUANTOS PUNTOS DESEA CALCULAR"; KA
180 FOR I = 1 TO N
190 PRINT "VALOR DE RHO(";I;)"=
200 INPUT RHO(I)
210 NEXT I
220 FOR I = 1 TO N-1
230 PRINT "VALOR DEL ESP.("; I;)"=
240 INPUT ESP(I)
250 NEXT I
260 LI = 1.467799 ^ (-13+IN)
270 PI = 3.1416
280 FOR K = 1 TO KA
290 LA(K) = LI
300 FREQ(K) = 1 / LI
310 FOR I = N TO 2 STEP - 1
320 LAM(I) = 3160 * SQR(RHO(I-1) / FREQ(K))
330 X(I) = 2 * PI + ESP(I-1) / LAM(I)
340 NEXT I
350 RA = SQR(RHO(N) / REO(N-1))
360 IF RA < 1 THEN 440
370 Y = 0.5 * LOG((RA + 1) / (RA-1))
380 COTH = X(N) + Y
```

```

390 COTH = (1 + EXP(-2*COTH)) / (1-EXP(-2*COTH))
400 COT = 1 / TAN(X(N))
410 RE = (COTH+COTH*COT^2) / (COH^2+COT^2)
420 IM = (COH^2*COT-COT) / (COTR^2+COT^2)
430 GOTO 500
440 Y = 0.5 * LOG((1 + RA) / (1-RA))
450 TANH = X(N) + Y
460 TANH = (1-EXP(-2*TANH)) / (1 + EXP(-2*TANH))
470 DAN = TAN(X(N))
480 RE = (TANH + TANH *DAN ^2) / (1 + TANH ^ 2 * DAN ^ 2)
490 IM = (TANH ^ 2 * DAN-DAN) / (1 + TANH ^2 * DAN ^2)
500 IF N = 2 THEN 880
510 FOR I = N-1 TO 2 STEP -1
520 RAT = SQR(RHO(I) / RHO(I-1))
530 IF RAT < 1 THEN 710
540 X1 = RE * RAT
550 Y = IM * RAT
560 C = 0.25 * LOG(((X1+1)^2 + Y ^2) / ((X1-1)^2 +Y ^2))
570 NU = -2 * Y
580 DEN = X1^2 + Y ^2 - 1
590 D = ATN(UN / DEN)
600 IF NU > 0 AND DEN < 0 THEN D = PI - ABS(D)
610 IF NU < 0 AND DEN < 0 THEN D = D + PI
620 IF NU < 0 AND DEN > 0 THEN D = 2 * PI - ABS(D)
630 D = 0.5 * D
640 E = X(I) + C
650 F = D - X(I)
660 COH (EXP(E)+EXP(-E)) / (EXP(E)-EXP(-E))
670 COTF = 1 / TAN(F)
680 RE = (COH+COTF^2*COH) / (COH^2+COTF^2)
690 IM = (COTF-COH^2*COTF) / (COH^2+COTF^2)
700 GOTO 870
710 X1 = RE * RAT
720 Y = IM * RAT
730 C = 0.25 * LOG(((1 + X1) ^ 2 + Y ^ 2) / ((1-X1)^2 + Y ^ 2))
740 NU = 2 * Y
750 DEN = 1 - X1 ^2 - Y ^2
760 D = ATN(UN / DEN)
770 IF NU > 0 AND DEN < 0 THEN D = PI - ABS(D)
780 IF NU < 0 AND DEN < 0 THEN D = D + PI
790 IF NU < 0 AND DEN > 0 THEN D = 2 * PI - ABS(D)
800 D = 0.5 * D
810 E = x(1) + C
820 F = D - X(I)
830 TANH = (EXP(E) - EXP(-E)) / (EXP(E)+EXP(-E))
840 TANF = TAN(F)
850 RE = (TANH+TANF^2*TANH) / (1+TANH^2*TANF^2)

```



```

860 IM = (TANF-TANH^2*TANF) / (I+TANH^2*TANF^2)
870 NEXT I
880 ROA(K) = (RE^2 + IM^2) * RHO(1)
890 FI = ATN(IM / RE)
900 FIA(K) = 45 - (FI*180 / PI)
910 LI = LI * 1.467799
920 NEXT K
930 LPRINT "IDENTIFICACIÓN", ID$
940 LPRINT "MODELO ESTRATIGRAFICO"
950 LPRINT "RESISITIVIDADES", "ESPESORES"
960 FOR I = 1 TO N
970 IF I = N THEN 1000
980 LPRINT "RHO("; I;) = "; RHO(I), "ESP("; I;) = "; ESP(I)
990 GOTO 1010
1000 LPRINT "RHO("; I;) = ";RHO(I), "ESP("; I;) = "; ESP(I)
1010 NEXT I
1020 LPRINT " PERIODO FRECUENCIA RESIST. AP. FASE"
1030 FOR I = 1 TO KA
1050 LPRINT USING "#####.####"; LA(I), FREC(I), ROA(I), FIA(I)
1060 NEXT I
1070 LPRINT CHR$(12)
1080 END

```

Estos programas fueron seleccionados porque muestran en forma didáctica el proceso de cálculo general de todas las curvas de los métodos geoelectricos.

Estos programas sirven para el cálculo directo de los modelos; sin embargo, pueden ser modificados fácilmente para que acepten las muestras de una curva de campo y se presenten en pantalla las gráficas tanto de esta curva como de la de campo, de tal manera que se pueda hacer una nueva entrada de los parámetros del modelo para ajustar la curva por el sistema de prueba y error. Estas son modificaciones de programación únicamente, y facilitan el trabajo de ajuste con la ayuda visual.

Otro aspecto que puede ser introducido con facilidad es el cálculo del error cuadrático medio entre la curva de campo y la curva teórica, con lo que se obtendrá un doble control del ajuste visual y numérico.

11.2.PAQUETES DE PROGRAMAS COMERCIALES

En materia de métodos geoelectricos existen disponibles en el mercado un gran número de programas para el proceso de modelación. Prácticamente cada compañía que produce y vende equipo tiene como producto accesorio los programas afines a éste.

Existen, además, compañías que desarrollan Software dedicadas total o parcialmente a la rama de la geofísica que suministran programas de excelente calidad en cuanto a presentación y ayudas, como las presentaciones gráficas de alta

resolución, el uso de ventanas y regletas para su empleo con "ratón" y en algunos casos ayudas de cálculo avanzado como el cálculo de modelos equivalentes, los cuales son modelos con parámetros diferentes al calculado para el mejor ajuste, que dentro de un cierto intervalo de error producen la misma curva teórica; esta ayuda resulta ser importante en la integración con la geología del área.

Es importante hacer notar que todos los programas sin excepción son solo herramientas de cálculo y ayudas visuales que permiten realizar el modelado en forma rápida y económica, facilitando además obtener una presentación de la modelación de excelente calidad, pero hasta ahora ninguno de ellos puede realizar la interpretación por sí solo, ya que para ello se requiere, por un lado, integrar la información que se tenga de diversas fuentes, y por otro, tener conocimiento de las características del objetivo buscado, lo cual lo consigue sólo una persona con los conocimientos necesarios para conjuntar la información y capaz de utilizar de la mejor forma las herramientas disponibles para la interpretación.

12.ESPECIFICACIONES DE CONTRATACIÓN Y COSTOS

En la relación de compra-venta de un servicio existen diversos aspectos que definen, por un lado, lo que espera el contratante, y por otro, los resultados reales que puede ofrecer el servicio. Esta situación puede en un momento dado crear un conflicto de intereses cuando entre ambas partes no existen especificaciones claras y concisas.

En este capítulo definiremos los conceptos que deben ser tomados en cuenta para la "contratación de servicio" de exploración geoelectrica y los parámetros más relevantes. El propósito no es dictar normas de contratación, sino llamar la atención sobre los aspectos que influyen en el costo del servicio.

Empezaremos por dar un ejemplo simple: supongamos que se requiere realizar un levantamiento geoelectrico para la localización de un acuífero en la planicie central del país; se desea una profundidad de investigación de 300 metros y el área a cubrir es de 5 x 5 kilómetros, la topografía es plana y la vegetación escasa por ser tierras de cultivo. Por otro lado, en el estado de Chiapas, en la zona de la selva alta, debe realizarse un trabajo similar en cuanto al acuífero, pero esta zona cuenta con vegetación de selva alta, topografía abrupta, accesos mínimos. Si el método geoelectrico que se va a utilizar para hacer el levantamiento es el SEV, entonces la abertura $AB / 2$ máxima tendrá que ser del orden de los mil metros, y para cubrir el área de 5 x 5 kilómetros se necesitarán aproximadamente 50 sondeos.

En la zona de la planicie central hay pleno acceso debido al desarrollo agrícola e industrial, por lo que trasladarse de un punto a otro en un área de tal extensión no presenta dificultad, y en términos generales no hay que abrir brecha para el tendido de los cables; por esta razón, en un día se pueden realizar de dos a cuatro sondeos con las características ya mencionadas. Cuando se trabaja en zona selvática, el sólo arribar a los sitios para hacer los sondeos puede ya representar un porcentaje considerable de la jornada de trabajo, y la dificultad para caminar en esta zona requiere, casi siempre, de trabajo anexo de brecheo; por este motivo la producción diaria de sondeos será, cuando mucho, de uno.

Considerando lo anterior, sería inútil manejar igual precio unitario por sondeo en estos sitios, aunque el producto sea el mismo en ambos casos.

Si se toman en cuenta las características de los diferentes métodos presentados en el capítulo 4 pueden encontrarse alternativas para efectuar el trabajo utilizando otra forma de sondeo como el TEM, pues el área necesaria para realizarlo es mucho más pequeña y el trabajo extra de brecheo se reduce a un mínimo, así como el tiempo de medición; esto podría en un momento dado incrementar la producción diaria y reducir los costos por trabajo, con la consecuente disminución de los precios unitarios tomando en cuenta el costo del equipo y la aplicación de la técnica, que no deben ser significativamente mayores.

El ejemplo anterior, aunque simple, ilustra la necesidad de evaluar previamente todas las características del trabajo de prospección que se va a realizar, definiendo

primeramente los objetivos que se persiguen, principalmente los que se espera alcanzar con la aplicación de los métodos geoelectricos. Una vez definidos estos, se deberán especificar las características del área que se va a estudiar.

Con los dos aspectos anteriores ya establecidos se deberá escoger cual de los métodos disponibles ofrece la mejor combinación de resolución, mayor producción y costo mínimo. Esto implica la elaboración de lo que se denomina, por un lado, "términos de referencia", que deberá ser formulado por quien contrate el servicio, y por otro la denominada "propuesta de trabajo", que debe ser realizada por quien ofrece el servicio. En estos dos documentos se especifica claramente lo que espera del trabajo quien compra el servicio, y lo que debe ofrecer quien lo realiza, con el costo correspondiente.

Si estos documentos no existen o no están claramente especificados, puede darse el caso de que quien compra el servicio encuentre que los resultados que se le entreguen no corresponden a su expectativa, o que el prestador del servicio se vea frente a la exigencia de un resultado que no puede ofrecer, como consecuencia lógica de las limitaciones del servicio o del método que ofreció. Otro aspecto que puede resultar de la inexistencia o falta de claridad y exactitud de estos documentos es el fracaso económico del proyecto, ya que los recursos disponibles pueden ser desperdiciados en acciones no dirigidas a solucionar sus problemas reales.

En un trabajo de prospección geohidrológica siempre debe tomarse en cuenta que existen resultados intermedios y finales; dentro de los primeros están los obtenidos de la modelación que se hace en los trabajos de exploración geoelectrica, y dentro de los segundos las características de los acuíferos que se explotarán como consecuencia de todo el trabajo exploratorio. En el pasado, la conceptualización de los diferentes tipos de resultados acarrea muchos problemas de tipo contractual, pues sobre todo en trabajos de este tipo hechos entre particulares se ha creído que los resultados de los levantamientos geoelectricos deben definir por sí solos todas las características del acuífero, incluido el gasto del pozo terminado, con la consecuente frustración del que pagó por este servicio y no obtuvo el resultado esperado.

A continuación se enlistan los parámetros más relevantes que deben ser especificados en los términos de referencia de un estudio geoelectrico en la prospección geohidrológica:

1. Tipo de acuífero esperado en la zona de estudio.
2. Profundidad de investigación requerida.
3. Tipo de roca encajonante esperada.
4. Topografía del terreno.
5. Vegetación de la zona de estudio.
6. Accesos.
7. Método geoelectrico que se aplicará.
8. Características mínimas de equipo y accesorios.
9. Características de quien va a aplicar el método.

10. Cantidad de trabajo.
11. Objetivos.
12. Presentación de los resultados.
13. Tiempo de trabajo.

Los seis primeros parámetros determinarán la elección de los tres siguientes, pues el método a utilizar, las características del equipo y las del personal que lo realice están directamente relacionadas con la problemática a resolver.

La tabla 12.1 recopila los parámetros más relevantes de cada método geoelectrónico; en ella se encuentran establecidos como parámetros clasificatorios los siguientes: profundidad de investigación, características de los tendidos de campo cuando se trata de sondeos, potencia mínima requerida en el equipo, magnitud mínima de la señal en el receptor, o en su caso, la relación señal /ruido mínima aceptable, la topografía de la zona de estudio y la vegetación, y en la última columna se da la unidad de costos para cada uno de los métodos. Haciendo uso de la tabla se puede establecer una unidad compuesta para un método específico tomando en cuenta las demás características, como por ejemplo: "Un SEV profundo en topografía abrupta y vegetación densa", lo cual implicaría un equipo con potencia mínima de 10 kilowatts y una abertura interelectrónica de corriente de mil a cinco mil metros, dependiendo de la profundidad de investigación requerida; el término entre comillas establecerá entonces la unidad de costos que será analizada.

Otro posible ejemplo es el siguiente: "sondeo magnetotelégrafo (SMT) semiprofundo con cinco componentes (dos eléctricas y tres magnéticas) y referencia remota, en topografía abrupta y vegetación escasa"; aquí también el término entre comillas será la unidad de costo, a la que se podrá agregar otra u otras características, como el tipo de modelado (unidimensional o bidimensional) que también influyen en el costo unitario.

Tabla 12.1. Clasificación de los métodos geoelectricos con fines de costos

METODO	PROFUNDIDAD DE INVESTIGACION	CARACTERISTICAS DEL TENDIDO	POTENCIA DEL EQUIPO	SENSIBILIDAD DEL RECEPTOR	TOPOGRAFIA	VEGETACION	UNIDAD DE COSTO
SEV (PI)	1 2 3 4	AB/2<300 300<AB/2<1000 1Km<AB/2<5Km 5000 < AB/2	> 750 w 750-250% 1 A 10 Kw 10 a 15Kw	0.5 mv 0.5 W 0.5 mV 0.5 mV	I II III IV	A B C D	SONDEO
CE (CP1)	1 2	R < 50 m R > 50 m	750 w 2.5 Kw	0.5 mV 0.5 mV	I II III IV	A B C D	Km
SMT	2 3 4	- NUMERO DE COMPONENTES - REFERENCIA REMOTA	baterías	RELACION SEÑAL/RUIDO > 3	I II III IV	A B C D	SONDEO
SF	1 2 3 4	LOOP TRANS. PEQUEÑO LOOP TRANS. GRANDE	750 w 2.5 Kw 10 Kw 15 Kw	RELACION SEÑAL/RUIDO > 3	I II III IV	A B C D	SONDEO
TEM	1 2 3 4	LOOP < 30m 30<LOOP<100 100<LOOP<500 500 < LOOP	baterías baterías 750 w 750 w	RELACION SEÑAL/RUIDO > 3	I II III IV	A B C D	SONDEO
PSEA	1 2	- NUMERO DE FRECUENCIAS	baterías	RELACION SEÑAL/RUIDO > 3			Km
CEMT	1 2	SEPARACION FUENTE-RECEPTOR	baterías	RELACION SEÑAL/RUIDO > 3	I II III IV	A B C D	Km
CEMA	1 2	- NUMERO DE FRECUENCIAS. - NUMERO DE BOBINAS.	baterías	RELACION SEÑAL/RUIDO > 3			Km

NOTAS:

PROFUNDIDAD*

- 1 SOMERO < 100 m
 - 2 SEMIPROFUNDO 100~300 m
 - 3 PROFUNDO 300~1000 m
 - 4 MUY PROFUNDO > 1000 m
- ABRUPTA**

VEGETACIÓN

- A ESCASA
- B REGULAR
- C ABUNDANTE
- D CERRADA

TOPOGRAFIA

- I PLANA
- II ONDULADA
- III ABRUPTA
- IV MUY

* VALORES APROXIMADOS QUE PUEDEN VARIAR DE UN MÉTODO A OTRO

Además de la unidad de costos, los objetivos del trabajo deben estar claramente descritos, ya sean conocer la distribución de resistividades en el subsuelo o hacer la interpretación final en términos geohidrológicos o de cualquier otro tipo.

La presentación de los resultados es un aspecto muy importante a especificar, puesto que representa el núcleo del producto que se está comprando, incluidos los planos, secciones, informe descriptivo, memoria de cálculo, etcétera. Por último, el tiempo de trabajo es de importancia relevante para el diseño logístico y económico de un proyecto.

Todo lo anterior implica que, basándose en los términos de referencia para cada proyecto, la propuesta de trabajo debe incluir el análisis de los costos, haciendo referencia a las características de los objetivos, método geoelectrico, operación de campo, equipo, tiempo de trabajo, cantidad de éste último y tipo de presentación final.

A continuación presentamos un listado de los conceptos a tomar en cuenta en el análisis de costo de un proyecto de prospección geoelectrica.

1.- Equipo

- 1.1 Equipo principal
- 1.2 Equipo accesorio
- 1.3 Equipo de transporte
- 1.4 Equipo de campamento
- 1.5 Equipo de oficina
- 1.6 Equipo de cómputo

2.-Personal

- 2.1 Responsable
- 2.2 Técnico
- 2.3 Apoyo
- 2.4 Administrativo

3.- Consumibles

- 3.1 De transporte
- 3.2 De campamento
- 3.3 De oficina
- 3.4 De cómputo
- 3.5 De equipo

4.- Trabajos adicionales de campo

- 4.1 Topografía
- 4.2 Brecheo
- 4.3 Preparación de estaciones

5.- Uso de programas de cómputo

5.1 De marca registrada

5.2 Domésticos

6.- Análisis de información previa

7.- Modelado

7.1 Unidimensional

7.2 Bidimensional

7.3 Tridimensional

8.- Interpretación

8.1 Únicamente geofísica

8.2 Integración con otras disciplinas

9.- Dibujo y diseño

10.- Conformación del informe final

11.- Indirectos de la empresa

Los puntos anteriores son los básicos a tomar en cuenta en el análisis del costo de un levantamiento; sin embargo, en ciertos casos no todos ellos son aplicables, en otros se deberán tomar en cuenta otros costos derivados de características particulares, como serían permisos para la realización de los trabajos en propiedad privada, asesoría en trabajos de alta dificultad tecnológica, viajes de supervisión, uso de licencias especiales, costos de viajes para la exposición de los resultados preliminares o finales, etcétera.

GLOSARIO

a	Factor de tortuosidad.
AB	Electrodos de corriente.
AB/2	Distancia del centro del arreglo al electrodo A o B.
API	Siglas del Instituto Americano del Petróleo para unidades de rayos gamma y de neutrón.
BASIC:	Lenguaje de programación.
CALICATA:	Método para la determinación de la variación horizontal de la resistividad o cargabilidad.
CONDUCTIVIDAD:	Es la cantidad de electrones libres multiplicados por su movilidad.
CARGABILIDAD:	Capacidad de los materiales para retener carga eléctrica.
CORRIENTE:	Son cargas eléctricas en movimiento.
CORRIENTE ALTERNA:	Corriente eléctrica es una función que varía armónicamente con el tiempo, generalmente en forma senoidal.
CORRIENTE CONTINUA:	Corriente eléctrica que no es función del tiempo.
CEMA	Calicatas Electromagnética Aérea.
CONDUCTOR:	Material que permite el paso de la corriente eléctrica.
CONSTANTE DIELECTRICA:	Es la oposición natural al flujo de corriente de los materiales.
CPS	Cuentas por segundo.
Curie	La cantidad de radioisótopo requerida para producir 3.7×10^{10} desintegraciones por segundo.
P	Densidad volumétrica.
Pf	Densidad de fluido.
dh	Diámetro de pozo.

di	Diámetro de invasión.
Pma	Densidad matriz.
Emf	Fuerza electromotriz.
Encloche:	Ajuste de las curvas de resistividad aparente en los cambios de abertura de los electrodos de potencial.
ESPIRA:	Vuelta del cable en una bobina.
F	Factor de resistividad de formación.
LOOP:	Vuelta del cable en una bobina.
m	Exponente de cementación.
MN	Electrodos de Potencial.
N	Neutrón.
n	Factor de cementación.
NOMOGRAMA:	Gráfica de interpretación o corrección que relaciona 3 o más valores.
POLARIZACION:	Alineación de las cargas eléctricas positivas y negativas de las moléculas por la acción de un campo eléctrico externo.
POTENCIAL:	Diferencia de voltaje entre un punto en el espacio y tierra.
POTENCIAL ESPONTANEO:	Potencial natural que está siempre presente en el terreno.
PI	Sondeo de Polarización Inducida.
∅	Porosidad (∅).
∅e	Porosidad efectiva.
∅t	Porosidad total.
ppm	Partes por millón.
PSEA	Pseudosondeos electromagnéticos aéreos.

RESISTIVIDAD:	Resistencia específica al flujo de corriente de un material.
R	Resistividad.
ρ_a	Resistividad aparente.
Ra	Resistividad aparente.
Rarc	Resistividad en las arcillas.
RG	Rayos gamma
Ri	Resistividad de la zona invadida.
Rm	Resistividad del lodo.
Rme	Resistividad del enjarre de lodo.
Rmf	Resistividad del filtrado de lodo.
Ro	Resistividad de la formación 100% saturada de agua.
Rs	Resistividad de las formaciones adyacentes.
Rt	Resistividad verdadera de la formación.
Rw	Resistividad del agua de formación.
Rwa	Resistividad aparente del agua.
Rxo	Resistividad de la zona lavada.
Ruido Cultural:	Alteración de las condiciones naturales provocadas por las obras hechas por el humano.
SEV	Sondeo Eléctrico Vertical.
SP	Sondeo por Frecuencia.
SKT	Sondeo Magnetoteléurico.
SONDEO:	Método para la determinación de la variación vertical de la resistividad o cargabilidad.
SP	Potencial espontáneo.
SSP	Potencial espontáneo estático.

Sw	Saturación de agua.
Δt	Tiempo de intervalo de tránsito.
T	Temperatura.
TEM	Sondeo por Transitorio Electromagnético.
Δt_{ma}	Tiempo de intervalo de tránsito de la matriz.
V	Velocidad acústica en m / seg.
V _{ma}	Velocidad acústica de la matriz.

BIBLIOGRAFÍA

AL'PIN L. M. et al. (1966), Dipole methods for measuring Earth Conductivity, Traducción de G.V. Keller, Consultants Bureau, Nueva York, 302 pags., (1966).

ASQUITH G.B. Basic well log analysis for geologists, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma 74101 U.S.A.

ASTIER J. L. Geofísica aplicada a la Geohidrología. Segunda edición, Editorial Paraninfo, S.A., Madrid, 1982.

BARTON N. LIEN R. and LUNDE J. Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support, Rock Mechanics, Vol. 6, No. 4, p.p. 189 - 236, 1974.

BERTIN J. and LOEB J. Experimental and theoretical aspects of induced polarization presentation and application of the IP Method, Case Histories, Geopublication Associates, Vol. 1 y 2, 1976.

BIENAWSKI Z. T. Geomechanics, classification of rock masses and his application in tunnelling. Tunnelling in rock Pretonia.

BUSELLI G. Interpretation of sirotem data from Elura. The geophysics of the Elura Orebody, Cobar, NSW. CSIRO Division of mineral physics, P.O. Box 136, North Ryde NSW 2113.

CAGNIARD L, Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. Geophysics, 18, 605-635, (1953).

COLLET L.S. and KATSUBE T.J. Electrical Parameters of Rocks in Developing Geophysical Techniques, Geophysics, Vol. 38, No. 1, 76-91, 1973.

COOK K.L. and VAN NOSTRAND R.G. Interpretation of resistivity data over filled sinks Geophysics vol. 19 pp 761-790, 1954.

CUSTODIO E. y LLAMAS M. R. Hidrología subterránea, Edición Omega, S.A., Barcelona, España, 1976.

DAS U. C., GHOSH, D. P. and BIEWINGA, D. T. Transformation of dipole resistivity sounding measurements over layered earth by Linear Digital Filtering, geophysical prospecting 22, 476-489, 1974.

DAS U. C. and VERMA, S.K. Digital linear filter for computing type curves for the Two-Electrodes system of resistivity sounding, geophysical prospecting, 28, 610619, 1980.

DAVIS S. N. and WIEST R. Hidrología, Ediciones Ariel, Barcelona, España, 1971.

DORN MATTHIAS. A special aspect of interpretation of geoelectrical sounding curves and Its Application for groundwater exploration, 23 455-469. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam Printed in The Netherlands, 1985.

DRESSER ATLAS. Low Review 1, Dresser Atlas Inc., 1974.

DRESSER ATLAS. Neutron Lifetime Logs, Dresser Atlas Inc., 1983.

DUPRAT ALBERT. Geophysics applied to water exploration, Compagnie Generale de Geophysique, Technical series head office: 6, rue Galvani - B. P. 56-91301 Massy-France, No. 533.83.08.

ESKOLA, L. & HATTULA, A. A method to calculate the frequency effect and chargeability of induced polarization in an inhomogeneous medium. 42 p. Geol. Survey Finland, Report Investigation no. 5 Otaniemi, Finland, 1974.

FILLERMAN V.D. and STEWART T.M. Transient electromagnetic sounding for groundwater geophysics, vol. 54, No. 4, April 1986.

FRASER, DOUGLAS C. Dighem resistivity techniques in airborne electromagnetic mapping in Airborne Resistivity Mapping, ed. G.J. Palacky; geological survey of Canada, paper 86-22 p. 49-54, 1986.

FRASER DOUGLAS C. Airborne Mapping of Water Resources With Dighem Systems, May 10, 1990.

FRASER DOUGLAS C. Layered-earth resistivity mapping, U.S.G.S. Bull 1925, Dec. 1990.

GEARHART INDUSTRIES INC. Formation date Handbook Gearhart Industries Inc., 1982.

GEONICS ELECTROMAGNETIC. Instrumentation applied to groundwater contamination, Geonics Limited, leaders in electromagnetics.

GHOSH, D. P. Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for horizontally stratified earth, Geophysical Prospecting, v. 19, pp. 769-775, 1971.

GHOSH, D. P. The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical prospecting, Geophysical Prospecting, v. 19, pp. 192-217, 1971.

GOLDMAN, M., GILAD, D., RONEN, A. and MELLOUL, A. Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the time domain electromagnetic method. Geoexploration, 28, 153-174, Elsevier Science Publishers, B. V., 1991.

GOLDXAN M. A. and KAFRI U. Dror Gilad and Avi MELLOUL. Detection of fresh-water/sea-water interface by the time domain electromagnetic (TDEM), method in Israel, 1989.

GOMEZ R. O. Registros de Pozos parte I, teoría e interpretación, México, D.F., 1975.

GRANADA SANZ A. La geofísica aplicada en Hidrogeología. Algo más que el S.E.V., Boletín Geológico y Minero, T. XCVII-I 65-76, 1986.

GRANT F. S. and WEST. G. P. Interpretation theory in applied geophysics, McGraw-Hill Book Company, 1965.

HALLENBURG J. K. Geophysical logging for mineral and engineering applications, pen well books Tulsa, Oklahoma U.S.A., 1984.

JOHANSEN, H.K. An Interactive computer/graphic-display terminal system for interpretation of resistivity soundings, Geophysical Prospecting, v. 23, pp. 449-458, 1975.

JORANSEN, H. K. A man computer interpretation system for resistivity soundings over a horizontally Stratified earth, Geophysical Prospecting, v. 25, pp. 667-691, 1977.

JUPP and VOSOFF. Two dimensional magnetotelluric inversion geophysics Journal of the Royal Astronomical Society, v. 500, pp. 333-352, 1977.

KAUFMAN and KELLER. The magnetotelluric sounding method, Methods in geochemistry and geophysics, Elsevier Science Publ. Co., 1981.

KAUFMAN A.A. and V. G. KELLER. Frequency and transient soundings, Methods in Geochemistry and Geophysics, 16, Elsevier Amsterdam Oxford, New York, 1983.

KELLER V.G. and FRISCHKNECHT D. P. Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon Press, Oxford, London, Edinburgh, New York, Toronto, Paris, Braunschweig, 1966.

KETOLA M. and PURANEN M. Type curves for the interpretation of slingram (horizontal 100p) anomalies over tabular bodies geological survey of Finland, R.I. no. 1, 1967.

KETOLA M. The interpretation of slingram (horizontal loop) anomalies by small-scale model measurements. Geological Survey of Finland, R.I. No. 2, 1968.

KEYS, W.S. and MACCARY, L.M. Application of borehole geophysics to water resources investigations, Book 2 Collection of Environmental data, U.S.A., Geological Survey, (1986).

KOEFOED O. An analysis of equivalence in resistivity sounding, Geophysical Laboratory of the University of Technology, Delft. Manuscript received by the Editor, February 1969.

KOEFOED OTTO Geosounding Principles, 1 Resistivity Sounding Measurements, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam Oxford, New York, 1979.

KOSENY J., Obert kapillare leitung def wassers in boden, Sitzberg, Akad. Wien. Nath-Naturw. k1, Vol. 136-2a, 1927.

KUMAR, R. Resistivity type curves over outcropping vertical dyke -I, Geophysical Prospecting, v. 21, 560- 578, 1973.

KUMAR, R. Resistivity type curves over outcropping vertical dyke - II, Geophysical Prospecting, v. 21, 615625, 1973.

KUNETZ GEZA. Principles of Direct Current Resistivity Prospecting. Geopublication Associates, 1966.

LABO J. "A practical introduction to Borehole Geophysics" Society of Exploration Geophysics. Tulsa, Oklahoma 741702704, U.S.A.

MIJAILOV L. Hidrología, Editorial Mir Moscu, 1989.

MILITZER H., ROESLER R. and LOSCH W. Theoretical and Experimental Investigations for Cavity Research with Geoelectrical Resistivity Methods, Geophysical Prospecting, v. 27, pp. 640-652, 1979.

MUNDRY E. & HOMILIUS D. J. Fur Geolektrische Widerstandsmessungen, Three-Layer Model Curves for Geoelectrical Resistivity Measurements., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Hannover, 1979.

NYMAN, DOUGLAS and MARK LANDISMAN. VES Dipole-dipole filter coefficients, Geophysics, v. 42, pp.1037-1044, 1977.

O'NEILL D. J. Improved linear filter coefficients for Application in apparent resistivity computations, Bull Aust. Soc. Explor. Geophys V. 6, No. 4, December 1975.

ORELLANA E. MOONEY HAROLD R. Tablas y Curvas patrón para Sondeos Eléctricos Verticales sobre terrenos estratificados, Arreglo Schullumberger, Interciencia Costanilla de los Angeles, 15 Madrid, 1966.

ORELLANA E. Prospección Geoeléctrica por campos variables, Editorial Paraninfo, S.A. Madrid, 1974.

ORELLANA E. Prospección Geoeléctrica en corriente continua, Editorial Paraninfo, S.A. Madrid, 1982.

ORELLANA E. MOONEY HAROLD R. Curvas patrón de dos y tres capas y Diagramas de punto auxiliar para Sondeos Eléctricos Verticales mediante el dispositivo Wenner. Interciencia Costanilla de los Angeles, 15 Madrid-13, Spain, 1972

PATELLA D. Resistivity Sounding on a Multi-layered Earth with Transitional Layers. Part I: Theory, Geophysical Prospecting, v. 25, pp. 699-729, 1977.

PATELLA D. Resistivity Sounding on a Multi-layered Earth with Transitional Layers. Part. II: Theoretical and Field Examples, Geophysical Prospecting, v. 26, pp. 130-156, 1978.

PATELLA D. ROSSI A. TRAMACERE A. First results of the Application of the Dipole Electrical Sounding Method in the Geothermal Area of Travale-Radicondoli (Tuscany). Geothermics, Vol. 8. 111-134 Pergamon Press Ltd. Printed in Great Britain C.N.R., 1979.

PATELLA D. The Quantitative Interpretation of Dipole Soundings by Means of the Resistivity Transform Function, Geophysical Prospecting 28, 956-960, 1980.

PATELLA D. The Interpretation of the Vertical Fault problem in Geoelectrics using Hankel Integral, Geophysical Prospecting, v. 28, pp. 961-966, 1980.

PATELLA D. General Transformation System of Dipole Geoelectrical Sounding Into Schlumberger's, as an Approach to the Inversion. The Solution of the Inverse Problem in Geophysical Interpretation, Edited by R. Cassinis (Plenum Publishing Corporation, 1981).

PATRA H. P. K MALLICK. Geosounding Principles, Vol. 2 Time-Varying Geoelectric Soundings, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam Oxford, New York, 1980.

PATTEN E. P. and BENNET G.D. "Application of Electrical and Radioactive well Logging to Groundwater Hydrology", U.S. Geological Survey, Water-Supply Paper 1544-D, 60 p., 1963.

Pérez Angon R. "Comunicación Personal", 1986.

PETTIJHON F. J. "Sedimentary Rocks", Harper and Row N.Y., 1975.

PIRSON S. J. "Geology Well Log Analysis", Second Edition, Gulf Publishing Company, 1977.

PIRSON S. J. "Ingeniería de Yacimientos Petrolíferos", Ed. Omega, 1985.

RIDER M. H. "The Geological Interpretation of well Logs" Blackie and Sons Limited, Bishopbriggs Glasgow. 1986.

RIJKSWATERSTAAT, The Netherlands, Standard Graphs for Resistivity Prospecting, Published by European Association of Exploration Geophysicists, 1975.

ROBERT INMAN JOSEPH. Resistivity inversion with ridge regression, Geophysics, V. 40, No. 5, October 1975.

SATPATHY B. N. and KANUNGO D. N. Groundwater exploration in hard-rock terrain-a case history, Geophysical Prospecting, v. 24, pp. 725-736, 1976.

SCHLUMBERGER "Fundamentos de la Interpretación de perfiles", Documento Schlumberger, Schlmb. Limited, 1970.

SCHLUMBERGER "Evaluación de Formaciones en México", Schlumberger México, 1984.

SCHLUMBERGER "Sedimentary Enviroments from Wireline Logs", Schlumberger Educational Services, 1985.

SCRLUMBERGER "Log Interpretation Principles / Applications", Schlumberger Educational Services, 1989.

SEIGEL H. O. Mathematical Formulation and Type Curves for Induced Polarization., Geophysics, v. 24, 547-565, 1959.

SENGPIEL K. P. Groundwater prospecting by multifrequency airborne electromagnetic techniques; in Airborne Resistivity Mapping. ed. G.J. Palachy; Geological Survey of Canada, Paper 86-22, p. 131-138., 1986.

SENGPIEL, K. P. Approximate inversion of airborne EM data from a multilayered ground, Geophysical Prospecting, v. 36, pp. 446-459, 1988.

SERRA O. "Fundamentals of Well-Log Interpretation -1", The Adquisition of Logging Data, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, The Netherlands, 1985.

SERRA O. "Fundamentals of Well-Log Interpretation -2", The Interpretation of Logging Data, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, The Netherlands, 1986.

SERRES Y. F. Resistivity Prospecting in a United Nations Groundwater Project of Western Argentina, Gophysical Prospecting, v. 17, pp. 444-455, 1968.

SPIES R. B. and EGGERS E. D. The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods Geophysics, Vol. 51 No. 7, pp 1462-1471, July 1986.

SPWLA. "Acoustic Logging", SPWLA, Reprint Volume, 1978.

SPWLA. "Gamma Ray, Neutron and Density Logging", SPWLA, Reprint Volume, 1978.

SPWLA. "Pulsed Neutron Logging", SPWLA, Reprint Volume, 1979.

SPWLA. "The Art of Ancient Log Analysis", SPWLA, 1979.

SPWELA. "Shaly Sand", SPWLA, Reprint, 1982.

SPWLA. "Glossary of Terms and Expressions Used in well Logging", SPWLA, 1984.

SUMNER J. B. Principles of Induced Polarization for Geophysical Exploration., Elsevier Scientific Publishing Company, 1976.

Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Sponsored by The Society of Engineering and Mineral Exploration Geophysicists, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, March 13-16, 1989.

TELFORD W. M., GELDART L.P., SCRERIFF R. E., KEYS D.A. Applied Geophysics, Cambridge University Press 1976.

TOOD D. K. "Groundwater Hydrology", Second Edition John Wiley & Sons, Inc. U.S.A., 1980.

VOZOFF KEEVA. Magnetotelluric Methods, Geophysics Reprint, Series No. 5 Editor Franklyn K. Levin, 1986.

WATER AND WASTEWATER INTERNATIONAL. Vol. 5. Issue 3, Pollution Control in China. Jun 1990.

WASTEWATER INTERNATIONAL. Vol. 6 Issue 5, Does Public Involvement Improve Resource Management Planning, October, 1991.

WELEX. "Density Logging", Welex a Haliburton Co., 1979.

WELEX. "Neutron Logging", Welex a Haliburton Co., 1979.

WEST G. F. MACNAEZ J.C. and LAMONTAGNE. A Time-Domain EM System measuring the step response of the ground, Geophysics, vol. 49, No. 7 p. 1010-1026, July 1984.

WORTHINGTON, PAUL P. Geophysical Investigations of groundwater resources in the kalahari Basin. Geophysics, 42, 838-849, 1977.

WYLLIE, M. R. J., Gregory A. R., Gardner L. W., An experimental investigation of factors affecting Elastic Waves Velocities in porous media, Geophysics, Vol. XXIII, N° 3, July 1958.

Tabla de conversión de unidades de medida al Sistema Internacional de Unidades (SI)

OTROS SISTEMAS DE UNIDADES			SISTEMA INTERNACIONAL DE UNIDADES (SI)	
UNIDAD	SÍMBOLO	MULTIPLICADO POR	SE CONVIERTE A	
			UNIDAD	SÍMBOLO
LONGITUD				
Pie	pie, ft.,'	0.3048	metro	m
Pulgada	plg., in, "	25.4	milímetro	mm
PRESIÓN/ ESFUERZO				
Kilogramo fuerza/cm ²	kg _f /cm ²	98,066.5	Pascal	Pa
Libra/pulgada ²	lb/ plg ² ,PSI	6,894.76	Pascal	Pa
Atmósfera	atm	98,066.5	Pascal	Pa
metro de agua	m H ₂ O (mca)	9,806.65	Pascal	Pa
Mm de mercurio	mm Hg	133.322	Pascal	Pa
Bar	bar	100,000	Pascal	Pa
FUERZA/ PESO				
Kilogramo fuerza	kg _f	9.8066	Newton	N
MASA				
Libra	lb	0.453592	kilogramo	kg
Onza	oz	28.30	gramo	g
PESO VOLUMÉTRICO				
Kilogramo fuerza/m ³	kg _f /m ³	9.8066	N/m ³	N/m ³
Libra /ft ³	lb/ft ³	157.18085	N/m ³	N/m ³
POTENCIA				
Caballo de potencia, Horse Power	CP, HP	745.699	Watt	W
Caballo de vapor	CV	735	Watt	W
VISCOSIDAD DINÁMICA				
Poise	μ	0.01	Mili Pascal segundo	mPa.s
VISCOSIDAD CINEMÁTICA				
Viscosidad cinemática	v	1	Stoke	m ² /s (St)
ENERGÍA/ CANTIDAD DE CALOR				
Caloría	cal	4.1868	Joule	J
Unidad térmica británica	BTU	1,055.06	Joule	J
TEMPERATURA				
Grado Celsius	°C	tk=tc + 273.15	Grado Kelvin	K

Nota: El valor de la aceleración de la gravedad aceptado internacionalmente es de 9.80665 m/s²